



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE PARÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO E INOVAÇÃO TECNOLÓGICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS DA AMAZÔNIA**

**VALIDAÇÃO DOS DADOS DE PRECIPITAÇÃO PLUVIAL ESTIMADOS PELO
PRODUTO MERGE PARA A AMAZÔNIA CENTRAL**

PRISCILA DA SILVA BATISTA

**SANTARÉM
2019**

PRISCILA DA SILVA BATISTA

**VALIDAÇÃO DOS DADOS DE PRECIPITAÇÃO PLUVIAL ESTIMADOS PELO
PRODUTO MERGE PARA A AMAZÔNIA CENTRAL**

ORIENTADOR:
PROF. DR. JULIO TOTA DA SILVA
COORIENTADOR:
PROF. DR^a. ANA CARLA DOS SANTOS GOMES

Exame de Defesa apresentado à Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Recursos Naturais da Amazônia, junto ao Programa de Pós-Graduação *Stricto Sensu* em Recursos Naturais da Amazônia.

**SANTARÉM
2019**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema Integrado de Bibliotecas – SIBI/UFOPA

B333v Batista, Priscila da Silva
Validação dos dados de precipitação pluvial do produto Merge para a
Amazônia Central./ Priscila da Silva Batista. – Santarém : UFOPA, 2019.

84 p.: il.
Inclui bibliografias.

Orientador: Julio Tota da Silva

Coorientadora: Ana Carla dos Santos Gomes

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Oeste do Pará, Pró-Reitoria de Pesquisa, Pós-Graduação e Inovação Tecnológica, Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia.

1. Precipitação. 2. MERGE. 3. Amazônia. I. Silva, Julio Tota da, *orient.* II. Gomes, Ana Carla dos Santos, *coorient.* III. Título.

CDD: 23 ed. 551.577098115

PRISCILA DA SILVA BATISTA

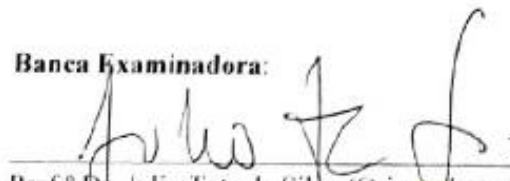
**VALIDAÇÃO DOS DADOS DE PRECIPITAÇÃO PLUVIAL ESTIMADOS PELO
PRODUTO MERGE PARA A AMAZÔNIA CENTRAL**

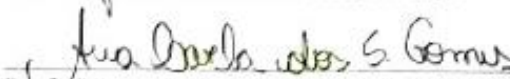
Exame de Defesa apresentado à Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Recursos Naturais da Amazônia, junto ao Programa de Pós-Graduação *Stricto Sensu* em Recursos Naturais da Amazônia.

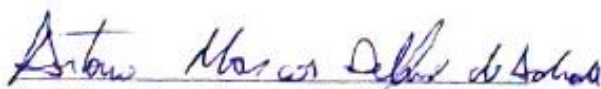
Conceito: APROVADA

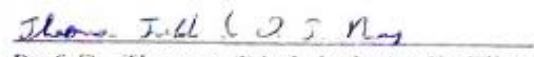
Data de aprovação: 31/05/2019

Banca Examinadora:


Prof.º Dr. Julio Tota da Silva (Orientador)
Universidade Federal do Oeste do Pará


Prof.ª Dra. Ana Carla Dos Santos Gomes (Coorientadora)
Universidade Federal do Oeste do Pará


Prof. Dr. Antonio Marcos Delfino de Andrade
Universidade Federal do Oeste do Pará


Prof. Dr. Theomar Trindade de Araújo Tiburtino Neves
Universidade Federal do Oeste do Pará


Prof. Dr. Manoel Roberval Pimentel Santos
Universidade Federal do Oeste do Pará

Dedico este trabalho aos meus pais, Edinei e Rose, que sempre acreditaram que a educação é o melhor caminho.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, pela porta aberta no curso de mestrado, e pelo fim desse ciclo, que certamente fechará para que outros se abram.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ), que apoiou a realização deste trabalho, através do Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia (PPGRNA) da Universidade Federal do Oeste do Pará.

À minha família, única e indispensável que sempre tentou compreender todas as minhas lamentações momentâneas.

Aos meus orientadores, Julio Tota e Ana Carla pela paciência.

À Jéssica Corrêa pelo apoio, força, incentivo e ideias, e, por, muitas vezes, me trazer para mais perto do meu trabalho durante essa jornada.

Ao meu grande amigo, ilustríssimo Lucas Raphael Gonçalves, por ser tão especial e singular na minha vida, confrontando-me muitas vezes neste trabalho, sendo o seu maior crítico. Claro que dois anos foram poucos, para a eternidade da nossa amizade e agradeço muito por ser quem é na minha vida.

Aos amigos queridos Charles Lopes de Oliveira, Elvis Ricardo, Felipe Less e Victória Kathleen que dedicaram algum tempo para dar sugestões e ajudaram-me com excelência e ao incentivo de Higo Leonardo Lacerda.

A minha turma do PPGRNA de forma geral, e, em especial, Viviane Corrêa e Markos Mota, os quais compartilharam momentos de extrema valia, aprendizagem e companheirismo.

Enfim, a todos que de forma direta e indireta auxiliaram-me a chegar até aqui e que não foram citados.

Obrigada.

“Deus faz com que a água da terra suba para um depósito e depois transforma em gotas de chuva (Livro de Jó 36.27).”

RESUMO

A Amazônia é um vasto bioma, de dimensões continentais, que ainda possui áreas de difícil acesso, que quando somadas às particularidades locais, dificultam a instalação e/ou expansão das redes de estações meteorológicas. Uma alternativa que vem sendo utilizada para as pesquisas climatológicas e hidrológicas são os satélites ou produtos combinados de dados de precipitação pluvial estimados por satélites e dados de precipitação pluvial observados, como o produto MERGE. O produto MERGE é a combinação de uma técnica nova que visa combinar os dados do satélite TRMM com os dados de observação de superfície com maior qualidade sobre o continente da América do Sul, no entanto, a precisão dos dados é questionável quando comparados aos dados coletados em superfície. Tendo em vista o potencial de contribuição do MERGE, podendo constituir uma ferramenta extremamente útil, o objetivo deste trabalho foi avaliar a qualidade dos dados estimados pelo MERGE para a Amazônia Central, a partir dos dados observados em superfície para um período de 20 anos (1998-2017). Foram utilizadas 06 estações meteorológicas do INMET, com índice de falhas menor que 1,70%, e a aplicação da estatística descritiva demonstrou forte similaridade entre os conjuntos de dados analisados, sendo que a correlação de Pearson foi maior que 0,89 e o menor coeficiente de determinação foi de 0,79, ambos em Óbidos, sendo que Belterra e Monte Alegre foram os pontos que representaram os dados estimados com maior precisão para a região de estudo. Em relação as medidas quantitativas de desempenho utilizadas no estudo, tais como viés, coeficiente de eficiência (EFF), Índice de concordância de Willmott (d), erro médio absoluto (EMA) e raiz do erro médio quadrático (REMQ), os resultados foram satisfatórios, no entanto, houve subestimação do produto em todos os pontos analisados. Em relação à variabilidade interanual da precipitação foi constatado o aumento da quantidade de precipitação em Óbidos, de uma década para outra (1998-2007 e 2008-2017), enquanto em Porto de Moz ocorreu uma diminuição, apesar de não ter sido verificada tendência de chuva em nenhum dos pontos analisados no trabalho. Na análise da variação mensal da precipitação foi utilizada a Normal Climatológica publicada pelo INMET (1981-2010), a qual ficou bem ajustada aos dados estimados. Por fim, a análise sazonal evidenciou que a região apresenta uma espacialização heterogênea da precipitação em relação aos trimestres chuvosos (DJF e MAM) e secos (JJA e SON). Sendo assim, os resultados demonstraram excelente qualidade dos dados estimados pelo MERGE para a Amazônia Central, quando comparados aos dados observados podendo ser utilizados como uma fonte alternativa de informações sobre a escassez de dados de estações de superfície.

PALAVRAS-CHAVE: Precipitação; MERGE; Amazônia; Pará; Validação

ABSTRACT

The Amazon is a vast biome, of continental dimensions, which still has areas of difficult access that added to the local peculiarities, make difficult the installation and / or expansion of networks of meteorological stations. An alternative that has been used for climatological and hydrological research is the satellites or combined products of rainfall data estimated by satellites and observed rainfall data such as the MERGE product. The MERGE product is the combination of a new technique that aims to combine the TRMM satellite data with the highest quality surface observation data on the continent of South America, however, the accuracy of the data is questionable when compared to the data collected on surface. In view of MERGE's potential contribution, it can be an extremely useful tool, the objective of this work was to evaluate the quality of the data estimated by the MERGE for the Central Amazonia, based on data observed on the surface for a period of 20 years (1998-2017). Six INMET meteorological stations were used, with a failure rate of less than 1.70%, and the application of descriptive statistics showed a strong similarity between the analyzed datasets, with Pearson's correlation being higher than 0.89 and the lowest coefficient of determination was 0.79, both in Óbidos, Belterra and Monte Alegre were the points that represented the data estimated with greater precision for the study region. Regarding the quantitative measures of performance used in the study, such as bias, coefficient of efficiency (COE), Willmott's concordance index (d), mean absolute error (MAE) and root mean square error (RMSE), the results were satisfactory, however, there was an underestimation of the product at all points analyzed. In relation to the interannual rainfall variability, it was observed an increase in the amount of precipitation in Óbidos, from one decade to another (1998-2007 and 2008-2017), while in Porto de Moz there was a decrease, although there was no trend of rainfall at any of the points analyzed at work. In the analysis of the monthly variation of precipitation was used the Norm Climatological published by INMET (1981-2010), which was well adjusted to the estimated data. Finally, the seasonal analysis showed that the region presents a heterogeneous spatialization of precipitation in relation to rainy (DJF and MAM) and dry (JJA and SON) quarters. Thus, the results showed excellent data quality estimated by the MERGE for the Central Amazonia of Brazil, when compared to the data observed and can be used as an alternative source of information on the scarcity of surface station data.

KEYWORDS: Precipitation; MERGE; Amazon rainforest; State of Pará; Validation

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Tipos órbitas do de satélite	20
Figura 2: Representação esquemática da aquisição de dados pelo sensor micro-ondas (TMI), radiômetro (VIRS) e radar meorológico (PR) do satélite TRMM (Adaptado de http://daac.gsfc.nasa.gov/) para altitude de 402 Km	22
Figura 3: Área de estudo.....	29
Figura 4: Divisão hidrográfica da região de estudo.....	31
Figura 5: Lista em formato ascii.....	32
Figura 6: Estações pluviométricas (INMET) utilizadas na pesquisa.....	34
Figura 7: Fluxograma da pesquisa.....	36
Figura 8: Série histórica dos dados de precipitação observados e dos dados estimados (MERGE) no intervalo de 1998 a 2017: a) Altamira; b) Belterra.....	42
Figura 9: Série histórica dos dados de precipitação observados e dos dados estimados (MERGE) no intervalo de 1998 a 2017: a) Itaituba; b) Monte Alegre.....	44
Figura 10: Série histórica dos dados de precipitação observados e dos dados estimados (MERGE) no intervalo de 1998 a 2017: a) Óbidos; b) Porto de Moz.....	46
Figura 11: Regressão linear dos dados de precipitação observados e dos dados de precipitação estimados, da série histórica de 1998 a 2017, para: a) Altamira; b) Belterra; c) Itaituba; d) Monte Alegre; e) Óbidos; f) Porto de Moz.	48
Figura 12: Variação anual da precipitação em comparação com a normal climatológica de Altamira.....	55
Figura 13: Variação anual da precipitação em comparação com a normal climatológica de Belterra	56
Figura 14: Variação anual da precipitação em comparação com a normal climatológica de Itaituba.....	57
Figura 15: Variação anual da precipitação em comparação com a normal climatológica de Monte Alegre.....	57
Figura 16: Variação anual da precipitação em comparação com a normal climatológica de Óbidos.....	58
Figura 17: Variação anual da precipitação em comparação com a média geral e a normal climatológica de Porto de Moz.....	59
Figura 18: Linha de tendência linear dos totais anuais de precipitação em: a) Altamira; b) Belterra; c) Itaituba; d) Monte Alegre; e) Óbidos; f) Porto de Moz.....	62
Figura 19: Variação mensal da precipitação estimada em comparação com as normais climatológicas (1981 a 2010), em: a) Altamira; b) Belterra; c) Itaituba; d) Monte Alegre; e) Óbidos; f) Porto de Moz	65
Figura 20: Média sazonal da precipitação para: a estação chuvosa (dezembro a maio) e a estação seca (junho a novembro).....	68
Figura 21: Precipitação acumulada anual por áreas da região oeste do estado do Pará.....	70
Figura 22: Variação espacial decadal (1998-2007 e 2008-2017) da precipitação acumulada (mm) nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF), Março, Abril e Maio (MAM), Junho, Julho e Agosto (JJA), Setembro, Outubro e Novembro (SON) estimada pelo produto MERGE para a região oeste do Estado do Pará	72

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	12
2.	OBJETIVOS	14
2.1	Objetivo geral	14
2.2	Objetivos específicos	14
3.	REFERENCIAL TEÓRICO	15
3.1	Precipitação Pluviométrica	15
3.2	Estimativa de Chuva por Satélite	18
3.3	Caracterização Climática da Amazônia	26
4.	MATERIAIS E MÉTODOS	29
4.1	Área de estudo	29
4.2	Produto MERGE	31
4.3	Procedimentos Metodológicos	33
5.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	40
5.1	Análise da consistência dos dados de precipitação estimados	40
5.2	Análise da variabilidade temporal da precipitação pluviométrica	54
5.3	Análise da variabilidade espacial da precipitação pluviométrica	69
6.	CONCLUSÕES	73
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	74

1. INTRODUÇÃO

A precipitação pluvial é o elemento mais influente nas condições ambientais e a principal variável de entrada de água no ciclo hidrológico, uma vez que o entendimento e a caracterização do regime pluviométrico de uma localidade são essenciais para a compreensão do sistema hidrológico, sendo fundamental para a organização das atividades humanas, tanto urbanas como rurais, bem como no planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos (Barreto et al., 2015; Moura et al., 2015; Menezes e Fernandes, 2016).

Tradicionalmente, a obtenção de dados pluviométricos é realizada a partir de dados de redes de estações meteorológicas. Os pluviômetros espalhados pela superfície terrestre coletam informações precisas da precipitação somente para uma pequena área localizada no entorno do dispositivo, porém, o monitoramento detalhado sobre extensas áreas exige uma densa rede de pluviômetros, o que, em certos casos, torna-se inviável em virtude das áreas de difícil acesso, como é o caso da região amazônica (Collischonn, 2006; Santos et al., 2017).

Conforme afirmam Rozante et al. (2010), a cobertura de dados meteorológicos observados sobre a América do Sul é muito pequena e irregularmente espaçada quando comparada com regiões do hemisfério norte.

A Amazônia, historicamente, apresenta o problema de baixa densidade de pluviômetros e os dados representam somente uma pequena área localizada no entorno do instrumento. A Organização Meteorológica Mundial (OMM), em seu manual de regras e técnicas instrumental, recomenda que a representatividade de uma estação meteorológica, em baixas latitudes e em regiões com o relevo não acentuado, não ultrapasse 200 km. Contudo, na região amazônica, existem diversas regiões sem informações meteorológicas consistentes (Moraes et al., 2015), ou sem um conjunto de dados que apresente qualidade significativa, representando uma das principais dificuldades encontradas para estudos climáticos (Sanches, 2015).

Com a baixa densidade desses postos meteorológicos, estudos voltados ao sensoriamento remoto têm demonstrado ser uma ferramenta extremamente útil na utilização dos dados estimados por satélite (Silva, 2011).

Observações de precipitação pluvial obtidos por sensores a bordo de satélites artificiais na órbita da Terra, auxiliam na medição do volume de chuva em uma dada região, e, atualmente, vêm sendo utilizado com frequência devido a periodicidade de amostragem

superior as estações meteorológicas e por fornecer a distribuição espacial da precipitação. Entretanto, apresentam algumas desvantagens como a precisão, sendo recomendados critérios de análises e validação das estimativas para que sejam utilizados de forma adequada (Franchito et al., 2009; Curtarelli et al., 2013).

Acredita-se que a melhor forma de utilizar as estimativas de precipitação pluvial, segundo Jimenéz e Collischonn (2015), seria através da combinação dos dados estimados por satélite com os dados coletados por postos pluviométricos que permitiram criar um conjunto de dados útil para diversas aplicações em hidrologia.

O MERGE é uma técnica nova que visa combinar os dados do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) com os dados de observação de superfície (*Surface Synoptic Observations - SYNOP*) sobre o continente da América do Sul (Vila et al., 2009), proposta por Rozante et al. (2010).

Trabalhos utilizando o produto MERGE foram desenvolvidos por Conchy et al. (2013), Vergasta et al. (2013), Freitas et al. (2013), Munar e Collischonn (2014), Brito e Veiga (2015), Quiroz e Collischonn (2015), Colonese (2016), Ribeiro et al. (2017), Coutinho e Sakamoto (2017), no entanto, não foram encontradas pesquisas que realizassem a avaliação da qualidade dos dados deste produto para o Brasil, em especial para a Amazônia.

A Amazônia consiste na maior extensão de área com floresta tropical do mundo e, de acordo com Rocha et al. (2017), é importante para o mundo inteiro, pois exerce um papel fundamental no clima da América do Sul por seu efeito sobre o ciclo hidrológico local (Marengo et al., 2012).

A quantidade e distribuição de precipitação controla principalmente a produção agrícola na região (Molion, 1987), o que torna imprescindível o conhecimento de sua dinâmica para o desenvolvimento de atividades como agricultura, mineração, construção de hidrovias, barragens e hidrelétricas, tal como constatou Fearnside (2017) ao afirmar que a bacia do Tapajós está com previsão de planos para a construção de 43 “grandes” barragens (com potência superior a 30 MW), sendo dez consideradas prioritárias pelo Ministério das Minas e Energia (MME), com conclusão prevista para até 2022.

Para garantir que o produto MERGE fornece estimativas consistentes, é necessário validar essas informações com as medidas de superfície, visando quantificar sua precisão. Diante do exposto, o objetivo principal deste trabalho é avaliar a qualidade dos dados de precipitação estimados por essa técnica para 06 localidades da Amazônia Central, para os anos de 1998 a 2017.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

- Avaliar a qualidade dos dados de precipitação estimados pelo MERGE para a região da Amazônia Central.

2.2 Objetivos específicos

- Avaliar a destreza e validar os dados estimados pelo MERGE, gerados pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) para a Amazônia Central;
- Aferir as observações no formato de Grade (MERGE X ponto), fornecendo a correlação estatística entre estes produtos para 06 localidades da Amazônia Central;
- Comparar por dados amostrais conforme as localidades considerando as informações diárias e mensais de precipitação.

3. REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 Precipitação Pluviométrica

A precipitação é definida em hidrologia, por Bertoni e Tucci (2009), como toda água proveniente do meio atmosférico que atinge a superfície terrestre, não importando o estado físico em que ela se encontre (garoa, chuva, neve, granizo, saraiva, geada ou orvalho). No Brasil, cerca de 99% da precipitação ocorre sob forma de chuva, e menos de 1% nas demais formas (Santos et al., 2001).

A precipitação pluviométrica é um elemento do clima largamente estudado, em razão dos recordes meteorológicos e hidrológicos, que, em algumas áreas existem desde o início do século XX (Cavalcanti et al., 2009).

A mistura de ar, vapor de água e gotículas líquidas ou sólidas, cujos diâmetros variam de 0,001 a 0,03 mm, formam as nuvens, que possibilitam a ocorrência da precipitação em determinadas condições (Bertoni e Tucci, 2013).

As principais características da precipitação¹ são a duração, o volume total precipitado, suas distribuições temporais e espaciais. Em termos de processos hidrometeorológicos, a precipitação pluvial é o elemento que apresenta a maior variabilidade mensal e anual quando se compara uma região com outra.

De acordo com Bertoni e Tucci (2013) a formação das precipitações está associada ao movimento de ascensão de massas de ar úmido, que provoca um resfriamento dinâmico, ou adiabático fazendo com que o vapor atinja o seu ponto de saturação. A partir do nível de condensação, em condições favoráveis e com a existência de núcleos higroscópios, o vapor d'água condensa, formando minúsculas gotas em torno desses núcleos.

Para as gotas de água precipitarem é necessário que tenham um volume tal que seu peso seja superior às forças que as mantêm em suspensão, adquirindo, então, uma velocidade de queda superior aos componentes verticais ascendentes dos movimentos atmosféricos. As gotas de chuva possuem diâmetros variando de 0,5 a 2,0 mm, com um valor máximo de 5,0 a 5,5 mm. Quando a gota cresce até atingir um diâmetro de 7,00 mm, sua velocidade de queda será de 9ms^{-1} , sendo que a esta velocidade ocorre à deformação da gota, que se divide em gotas menores devido à resistência do ar (Bertoni e Tucci, 2009).

¹ A partir deste ponto, quando se usar apenas o termo precipitação, será considerada a precipitação pluvial

Desse modo, a origem das precipitações está diretamente relacionada ao crescimento das gotículas, sendo que o processo de deformação da gota é definido como colisão-coalescência.

O mecanismo fundamental pelo qual se produz a ascensão do ar úmido permite classificar as precipitações em convectivas, orográficas e frontais (Bertoni e Tucci, 2013; Mol, 2006; Collishonn, 2006):

- Precipitação convectiva: são provocadas pela ascensão brusca do ar úmido aquecido nas proximidades do solo. Essa ascensão ocorre devido a menor densidade do ar aquecido junto ao solo em relação ao ar mais frio das camadas superiores. O ar úmido em ascensão poderá atingir o seu nível de condensação com a formação de nuvens e muitas vezes precipitações. Esse tipo de precipitação é comum nas regiões tropicais, e, eventualmente, no verão das áreas temperadas.
- Precipitação frontal: resulta do confronto entre duas grandes massas de ar, uma quente e outra fria. Se a massa fria é a que avança, o resultado é uma frente fria; se a quente avança, o resultado é uma frente quente que se desenvolve. As precipitações são de grande duração e intensidade médias e atingem grandes áreas. Esse tipo de precipitação ocasiona enchentes em grandes bacias.
- Precipitação orográfica: resulta quando uma massa de ar quente movendo-se ao longo de uma região é forçada a ascender, devido a uma obstrução, como altas cadeias de montanha. São precipitações de menor intensidade e de grande duração em pequenas áreas, predominante em regiões de média latitude.

A mensuração convencional da precipitação é realizada por estações pluviométricas que contenham equipamentos de medição, localizadas em posições geográficas que sigam recomendações de implantação.

Chevallier (2001) explicam que o pluviômetro fornece o total precipitado ao final de um intervalo de tempo definido para a frequência de observações, geralmente 24 horas. Quando se deseja a informação de chuvas em intervalos de tempo menores que 24 horas, instalam-se os pluviógrafos, que são equipamentos capazes de medir continuamente, de forma analógica ou digital a precipitação em um local (Santos et al., 2001).

Os dados de precipitação dos postos pluviométricos são colhidos periodicamente para uma posterior verificação quantitativa da chuva, no entanto, em pequenas escalas, o uso de medidas de pluviômetros individuais pode ser apropriado, porém, em escalas maiores, é necessário chamar a atenção para a representação adequada dos padrões espaciais da precipitação, que geralmente são interpolados a partir de medições pontuais (Wagner et al.,

2012), sem qualquer indício físico ou real sobre a quantidade de precipitação verdadeiramente ocorrida (Conti, 2002), além de que, muitas vezes a quantidade de postos pluviométricos tende a ser insuficiente para aplicações de técnicas de modelagem hidrológica, climática ou previsão de vazões.

Entre os diversos métodos existentes e utilizados, os três métodos de interpolação mais significativos, segundo Conti (2002), que interpolam e extrapolam a precipitação, através do uso de critérios matemáticos e geográficos para a obtenção mais próxima possível da precipitação real sobre uma área a partir de pluviômetros distribuídos sobre a mesma são: o método da média aritmética, o método de Thiessen e o método das isoietas.

Bertonni e Tucci (2009) descrevem que o método da média aritmética atribui pesos idênticos a todos os postos pluviométricos disponíveis, sem levar em consideração a área de abrangência de cada um, bem como as diferenças climáticas e topográficas, porém, conforme Conti (2002), o método apresenta bons resultados somente quando a área apresenta uma densa cobertura pluviométrica, ou em bacias pequenas com poucas variações pluviométricas, como áreas planas com suave gradiente pluviométrico, pois admite-se que todos os pluviômetros têm o mesmo peso.

O método das isoietas, descrito por Bertoni e Tucci (2013), consiste em traçar as linhas de igual precipitação, no mapa dos postos da região de interesse, calcular para cada par sucessivo de isoietas o valor médio da altura de chuva precipitada, planimetrar as áreas entre isoietas sucessivas e calcular a média ponderada. É considerado um método gráfico, e segundo Collischonn (2006), é a base de vários outros métodos mais adequados de interpolação e obtenção da chuva média usados atualmente.

O método de Thiessen é descrito por Bertoni e Tucci (2013) como uma metodologia utilizada para ligar as estações por trechos retilíneos, traçar linhas perpendiculares aos trechos retilíneos passando pelo meio da linha que liga as duas estações e prolongar as linhas perpendiculares até encontrar outra. Formam-se então polígonos, que são relativos a área de influência de cada estação da bacia. O método considera a inconsistência da distribuição espacial dos postos, mas desconsidera o relevo da bacia.

Ainda que essas técnicas apresentem resultados satisfatórios, a interpolação apenas permite que os valores máximos precipitados ocorram nos pontos com pluviômetros, suavizando o evento em direção aos locais sem informações monitoradas.

Collischonn (2006) verificou que os pluviômetros espalhados pela superfície terrestre coletam informações precisas da precipitação somente para uma pequena área localizada no entorno do dispositivo. Esse fator indica que o monitoramento detalhado sobre

extensas áreas exige uma densa rede de pluviômetros, o que, em certos casos, torna-se inviável em virtude das áreas de difícil acesso, como é o caso da floresta amazônica e montanhas. Dados pontuais estão suscetíveis a uma série de fatores naturais inerentes à localidade do posto, além da influência antrópica na mensuração e na manipulação dos dados obtidos.

O desenvolvimento das redes de monitoramento em algumas regiões revelam que o número de postos pluviométricos mostrou crescimento inexpressivo nas últimas décadas e, em alguns casos, até ocorreu um declínio na operação, como na bacia do rio da Prata (Su e Lettenmaier, 2009).

Considerando essas incertezas e os erros aleatórios de diversos trabalhos que dependem fortemente da escala de tempo em que é feita a avaliação, acredita-se que a melhor forma de utilizar as estimativas de precipitação, segundo Pereira et al. (2010), seria através das correlações entre dados observados e estimados por satélite, obtidos, quando a comparação é feita integrando os dados em intervalos de tempo mensais ou anuais.

Considerando a variedade de produtos de estimativa de chuva por satélite, existem trabalhos apresentando diversas análises que buscam identificar a potencialidade dos diferentes produtos em áreas específicas, ou em todo o globo, como destacam Jiménez e Collischonn (2015).

3.2 Estimativa de Chuva por Satélite

De acordo com pesquisas como de Collischon et al, (2007) e Nóbrega et al, (2008), percebeu-se que nas últimas três décadas foram alcançados avanços consideráveis nas pesquisas relacionadas ao uso do sensoriamento remoto da chuva por meio de satélites ambientais.

O sensoriamento remoto é a ciência que se refere à coleta de informações sobre um objeto ou fenômeno, sem que ocorra contato físico com o objeto em análise (Shimabukuro et al., 2009). Scaduto (2008) destaca que estas informações são adquiridas a partir das interações entre radiação eletromagnética (REM) e matéria, que são obtidas por sensores a bordo de satélites ou aeronaves.

O processo de análise do sensoriamento remoto orbital na maioria das vezes, segundo Jiménez (2011), é feito com base na avaliação dos padrões de emissão e reflexão eletromagnética, classificado como ativo ou passivo, dependendo da fonte de radiação eletromagnética, como foi descrito por Araújo (2006).

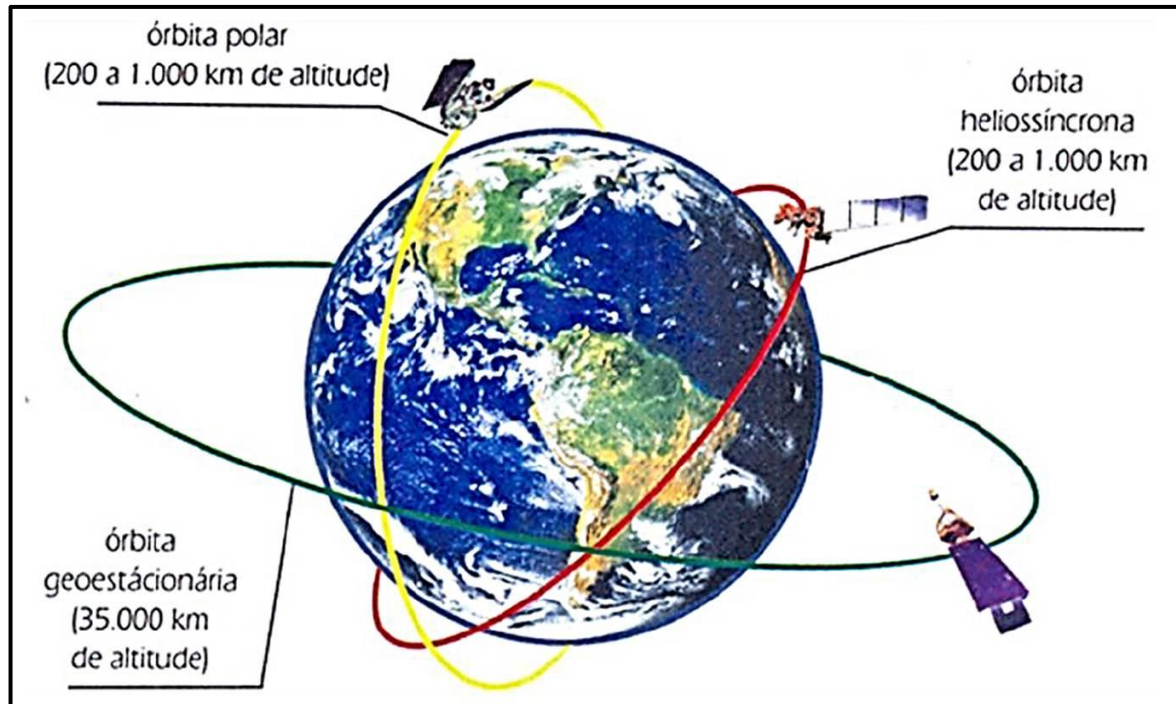
Os satélites meteorológicos são aparelhos funcionando como veículos, colocados em órbita em torno da Terra e dispõem de um sensor que capta a REM (a principal fonte de REM que atinge a Terra é o sol, pois a maioria dos sensores são passivos, ou seja, não possuem a capacidade de emitir radiação eletromagnética).

Os sensores passivos ficam a bordo de satélites geoestacionários, polares ou oblíquos, classificados em função da órbita (Figura 1) que descrevem em torno do planeta.

Os satélites geoestacionários situam-se sobre a linha do Equador, e sempre orbitam o mesmo ponto da superfície, apresentam alta resolução temporal. São satélites de grandes altitudes (aproximadamente 36.000 km), o que acarreta uma menor resolução espacial.

Os satélites polares operam em órbitas mais baixas (altitude em torno de 850 km) e os de órbita oblíqua, apresenta altitude menor, em torno de 400 km, o que permite obter uma imagem de resolução espacial maior, mesmo em frequências menores. Bellerby et al. (2000) destaca que mais recentemente tem sido utilizados dois métodos combinados para os estudos das precipitações: a utilização dos dados do infravermelho com dados de micro-ondas.

Figura 1: Tipos órbitas do de satélite



Fonte: Florenzano (2007)

Conforme Ouallouche et al. (2014), as imagens no infravermelho medem as emissões térmicas, sendo disponíveis dia e noite, no entanto, as limitações das estimativas estão relacionadas que nem toda a nuvem de topo frio está produzindo chuva, o que acarreta dificuldades na associação das estimativas com a precipitação ao nível do solo.

As limitações, por não "penetrarem" na nuvem, podem ser superadas pelo uso de sensores micro-ondas que apresentam mais eficiência nas estimativas de precipitação, tal como destacaram ainda Ouallouche et al. (2014), na quais as técnicas de micro-ondas têm relação direta com a precipitação, uma vez que as partículas de tamanho precipitáveis têm uma forte interação com esta radiação, possibilitando a detecção por sensores que geralmente estão a bordo de satélites de baixa altitude.

As imagens de satélite, de acordo com Conti (2002), são organizadas em matrizes de números correspondentes à resposta espectral de cada elemento na superfície, armazenadas em arquivos computacionais de extensão raster, sendo o elemento de área conhecido como pixel, que é uma média das respostas dos diferentes alvos contidos nele. A dimensão de um pixel pode variar de alguns metros para vários quilômetros.

A estimativa de chuva por satélite iniciou-se com o lançamento do primeiro satélite meteorológico, o TIROS I (*Television and InfraRed Observation Satellite*). Segundo Petty (1995), na época, através das primeiras imagens de topos de nuvem (em abril de 1960),

era possível estimar a ocorrência e até mesmo a intensidade de eventos chuvosos através da resposta espectral de conjuntos de nuvens, onde foi possível observar que a radiação refletiva dos topos das nuvens poderia ser um indicador da sua espessura consequentemente do volume de água.

Dentre os satélites meteorológicos capazes de estimar precipitação, destacam-se no Brasil os dados obtidos pelos equipamentos europeus do grupo METEOSAT (*Meteorological Satellite*), dos norte-americanos da série GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) e do TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*).

O satélite TRMM é um projeto desenvolvido em uma parceria entre Estados Unidos da América e Japão. Foi lançado a bordo do veículo espacial H-II F6 em 28 de novembro de 1997, no Centro Espacial de Tanegashima. Graham (1999) afirmou que o TRMM foi a primeira missão dedicada a medição da precipitação nas zonas tropical e subtropical, fazendo o uso de sensores que operam na faixa das micro-ondas e infravermelho, e, além disso, tem o primeiro radar orbital de precipitação.

Localizado numa órbita de baixa altitude, de aproximadamente 350 km, complementa o “Estado da Arte” de instrumentos, segundo ainda Graham (1999), promovendo medidas com mais acurácia, sendo comprovadas, posteriormente, por trabalhos como os de: As-Syakur et al. (2011), Karaseva et al. (2012), e Fensterseifer et al. (2012).

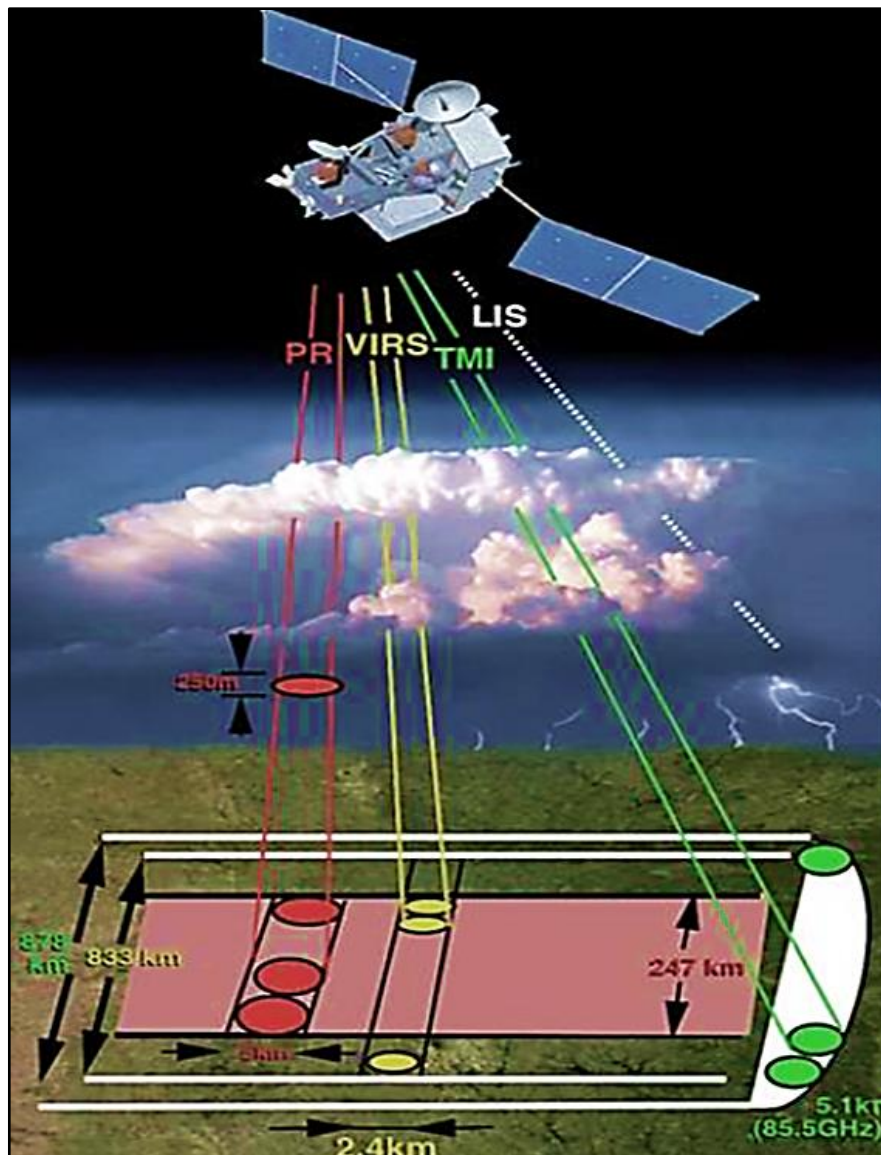
Collischon (2006), ao analisar a estrutura do TRMM e suas especificidades, indicou que o satélite possui órbita oblíqua não-heliossíncrona bastante baixa (inicialmente 350 km, porém, a partir de 2001, aproximadamente 402 km), de forma que o período de translação é bastante curto (cerca de 90 minutos, dando a volta a Terra 16 vezes por dia), com resolução espacial e temporal comparativamente alta.

Instalados a bordo do TRMM (Figura 2) estão o radar de precipitação (PR), o imageador de micro-ondas (TMI), o radiômetro no visível e no infravermelho (VRS), o sensor de energia radiante da superfície terrestre e das nuvens (CERES), e o sensor de imageamento de relâmpagos (LIS).

O PR foi o primeiro instrumento designado para o mapeamento tridimensional da estrutura da chuva, principalmente da sua distribuição vertical. Faz medidas quantitativas da chuva que precipita sobre o continente e sobre o oceano. Para refinar as estimativas, afetadas pelas diferentes formações de nuvens, faz-se uso do radar de precipitação, que é o primeiro radar meteorológico a ser lançado a bordo de um satélite, capaz de detectar taxas de precipitação muito baixas (Kummerow et al., 2000).

O TMI é um sensor de micro-ondas passivo projetado para fornecer informações quantitativas de precipitação de uma grande área sob o satélite. Medindo cuidadosamente as quantidades de energia de micro-ondas emitida pela Terra e sua atmosfera em minutos, esse sensor é capaz de quantificar o vapor de água, a água da nuvem, e a intensidade da precipitação na atmosfera.

Figura 2: Representação esquemática da aquisição de dados pelo sensor micro-ondas (TMI), radiômetro (VIRS) e radar meteorológico (PR) do satélite TRMM (Adaptado de <http://daac.gsfc.nasa.gov/>) para altitude de 402 Km



Fonte: NASA (2014)

O VIRS é um dos principais instrumentos a bordo do TRMM. Como o próprio nome indica, ele detecta a radiação vinda da Terra em cinco regiões espectrais, que vão do visível ao infravermelho, ou seja, de 0,63-12 micrômetros, capaz de delinear chuva.

O LIS detecta relâmpagos, projetado com o objetivo de fornecer informações com 30 segundos de ocorrência para a emissão de alerta de tempestades severas. Os dados do LIS também podem ser utilizados com os dados de PR, TMI e VIRS para investigar a correlação entre a incidência global de relâmpago com chuvas e outras propriedades de tempestade.

O CERES foi projetado para estudar a troca de energia entre o sol, a atmosfera, a superfície das nuvens e da Terra, no entanto, só funcionou de 1998 a 2000.

Os produtos disponibilizados pelo TRMM podem ser obtidos de diversas formas, tanto de fontes diretas (através de seus instrumentos), como de fontes indiretas (integrando-se com informações provenientes de outras fontes de dados). Para Barrera (2005), o satélite TRMM fornece estimativas mais precisas do que as técnicas indiretas, baseadas em imagens de outros satélites.

Quadro 1: Produtos disponibilizados pelo TRMM

Produtos											
Nível dos Produtos	L1	1C21	1B21	1B11	1B01						
	L2	2B31	2A25	2A23	2A21	2A12					
	L3	3B42	3B41	3B40	3B43	3A46	3B31	3A26	3A25	3A12	3A11

Fonte: NASA (2014), Gama (2016)

Huffman et al. (2007) consideram que o produto (3B42) do TRMM é uma combinação ideal para estimativas de chuva por micro-ondas para o sensor TMI e Gonçalves (2011) acrescenta que o projeto TRMM possui uma validação em campo para a minimização das diferenças entre estimativas de satélite e medições no solo feita de forma bastante global e generalizada, podendo gerar estimativas locais pouco precisas. O produto 3B42RT usa estimativas de precipitação por micro-ondas do imageador, corrigidas através de informações sobre a estrutura vertical das nuvens, obtidas do radar de precipitação.

Trabalhos que corroboram visando validar ou comparar as estimativas da precipitação por satélite em diferentes regiões utilizando o produto TRMM, foram realizadas em diversas partes do Brasil e do mundo, tais como de Collischonn (2006), Oke et al. (2009), Pinto et al. (2009), Gonçalves (2011), Karaseva et al. (2012); Vila et al. (2009), Wagner et al. (2012), Farias (2013), Li et al. (2013), Pereira et al. (2013), Prasetia et al. (2013), Woldemeskel et al. (2013), Oliveira et al. (2014), Araújo et al. (2016), Soares et al. (2016), Silva-Fuzzo e Rocha (2016).

Na Austrália, Oke et al. (2009) realizaram um estudo, no qual usaram dados do TRMM para estimar a precipitação diária através de métodos de estimativa geoestatística. Os autores encontraram que a incorporação desses dados não aumenta a precisão global, embora perceba-se alguma melhoria em áreas com escassa rede de pluviômetros. O desempenho moderado da fusão entre os dados foi justificado devido a fraca correlação, bem como a existência de distorções nos dados diários de precipitação do TRMM, especialmente nas regiões costeiras e de altitude elevada.

Li et al. (2013) investigaram a capacidade dos dados obtidos por meio do satélite TRMM para o monitoramento da variação temporal e espacial de condições de seca/umidade na bacia Lago Poyang, durante 1998-2010, e validaram com 14 pluviômetros de estações meteorológicas. Os resultados mostraram que os dados diários de precipitação omitem as taxas de ocorrência com precisão, porém os dados mensais demonstraram ter relacionamento linear satisfatório com os dados precipitação.

Já Pereira et al. (2013), realizaram uma avaliação dos dados de precipitação estimados pelo satélite TRMM para o Brasil. Após analisarem essas informações no período compreendido de 1998 e 2010, concluíram que a comparação entre os dados de precipitação mensal estimada pelo TRMM e 183 estações meteorológicas espalhadas por todo o Brasil, apresentaram uma concordância de aproximadamente 97%. Entretanto, foram verificados valores em média 9% maiores que os observados pelas redes de estações meteorológicas para todas as regiões. Os dados do TRMM apresentaram uma tendência média de superestimar a precipitação mensal em 15%.

Silva-Fuzzo e Rocha (2016) realizaram duas validações dos dados mensais estimados pelo TRMM em relação aos observados para o Estado do Paraná e constataram que o satélite TRMM estimou de forma satisfatória a precipitação pluvial em relação aos dados registrados pelas estações meteorológicas convencionais do SIMEPAR.

Para regiões da Amazônia foram desenvolvidas pesquisas por Collischonn et al. (2008), Nóbrega et al. (2008), Franchito et al. (2009), Delahaye et al. (2010), Paiva et al. (2011), Anderson et al. (2013), Almeida et al. (2015), Moraes et al. (2015), Santos et al. (2015), Gama (2016), Ribeiro (2018).

Ao realizarem uma análise comparativa entre os dados de precipitação observados e dos dados de precipitação estimados pelo satélite TRMM (3B42), Nóbrega et al. (2008) utilizaram dados de quatro estações meteorológicas e seis pluviômetros localizados na bacia do rio Jamari, no Estado de Rondônia. A análise estatística, com base no coeficiente de correlação entre as estações meteorológicas, postos pluviométricos e dados estimados

indicaram a existência de uma boa correlação entre os dados diários dos 10 pontos observados e do TRMM, variando de 0,79 a 0,89.

Collischonn et al. (2008) verificaram que em regiões mais planas do Brasil, como no sul da bacia do rio Amazonas, a precipitação do TRMM mostrou-se adequada como variável de entrada para estudos de modelos hidrológicos, em simulação diária, como na bacia do rio Tapajós e alguns rios tributários do rio Amazonas, como constataram Paiva et al., (2011).

Almeida et al. (2015) ao avaliarem os dados de precipitação pluvial mensal do TRMM no Estado do Amazonas, durante 2004-2008, com dados de sete estações meteorológicas convencionais, encontraram que as estimativas do TRMM foram similares aos dados de superfície e representaram bem a variabilidade sazonal. Os dados apresentaram alta correlação linear ($r = 0,83$) e alto índice de concordância ($d = 0,85$).

Diante dos resultados dos trabalhos encontrados na literatura, verificou-se que o satélite TRMM produziu bons resultados, no entanto, diante das dimensões continentais do Brasil, ainda hoje, pode-se dizer que poucos trabalhos avaliaram produtos de precipitação para a Amazônia, visto a carência considerável de observações e a verificação da confiabilidade de fontes alternativas de dados com os observados como vêm buscando autores como Costa e Foley (1999).

Entre os métodos de avaliação que tem sido utilizados visando validar ou comparar as estimativas da precipitação por satélite, avaliando a destreza em reproduzir padrões temporais e espaciais de chuva observada em pluviômetros, está a comparação pontual, que ainda é a forma mais tradicional para avaliar a qualidade das estimativas de precipitação, sendo caracterizada pela comparação em pontos específicos da superfície.

Conti e Mendes (2003), Araújo e Guetter (2007), Nóbrega et al. (2008), Woldemeskel et al. (2013) usaram a forma pontual para avaliar estimativas de precipitação por sensoriamento remoto.

Como pontos positivos, a comparação pontual é considerada a forma mais simples de avaliação, pois ignora a realização de um processo de interpolação e evita a introdução de incertezas.

Entretanto, para a investigação de áreas mais intensas, a metodologia é inapropriada, pois o pluviômetro mede a precipitação de forma local e a precipitação estimada de um único ponto significa a média da chuva numa determinada área de cobertura do TRMM. Sendo assim, quando se usa apenas o ponto central, perdem-se informações relativas a toda vizinhança contida nesse quadrado.

Bosilovich (2013) acrescenta que os dados de precipitação provenientes de fontes alternativas têm cada vez melhor resolução espacial e representação física do clima, fornecendo assim dados úteis, embora tenham limitações e incertezas que devem ser averiguadas, pois não são dados observados.

3.3 Caracterização Climática da Amazônia

O clima, segundo ainda Cavalcanti et al. (2009) é definido pela média das condições do tempo ao longo de um período de algumas décadas. Já durante o cotidiano, temos os sistemas de tempo que provocam a variabilidade que observamos e que afetam as atividades humanas.

Roncato (2002) considera que a variabilidade climática é melhor representada como sendo a maneira pela qual os parâmetros climáticos variam no interior de um determinado período de registro, corroborando com as análises do IPCC (2016), o qual define que a variabilidade é a maneira pela qual os parâmetros climáticos variam em um período, sendo determinada pela frequência de fatores de temperatura e precipitação, que se desviam da média.

O bioma amazônico é formado principalmente por florestas densas e abertas, com uma extensão aproximada de 342.027.340 hectares, abrange uma área de aproximadamente 4,2 milhões de km², o que corresponde à 49,3% do território brasileiro, compreendendo os Estados do Acre, Amapá, Amazonas, Mato Grosso, Maranhão, Pará, Rondônia, Roraima e Tocantins (SNIF, 2017).

De acordo com a classificação de Köppen, a região Amazônica apresenta o clima do tipo “A”, com três subclimas: o equatorial chuvoso (“Af”), o tropical de monção (“Am”) e o tropical seco e úmido (“Aw”), sendo que o tropical de monção abrange a maior parte da região, com valores da temperatura média do ar que estão, geralmente, entre 24° a 26°C com amplitude anual de 1° a 2°C e a principal fonte de umidade sobre a Bacia Amazônica é o Oceano Atlântico tropical por meio de um fluxo persistente de norte na maior parte do ano. (Nobre et al., 2009).

Albuquerque et al. (2010) verificaram que o clima da Amazônia é modulado pela interação de diversos fenômenos oceano-atmosfera, e por sistemas atmosféricos que atuam em diferentes escalas espaço-temporais.

A Floresta Amazônica vem sofrendo significativas mudanças nos padrões de uso e cobertura do solo, e, somente no Brasil perdeu aproximadamente 18% da floresta nativa

(Butler, 2016; INPE, 2016). Conforme Fearnside (2005) a Floresta Amazônica desempenha papel importante nas trocas de energia, umidade e massa entre a superfície continental e a atmosfera, fornecendo serviços ambientais fundamentais para o clima em escalas regional e global, entre eles podemos citar, principalmente, a reciclagem de precipitação.

Brubaker et al. (1993) verificaram que a reciclagem de precipitação é definida como a água que evapora da superfície continental dentro de um volume de controle e precipita no mesmo volume, ou como o índice da razão da precipitação reciclada em relação à precipitação total, e tem por característica uma relação não linear entre a evapotranspiração, o transporte de umidade e a precipitação total em uma região.

Estudos de Costa e Foley (1999) e Satyamurty et al. (2013), definem que as fontes de umidade para a região são o fluxo de umidade do Atlântico Equatorial associado com os ventos alísios.

No que se refere ao balanço de água, Correia et al. (2007); Satyamurty et al. (2013) verificaram que a bacia amazônica comporta-se como um sumidouro de umidade da atmosfera (precipitação maior que evapotranspiração), recebendo vapor d'água tanto do transporte de origem oceânica quanto da evapotranspiração produzida pela própria floresta tropical. Com relação à circulação regional, a Amazônia representa uma importante fonte de umidade para o Centro, Sudeste e Sul do Brasil, assim como para o norte da Argentina, incluindo a bacia do Prata, contribuindo para a ocorrência de precipitação nessas regiões.

As chuvas tropicais e equatoriais são predominantemente convectivas, geralmente, com ocorrência de precipitações com valores elevados, duração de tempo médias ou longas e abrangendo uma área de grande dimensão, com índices pluviométricos em torno dos 2300 mm/ano, em média, e de até 5000 mm/ano na porção ocidental (Marengo e Nobre, 2009). Na Amazônia central, é cerca de 2800 mm/ano (Figuerola e Nobre, 1990).

Quadro et al. (1996) observaram três centros de precipitação abundantes nesta região: noroeste da Amazônia, cuja existência está associada à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); parte central da Amazônia e parte leste da bacia Amazônica, cuja existência se deve às linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa, durante o fim de tarde, forçadas pela circulação de brisa marítima (Kousky, 1979).

Reboita et al. (2010) constataram que as forças atmosféricas atuantes na Amazônia, especialmente na região norte, estão associadas à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); convecção por aquecimento radiativo da superfície; Complexo Convectivo de Mesoescala (CCMs) tropicais; ventos alísios, circulação de brisa; Linhas de

Instabilidade (LI); ondas de leste; cavado do nordeste do Brasil; Vórtices Ciclônicos de Alto Nível (VCANs) tropicais; Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e frentes.

Os mecanismos que provocam chuva na região são a convecção diurna resultante do aquecimento da superfície em condições de larga-escala favoráveis, as linhas de instabilidade originadas na costa N-NE do litoral do Atlântico e os aglomerados convectivos de meso e larga escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região S/SE do Brasil e interagindo com a região amazônica (Molion, 1987; Fisch et al., 1998).

Marengo et al. (2001) e De Souza e Ambrizzi (2003) afirmam que a maior parte desta precipitação anual ocorre entre as estações de verão e outono austral (dezembro a maio) em associação aos padrões de circulação atmosférica quase-estacionários de grande escala associados à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Nobre et al. (2009) salientam que um dos principais moduladores da variabilidade interanual na Amazônia são as forças do El Niño, que afetam temperatura da superfície do mar sobre o Pacífico Equatorial e Atlântico tropical, assim afetando o posicionamento da ZCIT. A maioria dos estudos de variabilidade interanual da precipitação na Amazônia tem dado maior atenção às anomalias associadas ao fenômeno ENOS. Durante La Niña, a Amazônia tende a ser mais úmida com regimes mais intensos de chuva e durante o El Niño o processo tende a ocorrer de forma inversa, porém, seca na Amazônia e El Niño nem sempre ocorrem associados (Cavalcanti et al., 2009).

Figuerola e Nobre (1990); Liebmann e Marengo (2001); Gan et al. (2005); Lopes et al. (2013); Reboita et al. (2012) caracterizam a região com apenas duas estações, a chuvosa (verão e outono) e a menos chuvosa (inverno e primavera) e que a precipitação é distribuída de forma irregular ao longo do tempo e no espaço.

Essa variabilidade intervalar e duração dos períodos secos e chuvosos nesta região está associada, principalmente, com os sistemas meteorológicos de pequena (convectivos) e grande escalas (ZCIT) atuantes na Amazônia. Provavelmente, a localização geográfica, a dimensão e o tipo de uso e cobertura do solo tendem a influir sobre este padrão de distribuição mensal das chuvas nos locais estudados (Costa, 1998; Fisch et al., 1998; Costa et al., 2013; Silva Junior et al., 2013).

Nobre et al. (2009) constataram variabilidade decadal e interdecadal na Amazônia, através de registros históricos de precipitação, em pesquisas realizadas por Paiva e Clarke (1995), Zhou e Lau (2001), Matsuyama et al. (2002), Marengo (2004), Botta et al. (2002) e Chen et al. (2003).

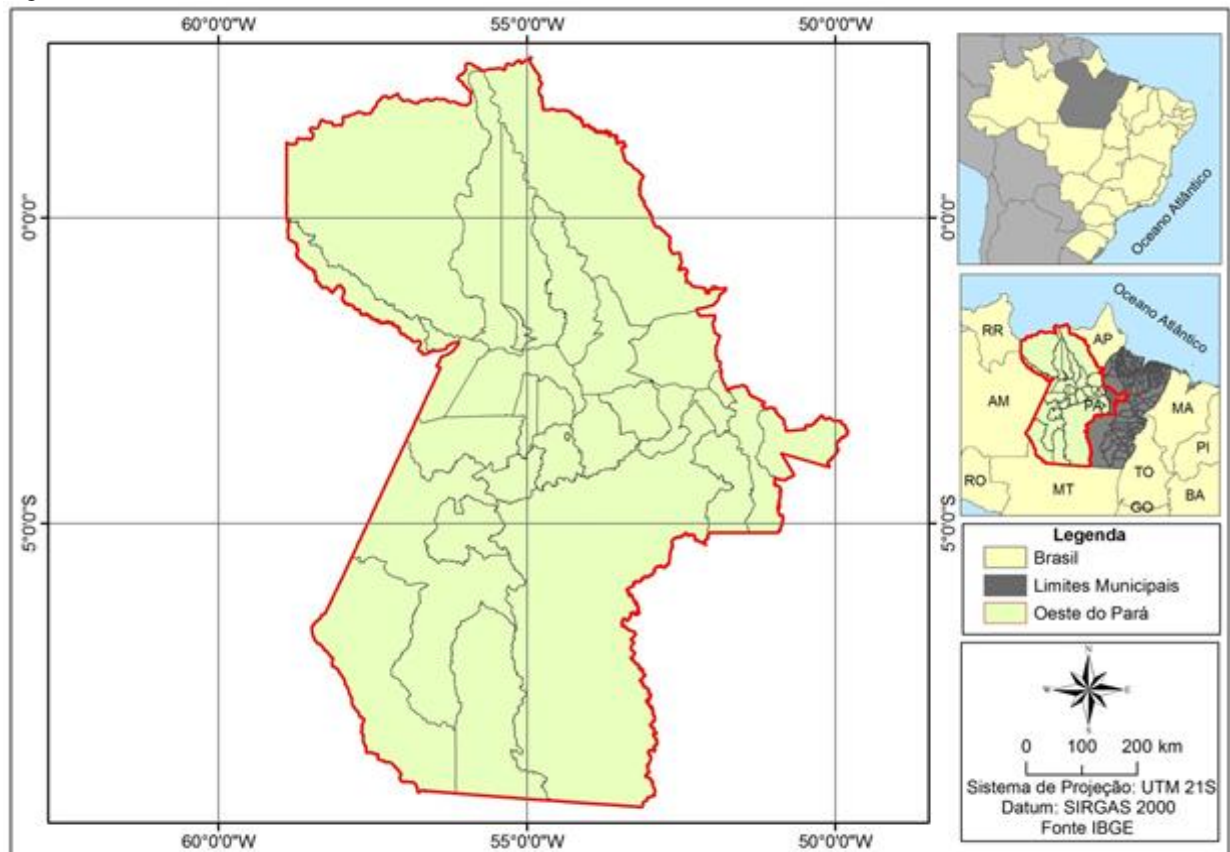
4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Área de estudo

Dentro da Amazônia Central estão inseridos os pontos de estudo em questão, que são compostos por 06 (seis) localidades da região oeste do Estado do Pará. Esse Estado é subdividido em 22 microrregiões e 06 mesorregiões e seus limites são com o estado do Amapá ao norte, Roraima a noroeste, Amazonas a oeste, Mato Grosso ao sul, Tocantins a sudeste, Maranhão a leste; além do Suriname e Guiana ao extremo norte.

A região de estudo (Figura 3) possui 29 municípios, abrangendo as mesorregiões do baixo Amazonas e sudoeste paraense, com área total correspondente à aproximadamente 755.800 km² e população estimada 1.329.141 habitantes (IBGE, 2016).

Figura 3: Área de estudo



Fonte: Autor (2019)

O clima da região é equatorial caracterizado por chuvas abundantes distribuídas durante todo o ano e com volume de chuva anual em torno de 2000 a 3000 mm (Figueiroa e

Nobre, 1990) e, para Albuquerque et al. (2010) as mesorregiões do Baixo Amazonas e Sudoeste do Pará possuem precipitações anuais bem próximas, com valores de 2035 e 2030 mm, respectivamente.

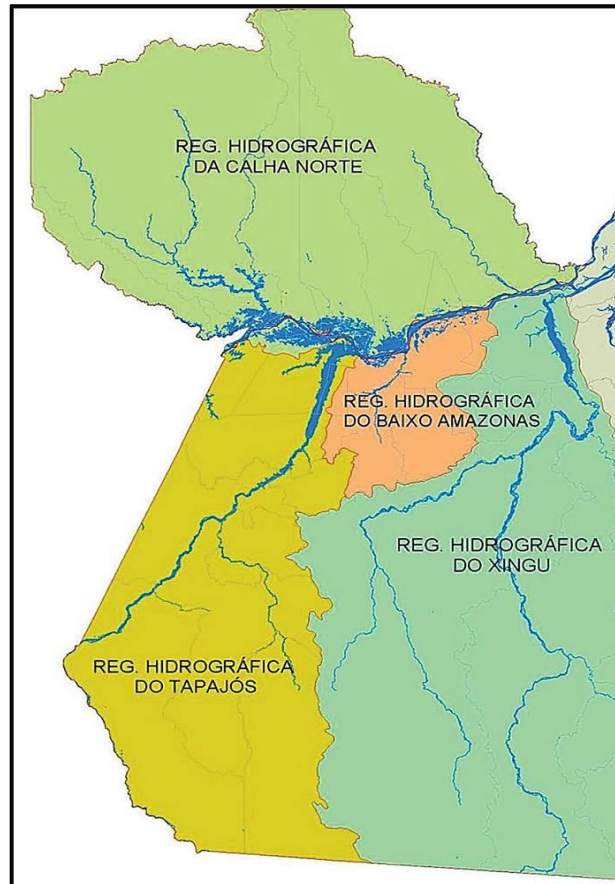
Moraes et al. (2005) verificaram que o trimestre mais chuvoso, na maioria das localidades, é de fevereiro a abril, sendo março o mês mais chuvoso, enquanto setembro é o mês menos chuvoso. Ainda de acordo com esses mesmos autores na maioria das localidades a estação chuvosa compreende os meses de dezembro a maio, e a estação menos chuvosa (estação seca) corresponde geralmente ao período de junho a novembro.

A região estudada é caracterizada por ter altitudes relativamente baixas, conforme analisaram Furtado e Ponte (2013) os quais afirmaram que o Estado do Pará envolve a região da planície amazônica e constitui-se numa área alongada que abrange parte do curso do rio Amazonas e que tal unidade inclui todas as áreas que estão diretamente sujeitas ao controle do rio Amazonas, apresentando altitude não superior a 10 metros.

As 06 localidades da região de estudo foram selecionadas de acordo com a disponibilidade de estações meteorológicas convencionais e à qualidade dos dados, as quais 04 encontram-se na mesorregião do baixo amazonas compreendendo os municípios de Belterra, Monte Alegre, Óbidos e Porto de Moz e as demais encontram-se na mesorregião do sudoeste paraense compreendendo os municípios de Altamira e Itaituba.

As localidades envolvem também diferentes regiões hidrográficas (Figura 4), as quais são a região hidrográfica da Calha Norte (Óbidos e Monte Alegre), do Baixo Amazonas (Porto de Moz), do Rio Tapajós (Belterra e Itaituba) e do Xingu (Altamira).

Figura 4: Divisão hidrográfica da região de estudo



Fonte: SEMAS (2012)

4.2 Produto MERGE

Rozante et al. (2010) apresentaram uma proposta de metodologia de combinação de dados de satélite com pluviômetros, desenvolvendo uma técnica de combinação de dados para a América do Sul, que foi denominada MERGE, que é baseada em estimativas de chuva do satélite TRMM e nos dados observados em 1500 estações reportadas pelo *Global Telecommunication System (GTS)*, pelas plataformas de coletas de dados (PCDs) e centros regionais do Brasil, gerando dados de precipitação de forma especializada.

As estimativas de chuva por satélite utilizadas no MERGE, são o resultado da aplicação do algoritmo TRMM 3B42RT por Huffman et al. (2007), que estão disponíveis em tempo quase real (operação com latência de 3 horas) ambos com resolução temporal de 3 horas e espacial de 0.25°, cobrindo quase o globo todo. O produto TRMM 3B42RT, de acordo com avaliação de desempenho desse produto realizada por Rozante et al. (2014) sobre a América do Sul apontou tendências em superestimar os valores de precipitação na maior parte

do continente, principalmente nos meses de verão e primavera. Sobre o Nordeste brasileiro foi observado tendências de subestimativas.

Ainda de acordo com Rozante et al. (2010), o produto MERGE foi criado com o intuito de minimizar os problemas que ocorrem nas interpolações (regiões com baixa densidade de observações) e as deficiências (subestimativas/superestimativas) dos produtos do TRMM, propondo uma combinação de dados que permita obter campos de precipitação “observada” em grade regular com maior qualidade, sendo que o método de interpolação utilizado é a análise objetiva de Barnes (Barnes, 1973).

Sucintamente, a técnica citada consiste em atribuir um peso para a observação em função da distância entre o ponto da estação e o centro do ponto de grade, utilizando duas interações do esquema de Barnes (Barnes, 1973; Koch et al., 1983) A primeira interação é realizada para produzir um campo inicial de precipitação, e em seguida, a segunda interação aumenta a quantidade de detalhamento da interação anterior.

Sendo assim, temos que, para a obtenção do produto MERGE, são localizados todos os pontos de estações existentes sobre o domínio de interesse da grade do TRMM; depois, nos ‘grid box’ que existem 3 observações, são desconsiderados os valores de precipitações estimados pelo TRMM. Com a finalidade de dar mais peso para os dados pluviométricos, são desconsiderados também os outros 24 ‘grid box’ que estão em torno do que contem a estação.

Por meio do campo de precipitação restante do TRMM, gera-se uma lista em formato ascii contendo um identificador qualquer, a latitude, a longitude e os valores da precipitação para cada ponto de grade válido, contém ainda a informação obtida a partir das observações de superfície, utilizando como identificador o código da estação (Figura 5).

Figura 5: Lista em formato ascii

	ID	latitude	longitude	prec.	
T R M M	33333	-49.875	-82.875	3.3	M E R G E
	33333	-49.625	-82.875	22.1	
	
	
	
O B S	83849	-25.513	-49.171	32.0	
	83780	-23.615	-46.667	14.0	
	
	
	

Fonte: Rozante et al., (2010)

Os dados espaciais do MERGE são obtidos junto ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O MERGE é gerado a partir dos dados do TRMM-TMPA 3B42RT, e os dados estão disponibilizados gratuitamente <<ftp://ftp.cptec.inpe.br/modelos/io/produtos/MERGE/YYYY>>, em que YYYY refere-se ao ano, considerando que para saídas diárias os dados são liberados a partir de 1998.

De acordo com Rozante et al. (2010), nessa versão, os dados são disponibilizados em formato binário com resolução de 20 km. As saídas são diárias (acumulado em 24 horas) cobrindo a América do Sul (82.8°W-34°W e 52.2°S-12.2°N).

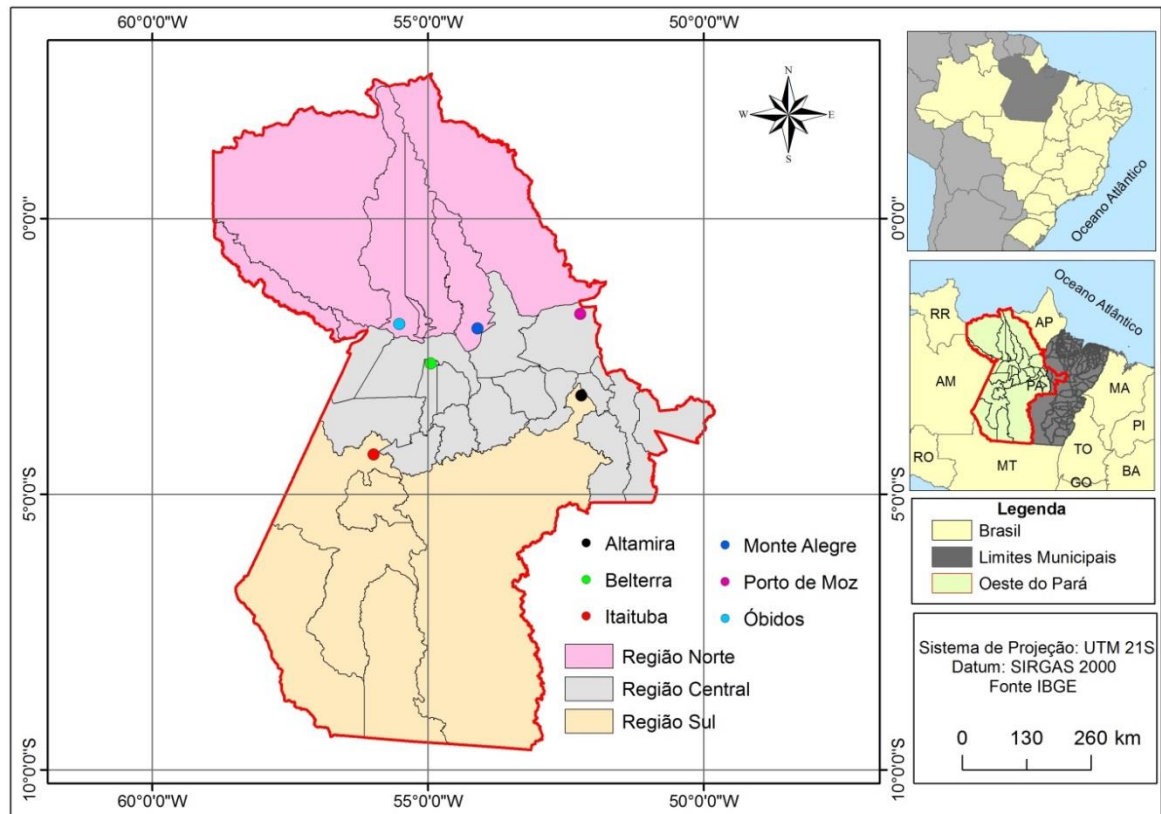
4.3 Procedimentos Metodológicos

Primeiramente, definiu-se a área de estudo de acordo com a disponibilidade das estações meteorológicas convencionais na região oeste do Estado do Pará. Com o intuito de analisar a qualidade e identificar as possíveis falhas, tomando-se dados referentes de 1998 a 2017 (20 anos), atendendo a liberação dos dados do produto MERGE, a partir de 1998.

Considerando que os bancos de dados podem apresentar discrepâncias quando comparados entre si, principalmente para regiões do planeta onde a confiabilidade dos dados observados é questionável, como inferiram Pinto et al. (2009), optou-se por considerar somente os postos pluviométricos da base de dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), pois apresentou maior consistência nos dados observados ao longo do período de análise com porcentagem de falhas inferior a 1,7%, diferentemente dos dados da Agência Nacional de Águas (ANA), que apresentaram quantidade de falhas superior em determinados períodos da série histórica analisada.

Sendo assim, os dados diários de precipitação pluvial foram obtidos do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) do INMET o qual disponibiliza os dados meteorológicos em séries históricas, oferecendo informações diárias e mensais de todas as estações pluviométricas desde a data de seu início de funcionamento, referentes a seis estações meteorológicas convencionais (EMC) na região Estado do Pará, conforme a Figura 6.

Figura 6: Estações pluviométricas (INMET) utilizadas na pesquisa



Fonte: Autor (2019)

Como as informações do MERGE são fornecidas em formato binário, foi utilizado o software *GrADS (Grid Analysis and Display System)* para a extração dos valores diários e mensais de precipitação utilizando-se a informação (coordenadas geográficas) na grade onde estava localizada cada estação pluviométrica utilizada nesta pesquisa (Tabela 1), sendo realizada a comparação pontual.

O *GrADS* é um sistema de visualização e análise de dados em pontos de grade, trabalha com matrizes de dados binários, nas quais as variáveis podem possuir até quatro (longitude, latitude, níveis verticais e tempo) dimensões.

Tabela 1: Estações meteorológicas do INMET usadas no estudo

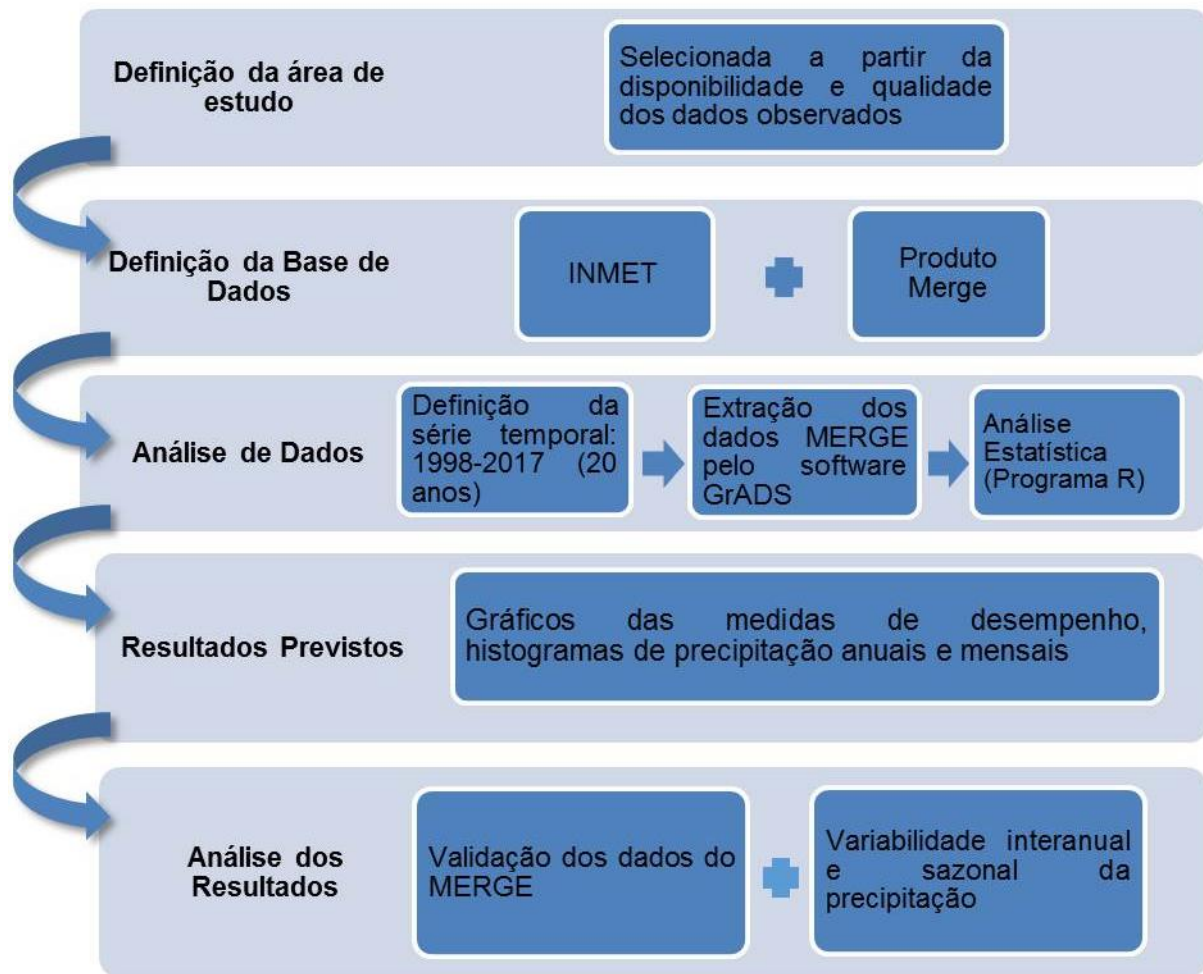
Estação	Código (OMM)	Órgão	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)
Altamira	82353	INMET	-3,21	-52,21	74,04
Belterra	82246	INMET	-2,63	-54,95	175,74
Itaituba	82445	INMET	-4,28	-55,98	45,00
Monte Alegre	82181	INMET	-2	-54,1	145,85
Óbidos	82178	INMET	-1,91	-55,51	37,00
Porto de Moz	82184	INMET	-1,73	-52,23	15,93

Com o conjunto de dados disponíveis se investigará como se procede à correlação entre a chuva acumulada mensal do pluviômetro e a chuva mensal gerada pelo MERGE (análise pixel a ponto) e, posteriormente, verificar qual (ou quais) anos e meses que os dados oriundos do produto MERGE apontam determinada variabilidade ou tendências temporais, e assim destacar o uso destas informações para o monitoramento do comportamento pluviométrico nos pontos analisados, verificando assim suas vantagens e limitações, além de demarcar o início de novos estudos sobre a precipitação estimada para outras regiões da Amazônia.

A partir dos dados analisados foram gerados histogramas anuais e mensais, que foram escolhidos para a representação dos resultados por serem gráficos usados para representar uma distribuição de frequências simples de uma variável quantitativa contínua, os quais facilitam a visualização das informações. Cabe destacar que todas as fases do trabalho foram executadas utilizando o *software* R 3.5.2.

Conforme exposto, a metodologia constituiu em uma combinação de procedimentos organizados, que foram realizados de acordo com as seguintes etapas (Figura 7): definição da área de estudo a partir da disponibilidade e qualidade dos dados; definição da base de dados a ser utilizada na pesquisa (INMET e MERGE); análise dos dados, selecionando a série temporal da pesquisa, extraindo os dados binários MERGE pelo software GrADS e realizando a análise estatística pelo software R; resultados previstos nos gráficos de comparação das medidas de desempenho, histogramas de precipitação anuais e mensais e a análise de resultados com a validação do produto MERGE e a variabilidade interanual e sazonal da precipitação.

Figura 7: Fluxograma da pesquisa



Para a realização da validação dos dados estimados com os dados observados, além de análises estatísticas simples, como determinação dos valores máximos e mínimos de precipitação, desvio padrão e coeficiente de variação (estes dois últimos considerados como medidas de dispersão), foram utilizadas também medidas de desempenho, conforme análises estatísticas descritas no quadro a seguir (Quadro 2), considerando que os dados estimados são identificados como Y_{MERGE} e os dados observados como Y_{OBS} .

Quadro 2: Análises e equações estatísticas utilizadas na validação dos dados estimados

Análises Estatísticas	Equações Utilizadas
Medidas de Dispersão: Usadas para obter o grau de variabilidade dos elementos de um conjunto de dados.	
<p>Desvio padrão (S): permite visualizar nível de dispersão entre os resultados obtidos para determinado período, onde Y_i é o valor mensal de precipitação.</p> <p>Coefficiente de variação (CV): mostra a extensão da variabilidade da precipitação em relação a precipitação média, sendo a razão do desvio padrão pela média.</p>	$S = \sqrt{\frac{\sum(Y_i - \bar{Y})^2}{n - 1}}$ $CV = \frac{S}{\bar{Y}}$

<p>Medidas de Desempenho: Usadas para obter o grau de precisão, erros e incertezas dos elementos de um conjunto de dados.</p>	
<p>Correlação de Pearson (r): mostra a exatidão que se refere ao grau de conformidade de um valor estimado em relação ao valor verdadeiro (observado), através do coeficiente de correlação (r), como utilizado por Nóbrega et al. (2008).</p> <p>Para este trabalho considerou-se a interpretação dos índices de correlação utilizada por Baba et al. (2014), na qual define:</p> <ul style="list-style-type: none"> ✓ 0,00 a 0,19 – Correlação muito fraca ✓ 0,20 a 0,39 – Correlação fraca ✓ 0,40 a 0,69 – Correlação moderada ✓ 0,70 a 0,89 – Correlação forte ✓ 0,90 a 1,00 – Correlação muito forte 	$r = \frac{\sum_1^n (Y_{MERGE} - \overline{Y_{MERGE}})(Y_{OBS} - \overline{Y_{OBS}})}{(N - 1)\sigma_{MERGE}\sigma_{OBS}}$ <p>Onde,</p> $\sigma_{MERGE} = \sqrt{\frac{\sum_1^n (Y_{MERGE} - \overline{Y_{MERGE}})^2}{n - 1}}$ $\sigma_{OBS} = \sqrt{\frac{\sum_1^n (Y_{OBS} - \overline{Y_{OBS}})^2}{n - 1}}$
<p>Coefficiente de determinação (R²): mede o grau de associação entre os valores observados e calculados, como utilizado por Saldanha et al. (2015).</p>	$R^2 = \frac{(\sum_1^n (Y_{OBS} - \overline{Y_{OBS}})(Y_{MERGE} - \overline{Y_{MERGE}}))^2}{\sum_1^n (Y_{OBS} - \overline{Y_{OBS}})^2 \sum_1^n (Y_{MERGE} - \overline{Y_{MERGE}})^2}$
<p>Viés: é o desvio das estimativas do satélite em relação aos valores oriundos dos pluviômetros, indicando uma possível tendência dos dados alternativos superestimarem ou subestimarem os dados observados de precipitação, como utilizado por Saldanha et al. (2015).</p>	$Viés = \frac{1}{n} \sum_1^n (Y_{MERGE} - Y_{OBS})$
<p>Coefficiente de eficiência (EFF): avalia a precisão dos dados alternativos, podendo variar de negativo até 1, sendo 1 o ajuste perfeito, conforme utilizado por Saldanha et al. (2015) e Collischonn (2001).</p>	$EFF = 1 - \frac{\sum_1^n (Y_{OBS} - \overline{Y_{MERGE}})^2}{\sum_1^n (Y_{OBS} - \overline{Y_{OBS}})^2}$
<p>Índice de concordância de Willmott (d): Proposto por Willmott et al., (1985) o índice “d”, indica o grau de concordância ou exatidão entre os valores estimados e observados. Este índice varia de zero a um, sendo zero, nenhuma concordância e um, concordância perfeita (Santos et al., 2011).</p>	$d = 1 - \left[\frac{\sum_1^n (Y_{MERGE} - Y_{OBS})^2}{\sum_1^n (Y_{MERGE} - \overline{Y_{OBS}} + Y_{OBS} - \overline{Y_{OBS}})^2} \right]$
<p>Erro Médio Absoluto (EMA): medida da magnitude média das diferenças dos valores estimados com os observados e Wilks (2006) considera o método bastante apropriado para verificação da acurácia ou exatidão escalar de dados.</p>	$EMA = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Y_{MERGE} - Y_{OBS} $

<p>Raiz do Erro Médio Quadrático (REMQ): é a raiz quadrada da média do quadrado das diferenças entre a chuva estimada e da chuva observada, frequentemente usada na verificação da acurácia de modelos numéricos como descrito em Wilks (2006).</p>	$REMQ = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_{MERGE} - Y_{OBS})^2}$
--	--

Após a validação dos dados do MERGE, realizada previamente para gerar informações sobre a confiabilidade e consistência desses dados, foi feita uma análise da variabilidade interanual e sazonal da precipitação, somente com esses dados.

Para a análise da variabilidade interanual da precipitação, foram utilizadas as equações abaixo (Quadro 3):

Quadro 3: Análises e equações estatísticas utilizadas no cálculo da variabilidade interanual

Análises Estatísticas	Equações Utilizadas
<p>Índice de Variabilidade Interanual Relativo da Precipitação (Vr): representa a variação média da precipitação de um ano em relação ao seguinte. O cálculo de Vr depende do Índice de Variabilidade Interanual da Precipitação (Va), conforme utilizado por Moraes et al. (2005).</p>	$Va = \sum_{i=1}^n Y_{Média} - Y_{Anual} $ $Vr = \frac{100Va}{Y_{Média}}$
<p>Teste de Mann Kendall (S): é um método sequencial e não-paramétrico utilizado para verificar a existência de tendência temporal de alteração estatisticamente significativa para uma determinada série de dados (Mann, 1945; Kendall, 1975). O método baseia-se em rejeitar ou não a hipótese nula, de que não exista tendência na série de dados, adotando-se um nível de significância. A variável estatística S, para uma série de n dados do teste é calculada a partir do somatório dos sinais (sgn) da diferença, par a par, de todos os valores da série (xi) em relação aos valores que eles são futuros (xj). Para verificar a significância do teste é utilizado um teste bilateral, com estatística padronizada z. Logo S e Var(S) são utilizados para o cálculo da estatística z, com distribuição normal padrão, sendo Var(S) a variância.</p>	$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(X_j - X_k)$ <p>Onde,</p> $\text{sign}(X_j - X_k) = \begin{cases} 1 & \text{se } X_j - X_k > 0 \\ 0 & \text{se } X_j - X_k = 0 \\ -1 & \text{se } X_j - X_k < 0 \end{cases}$ $\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}$ $\text{Var}(S) = \frac{1}{18} [n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^G t_p(t_p-1)(2t_p+5)]$ $z = \begin{cases} \frac{S-1}{[\text{VAR}(S)]^{\frac{1}{2}}} & \text{se } S > 0 \\ 0 & \text{se } S = 0 \\ \frac{S+1}{(\text{VAR}(S))^{\frac{1}{2}}} & \text{se } S < 0 \end{cases}$

O teste de Mann-Kendall foi aplicado utilizando o software estatístico R (R Development Core Team 2008), no qual é livre para computação estatística e construção de gráficos que pode ser baixado e distribuído gratuitamente de acordo com a licença *General Public License* (Licença Pública Geral GNU).

Também foram utilizadas as normais climatológicas de precipitação publicadas pelo INMET (2018), durante anos do período compreendido de 01/01/1981 a 31/01/2010, referente às 06 estações meteorológicas utilizadas nesta pesquisa. De acordo com a OMM (WMO-Nº 100, 1983 ; 2011), as normais climatológicas correspondem a valores médios das variáveis meteorológicas equivalente ao período mínimo de 30 anos, para que seja suficiente para identificar um valor predominante que represente os padrões característicos de um parâmetro do clima no local considerado.

Por fim, para a verificação espacial da variabilidade sazonal da precipitação, foi realizada a divisão da área de estudo em três blocos (Ver Figura 7), sendo utilizado o critério de localização geográfica (área a margem direita do rio Amazonas, área a margem esquerda do Rio Amazonas e área sem limites geográficos com o rio Amazonas), tendo em vista a extensão da área e a possibilidade de influência de diferentes sistemas atmosféricos: região norte (área rosa), região central (área cinza) e região sul (área laranja) para extração dos dados estimados de precipitação e, posteriormente, análise do dado espacial do MERGE para dois períodos decadais da série temporal pesquisada (1998-2007 e 2008-2017).

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Análise da consistência dos dados de precipitação estimados

Com o objetivo de visualizar o comportamento temporal dos dados de precipitação observados e estimados, foram traçadas as séries históricas dos dois conjuntos para todos os postos pluviométricos considerados, como pode ser visto nas Figura 8.

De acordo com a análise visual da Figura 08.a, verificam-se que os dados de precipitação observados da estação pluviométrica de Altamira e os estimados possuem padrões semelhantes, havendo alguns pontos sem registro dentro da série histórica da estação e pontos de discrepância (pontos de maior discordância constatada entre o valor observado e estimado).

Os pontos sem registro correspondem ao mês de julho do ano de 1998 e 2016 e os maiores pontos de discrepância foram verificados nos dois conjuntos com registros nos meses de fevereiro de 2004 (262,581 mm), em março de 2005 (286,636 mm), em março de 2016 (265,803 mm) e de em abril de 2017 (211,318 mm).

Todos os valores discrepantes citados constam dentro da estação chuvosa característica da região amazônica, tal como analisaram Moraes et al. (2005), os quais destacam que a variação sazonal da precipitação no Estado do Pará é caracterizada por uma estação chuvosa, que na maioria das localidades, compreende os meses de dezembro a maio.

O maior valor registrado da precipitação mensal acumulada para a série histórica de Altamira foi de 574,30 mm em abril de 2006, enquanto que sua estimativa apontou o maior valor mensal de 548,14 mm em abril de 2009.

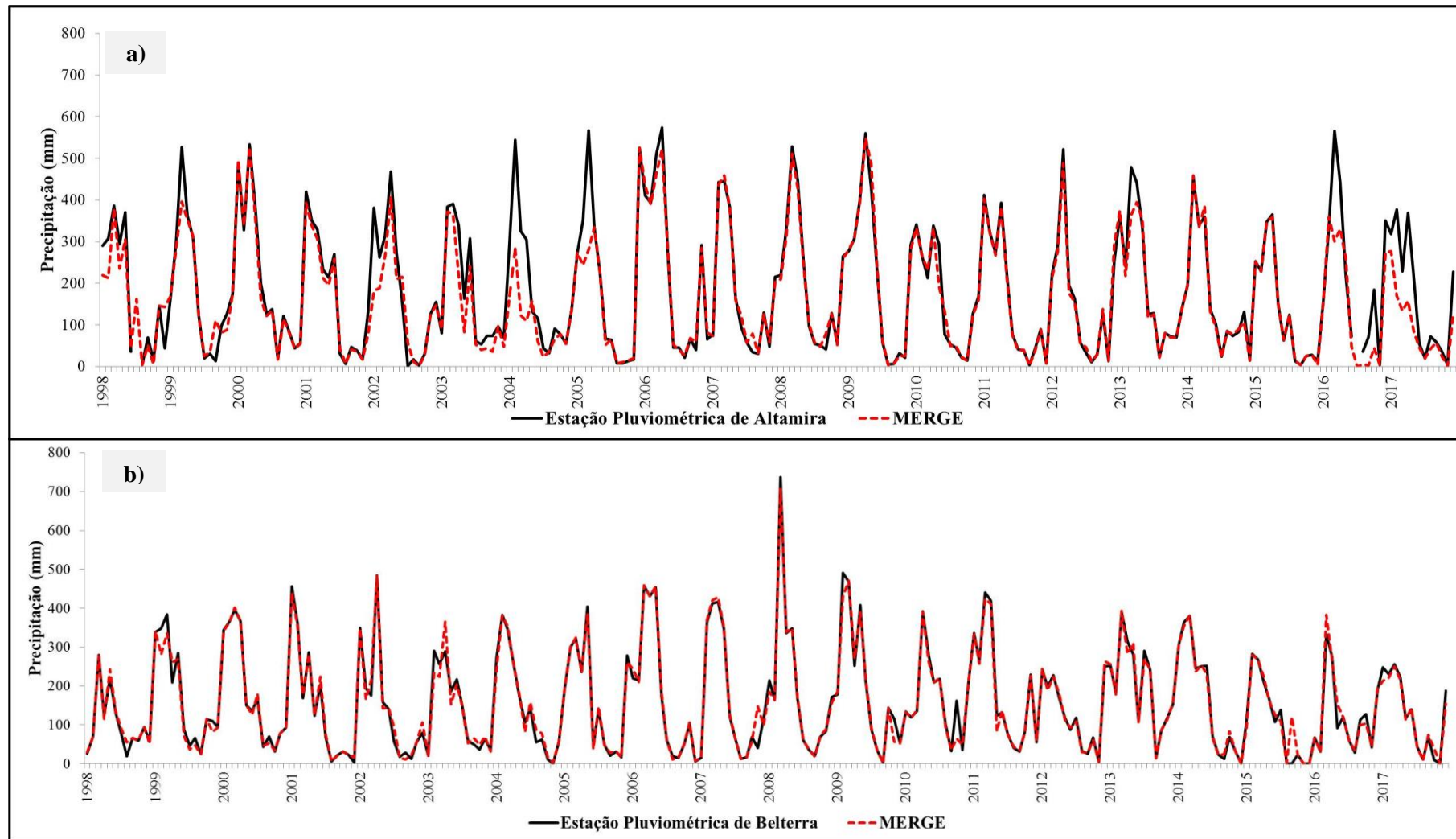
Já a Figura 08.b ilustra que os dados de precipitação observados da estação pluviométrica de Belterra e os dados de precipitação estimados possuem padrões semelhantes, não havendo pontos sem registro dentro da série histórica da estação e os maiores pontos de discrepância existentes foram verificados nos dois conjuntos com valores de 66,977 mm em fevereiro de 1999, 76,635 mm em abril de 2003, 30,008 mm em março de 2008 e de 120,507 mm em setembro de 2015.

A maioria dos valores discrepantes consta dentro da estação chuvosa característica da região amazônica e apenas um valor está compreendido na estação menos chuvosa, como destacaram ainda Moraes et al. (2005), na qual a estação menos chuvosa (estação seca) corresponde geralmente ao período de junho a novembro.

Cabe ressaltar, que para o valor discrepante na estação seca o dado observado foi de 0 mm de precipitação e o MERGE estimou 120,507 mm. Nessa situação específica, sugere-se que, pelo fato do dado observado ser pontual e o dado estimado ter um campo de precipitação com resolução espacial 20 km, o MERGE realizou estimativa em uma área que a estação pluviométrica é incapaz de representar.

É importante destacar, também, que no ano de 2008 a estação pluviométrica de Belterra registrou o maior valor de precipitação mensal acumulada em toda a série histórica, com valores acima dos 700,00 mm para o mês de março, tanto no dado observado quanto no dado estimado. Lopes et al. (2013) encontraram esse mesmo resultado em relação ao ano de maior coeficiente de chuva para o município, e, uma provável explicação para esse registro pode estar associado ao evento moderado de La Niña ocorrido nos anos de 2007 a 2008.

Figura 8: Série histórica dos dados de precipitação observados e dos dados estimados (MERGE) no intervalo de 1998 a 2017: a) Altamira; b) Belterra



Fonte: Autor (2019)

Em relação aos dados de precipitação observados da estação pluviométrica de Itaituba e os dados de precipitação estimados, a Figura 9.a mostra que as duas bases de dados possuem padrões semelhantes, não havendo pontos sem registro dentro da série histórica dos dados observados e os maiores pontos de discrepância existentes foram verificados nos dois conjuntos com valores de 115,965 mm em março de 2008, 104,316 mm em março de 2012, 128,466 mm em fevereiro de 2013 e de 115,511 mm em março de 2016, sendo que todos os valores discrepantes constam dentro do período chuvoso característico da região amazônica.

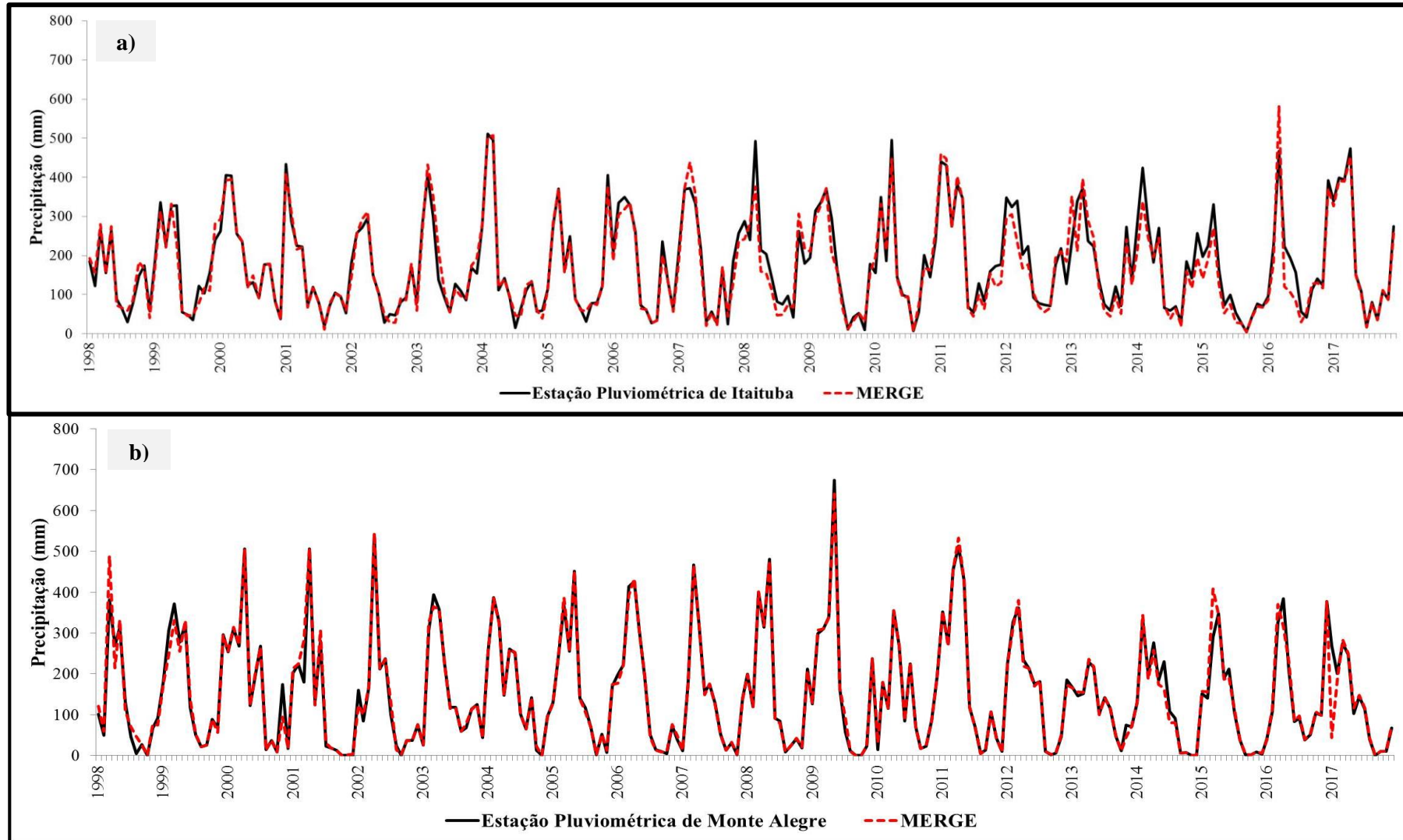
O maior valor de precipitação mensal registrado em toda a série histórica foi de 581,91 mm no mês de março de 2016 para o dado observado, enquanto a estação pluviométrica registrou um valor de 466,40 mm.

Para Monte Alegre, verifica-se que os dados de precipitação observados e os dados de precipitação estimados possuem padrões semelhantes, de acordo com a análise visual da Figura 9.b, não havendo pontos sem registro dentro da série histórica da estação e os maiores pontos de discrepância existentes foram verificados nos dois conjuntos com registros nos meses de março de 1998 (107,419 mm), em março de 2001 (101,807 mm) e de 2015 (118,892 mm) e no mês de janeiro de 2017 (226,411 mm), sendo que todos os valores discrepantes estão compreendidos na estação chuvosa característica da região.

No ano de 2009, Monte Alegre apresentou o maior valor de precipitação mensal de toda a série histórica, correspondendo ao valor de 640,14 mm no mês de maio em relação aos dados estimados e o dado observado superou os 670,00 mm.

Tal constatação também foi observada por Lopes et al. (2013) através do resultado de maior coeficiente de chuva para o município no mesmo ano.

Figura 9: Série histórica dos dados de precipitação observados e dos dados estimados (MERGE) no intervalo de 1998 a 2017: a) Itaituba; b) Monte Alegre



A Figura 10.a ilustra que os dados de precipitação observados e os estimados possuem padrões semelhantes para a série histórica de Óbidos, havendo alguns pontos sem registro dentro da série histórica da estação e pontos de discrepância.

Os pontos sem registro correspondem aos meses de julho de 1998 e de 1999, junho de 2004 e dezembro de 2016, e os maiores pontos de discrepância foram verificados nos dois conjuntos com valores de 258,124 mm em abril de 2000, 362,248 mm em abril de 2002, 272,436 mm em dezembro de 2005 e de 333,668 mm em março de 2006, sendo que todos os valores discrepantes estão compreendidos na estação chuvosa da região amazônica.

O maior valor registrado da precipitação mensal acumulada para a série histórica de Óbidos foi de 508,10 mm em janeiro de 2000, enquanto o dado estimado apontou um valor menor, de aproximadamente 40 mm de diferença.

Para Porto de Moz, verificou-se que os dados de precipitação observados e os dados de precipitação estimados também possuem padrões semelhantes, assim como foi observado nos demais municípios, havendo alguns pontos sem registro dentro da série histórica da estação e pontos de discrepância, conforme Figura 10.b.

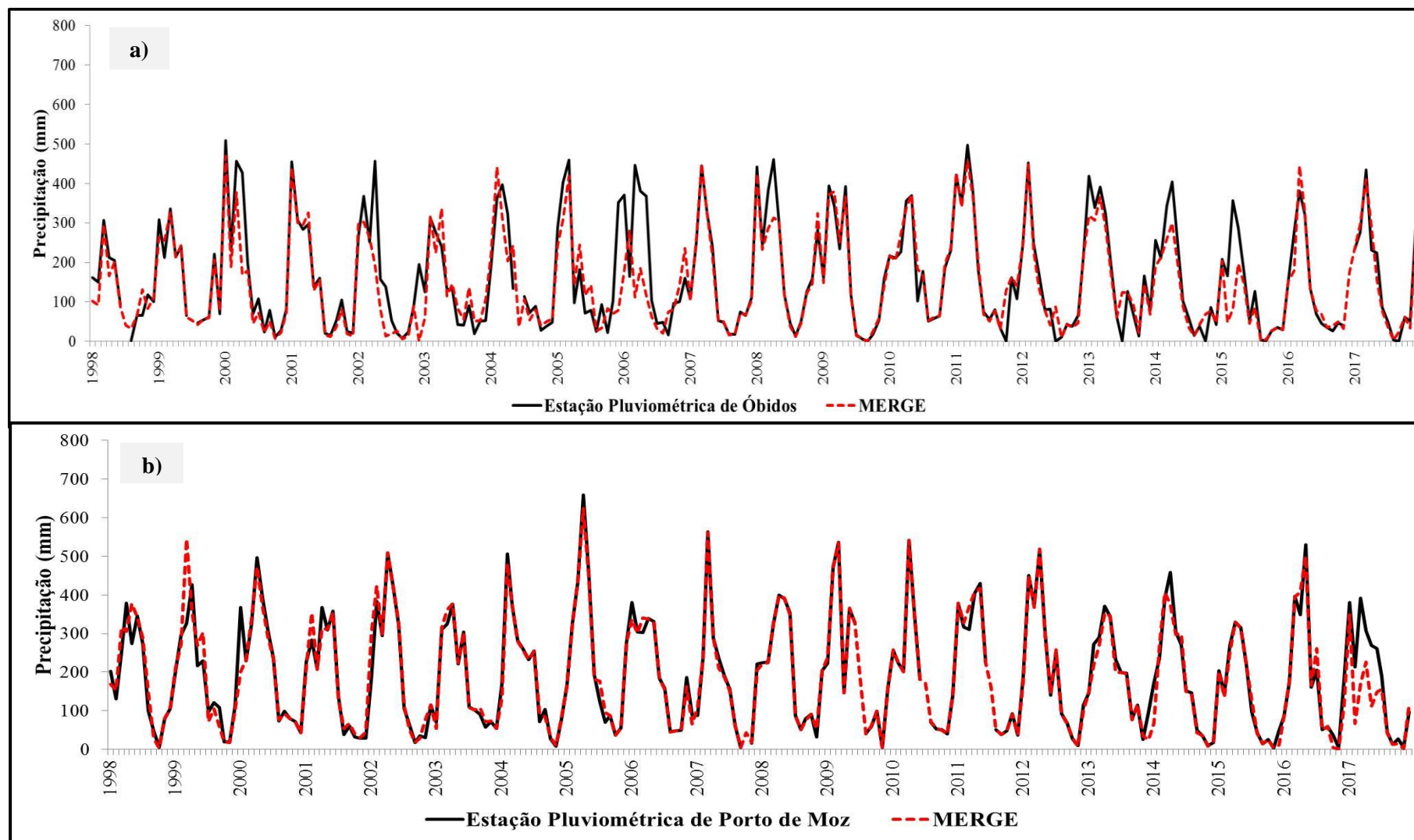
Os pontos sem registro correspondem aos meses de outubro de 2007 e de julho de 2009, 2010 e 2011, e os maiores pontos de discrepância foram verificados nos dois conjuntos com valores de 218,245 mm em março de 1999, 177,515 mm em julho de 2009, 172,070 mm em julho de 2010 e de 222,122 mm em março de 2017.

Os valores discrepantes referentes ao mês de julho são justamente dos meses em que não houve registro dentro da série dos dados observados e os demais estão compreendidos na estação chuvosa amazônica.

No ano de 2005, Porto de Moz apresentou o maior registro de toda a série histórica, correspondendo ao valor de 659,10 mm no mês de abril de 2005.

De forma geral, as análises visuais da série temporal dos dados de precipitação observados e estimados evidenciam que os pontos de Belterra e Monte Alegre assimilaram com maior qualidade os dados das estações meteorológicas, enquanto nos demais pontos ocorreram maior quantidade de falhas na interpolação dos dados, sendo que Óbidos foi o ponto menos regular.

Figura 10: Série histórica dos dados de precipitação observados e dos dados estimados (MERGE) no intervalo de 1998 a 2017: a) Óbidos; b) Porto de Moz



Para resolver o problema de dados omissos, adotou-se o método de imputação pela média, que, conforme analisado por García-Peña et al. (2014), ofereceu melhores resultados se for considerada uma matriz univariada com dados faltantes, como da pesquisa em questão, do que outro algoritmo que envolva a decomposição por valores singulares de uma matriz (DVS).

Após atender o preenchimento das falhas de dados, a avaliação quantitativa da relação dos resultados estatísticos utilizados para comparar a precipitação observada (INMET) com estimada pelo MERGE, pode ser visto na Tabela 2.

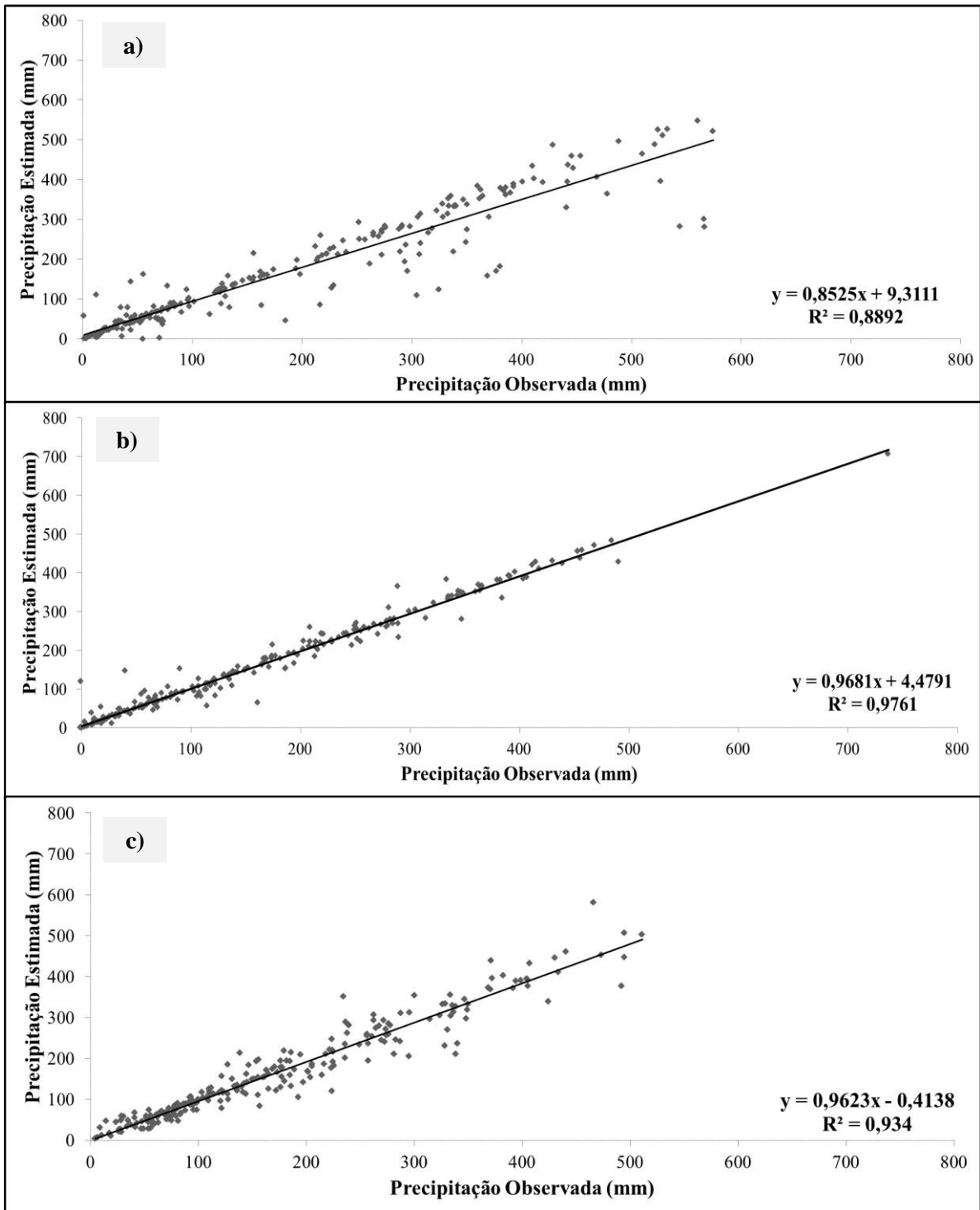
Importante destacar que apesar da comparação pontual apresentar valores estatísticos descritivos mais próximos para o município de Itaituba, pois indicaram menor desvio padrão e coeficiente de variação, apontando menor variabilidade dos dados analisados, o coeficiente de Pearson indicou melhor correlação para o dado estimado em Belterra, que também apresentou maior qualidade no ajustamento dos dados, conforme pode ser verificado graficamente através do coeficiente de determinação entre os dados observados e estimados.

Tabela 2: Estatística descritiva calculada: mínimo, máximo, desvio padrão e coeficiente de variação

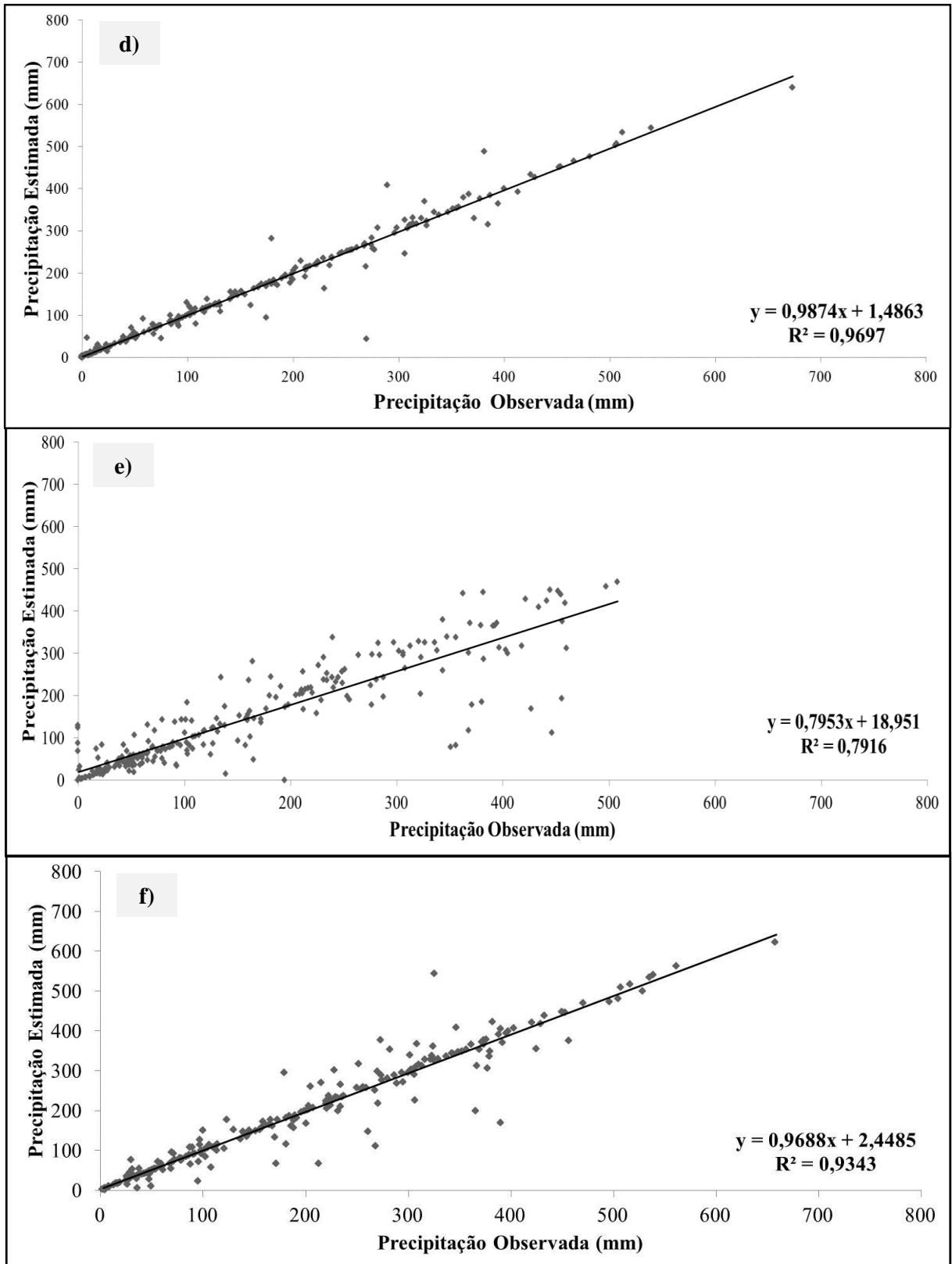
Dados	Mínimo (mm)	Máximo (mm)	Desvio Padrão (mm)	Coefficiente de Variação
Altamira (INMET)	1,600	574,300	156,301	0,850
Altamira (MERGE)	0,000	548,135	141,301	0,851
Belterra (INMET)	0,000	737,100	133,096	0,837
Belterra (MERGE)	0,000	707,036	130,419	0,823
Itaituba (INMET)	4,500	510,900	120,706	0,686
Itaituba (MERGE)	4,002	581,910	120,192	0,711
Monte Alegre (INMET)	0,000	673,600	135,213	0,882
Monte Alegre (MERGE)	0,000	640,137	135,573	0,887
Óbidos (INMET)	0,000	508,100	134,908	0,830
Óbidos (MERGE)	0,000	469,060	120,580	0,813
Porto de Moz (INMET)	2,700	659,100	143,559	0,734
Porto de Moz (MERGE)	0,261	623,279	143,048	0,750

Tal qualidade no ajustamento de dados de Belterra foi visualizada, do mesmo modo, na Figura 11, na qual os dados estimados acompanharam de forma satisfatória a reta de regressão linear.

Figura 11: Regressão linear dos dados de precipitação observados e dos dados de precipitação estimados, da série histórica de 1998 a 2017, para: a) Altamira; b) Belterra; c) Itaituba; d) Monte Alegre; e) Óbidos; f) Porto de Moz.



(Continua)



A Figura 11 apresenta o grau de associação entre os valores observados e estimados, considerando os todos os pontos analisados, através do coeficiente de

determinação, ao longo da série histórica analisada, sendo possível considerar um alto indicativo de associação entre as duas bases de dados.

Como pode ser visualizado, existe uma concordância significativa entre os dados observados e os dados estimados, evidenciada nos altos valores do coeficiente de determinação, nos quais o menor valor identificado foi de 0,792 para os dados de Óbidos, seguido do valor de 0,889 para os dados de Porto de Moz, e para os demais dados foram identificados valores acima de 0,930. Destaca-se que os dados de Belterra apresentaram maior associação entre as duas bases de dados, com coeficiente de 0,976.

Também é possível verificar que a associação dos dados observados com os dados estimados é maior em relação às chuvas menos intensas do que em relação às chuvas mais intensas, podendo estar relacionado com falhas dos sinais de captação da precipitação pelo satélite. O comportamento de uma associação maior e de uma associação menor em relação a intensidade das chuvas foi verificado em Altamira e em Óbidos.

Tais resultados confirmam o que averiguou Gama (2016), no qual avaliou os dados do TRMM (3B43) para todas as regiões hidrográficas do Brasil no período de 2000 a 2014, e para a região amazônica encontrou valores do coeficiente de determinação dos dados observados com os dados estimados pelo TRMM, acima de 0,700 para todos os meses do ano, exceto o mês de outubro no qual encontrou o valor de 0,44.

Cabe inferir, que os valores menos representativos para o coeficiente analisado correspondem às séries históricas com maior número de falhas em relação aos dados observados e menor altitude, considerando a localização das estações pluviométricas, e o inverso ocorreu para valores mais representativos, nos quais correspondem às séries históricas com menor número de falhas em relação aos dados observados e maior altitude (acima de 140m). Tal fato deve ser analisado com cautela, a partir de um estudo que envolva a relação entre a altitude e a precipitação pluviométrica para a região, tal como pesquisaram Melati e Marcuzzo (2015) para as sub-bacias pertencentes à bacia do Rio Uruguai.

Com base na disposição dos dados sobre a reta de regressão e dos coeficientes de determinação é possível afirmar que os conjuntos de dados apresentam um elevado nível de correlação, podendo ser verificado na Tabela 3, simultaneamente com outras medidas de desempenho pertinentes para a análise da consistência dos dados estimados, tais como viés, índice de concordância proposto por Willmott et al. (1985), percentual de falhas nos dados observados (%), a correlação de Pearson (r), coeficiente de eficiência (EFF), erro médio absoluto (EMA) e a raiz do erro médio quadrático (REMQ).

Tabela 3: Validação dos dados de precipitação pluvial do MERGE: Medidas quantitativas de desempenho

Dados	Viés	Willmott	Falhas nos dados observados (%)	r	EFF	EMA (mm)	REMQ (mm)
Altamira	-17,812	1,000	0,833%	0,943	0,875	27,132	55,669
Belterra	-0,598	1,000	0,000%	0,988	0,976	11,013	20,586
Itaituba	-7,046	1,000	0,000%	0,966	0,930	21,117	31,924
Monte Alegre	-0,448	1,000	0,000%	0,985	0,969	9,053	23,605
Óbidos	-14,340	1,000	1,667%	0,890	0,780	35,405	64,135
Porto de Moz	-1,347	1,000	1,667%	0,966	0,916	19,397	41,740

Fonte: Autor (2019)

Avaliando os valores do viés, observou-se que o MERGE subestimou todos os dados observados, e, considerando a localização das estações pluviométricas analisadas neste estudo e o regime de chuvas da região, os resultados concordam com o trabalho desenvolvido por Vila et al. (2009) que também observaram casos de subestimativa de chuvas mais intensas para o produto MERGE.

Soares et al. (2016), que avaliaram as estimativas de chuva pelo satélite TRMM (3B42) no Estado da Paraíba, identificando subestimativa nos locais de maior índice pluviométrico e superestimativa nos locais de menor índice, como foi verificado por Oliveira et al. (2014) que constataram que o TRMM (3B42) superestimou a precipitação para o cerrado brasileiro, e Silva et al. (2012) averiguaram que para a região litorânea do Rio Grande do Norte o TRMM (3B43) subestimou e superestimou em regiões mais áridas do Estado.

Também Ribeiro (2018) observou esse comportamento de subestimativa do índice pluviométrico em períodos chuvosos e superestimava do índice pluviométrico em períodos secos, ao analisar os dados de precipitação estimada pelo TRMM (3B42) na região do Estado de Roraima e Franchito et al. (2009) analisou o mesmo comportamento para uma região de floresta tropical úmida.

O comportamento nas séries históricas para os dados de precipitação observada e estimada apontou a subestimativa dos dados MERGE em relação aos dados das estações pluviométricas, sendo que a maioria dos dados discrepantes esteve compreendida dentro do estação chuvosa na Amazônia, constatado também por Gama (2016) ao comparar dados do TRMM com os dados observados para a região hidrográfica amazônica.

Além disso, a localização das estações pluviométricas analisadas neste trabalho compreende a faixa de aproximadamente 10% da área do Estado, com totais pluviométricos anuais de 2400 e 3330 mm, que, conforme apontaram Moraes et al. (2005), em comparação

com as demais faixas, registram os maiores índices pluviométricos, com exceção de Itaituba que está localizada na faixa que registra totais pluviométricos anuais mais baixos, compreendidos de 1800 a 2300 mm.

Em relação ao índice de Willmott todas as estações pluviométricas analisadas apresentaram uma boa concordância com valores superiores a 0,999. Embora testados outros tipos de análises, como o coeficiente de determinação, a mais indicada nesse estudo foi o índice de concordância de Willmott, devido à escala dos dados serem diferentes, uma pontual (estação meteorológica) e a outra com escala espacial.

Analisando os resultados da Tabela 3, verificou-se que o MERGE mostrou forte correlação com os dados observados, acima de 0,940 na maioria das estações e, apenas na estação de Óbidos apresentou coeficiente de correlação inferior a 0,900. Esses valores acompanharam, em geral, os valores encontrados por Gama (2016) para o TRMM, em estações pluviométricas distribuídas na região hidrográfica amazônica.

Para interpretar o grau de correlação em uma validação espacial, conforme convencionou Baba et al. (2014), considerou-se que as estações com grau de correlação igual ou superior a 0,90, tinham uma correlação muito forte e correlação forte para coeficientes dentro do intervalo de 0,70 a 0,89, o que ocorreu na estação de Óbidos, com o valor do coeficiente de correlação de 0,89. Portanto, pode-se concluir que houve uma forte correlação entre os dados observados e os dados do MERGE.

Avaliando o coeficiente de eficiência (EFF), tão importante para análise de desempenho do MERGE, quanto o coeficiente de correlação de Pearson, Collischonn (2001) considerou que os resultados do EFF acima de 0,75 são considerados bons e, valores entre 0,36 e 0,75 são considerados aceitáveis. A avaliação do coeficiente de eficiência mostrou que o MERGE pode ser utilizado com uma boa confiabilidade, afinal apresentou valores acima de 0,75 em todas as estações.

Os dados relacionados à Altamira, Itaituba e Óbidos apresentaram os maiores valores, de no máximo 35,405 mm, para o erro médio absoluto (EMA). Apesar de Sun e Zhong (2006) avaliarem que o EMA é menos sensível a grandes desvios que se afastam da média, o método é considerado uma robusta medida de desempenho.

Na análise para a raiz do erro médio quadrático (REMQ) os maiores valores encontrados incluem também os dados de Altamira, Óbidos e, ainda Porto de Moz, com valor máximo de 64,135 mm. Esses resultados mostram que houve uma distância considerável entre os dados observados em pluviômetros e os dados estimados pelo MERGE.

Collischonn et al. (2007), Li et al. (2013), Karaseva et al. (2012) perceberam esse mesmo comportamento para as estimativas de precipitação fornecidas pelo TRMM, que apesar de serem consistentes, alguns erros ainda existem e são discrepantes, podendo ocorrer pelo fato do TRMM abranger uma área de 25 x 25 km, e no estudo em questão, o produto MERGE tem uma resolução espacial de 20 x 20 km. Além disso, os métodos de combinação entre os dados da precipitação estimada pelo MERGE e os de superfície também podem estar influenciando na ocorrência dos erros.

É importante salientar para as análises descritas, que, quanto maior a porcentagem de falhas nos dados observados, maiores foram os valores encontrados para o REMQ, e menores para o coeficiente de correlação e para o coeficiente de eficiência, confirmando as considerações de Pinto et al. (2009).

Após as análises preliminares do grau de correlação das séries temporais de cada estação, visando entender o comportamento desse coeficiente para cada mês e para a distribuição média mensal da precipitação pluviométrica, gerou-se a média mensal de todas as 06 estações do INMET e os pontos amostrais do MERGE, como podem ser vistos na Tabela 4.

Em relação aos coeficientes de correlação mensais, os menores valores (em cinza para os meses) encontrados concentram-se dentro do período chuvoso da região pesquisada, afora para o posto de Belterra e Itaituba. Das 72 correlações obtidas, apenas 15,28% apresentaram valores moderados (entre 0,40 e 0,69), e somente o posto de Óbidos, indicou um valor mensal que indica um baixo grau de concordância. 83,33% das análises de similaridade apontaram uma forte correlação.

Observa-se que o nível de correlação entre os dados é ainda maior (classificada como correlação muito forte) quando comparados em relação a sua média mensal, pois a discrepância agora é generalizada de 240 observações para apenas 12, sendo a média mensal anual para os 20 anos de dados observados.

Tais resultados corroboram o que concluíram Moraes et al. (2015) ao afirmarem que a bacia hidrográfica onde a precipitação é melhor estimada pelo TRMM, é a Bacia do Amazonas, e, também o que foi avaliado por Rozante et al. (2010) ao verificar que a análise quantitativa da precipitação mostrou melhorias bastante significativas para o produto MERGE quando considera-se o interior do continente da América do Sul (principalmente nas faixas norte e sul), onde a densidade da rede pluviométrica é bastante baixa e a densidade de observações é menor.

Tabela 4: Valores do coeficiente de correlação linear para os dados mensais e para a distribuição média mensal da precipitação pluviométrica

Meses	Altamira	Belterra	Itaituba	Monte Alegre	Óbidos	Porto de Moz
Janeiro	0,890	0,994	0,921	0,836	0,909	0,837
Fevereiro	0,538	0,983	0,903	0,984	0,822	0,930
Março	0,674	0,988	0,861	0,912	0,460	0,737
Abril	0,830	0,971	0,945	0,984	0,338	0,947
Mai	0,871	0,980	0,853	0,997	0,680	0,861
Junho	0,921	0,974	0,835	0,954	0,470	0,893
Julho	0,709	0,978	0,823	0,973	0,519	0,937
Agosto	0,800	0,972	0,889	0,946	0,938	0,942
Setembro	0,633	0,572	0,942	0,998	0,708	0,903
Outubro	0,739	0,840	0,952	0,998	0,466	0,960
Novembro	0,989	0,870	0,931	0,923	0,959	0,958
Dezembro	0,952	0,990	0,958	0,999	0,614	0,942
Correlação Linear da Distribuição Média Mensal	0,998	0,998	0,999	0,998	0,996	0,998

5.2 Análise da variabilidade temporal da precipitação pluviométrica

Após a validação dos dados do MERGE, foi realizada uma análise da variabilidade interanual e sazonal da precipitação, somente com esses dados.

Para a análise da variabilidade interanual foram utilizadas as médias da precipitação para o período analisado e as normais climatológicas de precipitação (1981 a 2010) publicadas pelo INMET (2018), além de serem identificados os anos de ocorrência dos fenômenos El Niño e La Niña (Tabela 5), ambas disponibilizadas pelo NOAA (2019), que aconteceram na Amazônia e que podem estar relacionadas com tal variabilidade.

Tabela 5: Anos de ocorrência de eventos El Niño e La Niña (1998 a 2017)

El Niño			La Niña		
Fraco	Moderado	Muito Forte	Fraco	Moderado	Forte
2004-2005	2002-2003	1997-1998	2000-2001	2011-2012	1998-1999
2006-2007	2009-2010	2015-2016	2005-2006		1999-2000
2014-2015			2008-2009		2007-2008
			2016-2017		2010-2011

Fonte: Baseado no Oceanic Niño Index (ONI) – NOAA 2019

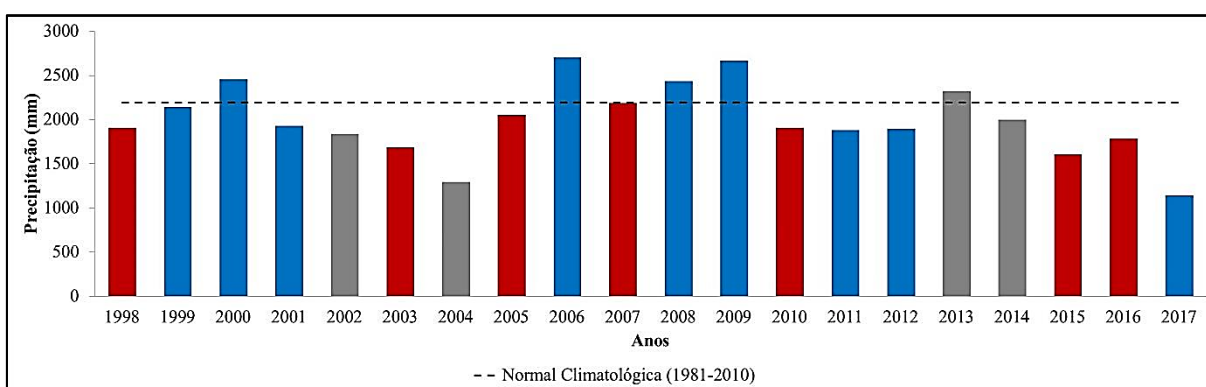
Estudos de variabilidade interanual da precipitação na Amazônia também relacionam eventos de seca e de aumento do regime pluviométrico ao modo de variabilidade climática do evento ENOS, devido a anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Oceano Pacífico e por fases extremas da Oscilação Sul, portanto, por eventos de La Niña (Ropelewski e Halpert, 1987).

A variabilidade interanual da precipitação foi expressa em termos do índice de variabilidade interanual, que representa a variação média da precipitação de um ano em relação ao seguinte e também foi expressa pelo coeficiente de variação.

Segundo Albuquerque et al. (2010), a precipitação acumulada anual apresentou tendência negativa nas mesorregiões do Estado do Pará, levando em consideração uma série histórica de 31 anos compreendida nos períodos de 1978 a 2008. Neste sentido, para este trabalho, foi verificado o total de precipitação acumulada em 10 anos (antes e depois de 2008), sendo assim, foram analisados os períodos de 1998 a 2007 e de 2008 a 2017.

Dessa forma, da posse da série de dados (1998-2017), foi obtido o gráfico com os totais anuais de precipitação e seus parâmetros de análise, como a precipitação média anual e a normal climatológica para todos os pontos validados, além da relação com os fenômenos, como, El Niño e La Niña, na qual as barras cinzas representam a precipitação em anos normais, as barras vermelhas representam a precipitação em anos de El Niño e as barras azuis representam a precipitação em anos de La Niña, conforme a Figura 12.

Figura 12: Variação anual da precipitação em comparação com a normal climatológica de Altamira



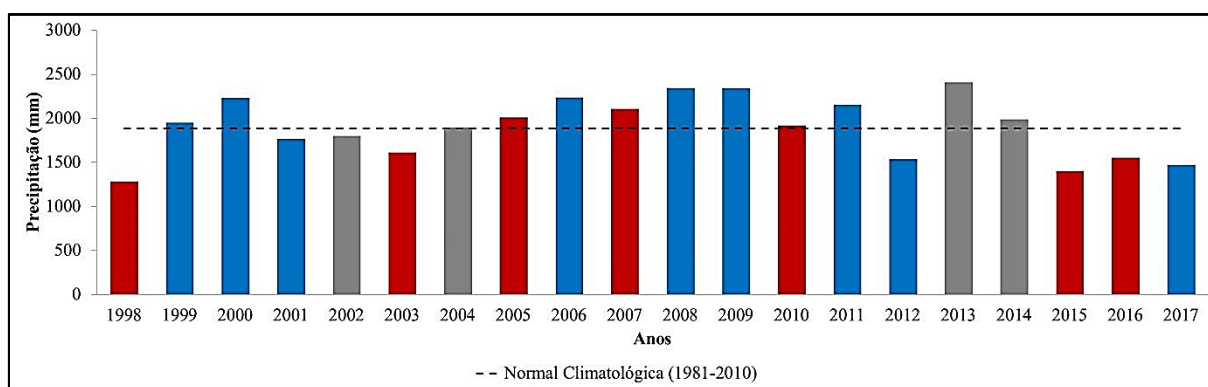
Na Figura 12, observou-se alta variabilidade interanual com a menor precipitação (1.142,76 mm) em 2017 e a maior (2.706,03mm) em 2006. A precipitação média anual acumulada é de 1992,60 mm, enquanto a Normal Climatológica apontou um valor de aproximadamente 2150 mm a mais que a precipitação média anual. Observa-se também, uma tendência de valores acima da média do período concentradas em 2006 a 2009, anos marcados

por La Niña, exceto 2007. A partir de então, são mais frequentes os valores abaixo da média, com uma variação no ano de 2013, depois predominam, novamente, valores abaixo da média do período, com menor valor em 2017.

A variabilidade da precipitação anual em Altamira, expressa pelo coeficiente de variação, foi de 20,30%, com desvio padrão de 404,57 mm e índice de variabilidade relativo de 305,23 mm. A precipitação acumulada para o período de 1998 a 2007 foi de 20.210,42 mm e para o período de 2008 a 2017 foi de 19.641,49 mm, apontando uma diminuição dos totais anuais de precipitação.

Para a série temporal de Belterra (Figura 13), observou-se, também, alta variabilidade interanual com a menor precipitação (1.282,55 mm) em 1998.

Figura 13: Variação anual da precipitação em comparação com a normal climatológica de Belterra



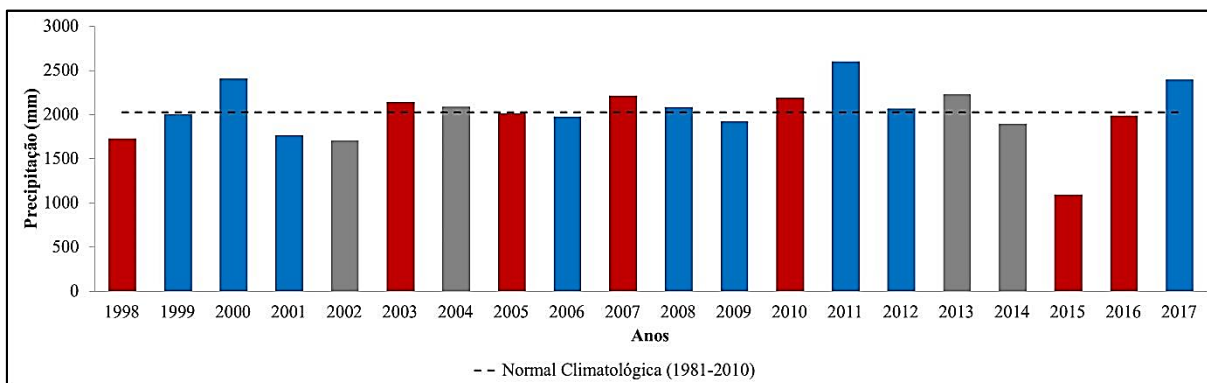
A maior precipitação da série temporal ocorreu (2.408,92 mm) em 2013. A precipitação média anual é de 1902,01 mm, enquanto a Normal Climatológica apontou um valor com diferença mínima de 7 mm em relação a precipitação média anual. Observa-se também, uma tendência de valores abaixo da média do período concentradas nos últimos anos, entre 2015, ano em que ocorreu forte El Niño, e 2017.

A variabilidade da precipitação anual em Altamira, expressa pelo coeficiente de variação, foi de 17,83%, com desvio padrão de 339,08 mm e índice de variabilidade relativo de 293,28 mm. A precipitação acumulada para o período de 1998 a 2007 foi de 18.903,55 mm e para o período de 2008 a 2017 foi de 19.136,58 mm, apontando um ligeiro aumento dos totais anuais de precipitação.

Na Figura 14, verifica-se alta variabilidade interanual em Itaituba, com a menor precipitação (1.094,97 mm) em 2015, ano em que ocorreu forte El Niño, e a maior (2603,56 mm) em 2011. A precipitação média anual é de 2027,70 mm e a Normal Climatológica se mostrou adequada para descrever a precipitação média anual.

Durante toda a série temporal, a maioria dos totais anuais de precipitação estão com valores próximos da média anual. Ocorre uma variação maior no ano de 2015, e a partir de então os totais anuais de precipitação voltam a crescer.

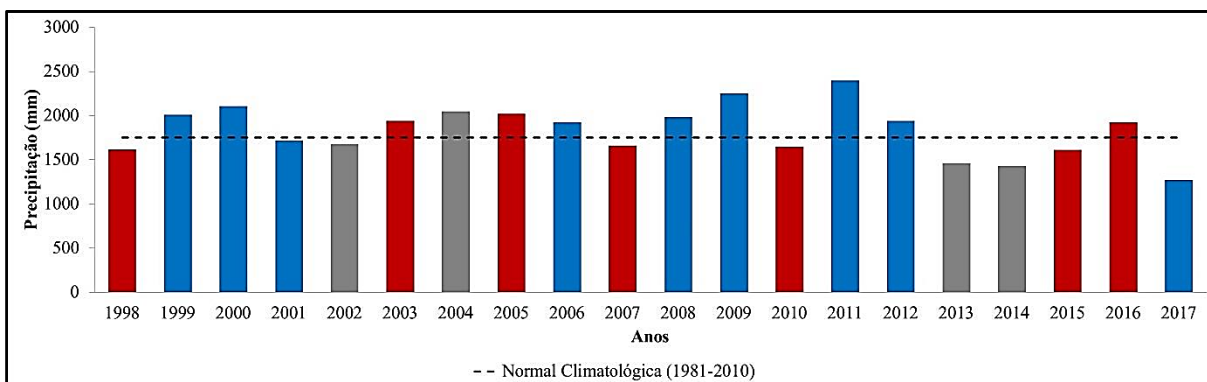
Figura 14: Variação anual da precipitação em comparação com a normal climatológica de Itaituba



A variabilidade da precipitação anual em Itaituba, expressa pelo coeficiente de variação, foi de 15,59%, com desvio padrão de 316,06 mm e índice de variabilidade relativo apontando um valor de 213,04 mm. A precipitação acumulada para o período de 1998 a 2007 foi de 20.065,07 mm e para o período de 2008 a 2018 foi de 20.489,01 mm, apontando um ligeiro aumento dos totais anuais de precipitação.

Para a série temporal de Monte Alegre (Figura 15), observa-se alta variabilidade interanual com a menor precipitação (1275,10 mm) em 2017 e a maior (2396,41 mm) em 2011.

Figura 15: Variação anual da precipitação em comparação com a normal climatológica de Monte Alegre



A precipitação média anual é de 1833,29 mm, enquanto a Normal Climatológica apontou um valor ligeiramente menor que a precipitação média anual. Observa-se também, uma tendência de valores acima da média do período concentradas entre 2003 e 2006. A partir do ano de 2013, são mais frequentes os valores abaixo da média, com uma variação no ano de

2016, e a partir de então aparece, novamente, um valor abaixo da média do período e o menor da série histórica, em 2017.

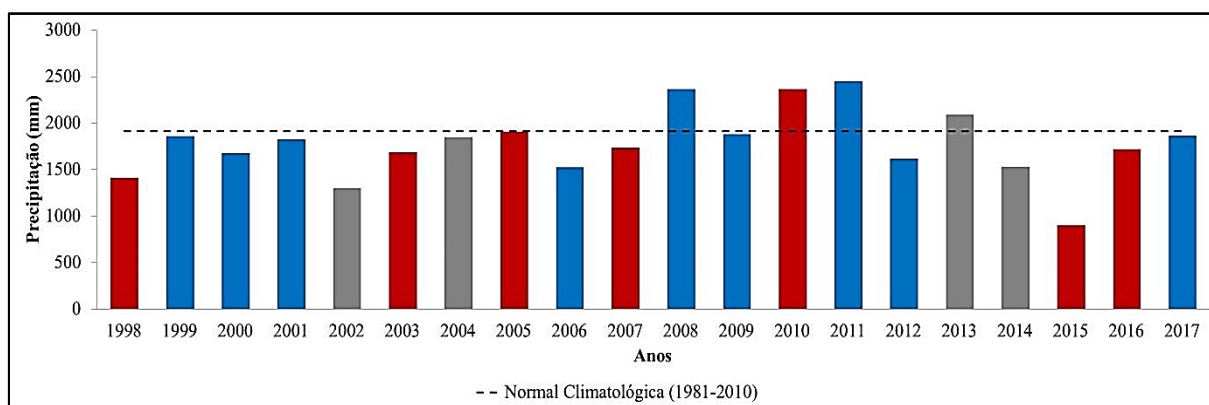
A variabilidade da precipitação anual em Monte Alegre, expressa pelo coeficiente de variação, foi de 15,58%, com desvio padrão de 285,58 mm e índice de variabilidade apontando um valor de 260,64 mm. A precipitação acumulada para o período de 1998 a 2007 foi de 18.739,63 mm e para o período de 2008 a 2018 foi de 17.926,18 mm, apontando uma diminuição dos totais anuais de precipitação.

Alta variabilidade interanual é verificada em Óbidos (Figura 16), com a menor precipitação (904,05 mm) em 2015, ano em que ocorreu forte El Niño, e a maior (2454,06 mm) em 2011.

A precipitação média anual é de 1779,08 mm, enquanto a Normal Climatológica apontou um valor de aproximadamente 133 mm a mais que a precipitação média anual. Observa-se também, uma tendência de valores abaixo da média do período concentradas entre 2012 e 2016, com uma variação no ano de 2013, e a partir do ano de 2017, o valor anual de precipitação fica acima da média.

A variabilidade da precipitação anual em Óbidos, expressa pelo coeficiente de variação, foi de 20,76%, com desvio padrão de 369,37 mm e índice de variabilidade apontando um valor de 385,17 mm. A precipitação acumulada para o período de 1998 a 2007 foi de 16.787,05 mm e para o período de 2008 a 2017 foi de 18.794,57 mm, apontando um aumento dos valores de precipitação.

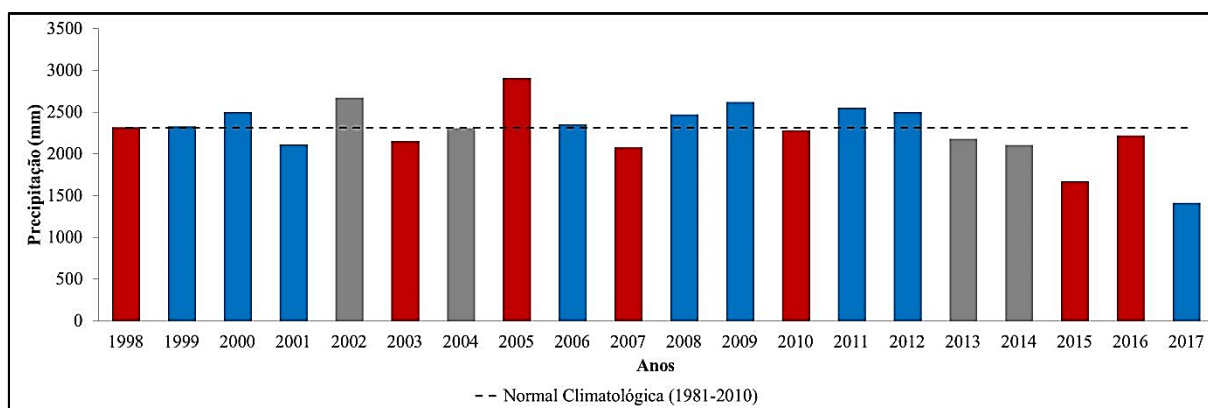
Figura 16: Variação anual da precipitação em comparação com a normal climatológica de Óbidos



Para a série temporal de Porto de Moz, verifica-se, na Figura 17, alta variabilidade interanual com a menor precipitação (1.413,88 mm) em 2017 e a maior (2.908,59 mm) em 2005.

A precipitação média anual é de 2.289,47 mm, e a Normal Climatológica se mostrou adequada para descrever a precipitação média anual. Observou-se também, uma tendência de valores abaixo da média do período concentradas entre 2013 e 2017.

Figura 17: Variação anual da precipitação em comparação com a média geral e a normal climatológica de Porto de Moz



Durante toda a série temporal, a maioria dos totais anuais de precipitação está com valores próximos da média anual, ocorrendo uma variação maior nos anos de 2015, ano em que ocorreu forte El Niño, e 2017.

A variabilidade da precipitação anual em Porto de Moz, expressa pelo coeficiente de variação, foi de 14,63%, com desvio padrão de 335,04 mm e índice de variabilidade apontando um valor de 207,22 mm. A precipitação acumulada para o período de 1998 a 2007 foi de 23.752,92 mm e para o período de 2008 a 2017 foi de 22.036,49 mm, apontando uma redução dos valores de precipitação.

De forma geral, os maiores acumulados de precipitação para toda a série histórica analisada ocorreram em Altamira e Porto de Moz, com valores acima dos 40.000 mm e as maiores variações interanuais, com coeficiente de variação acima de 20%, incidiram em Altamira e Óbidos, no entanto, a faixa de variação esteve compreendida entre 15% a 20% aproximadamente, estando abaixo dos valores encontrados por Moraes et al. (2005) para a região de estudo, que encontraram valores entre 20% a 25%.

A precipitação média anual variou de 1.779,08 mm em Óbidos, a 2.289,47 mm em Porto de Moz, enquanto as precipitações anuais para as respectivas localidades variaram de 904,05 mm a 2.908,59 mm. A distribuição normal se ajustou de forma adequada na maioria dos dados, apresentando variações que não ultrapassaram 135 mm.

É comum em quase todas as séries temporais, a precipitação acumulada anual em 1998 ser menor que os três anos posteriores, inclusive ter o menor valor de precipitação anual para toda a série histórica como em Belterra, sendo identificado evento de forte El Niño. Em Porto de Moz é mantido o valor anual de precipitação do ano de 1998 ao ano posterior.

Também foi possível observar uma diminuição no valor acumulado anual da precipitação para o ano de 2015, que pode estar associado ao evento El Niño. Em Monte Alegre essa variação não foi evidente. Observa-se que as menores precipitações coincidem com os anos de El Niño, e as maiores precipitações com a ocorrência do La Niña, mostrando que estes fenômenos climáticos têm certa influência sobre a precipitação da área estudada.

Além disso, os comportamentos pluviométricos em todas as séries históricas apresentam valores acima da média no ano de 2011, que pode estar associado a evento de moderado La Niña, porém, tal comportamento não foi tão evidente em Altamira.

Apesar das considerações de Ropelewski e Halpert (1987) e Kiladiz e Diaz (1989) de que o norte da América do Sul (o qual compreende o norte do Brasil) tem sido incluído nas regiões do globo nas quais a precipitação é significativamente influenciada por fases extremas da Oscilação Sul, portanto por eventos de La Niña e El Niño, Grimm et al. (1998), afirmam que a precipitação na região norte do Brasil responde a eventos de La Niña de forma menos homogênea do que a eventos de El Niño e, na Amazônia, os extremos pluviométricos não acontecem no mesmo espaço, no mesmo período e nem na mesma intensidade, comprovado por Marengo et al. (2008).

Trovati e Antônio (2007) destacam que campos de chuva são altamente variáveis numa escala espacial que varia de alguns metros a centenas de quilômetros. Portanto, a representação de sua variabilidade no domínio do espaço e do tempo está sujeita a um alto grau de indeterminação. A componente humana e suas influências nas modificações microclimáticas também aumentam esse grau de indeterminação.

Além disso, Nobre et al. (2009) acrescentaram que têm sido propostos como possíveis mecanismos dinâmicos da variância não explicada de processos hidroclimatológicos em escalas temporais anuais e interanuais na Amazônia, o papel das interações entre a superfície terrestre e a atmosfera e, particularmente, o da umidade do solo e da evapotranspiração.

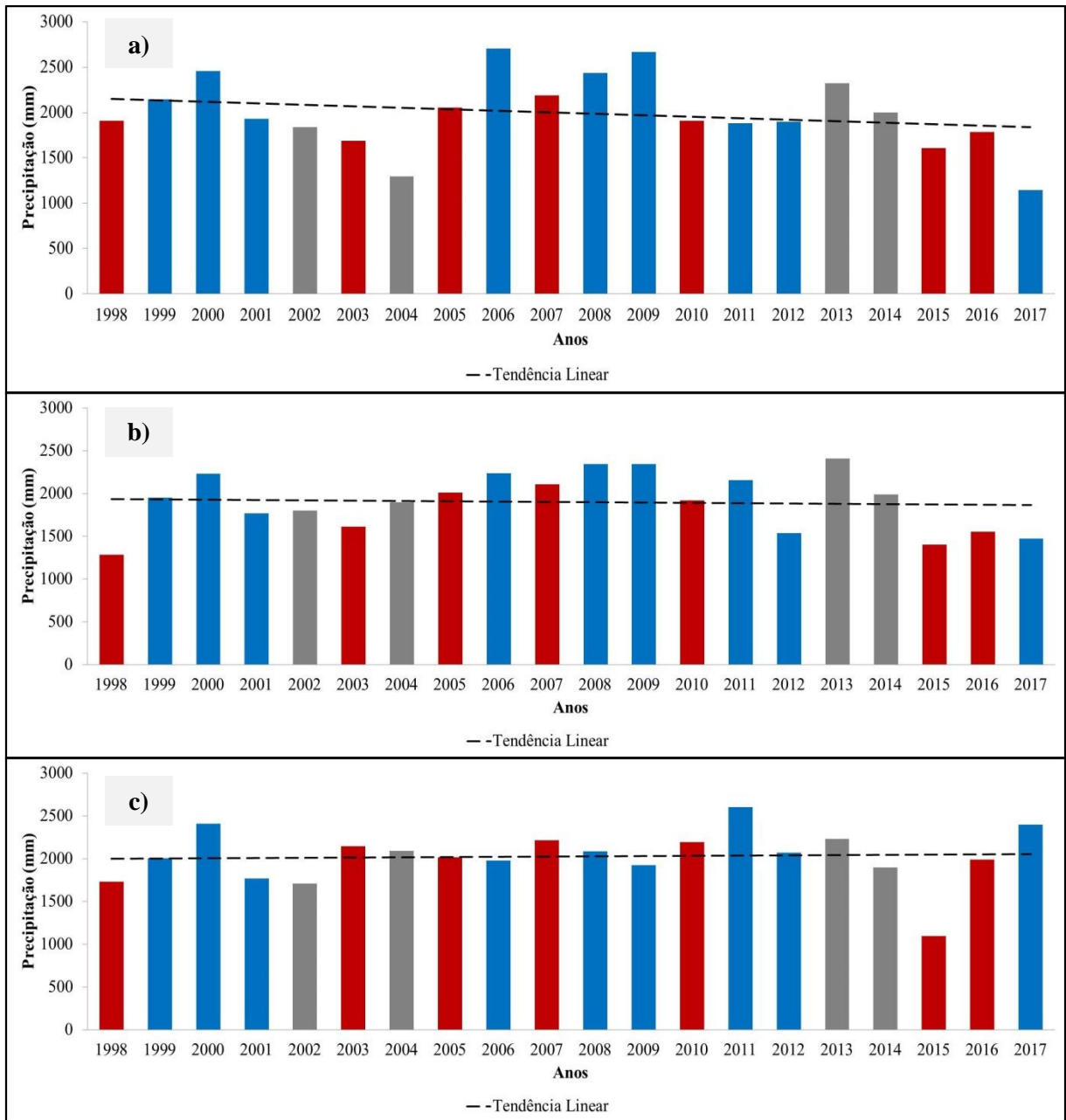
Em relação ao total de precipitação acumulada em 10 anos (antes e depois de 2008), foram verificados que Óbidos e Porto de Moz indicaram as maiores diferenças, com valores que superaram os 1500 mm de precipitação. Óbidos apontou um aumento de 2.007,52 mm e Porto de Moz uma redução de 1.716,43 mm, cabendo ressaltar que nos últimos 20 anos,

o município de Porto de Moz diminuiu significativamente sua área florestal em mais de 2.870.000,00 hectares (MAPBIOMAS, 2019).

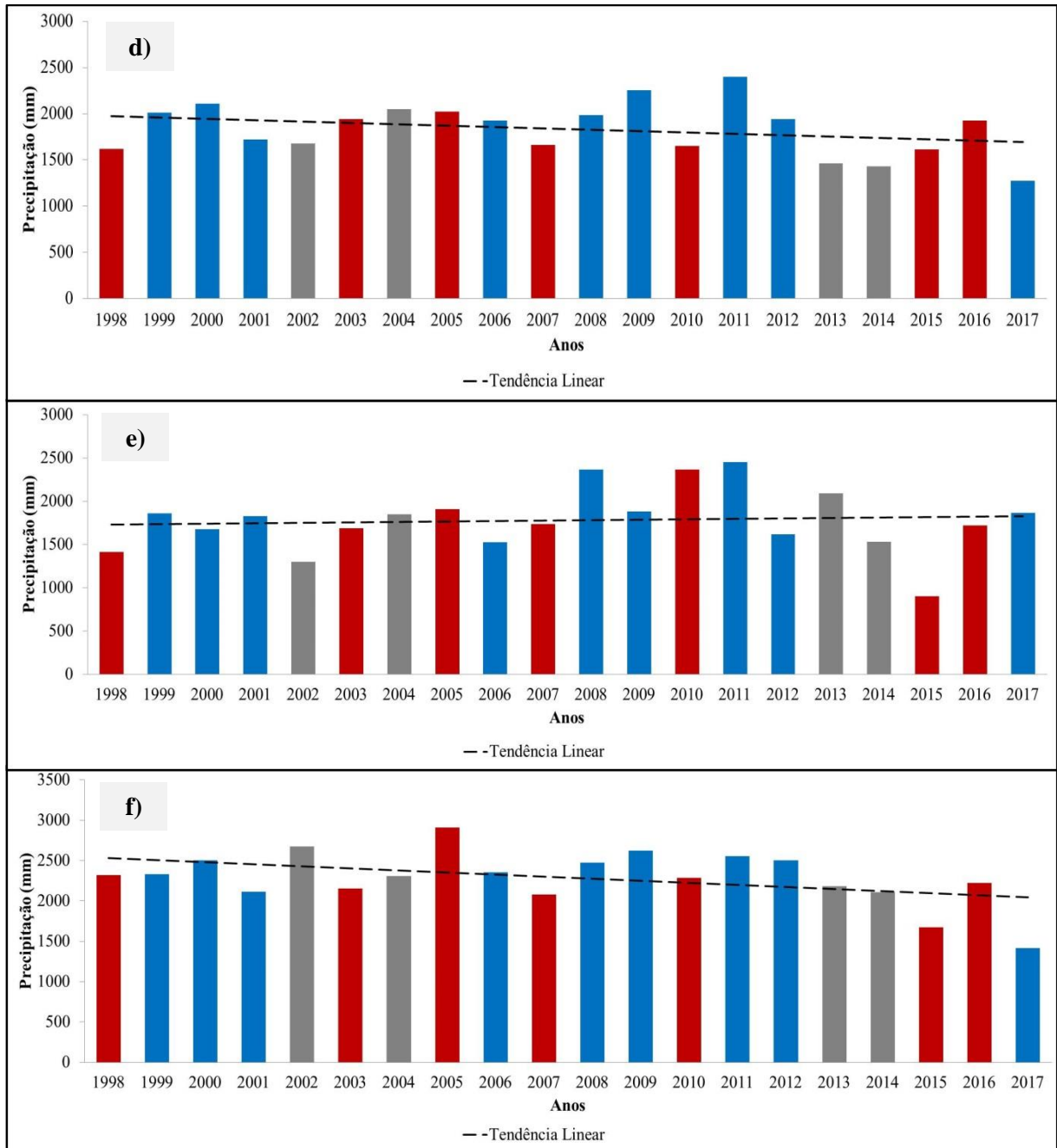
O aumento da precipitação em Óbidos também foi encontrado por Callède et al., (2004) que analisaram 97 anos de dados de 1903 a 1999, do escoamento do rio Amazonas em Óbidos, com um aumento de 9% nas vazões médias anuais, e de 10% para as enchentes. Por fim, Callède et al., (2004) concluíram que a análise da evolução da descarga média anual e a precipitação média anual, demonstraram um aumento do fluxo em relação à precipitação, o que pode ser a consequência do desmatamento na Amazônia .

Para verificar se os totais anuais de precipitação apontaram para um ligeiro aumento ou redução nos totais anuais de precipitação ao longo do período total analisado, correspondente a 20 anos, foi obtida sua respectiva linha de tendência (Figura 18).

Figura 18: Linha de tendência linear dos totais anuais de precipitação em: a) Altamira; b) Belterra; c) Itaituba; d) Monte Alegre; e) Óbidos; f) Porto de Moz.



(Continua)



Tendo em vista conferir os valores que poderiam indicar possíveis tendências positivas ou negativas, além de avaliar o grau de significância estatística da tendência constatada, foi aplicado o Teste de Mann-Kendall, que é recomendado pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) em estudos de tendências em séries temporais (Paiva e Clarke, 1995; Folhes e Fisch, 2006, Blain, 2010).

Nas séries analisadas os totais anuais de precipitação apontaram para um ligeiro aumento em Belterra, Itaituba e Óbidos e uma ligeira redução em Altamira, Monte Alegre e Porto de Moz.

Considerando o nível de significância ($\alpha = 0,05$), a hipótese H_0 (que não há tendência na série, sendo estacionária a distribuição da chuva) dever ser rejeitada sempre que $-1,96 < Z < +1,96$ (Marengo, 2004, Folhes e Fisch, 2006). Abaixo consta a Tabela 6 de análise de tendência com nível de significância de 5%.

Tabela 6: Análises de tendência com nível de significância de 5%

Localidades	Teste de Mann-Kendall (Z calculado)	Tendência ($\alpha = 0,05$)
Altamira	-1,200	Tendência não significativa
Belterra	0,097	Tendência não significativa
Itaituba	0,681	Tendência não significativa
Monte Alegre	-1,590	Tendência não significativa
Óbidos	0,811	Tendência não significativa
Porto de Moz	-1,525	Tendência não significativa

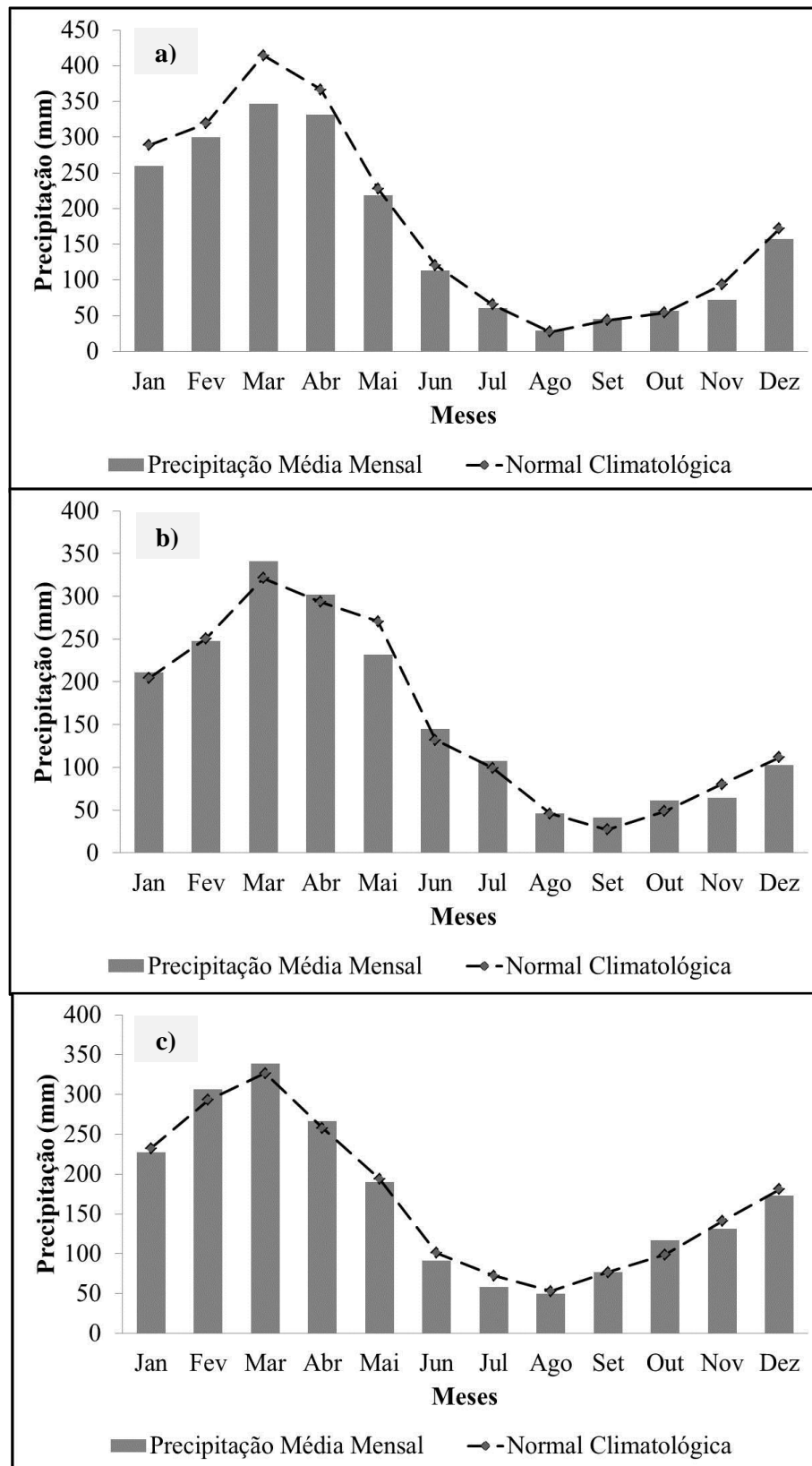
Fonte: Autor (2019)

Dessa forma, pode-se afirmar que a série analisada não apresenta tendência nem positiva nem negativa, ou seja, o teste confirma a hipótese H_0 , afinal os coeficientes encontrados estiveram dentro dos limites sugeridos para Z. Portanto, as pequenas tendências tanto positivas, quanto negativas, encontradas na série, não podem ser consideradas significativas no que diz respeito a possíveis mudanças nos totais anuais de precipitação.

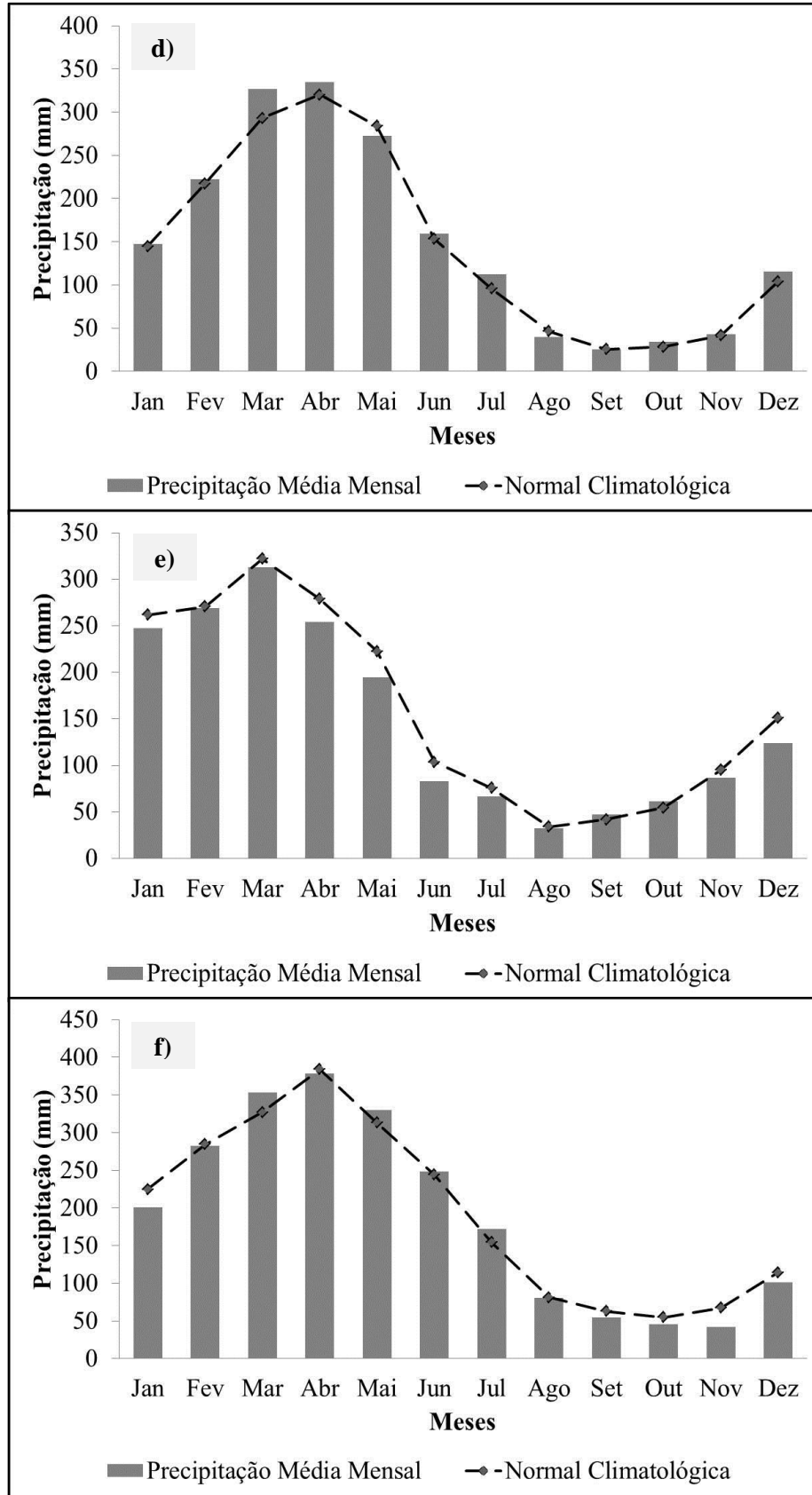
Quando se trata da variabilidade sazonal considera-se que a precipitação na Amazônia possui duas estações distintas e bem definidas, um período de altas precipitações que vai de dezembro a maio (estação chuvosa) e um período mais seco compreendendo os meses de junho a novembro (estação seca), como verificado na Figura 19. Para a análise da sazonalidade foram utilizadas as normais climatológicas mensais de precipitação (1981 a 2010) publicadas pelo INMET (2018).

Viu-se ainda que as localidades estudadas apresentam, no período chuvoso, precipitações mensais que variam entre 312,94 e 378,38 mm e, no período seco, as precipitações ficam abaixo de 41,00 mm, concordando com os estudos de Figueroa e Nobre (1990) que apresentaram precipitações inferiores a 140 mmês⁻¹ durante a estação seca e superiores a 200 mmês⁻¹ na estação chuvosa.

Figura 19: Variação mensal da precipitação estimada em comparação com as normais climatológicas (1981 a 2010), em: a) Altamira; b) Belterra; c) Itaituba; d) Monte Alegre; e) Óbidos; f) Porto de Moz



(Continua)



As maiores variações sazonais da precipitação ocorreram na estação chuvosa, em Porto de Moz e Monte Alegre, cujas amplitudes mensais foram de, respectivamente, 277,50 mm e 238,69 mm, e, a localidade que apresentou menor variabilidade foi Itaituba, com amplitude mensal de 94,37 mm, máximo em março e mínimo em agosto.

Os meses de março e abril apresentaram maior precipitação média em Altamira, Belterra, com valores de, respectivamente, 347,11 mm e 341,28 mm no mês de março, Monte Alegre e Porto de Moz com valores de 334,97 mm e 378,38 mm em abril, já em Itaituba e Óbidos foram os meses de fevereiro e março, com valores de 339,07 mm e 312,94 mm, respectivamente, no mês de março.

Observa-se que o mês de dezembro, após o período seco, é o que apresenta maior volume de precipitação na maioria das localidades, entretanto, em Itaituba e Óbidos, a estação chuvosa indica começar mais cedo, respectivamente, em outubro e novembro. Os meses de junho e julho apontaram queda na quantidade de precipitação em quase todos os pontos analisados, porém tal comportamento foi diferente em Porto de Moz, com diminuição mais acentuada nos meses de julho e agosto. Para as localidades analisadas neste trabalho, Moraes et al. (2005) afirmaram que o início da estação chuvosa é em dezembro e o fim é em julho.

Em relação aos meses mais secos, Altamira, Itaituba e Óbidos apresentaram menores valores no mês de agosto, Belterra e Monte Alegre nos meses de setembro, e Porto de Moz no mês de novembro. O mês mais seco de todas as localidades foi em setembro com valor de 25,59 mm em Monte Alegre.

É possível observar que a normal climatológica mensal se ajustou bem aos dados analisados, com uma variação mais acentuada em Altamira, mais especificadamente no mês de março.

Analisando a Figura 20, percebe-se que o regime pluviométrico sazonal não apresenta regularidade, pois o período chuvoso comporta aproximadamente 70% de toda a precipitação e no período seco esse volume de precipitação cai para em torno de 29%.

Em Altamira e Porto de Moz estão os valores máximos acima da média sazonal de 1503,75 mm, de dezembro a maio, com valores de 1614,81 mm e 1645,92 mm, representando 81,04% e 71,89% de toda a precipitação nesse período.

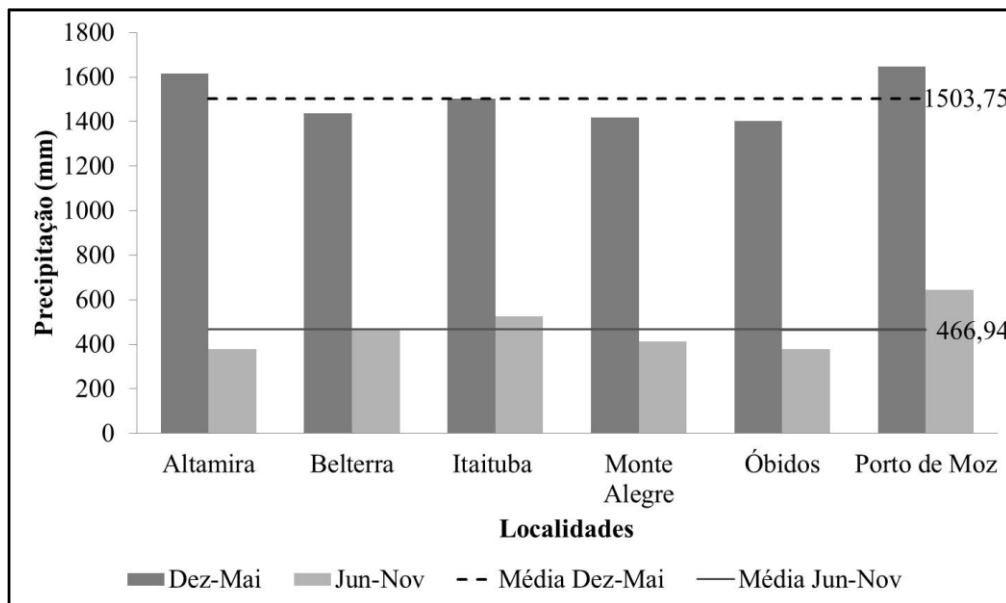
Os valores abaixo da média sazonal de 466,94 mm, de junho a novembro, são de 377,78 mm em Altamira e de 377,07 mm em Óbidos, ambos representando menos de 22 % de toda a precipitação nesse período.

Destaca-se que para os dois períodos em questão, Porto de Moz esteve acima da média sazonal da precipitação, podendo tal resultado estar associado à proximidade da foz do

rio Amazonas, tais como destacaram Molion e Dallarosa (1990) que em que áreas próximas à grandes corpos d' água, ocorrem fenômenos de brisa fluvial, induzindo a formação de nuvens convectivas e precipitação.

Contudo pode-se afirmar que as máximas precipitações entre dezembro e maio (estação chuvosa) e as mínimas precipitações entre junho e novembro (estação seca) não apresentaram grandes desvios e variações em relação às localidades analisadas.

Figura 20: Média sazonal da precipitação para: a estação chuvosa (dezembro a maio) e a estação seca (junho a novembro)



A Tabela 7 apresenta os valores médios da precipitação durante a estação chuvosa e estação seca para todas as localidades com os respectivos desvios padrões e coeficientes de variação, além do percentual de precipitação em relação ao total sazonal.

Tabela 7: Variação sazonal da precipitação na estação chuvosa e na estação seca

Localidades	Altamira	Belterra	Itaituba	Monte Alegre	Óbidos	Porto de Moz
Precipitação sazonal (mm)	1614,81	1437,00	1502,90	1419,88	1402,01	1645,92
Desvio Padrão (mm)	377,78	465,00	524,81	413,41	377,07	643,55
Coeficiente de Variação	23,48%	32,43%	34,92%	29,15%	26,89%	39,16%
Percentual do Total	81,04%	75,55%	74,12%	77,45%	78,81%	71,89%
	18,96%	24,45%	25,88%	22,55%	21,19%	28,11%

*Onde: período chuvoso (linha cinza) e período seco (linha branca)

Fonte: Autor (2019)

5.3 Análise da variabilidade espacial da precipitação pluviométrica

Como os dados de precipitação ficam melhores evidenciados na espacialização pluviométrica, para a verificação da variabilidade sazonal, a região de estudo foi dividida em três blocos de análise, de acordo com a posição geográfica do rio Amazonas: região norte, região central e região sul, com suas respectivas séries temporais (Figura 21). A região norte é composta por municípios que estão acima do rio Amazonas, a região central envolve os municípios que estão mais próximos do rio, e a região Sul, com municípios que estão abaixo do rio Amazonas.

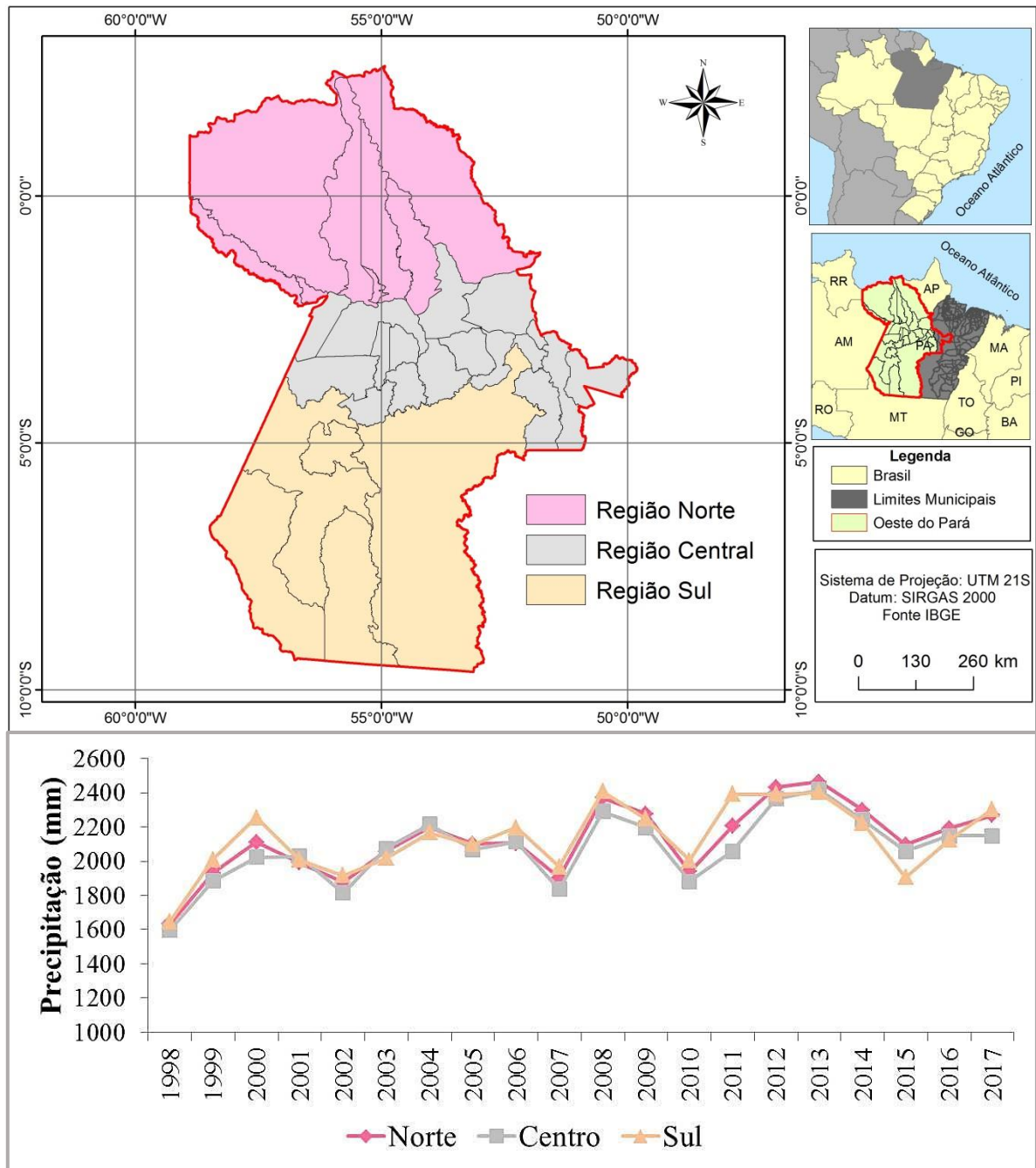
O comportamento das séries históricas de precipitação para as três regiões é uniforme, com variações que podem ser visualizadas no gráfico de precipitação acumulada anual de cada área.

No ano 2000, observou-se que em relação às demais áreas, na região sul choveu mais. Tal ano sofreu influência do fenômeno La Niña que pode ter afetado mais a região em questão, sendo tal comportamento observado também no ano de 2011. Nesse mesmo ano, na região central choveu menos, podendo indicar menor influência do fenômeno La Niña na área.

Em 2015, sob a influência do fenômeno El Niño, a região Sul indicou menor chuva em relação às demais áreas. Diante das análises descritas, é possível inferir que a região que apresenta maior influência da atuação do fenômeno ENOS é a região sul do oeste do estado, a qual inclui os municípios de Altamira e Itaituba e, possivelmente, a que apresenta menor influência é a região norte, a qual inclui os municípios de Óbidos e Monte Alegre.

Apesar de poderem ser visualizadas pequenas variações entre as regiões norte, central e sul da área de estudo nos anos de influência do fenômeno ENOS, as séries históricas das precipitações regionais não apresentaram grande variabilidade e estão apontando possível tendência no aumento de chuvas em todas as regiões.

Figura 21: Precipitação acumulada anual por áreas da região oeste do estado do Pará



Para entender de forma espacializada e sazonal o regime de chuvas da área estudada, optou-se por realizar a extração dos dados espaciais do Merge para duas décadas que contemplam a série temporal pesquisada (1998-2007 e 2008-2017), trimestralmente, tendo em vista visualizar se ocorreram mudanças nos últimos anos, conforme Figura 22.

Foi possível verificar que os resultados encontrados pelo MERGE concordam com a climatologia regional, com o período mais chuvoso em dezembro a maio e o menos chuvoso em junho a setembro, porém, ao considerar a precipitação trimestral, os meses de

DJF chovem menos que no trimestre de MAM. E os meses de JJA são mais secos que no período de SON.

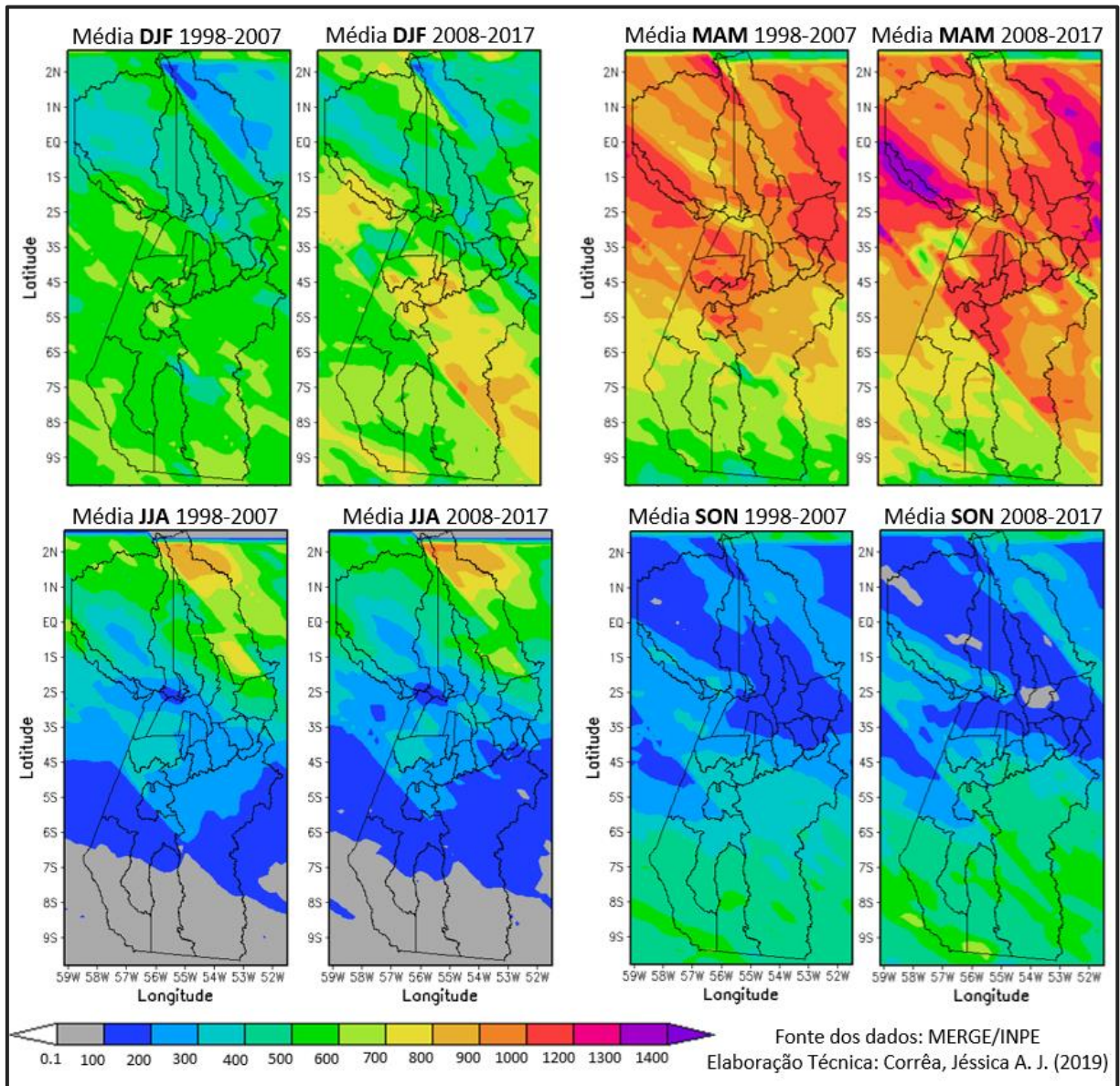
Em relação aos anos de 1998-2007, observou-se que na região sul do oeste do Pará, o período chuvoso inicia no trimestre SON, com precipitações acima dos 500 mm, concordando com o que analisaram Moraes et al. (2005) que observaram o início da estação chuvosa em novembro em uma larga faixa de sudoeste a sudeste incluindo o centro-sul e uma pequena área ao sul do estado, compreendendo os municípios de Novo Progresso, Altamira e São Félix do Xingu, o início da estação chuvosa tem possibilidade de ocorrer no mês de outubro. Enquanto que a região norte e região central enfrentam ainda a estação seca, apresentando o início da estação chuvosa no trimestre DJF.

O período mais seco na região Sul é no trimestre JJA com valores menores que 100 mm. Nesse período os maiores volumes de precipitação ao norte do Estado do Pará, têm registros da ordem de 400 e 700 mm, sendo que valores semelhantes foram encontrados por Moraes et al. (2015). Verificou-se que o período mais chuvoso para todas as regiões é o trimestre MAM, com valores que atingem os 1200 mm na região central e na região norte.

No entanto, observam-se algumas diferenças em relação à comparação decadal. Ao longo dos últimos anos (2008-2017), no trimestre DJF, ocorreu um aumento da precipitação na região Sul, sendo verificado valores de 800 mm na faixa do município de Altamira. Tal comportamento também foi verificado no trimestre MAM, com aumento da precipitação na região central e em parte do município de Altamira. Ainda no trimestre MAM nota-se o aumento da precipitação, com valores que chegam aos 1400 mm na região que compreende o município de Faro.

No trimestre JJA, observou-se uma diminuição na região sul, em especial no município de Altamira, com mudanças de 300 mm para 200 mm, já no trimestre SON aumentou, com mudanças de 500 mm para 600 mm e diminuição dos valores de precipitação na região norte, com maiores áreas na faixa dos 100 mm que compreendem os municípios de Monte Alegre e Prainha.

Figura 22: Variação espacial decadal (1998-2007 e 2008-2017) da precipitação acumulada (mm) nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF), Março, Abril e Maio (MAM), Junho, Julho e Agosto (JJA), Setembro, Outubro e Novembro (SON) estimada pelo produto MERGE para a região oeste do Estado do Pará



6. CONCLUSÕES

Com base nas análises realizadas, para a aquisição de informações de precipitação na região da Amazônia Central, o produto MERGE estimou com bom desempenho a precipitação em relação aos dados registrados pelas estações meteorológicas convencionais do INMET.

Com base nos resultados estatísticos encontrados, os pontos de Belterra e Monte Alegre foram os que melhor representaram o produto estimado para a precipitação pluvial, dentro da série histórica analisada, e o ponto de Óbidos foi o que teve menor representatividade, porém, ainda sim, conseguiu reproduzir com bastante fidelidade o regime de chuvas, portanto, os dados do MERGE possuem excelente qualidade e podem ser utilizados como uma fonte alternativa de dados de precipitação em locais com ausência de estações ou falhas nas séries de dados meteorológicos.

Através da análise das medidas de desempenho foi observado que o MERGE apresenta maiores erros para os meses que apresentam maiores volumes de chuva, sendo que houve subestimação do produto em todos os pontos analisados.

Foi possível constatar algumas mudanças decadais no regime de chuvas do oeste do Estado do Pará, através da análise espacial, as quais requerem a realização de estudos futuros e mais aprofundados, para a verificação da caracterização da variabilidade sazonal.

Por fim, a utilização de dados de precipitação estimados pelo produto MERGE mostrou que pode ser uma ferramenta alternativa na ausência de informações de superfície, porém, são necessárias formas de validação que podem ir além das metodologias aqui propostas.

Por isso, recomenda-se a comparação dessas estimativas em outras localidades da Amazônia, visando aumentar a confiabilidade dessa base de dados para outras regiões de interesse. Para tanto, sugere-se que sejam realizados estudos semelhantes tanto de forma pontual, quanto de forma espacial, objetivando informações alternativas as das estações meteorológicas.

Finalmente, sugere-se a continuidade desse estudo, futuramente, com outras bases de dados de superfície e dados de reanálises, tendo em vista caracterizar o grau de fidelidade do produto MERGE em estimar as chuvas da região amazônica.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBUQUERQUE, M. F.; SOUZA, E. B.; OLIVEIRA, M. C. F.; SOUZA JUNIOR, J. A. **Precipitação nas mesorregiões do estado do Pará: climatologia, variabilidade e tendências nas últimas décadas (1978-2008)**. Revista Brasileira de Climatologia, v. 6, n. 6, p. 151-168, 2010.

ALENCAR, A.; NEPSTAD, N; MCGRATH, D; MOUTINHO, P; PACHECO, P; DIAZ, M. D. C. V e FILHO, B. S. **Desmatamento na Amazônia: indo além de uma “emergência crônica”**. Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazônia (Ipam), Belém. 2004, 89p.

ALMEIDA, C. T.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA, J. F. JR.; GOIS, G.; CAVALCANTI, A. S. **Avaliação das Estimativas de Precipitação do Produto 3B43-TRMM do Estado do Amazonas**. Revista Floresta e Ambiente, Seropédica, v.22, n.3, p. 279-286, 2015.

ANDERSON, L. O.; ARAGÃO, L.E.O C.; ARAI, E. **Avaliação dos dados de chuva mensal para a região amazônica oriundos do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) produto 3B43 versões 6 e 7 para o período de 1998 a 2010**. Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, p. 6743–6750, 2013.

ARAÚJO, A. N. **Simulação Hidrológica com o uso de chuva estimada por satélite**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Ambientais, Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2006, 163p.

ARAÚJO, A.; GUETTER, A. **Avaliação hidrológica da técnica CMORPH de estimativa de chuva por satélite sobre a bacia do Iguaçu**. Revista Brasileira de Recursos Hídricos v. 12, n.3, p189-198, 2007.

ARAÚJO, S. R; SANCHES, F.; FERREIRA, R. V. **Validação dos dados pluviométricos do satélite TRMM para Uberaba-MG**. XII Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica - Variabilidade e Suscetibilidade Climática: Implicações ecossistêmicas e sociais. Goiânia, 2016.

AS-SYAKUR, A. R.; TANAKA, T.; PRASETIA, R.; SWARDIKA, I.K.; KASA, I.W.; **Comparison of TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA) products and daily-monthly gauge data over Bali**. International Journal of Remote Sensing. v. 32, n.24, pp. 8969-8982, 2011.

BABA, R.K.; VAZ, M.S.M.G.; COSTA, J. **Correção de dados agrometeorológicos utilizando métodos estatísticos**. Revista Brasileira de Meteorologia [online]. v.29, n.4, pp. 515-526. 2014. ISSN 0102-7786.

BELLERBY, T.; M., TODD; D. KNIVETON; C. KIDD. **Rainfall estimation from a combination of TRMM precipitation radar and GOES multispectral satellite imagery through the use of an artificial neural network**. Appl. Meteor., 39, 2115-2128, 2000.

BARNES, S. L. **Mesoscale objective analysis using weighted time-series observations**, NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-62 [NTIS COM-73-10781], March, National Severe Storms Laboratory, Norman, Oklahoma, 60 pp, 1973.

BARRERA, D. **Precipitation estimation with the hydro-estimator technique: its validation against rain gauge observations.** In: Congresso da IAHS, 7, 2005, Foz do Iguaçu.

BARRETO, H. B. F.; PEREIRA, G. M.; SANTOS, W. de O.; FREIRE, F. G. C.; MAIA, P. de M. E. **Avaliação de funções de probabilidade e relação-intensidade-duração frequência para precipitação extrema em Nepomuceno- MG.** Global Science and Technology, v. 8, n. 2, p. 118- 127, 2015.

BERTONI, J. C.; TUCCI, C. E. M.. **Precipitação.** In: TUCCI, C.E.M.; SILVEIRA, A. L. L. (EDS.). Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre: ABRH, 2009.

BERTONI, J. C.; TUCCI, C. E. M.. **Precipitação.** In: TUCCI, C. E. M. Hidrologia: Ciência e Aplicação. 4 ed. Porto Alegre: ed. ABRH e Editora da UFRGS, 2013.

BLAIN, G. C. **Deteção de tendências monótonas em séries mensais de precipitação pluvial no Estado de São Paulo.** Bragantina, Campinas, v.69, n4, p.1027-1033, 2010.

BOSILOVICH, M.G. **Regional Climate and Variability of NASA MERRA and Recent Reanalyses: U.S. Summertime Precipitation and Temperature.** Journal of Applied Meteorology And Climatology, v.52, p.1939-1951, 2013.

BOTTA A.; RAMANKUTTYM N., FOLEY J. A. **Long-term variations of climate and carbon fluxes over the Amazon Basin.** Geophysical Research Letters, v.29 (9), 1319, doi:10.1029/2001GL013607, 2002.

BRITO, A. L., VEIGA, J. A. P. **Um estudo observacional sobre a frequência, intensidade e climatologia de eventos extremos de chuva na Amazônia.** Ciência e Natura, Santa Maria, v. 37 Ed. Especial SIC, 2015, p. 163 – 169. Revista do Centro de Ciências Naturais e Exatas – UFSM. ISSN impressa: 0100-8307. ISSN on-line: 2179-460X.

BRUBAKER, K. L.; ENTEKHABI, D.; EAGLESON, P. S. **Estimation of Continental Precipitation Recycling.** Journal of Climate, v. 6, n. 6, p. 1077-1089, 1993.

BUTLER, R. **Calculating Deforestation Figures for the Amazon. Mongabay.com: The Amazon Rain Forest.** Disponível em: <http://rainforests.mongabay.com/amazon/deforestation_calculations.html>. Atualizado em 2016.

CALLÈDE, J ; GUYOT, J. L ; RONCHAIL, J; L'HÔTE, Y; NIEL, H; DE OLIVEIRA, E. 2004. **Evolution du débit de l'Amazone à Óbidos de 1902 à 1999.** en Hydro. Sci. J., 49, 85–97.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (organizadores). **Tempo e Clima no Brasil.** Oficina de Textos, São Paulo, 2009. 459p.

CHEN, T. C., TAKLE E. S., YOON J. H., ST CROIX K., HSIEH P. **Impacts on tropical South America Rainfall due to changes in global circulation.** In: Proceedings of the 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography.

Wellington, New Zealand. Ed. By American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, 2003.

CHEVALIER, P. **Aquisição e processamento de dados**. In: TUCCI, C.E.M. (org.) Hidrologia: ciência e aplicação. 2a. ed. Porto Alegre: ABRH, 2001, p. 485-525.

COLLISCHONN, W. Simulação Hidrológica de Grandes Bacias. Tese de Doutorado. Porto Alegre: IPH - UFRGS, 194 p. 2001.

COLLISCHONN, B. **Uso de precipitação estimada pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído**. Dissertação de mestrado. UFRGS. Porto Alegre, 2006.

COLLISCHONN, W.; SALDANHA, C. B. ; PAZ, A. R. ; ALLASIA, D. G. ; BARRERA, D.. **Avaliação da chuva do hidroestimador para modelagem hidrológica na região da Bacia Do Rio Grande**. In: XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2007, São Paulo. Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2007.

COLLISCHONN, B.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M. **Desempenho do satélite TRMM na estimativa de precipitação sobre a bacia do Paraguai superior**. Revista Brasileira de Cartografia, Porto Alegre, v. 59, n. 1, p. 93-99, 2007.

COLLISCHONN, B., COLLISCHONN, W., AND TUCCI, C. E. M.: **Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates**. J. Hydrol., 360, 207–216, 2008.

COLLISCHONN, W.; TASSI, R. **Introduzindo Hidrologia**. Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas-UFRGS, 274 pp, 2008.

COLLISCHONN, W.; JIMENEZ, K. Q.. **Método de combinação de dados de precipitação estimados por satélite e medidos em pluviômetros para a modelagem hidrológica**. Revista Brasileira De Recursos Hídricos, v. 20, n.1, p. 202-217, 2015.

CONCHY, T. S. X.; OLIVEIRA, R. A. J.; OLIVEIRA, R.; SILVA, J. S.; CALMANT, S.; BONNET, M. P.. (2013). **Relação entre a altura da lâmina de água e precipitação no lago curupira**. In: XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2013, Bento Gonçalves, RS. Anais do XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos – Água: Desenvolvimento Econômico e Socioambiental. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos - ABRH.

COLONESE, J. P.; **Uso de Dados de precipitação em modelos de previsão de vazões diárias utilizadas no planejamento da operação do sistema interligado nacional**. 2016. 225f. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2016.

CONTI, G. N. **Estimativa da precipitação através de técnicas de sensoriamento remoto: Estudo de caso para o estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação de mestrado, IPH - UFRGS. 2002.

CONTI G. N.; MENDES, C. A. B. **Sensoriamento remoto para a estimativa da precipitação no Estado do Rio Grande do Sul.** In: Anais XI SB SR, Belo Horizonte, Brasil, 05-10 abril 2003, INPE, p. 1153-1160.

CORREIA, F.W.S.; MANZI, A.O.; CÂNDIDO, L.A.; dos SANTOS, R.M.N; PAULIQUEVIS, T. **Balanco de umidade na às mudanças na cobertura vegetal.** Ciência e Cultura, v. 59, n. 3, p. 39-43, 2007.

COSTA, A. C. L.. **Estudo de Variações Termo-Higrométricas de uma Cidade Equatorial devido ao Processo de Urbanização:** O caso de Cidade de Belém-PA, Tese de Doutorado, EESC-USP, São Carlos, SP, 1998. 232p.

COSTA, M. E FOLEY, J. **Trends in the hydrological cycle of the Amazon basin.** Geophysical Research Letters, v.104, n.14, p.189-198, 1999.

COSTA, A. C. L.; JUNIOR. J. A. S.; CUNHA, A. C.; GALBRAITH, D.; FEITOSA, J. R. P.; MATTOS, A.. **Distribuição geoespacial e horária da temperatura do ar na cidade de Belém, Estado do Pará, Brasil,** Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium, v. 4, n. 1, p. 150-168, 2013.

COUTINHO, M. D. L.; SAKAMOTO, M. S. **Análise sinótica da intensa precipitação observada no litoral do Ceará em 7 de abril de 2016.** Geosp – Espaço e Tempo (Online), v.21, n. 3, p. 858-871, dez. 2017. ISSN 2179-0892.

CURTARELLI, M. P., ALCÂNTARA, E. H., ARAÚJO, C. A. S.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. **Avaliação da dinâmica temporal da evaporação no reservatório de Itumbiara, GO, utilizando dados obtidos por sensoriamento remoto.** Revista Ambiente e Água [online]. 2013, v.8, n.1, pp.272-289.

DELAHAYE F; DUBREUIL, V.; MACHADO, L. A. T., **Análise geoestatística das precipitações mensais na Amazônia brasileira.** IX Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica. Fortaleza, Brazil. pp.1-14. 2010.

DE SOUZA, E.B., AMBRIZZI, T. **Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms.** Climanálise, 2003, pp.3-10.

FARIAS, S. E. M. et al. **Avaliação das estimativas de precipitação do satélite TRMM para o Estado de Goiás: uma abordagem climatológica.** Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, p. 1938–1944, 2013.

FEARNSIDE, P. M. **Desmatamento na Amazônia brasileira: História, índices e consequências.** Desmatamento na Amazônia brasileira: história, índices e consequências. Megadiversidade, v.1, n.1, jul., p. 113-123, 2005.

FEIDAS, H. **Validation of satellite rainfall products over Greece.** Theoretical and Applied Climatology, v.99, p.193-216, 2010.

FEARNSIDE, P. M.. **Hidrelétricas na Amazônia impactos ambientais e sociais na tomada de decisões sobre grandes obras.** VOL. 2. Enciclopédia Biosfera, Centro Científico Conhecer - Goiânia, v.14 n.25; p. 37. 2017.

FENSTERSEIFER, C.A.; ALLASIA, D.G.; TASS, R.; COLLISCHONN, B.; **TRMM rainfall assessment in the upper Jacuí basin - southern Brazil**. AWRA 2012 SPRING SPECIALTY CONFERENCE. New Orleans, Louisiana. p. 26–28, 2012.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. **Precipitation distribution over central and western tropical South America**. *Climanálise*, v. 5, n.6, p. 36-45, 1990.

FISCH, G.; MARENGO, J. M.; NOBRE, C. A. **Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia**. *Acta Amazônica*, v.28, n.2, p.101-126. 1998.

FLORENZANO, T.G. **Iniciação em Sensoriamento Remoto**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

FOLHES, M.T.; FISCH, G. **Caracterização climática e estudo de tendência nas séries temporais de temperatura do ar e precipitação em Taubaté (SP)**. *Ambi-Agua*, Taubaté, v.1, n.1, p.61-71, 2006.

FRANCHITO, S.H.; RAO, V.B.; VASQUES, A.C.; SANTO, C.M.E.; CONFORTE, J.C. **Validation of TRMM PR Monthly rainfall over Brazil**. *Journal of Geophysical Research*, v. 114, p. doi:10292007JD0, 2009.

FREITAS, F. M.; VERGASTA, L. A.; OLIVEIRA, R. A.; CORRÊA, F. W. S.; PEREIRA, P. A.; SILVA, J. S.; CALMANT, S.; SEYLER, F. **Análise sazonal da precipitação e nível de água utilizando dados do produto MERGE e satélite ENVISAT na bacia do Rio Madeira**. Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Foz do Iguaçu, PR, Brasil, 13 a 18 de abril de 2013, INPE.

FURTADO, A. M. M.; PONTE, F. C.. **Mapeamento de unidades de relevo do Estado do Pará**. *Revista GeoAmazônia*, Belém, v. 02, n. 2, p. 56 - 67, jul./dez. 2013.

GAMA, N. A. **Validação das estimativas de precipitação observadas pelo Tropical Rainfall Measuring Mission para o Brasil** - Dissertação (Mestrado) – Recife, 2016. 156 p.

GAN, M. A.; RAO, V. B.; MOSCATI, M. C. L. **South American monsoon indices**. *Atmospheric Science Letters*, v. 6, n.4, p. 219-223, 2005.

GARCIA-PENA, M.ARCINIEGAS-ALARCON, S.; BARBIN, D. **Imputação de Dados Climáticos utilizando a decomposição de valores singulares: uma comparação empírica**. *Revista Brasileira de Meteorologia*. [online]. 2014, vol. 29, n. 4, pp. 527-536

GONÇALVES, L. S. **Relações intensidade-duração-frequência com base em estimativas de precipitação por satélite**. 2011. 110f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

GRAHAM, S. **Tropical rainfall Comprises mores than two-thirds of global rainfall**. 1999. Disponível em: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/TRMM/>.

GRIMM, A. M., P. Zaratini e J. Marengo. **Sinais de La Niña na precipitação da Amazônia. Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia.** Sociedade Brasileira de Meteorologia. 1998.

HUFFMAN, G.J.; ADLER, R.F.; BOLVIN D.T.; , GU, G.; NELKIN, E.J. BOWMAN, K.P.; HONG, Y.; STOCKER, E.F.. D.B. WOLFF.. **The TRMM multi-satellite precipitation analysis: quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale.** Journal of Hydrometeorology, v.8, n.1, pp. 38-55, 2007.

IBGE- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Divisão Territorial Brasileira.** 2016. Acessado em 15 de novembro de 2018.

INMET – INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Normais Climatológicas (1981-2010).** 2019.

INPE - INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Taxas Anuais de Desmatamento da Amazônia 1988 – 2015,** PRODES, 2016.

IPCC. **Climate Change 2016: The Physical Science Basis,** Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report, Glossary.

JIMENÉZ, K. Q. **Modelagem hidrológica com uso de estimativa de chuva por sensoriamento remoto.** 2011. 144f. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2011.

JIMÉNEZ, K. Q.; COLLISCHONN, W. **Método de combinação de dados de precipitação estimados por satélite e medidos em pluviômetros para a modelagem hidrológica.** RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 20, nº 1, jan-mar, Porto Alegre –RS, 2015.

KARASEVA, M.; PRAKASH, S.; GAIROLA, R. **Validation of high-resolution TRMM-3B43 precipitation product using rain gauge measurements over Kyrgyzstan.** Theoretical and Applied Climatology, v. 108, n. 1-2, p. 147-157, 2012. ISSN: 1434-4483 (Online).

KENDALL, M. G. Rank Correlation Methods. Charles Griffin, London. 1975.

KILADIS, G. N. AND H. F. DIAZ. **Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation.** J. Climate, 2, 1069-1090. 1989.

KOCH S. E., M. DES JARDINS, AND P. J. KOCIN. **An interactive Barnes objective map analysis scheme for use with satellite and conventional data.** Journal of Climate and Applied Meteorology, v. 22, n.9, pp. 1487–1503.1983.

KOUSKY, V. E. **Frontal influences on Northeast Brazil.** Montly Weather Rev., v. 107, n. 9, p. 1140-1153, Sept. 1979.

KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BAENES, W. **The status of the rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit.** *J. Appl. Meteorol.*, v. 39, n. 12, p. 1965-1982, Dec. 2000. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040%3C1965:TSOTTR%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040%3C1965:TSOTTR%3E2.0.CO;2)>. Acesso em: 12 jun. 2013

LI, X.; ZHANG, Q.; YE, X. **Dry/Wet Conditions Monitoring Based on TRMM Rainfall Data and Its Reliability Validation over Poyang Lake Basin, China.** *Water*, v. 5, n.4, p. 1848-1864, 2013.

LIEBMANN, B.; MARENGO, J. A. **Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin.** *Journal Climate*, v. 14, p. 4308-4318, 2001. <[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<4308:IVOTRS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<4308:IVOTRS>2.0.CO;2)>

LOPES, W. M.; JUNIOR, R. C. O.; MARTINS, I. C. T.; SILVA, A. D.; OLIVEIRA, D. R.; GALLO, J. TANABE, C. S.; REIS, E. P. Índice de erosividade das chuvas nos municípios de Belterra, Monte Alegre e Itaituba, no Estado do Pará. *Espaço Científico*, v.14, n.2, Santarém, 2013, 59-71 p.

LOPES, M. N. G.; SOUZA, E.B. ; FERREIRA, D. B. S. **Climatologia regional da precipitação no estado do Pará.** *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 12, p. 84- 102. 2013.

MANN, H. B. **Nonparametric Tests against trend.** *Econometrica* 13, 245-259. 1945.

MAPBIOMAS. **Projeto de Mapeamento Anual de Cobertura e Uso do Solo no Brasil.** 2019.

MARENGO, J.A.; TOMASELLA, J.; SOARES, W.R.; ALVES, L.M. E NOBRE, C.A. **Extreme climatic events in the Amazon basin.** *Theoretical Applied Climatology*, v.107, p.73–85, 2012.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. **Clima da região amazônica.** In: CAVALCANTI, I. F. A. (Org.). *Tempo e Clima do Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, p.198-212, 2009.

MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M.D.; OLIVEIRA, G.V.S.; OLIVEIRA, R.; CAMARGO, H.; ALVES, L.M. E BROWN., F. **The Drought of Amazonia in 2005.** *Journal of Climate*, v.21, 2008.

MARENGO, J.A.; ALVES, L.M. **Tendências hidrológicas da bacia do rio Paraíba do Sul.** *Revista Brasileira de Meteorologia*. v.20, n.2, p.215-226, 2005.

MARENGO, J. **Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon Basin.** *Theoretical and Applied Climatology*. 2004.

MARENGO J. A.; LIEBMANN, B. ; KOUSKY, V. ; FILIZOLA, N. S. ; WAINER, I. . **On the onset and end of the rainy season in Brazilian Amazon basin.** *Journal of Climate*, Lancaster, PA, v. 14, p. 833-852, 2001.

MATSUYAMA, H., MARENGO, J., OBREGON, G., NOBRE, C. A. **Spatial and temporal variability of rainfall in tropical South America as derived from the Climate Prediction Center Merged analysis of precipitation.** *Int. J. Climatol.* 2002.

MELATI, M. D.; MARCUZZO, F. F. N. **Influência da altitude na precipitação média anual nas sub-bacias pertencentes à bacia do Rio Uruguai.** XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. 2015.

MENEZES, F.P., FERNANDES, L.L. **Análise de tendência e variabilidade da precipitação no Estado do Pará.** Enciclopédia Biosfera, v.13, n.24, p.1580-1591, 2016.

MOL, J. M. D.. **Estimativa de precipitação por meio de sensoriamento remoto.** Dissertação de mestrado. UNB. Brasília, 2005.

MOLION, L.C.B. **Climatologia dinâmica da Região Amazônica: mecanismos de precipitação.** Revista Brasileira de Meteorologia 1987; 2(12): 107-117.

MOLION, L.C.B.; DALLAROSA, R.L.G. **Pluviometria na Amazônia: são os dados confiáveis?** Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática, 5(3): 40-44, 1990.

MORAES, B. C.; SODRÉ, G. R. C.; SOUZA, E. B.; RIBEIRO, J. B.; FILHO, L. G.; FERREIRA, D. B. S.; OLIVEIRA, J. V. **Climatologia da precipitação na Amazônia.** Revista Brasileira de Geografia Física. v.8, n. 05, pp. 1359-1373, 2015.

MORAES, B. C., COSTA, J. M. N., COSTA, A. C. L. 2005. **Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará.** Acta Amazônica, vol.35, n.2, pp.207-214, 2005. ISSN 0044-5967. <http://dx.doi.org/10.1590/S0044-59672005000200010>.

MOURA, Q. L., RUIVO, M. L. P., RODRIGUES, H. J. B. **Variação sazonal da população de bactérias e fungos e dos teores de nitrato de amônio do solo nos sítios do LPA e PPBIO na Amazônia Oriental.** Revista Brasileira de Meteorologia, São Paulo, v.30, n.3, p.265-274, 2015.

MUNAR, A. M.; COLLISCHONN, W. **Simulação Hidrológica na Bacia do rio Piratini, Rio Grande do Sul, a partir de dados de chuva observada e dados de chuva derivados do produto MERGE.**2014.

NASA. **Precipitation Measurement Missions Instruments.** 2014. Disponível em: <<https://pmm.nasa.gov/trmm/trmm-instruments>>.

NEPSTAD, D.; CARVALHO, G.; BARROS, A. C.; ALENCAR, A; CAPOBIANCO, J. B.; BISHOP, J; MOUTINHO, P.; LEFEBVRE, P. e SILVA, U. L. **Road Paving, Fire Regime Feedbacks, and the Future of Amazon Forests.** *Forest Ecology and Management* 5524, 2001, pp. 1-13.

NOAA. **Cold and a Warm Episodes by Season.** Adaptado de Oceanic Niño Index (ONNI) in: www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml. Acessado em 2019.

NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G. O.; MARENGO, J. A.; FU, R.; POVEDA, G. **Characteristics of Amazonian climate: main features.** In: Keller M, Bustamante M, Gash J, Dias PS, editores. Amazonia and global change. Washington: American Geophysical Union; 2009.

NÓBREGA, R. S.; SOUZA, E. P.; GALVÍNCIO, J. D. **Análise da estimativa de precipitação do TRMM em uma sub-bacia da Amazônia Ocidental.** *Rev. Geografia*, v. 25, n. 1, p. 6-20, jan./abr. 2008.

OKE, A. M. C.; FROST, A. J.; BESSLEY, C. A. **The use of TRMM satellite data as a predictor in the interpolation of daily precipitation over Australia.** In: 18 World IMACS/MOD SIM Congress, Cairns, Australia, 2009.

OLIVEIRA, P. T. S.; NEARING, M. A.; MORAN, M. S.; GOODRICH, D. C.; WENDLAND, E.; GUPTA, H. V. **Trends in water balance components across the Brazilian Cerrado.** *Water Resour. Res.*, v. 50, n. 9, p. 7100-7114, Sept; 2014.

OUALLOUCHE, F.; LAZRI, M.; AMEUR, S.; BRUCKER, J. M.; SAHAR, M. **Infrared and Microwave Image Fusion for Detection over Northern Algeria.** *I. J. Image, Graphics and Signal Processing*, v.6, n.6, p. 11-18, 2014.

PAIVA, E.M.C.D.; CLARKE, R.T. **Análise de tendência de precipitação na Amazônia.** *Revista Brasileira de Meteorologia*. n.10 (1/2), p.37-41, 1995.

PAIVA, R. C.; BUARQUE, D. C.; COLLISCHONN, W.; SORRIBAS, M.; ALLASIA, D.; MENDES, C. A.; TUCCI, C. E.; BONNET, M. P. **Using TRMM rainfall estimates in hydrological and hydrodynamic modelling of the Amazon Basin.** IAHS-AISH. Publication, v. 343, p. 72-77, 2011.

PETTY, G. W. **The Status of Satellite-Based Rainfall Estimation over Land.** *Remote Sensing of Environment* 51, p. 125-137, 1995.

PINTO, L. I. C.; COSTA, M.H.; LIMA, F. Z; DINIZ, L.M.F; SEDIYMAM, G. C.; PRUSKI, F. F. **Comparação dos produtos de precipitação para a América do Sul.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.24, n.4, 461-472, 2009.

PEREIRA F. A., J.; CARBONE, R. E.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P.; JOYCE, R.; HALLAK, R.; RAMOS, C. G.M. **Satellite Rainfall Estimates Over South America - Possible Applicability to the Water Management of Large Watersheds.** *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, v. 46, n. 2, p. 344-360, 2010.

PEREIRA, G.; SILVA, M. E. S.; MORAES, E. C.; CARDOZO, F. S. **Avaliação dos dados de Precipitação Estimados pelo Satélite TRMM para o Brasil.** *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 18, n. 3, p.139-148, 2013.

PRASETIA, R.; AS-SYAKUR, A. R.; OSAWA, T. **Validation of TRMM Precipitation Radar satellite data over Indonesian region.** *Theoretical and Applied Climatology*, v. 112, p. 575-587, 2013.

QUADRO, M. F. L.; CUSTODIO, M. A.; ETCHICHURY, P. C. **Estudo observacional de um episódio de ZCAS ocorrido em janeiro de 1994.** *Anais do Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Edição VIII, Belo Horizonte, 1994.

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. M. P.. **Entendendo o tempo e o clima na América do Sul.** *Terrae Didactica*, v. 8, n. 1, p. 34-50, 2012.

REBOITA, M.S., GAN, M.A., ROCHA, R.P., AMBRIZZI, T. 2010. **Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica.** *Revista Brasileira de Meteorologia* 25, 185-204.

RIBEIRO, K. L.; SILVA, J. T.; SILVA, A.; FURTADO, H. C. M. **Avaliação de prognóstico de precipitação do modelo atmosférico WRF**. Proceeding Series of the Brazilian Society of Applied and Computational Mathematics, v. 5, n. 1, 2017.

RIBEIRO, L. C. **Precipitação estimada pelo satélite TRMM na região do estado de Roraima**. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal de Roraima, 2018.

ROCHA, V. M.; CORREIA, F. W. S.; SILVA, P. R. T.; GOMES, W. B.; VERGASTA, L. A.; MOURA, R. G.; TRINDADE, M. S. P.; PEDROSA, A. L.; SILVA, J. J. S.. **Reciclagem de Precipitação na Bacia Amazônica: O Papel do Transporte de Umidade e da Evapotranspiração da Superfície**. Revista Brasileira de Meteorologia. 2017.

RONCATO, R. A. **Variabilidade e tendência climática na região de Campinas (SP) e sua relação com o uso do solo**. Rio Claro. 2002. (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP

ROPELEWSKI, C. H.; HALPERT, S. **Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation**. Mon. Wea. Rev., 115 ,1606-1626.1987.

ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S. ; GONÇALVES., L. G. G. ; Vila, Daniel A.. **Combining TRMM and Surface Observations of Precipitation: Technique and Validation Over South America**. Weather and Forecasting, v. 25, n.3, p. 885-894, 2010.

ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S; FERNANDES, A. A.; NETO, S. V. B. **Desempenho dos produtos de estimativa de precipitação do TRMM sobre a América do Sul**. INPE, 2014.

SALDANHA, C. B.; RADIN, B.; CARDOSO, M.A. G.;RIPPEL, M. L.; FONSECA,L. L.; RODRIGUEZ, F. **Comparação dos dados de precipitação gerados pelo GPCP vs observados para o estado do Rio Grande do Sul**. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 30, n. 4, 415 - 422, 2015.

SANCHES, F.O. **O Geógrafo-Climatologista e as mudanças climáticas: uma proposta metodológica**. Revista Equador, v. 4, n.3, p. 101-118, 2015.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R. V. B.; BUBA, H.; KISHI, R.T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F. C. **Hidrometria Aplicada**. Curitiba: Editora do Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, 2001.

SANTOS, R. S., COSTA, L. C., SEDIYAMA, G. C. LEAL, B. G., OLIVEIRA, R. A., JUSTINO, F. B. **Avaliação da relação seca/productividade agrícola em cenário de mudanças climáticas**. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 26, n. 2, 313 -323, 2011.

SANTOS, J. R. N. et al. **Precisão dos dados do satélite Tropical Rainfall Measure Mission (TRMM) na região de transição Amazônia-Cerrado no Estado do Maranhão**. Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, p. 4807–4813, 2015.

SANTOS, S. R.; SANSIGOLO, C. A.; NEVES, T. R. A. T.; SANTOS, A. P.. **Variabilidade sazonal da precipitação na Amazônia: Validação da série de precipitação mensal do**

GPCC. Revista Brasileira de Geografia Física. 2017. Disponível em: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe/article/view/234143>

SANTOS, W. M.; SOUZA, R. M. F.; SOUZA, E. S.; ALMEIDA, A. Q.; ANTONIO CELSO DANTAS ANTONINO, A. C. D.. **Variabilidade espacial da sazonalidade da chuva no semiárido brasileiro.** Journal of environment analysis and progress. 2017.

SATYAMURTY, P.; COSTA, C.P.W.; MANZI, A.O. E CANDIDO, L.A.. **A quick look at he 2012 record flood in the Amazon Basin.** Geophysical Research Letters, v.40, p.1396–1401, 2013.

SCADUTO, L. C. N. **Desenvolvimento e avaliação do desempenho de sistema óptico aplicado a sensoriamento remoto orbital.** 2008. 231 f. Dissertação (Mestrado em Física) - Instituto de Física de São Carlos, 2008.

SEMAS – Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Sustentabilidade. **Política de Gestão de Recursos Hídricos do Estado do Pará.** Belém, 2012.

SHIMABUKURO, Y. E.; MAEDA, E. E; FORMAGGIO, A. R. **Sensoriamento Remoto e Sistemas de Informações Geográficas aplicados ao estudo de recursos agronômicos e florestais.** Revista Ceres, v. 56, n.4, p. 399-409, 2009.

SILVA, C. M. S.; LÚCIO, P. S.; SPYRIDES, M. H. C. **Distribuição espacial da precipitação sobre o Rio Grande do Norte: estimativas via satélites e medidas por pluviômetros.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 27, n. 3, p. 337-346, 2012.

SILVA JUNIOR, J. A. COSTA, A. C. L.; PEZZUTI, J. C. B.; COSTA, R. F.; RODRIGUES, H. J. B.. **Sazonalidade de elementos meteorológicos da área urbana e periférica na cidade de Belém, PA.** Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium, v. 4, n. 2, p. 650-662, 2013.

SILVA-FUZZO, D. F.; ROCHA, J. V.. **Validação dos Dados de Precipitação Estimados pelo TRMM, para o Estado do Paraná, e sua Contribuição ao Monitoramento agrometeorológico.** Revista Formação (ONLINE) v. 3; n. 23, p. 301- 316, 2016. ISSN: 2178-7298. ISSN-L: 1517-543X.

SNIF - Sistema Nacional de Informações Florestais. **Boletim SNIF 2017.** 2017.

SU, F.; LETTENMAIER, D.P. **Estimation of the Surface Water Budget of the La Plata Basin.** J. Hydrometeor, v.10,n.4., p. 981–998. 2009.

SOARES, A.S. D.; PAZ, A. R.; PICILLI, D. G. **Avaliação das estimativas de chuva do satélite TRMM no Estado da Paraíba.** Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v.21, n.2, p. 288 – 299, 2016.

SUN, D. Z.; ZHANG, T. **A regulatory effect of ENSO on the time-mean thermal stratification of the equatorial upper ocean.** Geophysical Research Letters, v.33, n.7, 2006.

TROVATI, L. R., ANTONIO, M. A. **A influência da variabilidade e a incerteza na medida da chuva por radar e pluviômetro na água disponível no solo.** Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril 2007, INPE, p. 5035-5042.

VERGASTA, L. A.; OLIVEIRA, R. A.; FIGLIUOLO, G. C.; SOUSA, A. C.; PEREIRA, P. A.; CORRÊA, F. W. S.; SILVA, J. S.; CALMANT, S.; SEYLER, F. **Análise comparativa entre dados de precipitação e de níveis de água estimados via produto MERGE e satélite ENVISAT na bacia amazônica.** Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Foz do Iguaçu, PR, Brasil, 13 a 18 de abril de 2013, INPE.

VILA, D. A.; GONCALVES L. G. G.; TOLL, D. L., ROZANTE, J. R.. **Statistical evaluation of combined daily gauge observations and rainfall satellite estimates over continental South America.** Journal of Hydrometeorology. v. 10, n.2, p. 533–543, 2009.

WAGNER, P. D.; FIENER, P.; WILKEN, F.; KUMAR, S.; SCHNEIDER, K. **Comparison and evaluation of spatial interpolation schemes for daily rainfall in data scarce regions.** Journal of Hydrometeorology, v. 464-465, n.25, p. 388-400, Sept. 2012.

WILKS, D.S. 2006. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences.** Ed.Academic Press. Califórnia.

WILLMOTT, C.J., ACKLESON, S.G.; DAVIS, J.J. **Statistics for the evaluation and comparison of models.** Journal of Geography Research. v. 90, n. 5, p. 8995-9005, 1985.

WMO n° 100, 1983. **Guide to Climatological Practices.** Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva, 1983.

WMO n° 100, 2011. **Guide to Climatological Practices.** Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva, 2011.

WOLDEMESKEL F. M.; SIVAKUMAR, B.; SHARMA, A. **Merging gauge and satellite rainfall with specification of associated uncertainty across Australia.** Journal of Hydrometeorolog., v. 499, p. 167-176, 2013.

ZHOU, J., LAU K. M. **Principal modes of interannual and Decadal variability of summer rainfall over South America.** International Journal of Climatology. v. 21. 2001.