

LUIZ FELIPE SANT ANNA COMMAR

**AVALIAÇÃO DA PREVISÃO CLIMÁTICA DO INÍCIO DA ESTAÇÃO
CHUVOSA NO OESTE DA BAHIA**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

Orientador: Marcos Heil Costa

**VIÇOSA - MINAS GERAIS
2020**

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Campus Viçosa

T

C734a
2020
Commar, Luiz Felipe Sant Anna, 1995-
Avaliação da previsão climática do início da estação
chuvosa no oeste da Bahia / Luiz Felipe Sant Anna Commar. –
Viçosa, MG, 2020.
61 f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: Marcos Heil Costa.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.
Referências bibliográficas: f. 54-61.

1. Chuvas - Periodicidade - Bahia, Oeste. 2. Precipitação
(Meteorologia) - Previsão - Bahia, Oeste. 3. El Niño (Corrente
oceânica). I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de
Engenharia Agrícola. Programa de Pós-Graduação em
Meteorologia Aplicada. II. Título.

CDD 22. ed. 551.57728142

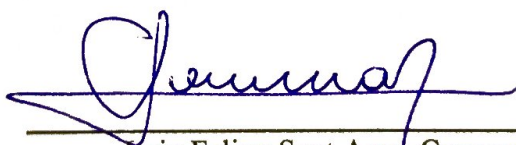
LUIZ FELIPE SANT ANNA COMMAR

**AVALIAÇÃO DA PREVISÃO CLIMÁTICA DO INÍCIO DA ESTAÇÃO CHUVOSA
NO OESTE DA BAHIA**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADA: 17 de julho de 2020.

Assentimento:



Luiz Felipe Sant Anna Commar
Autor



Marcos Heil Costa
Orientador

À minha Mãe Diná Maria Sant Anna Commar
Ao meu pai Luiz Sérgio Commar

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais pelo apoio em todas minhas decisões, conselhos de vida, incentivo em sempre buscar mais. Por ser exemplo de vida e por me levantarem em todas as minhas quedas.

Aos meus avôs, Pedro e Alcides (*in memoriam*) e avós, Ninita e Cida, que sempre demonstraram suporte e carinho.

Ao professor Marcos Heil Costa, pela oportunidade e confiança que me foi dada ao longo do desenvolvimento deste projeto. Por todos os ensinamentos científicos, pelos desafios propostos. Por ser exemplo e inspiração sobre o que é produzir ciência. Muito Obrigado!

À Universidade Federal de Viçosa e ao Departamento de Engenharia Agrícola pela oportunidade de concluir o Mestrado em Meteorologia Aplicada, e por me acolher nos últimos, e intensos, dois anos.

Aos Professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada da UFV, pelos ensinamentos e à Graça, por toda sua atenção e ajuda.

A todos do Grupo de Pesquisa em Iteração Atmosfera-Biosfera e a meus colegas de departamento – Aninha, Argemiro, Pousa, Fontes, Matheus, Gabriel, Emily, Pauline, Benezoli, Gabriel Peterle, Cláudio, Gisele, Bruna, Fernando – Agradeço muito pela amizade dentro e fora do trabalho.

Ao Gabriel, Benezoli, Pousa, Aninha, Fontes, Emily e Lívia pelos ensinamentos em programação, revisões de texto e ajuda em todo desenvolvimento científico que tive ao longo do meu mestrado.

Aos meus amigos Mateus, Norberto, Tadeu, Yuri, Thiago e Fernando, que mesmo a distância sempre fizeram parecer que nunca sai de casa.

À Lívia, que me deu suporte, amor e incentivo nas horas de dificuldade, e compartilhou de minhas alegrias e conquistas. Pelas sugestões dadas a este trabalho.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) pela bolsa de estudos.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES).

RESUMO

COMMAR, Luiz Felipe Sant Anna, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2020.
Avaliação da previsão climática do início da estação chuvosa no Oeste da Bahia.
Orientador: Marcos Heil Costa.

Em uma das fronteiras agrícolas mais ativas do mundo encontra-se a região Oeste da Bahia, que apresenta diversos fatores favoráveis ao desenvolvimento do agronegócio. Porém por ser localizada em uma região de transição entre o clima sazonal do Cerrado e o semiárido possui limitação em chuvas, o que desencadeou para região um avanço de áreas irrigadas, provocando conflitos sobre os recursos hídricos. O presente estudo teve como objetivo avaliar previsões hidroclimáticas para o início da estação chuvosa (Ic) no Oeste da Bahia utilizando previsões de chuva do modelo climático de circulação geral da atmosfera CFSv2 e dados de precipitação dos produtos TRMM 3B42 e PERSIANN. Para isto foram calculadas a data de início da estação chuvosa para as três bases de dados e métricas de acurácia como MAE e Erro Médio para avaliar a acurácia das previsões de chuva do CFSv2 em relação aos dados observados. Os resultados mostraram que a acurácia das estimativas de Ic pelo CFSv2 possuem um gradiente no sentido oeste-leste da região e que dependem fortemente da data de inicialização das previsões hidroclimáticas. Os resultados também indicaram que com dois meses de antecedência o CFSv2 apresenta um MAE com 15 a 20 dias de diferença para os dados observados. Porém o CFSv2 demonstrou uma inconsistência maior para o extremo leste do Oeste da Bahia. Os testes de acurácia também evidenciaram que em anos de El Niño o CFSv2 tem um MAE de 2 a 8 dias maiores que para média analisada. Concluiu-se que a previsão hidroclimática pelo CFSv2 tem capacidade de dar suporte aos tomadores de decisão na região Oeste da Bahia, contribuindo para um uso mais eficiente dos recursos hídricos na região. No entanto, destaca-se que a previsão hidroclimática para esta região ainda carece de aprimoramentos, como modelos de maior resolução e com volumes de chuvas mais precisos.

Palavras-chave: Estação chuvosa. CFSv2. Previsão hidroclimática. Oeste da Bahia. El Niño.

ABSTRACT

COMMAR, Luiz Felipe Sant Anna, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, July, 2020. **Evaluation of the climatic forecast of the rainy season onset in Western Bahia.** Adviser: Marcos Heil Costa.

In one of the most active agricultural frontiers in the world is the western region of Bahia, which presents several factors favorable to the development of agribusiness. However, because it is located in a transition region between the seasonal climate of the Cerrado and the semi-arid region, it has limited rainfall, which has triggered an advance of irrigated areas for the region, causing conflicts over water resources. The present study aimed to evaluate hydroclimatic forecasts for the onset of the rainy season (Ic) in western Bahia using rain forecasts of the general circulation model CFSv2 and rainfall data of products TRMM 3B42 and PERSIANN. For this, the onset of the rainy season was calculated for the three databases and accuracy metrics such as MAE and Mean Error to evaluate the accuracy of the rainfall forecasts of CFSv2 in relation to the observed data. The results showed that the accuracy of the Ic estimates by CFSv2 has a gradient in the west-east direction of the region and that they depend heavily on the initialization lead of the hydroclimatic forecasts. The results also indicated that two months in advance, CFSv2 presents a MAE with 15 to 20 days difference for the observed data. However, the CFSv2 demonstrated a greater inconsistency to the extreme east of western Bahia. The accuracy tests also showed that in El Niño years the CFSv2 has a MAE of 2 to 8 days higher than for the average analyzed. It was concluded that the hydroclimatic forecast by CFSv2 has the capacity to support decision makers in the Western region of Bahia, contributing to a more efficient use of water resources in the region. However, it is noteworthy that the hydroclimatic forecast for this region still lacks improvements, such as models with higher resolution and more accurate rainfall volumes.

Keywords: Rainy season. CFSv2. Hydroclimatic forecast. Western Bahia. El Niño.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Localização da área de estudo, Região Oeste da Bahia e suas principais bacias hidrográficas. 23
- Figura 2 - Metodologia do AA aplicado para um pixel do TRMM 3B42. (a) Chuva diária para o ano hidrológico de 2013-2014; (b) Série de AA correspondente as chuvas apresentadas para o mesmo pixel da chuva diária, contendo o início da estação chuvosa (linha vertical azul) e o fim da estação chuvosa (linha vertical vermelha). 27
- Figura 3 - A análise de sensibilidade do início da estação chuvosa em função de Valor de Referência (Rref), para um pixel do TRMM 3B42. 28
- Figura 4 – Data de início da estação chuvosa (Ic) observado pelo TRMM. 31
- Figura 5 – Data de início da estação chuvosa (Ic) observada pelo PERSIANN. 32
- Figura 6 – Diferença em dias entre o Ic estimado pelo PERSIANN e o Ic estimado pelo TRMM. Dados negativos representam que o Ic estimado pelo PERSIANN acontece posteriormente ao Ic estimado pelo TRMM, consequentemente valores positivos indicam que o Ic estimado pelo PERSIANN antecipa o Ic pelo TRMM. 33
- Figura 7 - Erro médio na previsão do início da estação chuvosa em função da pântadas de inicialização, em relação ao início da estação chuvosa observada pelo TRMM. Os pixels em branco representam áreas onde a estação chuvosa já se iniciou de acordo com os dados observados para todos os anos presentes no estudo (2011 a 2019). A data acima de cada figura indica a data inicial do conjunto de 20 ensembles (dia/mês). 35
- Figura 8 - Erro médio na previsão do início da estação chuvosa em função da pântadas de inicialização, em relação ao início da estação chuvosa observada pelo PERSIANN. Os pixels em branco representam áreas onde a estação chuvosa já se iniciou de acordo com os dados observados para todos os anos presentes no estudo (2011 a 2019). A data acima de cada figura indica a data inicial do conjunto de 20 ensembles (dia/mês). 37
- Figura 9 - Comportamento do MAE, por ano e de todos ensembles agrupados pela data de inicialização do CFSv2, em relação ao TRMM. Linhas tracejadas em vermelho são referentes aos Valores de MAE de 5, 10 e 15 dias respectivamente. Os valores do eixo Y foram limitados a 40 dias. A localização geográfica de cada quadro é pontada pelas coordenadas à esquerda e acima da figura. 40

Figura 10 - Comportamento do MAE, por ano e de todos ensembles agrupados pela data de inicialização do CFSv2, em relação ao PERSIANN. Linhas tracejadas em vermelho são referentes aos Valores de MAE de 5, 10 e 15 dias respectivamente. Os valores do eixo Y foram limitados a 40 dias. A localização geográfica de cada quadro é pontada pelas coordenadas à esquerda e acima da figura..... 41

Figura 11 - MAE para a previsão do início estação chuvosa obtida pelo CFSv2 em relação ao início da estação chuvosa observado pelo TRMM. Os pixels em branco representam áreas onde a estação chuvosa já se iniciou de acordo com os dados observados para todos os anos presentes no estudo (2011 a 2019). A data acima de cada figura indica a data inicial do conjunto de 20 ensembles (dia/mês)..... 42

Figura 12 - MAE para a previsão do início estação chuvosa obtida pelo CFSv2 em relação ao início da estação chuvosa observado pelo PERSIANN. Os pixels em branco representam áreas onde a estação chuvosa já se iniciou de acordo com os dados observados para todos os anos presentes no estudo (2011 a 2019). A data acima de cada figura indica a data inicial do conjunto de 20 ensembles (dia/mês)..... 44

Figura 13 - MAE das inicializações de 01/agosto, 01/setembro e 01/outubro. Os pixels em branco representam áreas onde a estação chuvosa já se iniciou para os dados observados.45

Figura 14 - Impacto do El Niño no início da estação chuvosa observada pelos produtos TRMM 3B42 e PERSIANN. A legenda mostra a anomalia do Ic para a região em relação à média. A composição foi realizada pelo Ic médio de anos com El Niño menos o Ic médio sobre o período de 2000 a 2019. Os anos de El Niño incluídos foram: 2002, 2004, 2006, 2009, 2014, 2015, 2018 e 2019. 47

Figura 15 - Resultados de comparação entre a chuva média mensal acumulada observada pelo TRMM 3B42 e pelo produto CFSv2 corrigido pela Equação 2 (Seção 3.5). Os pixels utilizados foram os da área de estudo (entre as longitudes 42° e 48° oeste e as latitudes 9° e 16° sul), para o período de 2011 a 2019. A linha solida representa o coeficiente R² de regressão linear e a linha pontilhada representa uma relação 1 para 1..... 48

Figura 16 – MAE para a previsão do início estação chuvosa obtida pelo CFSv2 em relação ao início da estação chuvosa observado pelo TRMM (coluna A e B) e pelo PERSIANN (coluna C e D), para o período entre 2000 e 2019 (Colunas A e C), para os anos com presença de El Niño entre os anos de 2000 e 2019 (Colunas B e D). Os anos de El Niño incluídos foram: 2002, 2004, 2006, 2009, 2014, 2015, 2018 e 2019. Os pixels em branco representam áreas onde a estação chuvosa já se iniciou de acordo com os dados observados para todos os anos presentes no estudo (2000 a 2019). 51

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AA	<i>Anomalous Accumulation</i>
CFSv2	<i>Climate Forecast System Version 2</i>
ENOS	El-Niño Oscilação Sul
Ic	Início da Estação Chuvosa
MAE	Erro Médio Absoluto
MSC	Modelo do Sistema Climático
MRC	Modelo Regional de Circulação
MST	Modelo do Sistema Terrestre
NEB	Nordeste Brasileiro
PERSIANN	<i>Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks</i>
PERSIANN-CCS	<i>Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks Cloud Classification System</i>
PERSIANN-CDR	<i>Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks Climate Data Record</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measurement Mission</i>
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZACS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
2. REVISÃO DE LITERATURA – MECANISMOS DINÂMICOS QUE AFETAM O INÍCIO DA ESTAÇÃO CHUVOSA NO OESTE DA BAHIA.....	15
2.1. O Clima no Nordeste	15
2.2. El Niño Oscilação Sul (ENOS)	15
2.3. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).....	17
2.4. Frentes Frias	18
2.5. Transição entre o clima tropical do Cerrado e semiárido brasileiro.....	18
2.6. Sistemas de Previsão Climática para o NEB	19
3. METODOLOGIA.....	23
3.1. Área de Estudo	23
3.2. Modelo de Previsão Climática.....	24
3.3. Dados Observados de Precipitação.....	25
3.4. Definição do Início da Estação Chuvosa.....	26
3.5. Correção de viés do CFSv2	28
3.6. Teste da Acurácia do CFSv2	29
4. RESULTADOS	31
4.1. Início da estação chuvosa	31
4.2. Acurácia do CFSv2.....	33
5. DISCUSSÃO	46
5.1. Início da Estação Chuvosa no Oeste da Bahia	46
5.2. Previsão do Início da Estação Chuvosa pelo CFSv2.....	47
5.3. Influência de mecanismos climáticos na acurácia do CFSv2.....	49
5.4. Importância da previsão do início da estação chuvosa.....	51

6. CONCLUSÃO	53
7. REFERÊNCIAS	54

1. INTRODUÇÃO

Um dos grandes desafios da sociedade moderna será garantir o aumento da produção sustentável de alimentos em resposta ao crescimento populacional (Foley *et al.*, 2011; Zaks e Kucharik, 2011; West *et al.*, 2014). O processo de intensificação da agricultura, como a adoção de sistemas de múltiplas safras anuais juntamente com o aumento do acesso à informação pelos tomadores de decisão pode ser uma das respostas a este desafio (Dias *et al.*, 2016; Zaks e Kucharik, 2011).

Com a necessidade do aumento de produção de alimentos, regiões como o Oeste da Bahia chamam atenção de investidores do agronegócio. Esta região está inserida no MATOPIBA (acrônimo para a região formada pelos estados brasileiros: Maranhão, Tocantins, Piauí e Bahia) onde foi registrada uma expansão da agricultura irrigada em 526% entre os anos de 1985 e 2002 (EMBRAPA, 2002). Para o Oeste da Bahia a área irrigada aumentou em mais de 150 vezes nos últimos 30 anos (Pousa *et al.*, 2019), promovendo a intensificação na produção. Com a presente expansão pode-se observar o desenvolvimento socioeconômico na região (AIBA 2017), uma vez que o agronegócio gera emprego e lucro.

A região também demanda a atenção de setores preservacionistas, uma vez que a maior parte da expansão agrícola ocorreu sobre a vegetação natural, sendo a região do Brasil com a maior transformação de vegetação natural em áreas de agricultura (Agroicone, 2016, Zalles *et al.*, 2019). Estudos para avaliação das características ambientais e da expansão da agricultura no Oeste da Bahia tem sido realizado nos últimos anos para tentar compreender as relações entre o ambiente e a agricultura e buscar caminhos sustentáveis para o agronegócio (Pousa *et al.*, 2019; Dionizio e Costa, 2019).

A região possui uma característica climática bastante singular. A área é localizada na porção sudoeste do nordeste brasileiro (NEB) e seu bioma é o Cerrado, apresentando uma estação chuvosa e outra seca bem definidas (Spera *et al.*, 2016; Spangler *et al.*, 2017; Dionizio e Costa, 2019). Tal localização geográfica confere um clima de transição entre o sazonal do Cerrado e o semiárido (Pousa *et al.*, 2019), com seu regime pluviométrico influenciado por mecanismos climáticos de larga escala, como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), frentes frias e El Niño Oscilação Sul (ENOS) (Ferreira e da Silva Mello, 2005; Marengo *et al.*, 2017; Correia Filho *et al.*, 2019; Laux *et al.*, 2020). Cada um destes mecanismos impactam o regime de chuvas em épocas diferentes, as chuvas de verão estão associadas à ZCIT enquanto o ENOS atua nas chuvas entre outubro e dezembro (Correia Filho *et al.*, 2019).

A influência dos mecanismos de larga escala e o avanço da fronteira agrícola sobre a vegetação natural, especialmente formações florestais, podem alterar o início ou até mesmo reduzir a duração da estação chuvosa (Leite-Filho *et al.*, 2019a, 2019b; Zalles *et al.*, 2019).

Uma estação seca mais longa pode provocar conflito sobre os usos de recursos hídricos, visto que a redução da chuva provoca diminuição das vazões nos rios afetando o abastecimento das cidades e do setor produtivo. Além disso, associado a estes fatores de risco sabe-se que para a região leste do Cerrado, posicionamento no qual se encontra a área de estudo, o volume de chuva acumulada tem diminuído anualmente (Spangler *et al.*, 2017).

O Oeste da Bahia possui temperaturas, radiação solar e solos (Latosolos vermelhos e amarelo) adequados para agricultura, e até mesmo a topografia é um fator positivo na região. Assim a limitação das chuvas impulsionou o avanço da irrigação (MDICE 2017, Pousa *et al.*, 2019).

O Oeste da Bahia também pode ser impactado por secas derivadas de eventos climáticos como o El Niño (Marengo *et al.*, 2017, 2018), que em 2015 causou uma das maiores secas históricas registrada na região (Pousa *et al.*, 2019).

Para que agricultores e o poder público consigam uma tomada de decisão adequada é necessário entender o início da estação chuvosa. O uso da água para irrigação e abastecimento junto a influência de mecanismos climáticos de larga escala no regime pluviométrico da região, leva à necessidade dessa previsão, podendo evitar conflitos e promover o desenvolvimento da agricultura para a região (Liebmann *et al.*, 2007; Dunning *et al.*, 2016; Costa *et al.*, 2019).

Deste modo, o uso de sistemas de previsão de chuvas pode fornecer informações essenciais. Usualmente, trabalhos de previsão climática usando o *Climate Forecast System Version 2* (CFSv2) (Saha *et al.*, 2014) apresentam relações de comparação entre as previsões feitas entre a versão atual e a passada ou com outros modelos (Gao *et al.*, 2011; Yuan *et al.*, 2011; Silva e Mendes, 2013; Zhang *et al.*, 2016; Bombardi *et al.*, 2017) mostrando a capacidade do CFSv2 em padrões de chuva.

Diante do exposto, o objetivo deste trabalho foi avaliar a capacidade do sistema de previsão climática CFSv2 em prever o início da estação chuvosa no Oeste da Bahia através da comparação entre os dados do CFSv2 e dados de precipitação observados (produto TRMM 3B42 e PERSIANN). Espera-se que os resultados obtidos possam subsidiar o

desenvolvimento de uma ferramenta de fácil acesso a produtores e tomadores de decisões para previsão hidroclimática na região.

2. REVISÃO DE LITERATURA – MECANISMOS DINÂMICOS QUE AFETAM O INÍCIO DA ESTAÇÃO CHUVOSA NO OESTE DA BAHIA

2.1. O Clima no Nordeste

Os padrões e mecanismos globais responsáveis pela ocorrência de precipitação têm uma relação direta com a circulação atmosférica, a qual é determinada principalmente pela diferença de temperatura da superfície terrestre e dos oceanos e distribuição dos continentes (Ferreira e Mello, 2005).

No Nordeste do Brasil (NEB), a precipitação apresenta uma alta variabilidade espacial, com predominância de um clima semiárido em seu interior, e algumas regiões apresentando chuva acumulada inferior a 500 mm por ano, enquanto na sua porção litorânea, os níveis de precipitação acumulada anual podem atingir 1500 mm (Marengo, 2008; Costa *et al.*, 2016).

De acordo com Marengo (2008), o regime de precipitação no NEB pode ser classificado em três regimes: (I) Sua porção sudoeste possui o período chuvoso entre outubro e fevereiro que se deve às frentes frias advindas do sul do Brasil e a influência do ENOS, região esta onde se localiza o Oeste da Bahia; (II) A porção ao norte do NEB tem o período chuvoso entre fevereiro e maio, associado ao deslocamento para o sul da ZCIT; além disso é caracterizada por forte variabilidade interanual, onde ocorrem grandes secas; (III) A porção leste do NEB é conhecida como Zona da Mata e seu período chuvoso se dá entre os meses de abril e agosto, e sua ocorrência deriva do contraste de temperatura entre o oceano e continente, com chuvas predominantemente orográficas.

O clima do NEB é fortemente impactado por três mecanismos climáticos: El Niño Oscilação Sul (ENOS), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Ferreira e Mello, 2005, Marengo *et al.*, 2017; 2018, Laux *et al.*, 2020), e efeitos de frente fria (Ferreira e Mello, 2005, Marengo *et al.*, 2018, Laux *et al.*, 2020).

2.2. El Niño Oscilação Sul (ENOS)

Uma das maiores fontes de variabilidade climática do mundo é conhecida por El Niño Oscilação Sul (ENOS). O ENOS trata-se de uma complexa relação entre o Oceano Pacífico e a atmosfera, gerando oscilações na temperatura da superfície do mar no Oceano

Pacífico Tropical. As variações positivas na temperatura são conhecidas como El Niño e as variações negativas são chamadas de La Niña (Ambrizzi *et al.*, 2004).

Em anos que não se caracterizam condições de El Niño ou La Niña tem-se a neutralidade. As condições neutras apresentam um aquecimento nas águas superficiais do Oceano Pacífico Tropical em sua porção oeste, região costeira da Austrália e Indonésia. Ao mesmo tempo em que a região tropical costeira da América do Sul torna-se mais fria, formando-se um gradiente de temperatura e conseqüentemente um gradiente de pressão atmosférica (Giralt *et al.*, 2007). Este gradiente de pressão atmosférica é responsável por gerar uma circulação zonal (Célula de Walker), com um ramo ascendente na porção oeste do Pacífico Equatorial, favorecendo a formação de nuvens e ocorrência de chuvas (Silva *et al.*, 2016). O oposto ocorre na região leste do Pacífico Equatorial, que na presença de temperaturas mais baixas na superfície do mar, conferem a formação de uma zona de alta pressão e tem suas chuvas inibidas (Ambrizzi *et al.*, 2004; Ferreira e Mello, 2005; Silva *et al.*, 2016).

Quando há caracterização de El Niño o aquecimento anômalo da superfície do mar desloca a Célula de Walker para leste no Oceano Pacífico Equatorial, reduzindo o gradiente de temperatura na superfície do mar juntamente a uma redução no gradiente de pressão atmosférica (Giralt *et al.*, 2007; Ferreira e Mello, 2005). As reduções de gradiente enfraquecem a circulação zonal no Pacífico Equatorial, alterando o posicionamento do ramo ascendente da Célula de Walker para a região centro-leste do Pacífico Equatorial, que por sua vez promove na porção oeste do Atlântico Equatorial um ramo descendente da Célula de Walker (Ambrizzi *et al.*, 2004, Ferreira e Mello, 2005; Silva *et al.*, 2016). A movimentação atmosférica descende na porção do Atlântico Equatorial Oeste inibe a formação de nuvens, assim reduzindo as chuvas para a região, o que impacta diretamente regime de chuvas no NEB, que se localiza nesta região do Oceano Atlântico (Ferreira e Mello, 2005; Silva *et al.*, 2016; Cai, *et al.*, 2020). Os eventos de El Niño caracterizam anos secos principalmente na porção norte do NEB, porém a falta de chuvas podem se estender até a região sudoeste durante o outono (Ambrizzi *et al.*, 2004; Giralt *et al.*, 2007; Cai *et al.*, 2020).

Em anos de La Niña o gradiente de temperatura e pressão atmosférica responsável pela circulação zonal é reforçado. As águas a oeste do Pacífico Equatorial ficam mais quentes enquanto ocorre um resfriamento nas águas superficiais a leste do Pacífico Equatorial. Com a circulação mais forte o ramo ascendente da Célula de Walker desloca-se

para a o Pacífico Equatorial Oeste enquanto o ramo descendente passa a ser mais fraco no Pacífico Equatorial Leste. Além do ramo ascendente no Pacífico Equatorial Oeste o ramo ascendente sobre a porção norte da América do Sul torna-se mais forte favorecendo o regime de chuva sobre a Amazônia e o NEB (Ambrizzi *et al.*, 2004; Ferreira e Mello, 2005; Silva *et al.*, 2016; Cai *et al.*, 2020). Desta forma, em anos de La Niña tem-se um volume maior de chuvas no NEB, principalmente em sua porção centro-norte, (Ambrizzi *et al.*, 2004, Giralt *et al.*, 2007; Cai *et al.*, 2020).

2.3. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) trata-se de uma concentração de nuvens na região equatorial do globo terrestre. É resultado da convergência dos ventos alísios provenientes do hemisfério norte e sul para uma região de baixa pressão (Ferreira e Mello, 2005, Hastenrath, 2012).

A variação latitudinal da ZCIT é fator determinante na precipitação no NEB. Durante o inverno no hemisfério norte (verão no hemisfério sul) a ZCIT se desloca na direção sul, aproximando-se do NEB devido aquecimento do Oceano Atlântico Sul próximo ao equador, favorecendo assim a precipitação na região. Este mesmo fator se inverte no período de verão do hemisfério norte (inverno no hemisfério sul), a ZCIT se desloca na direção norte, afastando-se do NEB reduzindo a incidência de chuvas (Ferreira e Mello, 2005; Hastenrath, 2012; Marengo *et al.*, 2018; Laux *et al.*, 2020; Cai. *et al.*, 2020).

A variabilidade de temperatura do Oceano Atlântico nos trópicos é responsável por determinar o posicionamento da ZCIT (Ambrizzi *et al.*, 2004; Ferreira e Mello, 2005; Hastenrath, 2012; Marengo *et al.*, 2018; Cai *et al.*, 2020), e como explicado anteriormente sua posição impacta diretamente no regime pluviométrico da porção norte do NEB, provocando períodos com chuvas em maior quantidade ou regimes de secas (Marengo *et al.*, 2017, 2018; Cai, *et al.*, 2020).

A variação de temperatura do Oceano Atlântico é conhecida por Dipolo do Atlântico, que se trata da mudança na anomalia da temperatura da superfície do mar. A fase positiva do Dipolo do Atlântico é definida por períodos em que as águas do Atlântico Norte estão mais quentes que as águas do Atlântico Equatorial e do Atlântico Sul, impossibilitando a formação de nuvens no NEB, podendo causar secas na região. (Ambrizzi *et al.*, 2004; Marengo *et al.*, 2011, Silva *et al.*, 2016).

Quando este fenômeno se inverte, as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais frias que as águas do Atlântico Equatorial e do Atlântico Sul, tem-se o Dipolo Negativo, o que gera a formação de nuvens sobre a região NEB, assim favorecendo a precipitação (Ambrizzi *et al.*, 2004; Ferreira e Mello, 2005, Marengo *et al.*, 2011, Silva *et al.*, 2016).

O comportamento da temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical pode ser potencializado pelo ENOS, em anos de La Niña e situação de Dipolo Negativo a precipitação pode ocorrer em maior quantidade e intensidade, o que por sua vez em caso de Dipolo Positivo e El Niño podem causar secas mais longas e intensas (Hastenrath, 2012; Cai *et al.*, 2020), na porção norte do NEB. Assim, existe uma potencial interação entre as influências dos Oceanos Pacífico e Atlântico no regime de precipitação do NEB, ainda que ambas atuações sejam independentes (Cai, *et al.*, 2020).

2.4. Frentes Frias

As frentes frias são um conjunto de nuvens originadas em uma região de convergência entre massas de ar frio com massas de ar quente, de forma que a massa de ar frio realiza um movimento de subsidência, o que por sua vez faz com que a massa de ar quente ascenda, promovendo a formação de nuvens e chuvas (Ferreira e Mello, 2005).

As frentes frias também são capazes de alterar o regime pluviométrico da região nordeste, porém no NEB trata-se de um sistema transitório (Marengo *et al.*, 2018), ocorrendo entre novembro e janeiro, com origem na região sul do país causando chuvas na porção sul e sudoeste do NEB (Ferreira e Mello, 2005; Nobre *et al.*, 2006; Marengo, 2008). No caso do NEB o movimento dessas frentes frias estão, em alguns casos, conectadas a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que se movem sobre o NEB em direção ao Noroeste brasileiro partindo do litoral Sul (Marengo *et al.*, 2018), tendo este comportamento provocado pela variação da temperatura da superfície do mar no Atlântico Sul (Nobre *et al.*, 2006).

2.5. Transição entre o clima tropical do Cerrado e semiárido brasileiro

O Cerrado é o segundo maior bioma brasileiro, localizado na porção central do país fazendo fronteira com o bioma Amazônico e Caatinga (Correia Filho *et al.*, 2019). Este bioma apresenta um clima com forte sazonalidade, conferindo-o uma estação seca e outra

chuvosa bem definidas. A estação seca do Cerrado ocorre entre os meses de abril e setembro, e a estação chuvosa entre outubro e março (Spera *et al.*, 2016; Spangler *et al.*, 2017).

Assim como o NEB, o Cerrado também tem seu regime de chuvas relacionado à mecanismos de variabilidade climática. Em sua porção norte a ZCIT é responsável por influenciar o regime de chuvas no verão, principalmente entre fevereiro e março (Silva *et al.*, 2008; Silva *et al.*, 2017; Correia Filho *et al.*, 2019). Os sistemas frontais influenciam o regime chuvoso o ano todo no Cerrado, principalmente na porção sul (Correia Filho *et al.*, 2019), porém destacam-se no outono e primavera. A faixa central do Cerrado tem seu regime de chuvas impactado parcialmente pela ZCAS (Silva *et al.*, 2008) que atua em conjunto com os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (Fedorova *et al.*, 2017; Correia Filho *et al.*, 2019).

Os VCAN formam-se sobre o Oceano Atlântico e possuem uma forma circular com giro no sentido horário. Apresentam nuvens em sua zona periférica capazes de causar chuvas (Ferreira e Mello, 2005; Marengo *et al.*, 2011; Correia *et al.*, 2018). Simultaneamente as zonas centrais dos VCAN apresentam um movimento descendente de ar, o que aumenta a pressão superficial inibindo a precipitação (Marengo *et al.*, 2011).

Na porção leste do Cerrado e à sudoeste do NEB, onde está localizado o Oeste da Bahia, o clima apresenta características de transição entre o clima sazonal do Cerrado e o semiárido brasileiro, e pode ser influenciado pelos mecanismos da ZCIT, VCAN, frentes frias e ENOS (Ferreira e Mello, 2005; Marengo *et al.*, 2011, 2017; Fedorova *et al.*, 2017; Correia Filho *et al.*, 2019). Mais especificamente a ZCIT impacta nas chuvas de verão, entre fevereiro e março, enquanto as frentes frias e ENOS atuam de outubro a dezembro (Correia Filho *et al.*, 2019), afetando diretamente o início da estação chuvosa.

2.6. Sistemas de Previsão Climática para o NEB

O uso de modelos climáticos tem por finalidade o entendimento do comportamento do sistema climático com base nas variações das forças atuantes neste sistema. Estes modelos são capazes de prever o comportamento climático dos próximos dias, meses ou até mesmo décadas (Flato *et al.*, 2013; Sampaio e Dias, 2014).

Os Modelos do Sistema Climático (MSC) representam, através de equações matemáticas, a dinâmica dos componentes do sistema climático, isto é, relação entre atmosfera, oceano, criosfera e superfície terrestre (Flato *et al.*, 2013, Sampaio e Dias, 2014).

Os MSCs mostram uma boa capacidade de representação da circulação de larga escala (milhares de quilômetros) (Laux *et al.*, 2020).

Para estudos de uma região limitada os MSCs não são capazes de fornecer um detalhamento substancial sobre as variáveis climáticas (precipitação, temperatura, pressão). Assim, torna-se mais adequado o uso dos modelos climáticos regionais (MCR), que atuam da mesma forma que os MSCs porém com uma resolução espacial maior e delineamento físico mais coerente com os processos atmosféricos de mesoescala (centenas ou dezenas de quilômetros) (Sampaio e Dias, 2014; Reboita *et al.*, 2018; Laux *et al.*, 2020; Medeiros *et al.*, 2020). Os MCRs não realizam interações com oceano e criosfera, reduzindo a necessidade de computadores muito robustos (Flato *et al.*, 2013).

Os MSCs receberam atualizações de modo que sua capacidade de representação foi expandida, incluindo interações físicas, químicas e biológicas. Esse avanço foi chamado de modelo do sistema terrestre (MST). Os MSTs apresentam-se como o maior avanço tecnológico em modelos climático na atualidade, e demonstraram uma alta destreza na representação de forçantes externas ao sistema climático (Flato *et al.*, 2013).

Além da variação de escala na circulação, sendo o modelo um MSC ou MCR, e na modernização do modelo (MST), existe a possibilidade do modelo ser dinâmico ou empírico (Turco *et al.*, 2017). Modelos empíricos destacam a relação entre as variáveis do modelo, considerando que a relação observada no passado será mantida para o futuro. Modelos dinâmicos representam a evolução do sistema analisado ao longo do tempo (Thiemeßl *et al.*, 2011; Chou e Nobre, 2015).

Muitos estudos relacionados a previsão climática dos mecanismos capazes de causar variabilidade interanual no regime de chuvas no NEB já foram realizados. De modo geral, os sistemas de variabilidade climática decorrentes da variação na temperatura do Oceano Pacífico e Atlântico se apresentaram como os maiores influenciadores na capacidade de previsão do regime de precipitação no NEB (Nobre *et al.*, 2006; Marengo *et al.*, 2017; Cavalcanti *et al.*, 2019; Medeiros *et al.*, 2020)

As variações de temperatura no Oceano Pacífico Tropical estão relacionadas ao fenômeno ENOS. Os MCRs, MSCs e MSTs dinâmicos apresentam uma destreza bastante adequada para a representação do ENOS. Esta alta destreza também é observada para as oscilações na temperatura do Oceano Atlântico Tropical, que provocam mudanças no posicionamento da ZCIT (Nobre *et al.*, 2006; Marengo *et al.*, 2017; Cavalcanti *et al.*, 2019;

Veiga *et al.*, 2019). A capacidade elevada na representação do ENOS e ZCIT promove para os MCRs, MSCs e MSTs uma boa representação para os sistemas que atuam no NEB.

O MRC dinâmico *Brazilian Atmospheric Model* (BAM-v0) (Cavalcanti *et al.*, 2019) demonstrou alta destreza para a representar precipitação durante a estação chuvosa no NEB. A destreza do BAM-v0 em retratar a chuva está associada a alta capacidade de representação da temperatura nos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical que regem o clima na região. Cavalcanti *et al.*, (2019) também constatou que para a região sudoeste do NEB onde existe a transição para o sul do país apresentam uma aptidão inferior na representação das chuvas.

Os MSCs analisados por Nobre *et al.*, (2006) demonstraram uma boa destreza na previsão de chuvas para o período chuvoso, assim como os MRCs. Porém os MSCs tem maior qualidade para a porção norte do NEB (Nobre *et al.*, 2006; Marengo *et al.*, 2017). Para as análises com um grande número de MSCs a qualidade dos resultados se expande para todo o NEB, inclusive para os meses referentes ao início da estação chuvosa (Marengo *et al.*, 2017).

Liebmann *et al.*, 2007 demonstraram a capacidade do MSC dinâmico ECHAM 4.5 em prever o início da estação chuvosa para a porção norte do NEB. Enquanto para a porção Sul a previsão do início da estação chuvosa possui um erro bastante alto, encontrando-se em outra estação.

Os resultados dos MSCs que demonstraram boa capacidade para representar volumes de chuva na porção norte do NEB (Nobre *et al.*, 2006; Marengo *et al.*, 2017) e alguns casos incluindo a porção sul (Liebmann *et al.*, 2007), não se repetem para um *Climate Forecast System Version 2* (CFSv2).

Li e Misra (2014) encontraram para o CFSv2, que trata-se de um MSC dinâmico, uma destreza reduzida para as chuvas entre dezembro e maio, a pesar da capacidade do CFSv2 em representar o ENOS e ZCIT. Ainda assim, a região norte no NEB se destacou em relação as demais porções.

O resultado encontrado por Li e Misra (2014) também pôde ser observado por Silva e Mendes (2013), destacam que o CFSv2 subestima a chuva observada para o NEB. Os valores subestimados de chuva são mais acentuados no sul do NEB.

Também foi constatado que o CFSv2 apresenta uma boa capacidade na representação da sazonalidade das chuvas do NEB (Silva e Mendes, 2013, Silva *et al.*, 2014). Em relação a previsão do inicio da estação chuvosa a capacidade na representação da sazonalidade se

destaca, uma vez que, o início da estação chuvosa trata-se do início do período mais longo em que as chuvas são superiores o valor basal de chuvas definido para uma determinada região (Liebmann *et al.*, 2007)

Os resultados para a sazonalidade das chuvas no NEB encontrados pelo CFSv2 são adequadas com a capacidade deste modelo em representar com qualidade a oscilação de temperatura nos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical (Silva e Mendes, 2013; Saha *et al.*, 2014).

3. METODOLOGIA

3.1. Área de Estudo

A região do Oeste da Bahia, localizada na porção leste do MATOPIBA (Figura 1). Esta região está entre as latitudes 10° e 15° Sul e as longitudes 46° e 43° Oeste, e abrange as bacias hidrográficas do Rio Grande, Corrente e Carinhanha. O Oeste da Bahia caracteriza-se por um clima tropical úmido, com uma estação seca e outra úmida bem definidas (Dionizio e Costa, 2019, Pousa *et al.*, 2019). Os solos são predominantemente Latossolo Amarelo, Vermelho Amarelo e Neossolos Quartzarênicos (MDICE 2017).

Nos últimos anos, a região passou por uma intensa expansão agropecuária com aumento da produção de grãos e da área de agricultura irrigada (EMBRAPA 2002, Pousa *et al.*, 2019). Atualmente existem 9,1 milhões de hectares de Cerrado na região, dos quais 36% são cultiváveis, e 2,3 milhões de hectares da área ocupada sendo utilizados para produção agrícola (AIBA, 2017).

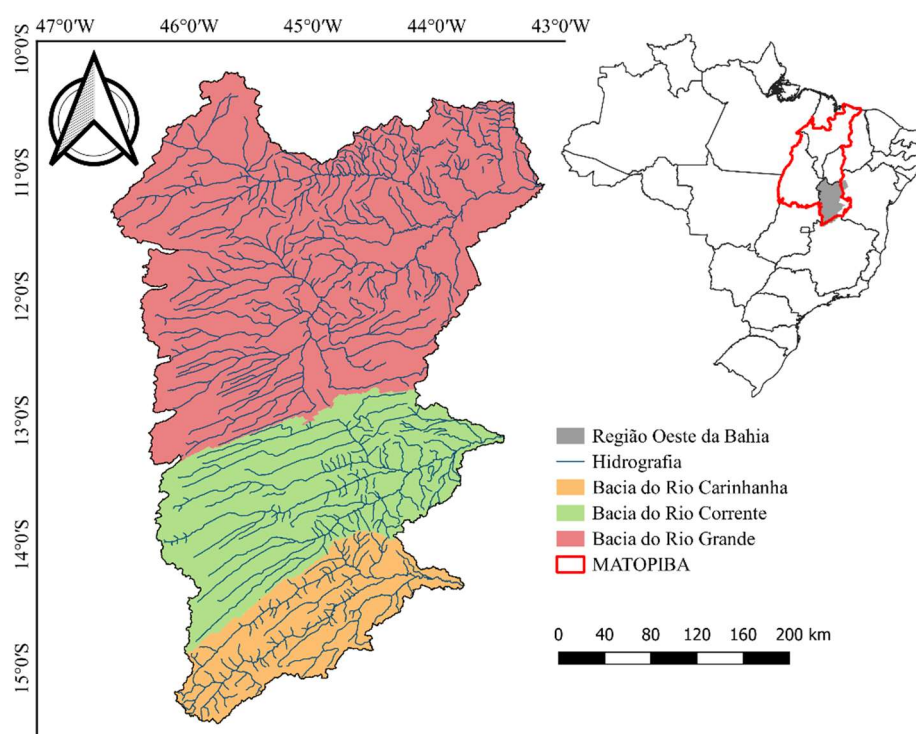


Figura 1 - Localização da área de estudo, Região Oeste da Bahia e suas principais bacias hidrográficas.

3.2. Modelo de Previsão Climática

Os dados de previsão de precipitação foram obtidos através do modelo CFSv2, um modelo totalmente acoplado dos componentes atmosfera, oceano e continente do sistema climático.

O modelo CFSv2 é uma atualização da versão CFSv1 (Saha *et al.*, 2006), que produz, para cada conjunto de *ensembles* diários, previsões climáticas para um período de nove meses. Este modelo encontra-se operacional desde 2011 (Saha *et al.*, 2014), fornecendo previsões de variáveis como precipitação, temperatura superficial e velocidade do vento em escala global. As previsões são obtidas em quatro *ensembles* (uma inicialização do modelo a cada 6 horas), com uma resolução espacial de aproximadamente 100 x 100 km. Para o período que antecede a março de 2011 (*hindcast*) existe um total de 292 (73 x 4) previsões por ano.

As condições iniciais de previsão retrospectivas (*hindcast*), anteriores a 2011, são provenientes do NCEP *Climate System Reanalysis* (CFSR) (Saha S. *et al.*, 2010). As inicializações das previsões em tempo real são obtidas através do *Climate Data Assimilation System version 2*, que se trata da continuação do sistema CFSR descrito em Saha *et al.* (2010), com pequenas alterações de parametrizações físicas (Saha *et al.*, 2014).

Com a atualização são realizadas um total de 16 simulações diárias operacionais, das quais quatro destinam-se ao conjunto de previsão de nove meses, três para o conjunto de previsão com duração de uma estação (123 dias) e nove para o conjunto de previsões com 45 dias de duração. A diferença entre as previsões são as escalas temporais, sendo as previsões de nove meses as mais adequadas para eventos com variações interanuais, enquanto as previsões de 45 e 123 dias são mais indicadas para previsões com antecedência sazonal a sub-sazonal.

Para o desenvolvimento deste trabalho foram utilizados os dados do conjunto de nove meses (abril a outubro com uma resolução de 100 x 100 km) do modelo CFSv2 entre os anos de 2011 e 2019. Estes dados podem ser obtidos através da plataforma: <https://www.ncdc.noaa.gov/>.

3.3. Dados Observados de Precipitação

3.3.1. TRMM

A missão TRMM (*Tropical Rainfall Measurement Mission*) foi lançada em 1997 e encerrada em 2015 e foi amplamente usada em pesquisas hidroclimáticas nas regiões tropicais (Zulkafli *et al.*, 2014). Após seu encerramento foi substituído pela missão GPM (*Global Precipitation Mission*), que juntamente a produtos de satélites geoestacionários e estações de superfície mantiveram o produto TRMM 3B42 ativo (Huffman *et al.*, 2015).

O produto TRMM 3B42 possui uma base de dados de precipitação que se estende de 1998 até os dias atuais com uma cobertura de 50° N até 50° S, com uma resolução espacial de 0,25° x 0,25° (aproximadamente 28 x 28 km) e temporal de 3 horas.

Neste trabalho o produto TRMM 3B42 foi utilizado em escala temporal diária (derivado do produto de três horas), com resolução espacial de 0,25° x 0,25°, para o período de 2011 a 2019.

3.3.2. PERSIANN

O grupo de dados PERSIANN (*Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks*) atualmente é dividido em três produtos: PERSIANN, PERSIANN-CDR (*Climate Data Record*) e PERSIANN-CCS (*Cloud Classification System*). Todos estes dados têm uma cobertura quase global (60°N até 60°S), e com resoluções espaciais de 0,25° x 0,25° (PERSIANN e o PERSIANN-CDR) e 0,04° (PERSIANN-CCS). Quanto a resolução temporal a base de dados PERSIANN-CDR é diária, enquanto o PERSIANN e o PERSIANN-CCS são horários (Nguyen *et al.*, 2019).

A série de dados do produto PERSIANN se estende de 2000 até o presente. Trata-se do produto intermediário entre os outros dois, possuindo uma acurácia maior que o PERSIANN-CCS e atualizações mais rápidas que o PERSIANN-CDR, além de possuir uma correção de viés por microondas passivas que aumentam a qualidade na detecção de chuvas orográficas. Devido a sua rápida atualização e alto grau de destreza, o produto PERSIANN é altamente indicado para estudos climatológicos (Nguyen *et al.*, 2019).

Para o desenvolvimento deste estudo foi utilizado produto PERSIANN, com resolução temporal diária e com uma resolução espacial de 0,25° x 0,25°, para o período de 2011 a 2019.

3.3.3. Tratamento dos dados de precipitação

Os dados observados de precipitação possuem uma resolução espacial de 0,25° (28 km x 28 km) enquanto os dados provenientes do modelo de previsão climática CFSv2 possuem uma resolução espacial de aproximadamente 100 km x 100 km. Assim, foi necessário alterar a resolução espacial dos dados observados para que eles compartilhassem da mesma resolução dos dados de previsão, possibilitando sua comparação. Para realizar esse procedimento foi feita a interpolação bilinear dos dados observados.

3.4. Definição do Início da Estação Chuvosa

Para definir o início da estação chuvosa (I_c) foi utilizada a metodologia proposta por Liebmann *et al.*, (2007), o *Anomalous Accumulation* (AA) dado pela Equação 1. Esta metodologia já foi utilizada em diversos trabalhos (Liebmann *et al.*, 2007, 2017; Dunning *et al.*, 2016; Abrahão e Costa, 2018).

$$AA = \sum_{n=1}^{\text{day}} (R_n - R_{ref}) \quad \text{Equação 1}$$

em que R_n é a chuva diária (mm dia^{-1}) e R_{ref} representa o valor de referência. Como apontado por Arvor *et al.* (2014), para aplicações em agricultura, ao invés de utilizar a média anual, torna-se mais eficiente o uso de um valor de referência (mínimo de chuva) para a cultura plantada na região.

Para o desenvolvimento deste estudo n se inicia em 1 de julho, metade da estação seca em boa parte do país, e se estende até o fim de junho do ano seguinte. O valor de referência foi estabelecido em $2,5 \text{ mm dia}^{-1}$ que é a necessidade hídrica de uma muda de soja (Abrahão e Costa 2018).

O AA trata-se da diferença entre a precipitação diária acumulada e o valor de referência, em que o início da estação chuvosa é dado pela data em que o AA apresenta seu valor mínimo e o fim da estação chuvosa é dado pela data em que o AA atinge seu valor máximo (Arvor *et al.*, 2014). O método foi demonstrado através da Figura 2.

Além do valor mínimo vale ressaltar que o AA deve manter-se positivo por um período de tempo, o que caracteriza que a chuva é superior ao valor de referência definido,

assim indicando realmente que a estação chuvosa começou (Liebmann *et al.*, 2007, Arvor *et al.*, 2014).

Porém a utilização de um valor de referência poderia desencadear um problema para regiões em que a média de chuvas fosse inferior ao R_{ref} . Nestes casos poderiam ocorrer falsos inícios da estação chuvosa, o que foi corrigido através da implementação do cálculo da derivada da curva AA (Arvor *et al.*, 2014). O valor máximo da derivada do AA foi considerado como um indicador de proximidade ao meio da estação chuvosa. Assim que a data central da estação chuvosa foi definida o valor mínimo do AA anterior a data central indica o início da estação chuvosa (Arvor *et al.*, 2014), para os casos em que a média de chuvas forem inferiores ao valor de referência.

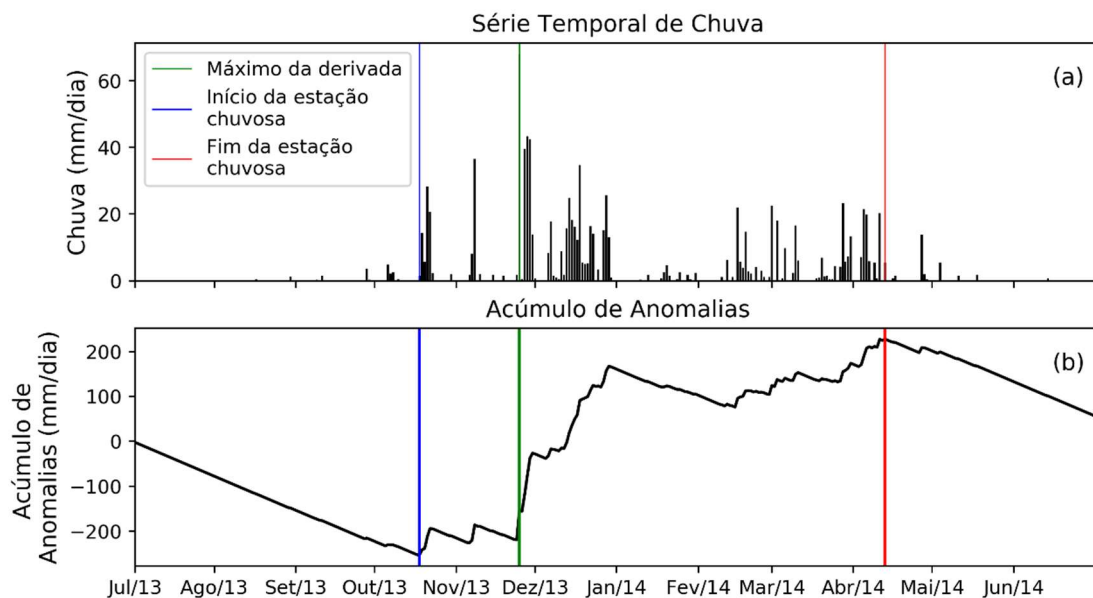


Figura 2 - Metodologia do AA aplicado para um pixel do TRMM 3B42. (a) Chuva diária para o ano hidrológico de 2013-2014; (b) Série de AA correspondente as chuvas apresentadas para o mesmo pixel da chuva diária, contendo o início da estação chuvosa (linha vertical azul) e o fim da estação chuvosa (linha vertical vermelha).

Como o a definição do início da estação chuvosa deriva de uma subtração relativa ao valor de referência, a definição do R_{ref} é de extrema importância no delineamento do projeto. O propósito do presente estudo foi pautado em oferecer uma informação que fosse útil a agricultores e a tomadores de decisão onde a maior atividade impactada pela chuva é o agronegócio. Assim este método também tem a vantagem de indicar um período em que as chuvas mantêm-se superiores a um valor que tenha importância agronômica (Abrahão e Costa 2018).

A definição do valor de referência para uma muda de soja mostrou-se fundamental para o propósito do trabalho, demonstrado na Figura 3, o valor de referência tem um grande impacto na definição do início da estação chuvosa. Foi observado que para um R_{ref} de 1,5 mm/dia a estação chuvosa teria sido iniciada na segunda quinzena de outubro, enquanto o R_{ref} de 2,5 mm/dia apresenta um início na segunda quinzena de novembro. Esta diferença de um mês pode gerar um enorme impacto no planejamento para safras e gestão de recursos hídricos para a região.

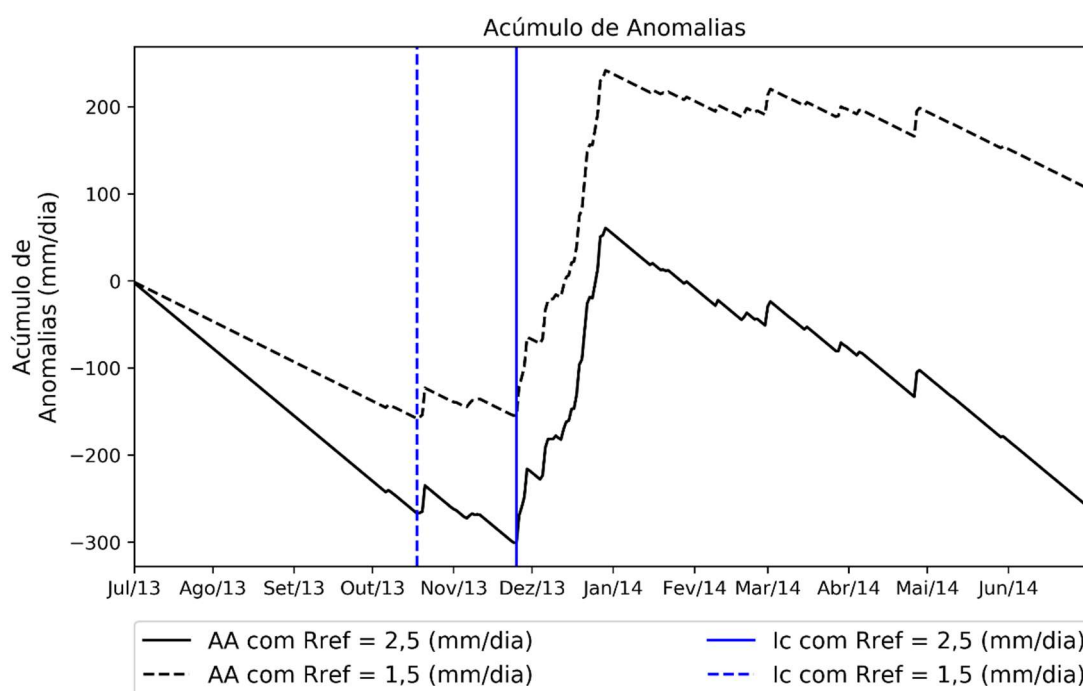


Figura 3 - A análise de sensibilidade do início da estação chuvosa em função de Valor de Referência (Rref), para um pixel do TRMM 3B42.

3.5. Correção de viés do CFSv2

De modo geral, os dados de modelos climáticos possuem um viés, e como apontado por Saha *et al.* (2014), o CFSv2 subestima chuvas continentais. Com intuito de reduzir este efeito sobre a definição do início da estação chuvosa para os dados do CFSv2 em relação aos dados observados, foi realizado um cálculo de remoção de viés do CFSv2 (Equação 2):

$$R_c = R_j \frac{R_{m_{obs}}}{R_{m_{sim}}}$$

Equação 2

Em que R_i (mm/dia) é a chuva do dia i dada pelo CFSv2, $R_{m_{obs}}$ (mm/mês) é a média histórica para os dados observados (TRMM e PERSIANN), do mês em que se encontra o dia i , para o período do estudo (2011 a 2019) e $R_{m_{sim}}$ (mm/mês) é média histórica para os dados do CFSv2, do mês em que se encontra o dia i , para o período do estudo (2011 a 2019) e R_c (mm/dia) é chuva corrigida.

Como o produto obtido pelo CFSv2 foi comparado ao produto obtido pelo TRMM e PERSIANN, a remoção de viés foi feita utilizando o TRMM e o PERSIANN como valores de chuva observado, isto é, quando O CFSv2 foi comparado aos resultados dado pelo TRMM a remoção de viés foi feita usando o TRMM como dado observado, e o mesmo foi feito para o PERSIANN.

O método escolhido foi o *linear scaling* por conta de sua simplicidade e por seu uso ter sido satisfatório em estudos envolvendo precipitação (Wongchuig *et al.*, 2019).

3.6. Teste da Acurácia do CFSv2

As simulações do CFSv2 tiveram seu viés corrigido conforme a Equação 2 e posteriormente o início da chuva foi calculado conforme a Equação 1. Os resultados de início da estação chuvosa (I_c) foram agrupados em conjuntos de 20 *ensembles*, correspondente a quatro inicializações diárias por um período de cinco dias.

Com o objetivo de avaliar a acurácia do CFSv2 para previsão do início da estação chuvosa, foram calculados o erro médio (E) (Equação 3) e o erro absoluto médio (MAE) (Equação 4), onde foi realizada uma filtragem dos dados, eliminando os valores extremos referentes ao 5% máximo e mínimo, retendo assim apenas os 90% centrais.

$$E = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n I_{c_{sim_i}} - I_{c_{obs}} \quad \text{Equação 3}$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n |I_{c_{sim_i}} - I_{c_{obs}}| \quad \text{Equação 4}$$

em que $I_{c_{sim}}$ é o início da estação chuvosa i simulado pelo CFSv2 contido no conjunto de 20 *ensembles*, $I_{c_{obs}}$ é o início da estação chuvosa observado pelo TRMM ou pelo PERSIANN, n é o número de *ensembles* contidos no intervalo de 90%, E é o erro médio e MAE é o erro absoluto médio.

O cálculo do erro médio nos possibilita avaliar se o modelo subestima ou superestima a previsão do Ic dado pelo CFSv2 em relação ao observado pelo TRMM e PERSIANN, enquanto o MAE nos permite quantificar o erro.

4. RESULTADOS

4.1. Início da estação chuvosa

Nas Figuras 4 e 5 são apresentados os resultados da estimativa do início da estação chuvosa (I_c) observada para a região Oeste da Bahia pelos produtos de chuva do TRMM e do PERSIANN para o período de análise (2011 a 2019). Nota-se que as porções entre as longitudes 48° e 45° oeste, para os dados do produto TRMM 3B42 e para o PERSIANN, apresentam um I_c antecipado em relação a área mais a leste da região, variando entre 15 de setembro e 30 de outubro. Já para a porção leste, entre as longitudes de 45° e 42° oeste, o I_c se dá após 30 de outubro para a maior parte dos anos e para a média da série histórica, caracterizando um gradiente no comportamento do I_c de oeste para leste.

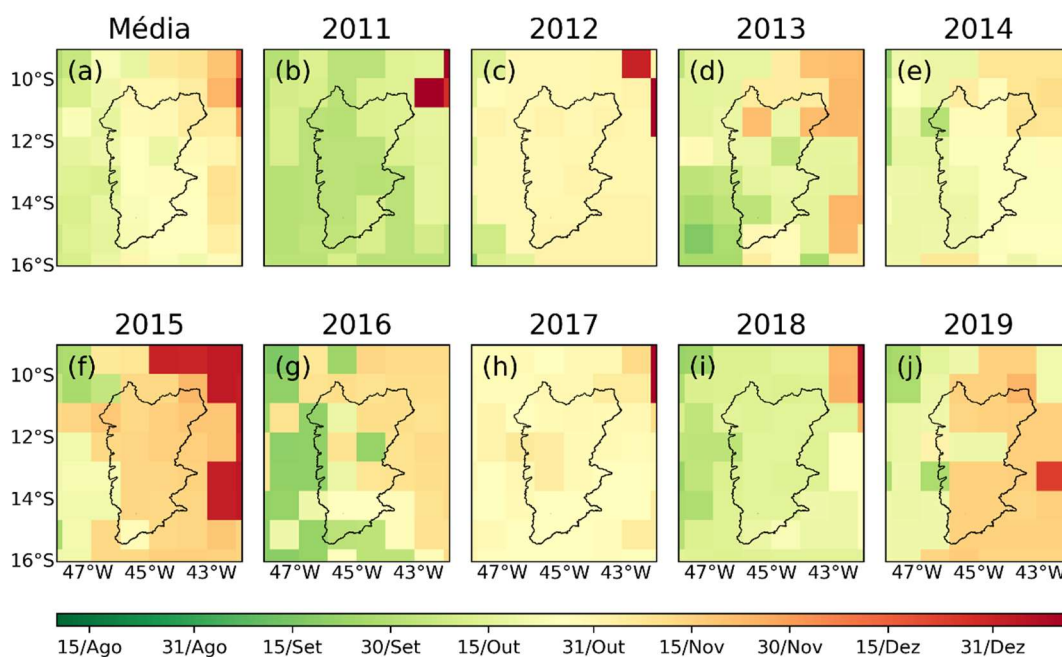


Figura 4 – Data de início da estação chuvosa (I_c) observado pelo TRMM.

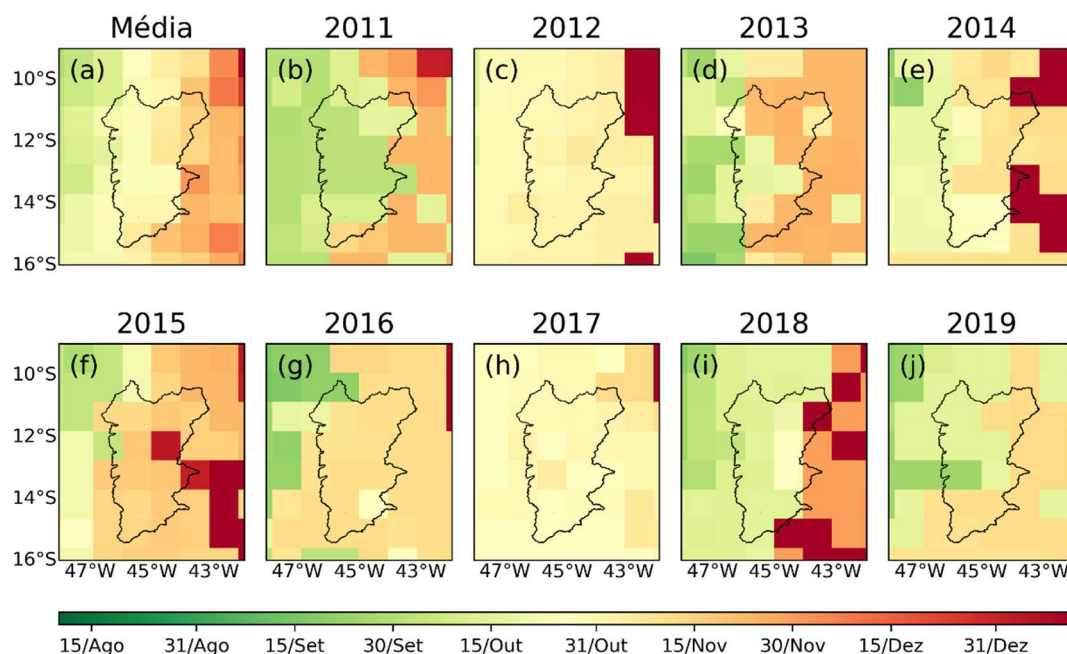


Figura 5 – Data de início da estação chuvosa (Ic) observada pelo PERSIANN.

A caracterização de um gradiente de oeste para leste na região se destaca para o produto PERSIANN, em que o I_c começa em meados do mês de novembro nas longitudes entre 45° e 42° Oeste, para quase todos os anos, enquanto a porção à leste entre 47° e 45° a estação chuvosa se inicia em meados do mês de outubro para maior parte dos anos analisados (Figura 5). Já para o produto TRMM 3B42 a transição das regiões com início das chuvas de outubro para as com início em novembro são mais sutis. Este comportamento geral e intensidade dos gradientes são bem representados pelas Figuras 4a e 5a que apontam a média de I_c para a região.

Para os anos de 2012 e 2017 (Figura 4c, h e Figura 5c, h) o gradiente se dá de forma bem reduzida, colocando toda a região com um I_c bastante homogêneo (primeira quinzena de outubro) para ambos dados observados. O ano de 2015 (Figura 4f e Figura 5f) apresentou um início da estação chuvosa no Oeste da Bahia, para os dados PERSIANN e TRMM, diferentes em relação aos demais anos analisados. Neste ano a porção no extremo leste apresentou data de I_c após 15 de dezembro e para o oeste um início dentro da primeira semana de dezembro, o que é considerado um início tardio para o plantio de culturas de sequeiro.

Foi observada uma sutil diferença entre os dois produtos (TRMM e PERSIANN), o PERSIANN apresenta uma tendência de I_c mais tardio (Figura 6). Como apontado

anteriormente, a Figura 6(c, h) demonstra a semelhança entre os produtos TRMM 3B42 e PERSIANN.

Na Figura 6a também foi possível destacar que para a porção noroeste o produto TRMM 3B42 tem, em média, o Ic 10 dias mais tarde que o produto PERSIANN. Para o centro da região o Ic estimado pelo PERSIANN apresenta um atraso médio de 10 dias, quando comparado ao TRMM 3B42. Para a parcela a sudeste tem-se um atraso maior para o Ic referente ao produto PERSIANN, que em média se dá 20 dias após o observado pelo TRMM 3B42.

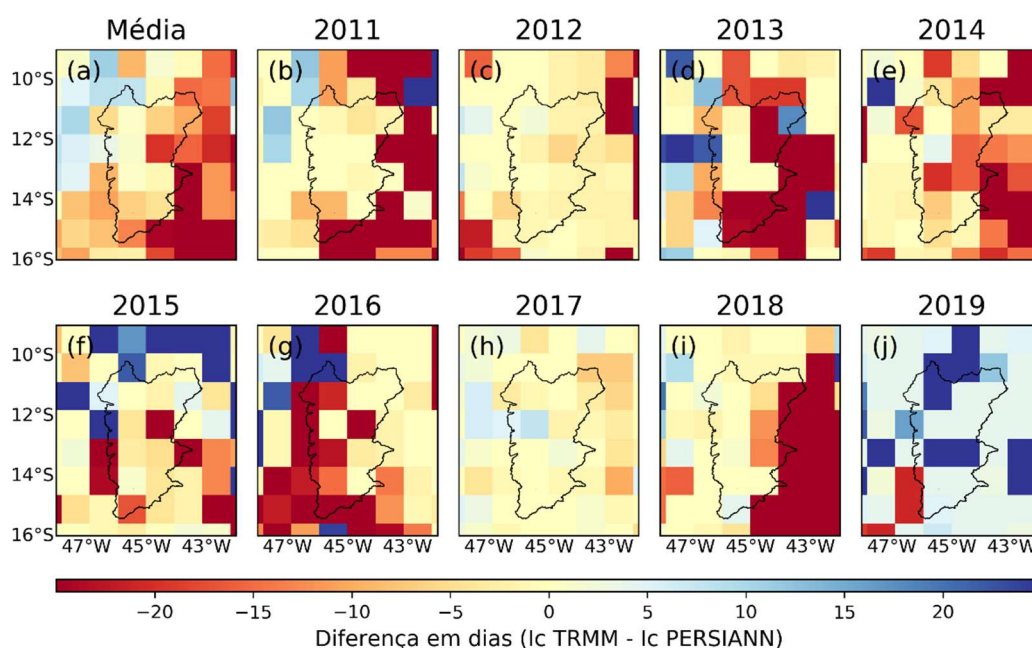


Figura 6 – Diferença em dias entre o Ic estimado pelo PERSIANN e o Ic estimado pelo TRMM. Dados negativos representam que o Ic estimado pelo PERSIANN acontece posteriormente ao Ic estimado pelo TRMM, consequentemente valores positivos indicam que o Ic estimado pelo PERSIANN antecipa o Ic pelo TRMM.

4.2. Acurácia do CFSv2

Os resultados do início da estação chuvosa (Ic) do CFSv2 foram agrupados em conjuntos de 20 *ensembles* (cinco dias, com quatro inicializações diárias) para cada ano e posteriormente, estes conjuntos foram agrupados de acordo com suas inicializações, isto é, os conjuntos de 20 *ensembles* foram agrupados para um conjunto geral de dados, de acordo com um período de cinco dias (pêntadas) de inicializações, formando um grupo independente do ano com 180 *ensembles* (20 *ensembles* × 9 anos). Em alguns casos, apenas estão disponíveis 160 *ensembles*, pois não foram geradas previsões em parte do ano de 2016,

2018 e 2019. Para cada um desses conjuntos de inicializações foi aplicado o teste de acurácia como descrito no item 3.6, com remoção dos *outliers* (5% máximos e mínimos), a fim de criar um intervalo de confiança de 90%.

Observa-se nas Figuras 7 e 8 que o CFSv2 possui um padrão espaço-temporal na forma em que o erro médio se distribui nas previsões do Ic para a região. As inicializações entre abril e agosto (Figura 7a-y e 8a-y) são antecipadas em relação ao Ic observado pelo TRMM e pelo PERSIANN. Os valores de Ic simulados até agosto antecedem em média 10 dias o que é observado pelo TRMM e para o PERSIANN a antecedência mantém-se entre 10 e 20 dias.

O segmento sudeste da área de estudo (compreendida entre 14°S e 16°S, 42°W e 45°W) demonstra a maior diferença entre os erros médios. Para o produto PERSIANN a antecedência foi de 20 dias, enquanto para o TRMM a média dos 10 dias se mantém para a porção sudeste, o que é esperado, na Figura 6 ficou claro que o produto PERSIANN possui um Ic mais tardio que o produto TRMM 3B42. Da mesma maneira, a porção noroeste para ambos os produtos observados (TRMM3B42 e PERSIANN) tem comportamento semelhante, o erro médio até o mês de agosto o apresenta entre cinco e dez dias de atraso (Figuras 7a-y e 8a-y).

A porção noroeste apresentou um erro médio positivo em todas as inicializações, o que indica que o CFSv2 sempre apresenta um Ic posterior ao Ic observado para esta região. Isto pode ser associado ao fato de que a área noroeste tem o Ic observado antecipado em relação as outras porções do Oeste da Bahia (gradiente oeste-leste) ao longo de todo o período de análise (Figuras 4 e 5). Assim quando comparado ao Ic mais antecipadas o CFSv2 apresentou uma tendência em atrasar o Ic para a porção noroeste.

O erro médio alto até o mês de agosto está relacionado com a antecipação do evento, previsões em abril estão em torno de seis meses à frente do início estação chuvosa.

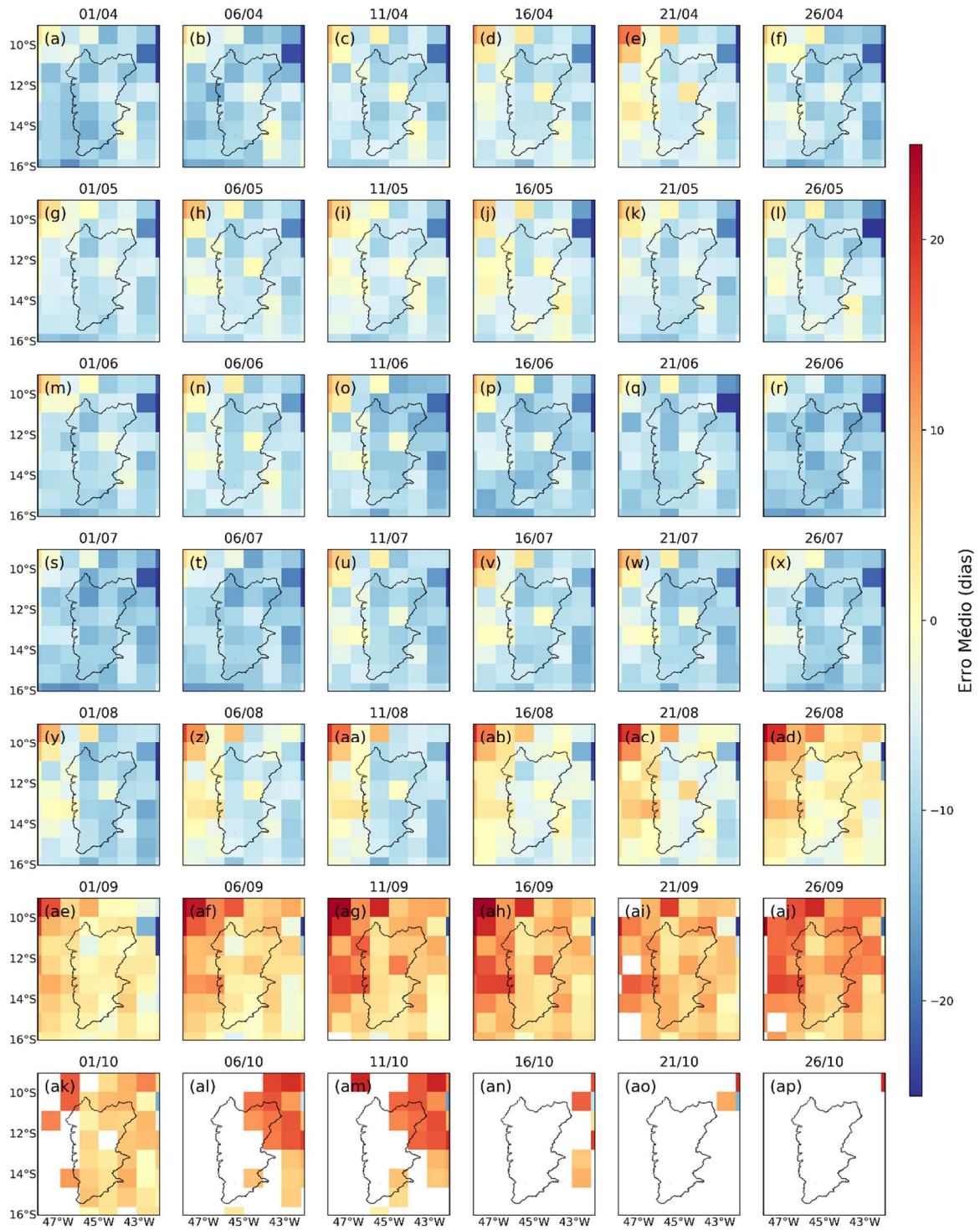


Figura 7 - Erro médio na previsão do início da estação chuvosa em função da pênaldas de inicialização, em relação ao início da estação chuvosa observada pelo TRMM. Os pixels em branco representam áreas onde a estação chuvosa já se iniciou de acordo com os dados observados para todos os anos presentes no estudo (2011 a 2019). A data acima de cada figura indica a data inicial do conjunto de 20 *ensembles* (dia/mês).

A partir da segunda quinzena de agosto (Figuras 7ab-am e 8ab-an) nota-se uma mudança de sinal no cálculo do erro médio, tornando-se positivo, o que indica que o I_c simulado é tardio em relação ao observado pelo TRMM e pelo PERSIANN. Este atraso do I_c é menor em relação ao TRMM, mantendo-se entre cinco e dez dias. A troca de sinal do erro médio está relacionada com a proximidade do I_c observado, por exemplo, a primeira pênstada do mês de setembro possui cinco semanas de antecedência ao I_c observado para a região (Figura 4 e Figura 5).

Para o erro médio em relação ao PERSIANN, a porção sudeste da área de estudo permanece com o valor negativo após a segunda quinzena de agosto, porém o valor do erro médio diminui, passando a antecipar no máximo 10 dias o início da estação chuvosa.

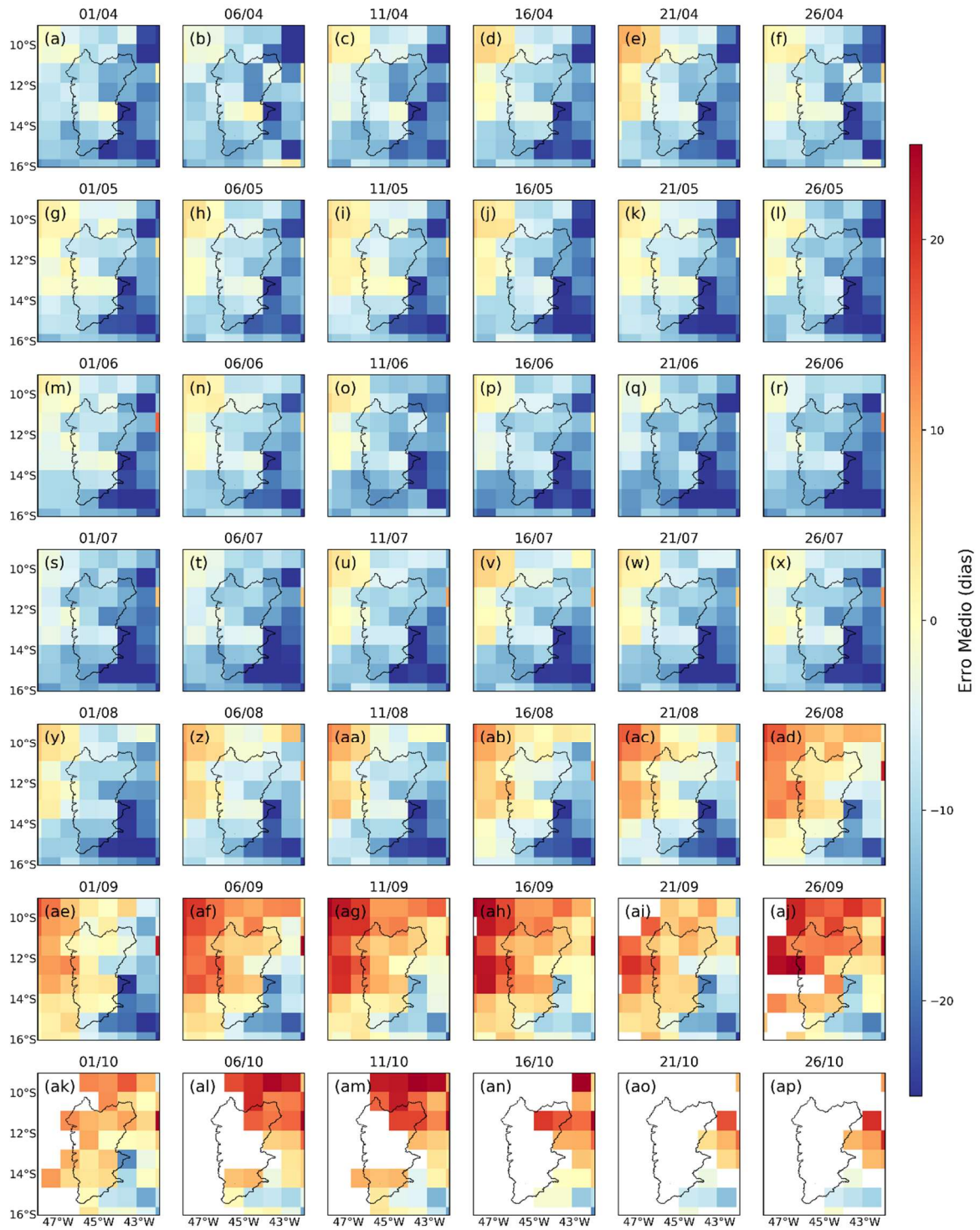


Figura 8 - Erro médio na previsão do início da estação chuvosa em função da pênaldas de inicialização, em relação ao início da estação chuvosa observada pelo PERSIANN. Os pixels em branco representam áreas onde a estação chuvosa já se iniciou de acordo com os dados observados para todos os anos presentes no estudo (2011 a 2019). A data acima de cada figura indica a data inicial do conjunto de 20 *ensembles* (dia/mês).

Nota-se que nas inicializações mais próximas ao I_c observado, os valores de MAE reduzem (Figura 9 e Figura 10), o que era esperado, uma vez que quanto mais próximo ao evento alvo melhor é a capacidade de previsão do modelo (Saha, *S. et al.*, 2014)

Também foi possível observar que o ano de 2015 apresenta um MAE superior aos demais anos, isto é, as simulações do CFSv2 para 2015 tem uma qualidade bastante baixa quando comparado aos outros anos (Figuras 9 e 10). Porém não apenas o resultado individual anual é capaz de caracterizar um MAE maior, isto também foi averiguado para os valores de I_c contidos na latitude de 9° sul, e para os dados contidos na longitude 42° oeste.

A região mais externa ao norte e à leste (latitude de 9° sul e longitude 42° oeste) apresentam o comportamento geral dos valores de I_c simulados (linha preta nas Figuras 9 e 10) com um MAE sempre acima de 15 dias. O comportamento individual dos anos é semelhante ao MAE, mas reduzem a escala, passando para um MAE de 10 dias, uma vez que isolando os anos os erros podem ser atenuados de acordo com eventos interanuais capazes de influenciar na chuva simulada pelo CFSv2.

Os valores de MAE contidos na latitude de 9° sul (Figura 9a-g e Figura 10 a-g) e na longitude 42° oeste (Figuras 9g, n, u, ab, ai, ap, aw e Figura 10 g, n, u, ab, ai, ap, aw) encontram-se no início da região semiárida brasileira, enquanto as demais latitude e longitudes são regiões de transição entre o Cerrado e o NEB. O NEB tem o início das chuvas mais tardio, e a transição climática existente pode ter sido prejudicial à destreza do CFSv2.

A longitude 48° oeste (Figura 9a, h, o, v, ac, aj, aq e Figura 10a, h, o, v, ac, aj, aq) é a porção oeste da região, com início das chuvas mais antecipado (Figuras 4 e 5). Os valores de MAE dessa área têm o comportamento geral dos anos como o esperado, isto é, para as inicializações anteriores a setembro o MAE é superior a 15 dias, e quanto mais próximo ao I_c observado pelos produtos TRMM e PERSIANN (após setembro) o MAE oscila entre 10 e cinco dias, caracterizando uma simulação bastante assertiva.

O comportamento de redução do MAE, de acordo com as inicializações, para a porção oeste não é exclusivo do comportamento geral. Pode-se observar a atenuação do MAE para os anos individualmente, de forma que a escala do MAE geral é proporcional aos valores de MAE dos anos. Ainda que, a porção oeste da área de estudo tenha valores baixos de MAE, quando comparada a porção central as inicializações de abril da porção oeste são superiores.

Os melhores resultados foram encontrados entre as latitudes 11,3° e 16° sul e longitudes 44° e 47° oeste, por tratar-se da região central, que apresenta por característica um início das chuvas intermediário quando comparado a porção oeste e leste. Inclusive, a porção central apresenta uma pequena diferença de I_c observado pelo TRMM e PERSIANN (Figura 6).

Esta análise demonstrou também que foram atingidos valores de MAE inferiores ou iguais a 10 dias, de modo geral, nas inicializações a partir de setembro, enquanto o MAE inferior ou igual a 5 dias foi obtido apenas nas inicializações de outubro (Figuras 9 e 10).

Comparadas, as Figuras 9 e 10 apresentam um comportamento semelhante em relação às inicializações. Os valores de MAE para o PERSIANN (Figura 10) são ligeiramente maiores, o que é esperado uma vez que o I_c para o PERSIANN se deu mais tardiamente em relação ao TRMM (Figura 6).

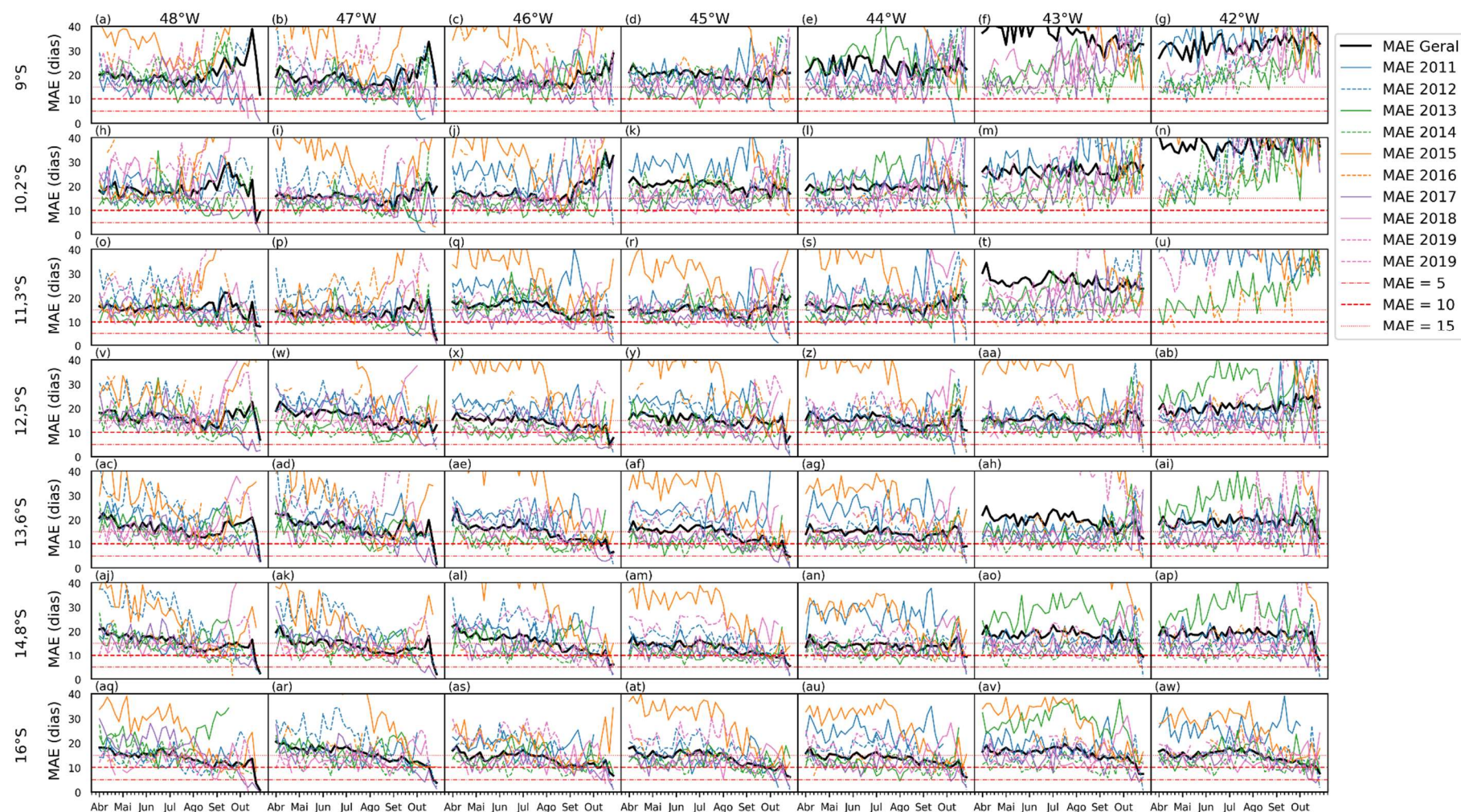


Figura 9 - Comportamento do MAE, por ano e de todos *ensembles* agrupados pela data de inicialização do CFSv2, em relação ao TRMM. Linhas tracejadas em vermelho são referentes aos Valores de MAE de 5, 10 e 15 dias respectivamente. Os valores do eixo Y foram limitados a 40 dias. A localização geográfica de cada quadro é pontada pelas coordenadas à esquerda e acima da figura.

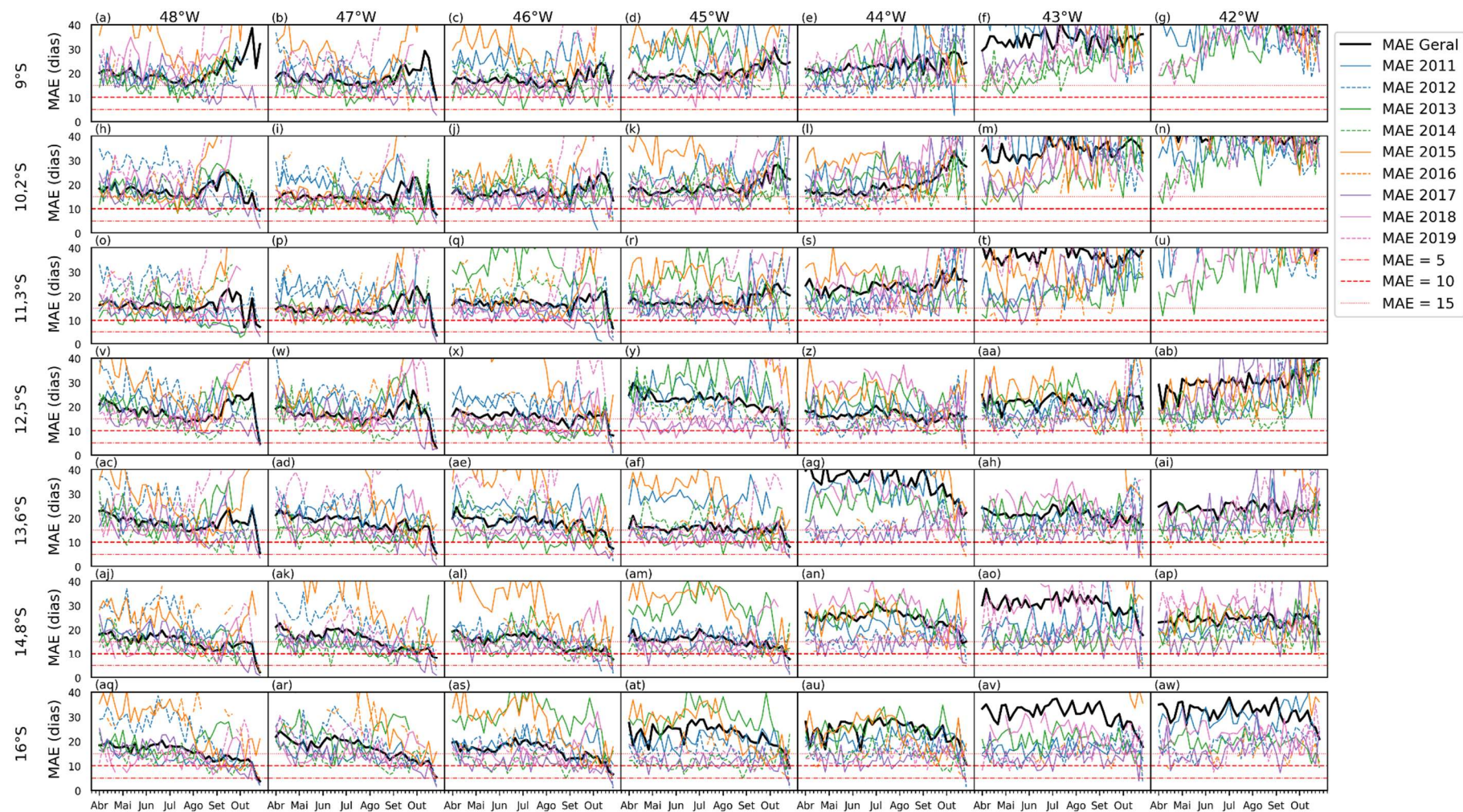


Figura 10 - Comportamento do MAE, por ano e de todos *ensembles* agrupados pela data de inicialização do CFSv2, em relação ao PERSIANN. Linhas tracejadas em vermelho são referentes aos Valores de MAE de 5, 10 e 15 dias respectivamente. Os valores do eixo Y foram limitados a 40 dias. A localização geográfica de cada quadro é pontada pelas coordenadas à esquerda e acima da figura.

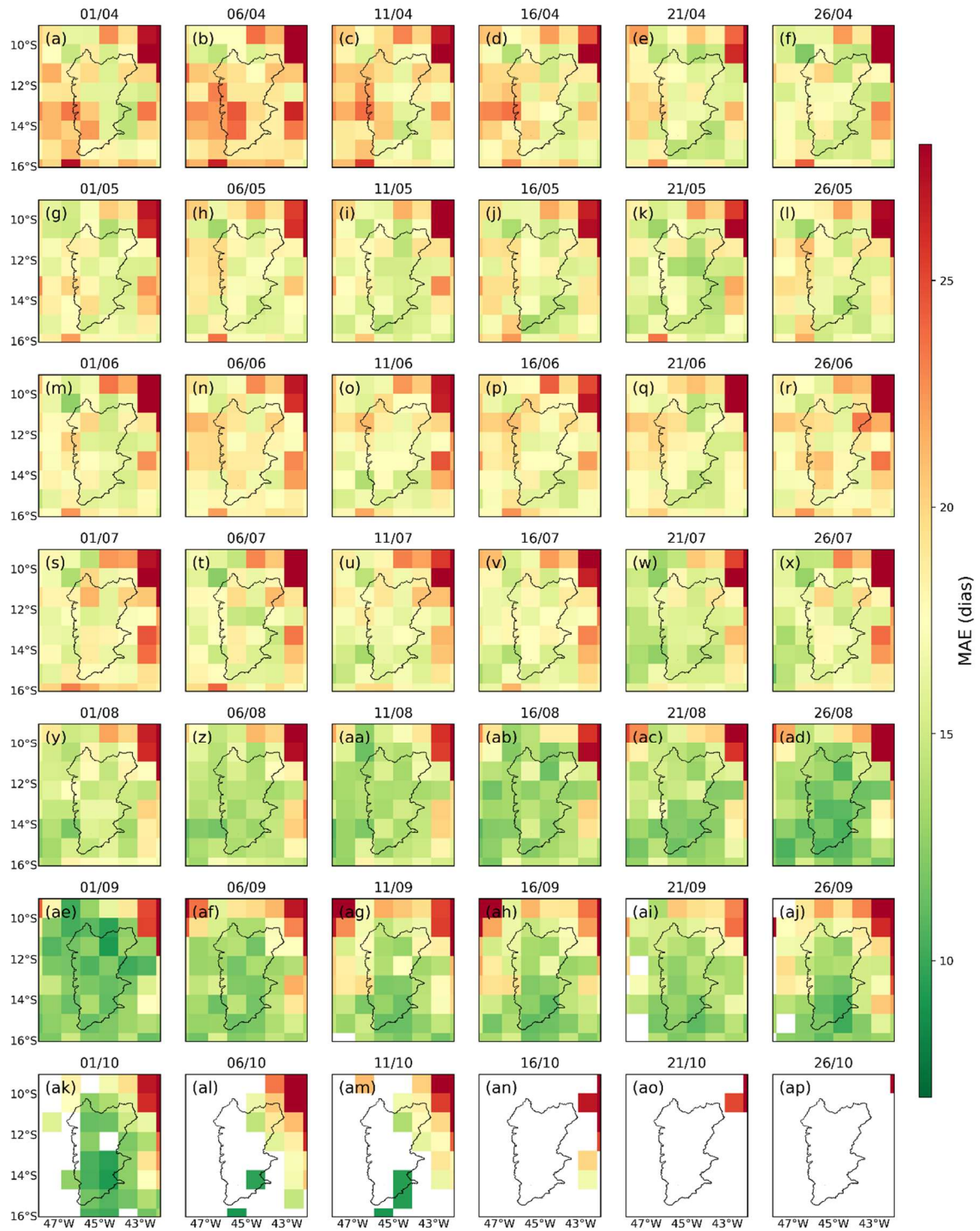


Figura 11 - MAE para a previsão do início estação chuvosa obtida pelo CFSv2 em relação ao início da estação chuvosa observado pelo TRMM. Os pixels em branco representam áreas onde a estação chuvosa já se iniciou de acordo com os dados observados para todos os anos presentes no estudo (2011 a 2019). A data acima de cada figura indica a data inicial do conjunto de 20 *ensembles* (dia/mês).

Através da Figura 11 e Figura 12 foi possível consolidar o que observou-se nas Figuras 9 e 10, as inicializações mais próximas ao I_c observado apresentam um MAE menor. Também foi possível constatar que o MAE entre as longitudes 48° e 45° oeste são inferiores aos da porção leste (entre as longitudes 45° e 42° oeste), configurando um padrão de redução do MAE de oeste para leste, mesmo comportamento do I_c observado pela Figura 4 e Figura 5. Ainda que o MAE seja reduzido quando a inicialização se aproxima do I_c observado, a região de fronteira com o semiárido (9° Sul e 42° Oeste) mantém o MAE bastante elevado.

Assim como a análise de comportamento do MAE (Figura 9 e Figura 10), constata-se pelas Figuras 11 e 12 que a acurácia do CFSv2 aumenta ao longo das inicializações, e a relação entre os resultados dados pela comparação com o TRMM e pelo PERSIANN são semelhantes, com os resultados obtidos pela comparação com o PERSIANN ligeiramente superiores.

Ainda que as datas mais próximas ao I_c observado apresentem valores de MAE melhores (Figuras 11y-am e Figura 12y-ak), as inicializações de abril a julho (Figuras 11a-x e Figura 12a-x) carregam informações com bastante importância. O Oeste da Bahia demonstrou uma variação para o I_c observado. O ano de 2011 tem um I_c entre 15 de setembro e 31 de outubro, enquanto 2013 apresentou um I_c entre 31 de outubro e 30 de novembro (Figura 4b, d e Figura 5b, d), assim apresentando uma variação de 45 dias entre um ano e outro para algumas regiões. Como a variação entre os anos é maior que o MAE calculado (Figuras 11a-x e Figura 12a-x) as informações podem suprir tomadas de decisão com maior escala de tempo maior.

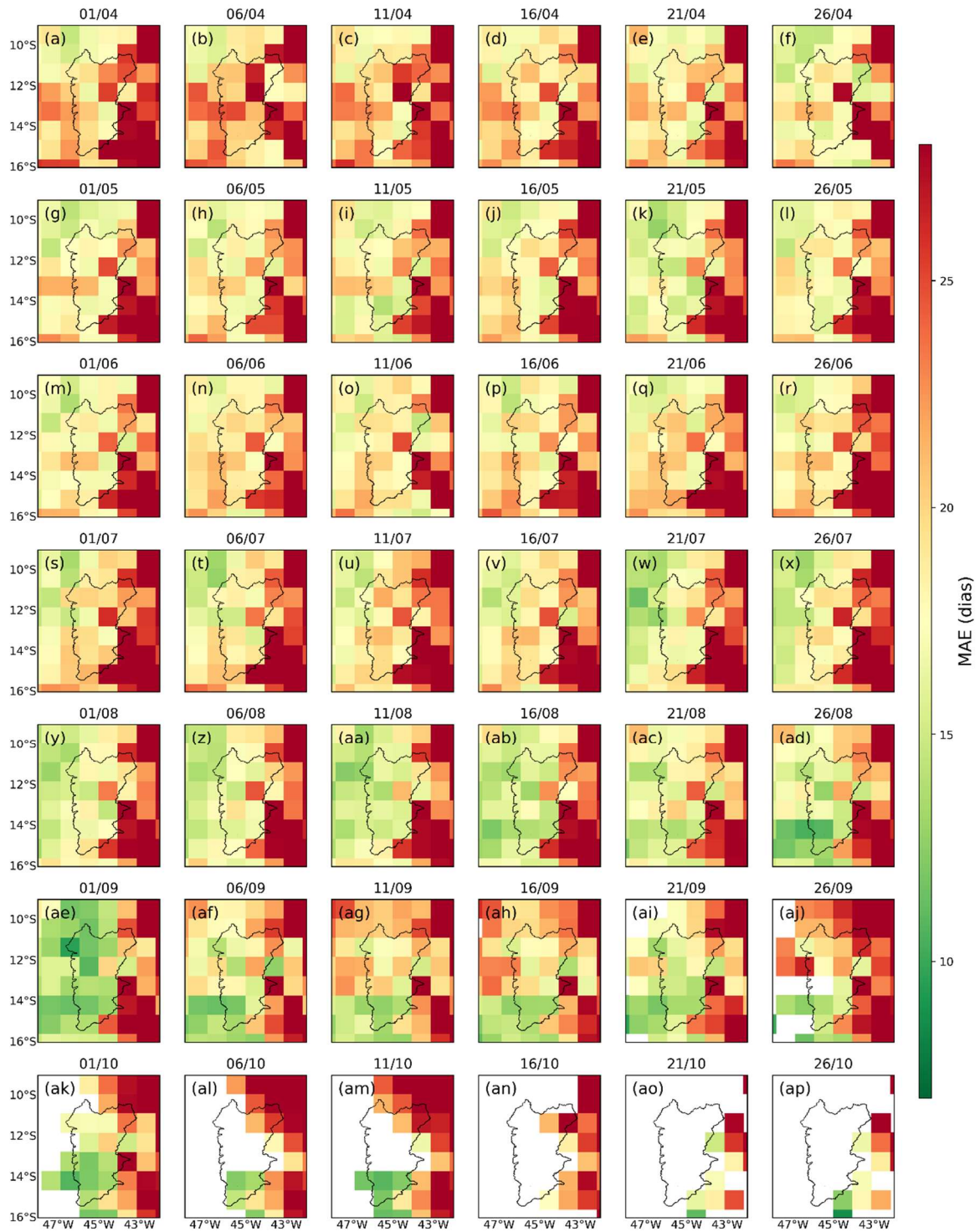


Figura 12 - MAE para a previsão do início estação chuvosa obtida pelo CFSv2 em relação ao início da estação chuvosa observado pelo PERSIANN. Os pixels em branco representam áreas onde a estação chuvosa já se iniciou de acordo com os dados observados para todos os anos presentes no estudo (2011 a 2019). A data acima de cada figura indica a data inicial do conjunto de 20 *ensembles* (dia/mês).

A partir dos resultados obtidos foi possível verificar que existe pouca diferença entre a acurácia das inicializações realizadas entre abril e agosto (Figuras 11a-y e 12a-y), assim os resultados obtidos a partir de agosto apresentam valores com maior capacidade de apoio à tomada de decisão. Desta forma, foram selecionadas as inicializações da primeira semana de agosto, setembro e outubro, de modo que se obteve inicializações com 85 (Ago/01), 55 (Set/01) e 25 (Out/01) dias antes do Ic observado (Figura 13).

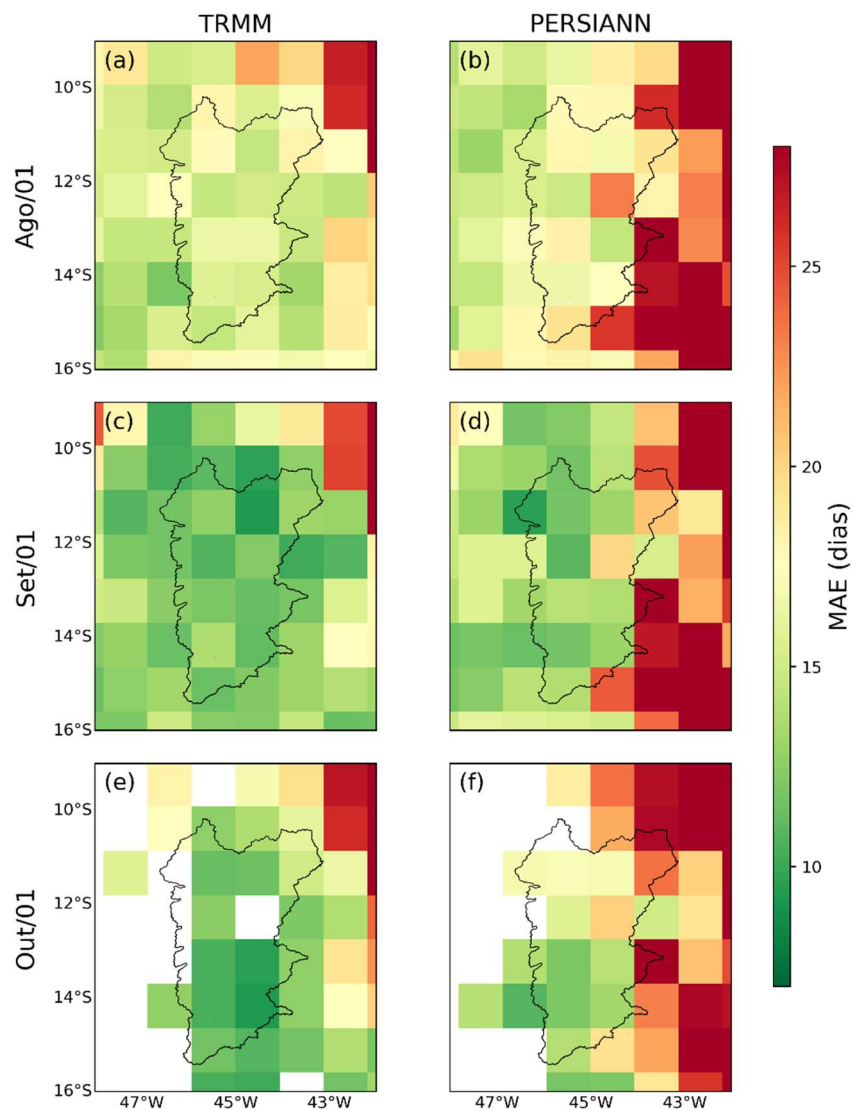


Figura 13 - MAE das inicializações de 01/agosto, 01/setembro e 01/outubro. Os pixels em branco representam áreas onde a estação chuvosa já se iniciou para os dados observados.

5. DISCUSSÃO

5.1. Início da Estação Chuvosa no Oeste da Bahia

O início da estação chuvosa demarca o início do período mais longo em que as chuvas excedem o valor basal de chuvas definido para uma determinada região (Liebmann *et al.*, 2007). Assim o gradiente, oeste para leste, de início da estação chuvosa no Oeste da Bahia é condizente com os volumes de chuva para a região, que diminuem de oeste para leste, e de sul para o norte (Marengo *et al.*, 2011; Vasconcelos Junior *et al.*, 2018; Laux *et al.*, 2020).

O início das chuvas também possui relação com mecanismos dinâmicos climáticos. Para o período entre outubro e dezembro destaca-se a influência do ENOS no regime pluviométrico (Correia Filho *et al.*, 2019). Como apontado pela Figura 14, na porção leste da região em estudo, o Ic em anos com El Niño foi mais tardio em relação a média das últimas duas décadas. A área oeste, em anos de El Niño, apresentou um Ic antecipado em quatro dias em relação ao Ic médio do período (2000 a 2019). Esse comportamento de gangorra, ou dipolo, é típico dos eventos ENSO em diversas regiões do mundo, e aparentemente o Oeste da Bahia também está sujeito a esta oscilação. A porção oeste pode ser menos influenciada pelo ENOS, uma vez que se localiza sobre o clima de transição entre o Cerrado e o Semiárido. A porção leste, em anos de El Niño, caracterizou-se com um Ic em média quatro dias mais tarde que a média do período analisado. Esta relação de atraso na estação chuvosa derivada do ENOS, em que o El Niño tem capacidade de atrasar o Ic também foi observada por Vasconcelos Junior *et al.* (2018).

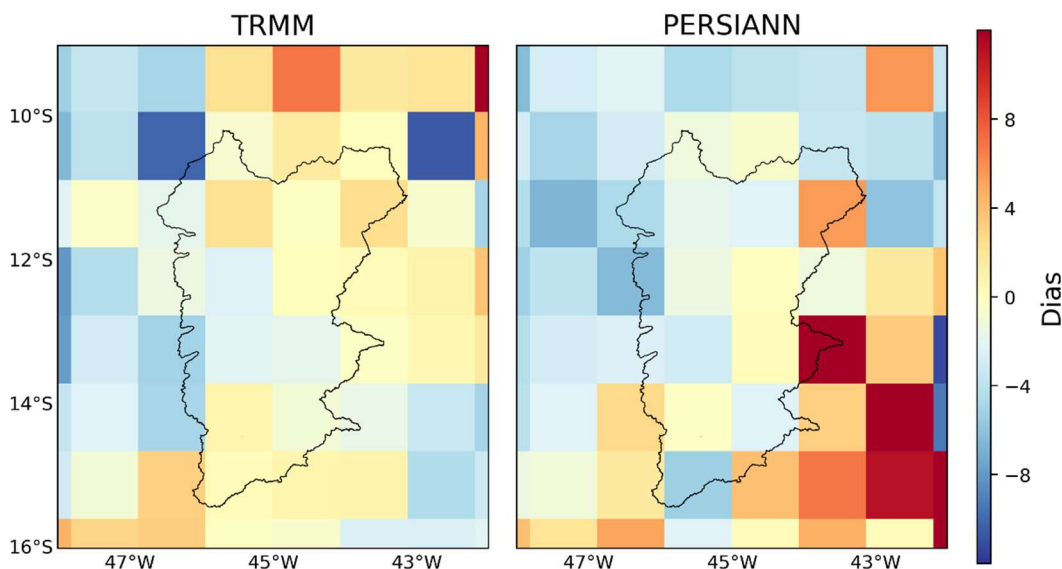


Figura 14 - Impacto do El Niño no início da estação chuvosa observada pelos produtos TRMM 3B42 e PERSIANN. A legenda mostra a anomalia do I_c para a região em relação à média. A composição foi realizada pelo I_c médio de anos com El Niño menos o I_c médio sobre o período de 2000 a 2019. Os anos de El Niño incluídos foram: 2002, 2004, 2006, 2009, 2014, 2015, 2018 e 2019.

5.2. Previsão do Início da Estação Chuvosa pelo CFSv2

Como a definição do I_c está diretamente ligada ao volume de chuvas, os erros encontrados pelas Figuras 7 e 8 são adequados a previsão pluviométricas dadas pelo CFSv2. Saha *et al.*, (2014) aponta que o CFSv2 possui uma qualidade baixa na representação da chuva continental, classificando-as como inadequadas. Apesar da boa representação sazonal das chuvas para o NEB dado pelo CFSv2 (Silva e Mendes 2013; Zhang *et al.*, 2016) os volumes de chuva são subestimados (Silva e Mendes 2013, Saha *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2016). Os erros para os I_c 's simulados acompanham as chuvas subestimadas pelo CFSv2. Foi observado que para os meses onde se concentram os inícios da estação chuvosa, setembro e outubro (Figura 15c, d), existe uma boa correlação entre os volumes simulados pelo CFSv2 e o observado pelo TRMM 3B42 (R^2 de 0,96 e 1 respectivamente), mas os pontos dispersos encontram-se abaixo da linha 1:1, o que indica que os volumes simulados pelo CFSv2 são subestimados.

Os volumes de chuva diminutos do CFSv2 têm relação com a característica das previsões de temperatura superficial dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical, que são superiores as temperaturas observadas (Kim *et al.*, 2012; Silva e Mendes, 2013, Saha *et al.*, 2014), assim fortalecendo as reduções de chuvas no NEB.

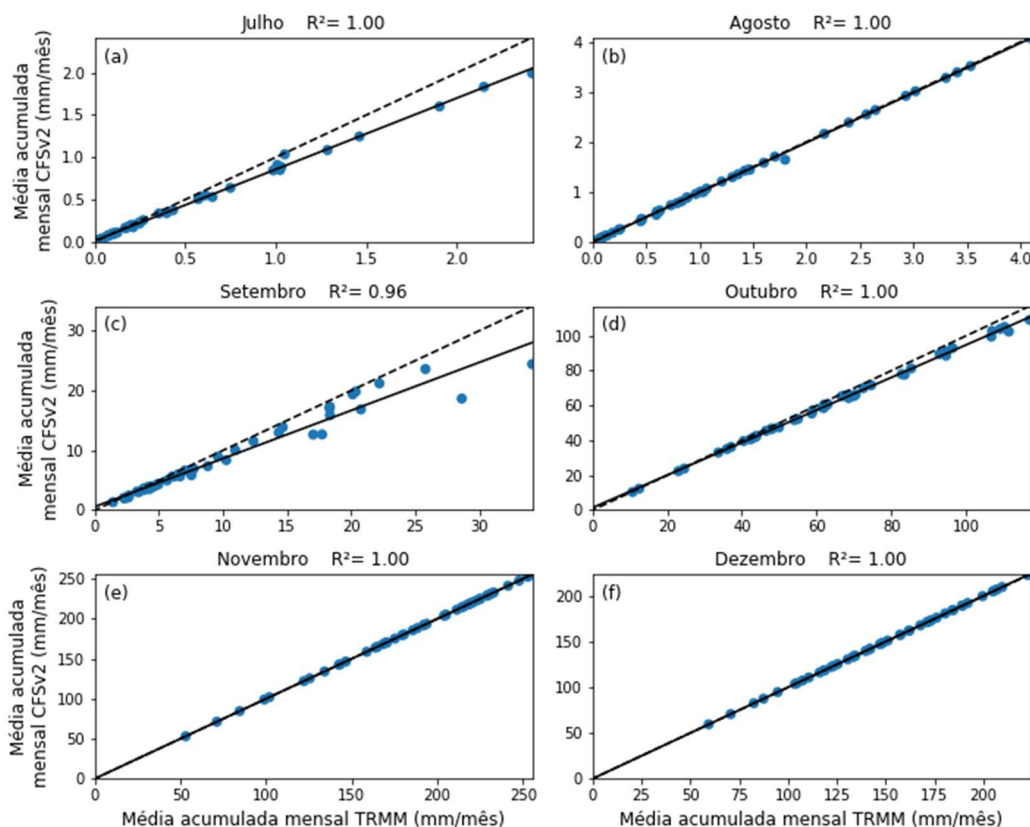


Figura 15 - Resultados de comparação entre a chuva média mensal acumulada observada pelo TRMM 3B42 e pelo produto CFSv2 corrigido pela Equação 2 (Seção 3.5). Os pixels utilizados foram os da área de estudo (entre as longitudes 42° e 48° oeste e as latitudes 9° e 16° sul), para o período de 2011 a 2019. A linha sólida representa o coeficiente R^2 de regressão linear e a linha pontilhada representa uma relação 1 para 1.

Mesmo com os erros demonstrados pelo CFSv2, através das Figuras 9 e 10 foi observado um comportamento adequado relativo às inicializações, isto é, o MAE diminui ao longo das inicializações. Quanto mais próximo ao evento alvo menor são as discrepâncias entre as variáveis simuladas pelo CFSv2 e as observadas (Saha *et al.*, 2014, Silva *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2016). Como o início da estação chuvosa é um derivado do volume de chuvas, essa relação de acurácia em relação à antecedência do CFSv2 mostrou-se coesa.

O erro encontrado para o Ic simulado pelo CFSv2 foi bastante semelhante ao encontrado por Liebmann *et al.*, (2007). O MSC ECHAM 4.5 encontrou que para a porção sudoeste do NEB, região onde localiza-se o Oeste da Bahia, a estação chuvosa simulada pelo ECHAM 4.5 pode acontecer com até um mês de atraso (Liebmann *et al.*, 2007). Bombardi *et al.*, (2017) encontraram uma boa representação do início da estação chuvosa no NEB para o *hindcast*, com o conjunto de 45 dias de dados, para CFSv2 e para o MSC da *China Meteorological Administration*.

A associação do erro sistêmico do CFSv2 ao MAE e Erro Médio encontrados para os Ic's simulados, para o Oeste da Bahia, deriva do volume de chuvas subestimados pelo CFSv2, com maior ineficiência sobre regiões continentais (Saha *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2016). Como o método de cálculo é relativo a chuvas acumuladas e tais chuvas simuladas pelo CFSv2 são inferiores as observadas a acurácia limitada mostrou-se adequada com o esperado. Essa adequação também deriva da correção de viés realizada com os dados do CFSv2, o que foi sugerido para a variável de chuvas em estudos anteriores (Saha *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2016).

O comportamento espacial do MAE observado pelas Figuras 11 e 12 pode ser relacionado com o padrão de volumes de chuva, bem como o gradiente de Ic dos dados observados (Liebmann *et al.*, 2007; Marengo *et al.*, 2011). A redução do MAE seguiu o mesmo padrão espacial do início das chuvas observadas, assim a porção oeste que tem Ic's mais adiantados possui erros menores, enquanto a porção leste demonstrou uma destreza menor. Esse fato se deve a antecedência da previsão, característica esta, também observada por Bombardi *et al.*, (2017). O gradiente de início das chuvas promoveu uma heterogeneidade de Ic para a região. Desta forma uma inicialização apresentou diferentes dias de antecedência para o Ic observado nas diferentes porções da área de estudo (Saha *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2016), assim reduzindo a qualidade da previsão na direção oeste-leste.

O gradiente de MAE oeste-leste reduziu na medida em que as inicializações se aproximam do início da estação chuvosa para o Oeste da Bahia. Os conjuntos de dados a partir de agosto demonstraram uma acurácia superior aos anteriores (Figura 11 e Figura 12). Essa melhoria na acurácia do CFSv2 demonstrou que a variação espacial (oeste para leste) da antecedência e variação das inicializações ao longo do ano são decisivas no quesito precisão do MSC CFSv2 (Saha *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2016).

5.3. Influência de mecanismos climáticos na acurácia do CFSv2

O comportamento do MAE geral para a região do estudo é influenciado pelo MAE de cada ano embutido no cálculo, assim foi constatado pelas Figuras 9 e 10 que o ano 2015 destacou-se por um MAE superior aos demais anos. Este erro pode ser associado ao forte evento de El Niño presente em 2015, uma vez que uma variação forte de ENOS é capaz de impactar na estação chuvosa (Laux *et al.*, 2020). Em eventos de El Niño a estação chuvosa

é atrasada em relação à média para a região (Vasconcelos Junior *et al.*, 2018), o que pode ser confirmado pelas Figuras 4 e 5. De tal forma que a acurácia do Ic simulado pelo CFSv2 foi impactado pelo atraso do Ic observado para a região.

O CFSv2 apresenta um erro sistêmico na bacia do Oceano Pacífico tropical e no Oceano Atlântico Tropical. Sobre o Atlântico Tropical o impacto se deu na oscilação da ZCIT e ZCAS (Li e Misra, 2014; Saha *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2016). O comportamento da ZCIT gera influência nos volumes de chuva na estação chuvosa, principalmente para o norte do NEB (Silva *et al.*, 2016; Marengo *et al.*, 2017, 2018), enquanto a ZCAS pode adiantar a estação chuvosa, na direção centro norte brasileira (Hirata e Grimm, 2018; Vasconcelos Junior *et al.*, 2018), o que dentro do NEB significa um início de sudoeste para nordeste. Assim os erros sistêmicos associados a circulação atmosférica na região do Atlântico tropical também podem ter gerado influência nos valores de MAE para o Oeste da Bahia (Figura 11, 12 e 13).

Sobre o Pacífico Topical o erro sistêmico do CFSv2, que fortalece a anomalia positiva na superfície do mar, pode ampliar a influência do ENOS, que para a região atua justamente no início da estação chuvosa (Silva e Mendes, 2013; Saha *et al.*, 2014).

Para que a influência do ENOS fosse analisada adequadamente foram utilizados 20 anos de previsão do CFSv2 para teste de acurácia (Item 3.6). Entre os anos de 2000 e 2010 foram utilizadas as previsões do *hindcast* e entre os anos de 2011 e 2019 foram mantidas as previsões operacionais. Para este teste foi realizada uma nova remoção de viés, usando as médias históricas entre os anos de 2000 e 2019 para o CFSv2, TRMM 3B42 e PERSIANN.

Os anos com El Niño (Figura 16, colunas B e D) mostraram o comportamento esperado em termos de inicialização, isto é, quanto mais próximo ao evento alvo melhores se tornam as previsões (Silva *et al.*, 2013, Saha *et al.*, 2014, Bombardi *et al.*, 2017). Também foi mantido o gradiente de MAE que se reduziu de oeste para leste.

O efeito causado pelos eventos de El Niño foi uma redução na acurácia da previsão de Ic do CFSv2. Para a porção oeste da região foi observado um aumento de dois a quatro dias no MAE. Para a porção leste da área de estudo o aumento foi maior, variando de 2 a 8 dias no MAE. O aumento nos valores de MAE é consistente com a previsão de chuvas subestimadas em volume (Silva *et al.*, 2013, Saha *et al.*, 2014, Zhang *et al.*, 2016).

Os anos com El Niño apresentaram um erro maior na porção leste, o que é consistente com volumes de chuva (Liebmann *et al.*, 2007; Marengo *et al.*, 2011), indicando uma

consistência na representação da sazonalidade das chuvas pra a região. Este padrão de erro também foi observado por Liebmann *et al.*, (2007) para o NEB.

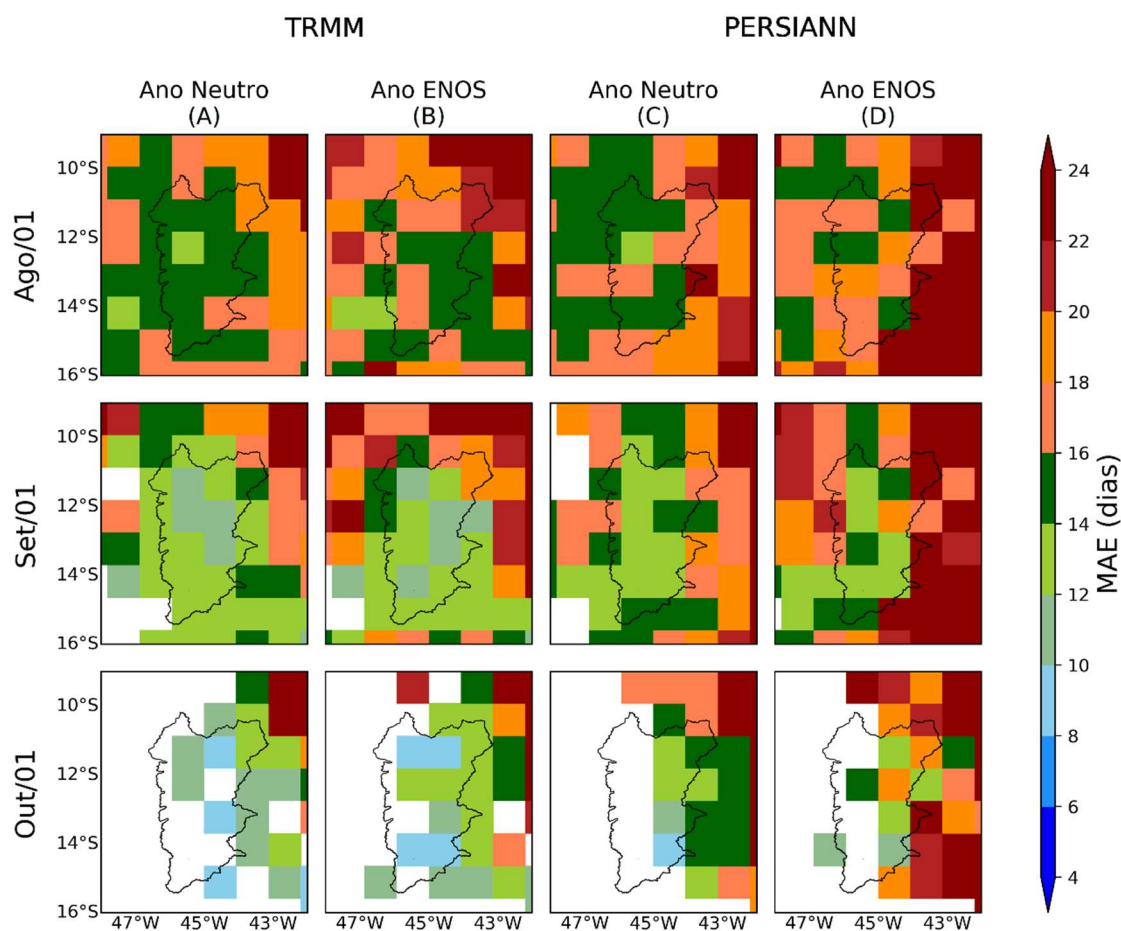


Figura 16 – MAE para a previsão do início estação chuvosa obtida pelo CFSv2 em relação ao início da estação chuvosa observado pelo TRMM (coluna A e B) e pelo PERSIANN (coluna C e D), para o período entre 2000 e 2019 (Colunas A e C), para os anos com presença de El Niño entre os anos de 2000 e 2019 (Colunas B e D). Os anos de El Niño incluídos foram: 2002, 2004, 2006, 2009, 2014, 2015, 2018 e 2019. Os pixels em branco representam áreas onde a estação chuvosa já se iniciou de acordo com os dados observados para todos os anos presentes no estudo (2000 a 2019).

5.4. Importância da previsão do início da estação chuvosa

Como a diferença observada entre a primeira inicialização de agosto, setembro e outubro não demonstraram grande redução de MAE em relação as demais presentes nesses meses, a Figura 13 resumiu de maneira adequada o comportamento da acurácia para as estimativas de I_c na região. A qualidade demonstrada pelo CFSv2 apesar de possuir as fraquezas é bastante consistente com o padrão de chuvas para a região do estudo, podendo

ser um avanço no que tange ao auxílio à tomada de decisão envolvendo recursos hídricos no Oeste da Bahia.

As tomadas de decisão podem ser mais seguras se considerarem inicializações com antecedência de até 10 semanas uma vez que estes dados apresentaram valores de MAE inferiores a 20 dias, com boa parte dos valores de MAE inferiores a 15 dias à medida que as inicializações se aproximam do I_c calculado para os dados observados (Figura 13).

Além das previsões mais imediatas, 10 semanas de antecedência, as previsões com inicialização entre os meses de abril e julho demonstraram um potencial informativo derivado da variabilidade dos valores de I_c observados (Figura 4b-j e Figura 5b-j). Para planejamentos de longo prazo as previsões entre abril e julho teriam a capacidade de indicar o intervalo de 30 dias em que as chuvas se iniciariam.

Como a variação dos mecanismos de larga escala climáticos tem a capacidade de alterar o início ou duração da estação chuvosa (Leite-Filho *et al.*, 2019a, 2019b), e as chuvas acumuladas anuais tem diminuído na porção leste do Cerrado (Spangler *et al.*, 2017), um sistema de previsão torna-se uma ferramenta com alto grau de importância. A capacidade de previsão do início da estação chuvosa gera a possibilidade da redução de custos em produção, redução de conflitos por abastecimento e melhor aproveitamentos dos recursos naturais.

Junto ao impacto dos mecanismos de larga escala, existem riscos relacionados ao aquecimento global. O'Neill *et al.*, (2017) relataram que o aumento da temperatura global tem a capacidade de impactar na agricultura e gerar estresse hídrico. O que isoladamente é um motivo para implementar previsões de chuva que auxiliem na tomada de decisão para o Oeste da Bahia. Mas dentre os impactos do aquecimento global encontra-se o aumento da temperatura dos oceanos (O'Neill *et al.*, 2017). Como apontado na Seção 2, tanto a temperatura do Oceano Pacífico quanto o Oceano Atlântico têm a capacidade de impactar no regime de chuvas na região Oeste da Bahia. Inclusive Cai *et al.*, (2020) apontam que pode existir interação entre os dois oceanos potencializando a seca, ou chuvas. Desta maneira a previsão do início da estação chuvosa para a área torna-se uma ferramenta de alto valor para o Oeste da Bahia.

6. CONCLUSÃO

O presente estudo hidroclimático foi realizado com dados operacionais do CFSv2, sendo essa a maior diferença em relação a literatura recente. A maior parte dos estudos conduzidos com o CFSv2 analisaram a qualidade de seu *hindcast*. A viabilidade da utilização produto operacional do CFSv2 para previsão do início da estação chuvosa foi demonstrada através de métricas de erro médio e MAE. Foi constatado que o CFSv2 possui uma capacidade limitada para prever o início da estação chuvosa da região, porém que este produto é eficiente se utilizado com inicializações a partir do mês de agosto. Os testes também comprovaram que existe um gradiente espacial relativo à aptidão em detectar o início da estação chuvosa, de forma que o modelo melhora sua estimativa no sentido oeste para leste.

Além disso o modelo demonstrou uma eficiência menor em anos de El Niño, com aumento de dois a oito dias no início da estação chuvosa entre os anos de 2000 e 2019.

Mesmo com capacidade em prever o início da estação chuvosa para a região atrelada a fatores como mecanismos climáticos, o CFSv2 mostrou-se uma ferramenta com bastante potencial informativo para tomadas de decisão. As inicializações que antecedem em seis semanas o início da estação chuvosa observado tem uma capacidade assertiva de previsão com MAE de 10 dias.

7. REFERÊNCIAS

Abrahão G. M, Costa M. H. 2018. **Agricultural and Forest Meteorology Evolution of rain and photoperiod limitations on the soybean growing season in Brazil : The rise (and possible fall) of double-cropping systems.** Agricultural and Forest Meteorology. Elsevier, 256–257(February): 32–45. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.02.031>.

AGROÍCONE, 2016. **A expansão da soja no Cerrado: Caminhos para ocupação territorial, uso do solo e produção sustentável.** São Paulo, 70 pp. Disponível em: http://www.inputbrasil.org/wp-content/uploads/2016/11/A-expans%C3%A3o-da-soja-no-Cerrado_Agroicone_INPUT.pdf

AIBA. 2017. **Anuário da Região Oeste da Bahia.** AIBA, Barreiras, 53 pp. Disponível em: <http://aiba.org.br/anuario/>

Ambrizzi T., de Souza E.B. PRS. 2004. Chapter 7 **THE HADLEY AND WALKER REGIONAL CIRCULATIONS AND ASSOCIATED ENSO IMPACTS ON SOUTH AMERICAN SEASONAL RAINFALL.** The Hadley Circulation: Present, Past and Future, 203–235.

Arvor D, Dubreuil V, Ronchail J, Simões M, Funatsu BM. 2014. **Spatial patterns of rainfall regimes related to levels of double cropping agriculture systems in Mato Grosso (Brazil).** International Journal of Climatology, 34(8): 2622–2633. <https://doi.org/10.1002/joc.3863>.

Bombardi RJ, Pegion K V., Kinter JL, Cash BA, Adams JM. 2017. **Sub-seasonal Predictability of the Onset and Demise of the Rainy Season over Monsoonal Regions.** Frontiers in Earth Science, 5(February): 1–17. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00014>.

Cavalcanti IFA, Silveira VP, Figueroa SN, Kubota PY, Bonatti JP, Souza DC. 2020. **Climate variability over South America-regional and large scale features simulated by the Brazilian Atmospheric Model (BAM-v0).** International Journal of Climatology, 40(5): 2845–2869. <https://doi.org/10.1002/joc.6370>.

Chou SC, Nobre P. 2015. **Avaliação de Modelos Globais e Regionais Climáticos.** Volume 1: Base Científica das Mudanças Climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 ao Primeiro Relatório de Avaliação Nacional do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas, 1: 322–363.

Collischonn B, Collischonn W, Tucci CEM. 2008. **Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates.** *Journal of Hydrology*, 360(1–4): 207–216. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.07.032>.

Correia Filho WLF, De Oliveira-Júnior JF, De Barros Santiago D, De Bodas Terassi PM, Teodoro PE, De Gois G, Blanco CJC, De Almeida Souza PH, da Silva Costa M, Gomes HB, Dos Santos PJ. 2019. **Rainfall variability in the Brazilian northeast biomes and their interactions with meteorological systems and ENSO via CHELSA product.** *Big Earth Data*, 3(4): 315–337. <https://doi.org/10.1080/20964471.2019.1692298>.

CORREIA MF, ARAGÃO MRS, PENAFORTE AG, MEDEIROS RLB. 2018. **Characteristics of Atmospheric Surface Ducts in the Brazilian Semi-arid.** *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, 41(3): 375–381. https://doi.org/10.11137/2018_3_375_381.

Costa DD, da Silva Pereira TA, Fragoso CR, Madani K, Uvo CB. 2016. **Understanding drought dynamics during dry season in Eastern Northeast Brazil.** *Frontiers in Earth Science*, 4. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00069>.

Costa MH, Fleck LC, Cohn AS, Abrahão GM, Brando PM, Coe MT, Fu R, Lawrence D, Pires GF, Pousa R, Soares-Filho BS. 2019. **Climate risks to Amazon agriculture suggest a rationale to conserve local ecosystems.** *Frontiers in Ecology and the Environment*, 17(10): 584–590. <https://doi.org/10.1002/fee.2124>.

da Silva FM, Assad ED, Steinke ET, Müller AG. 2008. **Clima do Bioma Cerrado. Agricultura Tropical: Quatro décadas de inovações tecnológicas, institucionais e políticas.**, 93–148.

Dias LCP, Pimenta FM, Santos AB, Costa MH, Ladle RJ. 2016. **Patterns of land use, extensification, and intensification of Brazilian agriculture.** *Global change biology*, 22(8): 2887–2903. <https://doi.org/10.1111/gcb.13314>.

Dionizio E, Costa M. 2019. **Influence of Land Use and Land Cover on Hydraulic and Physical Soil Properties at the Cerrado Agricultural Frontier.** *Agriculture*, 9(1): 24. <https://doi.org/10.3390/agriculture9010024>.

Dunning CM, Black ECL, Allan RP. 2016. **The onset and cessation of seasonal rainfall over Africa.** *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(19): 11,405–11,424. <https://doi.org/10.1002/2016JD025428>.

Fedorova N, dos Santos DMB, Segundo MML, Levit V. 2017. **Middle Tropospheric Cyclonic Vortex in Northeastern Brazil and the Tropical Atlantic**. Pure and Applied Geophysics, 174(1): 397–411. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1381-1>.

Ferreira AG, da Silva Mello NG. 2005. **PRINCIPAIS SISTEMAS ATMOSFÉRICOS ATUANTES SOBRE A REGIÃO NORDESTE DO BRASIL E A INFLUÊNCIA DOS OCEANOS**. Revista Brasileira de Climatologia, 1(1): 15–28. <https://doi.org/10.5380/abclima.v1i1.25215>.

Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov CR and MR. 2013. **Evaluation of climate models**. Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.020>.

Foley JA, Ramankutty N, Brauman KA, Cassidy ES, Gerber JS, Johnston M, Mueller ND, Connell CO, Ray DK, West PC, Balzer C, Bennett EM, Sheehan J, Siebert S, Carpenter SR, Hill J, Monfreda C, Polasky S, Rockstro J, Tilman D, Zaks DPM. 2011. **Solutions for a cultivated planet**. Nature, 478: 337–342. <https://doi.org/10.1038/nature10452>.

Gao H, Yang S, Kumar A, Hu ZZ, Huang B, Li Y, Jha B. 2011. **Variations of the East Asian mei-yu and simulation and prediction by the NCEP climate forecast system**. Journal of Climate, 24(1): 94–108. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3540.1>.

Giralt S, Moreno A, National S, Bao R, Saez A. 2007. **The History of the El Niño - Southern Oscillation according to lacustrine and marine sediments.** , 343–353.

Hastenrath S. 2012. **Exploring the climate problems of Brazil ' s Nordeste : a review**. Climatic Change, 112: 243–251. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0227-1>.

Hirata FE, Grimm AM. 2018. **Extended-range prediction of South Atlantic convergence zone rainfall with calibrated CFSv2 reforecast**. Climate Dynamics. Springer Berlin Heidelberg, 50(9–10): 3699–3710. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3836-1>.

HUFFMAN, G.J.; BOLVIN, D.T. **TRMM and Other Data Precipitation Data Set Documentation** 2015. Disponível em: https://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/3B42_3B43_doc_V7.pdf. Acesso em: fevereiro/2019.

Kim H-M, Webster PJ, Curry JA. 2012. **Seasonal prediction skill of ECMWF System 4 and NCEP CFSv2 retrospective forecast for the Northern Hemisphere Winter.** *Climate Dynamics*, 39(12): 2957–2973. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1364-6>.

Laux P, Broker B, Martins E, Chagas Vasconcelos Junior F, Moron V, Portele T, Lorenz C, Philipp A, Kunstmann H. 2020. **A semi-objective circulation pattern classification scheme for the semi-arid Northeast Brazil.** *International Journal of Climatology*, joc.6608. <https://doi.org/10.1002/joc.6608>.

Leite-Filho AT, Costa MH, Fu R. 2019a. **The southern Amazon rainy season: The role of deforestation and its interactions with large-scale mechanisms.** *International Journal of Climatology*, 40(4): 2328–2341. <https://doi.org/10.1002/joc.6335>.

Leite-Filho AT, de Sousa Pontes VY, Costa MH. 2019b. **Effects of Deforestation on the Onset of the Rainy Season and the Duration of Dry Spells in Southern Amazonia.** *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(10): 5268–5281. <https://doi.org/10.1029/2018JD029537>.

Li H, Misra V. 2014. **Global seasonal climate predictability in a two tiered forecast system. Part II: Boreal winter and spring seasons.** *Climate Dynamics*, 42(5–6): 1449–1468. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1813-x>.

Liebmann B, Bladé I, Funk C, Allured D, Quan XW, Hoerling M, Hoell A, Peterson P, Thiaw WM. 2017. **Climatology and interannual variability of boreal spring wet season precipitation in the eastern horn of Africa and implications for its recent decline.** *Journal of Climate*, 30(10): 3867–3886. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0452.1>.

Liebmann B, Camargo SJ, Seth A, Marengo JA, Carvalho LM V., Allured D, Fu R, Vera CS. 2007. **Onset and End of the Rainy Season in South America in Observations and the ECHAM 4.5 Atmospheric General Circulation Model.** *Journal of Climate*, 20(10): 2037–2050. <https://doi.org/10.1175/JCLI4122.1>.

Marengo J a. 2008. **Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima no semi-árido do Brasil.** *Parcerias Estratégicas*, 13(27): 149–176.

Marengo JA, Alves LM, Alvala RCS. 2018. **Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 90: 1973–1985. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201720170206>.

Marengo JA, Alves LM, Beserra EA, Lacerda FF. 2011. **Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas.** Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas.

Marengo JA, Torres RR, Alves LM. 2017. **Drought in Northeast Brazil—past, present, and future.** Theoretical and Applied Climatology. Theoretical and Applied Climatology, 129(3–4): 1189–1200. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1840-8>.

Medeiros FJ De, Oliveira CP De, Moisés C, Araújo JM De. 2020. **Numerical simulation of the circulation and tropical teleconnection mechanisms of a severe drought event (2012–2016) in Northeastern Brazil.** Climate Dynamics. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05213-6>.

Ministério do Desenvolvimento, Indústria e Comércio Exterior. **Panorama Agroeconômico do Oeste da Bahia e Safra 2016/17.** Acesso em: http://www.mdic.gov.br/images/REPOSITORIO/czpe/Eventos/ZPE_Agroneg%C3%B3cio/Panorama_do_agroneg%C3%B3cio_baiano_Aiba__Celestino_Zanella.pdf (Acessado em: 01 de Junho 2020).

Nguyen P, Shearer EJ, Tran H, Ombadi M, Hayatbini N, Palacios T, Huynh P, Braithwaite D, Updegraff G, Hsu K, Kuligowski B, Logan WS, Sorooshian S. 2019. **The CHRS data portal, an easily accessible public repository for PERSIANN global satellite precipitation data.** Scientific Data. The Author(s), 6: 1–10. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.296>.

Nobre P, Marengo JA, Cavalcanti IFA, Obregon G, Barros V, Camilloni I, Campos N, Ferreira AG. 2006. **Seasonal-to-decadal predictability and prediction of South American climate.** Journal of Climate, 19(23): 5988–6004. <https://doi.org/10.1175/JCLI3946.1>.

O'Neill BC, Oppenheimer M, Warren R, Hallegatte S, Kopp RE, Pörtner HO, Scholes R, Birkmann J, Foden W, Licker R, MacH KJ, Marbaix P, Mastrandrea MD, Price J, Takahashi K, Van Ypersele JP, Yohe G. 2017. **IPCC reasons for concern regarding climate change risks.** Nature Climate Change. Nature Publishing Group, 7(1): 28–37. <https://doi.org/10.1038/nclimate3179>.

Pousa R, Costa MH, Pimenta FM, Fontes VC, Castro M. 2019. **Climate change and intense irrigation growth in Western Bahia, Brazil: The urgent need for hydroclimatic monitoring.** Water, 11(5). <https://doi.org/10.3390/w11050933>.

Reboita MS, Dias CG, Márcia L, Dutra M, Porfírio R, Llopart M. 2018. **Previsão Climática Sazonal para o Brasil Obtida Através de Modelos Climáticos Globais e Regional.** Revista Brasileira de Meteorologia, 33(2): 207–224. <https://doi.org/10.1590/0102-7786332001>.

Saha, S., Moorthi S., Wu, X., Wang J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer D., Hou, Y., Chuang, H., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez M., P., Dool, H., V., D., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., Becker E. 2014. **The NCEP Climate Forecast System Version 2.** Journal of Climate, 3: 2185–2208. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>.

Saha S, Moorthi S, Pan H-L, Wu X, Wang J, Nadiga S, Tripp P, Kistler R, Woollen J, Behringer D, Liu H, Stokes D, Grumbine R, Gayno G, Wang J, Hou Y-T, Chuang H, Juang H-MH, Sela J, Iredell M, Treadon R, Kleist D, Van Delst P, Keyser D, Derber J, Ek M, Meng J, Wei H, Yang R, Lord S, van den Dool H, Kumar A, Wang W, Long C, Chelliah M, Xue Y, Huang B, Schemm J-K, Ebisuzaki W, Lin R, Xie P, Chen M, Zhou S, Higgins W, Zou C-Z, Liu Q, Chen Y, Han Y, Cucurull L, Reynolds RW, Rutledge G, Goldberg M. 2010. **The NCEP Climate Forecast System Reanalysis.** Bulletin of the American Meteorological Society, 91(8): 1015–1058. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>.

SAHA, S., NADIGA, S. THIAW, C. WANG, J. WANG, W. ZHANG, Q. VAN DEN DOOL, H. M. PAN, H.-L. MOORTHI, S. BEHRINGER, D. STOKES, D. PENA, M. LORD, S. WHITE, G. EBISUZAKI, W. PENG, P. XIE, P. 2006: **The NCEP Climate Forecast System.** Journal of Climate, Vol. 19, No. 15, pages 3483-3517

Sampaio G, Dias PL da S. 2014. **Evolução dos Modelos Climáticos e de Previsão de Tempo e Clima.** Revista USP, (103): 41. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9036.v0i103p41-54>.

Silva GAM, Dutra LMM, Da Rocha RP, Ambrizzi T, Leiva É. 2014. **Preliminary analysis on the global features of the NCEP CFSv2 seasonal hindcasts.** Advances in Meteorology, 2014. <https://doi.org/10.1155/2014/695067>.

Silva GAM, Mendes D. 2013. **Comparison results for the CFSv2 hindcasts and statistical downscaling over the northeast of Brazil.** Advances in Geosciences, 35: 79–88. <https://doi.org/10.5194/adgeo-35-79-2013>.

Silva R, Ayane G, Felipe C. 2016. **Tendências do controle climático oceânico sob a variabilidade temporal da precipitação no Nordeste do Brasil.** Revista de Geografia Norte Grande, 63: 9–26.

Spangler KR, Lynch AH, Spera SA. 2017. **Precipitation Drivers of Cropping Frequency in the Brazilian Cerrado: Evidence and Implications for Decision-Making.** *Weather, Climate, and Society*, 9(2): 201–213. <https://doi.org/10.1175/WCAS-D-16-0024.1>.

Spera SA, Galford GL, Coe MT, Macedo MN, Mustard JF. 2016. **Land-use change affects water recycling in Brazil's last agricultural frontier.** *Global change biology*, 22(10): 3405–3413. <https://doi.org/10.1111/gcb.13298>.

Themeßl JM, Gobiet A, Leuprecht A. 2011. **Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models.** *International Journal of Climatology*, 31(10): 1530–1544. <https://doi.org/10.1002/joc.2168>.

Turco M, Ceglar A, Prodhomme C, Soret A, Toreti A, Doblas-Reyes Francisco J. 2017. **Summer drought predictability over Europe: empirical versus dynamical forecasts.** *Environmental Research Letters*, 12(8): 084006. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa7859>.

Vasconcelos Junior FDC, Jones C, Gandu AW. 2018. **Interannual and intraseasonal variations of the onset and demise of the pre-wet season and the wet season in the northern northeast Brazil.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, 33(3): 472–484. <https://doi.org/10.1590/0102-7786333007>.

Veiga SF, Nobre P, Giarolla E, Capistrano V, Jr MB, Marquez AL. 2019. **The Brazilian Earth System Model ocean – atmosphere (BESM-OA) version 2 . 5 : evaluation of its CMIP5 historical simulation.** *Geoscientific Model Development*, 12: 1613–1642. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1613-2019>.

Wenju Cai, Michael J. McPhaden, Alice M. Grimm, Regina R. Rodrigues, Andréa S. Taschetto, René D. Garreaud, Boris Dewitte, Germán Poveda, Yoo-Geun Ham, Agus Santoso, Benjamin Ng, Weston Anderson, Guojian Wang, Tao Geng, Hyun-Su Jo, José A. Marengo, Lincol KT& CV. 2020. **Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America.** *Nature Reviews Earth & Environment*. Springer US, 1(April). <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0040-3>.

West PC, Gerber JS, Engstrom PM, Mueller ND, Brauman KA, Carlson KM, Cassidy ES, Johnston M, MacDonald GK, Ray DK, Siebert S. 2014. **Leverage points for improving global food security and the environment.** *Science*, 345(6194): 325–328. <https://doi.org/10.1126/science.1246067>.

Wongchuig SC, de Paiva RCD, Siqueira V, Collischonn W. 2019. **Hydrological reanalysis across the 20th century: A case study of the Amazon Basin**. *Journal of Hydrology*. Elsevier, 570(November 2018): 755–773. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.01.025>.

Yuan X, Wood EF, Luo L, Pan M. 2011. **A first look at Climate Forecast System version 2 (CFSv2) for hydrological seasonal prediction**. *Geophysical Research Letters*, 38(13): 1–7. <https://doi.org/10.1029/2011GL047792>.

Zaks DPM, Kucharik CJ. 2011. **Data and monitoring needs for a more ecological agriculture**. *Environmental Research Letters*, 6(1). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/6/1/014017>.

Zalles V, Hansen MC, Potapov P V., Stehman S V., Tyukavina A, Pickens A, Song X, Adusei B, Okpa C, Aguilar R, John N, Chavez S. 2019. **Near doubling of Brazil's intensive row crop area since 2000 [Sustainability Science]**. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 116(2). <https://doi.org/10.1073/pnas.1810301115>.

Zhang T, Yang S, Jiang X, Zhao P. 2016. **Seasonal-interannual variation and prediction of wet and dry season rainfall over the maritime continent: Roles of ENSO and monsoon circulation**. *Journal of Climate*, 29(10): 3675. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0222.1>.

Zulkafli Z, Buytaert W, Onof C, Manz B, Tarnavsky E, Lavado W, Guyot J-L. 2014. **A Comparative Performance Analysis of TRMM 3B42 (TMPA) Versions 6 and 7 for Hydrological Applications over Andean–Amazon River Basins**. *Journal of Hydrometeorology*, 15(2): 581–592. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-094.1>.