



UFRJ

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Centro de Ciências e Matemáticas da Natureza

Instituto de Geociências

Departamento de Meteorologia

**AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES SUBSAZONAIS DE
PRECIPITAÇÃO DO MODELO ETA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO
RIO SÃO FRANCISCO**

Maria Luísa Rocha Santos da Silva

Orientadora: Prof.^a Claudine Pereira Dereczynski, Doutora

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

Rio de Janeiro, RJ - Brasil

Julho de 2021

AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES SUBSAZONAIS DE PRECIPITAÇÃO
DO MODELO ETA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SÃO
FRANCISCO

Maria Luísa Rocha Santos da Silva

PROJETO DE GRADUAÇÃO SUBMETIDO AO CORPO DOCENTE DO
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE
GECIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO
DE GRAU DE METEOROLOGISTA.

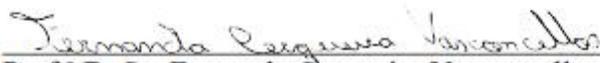
Examinado por:



Prof.º D. Sc. Claudine Pereira Dereczynski - IGEO/UFRJ
(Orientador)



M. Sc. Sin Chan Chou – CPTEC/INPE



Prof.º D. Sc. Fernanda Cerqueira Vasconcellos - IGEO/UFRJ

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

JULHO DE 2021

Agradecimentos

A Universidade Federal do Rio de Janeiro, pela oportunidade de fazer o curso de meteorologia e ao corpo docente pelos valiosos conhecimentos passados. Em especial para as minhas orientadoras, Claudine e Chou, pela dedicação e comprometimento com o meu aprendizado e pela orientação indispensável para este trabalho e para minha formação profissional. Elas abriram as portas do mundo da meteorologia para mim antes mesmo de entrar na graduação.

À minha mãe, Alessandra, que sempre me deu apoio, principalmente, incentivo nas horas difíceis, de desânimo e cansaço. Por ser exemplo de mãe e profissional e pelo amor e carinho que deu a mim e ao meu irmão. Se hoje cheguei até aqui, foi graças a toda a sua dedicação a mim durante toda a minha vida.

Ao meu namorado, Bruno, que como meu melhor amigo sempre me apoiou e incentivou incondicionalmente em todas as etapas da graduação dentro e fora da faculdade. Espero ainda viver muitas histórias ao seu lado.

Ao meu irmão, Pedro, e aos meus tios e tias que sempre acreditaram no meu potencial e na minha escolha de carreira e nos meus momentos de ausência por dedicação ao estudo, sempre fizeram entender que o futuro é feito a partir da constante dedicação no presente.

Aos meus amigos da faculdade, que foram mais que companheiros de trabalhos e estudos, fizeram parte da minha formação e vão continuar presentes em minha vida.

Resumo do projeto de Graduação apresentado ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro (IGEO/UFRJ) como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES SUBSAZONAIS DE PRECIPITAÇÃO DO MODELO ETA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SÃO FRANCISCO

Maria Luísa Rocha Santos da Silva

Julho/2021

Orientadora: Claudine Pereira Dereczynski

Curso: Meteorologia

O objetivo deste trabalho é avaliar as previsões subsazonais de precipitação do modelo regional Eta na detecção do início da estação chuvosa na Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco (BHSF). Foram avaliados acumulados de precipitação a cada 20 dias dos meses de setembro, outubro, janeiro e fevereiro (2011 a 2016), a partir de simulações em horizonte subsazonal (prazo de integração de até 60 dias) do modelo Eta-20km, aninhado ao *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), aqui denominado Eta-CFSR. Dados de precipitação gerados automaticamente a partir do *Climate Prediction Center MORPHing technique* (CMORPH) e do MERGE foram utilizados para avaliação da precipitação simulada pelo Eta-CFSR. Um método estatístico foi aplicado para determinar a performance do modelo em simular o início da estação chuvosa na região do Alto São Francisco. Os principais resultados do trabalho foram: i) O Eta-CFSR representa bem a sazonalidade do padrão de precipitação na BHSF e simula corretamente a variação sazonal e interanual da precipitação acumulada a cada vinte dias; ii) O modelo é capaz de representar o padrão da transição da estação seca para a estação chuvosa, exibindo melhores resultados nos anos de 2011 e 2015, anos marcados por fases ENOS, La Niña no primeiro e El Niño no segundo, e anomalias de temperatura da superfície do mar favoráveis, no primeiro, e desfavoráveis, no segundo ano, à ocorrência de precipitação; iii) Nos meses de janeiro e fevereiro o modelo apresentou maior dificuldade na representação dos padrões de precipitação acumulada, com superestimativas de precipitação na região do Alto São Francisco; iv) Apesar do modelo não simular corretamente a magnitude da precipitação, subestimando-a, ele representa a sazonalidade da distribuição da precipitação nas pântadas e o início da estação chuvosa, adiantando-a em no máximo 2 pântadas e atrasando-a em anos mais secos.

SUMÁRIO

1	Introdução.....	13
1.1	Objetivo	14
1.2	Estrutura.....	15
2	Revisão Bibliográfica.....	16
2.1	Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco.....	16
2.1.1	Alto São Francisco (Alto SF).....	16
2.1.2	Médio São Francisco (Médio SF)	16
2.1.3	Submédio São Francisco (Submédio SF).....	17
2.1.4	Baixo São Francisco (Baixo SF).....	17
2.1.5	Esfera Econômica da BHSF.....	18
2.2	Sistemas Atmosféricos.....	18
2.2.1	Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	18
2.2.2	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs).....	19
2.2.3	Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)	20
2.2.4	Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs)	20
2.2.5	Sistemas Frontais	20
2.2.6	Padrões de Teleconexão.....	21
2.3	Previsão subsazonal	26
2.4	Modelo Eta.....	29
2.5	Identificação do Início da Estação Chuvosa	31
3	Material e Métodos.....	35
3.1	Área de Estudo.....	35
3.2	Simulação do modelo Eta	35
3.3	Dados Observados	36
3.3.1	Avaliação das Simulações do Modelo Eta-CFSR.....	36

3.3.2	Dados Observados para análise de Sistemas de Teleconecção	37
3.4	Método Estatístico para Detecção do Início da Estação Chuvosa	37
3.4.1	Exemplo de Aplicação do Método	38
4	Resultados	40
4.1	Padrões de Teleconexão Durante o Período Analisado	40
4.2	Avaliação da Precipitação Simulada pelo Eta-CFSR	46
4.2.1	Condições Iniciais de setembro e outubro	46
4.2.2	Condições Iniciais de janeiro e fevereiro	54
4.3	Determinação do Início da Estação Chuvosa no Alto São Francisco	60
5	Conclusões	63
6	Referências	65

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco, suas quatro regiões fisiográficas e seus afluentes. Fonte: Elaborado pela aluna. 13

Figura 2.1 - (a) Gráfico esquemático que mostra a habilidade de previsão esperada com base no intervalo de previsão, desde previsões meteorológicas de curto prazo até previsões sazonais de longo prazo, incluindo fontes potenciais de previsibilidade. A habilidade relativa é baseada em diferentes períodos médios de previsão. (b) Um diagrama esquemático que destaca a relação entre os intervalos de previsão de curto prazo, prazo estendido, sub sazonal (S2S) e a longo prazo, com exemplos de informações acionáveis que podem permitir a tomada de decisões entre setores. Ações são apenas exemplos e não são exclusivas de um intervalo de previsão. Fonte: Adaptação da Figura 1 do artigo (White *et al.*, 2017). 27

Figura 3.1- Esquema "Passo a Passo", de 1 a 3, da aplicação do método de determinação da pântadas característica do início da estação chuvosa proposta no presente trabalho. (1) Organização dos dados em tabela ordenada por pântadas e suas datas iniciais e finais e os resultados das médias de precipitação por pântadas com dados do MERGE e ETA-CFSR; (2) Cálculo do limiar, $MD_{pi+2} * DP_{pi}$, com dados do MERGE no período de inverno austral (realçado em azul); (3) Aplicação do teste de lógica que determina se a média de precipitação da pântadas é maior (VERDADEIRO) ou menor (FALSO) do que o limiar daquele ano, no caso 0,211299. E pelo critério, a pântada se mostrar VERDADEIRA e ser seguida por outra na mesa situação, a determinação da pântadas característica do início da estação chuvosa (realçado 39

Figura 4.1 - Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar para o mês de setembro (esquerda) e outubro (direita) no período de 2011 a 2015 (linhas). Fonte:<<http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentoglobal/pt>>. Acesso em:09/04/2020 42

Figura 4.2 - Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar para o mês de janeiro (esquerda) e fevereiro (direita) no período de 2011 a 2015 (linhas). Fonte:<<http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentoglobal/pt>>. Acesso em:09/04/2020 43

Figura 4.3 - Esquema de Monitoramento Global do CPTEC/INPE de Radiação de Onda Longa campo nordeste para cada ano, de 2011 a 2016 (esquerda para direita). Destacado em pontilhado preto a região correspondente a longitudes do NEB. Fonte:<<http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentoglobal/pt>>. Acesso em: 09/04/2020. 45

Figura 4.4 - Precipitação (mm/20 dias) simulada pelo Eta-CFSR (a), observadas no MERGE (b) e no CMORPH (c), para 01/set-20/set (D1) nos anos 2011 a 2015.....	48
Figura 4.5 - Precipitação (mm/20 dias) simulada pelo Eta-CFSR (a), dos dados MERGE (b) e do CMORPH (c), para 21/set-10/out (D2) nos anos 2011 a 2015.	49
Figura 4.6 - Precipitação (mm/20 dias) segundo o modelo Eta-CFSR (a), dos dados MERGE (b) e do CMORPH (c), para 11/out-30/out (D3) nos anos 2011 a 2015.	49
Figura 4.7 - Diferença entre a precipitação (mm/20 dias) das simulações do Eta-CFSR e as observações MERGE (a) e CMORPH (b) para 01/set-20/set (D1) nos anos 2011 a 2015.	50
Figura 4.8 - Diferença entre a precipitação (mm/20 dias) das simulações do Eta-CFSR e as observações MERGE (a) e CMORPH (b) para 21/set-10/out (D2) nos anos 2011 a 2015.	50
Figura 4.9 - Diferença entre a precipitação (mm/20 dias) das simulações do Eta-CFSR e as observações MERGE (a) e CMORPH (b) para 11/out-30/out (D3) nos anos 2011 a 2015.	51
Figura 4.10 - Gráficos boxplot de precipitação (mm/20 dias) nos anos de 2011 a 2015, simulada (Eta-CFSR) e a observada (MERGE e CMORPH) para 01/set-20/set (D1), 21/set-10/out (D2) e 11/out-30/out (D3), para toda a BHSF e suas sub-bacias.	53
Figura 4.11 - Precipitação (mm/20 dias) segundo o modelo Eta-CFSR (a), dos dados MERGE (b) e do CMORPH (c), para 01/jan-20/jan (D4) nos anos 2012 a 2016.	55
Figura 4.12 - Precipitação (mm/20 dias) segundo o modelo Eta-CFSR (a), dos dados MERGE (b) e do CMORPH (c), para 21/jan-09/fev (D5) nos anos 2012 a 2016.....	56
Figura 4.13 - Precipitação (mm/20 dias) segundo o modelo Eta-CFSR (a), dos dados MERGE (b) e do CMORPH (c), para 10/fev-01/mar (D6) nos anos 2012 a 2016.	56
Figura 4.14 - Diferença entre a precipitação (mm/20 dias) das simulações do Eta-CFSR e as observações MERGE (a) e CMORPH (b) para 01/jan-20/jan (D4) nos anos 2012 a 2016.	57
Figura 4.15 - Diferença entre a precipitação (mm/20 dias) das simulações do Eta-CFSR e as observações MERGE (a) e CMORPH (b) para 21/jan-09/fev (D5) nos anos 2012 a 2016.	57

Figura 4.16 - Diferença entre a precipitação (mm/20 dias) das simulações do Eta-CFSR e as observações MERGE (a) e CMORPH (b) para 10/fev-01/mar (D6) nos anos 2012 a 2016. 58

Figura 4.17 - Gráficos boxplot de precipitação (mm/20 dias) nos anos de 2012 a 2016, simulada (Eta-CFSR) e observada (MERGE) para 01/jan-20/jan (D4), 21/jan-09/fev (D5) e 10/fev-01/mar (D6), para toda a BHSF e suas sub-bacias..... 59

Figura 4.18 - Definição do início da estação chuvosa para o Alto São Francisco usando métodos de pântadas (5 dias) baseados na precipitação para os anos 2011 a 2015. Linhas azul e vermelha representam médias de cinco dias precipitação (mm/dia), para o MERGE e o Eta-CFSR, respectivamente. As barras verticais indicam a pentada característica do início da estação chuvosa para MERGE, azul, e para Eta-CFSR, vermelho..... 61

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Adaptação do resumo das condições anômalas de precipitação na NEB em situações de diferentes condições no Atlântico Tropical e ENOS. Fonte: Reboita & Santos (2015).	23
Tabela 2.2 - Descrição do desenvolvimento convectivo observado nas fases da Oscilação de Madden-Julian (OMJ). Fonte: Souza e Reboita (2021)	25
Tabela 3.1 - Períodos de 20 dias considerados para análise da precipitação.....	36
Tabela 3.2 - Limiares estabelecidos por Mukaka e Moulton (2016) para classificação da correlação (CORR).	37
Tabela 4.1 - Valores dos episódios ENOS de acordo com o Multivariate ENOS Index (MEI). Os valores em vermelho (azul), indicam a fase quente (fria). Fonte: < https://psl.noaa.gov/enso/mei/ >. Acesso em:11/07/2021.	40
Tabela 4.2 - Resumo das anomalias de Temperatura da superfície do mar após análise de Anomalias de TSM no ATS (AATS) e no ATN (AATN) a partir da análise das figuras 4.1 e 4.2. “N” indica que o ano é neutro, “>0” anomalia de TSM positiva e “<0” anomalia de TSM negativa.	44
Tabela 4.3 - Resumo das condições favoráveis, neutras e desfavoráveis a ocorrência de chuva no NEB a partir da análise feita no item 4.1. “N” indica que o ano é neutro, “+” que é favorável à ocorrência de chuva e “-“ que é desfavorável à ocorrência chuva.	46
Tabela 4.4 - Correlação espacial entre a precipitação (mm/20 dias) simulada e a observada para 01/set-20/set (D1), 21/set-10/out (D2) e 11/out-30/out (D3), para os anos de 2011 a 2015, para toda a BHSF. Valores acima de 0,70 (correlação forte) estão destacados em vermelho.	52
Tabela 4.5 - Correlação espacial entre a precipitação (mm/20 dias) simulada e a observada para 01/jan-20/jan (D4), 21/jan-09/fev (D5) e 10/fev-01/mar (D6), no período de 2012 a 2016, para toda a BHSF. Valores acima de 0,7 foram destacados em vermelho.	58

LISTA DE SIGLAS

AB	Alta da Bolívia
ATN	Atlântico Tropical Norte
ATS	Atlântico Tropical Sul
BHSF	Bacia Hidrográfica do rio São Francisco
CBHSF	Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco
CFS	Climate Forecasting System
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CMORPH	Climate Prediction Center MORPHing technique
CORR	Correlação Espacial
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DJF	Dezembro, janeiro e fevereiro
DOL	Distúrbios Ondulatórios de Leste
DPpi	Desvio Padrão de precipitação das pântadas dos meses de inverno
ECMWFEPs	Weather Forecasts ensemble prediction system
EN	El Niño
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JAS	Julho, agosto e setembro
JF	Janeiro e fevereiro
JFM	Janeiro, fevereiro e março
JJA	Junho, julho e agosto
LN	La Niña
MA	Maranhão
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MCR	Modelo Climático Regional

MDpi	Média de precipitação das pântadas dos meses de inverno
MEI	<i>Multivariate ENOS Index</i>
MJJ	Maio, junho e julho
MT	Mato Grosso
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NDJ	Novembro, dezembro e janeiro
NEB	Nordeste do Brasil
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMJ	Oscilação de Madden-Julian
OQB	Oscilação Quase-Bienal
PI	Piauí
ROL	Radiação de Onda Longa
S2S	Subseasonal to Seasonal
SF	São Francisco
SO	Setembro e outubro
SON	Setembro, outubro e novembro
TO	Tocantins
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

1 Introdução

A Bacia Hidrográfica do rio São Francisco (BHSF) abrange seis estados da federação, além do Distrito Federal, apresentando as mais variadas formas de utilização de recursos hídricos (Figura 1.1). Na BHSF convivem grandes empreendimentos de geração de energia elétrica, extensas áreas agrícolas, atividades de extração e transformação de minério, núcleos urbanos de grande e médio porte, práticas agrícolas de sequeiro e áreas sujeitas a inundações, silvicultura e pesca artesanal, continental e estuária (Molinas, 2019). Dessa maneira, a bacia é caracterizada por uma complexidade e diversidade de usos e usuários d'água, que entram constantemente em conflito devido à falta deste recurso.

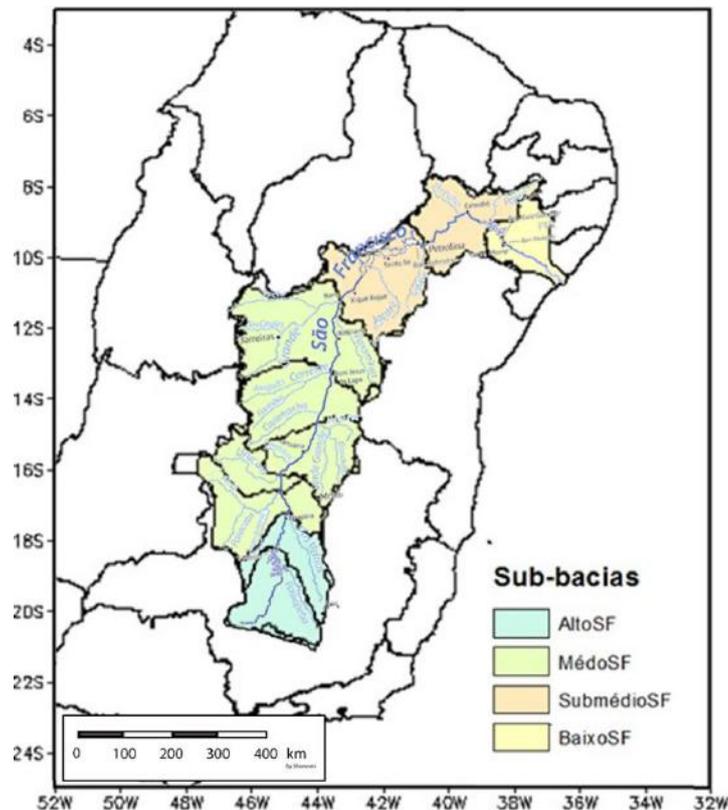


Figura 1.1 - Mapa da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco, suas quatro regiões fisiográficas e seus afluentes.

Fonte: Elaborado pela aluna.

Devido à grande extensão territorial, sendo a terceira maior bacia do Brasil, diversos sistemas meteorológicos atuam em sua área. Além disso, grande parte da BHSF está inserida na região semiárida do Nordeste brasileiro. Assim, ela apresenta grande variabilidade espaço-temporal no campo da precipitação, uma vez que essa região tem grande irregularidade temporal e espacial de chuva (MARENGO *et al.*, 2011).

Segundo o Comitê da BHSF (CBHSF), a maior precipitação média anual é da ordem de 1.400 mm e ocorre nas nascentes do rio, no Parque Nacional da Serra da Canastra em Minas Gerais, enquanto a menor é da ordem de 350 mm e tem lugar entre Sento Sé e Paulo Afonso, na Bahia (CBHSF, 2020). O trimestre mais chuvoso é de novembro a janeiro, contribuindo com 55 a 60% da precipitação anual, enquanto o período mais seco se estende de junho a agosto, sendo a transição entre o período seco para o chuvoso de setembro a outubro. Portanto, grande parte da vazão natural média do rio São Francisco (SF), em torno 2770 m³/s (valor que sofre fortes oscilações interanuais), é proveniente do estado de Minas Gerais no Alto SF, tendo representado 66% da vazão total em 2010 (Molinas, 2019).

O estudo da previsibilidade da precipitação durante o período de transição de estação seca para chuvosa na sub-bacia do Alto SF (meses de setembro e outubro) é valioso, pois o regime de chuvas nessa região é determinante para o comportamento hídrico das demais sub-bacias. A falta de chuva é a causa principal para a escassez de água na bacia, além da ação humana ao longo da calha do rio e de seus afluentes e do uso mal planejado dos recursos hídricos. Dessa forma, em períodos de baixa disponibilidade hídrica, os conflitos entre os usuários se agravam.

Dessa forma, o conceito de previsão subsazonal favorece a gestão de recursos hídricos, posto que preenche a lacuna entre a previsão do tempo a curto prazo (até duas semanas) e as projeções sazonais a longo prazo (superior a dois meses). As previsões de precipitação no horizonte entre duas semanas e dois meses, isto é, na escala subsazonal, são úteis para melhorar a gestão do uso da água na bacia. Contudo, tais previsões apresentam limitações (WHITE *et al.*, 2017), principalmente em regiões tropicais onde a previsão é altamente dependente da condição inicial, como na região do Alto e Médio SF.

1.1 Objetivo

Este trabalho tem por objetivo avaliar as simulações subsazonais de precipitação produzidas pelo modelo regional Eta aninhado ao *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), aqui denominado Eta-CFSR. Tais simulações são feitas com 20 km de resolução horizontal, sobre a região da BHSF, no período de 2011 a 2015 nos meses de setembro e outubro (avaliar a transição da estação seca para a chuvosa), e de 2012 a 2016 nos meses de janeiro e fevereiro (avaliar a qualidade de meses chuvosos). Ademais, um método estatístico é

aplicado para determinar a performance do Eta-CFSR em simular o início da estação chuvosa na região do Alto SF.

1.2 Estrutura

Esse trabalho está dividido em cinco Capítulos, incluindo esta Introdução. No Capítulo 2, Revisão Bibliográfica, os principais sistemas atmosféricos que atuam na região da bacia e alguns padrões de teleconexão conhecidos por influenciar a precipitação no Nordeste do Brasil são brevemente expostos. A seguir é apresentada a definição e a importância da previsão em horizonte subsazonal, assim como, uma apresentação do Modelo Eta. Por fim, elabora-se uma revisão da literatura sobre a identificação do início da estação chuvosa no Nordeste brasileiro (NEB) e na BHSF.

No Capítulo 3, Materiais e Métodos, apresenta-se o cenário da área de estudo no período estudado, descrição dos dados e produtos utilizados no estudo, as simulações do modelo regional Eta-CFSR, a metodologia adotada para a avaliação das simulações e o método estatístico para detecção do início da estação chuvosa, aplicado ao Eta-CFSR e aos dados observados.

No Capítulo 4, Resultados, são apresentados a análise dos padrões de teleconexão durante o período analisado, os resultados da avaliação das simulações de precipitação do modelo Eta-CFSR, para os meses de setembro e outubro e janeiro e fevereiro, e, por fim, os resultados da determinação do início da estação chuvosa no Alto SF.

Finalmente, no Capítulo 5, estão as conclusões das análises realizadas, assim como propostas para trabalhos futuros.

2 Revisão Bibliográfica

Neste Capítulo são apresentadas, em um primeiro momento, as características gerais da área de estudo, a BHSF, que envolve o Nordeste e Sudeste brasileiros. Em seguida, faz-se uma revisão sobre o horizonte de previsão subsazonal e o modelo regional Eta do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Finalmente, uma breve revisão da literatura sobre métodos de determinação do início da estação chuvosa na área de estudo é apresentada.

2.1 Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco

Com aproximadamente 2.700 km de extensão e desaguando uma vazão média de 2.810 m³/s no Oceano Atlântico, o rio SF é um dos principais rios do Brasil. A BHSF possui uma área de 639.219 km², onde habitam cerca de 13 milhões de pessoas, o que corresponde a 8% da população do país. Para fins de estudo, esta bacia é dividida em 4 sub-bacias fisiográficas: Alto, Médio, Submédio e Baixo SF (Figura 1.1).

2.1.1 Alto São Francisco (Alto SF)

O Alto SF se estende da nascente (São Roque, Serra da Canastra - MG) até as bacias do Rio Verde Grande e do Rio Carinhanha, incluindo o Distrito Federal, os estados de Minas Gerais, Goiás e uma pequena porção do extremo sul da Bahia, englobando 244 municípios. Com uma área de 235.635 km², esta sub-bacia concentra cerca de 50% da população total da BHSF. Nessa região encontra-se o cerrado mineiro, com campos, campos rupestres e florestas (CBHSF, 2019).

A precipitação média anual no Alto SF varia entre 1.100 e 2.000 mm. A estação chuvosa compreende o trimestre de novembro, dezembro e janeiro (NDJ) e a estação seca, por sua vez, junho, julho e agosto (JJA) (ANA/GEF/PNUMA/OEA, 2004). Essa sub-bacia fornece água para as demais, sendo de extrema importância o estudo do início de sua estação chuvosa.

2.1.2 Médio São Francisco (Médio SF)

O Médio SF começa no trecho a jusante das bacias do Rio Verde Grande e Rio Carinhanha e se estende até a barragem de Sobradinho. A região engloba 90 municípios em uma área de 266.972 km². Nesse território, tem-se áreas de cerrado no oeste e caatinga no

norte da Bahia. A margem esquerda do rio SF é bem mais úmida, pois os rios são permanentes, enquanto a margem direita é mais seca, já que os rios são intermitentes (CBHSF, 2019).

A precipitação média anual é mais elevada ao longo da Serra Geral de Goiás, com cerca de 1.400 mm e os menores índices são encontrados a oeste do lago de Sobradinho, com aproximadamente 600 mm. Assim como o Alto SF, esta sub-bacia tem estação seca em JJA e chuvosa em NDJ (ANA/GEF/PNUMA/OEA, 2004).

2.1.3 Submédio São Francisco (Submédio SF)

O Submédio SF se inicia no ponto imediatamente a jusante da barragem de Sobradinho e se estende até a barragem de Paulo Afonso. Engloba 92 municípios em uma área de 110.446 km² com cerca de 17% da população da bacia. Essa região é caracterizada por ter as temperaturas mais altas da bacia e ocorrências muito reduzidas e irregulares de chuvas (CBHSF, 2019).

A precipitação média anual está na faixa de 350 a 800 mm e seu principal período úmido ocorre no verão do Hemisfério Sul, no trimestre janeiro, fevereiro e março (JFM) enquanto o seco abrange os meses de julho, agosto e setembro (JAS).

2.1.4 Baixo São Francisco (Baixo SF)

O Baixo SF inicia-se no ponto imediatamente a jusante da barragem de Paulo Afonso até a foz do rio, divisa dos estados do Sergipe e Alagoas. A região engloba 80 municípios em uma área de 25.523 km² e concentra 13% da população total da bacia. A vegetação predominante é da caatinga no trecho mais alto, e mata atlântica, manguezais e restingas na região costeira (CBHSF, 2019).

A precipitação média anual é maior na zona litorânea, com cerca de 1.300 mm, e aproximadamente 600 mm na parte semiárida. A estação chuvosa da região ocorre em maio, junho e julho (MJJ) e a seca não tem meses definidos, ocorrendo de forma variável. São quatro meses de seca na faixa litorânea e, à medida que se adentra o continente, o período seco vai aumentando até atingir sete meses, na região do semiárido (ANA/GEF/PNUMA/OEA, 2004).

2.1.5 Esfera Econômica da BHSF

Na esfera econômica da bacia, tem-se a presença de indústrias e agroindústrias, zonas industriais extrativas de Minas Gerais e polos agroindustriais de grãos e fruticultura localizados ao longo do Alto, Médio e Submédio SF. Na sub-bacia do Alto SF, encontram-se indústrias siderúrgica, de mineração, química, têxtil, de papel de equipamentos industriais. Já no Baixo SF, a socioeconomia ribeirinha tem um relacionamento relevante com a agropecuária e a pesca tradicionais, porém com emergente crescimento da aquicultura, turismo e lazer (CBHSF, 2020).

O rio também constitui a base para o suprimento de energia elétrica da NEB. Os represamentos construídos nas últimas décadas correspondem atualmente a nove usinas hidrelétricas em operação (CBHSF, 2020). Dentre elas, as usinas de Três Marias (Alto SF), Sobradinho (Médio SF), Paulo Afonso (Submédio SF) e Xingó (Baixo SF), se destacam pelo grande potencial de abastecimento elétrico. O Plano Decenal (ANA/GEF/PNUMA/OEA, 2004) apontou que mais de 70% das demandas de água da bacia se destinam à irrigação, com maior concentração no Médio e Submédio SF.

2.2 Sistemas Atmosféricos

A variabilidade pluviométrica na BHSF está relacionada com as condições atmosféricas decorrentes tanto da interação entre fenômenos meteorológicos de escalas temporal e espacial distintas como da interação entre a atmosfera e os Oceanos Pacífico e Atlântico (DA SILVA, 2004).

Como a BHSF está localizada nas Regiões Sudeste e NEB, é importante o estudo dos sistemas meteorológicos característicos dessa área para, desta forma, compreender seu regime de precipitação. São eles: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN's), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL's) e os Sistemas Frontais (DOS SANTOS *et al.*, 2011). A seguir, são descritos os principais fenômenos meteorológicos que atuam na região da BHSF.

2.2.1 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

É um dos principais sistemas meteorológicos que atuam nos trópicos e é parte da circulação geral da atmosfera. A ZCIT está localizada no ramo ascendente da célula de Hadley, que ocorre na faixa equatorial no sentido norte-sul, transferindo calor e umidade dos

níveis inferiores da atmosfera para os superiores da troposfera, além de médias e altas latitudes. Em geral, ela se posiciona no cinturão de baixas pressões tropicais, caracterizado por convergência de escoamento em baixos níveis e divergência em altos níveis. É a principal fonte de precipitação da região dos trópicos devido ao favorecimento do desenvolvimento vertical de nuvens, podendo ser associada a condições de chuvas fortes.

O posicionamento da ZCIT mais ao norte ou ao sul do equador está associado com a Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Assim, ela geralmente está situada sobre ou próxima as altas TSMs. Em geral, a ZCIT se posiciona mais ao sul do equador aproximadamente no fim do período de verão no Hemisfério Sul, março e abril, e mais ao norte aproximadamente no fim do período de inverno, agosto e setembro (MELO *et al.*, 2000). Dessa forma, é possível relacionar a distribuição geral de TSMs no Atlântico Tropical com a precipitação no Nordeste. Águas mais quentes no Atlântico Sul Tropical e mais frias no Atlântico Norte Tropical estão associadas com anos chuvosos no Nordeste (Nobre & Molion, 1986).

2.2.2 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs)

Os VCANs são sistemas semiestacionários e podem durar dias. São formados por centros de pressão relativamente baixa na alta troposfera, na extremidade equatorial dos cavados oceânicos tropicais (Frank, 1970). Ademais, dependendo do perfil de estabilidade da atmosfera esse sistema pode alcançar níveis médios da atmosfera. Podem ser classificados como Palmén, quando originados em latitudes extratropicais, e Palmer quando originados em latitudes tropicais.

No Norte e Nordeste brasileiros, os VCAN's são de origem tropical e atuam com maior frequência entre dezembro e fevereiro, tendo um tempo médio de vida de 4 a 11 dias (Ferreira, Ramírez, & Gan, 2009). A formação clássica desses sistemas está associada diretamente a formação em altos níveis da Alta da Bolívia (AB) e ao deslocamento dos Sistemas Frontais para latitudes baixas desenvolvendo um Cavado em altos níveis e assim, atingindo a costa do NEB. Os VCAN's têm centro de céu limpo enquanto na periferia encontra-se nebulosidade e chuva, portanto, são conhecidos como sistemas que produzem e inibem chuva, dependendo da região do sistema (REBOITA *et al.*, 2017). Ademais, esse sistema costuma trazer precipitação ao interior do NEB.

2.2.3 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A ZCAS é uma persistente faixa de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste, que se estende do sul da Amazônia ao Atlântico Sul-Central por milhares de quilômetros, bem caracterizada nos meses de verão (Carvalho & Jones, 2009). Esse fenômeno está associado a períodos de enchentes na Região Sudeste e veranicos na Região Sul quando localizado na Região Sudeste e a períodos de enchentes na Região Sul e veranicos na Região Sudeste quando localizado mais a sul do país.

Em níveis mais baixos da atmosfera, a formação da ZCAS está associada ao escoamento de norte-noroeste que começa próximo a encosta leste dos Andes e se prolonga até a Região Sudeste do Brasil em forma de jato, possibilitando o transporte de umidade da região amazônica para o Brasil Central e Regiões Sul e Sudeste. Já em níveis mais altos da troposfera, tem-se a configuração da AB e um cavado quase-estacionário sobre o NEB (Carvalho & Jones, 2009).

2.2.4 Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs)

Os DOLs são distúrbios nos campos de vento e pressão na região dos alísios de leste e são caracterizados por aglomerados de nuvens convectivas, que se formam sobre o oceano e propagam-se de leste a oeste, acompanhando um cavado. Segundo a climatologia feita por Gomes (2012), os principais sistemas que dão origem ao DOLs são ZCIT, VCAN, Frentes Frias e conglomerados convectivos provenientes da costa oeste da África. O DOL normalmente se inclina para leste com a altitude. À parte posterior do cavado é caracterizada pela divergência em superfície (movimento vertical descendente), ou seja, tempo bom. Também é observado convergência no eixo do cavado à superfície, e por conseguinte movimento vertical ascendente. Logo, as chuvas mais intensas ocorrem após a passagem do eixo do cavado (MACHADO *et al.*, 2009). Os DOLs acontecem ao longo do ano e nas estações de verão, outono e no inverno essas ondas atingem principalmente a costa norte e leste do NEB.

2.2.5 Sistemas Frontais

Um sistema frontal é uma zona de transição entre duas massas de diferentes densidades e temperaturas, causando uma grande mudança nas variáveis meteorológicas (Cavalcanti & Kousky, Frentes Frias sobre o Brasil, 2009). No sul do NEB, os sistemas frontais têm papel importante na precipitação no período de dezembro a janeiro (Kousky,

Frontal influences on northeast Brazil., 1979). Já na costa do NEB, o aumento da precipitação no período de outono e inverno está associado à penetração de frentes frias. Estes sistemas intensificam a precipitação em anos em que os ventos alísios de sudeste são mais fortes que o normal, sobre o Oceano Atlântico oeste (Rao, Lima, & Franchito, 1993).

Segundo Chagas e Pinto (2001), as massas polares atlânticas influenciam no regime pluviométrico da bacia hidrográfica do rio Vaza-barris em Sergipe. Os pesquisadores concluíram que ocorrem chuvas bem distribuídas no litoral e mais irregulares no sertão. Já em Pernambuco, Abreu (1979) mostrou que os sistemas frontais que atingiram a região nos meses de novembro e dezembro foram responsáveis pelo início da estação chuvosa na região.

2.2.6 Padrões de Teleconexão

O conceito de teleconexão se refere ao relacionamento entre anomalias climáticas e forçantes locais, geralmente, a grandes distâncias. As teleconexões são causadas pela propagação de ondas e transporte de energia na atmosfera e nos oceanos (Liu & Alexander, 2007). Isto é, uma anomalia atmosférica ou oceânica em uma determinada região pode causar uma reação em alguma localidade que se encontra a milhares de quilômetros de distância (Reboita & Santos, 2015).

Nesse contexto, sabe-se que o regime sazonal de chuvas nas Regiões Nordeste e Sudeste é influenciado pelos fenômenos *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS), anomalias de TSM no Oceano Atlântico (Reboita & Santos, 2015) e pelas fases da Oscilação de Madden-Julien (OMJ) (Kayano & Andreoli, Clima da Região Nordeste do Brasil, 2009).

2.2.6.1 ENOS e Anomalias de TSM no Atlântico

O ENOS é um fenômeno que apresenta uma componente oceânica e atmosférica, caracterizado pela combinação do aquecimento anormal das águas do Oceano Pacífico Equatorial (componente oceânica) e do enfraquecimento dos ventos alísios na região equatorial (componente atmosférica) ou resfriamento anormal das águas do Oceano Pacífico Equatorial e intensificação dos ventos alísios na região equatorial (McPhaden, 2002). Durante o ENOS ocorre uma perturbação na circulação zonal de Walker que afeta a convecção tropical e causa distúrbios na circulação atmosférica global e, conseqüentemente, no clima (Philander, 1985). O aquecimento (resfriamento) anômalo das águas do Oceano Pacífico central leste, *El Niño* (*La Niña*), causa um desbalanço de pressão atmosférica que é chamado de Oscilação Sul (PHILANDER, 1985; TRENBERTH, 1997; MCPHADEN, 2002).

Os estudos das anomalias de TSM indicam a existência de um padrão de dipolo meridional de TSM no Atlântico Tropical com a ocorrência de anomalias positivas de TSM no Atlântico Tropical Sul (ATS) e negativas no Atlântico Tropical Norte (ATN) ou de anomalias negativas de ATS no e positivas no ATN. Entretanto, esse padrão de dipolo meridional de TSM não é muito frequente (Enfield & Alfaro, 1999) e as situações de não-dipolo também implicam num gradiente meridional de TSM no Atlântico Tropical (Moura & Shukla, 1981).

Vários estudos têm indicado que a ocorrência de *El Niño* (EN) pode causar déficit de precipitação nas Regiões Norte e NEB, enquanto a ocorrência de *La Niña* (LN) levaria ao excesso de precipitação. Entretanto, nem sempre isso é observado, pois a influência das anomalias de TSM do ATS e ATN se acopla ao efeito das anomalias de TSM do Pacífico Tropical, alterando ou fortalecendo o sinal das anomalias de precipitação sobre o Brasil tropical.

Andreoli e Kayano (2007) estudaram casos de ENOS e padrões de gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM no Atlântico para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) e março, abril e maio. Em seus resultados para DJF, período chuvoso na BHSF, observaram que quando não tinham padrões de gradiente de anomalias de TSM ocorria aumento de precipitação no norte do NEB em anos de EN e diminuição em anos de LN. Já para casos de padrões de gradiente de anomalias de TSM positivas e anos de LN, notou-se menos precipitação no norte do NEB e, com anomalias de TSM negativas, diminuição da precipitação.

Reboita e Santos (2015), analisaram a relação entre condições anômalas de precipitação e anomalias de TSM, em ATS e ATN, na NEB, para os trimestres de setembro, outubro e novembro (SON) e DJF no período de 1979 a 2011. Os resultados mais relevantes aos objetivos do presente trabalho estão resumidos na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 - Adaptação do resumo das condições anômalas de precipitação na NEB em situações de diferentes condições no Atlântico Tropical e ENOS. Fonte: Reboita e Santos (2015).

Situações	<i>El Niño</i>		<i>La Niña</i>	
	SON	DJF	SON	DJF
ATS>0	Déficit de chuva no Maranhão, Piauí e litoral leste	Déficit de chuva	Excesso de chuva no Maranhão, Piauí e Bahia	Excesso de chuva
ATN>0	Déficit de chuva no Maranhão, Piauí e litoral leste	Déficit de chuva	Excesso de chuva no Maranhão, Piauí e Bahia	Excesso de chuva, mas com déficit no Maranhão e Piauí
ATS<0	Déficit de chuva no Maranhão e litoral da Bahia	Excesso de chuva, mas com déficit no Maranhão	Déficit no litoral leste e excesso na Bahia	Déficit de chuva
ATN<0	Excesso de chuva no Maranhão e litoral leste, exceto no litoral da Bahia onde há déficit	Déficit de chuva	Excesso de chuva no Maranhão, Piauí e oeste da Bahia	Excesso de chuva no Maranhão, Piauí e litoral do Ceará e déficit na Bahia
ATS>ATN	Excesso de chuva no Maranhão e litoral leste, exceto no litoral da Bahia onde há déficit	Déficit de chuva	Excesso de chuva no Maranhão, Piauí e oeste e litoral da Bahia	Excesso de chuva no Maranhão, Piauí e Ceará e déficit na Bahia

Situações	<i>El Niño</i>		<i>La Niña</i>	
	SON	DJF	SON	DJF
ATS<ATN	Déficit de chuva no Maranhão, Piauí e oeste da Bahia e excesso no sul da Bahia	Excesso de chuva	Excesso de chuva no Maranhão, Piauí e Bahia	Déficit de chuva, mas com excesso no litoral do Rio Grande do Norte e sul da Bahia

De maneira resumida, em anos de EN e em SON, se as anomalias de ATS e ATN forem positivas, tem-se déficit de chuva no litoral leste, Maranhão e Piauí, enquanto em DJF, tem-se déficit de chuva em toda a região. Se as anomalias no ATS forem negativas, em SON (DJF), nota-se déficit de chuva no Maranhão e litoral da Bahia (excesso de chuva no Nordeste com déficit no Maranhão). Contudo, se as anomalias no ATN forem negativas ou menores que as anomalias no ATS, em SON (DJF), tem-se excesso de chuva no Maranhão e litoral leste do Nordeste brasileiro e déficit no litoral baiano (déficit de chuva). E, finalmente, no caso em que as anomalias no ATN são maiores do que as do ATS, tem-se excesso de precipitação no sul da Bahia e déficit no Maranhão Piauí e oeste da Bahia.

Já para anos de LN, se as anomalias de ATS e ATN forem positivas, tem-se excesso de chuva no Maranhão, Piauí e Bahia em SON. Já em DJF, tem-se excesso de chuva, no caso da anomalia no ATN, também déficit no Maranhão e Piauí. Para o caso em que as anomalias no ATS forem negativas, em SON (DJF), tem-se déficit de chuva no litoral leste e excesso na Bahia (déficit de chuva). Para anomalias no ATN negativas ou anomalias no ATS maiores que ATN, em SON e em DJF, nota-se excesso de chuva no Maranhão, Piauí e oeste da Bahia. E para o caso de anomalias no ATS serem menores do que as anomalias no ATN, em SON (DJF), excesso de chuva no Maranhão, Piauí e Bahia (déficit de chuva e excesso no litoral).

2.2.6.2 Oscilação de Madden-Julian (OMJ)

A OMJ é uma célula de circulação zonal com uma região de convecção flanqueada a leste e oeste por regiões supressão que se propaga para leste com origem no Oceano Índico em direção ao Pacífico Oeste. Isto é, normalmente se inicia no Oceano Índico como uma grande área de convecção e se desloca para leste. Ademais, a partir o Pacífico Oeste ela desacopla da convecção e do Oceano e só consegue ser detectada por análise de circulação de

altos níveis. Assim, vale ressaltar que, em geral, a OMJ intensifica ou inibe as chuvas formadas por outros sistemas meteorológicos.

A OMJ foi detectada e documentada nos trabalhos de Madden e Julian (Madden & Julian, Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period., 1972), que aplicaram análises espectrais às variáveis de pressão ao nível médio do mar e de componente zonal do vento em 850 hPa e 150 hPa, em dados de estações localizadas no Pacífico tropical oeste. Assim, os pesquisadores detectaram a existência de oscilações com períodos de 40 a 50 dias (escala intrasazonal) em ciclos de aumento com posterior supressão da convecção.

Muitos estudos foram feitos sobre essa oscilação, classificando-a em 8 fases (Tabela 2.2), estimando sua velocidade durante seu trajeto sempre próximo ao equador e, principalmente, buscando entender seus impactos e como ela se relaciona com outros fenômenos atmosféricos (KNUTSON e WEICKMANN, 1987; PARKER, 1973; ZANGVIL, 1975; HENDON e SALBY, 1994; WALISER *et al.*, 2009). Em geral, durante as fases 1, 2 e 8 (4, 5 e 6), a OMJ favorece e intensifica (desfavorece) a formação das chuvas. De acordo com (Kayano & Kousky, Intraseasonal (30–60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution., 1999), dependendo da fase da oscilação por vezes a OMJ favorece ou desfavorece a formação de chuvas no Brasil nas Regiões Norte e Nordeste, sobretudo no NEB, que possui estação chuvosa curta.

Tabela 2.2 - Descrição do desenvolvimento convectivo observado nas fases da Oscilação de Madden-Julian (OMJ). Fonte: Souza e Reboita (2021)

Fases da Oscilação de Madden-Julian	Desenvolvimento convectivo observado
1	Convecção intensa no oeste do Oceano Índico
2 e 3	Deslocamento da convecção para o Oceano Índico e Índia.
4 e 5	Convecção intensa chega na Indonésia e Pacífico Ocidental
6, 7 e 8	Convecção intensa se desloca mais para leste do Pacífico e eventualmente se dissipa no Pacífico Central ou Norte da América do Sul

Segundo De Souza e Ambrizzi (2006), quando a área de convecção mais intensa está posicionada próxima à Indonésia, movimentos subsidentes anômalos ocorrem sobre o Norte e NEB, inibindo a formação de chuvas. Por outro lado, quando os movimentos subsidentes estão inibindo a formação de chuvas sobre a Indonésia, uma área de movimentos ascendentes favorece a formação de chuvas no NEB.

Além disso, alguns autores (LAU e CHAN, 1986; MADDEN e JULIAN, 1971; MADDEN e JULIAN, 1972; ROPELEWSKI e HALPERT, 1987; TRENBERTH, 1997) começaram a relacionar a OMJ com a ENOS. De acordo com Waliser *et al.* (2009), a OMJ é fraca ou ausente em anos de EN e favorecida em anos de ENOS neutro ou LN.

2.3 Previsão subsazonal

Os modelos numéricos de tempo e clima são importantes ferramentas que auxiliam no entendimento dos fenômenos meteorológicos, bem como nas previsões do estado futuro da atmosfera em diferentes escalas espaço-temporais (MOURA *et al.*, 2010). A previsão subazonal preenche a lacuna entre a previsão do tempo a curto prazo (até duas semanas) e as sazonais a longo prazo (até pouco mais de quatro meses) (Figura 2.1a). Decisões em vários setores são tomadas nesse intervalo de tempo, e, portanto, há uma grande demanda por essa nova geração de previsões (Figura 2.1b). Ela pode ser aplicada na redução de desastres, previsão de enchentes e secas, saúde pública, desenvolvimento de planos de contingência, geração e gerenciamento de energia, gestão de águas, agricultura, planejamento do cultivo, e setores emergentes, como pesca marinha e aquicultura, gerenciamento de incêndios, vendas ou até mesmo preparação para eventos climáticos, como ondas de calor, ciclones tropicais e neve (WHITE *et al.*, 2017).

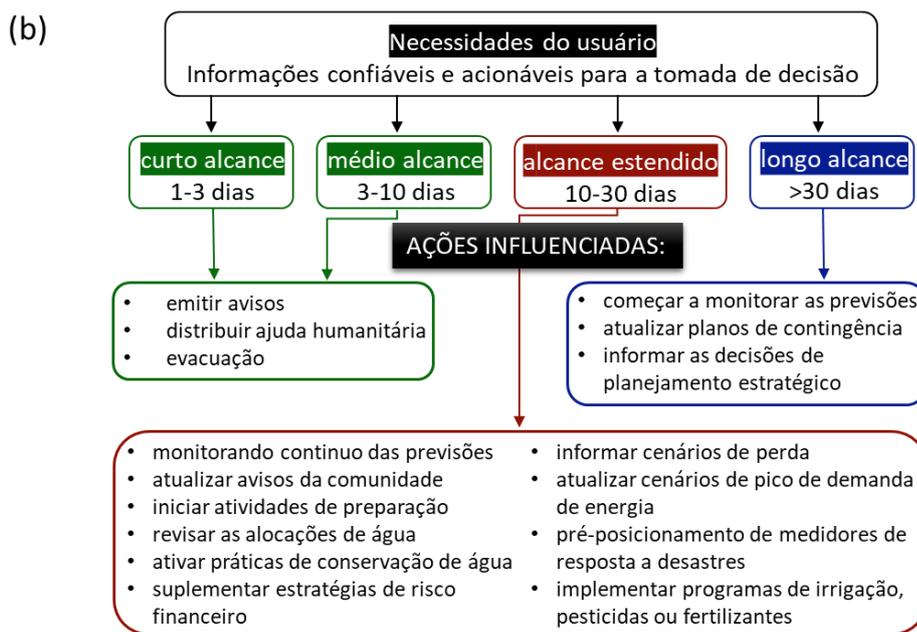
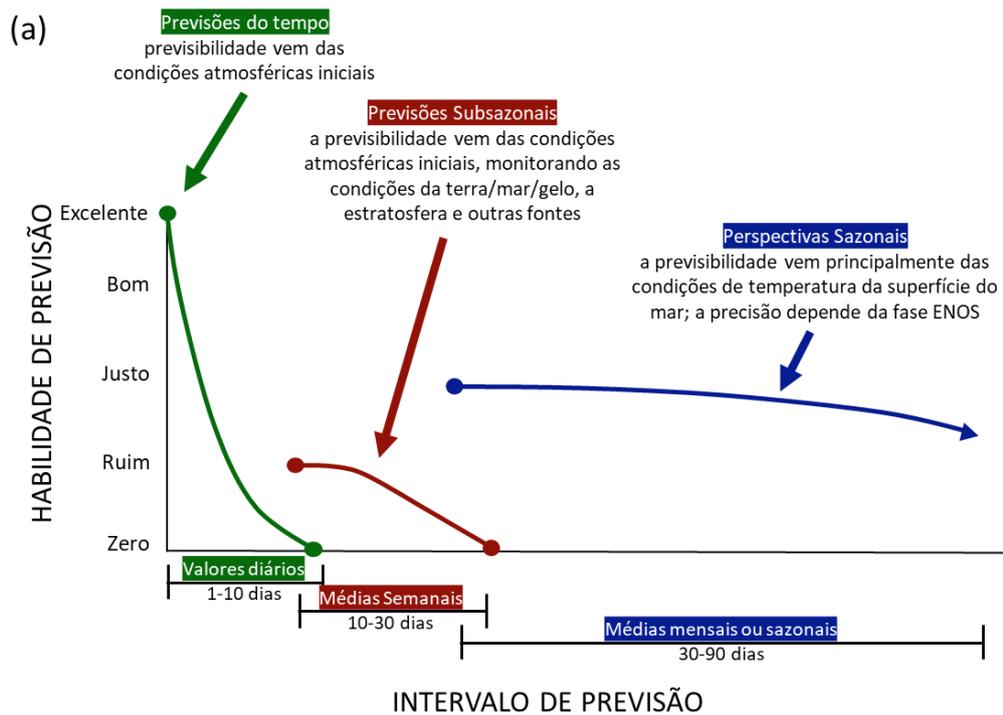


Figura 2.1 - (a) Gráfico esquemático que mostra a habilidade de previsão esperada com base no intervalo de previsão, desde previsões meteorológicas de curto prazo até previsões sazonais de longo prazo, incluindo fontes potenciais de previsibilidade. A habilidade relativa é baseada em diferentes períodos médios de previsão. (b) Um diagrama esquemático que destaca a relação entre os intervalos de previsão de curto prazo, prazo estendido, subazonal (S2S) e a longo prazo, com exemplos de informações acionáveis que podem permitir a tomada de decisões entre setores. Ações são apenas exemplos e não são exclusivas de um intervalo de previsão. Fonte:

Adaptação da Figura 1 do artigo (White *et al.*, 2017).

A previsão subsazonal está em um estágio relativamente inicial de desenvolvimento, desde maio de 2015, na plataforma *The Subseasonal to Seasonal (S2S) Prediction Project Database*. É uma iniciativa do *World Weather Research Programme/World Climate Research Programme* que conta com a colaboração de muitos centros de pesquisa interessados em desenvolver previsões nesse horizonte temporal (VITART *et al.*, 2017). Esforços internacionais estão em andamento para identificar as principais fontes de previsibilidade, melhorar as habilidades de previsão e operacionalizar aspectos das previsões.

Contudo, ainda existem desafios no avanço desse horizonte. Segundo Bauer e Thorpe (2015), uma boa previsão exige uma boa representação dos fenômenos climáticos, bem como das leis físicas que se aplicam a todas as escalas de tempo da previsão. Embora a previsão do tempo de curto a médio prazo seja baseada nas condições atmosféricas iniciais, para a previsão sazonal as condições iniciais do sistema terra-oceano acoplado são mais importantes, com componentes que variam rapidamente na atmosfera, muitas vezes menos bem previstos e inicializados. Dessa forma, a escala de tempo do subsazonal fica entre esses intervalos de tempo e é influenciada pelas condições iniciais da atmosfera e pelas condições de contorno que evoluem mais lentamente, como TSMs, umidade do solo e componentes do gelo do mar. São essas diferentes escalas de tempo e espaço da atmosfera que tornam a previsão subsazonal um grande desafio (WHITE *et al.*, 2017). Por isso, é importante que os experimentos sejam avaliados.

Em 2016, Mass e Weber (2016) avaliaram o desempenho da previsão para cinco semanas a partir do *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Climate Forecasting System (CFS)* e mostram uma perda de previsibilidade em aproximadamente três semanas, com a TSM mantendo a previsibilidade por mais tempo do que as variáveis atmosféricas. Ademais, um grande problema do modelo é a incapacidade de simular a convecção tropical e a previsão de eventos climáticos extremos sobre as latitudes médias.

Então, em 2017, Mass e Weber realizaram a avaliação do mesmo modelo, CFS, agora com 4 membros, focando na convecção tropical e nas distribuições espaciais e temporais de erro para variáveis atmosféricas em grande escala. Com a persistência dos problemas publicados em 2016, os autores atribuíram os erros de representação a problemas com a parametrização convectiva e os vieses de estado médio associados, que conseqüentemente afetam as teleconexões atmosféricas e podem degradar a habilidade de previsão global estendida.

Muitos trabalhos também aplicaram o horizonte subsazonal para alguma finalidade. Baggett *et al.*, em 2017, mostraram que quando há atividade intensa da OMJ e da Oscilação Quase-Bienal (OQB), tem-se bom desempenho na previsão de três a cinco semanas do fenômeno dos rios atmosféricos (plumas alongadas de transporte intenso de umidade, capazes de produzir tempo extremo e impactante). Assim, em 2019, DeFlorio *et al.*, avaliaram previsões de rios atmosféricos para o estado da Califórnia e concluíram que a previsibilidade melhora durante as fases 1 e 8 da OMJ e piora significativamente durante a fase 4.

Em 2019, o horizonte subsazonal também foi aplicado na área de hidrologia e gestão de recursos hídricos. Foi criado um sistema que transforma previsões dos modelos CFS em resultados de vazão para algumas bacias hidrográficas norte americanas (Baker, Wood, & Rajagopalan, 2019). Ademais, esse sistema foi feito para melhorar o preparo para períodos de secas, com foco em previsões de um mês. Testes estatísticos foram aplicados às saídas de previsão do *Weather Forecasts Ensemble Prediction System* (ECMWFEPS), validando se as ocorrências previstas foram reais ou alarmes falsos (RICHARDSON *et al.*, 2020). Os casos em que a estatística era alta e significativa representaram bem o início e o término dos períodos secos.

Para a indústria de energia, as saídas das previsões subsazonais foram convertidas na previsão de demanda de energia do mês seguinte. Dorrington *et al.*, em 2020, usaram a temperatura da superfície como preditor, desenvolveram uma estratégia de negociação e avaliaram o valor financeiro, com base na demanda real de energia e em seus preços. Os pesquisadores concluíram que, embora o sistema desenvolvido capture bem o desempenho das previsões de curto alcance, ele perde o valor marginal presente nas previsões de longo alcance (DORRINGTON *et al.*, 2020).

No Brasil, as previsões climáticas subsazonais estão começando a ser desenvolvidas e validadas por alguns grupos de pesquisas.

2.4 Modelo Eta

A utilização de modelos climáticos regionais (MCRs) acoplados a modelos de circulação geral da atmosfera (MCGAs) é uma técnica denominada downscaling (regionalização). Nesta técnica, as características locais de uma região, tais como a topografia, a vegetação e o tipo solo, que não são representadas nos modelos globais, são incorporadas nas integrações pelos modelos regionais. Desta forma, os modelos globais ficam responsáveis

por responder à influência da circulação atmosférica de grande escala, enquanto os modelos regionais trabalham baseados nas forçantes dos efeitos locais, sendo também influenciados pelas forçantes do modelo global (CABRAL *et al.*, 2016)

O modelo Eta (MESINGER *et al.*, 2012), tem sido utilizado no INPE para produzir previsões para a América do Sul em diferentes horizontes temporais, por exemplo para previsão de tempo (SELUCHI E CHOU, 2009; SELUCHI *et al.*, 2011; SIQUEIRA *et al.*, 2016), previsão subsazonal (CHOU *et al.*, 2015) e sazonal (CHOU *et al.*, 2005; PILOTTO *et al.*, 2012; RESENDE e CHOU, 2015; CHOU *et al.*, 2018; FERREIRA e CHOU, 2019; CHOU *et al.*, 2019).

O modelo usa as seguintes variáveis como dados de entrada: temperatura do ar, componentes zonal e meridional do vento, umidade específica, pressão à superfície e energia cinética turbulenta. Além disso, busca prever com maiores detalhes sistemas organizados em escalas sinóticas e mesoescala, como frentes frias, brisa marítima e tempestades severas. Devido à complexidade e à variabilidade dos sistemas nesta escala, a previsibilidade é menor e as previsões são de curto prazo (CHOU *et al.*, 2015).

Nesta seção, são descritas as aplicações e desempenho do modelo Eta/INPE na representação da variável de precipitação. Em 2000, Chou, Nunes e Cavalcanti, avaliaram um mês de previsão do modelo Eta na América do Sul para um mês mais seco (agosto) e um mês úmido (novembro) e concluíram que o modelo Eta representa melhor a precipitação mensal do que o modelo global CPTEC/COLA. Em 2005, Chou *et al.* produziram previsões sazonais (4,5 meses) do modelo Eta acoplado ao CPTEC/COLA e mostraram redução da superestimativa da precipitação do modelo global nas doze integrações feitas, aproximando-se dos valores observados. Além disso, o modelo simula de maneira satisfatória eventos de precipitação de grande escala sobre a América do Sul, como ZCIT, ZCAS e a convecção amazônica.

Em 2006, Chou, Bustamente e Gomes, avaliaram previsões de 72 horas de casos de chuvas fortes pelo uso de conjuntos de previsões de curto prazo na região da Serra do Mar, a fim de fornecer informações mais confiáveis à defesa civil e outros tomadores de decisão. A avaliação foi feita para o Eta-40km e Eta-10km com condições iniciais de análises do modelo global do NCEP e condições de contorno atualizadas a cada seis horas com as previsões do modelo global do CPTEC no Eta-40km e o próprio Eta-40km para o Eta-10km. Finalmente, os pesquisadores concluíram que a diminuição da grade favorece a previsibilidade de

precipitação intensa, contudo, a precipitação causada por forçamento local mostrou menor confiabilidade nas previsões de eventos intensos.

Em relação a BHSF, Weber *et al.* (2016), avaliaram a previsões sazonais de precipitação do modelo Eta para estação chuvosa do Alto SF iniciadas dos dias 13 a 17 de outubro até 28 de fevereiro dos anos de 2001 a 2010. Os pesquisadores concluíram que as previsões para a região no período chuvoso têm baixa confiabilidade e que previsões de precipitação são subestimadas. Ademais, a topografia bastante acentuada da sub-bacia reduz o desempenho dos modelos numéricos. Nesse mesmo ano, Vieira *et al.* (2016), avaliaram 25 eventos de chuva intensa em duas resoluções espaciais (8 km e 40 km) no Alto SF com previsões de 72 horas do modelo Eta. Eles constataram que o Eta-8km apresenta melhor performance comparado ao Eta-40km, para prever a chuva diária moderada a forte e pior performance para prever chuva fraca. Além disso, notaram que quando o modelo Global do CPTEC/INPE erra o posicionamento do sistema meteorológico atuante, ambas as versões do modelo Eta são afetadas, ratificando a importância das condições de contorno.

Para o prazo subsazonal, Chou *et al.* (CHOU *et al.*, 2015), avaliaram a previsão de 50 dias do modelo ETA aninhado ao BESM para o período de fevereiro a março de 2015 em três bacias hidrográficas (Paraná, Tocantins e SF) com 10 integrações. Nesse estudo os pesquisadores concluíram que essas previsões permitem capturar a variabilidade intrasazonal da precipitação, principalmente para bacia do rio Paraná. Já em 2018, Chou *et al.* avaliaram previsões sazonais (4,5 meses) e subsazonais (50 dias) na América do Sul aninhados ao modelo global do CPTEC/OAGCM com 40 km de resolução. Nessa avaliação, observaram que as previsões sazonais diminuíram os erros do modelo global e que apesar das previsões subsazonais do modelo não representarem a magnitude da precipitação elas foram capazes de melhorar a previsão.

2.5 Identificação do Início da Estação Chuvosa

Muitos estudos foram realizados para determinar o início da estação chuvosa devido à importância para a gestão de diversos órgãos operacionais. A definição do período de início das chuvas é bastante complexa devido à natureza irregular e intermitente da precipitação tropical, isto é, existe a possibilidade de haver dias secos dentro de um período chuvoso (DE CALBETE *et al.*, 2006). Nesta Seção, serão apresentados alguns trabalhos que aplicaram métodos na região que abrangem a BHSF.

Há diversos métodos para a estimativa do início e fim da estação chuvosa, como os baseados na precipitação acumulada (MARENGO *et al.*, 2001; GRANTZ, 2007), porcentagem acumulada da precipitação média (Odekunle, 2004) e probabilidade diária de precipitação (GAR BUTT *et al.*, 1981; ODEKUNLE, 2004, LIMA e LALL, 2009). Na maioria dos trabalhos, a variável precipitação é avaliada em períodos de 5 a 10 dias, facilitando a determinação de períodos de início da estação chuvosa. Esses métodos são baseados em limiares de precipitação acumulada, e por isso, apresentam limitações de representatividade de uma região, uma vez que variam de acordo com a região estudada. Dessa forma, não existe um método padrão utilizado na literatura que possa ser aplicado universalmente, sendo ideal buscar um método que satisfaça o interesse de cada pesquisa.

Em 2017, um método aplicado inicialmente na Austrália (Cook & Heerdegen, 2001), foi aplicado para todo o Brasil por Arantes *et al.*. A metodologia consistiu em determinar o período de início da estação chuvosa quando a probabilidade de dez dias secos fosse menor que 0,5. O período analisado foi de 1998 a 2015 e usaram o mesmo limiar de 0,5 usado por Cook e Heerdegen em 2001, com dados de imagens de precipitação mensal (mm) do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measurement Mission*). Apesar de apresentar bons resultados em grande parte do país, por considerar um limiar único para toda região de estudo, esse critério apresentou subestimativa ou superestimativa em alguns estados.

Métodos de determinação do início da estação chuvosa também foram aplicados exclusivamente no NEB. Brito, Nobre e Zaranza (1991), reuniram dados de precipitação de 28 estações pluviométricas e após consisti-las estatisticamente, analisaram índices de anomalias de precipitação antes e durante a estação chuvosa. Nesse trabalho, os autores concluíram que na região sul do Nordeste o início da estação chuvosa se inicia em outubro e termina em janeiro e na região norte do Nordeste inicia em fevereiro e termina em maio. Já Lima e Lall, em 2009 e 2010, determinaram o início da estação chuvosa com base na variação sazonal na ocorrência de chuvas no NEB. Assim, eles aplicaram um modelo estatístico baseado na avaliação da ocorrência diária de chuvas com dados binários, dia chuvoso 1 e dia seco 0, em 504 locais localizados no NEB. Nesse trabalho os pesquisadores concluíram que o no norte do NEB o início da estação chuvosa é mais provável de começar aproximadamente a partir do dia Juliano 110 (abril), no nordeste do NEB a partir do dia Juliano 160 (junho) e no sul do NEB a partir do dia 365 (dezembro).

O método de pântadas, isto é fracionar 365 dias (um ano completo) em períodos de cinco dias fixos (total de 73 pântadas), foi aplicado no Brasil por diversos autores: Marengo *et*

al. (2001); Veiga *et al.* (2002); Cavalcante, (2003); Alves *et al.* (2005); Minuzzi *et al.* (2006) e Liebmann *et al.*, 2007. Marengo *et al.* em 2001, determinaram o início e final da estação chuvosa na região amazônica a partir do aumento do valor diário em relação a sua média climatológica. Dessa forma, em 2007, Liebmann *et al.* aplicaram o mesmo método para toda a região da América do Sul avaliando o desempenho do MCGA ECHAM 4.5, comparando e contrastando com observações quando possível. Nesse último, os pesquisadores concluíram que os resultados para o NEB são realísticos e o início da estação chuvosa ocorre, na maioria dos anos analisados, a partir do dia 19 de novembro.

A partir de análise conjunta dos dados de precipitação diária produzidos pelo *Climate Prediction Center* norte americano e usando um limiar de chuva média em pântadas, Alves *et al.* em 2005 obtiveram resultados que indicam o início da estação chuvosa na Região Sudeste na pântada 57 do ano (8 a 12 de outubro), com desvio padrão de ± 2 pântadas. No sul de Minas Gerais, o início da estação chuvosa ocorre nas pântadas 57-58, enquanto no norte do estado, o início da estação chuvosa ocorre entre as pântadas 60-62 (ALVES *et al.*, 2005). Em 2006, Minuzzi *et al.* analisaram as datas de início do período chuvoso exclusivamente para o estado de Minas Gerais baseados em dados pluviométricos a partir do estudo da variabilidade interanual de cada estação. Os resultados obtidos por eles também apontam o período chuvoso entre o final de setembro e início de novembro em Minas Gerais.

Ademais, a variável de Radiação de Onda Longa (ROL) também é utilizada para determinar o início da estação chuvosa. A utilização de ROL é uma alternativa, especialmente em regiões com poucas observações de chuva, como os oceanos, pois é indicativo da presença de nuvens e, conseqüentemente, da probabilidade de precipitação (Lima & Lall, 2009). As limitações de utilizar a variável ROL se devem ao fato de que nem todas as nuvens que emitem baixos valores de ROL são nuvens precipitantes, existindo, portanto, a possibilidade de superestimativa de precipitação e adiantamento do início da estação chuvosa em relação ao que de fato é observado (Kousky, Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector., 1988).

Kousky (1988) utilizou o sensoriamento remoto como ferramenta para determinar o início da estação chuvosa no Brasil. Ele adotou a metodologia de pântadas para o período de 1979 a 1987. O seguinte critério foi aplicado: (a) ROL média inferior a 240 Wm^{-2} ; (b) pelo menos 10 das 12 pântadas anteriores com ROL média superior a 240 Wm^{-2} e (c) ao menos 10 das 12 pântadas posteriores apresentando ROL média inferior a 240 Wm^{-2} . Nesse trabalho, concluiu que a estação chuvosa mais curta do Brasil é no NEB e, em geral, entre Fevereiro e

Abril e entre Outubro e Janeiro mais a sul da Região. Em 2003, na região do Alto SF, Marengo *et al.* aplicaram o método de Kousky (1988) e concluíram que as pântadas de ROL proporcionam resultados detalhados na identificação do início da estação chuvosa na região das bacias em escala mensal. Assim, como resultado, no Alto SF o início da estação chuvosa acontece em setembro, se intensifica em outubro e tem seu máximo em dezembro e janeiro.

Para a Região Sudeste, Alves, Marengo e Castro (2002), alteraram os limiares dos critérios propostos por Kousky (1988), Virmani (1975) e Sugahara (1991). Os autores definiram três limiares para a variável ROL (240, 230 e 220 Wm^{-2} /pântadas) e quatro limiares para variável precipitação (2, 3, 4 e 5 mm/dia.pântadas). Assim como os resultados encontrados por Alves *et al.* (2005) e Minuzzi *et al.* (2006), os autores concluíram que a estação chuvosa tem início entre o fim de setembro e início de novembro (pântadas 56-64).

Na região de monção da América do Sul, ainda utilizando dados de ROL, Veiga *et al.* (2002) e Marengo *et al.* (2003) e Rao *et al.* (1993) mostraram que a estação chuvosa se inicia entre as pântadas 54-56 no Sudeste do Brasil. Esses resultados coincidem com o início da estação chuvosa observado por Sugahara (1991) no Sudeste do Brasil. Ademais, Rodrigues *et al.* (2021) propuseram determinar o início da estação chuvosa por meio do cálculo da radiação onda longa assimétrica em pântadas em regiões da Monção da América do Sul e Atlântico Tropical Norte. Após aplicação de testes de significância estatística e filtro médio de 5 pântadas determinavam as datas para início e fim da estação chuvosa. Os resultados encontrados foram semelhantes aos anteriormente encontrados na literatura e a metodologia se mostra ideal para operacionalização em órgãos de monitoramento climático.

3 Material e Métodos

Neste Capítulo apresenta-se: i) a área de estudo; ii) as simulações do modelo regional Eta; iii) dados observados e iv) o método estatístico para detecção do início da estação chuvosa do modelo Eta.

3.1 Área de Estudo

A avaliação das previsões de precipitação foi realizada na BHSF e suas quatro sub-bacias (Figura 1.1). Destaca-se que a bacia compreende uma parte significativa do Polígono das Secas, que constitui um território reconhecido pela legislação como sujeito a períodos críticos de prolongadas estiagens e situa-se, majoritariamente, no NEB, estendendo-se até o norte de Minas Gerais (Da Silva & Clarke, 2004).

3.2 Simulação do modelo Eta

Simulações no horizonte subsazonal do modelo Eta foram geradas para o prazo de integração de 60 dias, iniciadas nos meses de setembro e janeiro. A resolução horizontal do modelo é de 20 km. As condições iniciais e de contorno do modelo foram obtidas do CFSR (SAHA *et al.*, 2010). Tal configuração será referida como Eta-CFSR ao longo deste trabalho. A análise acerca do desempenho do modelo foi realizada considerando o período entre 2011 e 2015, nas simulações iniciadas em primeiro de setembro (para avaliar a transição da estação seca para a estação chuvosa), e entre 2012 e 2016, nas simulações iniciadas em primeiro de janeiro (para avaliar a qualidade do período chuvoso).

As equações do modelo são resolvidas na grade E de Arakawa e a integração no tempo é *split-explicit*, usando os esquemas *forward-backward* e *Euler-backward* modificados por Janjic (1979). O Eta é um modelo de volume finito completo, já que a advecção horizontal do modelo segue a abordagem de Arakawa (JANJIC, 1984) e a advecção vertical usa o esquema linear por partes. O pacote de física do modelo em sua versão climática usa o esquema Betts-Miller (BETTS e MILLER, 1986) para representar a precipitação convectiva e o esquema Zhao (ZHAO e CARR, 1997) para representar precipitação em grande escala. A componente de radiação de onda longa é resolvida por Schwarzkopf e Fels (1991) e a componente de onda curta é resolvida por Lacis e Hansen (1974). A camada de superfície é baseada na teoria de

similaridade Monin-Obukhov e nas funções de estabilidade de Paulson (1970). Os processos de superfície da terra são representados pelo esquema NOAH (EK *et al.*, 2003).

3.3 Dados Observados

3.3.1 Avaliação das Simulações do Modelo Eta-CFSR

A partir dos dados observados de precipitação do *Climate Prediction Center MORPHing technique* (CMORPH) (JOYCE *et al.*, 2004) e do MERGE (ROZANTE *et al.*, 2010) foram avaliadas as integrações subsazonais do modelo, considerando a precipitação acumulada em 20 dias. Para tornar possível a comparação das simulações e dos dados observados os dados do CMORPH foram interpolados de 8km para 20km e do MERGE de 22,2km para 20km. As simulações foram avaliadas no período entre 2011 e 2015, iniciadas em setembro, e entre 2012 e 2016, iniciadas em janeiro (ver Tabela 3.1). Nos anos bissextos (2012 e 2016) a precipitação acumulada no dia 29 de fevereiro foi desconsiderada nos dados simulados e observacionais.

Tabela 3.1 - Períodos de 20 dias considerados para análise da precipitação.

Anos	Sigla do Período	Período para acúmulo da precipitação
2011-2015	D1	01/set-20/set
	D2	21/set-10/out
	D3	11/out-30/out
2012-2016	D4	01/jan-20/jan
	D5	21/jan-09/fev
	D6	10/fev-01/mar

A fim de quantificar a correspondência dos resultados das simulações com os dados observados, calcula-se a correlação espacial (CORR) entre CMORPH e simulação e entre MERGE e simulação. A CORR evidencia o vínculo existente entre duas variáveis espacialmente distribuídas, positiva ou negativamente (Wilks, 2011). A Equação 1 mostra a correlação entre as variáveis x e y. Neste trabalho a CORR foi calculada apenas no interior da BHSF, com x representando a previsão e o y o dado observado.

$$CORR = \frac{\sum_i(x^2-\bar{x})(y^2-\bar{y})}{\sqrt{\sum_i(x^2-\bar{x})^2}\sqrt{\sum_i(y^2-\bar{y})^2}} \quad (\text{Equação 1})$$

Mukaka e Moulton (2016) classificam a CORR de acordo com os limiares apresentados na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 - Limiares estabelecidos por Mukaka e Moulton (2016) para classificação da correlação (CORR).

Classificação da CORR	Valor da CORR
Muito forte	$CORR \geq 0,9$
Forte	$0,7 \leq CORR < 0,9$
Moderada	$0,5 \leq CORR < 0,7$
Fraca	$0,3 \leq CORR < 0,5$
Muito fraca	$0 \leq CORR < 0,3$

3.3.2 Dados Observados para análise de Sistemas de Teleconexão

Neste trabalho foi adotado como critério de classificação do índice ENOS o *Multivariate ENOS Index* (MEIv.2), calculado pelo *National Weather Service/Physical Sciences Laboratory* (Wolter & Timlin, 2011). O MEI consiste na utilização e integração da análise de componentes principais em várias variáveis em índices ENOS a cada dois meses. Segundo Wolter e Timlin (2011), o índice MEIv.2 é mais estável quando comparado a maioria dos índices em tempo real do ENOS e captura com mais eficiência sua sazonalidade.

Os campos de anomalia de TSM mensal disponibilizados pelo CPTEC/INPE foram analisados (CPTEC/INPE, 2021). Ademais, os campos de anomalia de ROL do Monitoramento Global, também do CPTEC/INPE, foram utilizados para análise das fases da OMJ.

3.4 Método Estatístico para Detecção do Início da Estação Chuvosa

Essa metodologia foi aplicada à sub-bacia do Alto SF considerando o período de estação seca nos meses de inverno austral (junho, julho e agosto) e o período de transição da estação seca para a estação chuvosa nos meses de setembro e outubro. O método consiste em avaliar a chuva média a cada 5 dias (pêntadas) de um ano, totalizando, 73 pêntadas fixas. Calcula-se o desvio padrão (DPpi) e a média de precipitação (MDpi) das pêntadas dos meses de inverno no Hemisfério Sul (20/jun a 22/set, aproximação de estação seca no Alto SF (Molinas, 2019), pêntadas 35 a 53, dos dados observados para cada ano.

Considerando a distribuição da média de precipitação por pântadas na estação seca semelhante a curvatura Normal, estima-se um limiar representativo da pântadas característica do início da estação chuvosa para cada ano analisado: $(MD_{pi}) + 2 * (DP_{pi})$. Como o limiar é composto por resultados oriundos de uma amostra de pântadas de um mesmo ano e base de dados, é garantida uma consistência estatística nos resultados.

Dessa forma, a pântadas representativa do início da estação chuvosa é aquela que obtiver média de precipitação maior que o limiar do seu ano e for seguida de outra pântadas na mesma situação. O limiar é calculado pelos dados observacionais, MERGE (ROZANTE *et al.*, 2010), e depois comparado com resultados do Eta-CFSR, possibilitando a comparação das pântadas características da observação e da previsão. Os dados do MERGE foram utilizados uma vez que apresentaram melhores resultados quando comparado com o CMORPH (seção 4.2.1).

3.4.1 Exemplo de Aplicação do Método

Esta subseção tem por objetivo exemplificar a aplicação do método descrito na Seção 3.3.2. Um esquema “Passo a Passo” é exposto abaixo, Figura 3.1, e foi elaborado com resultados de médias de precipitação por pântadas na região do Alto SF no ano de 2011. Seguindo a estrutura do esquema apresentado na Figura 3.1, primeiro foram extraídos dados das médias de precipitação em cada pântada dos dados observados e das simulações e, a seguir, esses resultados foram adicionados a uma tabela ordenada por pântadas.

No segundo passo calcula-se a média e o desvio padrão das médias de precipitação das pântadas do dado observado, MD_{pi} e DP_{pi} , respectivamente. A partir desses valores é calculado o limiar, $MD_{pi}+2*DP_{pi}$, que para o ano de 2011 é 0,211299 mm/dia. Dessa forma, no último passo é aplicado o teste de lógica para o dado observado e para a simulação, sendo o critério que a média de precipitação da pântada seja maior que o limiar (VERDADEIRO). A pântadas característica do início da estação chuvosa é aquela que obedecer ao critério estabelecido e for seguida por uma pântadas na mesma situação (destaques em vermelho no terceiro passo). No exemplo de 2011, o início da estação chuvosa ocorreu na pântadas 56 para o dado observado e na pântadas 54 para a simulação.

Passo a Passo
Determinação da pentada característica do início da estação chuvosa

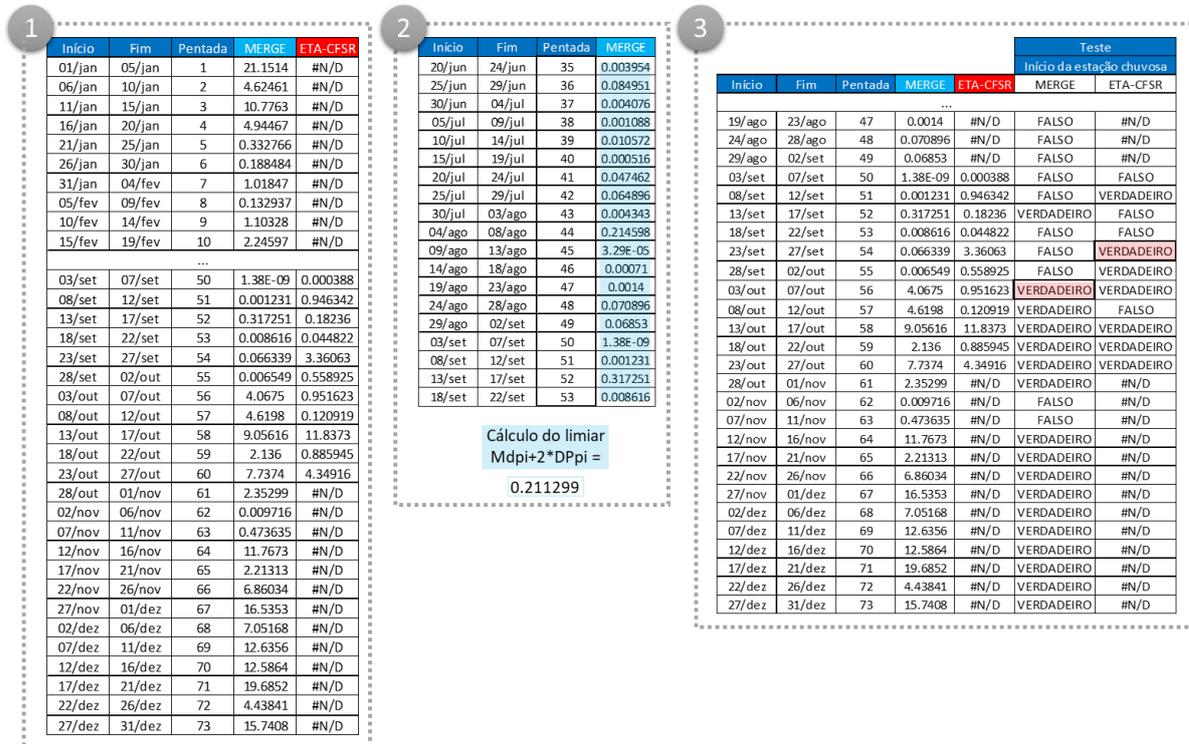


Figura 3.1- Esquema "Passo a Passo", de 1 a 3, da aplicação do método de determinação da pântadas característica do início da estação chuvosa proposta no presente trabalho. (1) Organização dos dados em tabela ordenada por pântadas e suas datas iniciais e finais e os resultados das médias de precipitação por pântadas com dados do MERGE e ETA-CFSR; (2) Cálculo do limiar, $MDpi+2*DPpi$, com dados do MERGE no período de inverno austral (realçado em azul); (3) Aplicação do teste de lógica que determina se a média de precipitação da pântadas é maior (VERDADEIRO) ou menor (FALSO) do que o limiar daquele ano, no caso 0,211299. E pelo critério, a pântada se mostrar VERDADEIRA e ser seguida por outra na mesa situação, a determinação da pântadas característica do início da estação chuvosa (realçado em vermelho).

4 Resultados

Neste Capítulo analisa-se o comportamento dos padrões de teleconexão durante o período analisado (Seção 4.1), os resultados da avaliação das simulações de precipitação do modelo Eta-CFSR (Seção 4.2) e os resultados da determinação do início da estação chuvosa no Alto SF (Seção 4.3).

4.1 Padrões de Teleconexão Durante o Período Analisado

Nesta Seção elabora-se uma breve análise das condições que podem favorecer ou desfavorecer a ocorrência de precipitação na região de estudo, a partir dos fenômenos revisados na Seção 2.2.6.

A Tabela 4.1 apresenta os valores dos episódios de ENOS de acordo com o MEI, sendo os valores em negrito azul LN e em negrito vermelho EN. Em 2011, os dois bimestres de interesse apontam episódios de LN, enquanto 2012, somente JF foi considerado período de LN. Os anos de 2013 e 2014 se mostram neutros em ambos os bimestres. O primeiro bimestre de 2015 é neutro, enquanto o segundo bimestres de 2015 e primeiro trimestre de 2016, episódio de EN. Finalmente, em SO de 2016 observa-se LN.

Tabela 4.1 - Valores dos episódios ENOS de acordo com o Multivariate ENOS Index (MEI). Os valores em vermelho (azul), indicam a fase quente (fria). Fonte: < <https://psl.noaa.gov/enso/mei/>>. Acesso em: 11/07/2021.

Ano	JF	SO
2011	-1,6	-1,4
2012	-0,7	-0,2
2013	-0,1	-0,2
2014	-0,4	0,1
2015	0,1	2,1
2016	1,8	-0,6

Além da investigação das anomalias de TSMs do Pacífico, é importante também analisar o comportamento da TSM no Oceano Atlântico Norte e Sul. A Figura 4.1 e Figura 4.2 apresentam respectivamente anomalias de TSM de setembro e outubro dos anos de 2011 a

2015 e de janeiro e fevereiro dos anos de 2012 a 2016, respectivamente, obtidas do CPTEC/INPE. Nos meses de setembro e outubro (Figura 4.1), a anomalia no ATN se encontrou positiva em 2011 ($\sim 0,5 - 1,0$ °C), e em outubro, 2014 ($\sim 0,5 - 1,0$ °C) e 2015 ($\sim 0,5 - 1,0$ °C), enquanto a anomalia no ATS estava neutra, e os anos 2012 e 2013 foram de anomalias neutras em ambos os setores. No período de janeiro e fevereiro (Figura 4.2), tem-se 2014 e 2015 neutros, 2012 com anomalia em ATS negativa ($\sim -0,5 - -1,0$ °C) e ATN neutra, 2013 com a anomalia no ATN positiva ($\sim 0,5 - 2,0$ °C) e a anomalia no ATS neutra, e, finalmente, 2016 com anomalias no ATN e ATS positivas, mas com ATN ($\sim 0,5 - 4,0$ °C) maior que a anomalia no ATS ($\sim 0,5 - 1,0$ °C). O resumo desta análise pode ser lido na Tabela 4.2.

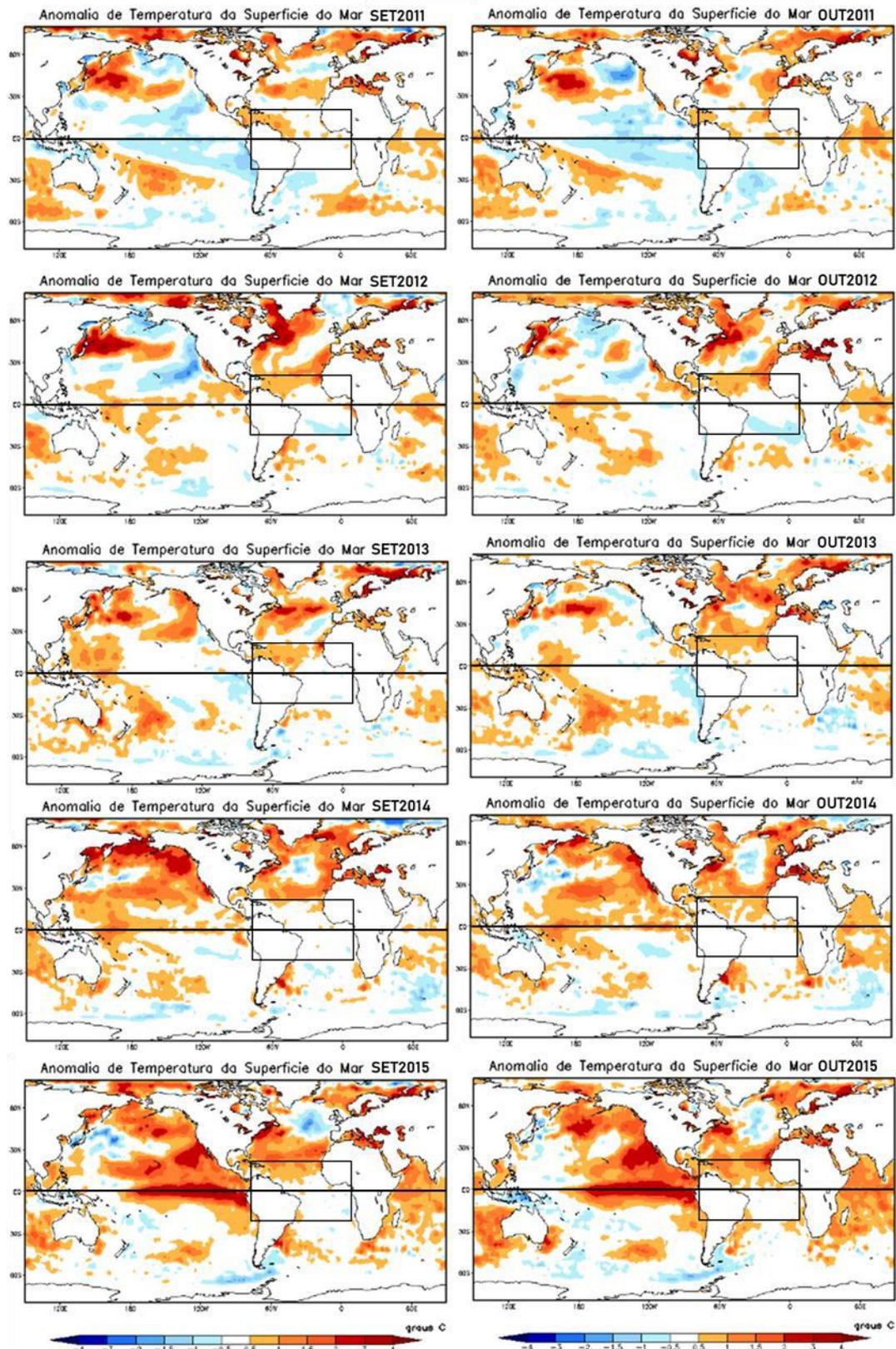


Figura 4.1 - Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar para o mês de setembro (esquerda) e outubro (direita) no período de 2011 a 2015 (linhas). O retângulo preto, limitado entre as latitudes 25°N e 25°S e longitudes 20°E e 80°O, destaca o Atlântico Tropical. Fonte: <
<http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentoglobal/pt>>. Acesso em:09/04/2020

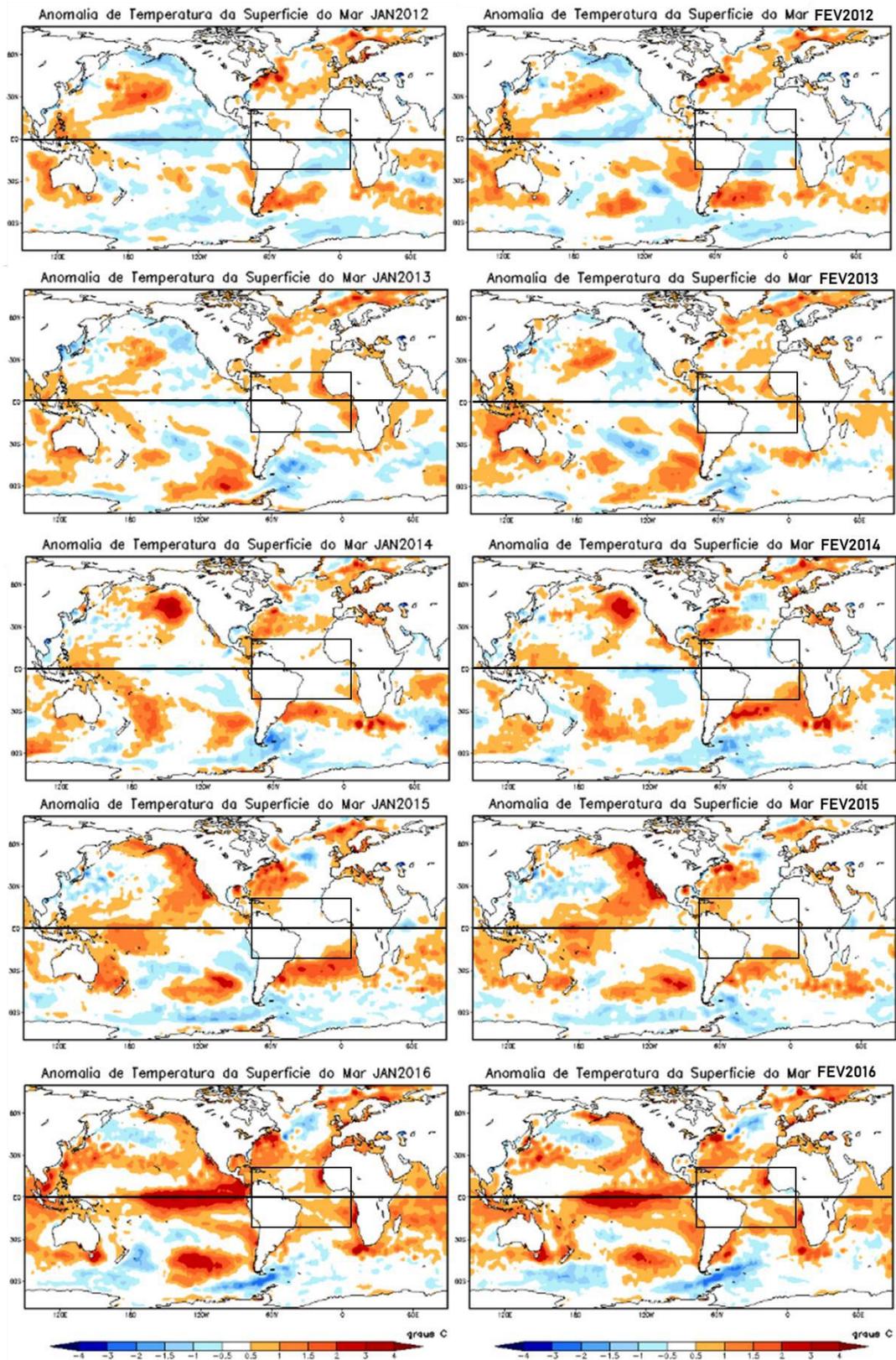


Figura 4.2 - Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar para o mês de janeiro (esquerda) e fevereiro (direita) no período de 2011 a 2015 (linhas). O retângulo preto, limitado entre as latitudes 25°N e 25°S e longitudes 20°E e 80°O, destaca o Atlântico Tropical. Fonte: <
<http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentoglobal/pt>>. Acesso em:09/04/2020

Tabela 4.2 - Resumo das anomalias de Temperatura da superfície do mar após análise de Anomalias de TSM no ATS (AATS) e no ATN (AATN) a partir da análise das figuras 4.1 e 4.2. “N” indica que o ano é neutro, “>0” anomalia de TSM positiva e “<0” anomalia de TSM negativa.

Setembro e outubro	AATS	AATN
2011	N	>0
2012	N	N
2013	N	N
2014	N	>0
2015	N	>0

Janeiro e fevereiro	AATS	AATN
2012	<0	N
2013	N	>0
2014	N	N
2015	N	N
2016	AATN > AATS	

Por fim, é importante avaliar as fases da OMJ. Essa análise também foi baseada nos dados do Monitoramento Global de anomalia de ROL (Figura 4.3). Tal variável fornece a informação de movimentos ascendentes (valores negativos) e descendentes (valores positivos) na atmosfera, possibilitando entender onde existe favorecimento e inibição de formação de nuvens convectivas e esses resultados podem ser relacionados com as fases da OMJ. Nota-se que nos meses de setembro e outubro a oscilação a anomalia é neutra nos anos analisados. Em janeiro e fevereiro, a oscilação mostra anomalia negativa de ROL em janeiro de 2016 desfavorecendo movimento ascendente na atmosfera, mostrando-se neutra nos demais anos.

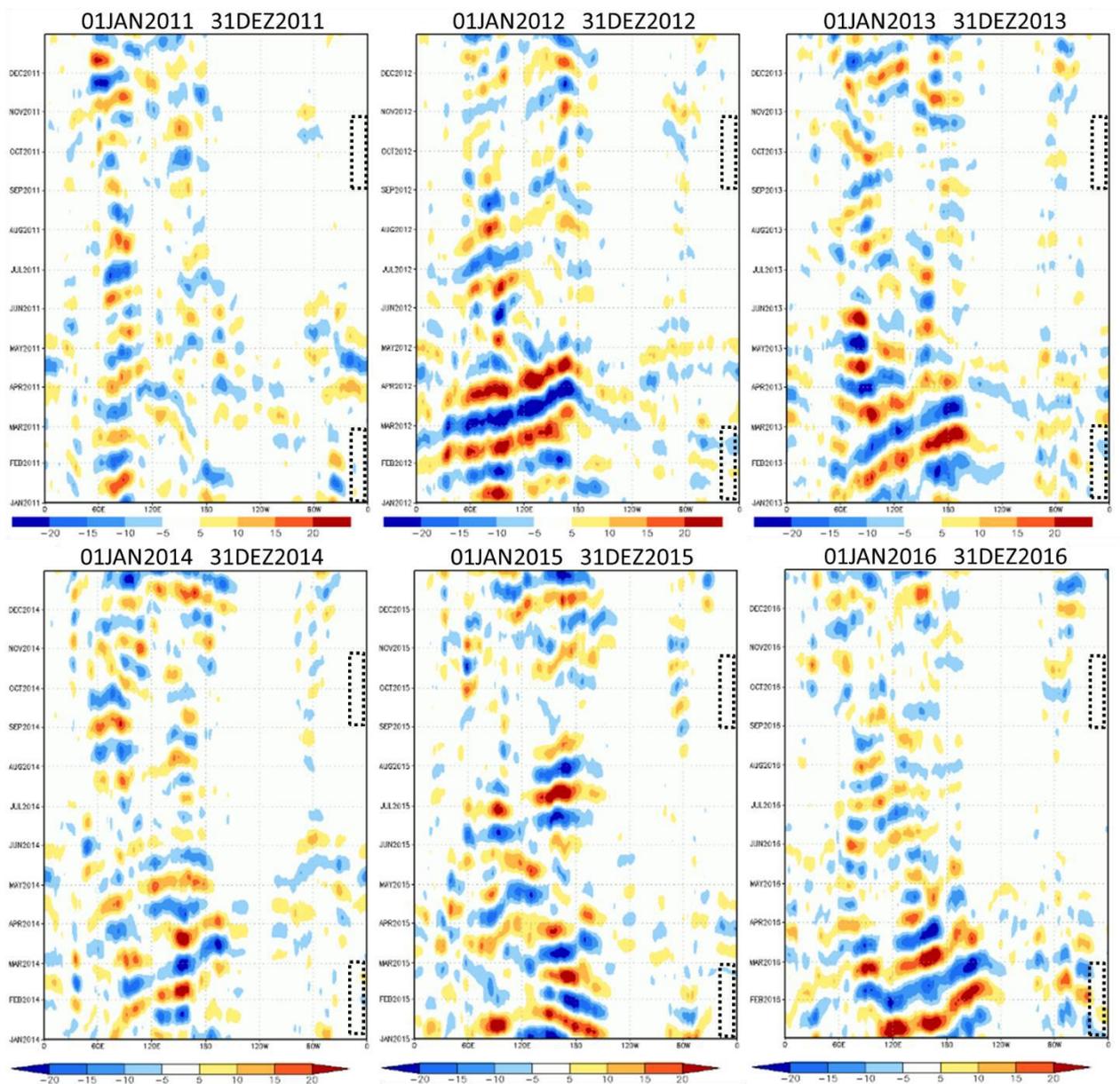


Figura 4.3 - Esquema de Monitoramento Global do CPTEC/INPE de anomalia de ROL para cada ano, de 2011 a 2016 (esquerda para direita). Destacado em pontilhado preto a região correspondente a longitudes do NEB.

Fonte: < <http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentoglobal/pt>>. Acesso em: 09/04/2020.

A partir dessas análises e das classificações definidas na Seção 2.2.6, conclui-se que nos meses de setembro e outubro, no ano de 2011 existe favorecimento de ocorrência de precipitação. Os anos 2012, 2013 e 2014 são anos de ENOS neutros e sem anomalias significativas. Em 2015, com período de intenso EN anomalia e ATN positiva ocorre o desfavorecimento da ocorrência de chuva. Já nos meses de janeiro e fevereiro, o ano de 2012 mostra fatores que desfavorecem a formação de precipitação, LN e anomalia no ATS negativa. Os anos de 2013, 2014 e 2015 são neutros e, por fim, 2016, apresenta fatores que favorecem a formação de precipitação na região de estudo, EN e anomalia no ATN maior que

a anomalia no ATS. A Tabela 4.3 mostra um resumo das informações expostas neste parágrafo.

Tabela 4.3 - Resumo das condições favoráveis, neutras e desfavoráveis a ocorrência de chuva no NEB a partir da análise feita no seção 4.1. “N” indica que o ano é neutro, “+” que é favorável à ocorrência de chuva e “-“ que é desfavorável à ocorrência chuva.

Setembro e outubro		Janeiro e fevereiro	
Ano	Condição para ocorrência de chuva:	Ano	Condição para ocorrência de chuva:
2011	+	2012	-
2012	N	2013	N
2013	N	2014	N
2014	N	2015	N
2015	-	2016	+

4.2 Avaliação da Precipitação Simulada pelo Eta-CFSR

Nesta Seção elabora-se a avaliação da precipitação, em horizonte subsazonal, proveniente das simulações do Eta-CFSR para condições iniciais de setembro e outubro (Subseção 4.2.1) e para condições iniciais de janeiro e fevereiro (Subseção 4.2.2).

4.2.1 Condições Iniciais de setembro e outubro

A Figura 4.4 mostra a precipitação acumulada na região da BHSF, obtida a partir da simulação do modelo Eta-CFSR (Figura 4.4a) e dos dados de observação MERGE (Figura 4.4b) e também CMORPH (Figura 4.4c) para o período de 01/set-20/set (D1). A Figura 4.5 e a Figura 4.6 mostram os mesmos dados, exceto para os períodos 21/set-10/out (D2) e 11/out-30/out (D3), respectivamente.

Inicialmente uma comparação entre os dois conjuntos de dados observados (MERGE e CMORPH) nos três períodos analisados (Figura 4.4 b e c; Figura 4.5 b e c; Figura 4.6 b e c) indica que existem pequenas discrepâncias entre essas fontes de dados. Fortuitamente, as maiores diferenças entre MERGE e CMORPH ocorrem fora do domínio da BHSF. Por

exemplo, no MERGE núcleos de máxima precipitação são vistos no período 01/set-20/set (Figura 4.4) nos litorais da PB e BA no ano de 2013, sendo que tais núcleos não são detectados no CMORPH. Por outro lado, no CMORPH núcleos de precipitação intensa ocorrem no período 11/out-30/out (Figura 4.6) nas divisas de MA, PI, MT e TO, que não são vistos no MERGE. Portanto, nessas regiões onde não há convergência entre os conjuntos de dados observacionais, a avaliação das simulações deve ser feita com maior cautela.

A análise dos dados observacionais indica que em geral a precipitação na BHSF aumenta do período 01/set-20/set para o período 11/out-30/out, principalmente no Alto e Médio SF. O que mostra a transição do período seco para o período chuvoso nessas sub-bacias, como já visto por Marengo *et al.* (2003). Com relação a variabilidade interanual observa-se que durante a época de forte LN e anomalia positiva no ATN (Tabela 4.3), 2011, os dados apresentam maiores acumulados do que os demais anos, principalmente entre 11/out-30/out (estação chuvosa já estabelecida) (Figura 4.6). Os anos 2012 e 2014 foram caracterizados por serem anos neutros de ENOS, não apresentarem anomalias significativas de TSM no Oceano Atlântico e estarem fora de fase do OMJ (Tabela 4.3). Finalmente, o ano de 2015 foi marcado por um episódio intenso de EN, o que desfavoreceu a formação de chuva na NEB e pode ser confirmado nas observações nos períodos 01/set-20/set (Figura 4.4), 21/set-10/out (Figura 4.5) e 11/out-30/out (Figura 4.6). De uma maneira geral, analisando as Figuras 4.4, 4.5 e 4.6, o modelo simula um padrão de precipitação semelhante ao encontrado nos dados observados dentro da BHSF.

Entre 21/set-10/out (Figura 4.5) e 11/out-30/out (Figura 4.6), tem-se maiores acumulados no Alto e Médio SF e menores no Submédio e Baixo SF. Ademais, a simulação é capaz de reproduzir a variabilidade interanual, mostrando, assim como observado entre 01/set-20/set, acumulados reduzidos em 2011 e 2012, em relação aos demais anos (2013 a 2015). Entre 21/set-10/out, menores acumulados são encontrados em 2011 e 2015 e maiores em 2012 a 2014. Já entre 11/out-30/out, ocorrem menores acumulados em 2015 e maiores em 2011. Nota-se também a transição de estação seca para estação chuvosa nas regiões do Alto e Médio SF, uma vez que, os acumulados de chuva aumentam em sequência, desde 01/jan até 01/mar.

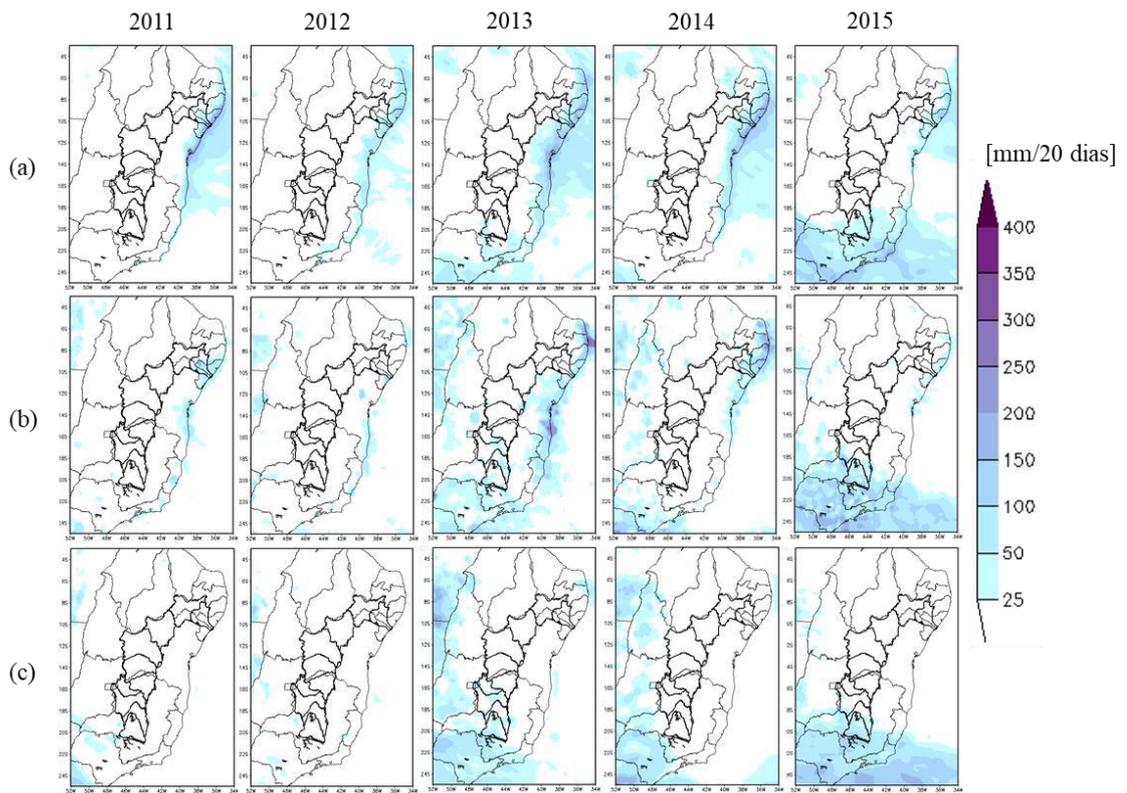


Figura 4.4 - Precipitação (mm/20 dias) simulada pelo Eta-CFSR (a), observadas no MERGE (b) e no CMORPH (c), para 01/set-20/set (D1) nos anos 2011 a 2015.

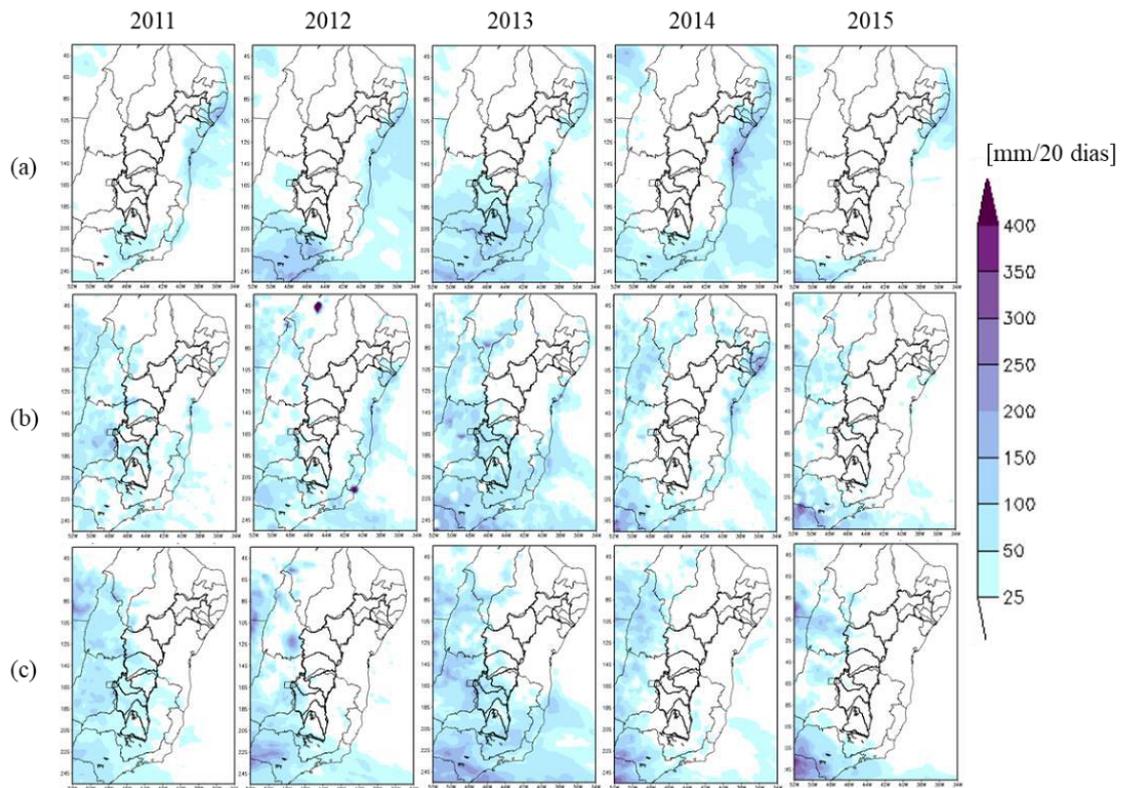


Figura 4.5 - Precipitação (mm/20 dias) simulada pelo Eta-CFSR (a), dos dados MERGE (b) e do CMORPH (c), para 21/set-10/out (D2) nos anos 2011 a 2015.

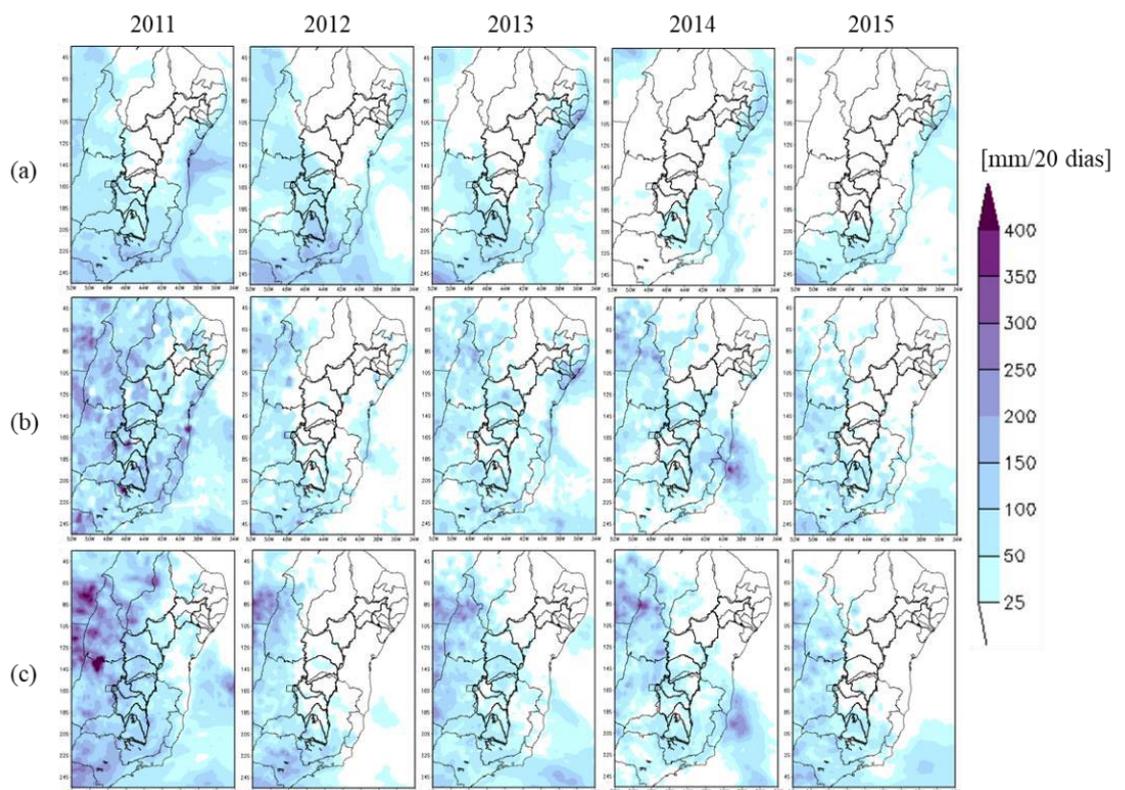


Figura 4.6 - Precipitação (mm/20 dias) segundo o modelo Eta-CFSR (a), dos dados MERGE (b) e do CMORPH (c), para 11/out-30/out (D3) nos anos 2011 a 2015.

A Figura 4.7, por sua vez, apresenta as diferenças entre a precipitação acumulada em 20 dias simulada pelo Eta-CFSR e observadas no MERGE (Figura 4.7a) e no CMORPH (Figura 4.7b), para o período de 01/set-20/set (D1). A Figura 4.8 e a Figura 4.9 mostram as mesmas informações, exceto para o período 21/set-10/out (D2) e 11/out-30/out (D3), respectivamente.

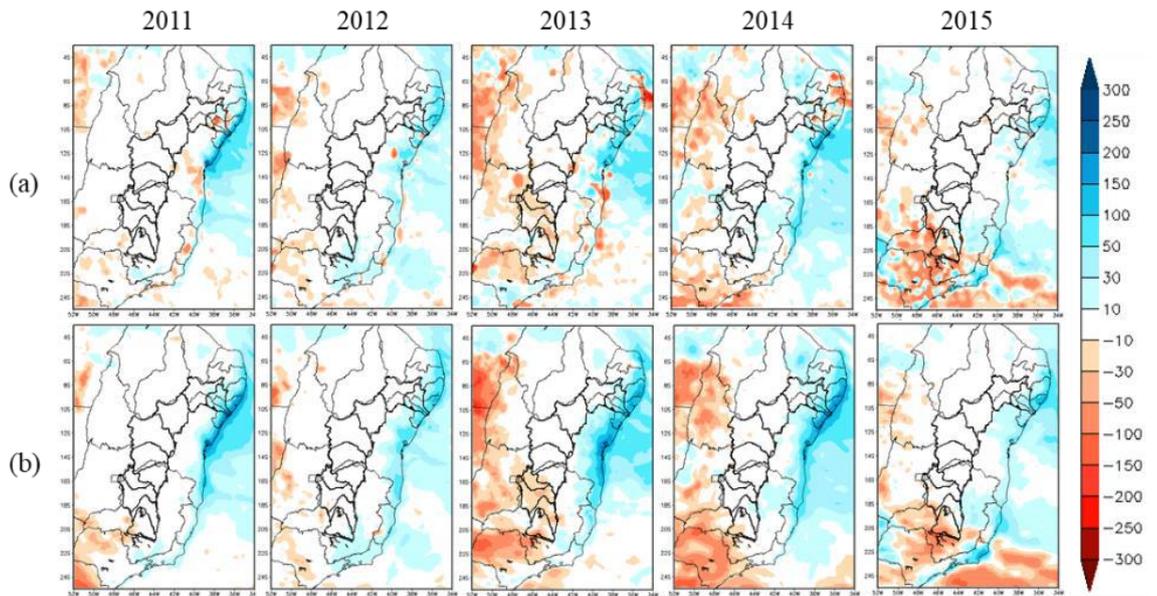


Figura 4.7 - Diferença entre a precipitação (mm/20 dias) das simulações do Eta-CFSR e as observações MERGE (a) e CMORPH (b) para 01/set-20/set (D1) nos anos 2011 a 2015.

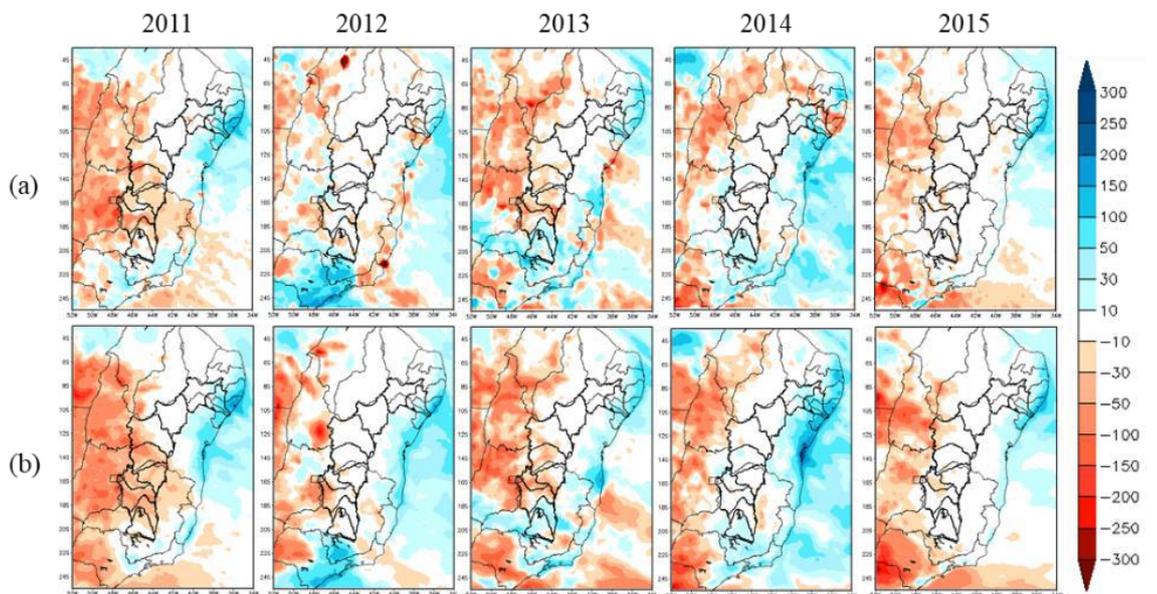


Figura 4.8 - Diferença entre a precipitação (mm/20 dias) das simulações do Eta-CFSR e as observações MERGE (a) e CMORPH (b) para 21/set-10/out (D2) nos anos 2011 a 2015.

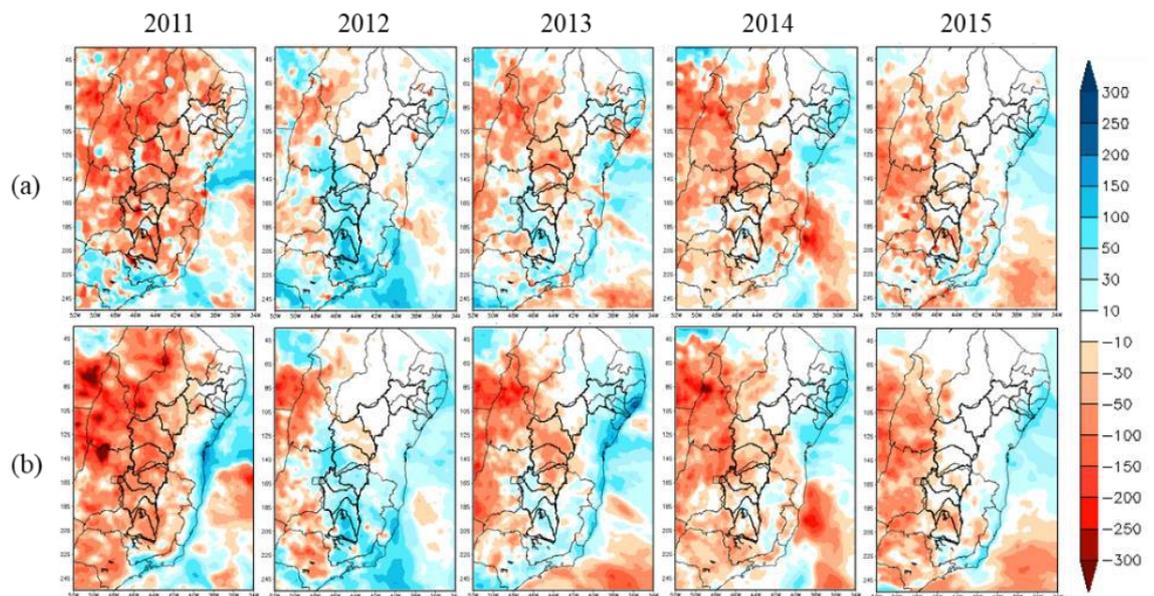


Figura 4.9 - Diferença entre a precipitação (mm/20 dias) das simulações do Eta-CFSR e as observações MERGE (a) e CMORPH (b) para 11/out-30/out (D3) nos anos 2011 a 2015.

Como discutido anteriormente, pelo fato de haver discrepância entre os dados observacionais, logicamente os mapas das diferenças não são idênticos. Assim, a atenção será dada nas regiões onde o sinal das diferenças (subestimativas ou superestimativas) for o mesmo para ambos os conjuntos de dados.

Observa-se a partir da Figura 4.7, que o modelo apresenta superestimativa no litoral nordeste em relação ao MERGE e ao CMORPH. As subestimativas ocorreram em parte das sub-bacias do Alto e Médio SF nos anos de 2013 e 2015. Tais subestimativas e superestimativas são da ordem entre 10 e 30 mm/20 dias no interior da BHSF. As subestimativas são decorrentes dos baixos valores de precipitação acumulada para o conjunto de dias analisado, enquanto as superestimativas, dos altos valores.

Em relação à Figura 4.8, as simulações variam entre subestimativas e superestimativas de 10 mm/20 dias a 50mm/20 dias no interior da BHSF. Já na Figura 4.9, tem-se subestimativas que variam do mínimo até 150 mm/20 dias na bacia. Os maiores valores de subestimativas em ambas as figuras são encontrados nas regiões do Médio e Submédio SF, com destaque para os anos 2011, 2013 e 2014. As maiores magnitudes de superestimativas são encontradas no Alto SF, com destaque para o ano de 2012.

De maneira geral, o modelo apresenta maiores erros no período e na região que chovem mais, entre 11/out e 30/out e no Alto e Médio SF. Durante o período de LN, 2011, os maiores erros foram encontrados no grupo de dias que mais chove, entre 11/out-30/out,

mostrando que o modelo representou bem o período 01/set-20/set nas condições desse fenômeno. Já em 2015, ano de EN, o modelo mostrou sua melhor performance, com as menores magnitudes de erro nos três períodos de vinte dias.

A Tabela 4.4, apresenta os coeficientes de correlação espacial (CORR) da precipitação acumulada entre a simulação do Eta-CFSR e os dados do MERGE e CMORPH. Nota-se o vínculo existente entre a simulação e os conjuntos de dados observacionais (destaques em vermelho). Assim, valores próximos a 1 indicam que o modelo simulou corretamente as áreas de máximos e mínimos de precipitação no interior da BHSF, ademais, a qualidade desses resultados foi baseada na Tabela 3.2.

Tabela 4.4 - Correlação espacial entre a precipitação (mm/20 dias) simulada e a observada para 01/set-20/set (D1), 21/set-10/out (D2) e 11/out-30/out (D3), para os anos de 2011 a 2015, para toda a BHSF. Valores acima de 0,70 (correlação forte) estão destacados em vermelho.

		2011	2012	2013	2014	2015
D1	MERGE	0,72	0,52	0,57	0,62	0,76
	CMORPH	0,70	0,56	0,59	0,56	0,72
D2	MERGE	0,44	0,67	0,70	0,61	0,49
	CMORPH	0,34	0,51	0,70	0,45	0,36
D3	MERGE	0,42	0,54	0,33	0,39	0,53
	CMORPH	0,60	0,66	0,29	0,37	0,42

As simulações mostram bom desempenho nos primeiros 20 dias de simulação, com coeficientes de correlação maiores que 0,50 em todos os anos analisados. Os melhores resultados, segundo a Tabela 3.2, estão nos anos de 2011 e 2015, com índices de correlação maiores que 0,70. Entre 21/set-10/out, tem-se bons resultados para o ano de 2013, com coeficientes de correlação 0,70 em relação ao MERGE e ao CMORPH.

Vale ressaltar que na maioria dos anos e períodos de 20 dias, as simulações apresentam maior correlação com o MERGE do que com o CMORPH. Além disso, é possível perceber que a magnitude desses coeficientes decresce na ordem dos períodos de vinte dias. Isso se deve ao fato de que os 20 primeiros dias de setembro, tem menores acumulados de precipitação observada.

A Figura 4.10 mostra os dados de precipitação acumulada em formato boxplot na região da BHSF e suas sub-bacias. Os dados utilizados na construção das “caixas” são as médias espaciais de precipitação de cada área para cada ano analisado (2011 até 2015), a partir da simulação do modelo Eta-CFSR e os dados do MERGE e CMORPH, para os períodos de 01/set-20/set (D1), 21/set-10/out (D2), 11/out-30/out (D3). Com esses resultados, é possível comparar a variabilidade interanual das simulações em relação à variabilidade dados observados para esses três períodos de 20 dias, assim como a diferença entre os valores médios obtidos pelo modelo e observados.

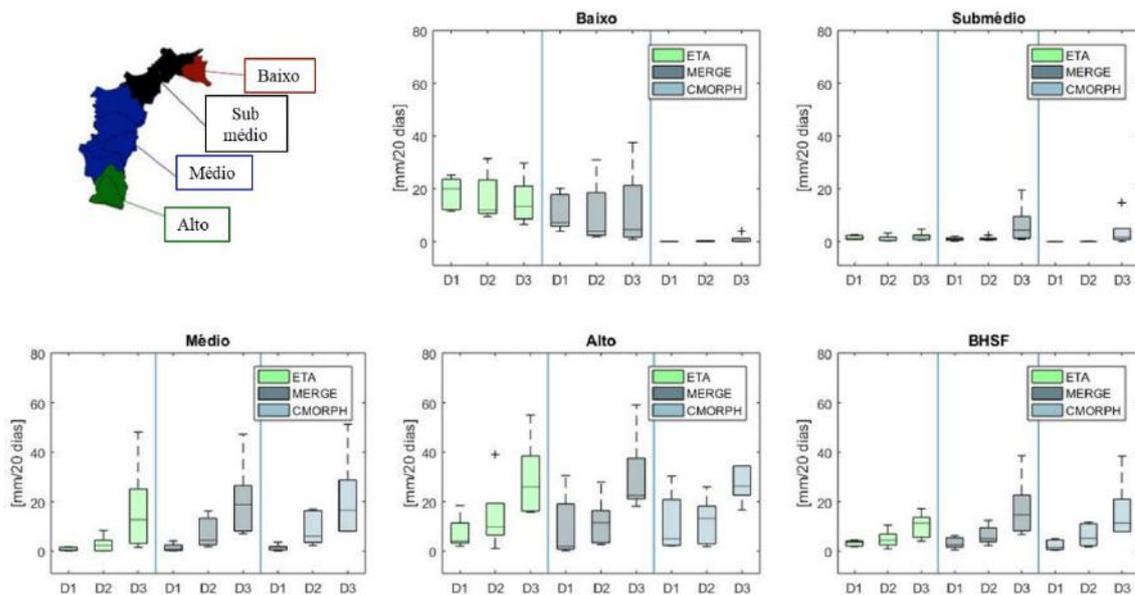


Figura 4.10 - Gráficos boxplot de precipitação (mm/20 dias) nos anos de 2011 a 2015, simulada (Eta-CFSR) e a observada (MERGE e CMORPH) para 01/set-20/set (D1), 21/set-10/out (D2) e 11/out-30/out (D3), para toda a BHSF e suas sub-bacias.

Apesar de não representar corretamente as magnitudes da precipitação acumulada na BHSF e em suas demais sub-bacias, o modelo simula bem a variabilidade interanual, nos cinco anos analisados, em relação ao MERGE e o CMORPH na maioria das sub-bacias. Destacando-se a BHSF e o Médio SF com primeiros e terceiros quartis semelhantes entre 01/set-20/set e 21/set-10/out.

A simulação representa bem a variabilidade entre a posição das “caixas” para os três períodos de vinte dias na área da BHSF e nas suas sub-bacias em relação aos dados do produto de precipitação MERGE. Pode-se ver o padrão decrescente da posição das “caixas” no Baixo SF, indicando a redução da precipitação com a entrada do período seco

climatológico no mês de outubro, e crescente no Médio e Alto SF com a entrada do período úmido climatológico no mês de outubro.

Em relação aos dados do CMORPH, o modelo simula bem a variabilidade entre os três períodos de vinte dias na área da BHSF e Médio e Alto SF. Como o CMORPH apresenta, pouca ou nenhuma precipitação no litoral nordeste, têm-se no Baixo SF, uma representação inadequada.

Finalmente, como o Submédio é a sub-bacia com menor acumulado anual de precipitação, o modelo simula corretamente a variabilidade entre os três períodos analisados em relação ao MERGE e ao CMORPH.

4.2.2 Condições Iniciais de janeiro e fevereiro

As Figuras 4.11, 4.12 e 4.13 são análogas às Figuras 4.4, 4.5 e 4.6, assim como as Figuras 4.14, 4.15 e 4.16 seguem o mesmo padrão das Figuras 4.7, 4.8 e 4.9, mas para simulações elaboradas para os anos de 2012 a 2016 e analisadas nos períodos 01/jan-20/jan (D4), 21/jan-09/fev (D5) e 10/fev-01/mar (D6).

Comparando os dados observacionais, inicialmente, observa-se padrões de precipitação muito semelhantes nos três períodos de vinte dias entre janeiro e fevereiro. Entre 01/jan-20/jan e entre 21/jan-09/fev, o MERGE apresenta precipitações nas mesmas áreas que o CMORPH, porém quase sempre com maiores magnitudes.

Analisando a variabilidade interanual, sabe-se que devido ao fenômeno LN e anomalia de TSM em ATS negativa, em 2012, menores acumulados de precipitação foram observados no NEB quando comparado a anos neutros de ENOS, como 2013. Além disso, segundo Alvalá *et al.* (2019), os anos 2014 e 2015 apresentaram os menores acumulados de precipitação comparativamente à climatologia no NEB. Por fim, o ano de 2016 foi caracterizado com EN e apresentou anomalias em ATN maiores que em ATS, assim, foi um ano chuvoso.

O modelo simula totais pluviométricos mais elevados em janeiro e fevereiro (Figuras 4.11, 4.12 e 4.13) do que para setembro e outubro (Figuras 4.4, 4.5 e 4.6), o que está de acordo com a climatologia da região. Além disso, as simulações de precipitação apresentadas nas Figuras 4.11, 4.12 e 4.13 seguem aproximadamente o padrão espacial das observações do MERGE e CMORPH, com maiores acumulados nas sub-bacias do Alto e Médio SF. Assim como para as simulações com condições iniciais em setembro, o modelo simulou bem a

variabilidade interanual mesmo não representando bem a magnitude da precipitação. Entre 01/jan-20/jan, o modelo mostra maiores acumulados em 2012 e 2016 e menores de 2014 e 2015, assim como visto nos dados observados.

Observa-se nas Figuras 4.14, 4.15 e 4.16 que as magnitudes das subestimativas e superestimativas são maiores do que as observadas nas Figuras 4.7, 4.8 e 4.9. Isso ocorre devido aos maiores acumulados de precipitação nesses meses. As subestimativas e superestimativas tem uma variação de até $\pm 250\text{mm}/20$ dias no interior da BHSF. Em geral, os maiores valores de subestimativas são encontrados no Médio e Submédio SF. Já as maiores magnitudes de superestimativa são encontradas no Alto SF nos anos de 2013 e 2016 e no Médio e Submédio SF em 2016, principalmente em relação ao CMORPH. Assim como na Seção 4.2.1, os menores erros foram em 2015.

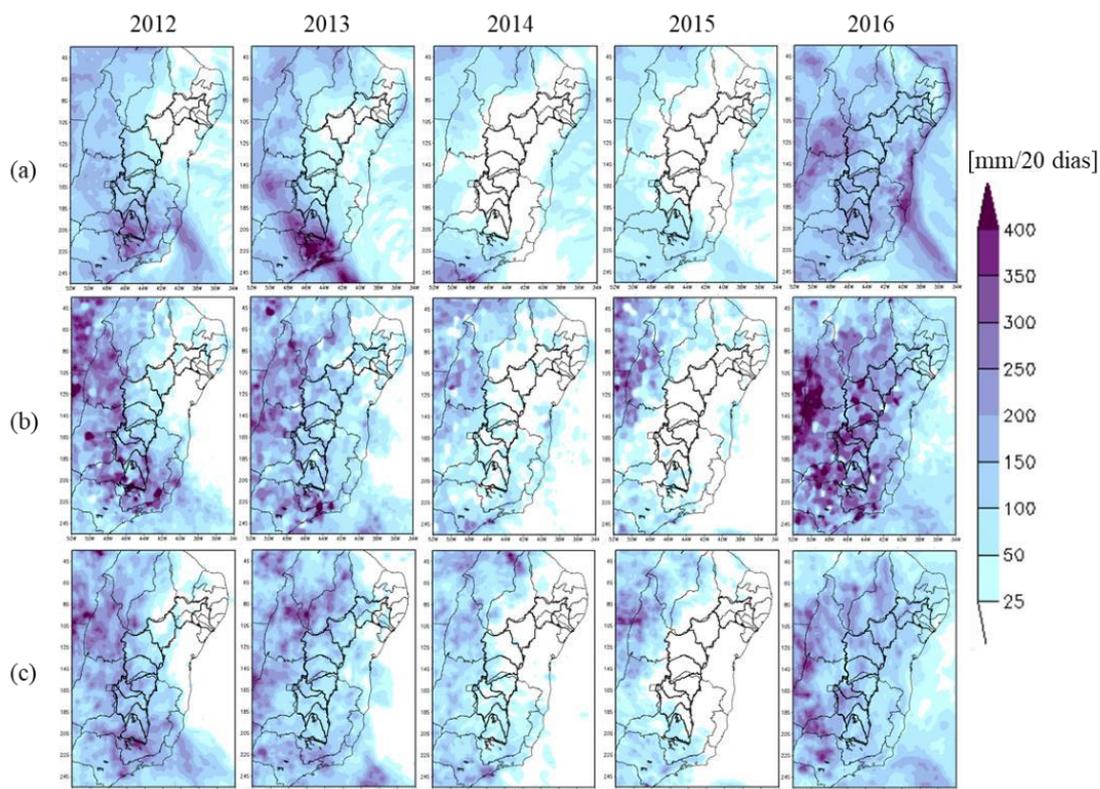


Figura 4.11 - Precipitação (mm/20 dias) segundo o modelo Eta-CFSR (a), dos dados MERGE (b) e do CMORPH (c), para 01/jan-20/jan (D4) nos anos 2012 a 2016.

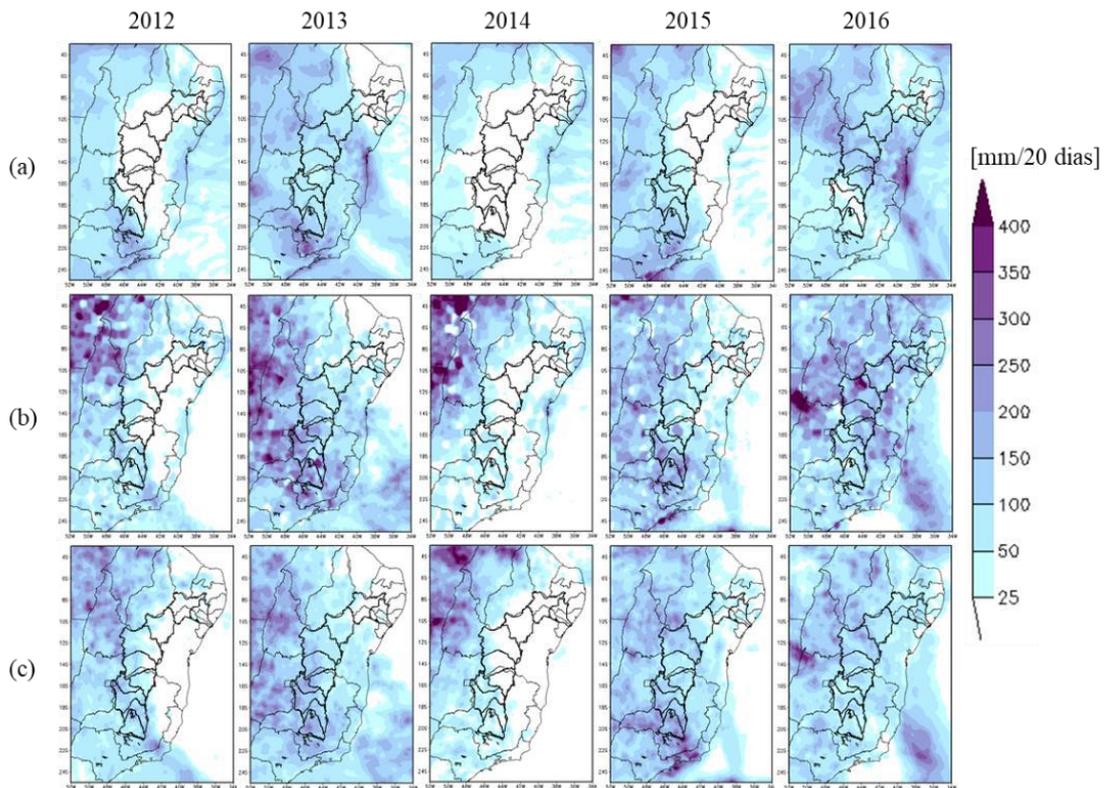


Figura 4.12 - Precipitação (mm/20 dias) segundo o modelo Eta-CFSR (a), dos dados MERGE (b) e do CMORPH (c), para 21/jan-09/fev (D5) nos anos 2012 a 2016.

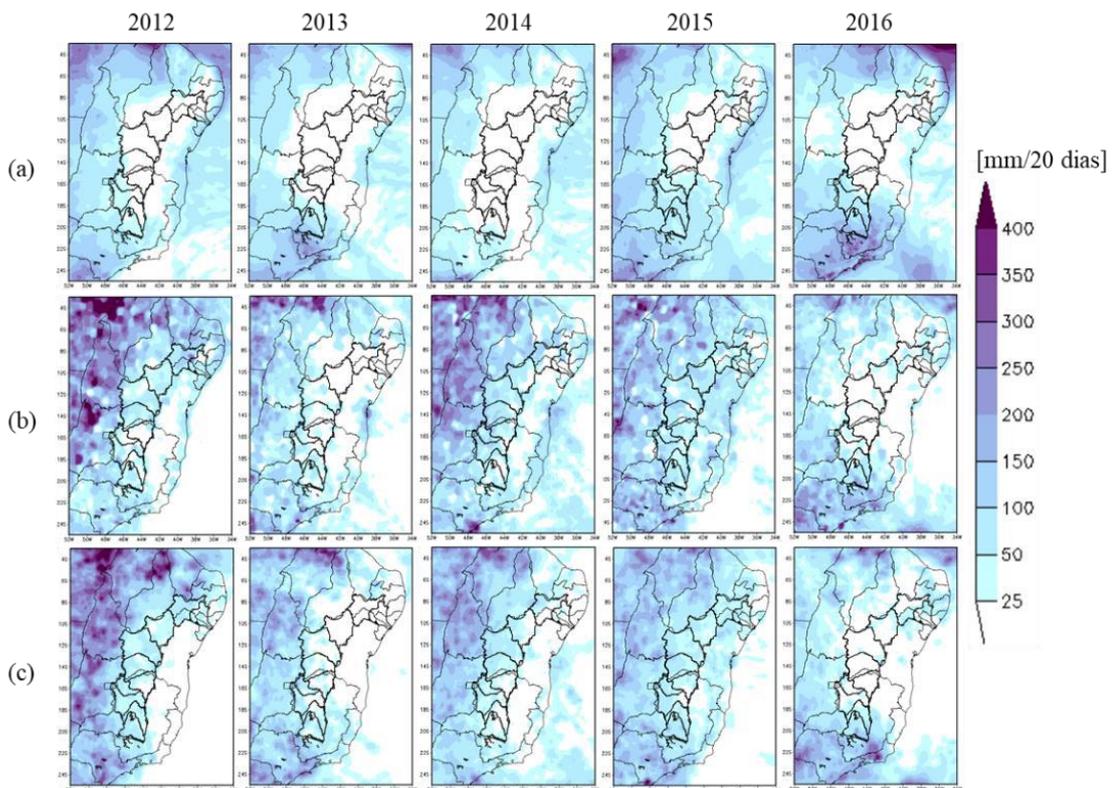


Figura 4.13 - Precipitação (mm/20 dias) segundo o modelo Eta-CFSR (a), dos dados MERGE (b) e do CMORPH (c), para 10/fev-01/mar (D6) nos anos 2012 a 2016.

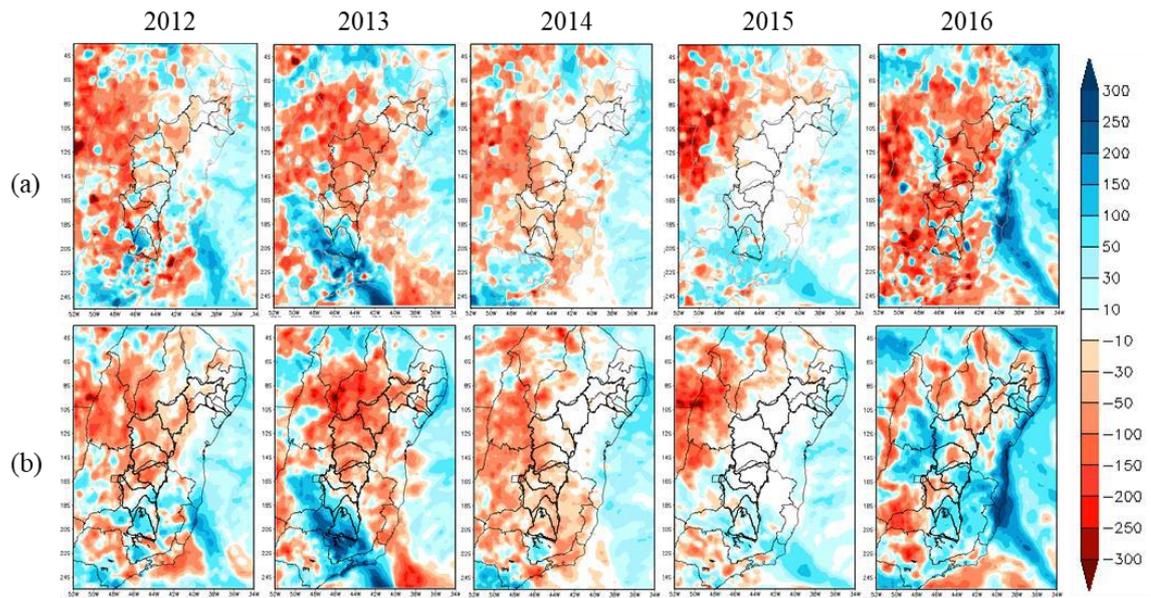


Figura 4.14 - Diferença entre a precipitação (mm/20 dias) das simulações do Eta-CFSR e as observações MERGE (a) e CMORPH (b) para 01/jan-20/jan (D4) nos anos 2012 a 2016.

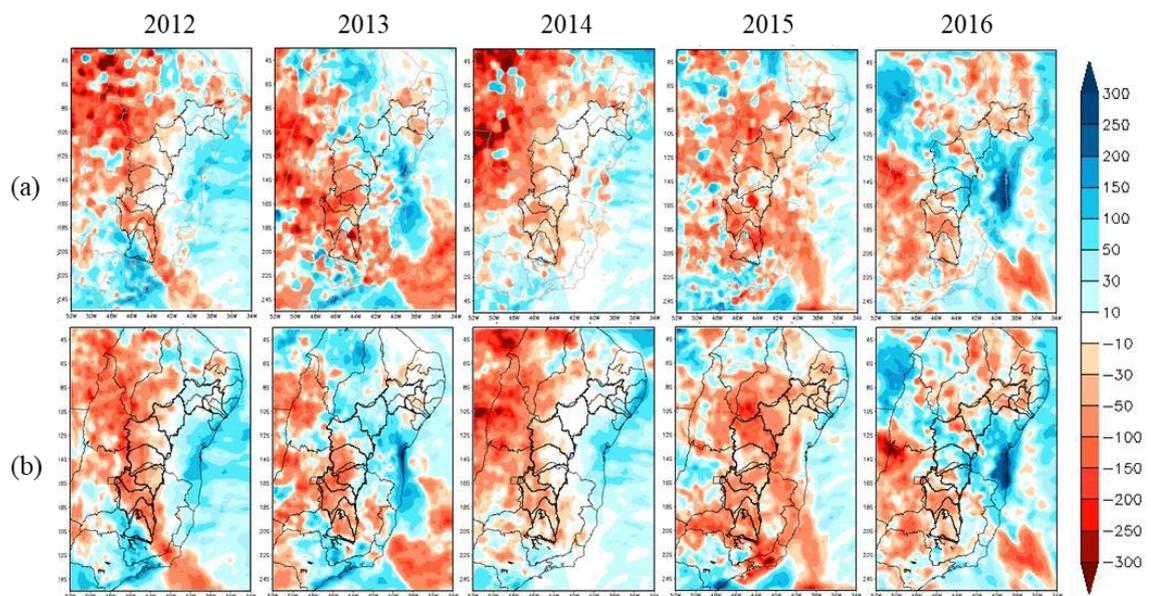


Figura 4.15 - Diferença entre a precipitação (mm/20 dias) das simulações do Eta-CFSR e as observações MERGE (a) e CMORPH (b) para 21/jan-09/fev (D5) nos anos 2012 a 2016.

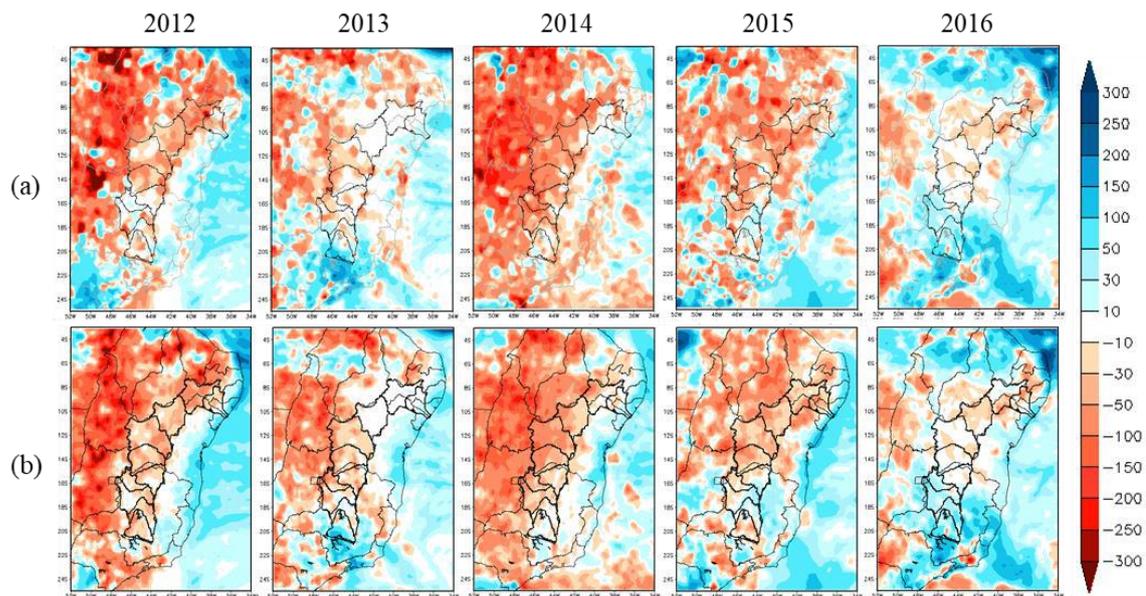


Figura 4.16 - Diferença entre a precipitação (mm/20 dias) das simulações do Eta-CFSR e as observações MERGE (a) e CMORPH (b) para 10/fev-01/mar (D6) nos anos 2012 a 2016.

A Tabela 4.5 é análoga à Tabela 4.4, mas para simulações elaboradas para os anos de 2012 a 2016 e analisadas nos períodos 01/jan-20/jan (D4), 21/jan-09/fev (D5) e 10/fev-01/mar (D6).

Tabela 4.5 - Correlação espacial entre a precipitação (mm/20 dias) simulada e a observada para 01/jan-20/jan (D4), 21/jan-09/fev (D5) e 10/fev-01/mar (D6), no período de 2012 a 2016, para toda a BHSF. Valores acima de 0,7 foram destacados em vermelho.

		2012	2013	2014	2015	2016
D4	MERGE	0,79	0,47	0,46	0,55	0,44
	CMORPH	0,83	0,22	0,35	0,65	0,38
D5	MERGE	0,43	0,56	0,58	0,66	0,42
	CMORPH	0,42	0,51	0,52	0,72	0,41
D6	MERGE	0,48	0,49	0,33	0,27	0,78
	CMORPH	0,41	0,41	0,34	0,24	0,77

O modelo mostra bom desempenho, segundo a classificação da Tabela 3.2, nos primeiros vinte dias do ano de 2012 com CORR de 0,79 em relação ao MERGE, e 0,83 em

relação ao CMORPH. Também apresenta destaque entre 11/out-30/out do ano de 2016, com CORR de 0,78, em relação ao MERGE, e de 0,77, em relação ao CMORPH.

A Figura 4.17, similarmente a Figura 4.10, mostra os dados de precipitação acumulada em formato boxplot na região da BHSF e suas sub-bacias, mas para os anos de 2012 até 2016 e para os períodos de 01/jan-20/jan (D4), 21/jan-09/fev (D5) e 10/fev-01/mar (D6). Novamente, os gráficos permitem comparar a variabilidade interanual das simulações em relação à variabilidade dados observados para esses três períodos de 20 dias, assim como a diferença entre os valores médios obtidos pelo modelo e observados.

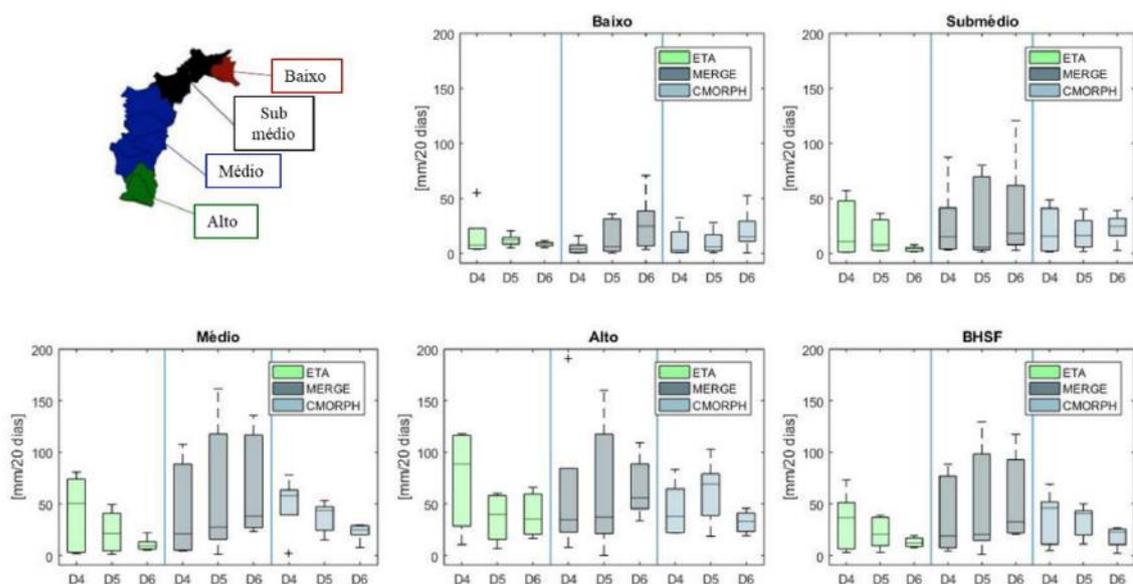


Figura 4.17 - Gráficos boxplot de precipitação (mm/20 dias) nos anos de 2012 a 2016, simulada (Eta-CFSR) e observada (MERGE) para 01/jan-20/jan (D4), 21/jan-09/fev (D5) e 10/fev-01/mar (D6), para toda a BHSF e suas sub-bacias.

Assim como na análise anterior, o modelo não simula corretamente as magnitudes da precipitação acumulada na BHSF e em suas demais sub-bacias, ademais, os dados observados mostram discrepâncias nos resultados. Dessa forma, na maioria das sub-bacias não é possível avaliar a qualidade da representação da variabilidade interanual em relação aos dados observados.

Em relação aos dados do produto de precipitação MERGE, a simulação representa bem a variabilidade entre os três períodos de vinte dias entre janeiro e fevereiro na área da BHSF e no Alto SF, pois é possível observar um padrão decrescente, do primeiro grupo para o segundo, e crescente, do segundo grupo para o terceiro, das “caixas”. Já em relação ao

CMORPH, o modelo simula corretamente no submédio SF, com destaque para valores semelhantes de primeiros e terceiros quartis. Por fim, é preciso ressaltar que existem discrepâncias entre os dados observados.

4.3 Determinação do Início da Estação Chuvosa no Alto São Francisco

A sub-bacia do Alto SF é uma das mais importantes de todo o rio devido à grande demanda por água em diversos setores da economia, com destaque para o hidroelétrico com as usinas de Paulo Afonso, Três Marias, Sobradinho. Por isso, nesta Seção, foi determinado o início da estação chuvosa nessa região comparando dados da simulação Eta-CFSR nos meses de setembro a outubro (transição de estação seca para estação chuvosa) com os dados observados do MERGE, que como visto na Seção 2.5, mostrou os melhores resultados estatisticamente. As pântadas 54 e 55 são conhecidas como as do início da estação chuvosa pela trabalho de Marengo *et al.* (2003).

A Figura 4.18 exibe a média de precipitação acumulada nas pântadas dos anos de 2011 a 2015 e as pântadas características do início da estação chuvosa para o MERGE (linha vertical azul) e para o Eta-CFSR (linha vertical vermelha) na sub-bacia do Alto SF.



Figura 4.18 - Definição do início da estação chuvosa para o Alto São Francisco usando métodos de pântadas (5 dias) baseados na precipitação para os anos 2011 a 2015. Linhas azul e vermelha representam médias de cinco dias precipitação (mm/dia), para o MERGE e o Eta-CFSR, respectivamente. As barras verticais indicam a pântada característica do início da estação chuvosa para MERGE, azul, e para Eta-CFSR, vermelho.

A Figura 4.18 mostra maiores valores de precipitação em mm/dia nas últimas pântadas do ano da simulação. Por isso, existe uma correta representação sazonal da distribuição de precipitação, mesmo que não acertando a magnitude de cada pântadas.

Ademais, verifica-se que em 2013 a simulação do modelo Eta-CFSR representa a mesma pântadas característica do início da estação chuvosa no Alto SF comparada com o MERGE. Nos anos de 2011 e 2012 a simulação adianta em duas pântadas e em uma pântadas, respectivamente. Nos anos de 2014 e 2015, com o modelo Eta-CFSR, por conta do prazo de

integração de 60 dias, não é possível detectar o início da estação chuvosa. Entretanto, como não foi indicado o início da estação chuvosa nas pântadas 54 ou 55, entende-se que o modelo conseguiu capturar que houve um atraso no início da estação chuvosa.

Apesar dos poucos anos analisados, o modelo representou pântadas de início da estação chuvosa iguais ou próximas aos dados observados (2011, 2012 e 2013) e as atrasou (2014 e 2015) simulou o atraso ocorrido em 2014 e 2015.

5 Conclusões

Neste trabalho elabora-se uma avaliação das simulações de precipitação, em prazo subsazonal e 20 km de resolução horizontal, produzidas pelo modelo regional Eta aninhado ao CFSR (Eta-CFSR), no período de 2011 a 2015 nos meses de setembro e outubro, e de 2012 a 2016 nos meses de janeiro e fevereiro para a BHSF. Ademais, apresenta-se um método estatístico destinado a avaliar a performance do modelo em simular o início da estação chuvosa na região do Alto SF.

Diante dos resultados encontrados por meio das simulações do modelo Eta-CFSR, pode-se concluir que apesar do modelo não representar corretamente a magnitude da precipitação acumulada, ele representa bem a sazonalidade do padrão de precipitação na BHSF. O Eta-CFSR também, na maioria das vezes, simula corretamente a variação interanual da precipitação acumulada a cada vinte dias. Os dados observados, por sua vez, exibem padrões e magnitude de precipitação muito semelhantes. O CMORPH apresenta problemas na representação de precipitação no litoral do NEB do Brasil, tornando o dado MERGE mais interessante para avaliação.

Nos meses de transição da estação seca para estação chuvosa, setembro e outubro, observa-se que a precipitação na BHSF aumenta do período 01/set-20/set para o período 11/out-30/out, principalmente no Alto e Médio SF. As simulações são capazes de reproduzir a variabilidade interanual, mostrando, assim como o observado, maiores acumulados de precipitação em 2011 e menores em 2015, por exemplo. O modelo apresentou, em geral, subestimativa no interior da bacia, com exceção de 2012 e a região do Alto SF em 2013. Os melhores resultados ocorreram nos anos de 2011 e 2015, com fases ENOS e anomalia de TSM favoráveis e desfavoráveis à ocorrência de precipitação, respectivamente.

Nos meses de janeiro e fevereiro, como esperado, o modelo simula maiores acumulados de precipitação do que em setembro e outubro, isto é, representa bem a variabilidade sazonal, com padrão de distribuição semelhante aos dados observados. O modelo também representa bem a variabilidade interanual, com padrões mais secos em 2014 e 2015 e mais úmidos em 2012 e 2016. Entretanto, como não representa bem a magnitude da precipitação, não mostra boa variabilidade interanual analisando-se cada sub-bacia. Em geral, o modelo apresenta subestimativas no interior da BHSF e superestimativas no Alto SF entre

01/jan-20/jan nos anos 2012 e 2013. Os melhores resultados estão entre 01/jan-20/jan de 2012, entre 21/jan-09/fev de 2015 e entre 10/fev-01/mar de 2016.

Por fim, pode-se concluir que apesar do modelo não simular corretamente a magnitude da precipitação, ele representa a sazonalidade da distribuição da precipitação nas pântadas. O início da estação chuvosa na sub-bacia do Alto SF é bem representado pelas simulações, sendo representada corretamente no ano de 2013, adiantada em uma pântada em 2012, em duas pântadas em 2011 e atrasada nos anos secos de 2014 e 2015.

Como o objetivo principal é avaliar o desempenho das previsões por conjunto do modelo Eta no prazo subsazonal, principalmente no início da estação chuvosa, é interessante como próximos passos, avaliar novas integrações de simulações do modelo e tentar entender quais condições iniciais que impulsionem o acerto das simulações do modelo.

6 Referências

- Abreu, I. D. (1979). *Estudo da variabilidade da precipitação na região de Petrolina*. São José dos Campos: Relatório Técnico do ECA-01/79, IAE-CTA S.
- Alvala, R., Cunha, A., Brito, S., Seluchi, M., Marengo, J., Moraes, O., & Carvalho, M. (2019). Drought monitoring in the Brazilian Semiarid region. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 91.
- Alves, L. M., Marengo, J. A., & Castro, C. A. (2002). Início das chuvas na região Sudeste do Brasil: análise climatológica. *In Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 12.
- Alves, L. M., Marengo, J. A., Júnior, H. C., & Castro, C. (2005). Início da estação chuvosa na região sudeste do Brasil: parte 1 – Estudos observacionais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 20(3), 385-394.
- ANA/GEF/PNUMA/OEA. (2004). *Subprojeto 4.5C – Plano Decenal de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco-PBHSF (2004-2013)*. Projeto de gerenciamento integrado das Atividades desenvolvidas em terra na bacia do Rio São Francisco, Brasília.
- Arantes, A. E., Oliveira-Santos, C., Ferreira, L. G., & FÁRIA, S. D. (2017). Determinação do início e final da estação chuvosa para o Brasil com dados TRMM eo seu uso como proxy do período de crescimento das pastagens. *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto.*, 669-676.
- Baggett, C. F., Barnes, E. A., Maloney, E. D., & Mundhenk, B. D. (17 de julho de 2017). Advancing atmospheric river forecasts into subseasonal-to-seasonal time scales. *Geophysical Research Letters*, 44(14), 7528-7536. doi:<https://doi.org/10.1002/2017GL074434>
- Baker, S. A., Wood, A. W., & Rajagopalan, B. (08 de Abril de 2019). Developing Subseasonal to Seasonal Climate Forecast Products for Hydrology and Water Management. *Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)*, 55(4), 1024-1037. doi:<https://doi.org/10.1111/1752-1688.12746>
- Bauer, P., & Thorpe, A. G. (2015). The quiet revolution of numerical weather prediction. *Nature*, 525(7567), 47.

- Betts, A. K., & Miller, M. J. (1986). A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112(176), 693-709.
- Bravo, J. M., Paz, A. R., Collischonn, W., Uvo, C. B., Pedrollo, O. C., & Chou, S. C. (2009). Incorporating forecasts of rainfall in two hydrologic models used for medium-range streamflow forecasting. *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(5), 435-445.
- Brito, J. D., Nobre, C. A., & Zaranza, A. R. (1991). A precipitação chuvosa do Norte do Nordeste. *Climanálise Bull*, 6, 39-54.
- Cabral, S. L., Campos, J. N., Silveira, C. D., & Pereira, J. M. (2016). O Intervalo de Tempo para uma Máxima Previsibilidade da Precipitação sobre o Semiárido Brasileiro The Time. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 31(2), 105-113.
- Carvalho, V. L., & Jones, C. (2009). Zona de Convergência do Atlântico Sul. *Tempo e Clima no Brasil*, 95-108.
- Cavalcante, M. A. (2003). Estação chuvosa de 2001/02 na região Centro-Oeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 18(2), 181-194.
- Cavalcanti, I. F., & Kousky, V. E. (2009). Frentes Frias sobre o Brasil. *Tempo e Clima no Brasil*, 135-146.
- Cavalcanti, I. F., Ferreira, N. J., Da Silva, M. G., & Silva Dias, M. A. (2009). *Tempo e clima no Brasil*. São Paulo.
- CBHSF. (Agosto de 2019). Câmara Consultativa Regional - Alto São Francisco. *Revista Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco*(1), 8-12.
- CBHSF. (Agosto de 2019). Comitê Consultativo Regional - Baixo São Francisco. *Revista do Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco*, 8-12.
- CBHSF. (Agosto de 2019). Comitê Consultativo Regional - Médio São Francisco. *Revista do Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco*, 8-12.
- CBHSF. (Agosto de 2019). Comitê Consultativo Regional - Submédio São Francisco. *Revista do Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco*, 8-12.
- CBHSF. (2020). *A bacia - Biomas*. Acesso em 27 de março de 2020, disponível em Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco: <https://cbhsaofrancisco.org.br/a-bacia/>

- Chagas, M. C., & Pinto, J. E. (2001). Contribuição da climatologia ao estudo da bacia hidrográfica do vaza-barris sergipano. *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*.
- Chou, S. C., Bustamante, J. F., & Gomes, J. L. (2006). Predictability of heavy rainfall events over the Serra do Mar. *Predictability of heavy rainfall eIn International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Predictability of heavy rainfall events over the Serra do Mar. In International Conference on Southern Hemisphere Meteorology 1729-1731.
- Chou, S. C., Bustamante, J., & Gomes, J. L. (2005). Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South America. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 537 - 555.
- Chou, S. C., Marengo, J. A., Silva, A. J., L. A., Tavares, P., De Gouveia Souza, C. R., & ... & Aragão, L. E. (2019). Projections of Climate Change in the Coastal Area of Santos. In *Climate Change in Santos Brazil: Projections, Impacts and Adaptation Options.*, 59-73.
- Chou, S. C., Nunes, A. M., & Cavalcanti, I. F. (2000). Extended range forecasts over South America using the regional eta model. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-*, 105(D8), 10-147.
- Chou, S. C., Resende, N., Da Rocha, M. L., Dereczynski, C. P., Gomes, J. L., & Sueiro, G. (Setembro de 2018). From subseasonal to seasonal forecasts over South America using the Eta Model. *Conference on Numerical Weather And Climate Modeling: Beginnings, Now, and Vision Vision of the Future.*, 7-11.
- Chou, S. C., Resende, N., Rocha, L., M., Dereczynski, C. P., Gomes, J. L., & Sueiro, G. (2018). From Subseasonal to Seasonal forecasts over South America using the Eta Model. *Numerical Weather*, 7.
- Chou, S. C., Sueiro, G., Alves, L. F., Rodriguez, D. A., Gomes, J. L., Rozante, J. R., & Nobre, P. (2015). Previsões de chuva no horizonte de 50 dias. *PreCongresso Brasileiro de Energia.*, (p. 7). Rio de Janeiro.
- Cook, G. D., & Heerdegen, R. G. (2001). Spatial variation in the duration of the rainy season in monsoonal Australia. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 21(14), 1723-1732.

- CPTEC/INPE. (2021). *Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar Mensais*. Fonte: Centro de Previsão de Tempo e Clima do INPE: <http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentoglobal/pt>
- da Silva, A. P. (2004). AVALIAÇÃO HIDROLÓGICA E METEOROLÓGICA PARA A TRASPOSIÇÃO DE. *Dissertação de Doutorado*.
- Da Silva, B. C., & Clarke, R. O. (2004). Análise estatística de chuvas intensas na Bacia do Rio São Francisco. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 19(3), 265-272.
- de Calbete, N. O., de Lira, A. C., & Sansigolo, C. A. (2006). *Estimativas do início da estação chuvosa no Vale do Paraíba e Litoral Norte de São Paulo*.
- De Souza, E. B., & Ambrizzi, T. (2006). Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian oscillation. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 26(13), 1759-1776.
- DeFlorio, M. J., Waliser, D. E., Ralph, F. M., Guan, B., Goodman, A., Gibson, P. B., & ... & Vitart, F. (2019). Experimental Subseasonal-to-Seasonal (S2S) Forecasting of Atmospheric Rivers Over the Western United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(21), 11242-11265.
- Departamento de ciencias atmosfericas da universidade de São Paulo. (s.d.). *Frentes e Frontogênese*. Acesso em 28 de Março de 2020, disponível em <http://www.masterantiga.iag.usp.br/ensino/Sinotica/AULA09/AULA09.HTML>
- Dorrington, J., Finney, I., Palmer, T., & Weisheimer, A. (08 de Fevereiro de 2020). Beyond skill scores: exploring sub-seasonal forecast value through a case study of French month-ahead energy prediction. *QJRMS*, 1-14.
- Dos Santos, E., Correia, M. d., Aragão, M. R., & Silva, F. D. (abril/junho de 2011). Eventos extremos de chuva e alterações no regime hidrológico da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco: Uma aplicação do índice RAI (Rainfall Anomaly Index). *Espírito Santo do Pinhal*, 8(2), 315-330.
- Ek, M., Mitchell, K., Lin, Y., Rogers, E., Grunmann, P., Koren, V., . . . Tarpley, J. (2003). Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D22).

- Enfield, D. B., & Alfaro, E. J. (1999). The dependence of Caribbean rainfall on the interaction of the tropical Atlantic and Pacific Oceans. *Journal of Climate*, 12(7), 2093-2103.
- Ferreira, N. C., & Chou, S. C. (2019). Influência do tipo de textura e umidade inicial do solo sobre a simulação da precipitação. *Anuário do Instituto de Geociências*, 41(3), 680-689. doi:10.11137/2018_3_680_689
- Ferreira, N. J., Ramírez, M. V., & Gan, M. A. (2009). Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. *Tempo e Clima no Brasil*, 43-59.
- Frank, N. (1970). On the nature of upper tropospheric cold core cyclones over the tropical Atlantic. (F. S. University, Ed.) *Master's thesis*.
- Gan, M., & Moscati, M. L. (2003.). Estação chuvosa de 2001/2002 na região centro-oeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 18(2), 183-196.
- Garbutt, D. J., Stern, R. D., Dennett, M. D., & Elston., J. (1981). A comparison of the rainfall climate of eleven places in West Africa using a two-part model for daily rainfall. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol*, 29, 137–155.
- Gomes, H. B. (2012). Distúrbios ondulatórios de leste no nordeste brasileiro: climatologia e modelagem numérica. *Tese de Doutorado - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas*.
- Grantz, K. B. (2007). Seasonal shifts in the North American monsoon. *J. Clim.*, 20, 1923–1935. doi:10.1175/JCLI4091.1.
- Hendon, H. H., & Salby, M. L. (1994). The life cycle of the Madden–Julian oscillation. 2225-2237, *51*(15), 2225-2237.
- INMET. (03 de Dezembro de 2019). *Glossário*. Fonte: INMET: www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home/page&page=glossario#F
- Janjic, Z. I. (1979). Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. *Contrib. Atmos. Phys.*, 52, 69-84.
- Janjić, Z. I. (1984). Nonlinear advection schemes and energy cascade on semi-staggered grids. *Monthly Weather Review*, 112(6), 1234-1245.

- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., & Xie, P. (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of hydrometeorology*, 5(3), 487-503.
- Kayano, M. T., & Andreoli, R. V. (2009). Clima da Região Nordeste do Brasil. *Tempo e Clima no Brasil*, 213-231.
- Kayano, M. T., & Kousky, V. E. (1999). Intraseasonal (30–60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. *Tellus A*, 51(3), 373-386.
- Knutson, T. R., & Weickmann, K. M. (1987). 30–60 day atmospheric oscillations: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Monthly Weather Review*, 115(7), 1407-1436.
- Kousky, V. E. (1979). Frontal influences on northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 9(9), 1140-1153.
- Kousky, V. E. (1988). Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3(1), 217-231.
- Kruk, N. S., Vendrame, Í. F., & Chou, S. C. (2013). Coupling a Mesoscale Atmospheric Model with a Distributed Hydrological Model Applied to a Watershed in Southeast Brazil. *Journal of Hydrologic Engineering*, 18(1), 58-65.
- Kruk, N. S., Vendrame, Í. F., Chan, C. S., & Ladeira, F. S. (2009). Análise de sensibilidade do modelo hidrológico distribuído DHSVM aos parâmetros de vegetação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 14(1), 75-84.
- Lacis, A. A., & Hansen, J. E. (1974). Atmosphere of Venus: Implications of Venera 8 sunlight measurements. *Science*, 184(4140), 979-982.
- Lau, K. M., & Chan, P. H. (1986). Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Monthly Weather Review*, 114, 1354–1367.
- Liebmann, B., Camargo, S. J., Seth, A., Marengo, J. A., Carvalho, L. M., Allured, D., & ... & Vera, C. S. (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.

- Lima, C. H., & Lall, U. (2009). Hierarchical Bayesian modeling of multisite daily rainfall occurrence: Rainy season onset, peak, and end. *Water resources research*, 45(7).
- Lima, C. H., & Lall, U. (2010). Spatial scaling in a changing climate: A hierarchical bayesian model for non-stationary multi-site annual maximum and monthly streamflow. *Journal of Hydrology*, 383(3-4), 307-318.
- Liu, Z., & Alexander, M. (2007). Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Reviews of Geophysics*, 45(2).
- Machado, L. A., Ferreira, N. J., Laurent, H., & Diedhiou, A. (2009). Distúrbios Ondulatórios de Leste. *Tempo e Clima no Brasil*, 61-73.
- Madden, R. A., & Julian, P. R. (Julho de 1971). Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the Tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(5), 702-708.
- Madden, R. A., & Julian, P. R. (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *Journal of Atmospheric Sciences*, 29(6), 1109-1123.
- Marengo, j. A. (2001). Mudanças climáticas globais e regionais: avaliação do clima atual do brasil e projeções de cenários climáticos do tipo.
- Marengo, J. A., Alves, L. M., Beserra, E. A., & Lacerda, F. F. (2011). Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. *Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas*, 1.
- Marengo, J. A., Alves, L. M., Castro, C. A., & Mendes, D. (s.d.). *Início da estação chuvosa nas Regiões Sudeste, Centro-Oeste e sul do Nordeste do Brasil, afetadas pela crise de energia*. Fonte: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos CPTEC/INPE: <http://energia1.cptec.inpe.br/regiaoafetadas/pt>
- Marengo, J. A., Liebmann, B., Kousky, V. E., Filizola, N. P., & Wainer, I. C. (2001). Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, 14(5), 833-852.
- Marengo, J., Alves, L. M., Castro, C. A., & Mendes, D. (2003). *Início da estação chuvosa nas Regiões Sudeste, Centro-Oeste e sul do Nordeste do Brasil, afetadas pela crise de energia*.

- Mass, N. J., & Weber, C. F. (Dezembro de 2016). An Evaluation of the NOAA Climate Forecast System Subseasonal Forecasts. *American Geophysical Union, 2016*, A33J-0391.
- Mass, N. J., & Weber, C. F. (28 de Agosto de 2017). Evaluating CFSv2 Subseasonal Forecast Skill with an Emphasis on Tropical Convection. *American Meteorological Society, 9*, 3795-3815. doi:<https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0109.1>
- McPhaden, M. J. (2002). El Nino and La Nina: Causes and global consequences. *Encyclopedia of global environmental change, 1*, 1-17.
- Melo, A. B., Nobre, P., Melo, M. L., & Santana, S. C. (2000). Estudo climatológico da posição da ZCIT no Atlântico Equatorial e sua influência sobre o Nordeste do Brasil. *Congresso Brasileiro de Meteorologia*(11).
- Mesinger, F., Chou, S. C., Gomes, J. L., Jovic, D., Bastos, P., Bustamante, J. F., & Veljovic, K. (2012). An upgraded version of the Eta model. *Meteorology and Atmospheric Physics., 116*(3-4), 63-79. doi:[dx.doi.org/10.1007/s00703-012-0182](https://doi.org/10.1007/s00703-012-0182)
- Minuzzi, R. B., Sedyama, G. C., da Motta Barbosa, E., de Melo Júnior, J. C., & Catalunha, M. J. (2006). Estudo climático do comportamento do período chuvoso no estado de Minas Gerais. *revista Ceres, 53*(306), 266-275.
- Molinas, P. A. (2019). *Gestão e operações do projeto de integração do rio São Francisco com bacias hidrográficas no nordeste setentrional*. (Vol. 1). Belo Horizonte, MG, Brasil: Tanto Expresso.
- Moura, A. D., & Shukla, J. J. (1981). On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of Atmospheric Sciences, 38*(12), 2653-2675.
- Moura, D. E., Herdies, D. L., Mendes, D., & Damião, M. C. (2010). Avaliação da precipitação do Modelo Regional Eta utilizando as análises do CPTEC e NCEP. *Revista Brasileira de Meteorologia., 25*, 46-53.
- Mukaka, M., & Moulton, L. H. (2016). Comparison of empirical study power in sample size calculation approaches for cluster randomized trials with varying cluster sizes—a continuous outcome endpoint. *Open Access Medical Statistics, 6*, 1-7.
- Nobre, C. A., & Molion. (1986). *Climanálise Especial. Edição Comemorativa de 10 anos*.

- Odekunle, T. O. (2004). Rainfall and the length of the growing season in Nigeria. *J. Climatol.*, 24, 467–479.
- Parker, D. E. (1973). Equatorial Kelvin waves at 100 millibars. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99(419), 116-129.
- Paulson, C. (1970). The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 9(6), 857-861.
- Philander, S. G. (1985). El Niño and La Niña. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(23), 2652-2662.
- Pilotto, I. D., Chou, S., & Nobre, P. (2012). Seasonal climate hindcasts with Eta model nested in CPTEC coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Theoretical and Applied Climatology.*, 110(10), 437-456. doi:10.1007/s00704-012-06
- Rao, B. V., Lima, M. C., & Franchito, S. H. (1993). Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern northeast Brazil. *Journal of Climate.*, 6(9), 1754-1763.
- Reboita, M. S., & Santos, I. (2015). Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no norte e nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Climatologia*(15).
- REBOITA, M. S., Campos, B., Santos, T., Gan, M. A., & Carvalho, V. S. (2017). Análise sinótica e numérica de um VCAN no Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 10(1), 41-59. doi:https://doi.org/10.5935/1984-2295.20170004
- Rebouças, A. D. (1997). Água na região Nordeste: desperdício e escassez. *Estudos avançados*, 11(29), 127-154.
- Resende, N., & Chou, S. C. (2015). Influência das condições do solo na climatologia da previsão sazonal do modelo Eta. *Revista Brasileira de Climatologia*, 15, 64-79.
- Richardson, D., Fowler, H. J., Kilsby, C. G., Neal, R., & Dankers, R. (14 de janeiro de 2020). Improving sub-seasonal forecast skill of meteorological drought: a weather pattern approach. *Natural Hazards Earth System Sciences*, 20, 107-124.
- Rodrigues, M. A., Garcia, S. R., Kayano, M. T., Calheiros, A. J., & Andreoli, R. V. (2021). Onset and demise dates of the rainy season in the South American Monsoon region: a cluster analysis result. *International Journal of Climatology*.

- Ropelewski, C. F., & Halpert, M. S. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly weather review*, 115(8), 1606-1626.
- Rozante, J. R., Moreira, D. S., de Goncalves, L. G., & Vila, D. A. (2010). Combining TRMM and surface observations of precipitation: technique and validation over South America. *Weather and forecasting*, 25(3), 885-894.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., . . . Kleist, D. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>
- Schwarzkopf, M., & Fels, S. (1991). The simplified exchange method revisited: An accurate, rapid method for computation of infrared cooling rates and fluxes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 96(D5), 9075-9096.
- Seluchi, M. E., Chou, S., & Gramani, M. (2011). A case study of winter heavy rainfall event over the Serra do Mar in Brazil. *Geofísica International.*, 50(1), 41-56.
- Seluchi, M., & Chou, S. (2009). Synoptic patterns associated with landslide events in the Serra do Mar. *Theoretical and Applied Climatology.*, 98, 67-77. doi:10.1007/s00704-008-0101-x
- Silva, A. P. (2004). Dissertação de Doutorado. *Avaliação hidrológica e meteorológica para a transposição de águas da bacia do rio São Francisco*. Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- Siqueira, V. A., Collischonn, W., Fan, F. M., & Chou, S. C. (2016). Ensemble flood forecasting based on operational forecasts of the regional Eta EPS in the Taquari-Antas basin. *RBRH*, 21(3), 587-602. doi:10.1590/2318-0331.011616004
- SOUZA, C. A., & REBOITA, M. S. (2021). Ferramentas de Visualização dos Padrões de Teleconexões. *Terae Didatica*.
- Sugahara, S. (1991). Flutuações interanuais, sazonais e intrasazonais de precipitação no estado de São Paulo. *Tese (Doutorado em Meteorologia) – Curso de pós-graduação em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas.*, 140.
- Trenberth, K. E. (1997). The definition of el nino. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771-2778.

- Veiga, J. A., Marengo, J. A., & Rao, V. B. (2002). A influência das anomalias de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre as chuvas de monção da América do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 17(2), 181-194.
- Vieira, R. M., Dereczynski, C. P., Chou, S. C., Gomes, J. L., & de Paiva Neto, A. C. (2016). Avaliação das Previsões de Precipitação do Modelo Eta para Bacia do Rio São Francisco em Minas Gerais, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 38(2), 15-23.
- Virmani, S. M. (1975). The agricultural climate of the Hyderabad regions in relation to crop planning. *Internal Report, Farming Systems Program*. .
- Vitart, F., Ardilouze, C., Bonet, A., Brookshaw, A., Chen, M., Codorean, C., & ... & Hendon, H. (23 de janeiro de 2017). The Subseasonal to Seasonal (S2S) Prediction Project Database. 98(1), 163-173. doi:<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0017.1>
- Waliser, D., Sperber, K., Hendon, H., Kim, D., Maloney, E., Wheeler, M., . . . Higgins, W. (2009). MJO simulation diagnostics. *Journal of Climate*, 22(11), 3006-3030.
- Weber, T. M., Dereczynski, C. P., dos Santos Souza, R. H., Chou, S. C., Bustamante, J. F., & de Paiva Neto, A. C. (2016). Investigação da Previsibilidade Sazonal da Precipitação na Região do Alto São Francisco em Minas Gerais. *Anuário do Instituto de Geociências*, 38(2), 24-36.
- White, C. J., Carlsen, H., Robertson, A. W., Klein, R. J., Kumar, A., & Bharwani, S. (2017). Potential applications of seasonal to seasonal (S2S) predictions. *Meteorological applications*, 24(3), 315-325.
- White, C. J., Carlsen, H., Robertson, A. W., Klein, R. J., Lazo, J. K., Kumar, A., & Bharwani, S. (06 de Abril de 2017). Potential applications of subseasonal-to-seasonal (S2S) predictions. *Royal Meteorology Society*, 24(3), 315-325. doi:<https://doi.org/10.1002/met.1654>
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences* (Vol. 100). Academic press.
- Wolter, K., & Timlin, M. S. (2011). El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). *Journal of Climatology*, 31(14), 1074-1087. doi:10.1002/joc.2336.

Zangvil, A. ". (1975). Temporal and spatial behavior of large-scale disturbances in tropical cloudiness deduced from satellite brightness data. *Monthly Weather Review*, 103(10), 904-920.

Zhao, Q., & Carr, F. H. (1997). A prognostic cloud scheme for operational NWP models. *Monthly Weather Review*, 125(8), 1931-1953.