



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2014/01.10.17.36-TDI

## INFLUÊNCIA DAS CONDIÇÕES DO SOLO NA PREVISÃO SAZONAL DE EXTREMOS CLIMÁTICOS

Nicole Costa Resende

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Chou Sin Chan, aprovada em 05 de fevereiro de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FHCP6L>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

## **CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**

### **Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **Membros:**

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2014/01.10.17.36-TDI

## INFLUÊNCIA DAS CONDIÇÕES DO SOLO NA PREVISÃO SAZONAL DE EXTREMOS CLIMÁTICOS

Nicole Costa Resende

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Chou Sin Chan, aprovada em 05 de fevereiro de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FHCP6L>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Resende, Nicole Costa.

R311i      Influência das condições do solo na previsão sazonal de extremos climáticos / Nicole Costa Resende. – São José dos Campos : INPE, 2014.

xlii + 192 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2014/01.10.17.36-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientadora : Dra. Chou Sin Chan.

1. modelo sazonal Eta. 2. umidade do solo. 3. extremos climáticos. 4. UHE Três Marias. 5. parâmetros hidrológicos. I.Título.

CDU 551.577.5

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de **Mestre** em  
**Meteorologia**

Dr. Javier Tomasella



---

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Chou Sin Chan



---

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Claudinei Pereira Dereczynski



---

Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

**Este trabalho foi aprovado por:**

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Nicole Costa Resende**

**São José dos Campos, 05 de Fevereiro de 2014**



*A minha família pelo amor e carinho, e principalmente a meus pais, que tanto me incentivaram para esta conquista.*

*As minhas irmãs pelo apoio e pela amizade.*

*Aos meus amigos por estarem sempre presentes em minha vida.*

*Ao Leonardo pela paciência e companheirismo.*

**DEDICO**



## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela oportunidade concedida para a realização do Programa de Pós Graduação em Meteorologia. Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) pela infra-estrutura disponível para a realização deste trabalho.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e a Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG) pelo apoio financeiro.

Aos professores do Programa de Pós Graduação em Meteorologia do INPE, pela boa convivência e pelos conhecimentos transmitidos, em especial à Dra. Chou Sin Chan pela orientação e paciência, e pelo apoio e direcionamento no trabalho realizado, que muito contribuíram ao meu crescimento profissional.

Ao grupo de trabalho do modelo Eta, em especial aos colegas Adan, André, Caroline Mourão, Daniela Carneiro, Gustavo Sueiro, Marilei Foss, Graciele Chagas, Jorge Gomes, Priscila Tavares, Josiane Bustamante, pela prontidão em ajudar. Agradeço também aos demais profissionais do INPE, em especial ao pesquisador Dr. Daniel Rodriguez pelos conhecimentos repassados e pelas dúvidas sanadas.

Aos membros da banca examinadora da proposta de dissertação, Dra. Regina Alvalá e Dr. Christopher Castro, pelas sugestões e contribuições.

Ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) pela concessão de dados de estações meteorológicas.

Aos colegas acadêmicos pela amizade e carinho.



## RESUMO

A matriz energética brasileira baseia-se na energia renovável, tornando o Brasil um país vulnerável as condições climáticas. Necessita-se portanto, do aprimoramento de modelos regionais na simulação de eventos extremos, para auxiliar o planejamento das usinas hidrelétricas. Esse aprimoramento pode ser feito a partir da parametrização de processos de superfície, como o balanço de umidade do solo. O balanço é obtido a partir de parâmetros hidrológicos definidos para cada tipo de solo, e pela umidade inicial inserida no modelo. O objetivo desse trabalho é estudar a influência das condições iniciais do solo e do tipo de solo na previsão sazonal de extremos climáticos. São realizados dois experimentos (ETA1 e ETA2) a partir de integrações do modelo Eta, com 4 meses e meio de integração e utilizando reanálises como condições inicial e de contorno. O período analisado são as estações secas e chuvosas no Brasil, entre 1979 e 2012. ETA1 foi realizado como uma simulação controle, com umidade inicial do solo climatológica e nove tipos de solo. Em ETA2, utilizou-se umidade inicial do solo calculada e 26 tipos de solo. Para analisar a climatologia simulada, dados de reanálises permitiram a avaliação dos erros de algumas variáveis do modelo. A análise da acurácia da previsão de extremos sobre a UHE de Três Marias foi realizada por meio dos seguintes índices de extremos climáticos: RX1DAY, RX5DAY, CDD, CWD, R950 e TX90P. A partir da análise dos experimentos, conclui-se que o modelo Eta manifesta sensibilidade a alterações no solo quando diferentes condições de solo são utilizados na integração do modelo. ETA2 simula menor umidade do solo nas estações seca e chuvosa e temperaturas sistematicamente mais baixas. A simulação da precipitação é mais acurada no ETA2. Em relação aos extremos climáticos, na estação seca ETA2 simula bem o índice R95P. Na cidade de Bambuí, segundo a observação e a simulação de ETA2, ao longo dos anos os índices RX1DAY e CDD tendem a aumentar na estação seca, e o índice CWD a diminuir na estação chuvosa.



## **INFLUENCE OF SOIL CONDITIONS ON SEASONAL FORECASTING OF CLIMATE CHANGES**

### **ABSTRACT**

The Brazilian energetic resources rely on renewable energy what makes Brazil vulnerable to climatological changes. Improving the regional models for extreme events forecasting is interesting for supporting the hydroelectrics planning. This improvement can be made from the superficial process parametrization, like the soil humidity balance. This balance is obtained from the hydrological parameters defined for each sort of soil and the initial humidity inserted in the model. In this work we study the influence of the soil initial conditions and the kinds of soil on the seasonal forecasting of extreme events. Two experiments (ETA1 and ETA2) were done from the integration of the Eta model with 4 and a half integration months using as initial and contour parametrization the CFSR reanalysis. The analyzed period was the Brazilian dry and rainy seasons between 1979 and 2012. ETA1 was performed as control simulation with the climatological soil initial humidity and 9 types of soil. For ETA2 simulation was considered the calculated initial soil humidity and 26 types of soil. In order to analyze the climatological simulation, reanalysis data allowed the evaluation of the errors of some model variables. The accuracy analysis of the extreme forecasting on hydroelectric of Três Marias was made using extreme events indexes. From the experiments results we conclude that the Eta model is sensible for soil changes when different conditions of soil were used in the model integration. ETA2 simulated a lower soil humidity in the dry and rainy seasons and lower systematic temperatures. The precipitation simulation was more accurate in ETA2. In relation to climatological extremes, the dry season in ETA2 simulates the R95P index well. In the city of Bambuí, according to the observation and ETA2 simulation, the RX1DAY and CDD indexes tend to increase in the dry season along the years. The CWD tends to decrease in the rainy season.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Capacidade instalada do SIN em 31/12/2012.....	8
Figura 2.2 - Bacia hidrográfica do rio São Francisco dividida em regiões fisiográficas e suas principais usinas hidrelétricas.....	11
Figura 2.3 - Sub-divisões da bacia do São Francisco: a) regiões fisiográficas, b) Sub-bacias adotadas pela Aneel.....	12
Figura 2.4 – Tendências dos índices de extremos climáticos de 54 estações ao longo do período de 1960 a 2000. Os círculos correspondem a tendências negativas e as cruzes correspondem a tendências positivas, tal que: a) CDD, b) CWD, c) RX1DAY, d) RX5DAY, e) R95P.....	18
Figura 2.5 - Erro da previsão de precipitação acumulada (mm) no trimestre de (a) JFM e (b) OND.....	21
Figura 2.6 - Séries temporais de precipitação média trimestral observada e prevista pelo Modelo Regional Eta e o modelo AGCM/CPTEC sobre o setor Sudeste (mm).....	22
Figura 2.7 – Precipitação para a estação de DJF: (a) observada, (b) prevista e (c) erro do modelo (mm/dia).....	23
Figura 2.8 – Diferença entre a precipitação (mm) simulada pelo modelo Eta e as análises fornecidas pelo CPTEC, para os anos de 2001 a 2010, nos meses de fevereiro e maio.....	23

Figura 2.9 - Diferença da simulação da precipitação acumulada em 24 horas (b), da previsão de 12 horas da temperatura a 2 m da superfície (d). Os experimentos foram baseados em membro do modelo WRF com diferentes análises de umidade do solo.....	29
Figura 3.1 - Estrutura do modelo solo - superfície NOAH.....	34
Figura 3.2 – Mapa de solos para a América do Sul incorporado no modelo Eta com 26 tipos de solo.....	40
Figura 3.3 – Topografia (m) do domínio escolhido para realizar a integração do modelo.....	44
Figura 3.4 – Localização das cidades que possuem estações meteorológicas com dados observados do INMET.....	47
Figura 3.5 – Quantidade de séries de dados (anos) observados disponíveis em cada estação meteorológica.....	49
Figura 3.6 – Diagrama de Taylor utilizado para a exibição de parâmetros estatísticas de padrões.....	53
Figura 4.1 - Tipos de solo interpolados para a grade do modelo Eta; a) ETA1 - Mapa com 9 tipos de solo (ZOBBLER, 1986), b) ETA2 - Mapa com 26 tipos (TOMASELLA e HODNETT, 2005).....	55
Figura 4.2 - Umidade inicial do solo inserida no modelo nos experimentos (ETA1 e ETA2), em $m^3/m^3$ . ETA1 é disposto a esquerda para os meses de (a) Abril e (c) Outubro; e ETA2 a direita, nos meses de (b) Abril e (d) Outubro.....	57

Figura 4.3 – Climatologia da umidade do solo simulada nos experimentos (ETA1 e ETA2), em $m^3/m^3$ . ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF.....	58
Figura 4.4 – Umidade do solo simulada e observada em uma camada de 10 cm de solo, entre os anos de 2001 a 2003, em Santarém (Pa)....	59
Figura 4.5 - Erro da climatologia da pressão ao nível médio do mar (PNMM) em relação ao CFSR (em hPa). ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b)MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de contorno representam a simulação do modelo.....	61
Figura 4.6 – Erro da climatologia da magnitude do vento (m/s)em 250 hPa, em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de corrente representam a simulação do modelo.....	64
Figura 4.7 - Erro da climatologia da magnitude do vento (m/s) em 500 hPa, em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de corrente representam a simulação do modelo.....	65

Figura 4.8 - Erro da climatologia da magnitude do vento (m/s) em 750 hPa, em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de corrente representam a simulação do modelo..... 66

Figura 4.9 - Erro da climatologia da altura geopotencial (m) em 250 hPa, em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de contorno representam a simulação do modelo..... 68

Figura 4.10 - Erro da climatologia da altura geopotencial (m) em 500 hPa, em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA, (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA, (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de contorno representam a simulação do modelo..... 69

Figura 4.11 – Erro da climatologia da altura geopotencial (m) em 750 hPa, em relação ao CFSR. O ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de contorno representam a simulação do modelo..... 70

Figura 4.12 – Erro da climatologia da umidade específica (kg/kg) em 500

hPa em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de contorno representam a simulação do modelo.....	72
Figura 4.13 – Erro da climatologia da umidade específica (kg/kg) em 750 hPa em relação aos dados do CFSR. O ETA1 é disposto a esquerda para a média das estações (a) MJJA e (c) NDJF; e o ETA2 a direita, considerando a média das estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de contorno representam a simulação do modelo.....	73
Figura 4.14 – Precipitação simulada para a estação MJJA pelo modelo Eta (mm/estação), nos experimentos: a)ETA1 e b)ETA2, de 1979 a 2012.....	74
Figura 4.15 – Erro da climatologia da precipitação acumulada em MJJA (mm/estação), em relação ao GPCP, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2.....	75
Figura 4.16 – Erro da climatologia da precipitação acumulada em MJJA (mm/estação), em relação ao CRU, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2.....	76
Figura 4.17 – Precipitação simulada para a estação NDJF pelo modelo Eta (mm/estação), nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2, de 1979 a 2012.....	77

Figura 4.18 – Erro da climatologia da precipitação acumulada em NDJF (mm/estação), em relação ao GPCP, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2.....	78
Figura 4.19 – Erro da climatologia da precipitação acumulada em NDJF (mm/estação), em relação ao CRU, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2.....	78
Figura 4.20 – Temperatura média simulada (°C) para a estação MJJA pelo modelo Eta nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2, de 1979 a 2012.....	80
Figura 4.21 – Erro da climatologia da temperatura média (°C) na estação MJJA, em relação ao CRU, nos os experimentos a) ETA1 e b) ETA2.....	81
Figura 4.22 – Temperatura média simulada (°C) para a estação NDJF pelo modelo Eta, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2, de 1979 a 2012.....	81
Figura 4.23 – Erro da climatologia da temperatura média (°C) na estação chuvosa NDJF, em relação ao CRU, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2.....	82
Figura 4.24 – Temperatura máxima simulada (°C) para a estação MJJA, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2, de 1979 a 2012.....	83
Figura 4.25 – Erro da climatologia da temperatura máxima (°C) na estação MJJA, em relação ao CRU, nos experimentos a) ETA1 e b)	

ETA2.....	83
Figura 4.26 – Temperatura máxima simulada (°C) para a estação chuvosa (NDJF) pelo modelo Eta nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2, considerando a climatologia de 1979 a 2012.....	84
Figura 4.27 – Erro da climatologia da temperatura máxima (°C) na estação NDJF, em relação ao CRU, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2..	84
Figura 4.28 - Diagrama de Taylor para a precipitação (mm/dia) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e os triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “_1” e “_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.....	86
Figura 4.29 – Desvio padrão das séries de precipitação (mm/dia) simulado e observado em cada cidade, na estação MJJA.....	88
Figura 4.30 – Precipitação (mm/dia) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.....	89
Figura 4.31 – Desvio padrão das séries de precipitação (mm/dia) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.....	90
Figura 4.32 - Precipitação (mm/dia) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.....	90
Figura 4.33 - Diagrama de Taylor para o índice RX1DAY (mm) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas	

por um círculo se referem ao ETA1 e os triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “\_1” e “\_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.....92

Figura 4.34 – Desvio padrão das séries de RX1DAY (mm) simulado e observados em cada cidade, na estação MJJA.....93

Figura 4.35 – Índice RX1DAY (mm) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.....94

Figura 4.36 – Desvio padrão das séries de RX1DAY (mm) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.....94

Figura 4.37 – Índice RX1DAY (mm) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012..... 95

Figura 4.38 - Diagrama de Taylor para o índice RX5DAY (mm) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e os triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “\_1” e “\_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.....96

Figura 4.39 – Desvio padrão das séries de RX5DAY (mm) simulado e observado em cada cidade, na estação MJJA.....97

Figura 4.40 – Índice RX5DAY (mm) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.....98

Figura 4.41 – Desvio padrão das séries de RX5DAY (mm) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.....98

Figura 4.42 – Índice RX5DAY (mm) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.....	99
Figura 4.43 - Diagrama de Taylor para o índice CDD (dias) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “_1” e “_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.....	100
Figura 4.44 – Desvio padrão das séries de CDD (dias) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.....	101
Figura 4.45 – Índice CDD (dias) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.....	102
Figura 4.46 – Desvio padrão das séries de CDD (dias) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.....	103
Figura 4.47 – Índice CDD (dias) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.....	103
Figura 4.48 - Diagrama de Taylor para o índice CWD (dias) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “_1” e “_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.....	105
Figura 4.49 – Desvio padrão das séries de CWD (dias) simulado e observado em cada cidade, na estação MJJA.....	106

Figura 4.50 – Índice CWD (dias) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.....	107
Figura 4.51 – Desvio padrão das séries de CWD (dias) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.....	107
Figura 4.52 – Índice CWD (dias) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.....	108
Figura 4.53 – Diagrama de Taylor para o índice R95P (mm) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “_1” e “_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.....	109
Figura 4.54 – Desvio padrão das séries de R95P (mm) simulado e observado em cada cidade, na estação MJJA.....	110
Figura 4.55 – Índice R95P (mm) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.....	111
Figura 4.56 – Desvio padrão das séries de R95P (mm) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.....	112
Figura 4.57 – Índice R95P (mm) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.....	112
Figura 4.58- Diagrama de Taylor para a temperatura máxima (°C) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e os	

triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “_1” e “_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.....	114
Figura 4.59 – Desvio padrão das série de TMAX (°C) simulada e observada em cada cidade, na estação MJJA.....	115
Figura 4.60 – Temperatura máxima (°C) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.....	116
Figura 4.61 – Desvio padrão das séries de TMAX (°C) simulada e observada em cada cidade, na estação NDJF.....	116
Figura 4.62 – Temperatura máxima (°C) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.....	117
Figura 4.63 - Diagrama de Taylor para o índice TX90P (%) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “_1” e “_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.....	118
Figura 4.64 - Desvio padrão das séries de TX90P (%) simulado e observado em cada cidade, na estação MJJA.....	119
Figura 4.65 – Índice TX90P (%) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.....	120
Figura 4.66 - Desvio padrão das séries de TX90P (%) simulado e observado em cada cidade, na estação MJJA.....	120

Figura 4.67 – Índice TX90P (%) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.....	121
Figura A.1 – Climatologia da umidade do solo ( $m^3/m^3$ ) simulada em ETA1 e ETA2 para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....	139
Figura A.2 – Climatologia da umidade do solo ( $m^3/m^3$ ) simulada em ETA1 e ETA2 para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.....	140
Figura A.3 – Diferença entre a climatologia da PNMM (hPa) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de contorno. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....	142
Figura A.4 – Diferença entre a climatologia da PNMM (hPa) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de contorno. ETA1 é disposto a	

esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.....144

Figura A.5 – Diferença entre a climatologia da magnitude do vento (m/s) em 250 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....145

Figura A.6 – Diferença entre a climatologia da magnitude do vento (m/s) em 250 hPa (1979 – 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.....147

Figura A.7 – Diferença entre a climatologia da magnitude do vento (m/s) em 500 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a)

e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....147

Figura A.8 – Diferença entre a climatologia da magnitude do vento (m/s) em 500 hPa (1979 – 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.....150

Figura A.9 – Diferença entre climatologia da magnitude do vento em (m/s) 750 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....151

Figura A.10 – Diferença entre a climatologia da magnitude do vento em (m/s) 750 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h)

Figura A.11 – Diferença entre a climatologia da altura geopotencial (Zgeo) em 250 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....154

Figura A.12 – Diferença entre a climatologia da altura geopotencial (Zgeo) em 250 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro...156

Figura A.13 – Diferença entre a climatologia da altura geopotencial (Zgeo) em 500 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....157

Figura A.14 – Diferença entre a climatologia da altura geopotencial (Zgeo) em 500 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro....159

Figura A.15 – Diferença entre a climatologia da altura geopotencial (Zgeo) em 750 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....160

Figura A.16 – Diferença entre a climatologia da altura geopotencial (Zgeo) em 750 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro...162

Figura A.17 – Diferença entre a climatologia da umidade específica (kg/kg) em 250 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados

de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....163

Figura A.18 – Diferença entre a climatologia da umidade específica (kg/kg) em 250 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro....165

Figura A.19 – Diferença entre a climatologia da umidade específica (kg/kg) em 500 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....166

Figura A.20 – Diferença entre a climatologia da umidade específica (kg/kg) em 500 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela

barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro....168

Figura A.21 – Diferença entre a climatologia da umidade específica (kg/kg) em 750 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....169

Figura A.22 – Diferença entre a climatologia da umidade específica (kg/kg) em 750 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.....171

Figura A.23 – Climatologia da precipitação (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2), para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os o acumulado de precipitação nos meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....172

Figura A.24 – Diferença entre a climatologia da precipitação acumulada (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do GPCP, para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....174

Figura A.25 – Diferença entre a climatologia da precipitação acumulada (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do CRU, para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....175

Figura A.26 – Diferença entre a climatologia da precipitação acumulada (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do GPCP, para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.....176

Figura A.27 – Diferença entre a climatologia da precipitação acumulada (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do GPCP, para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.....178

Figura A.28 – Diferença entre a climatologia da precipitação acumulada (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do CRU, para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura

e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.....179

Figura A.29 – Climatologia da temperatura média (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2), para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....180

Figura A.30 – Diferença entre a climatologia da temperatura média (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e dados do CRU, para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....182

Figura A.31 – Climatologia da temperatura média (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2), para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.....183

Figura A.32 – Diferença entre a climatologia da temperatura média (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do CRU, para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.....184

- Figura A.33 – Climatologia da temperatura máxima (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2), para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....186
- Figura A.34 – Diferença entre a climatologia da temperatura máxima (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do CRU, para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.....187
- Figura A.35 – Climatologia da temperatura máxima (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2), para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.....188
- Figura A.36 – Diferença entre a climatologia da temperatura máxima (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do CRU, para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.....190



## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Configurações utilizadas no modelo de previsão sazonal Eta.....	33
Tabela 3.2– Variáveis utilizadas como condição inicial e de contorno para o modelo Eta.....	37
Tabela 3.3. Parâmetros utilizados para definir o tipo de solo.....	38
Tabela 3.4 – Valores dos parâmetros que definem o tipo de solo, segundo metodologia de Zobler (1986).....	39
Tabela 3.5 – Valores dos parâmetros que definem o tipo de solo, segundo metodologia de Tomasella e Hodnett (2005).....	41
Tabela 3.6 – Informações acerca das estações meteorológicas utilizadas.....	48
Tabela 3.7 – Descrição e formulação dos índices de extremos climáticos adaptados para a escala sazonal.....	52



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA – Agência Nacional de Águas  
ANEEL – Agência Nacional de Energia Elétrica  
BB – Parâmetro B do tipo de solo  
BMRC - *Australian Bureau of Meteorology Research Centre*  
AGCM - *Atmospheric General Circulation Model*  
CC – Capacidade de Campo  
CDD – Índice de dias secos consecutivos  
CEMIG - Companhia Energética de Minas Gerais  
CFSR – *Climate Forecast System Reanalysis*  
CLIVAR - *Research Program Climate Variability and Predictability*  
CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos  
CMC – Teor de umidade crítica  
CRU – *Climatic Research Unit*  
CWD - Índice de dias úmidos consecutivos  
DD - Taxa de drenagem profunda  
DNAEE – Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica  
DRYSMC – Limiar para solo seco quando acaba de evaporar  
ECMWF – *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*  
ETA1 – Experimento 1, com o modelo Eta  
ETA2 - Experimento 1, com o modelo Eta  
ETCCDMI – *Expert Team on Climate Change Detection Monitoring and Indices*  
EXCsat - Excesso de saturação do solo  
F11 – Relação entre difusividade e condutividade  
GFDL - *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*  
GPCP – *Global Precipitation Climatology Project*  
INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
Ks – Condutividade hidráulica do solo saturado  
LSM – *Land Surface Model*  
MAXSMC – Valor da saturação da umidade do solo  
NCAR – *Nacional Center for Atmospheric Research*  
NCDC - *National Climatic Data Center*  
NCEP – *Nacional Center for Environmental Prediction*  
NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*  
NOAH - *NCEP – OSU - Air Force Office of Hydrology*  
ONS – Operador Nacional do Sistema  
OSU - *Oregon State University*  
P – Taxa de precipitação  
PET – Evapotranspiração potencial  
PMP – Ponto de Murcha Permanente  
prec – Total acumulado em 6 horas de precipitação  
pslm – Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM)  
pslc – Pressão à superfície  
QTZ – Quantidade de quartzo no solo  
RCM – *Regional Climate Model*  
REFSMC – Limiar em que a umidade do solo começa a controlar a evapotranspiração  
RET – Evapotranspiração real  
RMS – *Root Mean Square*  
RX1DAY – Índice de máximo de precipitação em um dia  
RX5DAY – Índice de máximo de precipitação em cinco dias  
R95P – Índice de dias com chuva forte  
S - Armazenamento de água no solo acima do ponto de murcha permanente  
Smax - Teor máximo de umidade do solo.

SATDK – Condutividade hidráulica do solo saturado  
SATDW – Difusividade do solo saturado  
SATPSI – Potencial de saturação do solo  
SIN – Sistema Interligado Nacional  
temp – Temperatura  
tgsc – Temperatura do solo a 0,1 metros  
tgrz – Temperatura do solo a 2 metros  
TRMM - *Tropical Rainfall Measuring Mission*  
TSM – Temperatura da Superfície do Mar  
TX90 – Índice de dias quentes  
UHE – Usina Hidrelétrica  
umrl – Umidade relativa  
uvel – Vento zonal  
vvel – Vento meridional  
WLTMSC – Valor volumétrico do ponto de murcha permanente  
WRF - *Weather Research and Forecasting*  
WMO – World Meteorological Organization  
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul  
zgeo – Altura geopotencial



## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivos.....	3
1.2. Contribuições.....	4
1.3. Apresentação dos capítulos.....	5
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	7
2.1. Previsão climática no setor elétrico.....	7
2.2. Eventos extremos e índices de extremos climáticos.....	14
2.3. Previsão sazonal do modelo regional Eta.....	19
2.4. Parametrizações de superfície e condições do solo na previsão climática....	25
3. METODOLOGIA.....	31
3.1. Modelo de previsão Eta/CPTEC.....	31
3.1.1. Descrição e parametrizações do modelo.....	31
3.1.2. Condições iniciais e de contorno utilizadas.....	35
3.1.3. Configurações dos experimentos.....	37
3.1.3.1. Experimento 1: Parâmetros de solo definidos por Zobler (1986).....	38
3.1.3.2. Experimento 2: Parâmetros de solo definidos por Moira.....	39
3.1.3.2.1. Umidade inicial do solo.....	41
3.2. Área de estudo.....	44
3.3. Erros sistemáticos do modelo.....	45
3.4. Dados observados em estações meteorológicas.....	47
3.5. Índices de extremos climáticos.....	49
3.6. Análise estatística dos experimentos.....	52
4. RESULTADOS.....	55
4.1. Acurácia do modelo nos experimentos.....	55
4.1.1. Umidade do solo.....	55
4.1.2. Pressão ao nível médio do mar .....	60

4.1.3. Escoamento do vento.....	63
4.1.4. Altura geopotencial.....	67
4.1.5. Umidade específica.....	71
4.1.6. Precipitação.....	74
4.1.7. Temperatura.....	80
4.1.8. Temperatura máxima.....	82
4.2. Cálculo dos índices de extremos climáticos e análise estatística.....	85
4.2.1. Índices de extremos de precipitação.....	85
4.2.1.1. Máximo de precipitação em um dia (RX1DAY).....	91
4.2.1.2. Máximo de precipitação em cinco dias (RX5DAY).....	95
4.2.1.3. Dias consecutivos secos (CDD).....	100
4.2.1.4. Dias consecutivos úmidos (CWD).....	104
4.2.1.5 Chuvas fortes (R95P).....	108
4.2.2. Índices de extremos de temperatura.....	113
4.2.2.1. Dias quentes (TX90P).....	118
5. CONCLUSÕES.....	123
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	127
APÊNDICE A.....	139

## **1. INTRODUÇÃO**

O Brasil é um país com grande extensão territorial, o que favorece a diversidade climática e evidencia a importância da obtenção de previsões meteorológicas de boa qualidade. Essas previsões auxiliam o planejamento e o bom desempenho de diversas atividades, tais como a agricultura, a manutenção do setor elétrico, o gerenciamento de recursos hídricos, entre outros setores econômicos (transporte, abastecimento, turismo, lazer, etc.). Para tanto, o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) utiliza modelos numéricos, que tem importante papel na previsão de diversos eventos extremos, como secas e inundações, amparando assim as tomadas de decisões nos diversos campos citados anteriormente.

Atualmente, a matriz energética brasileira baseia-se na energia renovável, tornando o Brasil um país muito vulnerável as condições climáticas. A energia hidrelétrica é a principal fonte de energia do país, o que salienta a necessidade de maiores estudos a cerca da aplicação de modelos climáticos no âmbito do setor elétrico. A geração de energia elétrica tem como insumo a disponibilidade hídrica ao longo do tempo e baseia-se na regularização de vazão através de reservatórios para atendimento da demanda, como por exemplo, na usina hidrelétrica de Três Marias, localizada na região do Alto São Francisco. Portanto, o uso da previsão climática é uma boa estratégia para esse mercado. No entanto, há ainda algumas limitações no uso de previsões climáticas aplicadas ao setor elétrico que ocorrem, em grande parte, devido às incertezas das atuais previsões climáticas, relacionadas as simplificações e parametrizações necessárias aos modelos de previsão. Ao realizar uma previsão numérica, possivelmente serão encontrados erros sistemáticos associados a essas imperfeições do modelo, como por exemplo uma tendência do modelo em subestimar ou superestimar uma certa variável em determinada região. Essa problemática torna essencial a realização de trabalhos com o intuito de verificar

as regiões onde esses erros sistemáticos são mais proeminentes.

Modelos de circulação global, mais conhecidos como *Atmospheric General Circulation Model* (AGCM), são geralmente utilizados nas previsões de tempo e clima. Os AGCM têm sido aplicados para análise de processos de grande escala, tratando-se de importantes instrumentos para avaliação do tempo e clima, porém inadequados para a descrição dos processos de transporte lateral ou propagação de vazões (COLLISCHONN; TUCCI, 2001), entre outros fins hidrológicos. Essa inadequação dos AGCM para fins hidrológicos está relacionada a escala em que os processos hidrológicos se desenvolvem, pois em termos de escalas espacial e temporal existe uma defasagem entre a modelagem climática e hidrológica. Neste contexto, modelos regionais, também conhecidos por *Regional Climate Model* (RCM), se mostram como uma importante ferramenta para diminuir esta defasagem.

Diversos estudos têm sido realizados com modelos regionais com o objetivo de melhor representar os processos de mesoescala, topografia e características da superfície terrestre da América do Sul, de modo a possibilitar a utilização desses modelos em estudos hidrológicos. Quando se trata de modelos regionais, a confiabilidade das simulações em alta resolução depende da qualidade da condição de contorno lateral e também da própria capacidade do modelo regional de desenvolver características realísticas do clima presente (SILVA, 2012). Apesar das limitações da modelagem climática regional, tais como as condições de contorno laterais, inicialização, o tempo de *spin-up* do modelo, entre outras, os modelos regionais apresentam diversos benefícios em sua utilização (GIORGI; MEARNS, 1999; TANAJURA, 1996; DICKINSON et al., 1989). Uma das vantagens do uso de modelos regionais é que suas grades incorporam uma alta resolução de topografia (não implícita na modelagem de grande escala) que tendem a representar melhor os efeitos da orografia na distribuição de chuva intra-regional da área de interesse modelada. Porém, em

uma escala sazonal, os modelos de previsão regional possuem deficiências em suas simulações, devido ao comportamento caótico da atmosfera e a dificuldade em simular as condições atmosféricas após um determinado período.

As simulações de tempo e clima também são diretamente afetadas pelas condições do solo e pela umidade inicial inserida em um modelo de previsão, devido à influência destes na partição de energia entre calor latente e calor sensível (DIRMEYER et al, 1999). Essa partição é responsável pelas diferenças na disponibilidade de calor e água na superfície, determinando o balanço de energia na superfície e o ciclo hidrológico da região. Verifica-se então que as condições do solo podem afetar não só a temperatura próxima da superfície e a umidade do ar, mas também a circulação local e a precipitação. Isso mostra a importância da realização de estudos que investiguem a sensibilidade de modelos atmosféricos às variações de umidade do solo.

A análise da acurácia dos modelos de previsão para determinar variáveis como temperatura e precipitação também é importante para a detecção de eventos extremos, que constantemente afetam diferentes regiões do país causando diversos prejuízos. Esta melhoria na detecção de eventos extremos é fundamental, pois esses têm impactos significativos na sociedade. Para auxiliar a detecção de eventos extremos, pesquisadores frequentemente utilizam índices, de forma a facilitar a análise global e conjunta desses eventos. Nesse contexto, a análise da climatologia através de modelos numéricos podem indicar alterações na intensidade ou frequência de eventos extremos, auxiliando a redução dos impactos financeiros, sociais e ecológicos causados em decorrência desses eventos.

## **1.1 Objetivos**

O objetivo principal deste trabalho é estudar a influência das condições iniciais do solo e do tipo de solo na previsão sazonal de extremos climáticos, auxiliando

o desenvolvimento do modelo Eta através da avaliação do seu desempenho para a previsão sazonal.

Os objetivos específicos buscaram responder as seguintes questões:

- O modelo é capaz de capturar a variabilidade interanual da precipitação no período de 1979 a 2012? Como se comportam os erros sistemáticos das saídas do modelo durante as estações secas e chuvosas no Brasil?
- Como é a variabilidade temporal dos eventos extremos (simulados e observados) na região da Usina Hidrelétrica (UHE) de Três Marias?
- O modelo consegue representar com qualidade a distribuição temporal das chuvas?
- Com a alteração das condições do solo, o modelo Eta sazonal poderá simular de forma mais acurada eventos extremos?

## **1.2. Contribuições**

Com o presente estudo, espera-se identificar áreas em que o modelo Eta apresenta maiores erros sistemáticos de temperatura e precipitação, de forma a impulsionar trabalhos futuros que visem melhorar a previsão sazonal do modelo para esses locais. Espera-se também, melhorar o desempenho do modelo Eta através do emprego de maior detalhamento nas condições iniciais do solo, contribuindo assim para a modelagem climática. Ao fim desse trabalho, a expectativa é que esse possa auxiliar o setor elétrico no planejamento de suas ações, no sentido de controlar o fluxo de água no reservatório da UHE de Três Marias, de forma a manter o fornecimento contínuo de energia elétrica independente da época do ano e da ocorrência de eventos de extremos climáticos.

### **1.3. Apresentação dos capítulos**

No capítulo 2 a seguir, é feita uma revisão de literatura, a qual abrange aspectos importantes, tais como as diferentes aplicações da previsão climática para o setor elétrico, a ocorrência de casos de eventos extremos e a utilização de índices de detecção de extremos climáticos. Mostram-se também, diferentes trabalhos que avaliam a acurácia do modelo de previsão sazonal Eta, e por fim, apresentam-se informações acerca das parametrizações de superfície utilizadas e da importância das condições de solo na previsão climática. Já no Capítulo 3, estão dispostas a metodologia para a avaliação dos erros sistemáticos do modelo e a configuração dos experimentos realizados, bem como a descrição dos índices de detecção de extremos climáticos calculados. No Capítulo 4 expõe-se os resultados da pesquisa, através da avaliação da acurácia do modelo nos experimentos, e a análise dos índices de extremos climáticos na região delimitada pela UHE de Três Marias. No Capítulo 5, apresentam-se as conclusões deste trabalho.



## **2. REVISÃO DE LITERATURA**

Neste capítulo é enfatizada a importância da previsão climática sazonal no setor elétrico, demonstrando de que forma a previsão sazonal auxilia o planejamento e a tomada de decisões no setor elétrico. Além disso, são apresentados alguns casos de eventos extremos ocorridos no Brasil, bem como trabalhos que avaliam esses eventos a partir do cálculo de índices de detecção de extremos climáticos. Alguns conceitos importantes em relação aos modelos regionais de previsão e resultados de trabalhos que avaliam a versão sazonal do modelo regional Eta/CPTec são dispostos. Em seguida, expõe-se trabalhos que explicitam a importância das condições do solo na previsão e as parametrizações realizadas para representar numericamente os processos de superfície.

### **2.1. Previsão climática no setor elétrico**

A matriz energética brasileira baseia-se na energia renovável, que é altamente vulnerável as condições climáticas. Isso demonstra a necessidade de maiores estudos que relacionem o setor elétrico às previsões climáticas sazonais, principalmente no âmbito de auxiliar o gerenciamento de usinas hidrelétricas em todo o país. A energia hidrelétrica desempenha um importante papel no fornecimento de eletricidade, sendo esta responsável por 73,7% da geração de eletricidade do Brasil em 2012, segundo o Operador Nacional do Sistema (ONS) em seu Relatório do Plano da Operação Energética (ONS, 2013). Essa capacidade instalada do Sistema Interligado Nacional (SIN) totaliza cerca de 114.951 megawatt (MW), dos quais 84.721 MW (73,7%) em usinas hidroelétricas, o que inclui a parcela de Itaipu disponível para o Brasil, 18.720 MW (16,3%) em usinas termelétricas convencionais e nucleares e 11.510 MW (10,0%) em pequenas centrais hidrelétricas, usinas a biomassa e eólicas. A Figura 2.1 apresenta essa capacidade instalada no SIN em 31/12/2012.

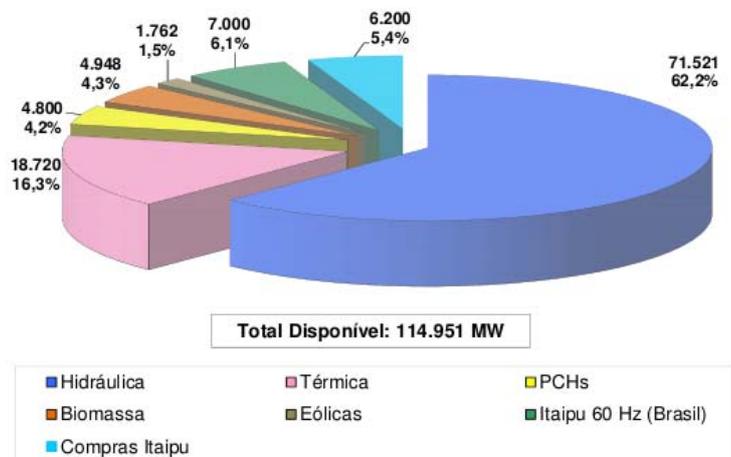


Figura 2.1 - Capacidade instalada do SIN em 31/12/2012.  
Fonte: ONS (2013).

Nesse contexto, fica clara a necessidade do aprimoramento das previsões climáticas sazonais para que essas auxiliem o planejamento e a tomada de decisões no cotidiano das usinas hidrelétricas, tal como a relação do armazenamento e liberação de água disponível em um reservatório, atuando sobre o controle de afluência e defluência, geração e vertimento, e controle de cheias. Pode-se inferir então, que essas previsões auxiliam a escolha de medidas de mitigação tal como a utilização de fontes alternativas, como biomassa e eólicas, que apresentam maior disponibilidade exatamente nas estações secas do SIN, complementando a oferta hídrica e funcionando como verdadeiros “reservatórios virtuais” (ONS, 2013).

O benefício estimado das previsões climáticas sazonais está relacionado à realocação de energia, bem como a contabilização de preços. Quando se realiza uma análise das previsões com alguns meses de horizonte, ou seja, previsões estendidas a um maior período de integração, pode-se gerenciar com maior eficiência a volatilidade de preços da energia e minimizar os riscos de déficit de energia (GUETTER; BUBA, 2004). Isso ocorre porque a energia assegurada

depende de características hidrológicas, do armazenamento dos reservatórios e das condições hidrológicas das bacias. Essas previsões, quando realizadas com relativa precisão e antecedência, podem permitir uma tomada de decisão no sentido de minimizar os efeitos de uma cheia excepcional ou de uma situação de escassez de recursos hídricos (ONS, 2005).

Entende-se então que a previsão sazonal é importante, no sentido de planejar o volume útil de um reservatório de forma que, se necessário, se utilize a menor quantidade possível de outras fontes de energia, permitindo minimizar o efeito da sazonalidade da oferta hídrica. Sendo assim, o estoque de energia nos reservatórios tem se tornado mais relevante como a variável de estado determinante para a indicação da segurança do atendimento energético (ONS, 2013). A capacidade de armazenar água em reservatórios permite não somente regularizar a geração elétrica, mas também acumular energia e compensar as variações sazonais ou até mesmo anuais, dependendo da capacidade de armazenamento. Portanto, a vulnerabilidade de uma usina ou sistema hidroelétrico depende em grande medida de informações acerca da capacidade de armazenamento de água nos reservatórios das usinas (LUCENA, 2010).

Segundo Chiew (2007), variações nas vazões dos rios e nos níveis dos lagos dependem de mudanças no volume e na intensidade da precipitação. Tucci e Clarke (1998) identificaram grandes variações de vazão em várias sub-bacias do rio Prata, e concluíram que, em períodos de seca, quando a geração hidrelétrica é reduzida, os preços no mercado ficam mais elevados; ou seja, a geração de energia em cada hidrelétrica depende, em grande medida, do fluxo de água recebido e de sua variação em diferentes épocas do ano. Portanto, as séries de dados de precipitação são frequentemente mais longas do que as de vazão, razão pela qual o estudo da precipitação é um dos caminhos para se conhecer melhor o regime hidrológico de uma bacia.

As variações nas vazões dos rios e nos níveis dos lagos dependem também da evapotranspiração, que é função da temperatura, insolação, umidade atmosférica e velocidade do vento. Dentro do contexto de escassez de energia, por exemplo, a avaliação das perdas nos reservatórios a título da evaporação, passa a ter um papel fundamental, tanto nos estudos de planejamento, como na operação dos sistemas existentes. A quantificação do montante perdido por evaporação e evapotranspiração nos reservatórios dos aproveitamentos hidrelétricos se traduz de forma linear em perda energética nas usinas hidrelétricas. Nesse sentido, um aumento da temperatura do ar influi favoravelmente na intensidade de evaporação, porque permite que uma maior quantidade de vapor de água esteja presente no mesmo volume de ar, quando é atingido o grau de saturação deste (ONS, 2013).

Segundo Gondim Filho et al (2004), com aproximadamente 2.700 km de extensão e descarregando uma vazão média de 2.810 m<sup>3</sup>/s no Oceano Atlântico, o rio São Francisco é um dos principais rios do Brasil. Sua bacia hidrográfica possui uma área de 639.219 km<sup>2</sup>, onde habitam cerca de 13 milhões de pessoas, que correspondem a 8% da população do país. A bacia abrange parte dos Estados de Minas Gerais, Bahia, Sergipe, Pernambuco, Alagoas, Goiás e do Distrito Federal, conforme Figura 2.2.

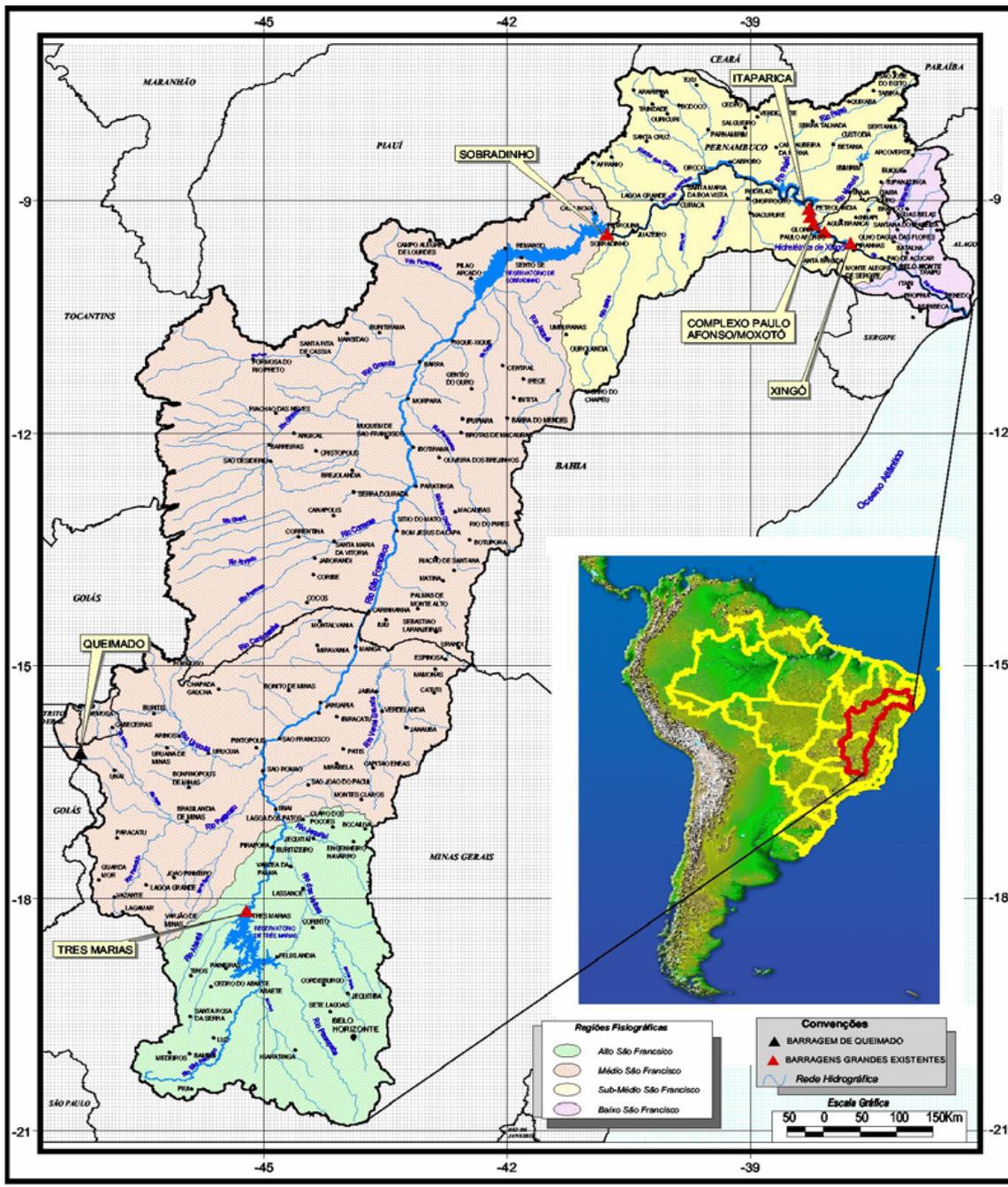


Figura 2.2 - Bacia hidrográfica do rio São Francisco dividida em regiões fisiográficas e suas principais usinas hidrelétricas.  
 Fonte: Gondim Filho et al (2004).

A Figura 2.2 apresenta a Bacia Hidrográfica do rio São Francisco, dividida em quatro regiões fisiográficas, definidas como Alto São Francisco, Médio São

Francisco, Submédio São Francisco e Baixo São Francisco. Para uma análise mais detalhada da bacia do Rio São Francisco, a Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL), adotou a divisão da região em 10 sub-bacias proposta pelo Departamento Nacional de Água e Energia Elétrica (DNAEE, 1996), e exposta na Figura 2.3, obtida através de um trabalho de Silva e Clarke (2004).

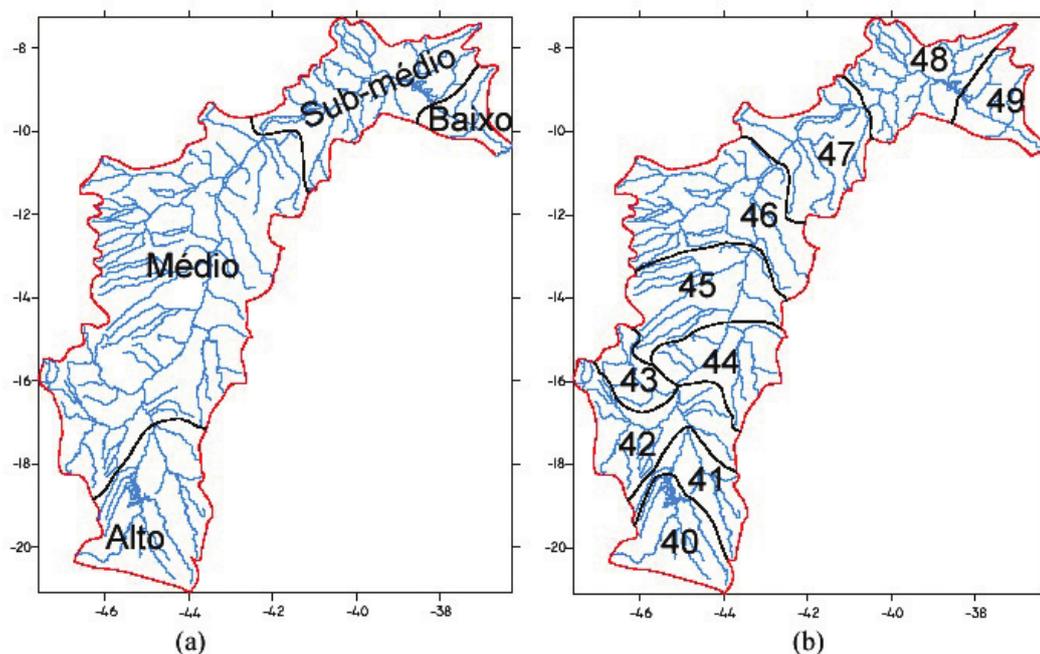


Figura 2.3 - Sub-divisões da bacia do São Francisco: a) regiões fisiográficas, b) Sub-bacias adotadas pela Aneel.  
Fonte: Silva e Clarke (2004).

A região do Alto do São Francisco é compreendida entre a nascente do rio principal, na serra da Canastra, estado de Minas Gerais, e a confluência com o rio Jequitaiá, ainda no mesmo estado. É uma região onde predomina o clima úmido, sendo portanto, uma importante região geradora de vazões. Frequentemente, essa região é atingida por eventos extremos, tais como secas e inundações. Nessa região, grandes problemas relacionados a enchentes são enfrentados, em particular na Região Metropolitana de Belo Horizonte e nas cidades localizadas às margens do rio (GONDIM FILHO et al, 2004).

A UHE de Três Marias é propriedade da Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG) e pode ser identificada na Figura 2.3 (b) como sub-bacia 40. O reservatório de Três Marias localiza-se na região do Alto São Francisco, entre os paralelos 18° e 21° de latitude sul e os meridianos 43°30' e 46°40' oeste de longitude no estado de Minas Gerais. Sua área estende-se desde as cabeceiras na Serra da Canastra, município de São Roque de Minas, até a cidade de Pirapora, abrangendo as sub-bacias dos rios das Velhas, Pará e Indaiá, além das sub-bacias dos rios Abaeté e Jequitaiá (ONS, 2005). Segundo a Agência Nacional de Águas (ANA, 2007), a insolação média anual é de 2400 horas e evaporação média anual de 1000 milímetros. A região de estudo possui duas estações do ano bem marcadas, composta por uma estação chuvosa no verão e outra seca no inverno, sendo essa a sua característica climática mais importante. A região do Alto São Francisco, é ainda, marcada pela passagem de sistemas frontais e a interação desses com a convecção tropical, denominada de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Um percentual significativo da precipitação nesse trecho da bacia deve-se à atuação desses sistemas (CLIMANÁLISE, 1986).

A relevância desta UHE está relacionada principalmente ao processo de operação dos demais reservatórios da bacia do rio São Francisco, localizados a jusante desse reservatório. A previsão de vazões afluentes e a operação do aproveitamento de Três Marias é importante, uma vez que as afluências naturais a esse aproveitamento representam cerca de 26% das afluências desse mesmo rio e que, tais processos, interferem nas definições de estratégias energéticas para o Subsistema Nordeste (ONS, 2005). Segundo o Boletim de Monitoramento dos Reservatórios do Rio São Francisco da Agência Nacional de Águas (ANA, 2007), essa UHE gera cerca de 395 MW por mês e possui volume total de 19 bilhões de metros cúbicos e 15 bilhões de metros cúbicos de volume útil.

Eventos extremos podem causar alterações no regime hidrológico da bacia e conseqüentemente influenciar nas decisões tomadas pelas empresas, retendo ou liberando água nos reservatórios. Essas decisões são tomadas visando minimizar os impactos desses eventos sobre a população que mora no entorno da represa.

## **2.2. Eventos extremos e índices de extremos climáticos**

Como descrito anteriormente, há uma grande preocupação do setor elétrico em relação às condições atmosféricas, principalmente no que diz respeito à ocorrência de eventos extremos. O estudo da variabilidade climática e dos eventos extremos é de suma importância, principalmente para a América do Sul, que é constantemente afetada por esses. Segundo Alexander et. al (2006), durante décadas, a maioria das análises de mudanças climáticas globais a longo prazo utilizando dados observados de temperatura e precipitação, basearam-se em mudanças nos valores médios. Porém, para analisar mudanças nos extremos de temperatura e precipitação, necessitam-se de dados diários e esses, infelizmente, não estão disponíveis para a comunidade científica internacional e não localizam-se mundialmente de forma homogênea.

As mudanças nos extremos tem um impacto maior na sociedade e ecossistemas em geral do que um aumento dos valores médios. Segundo Easterling et al. (2000), fica claro a partir de dados observados que houve um aumento na média global de temperatura de cerca de 0,6°C desde o início do século 20, e que esse aumento está relacionado a um aquecimento mais forte em temperaturas mínimas diárias que em valores máximos. A precipitação também apresentou aumento em relação ao mesmo período em médias e altas latitudes, e diminuição nos trópicos e subtropicais. A partir dessas alterações, espera-se também alterações na ocorrência de eventos extremos.

Groisman et al (2005) e Marengo et al. (2009) identificaram no Brasil

subtropical um grande aumento sistemático da precipitação desde os anos de 1950 e, no Sudeste do Brasil, detectaram um aumento na frequência dos eventos pluviais extremos. Carvalho et al. (2004) verificaram que os eventos pluviais extremos exibem uma variabilidade interanual ligada ao *El Niño* e a *La Niña*, assim como variações intrasazonais associadas à atividade da ZCAS e do Jato de Baixos Níveis da América do Sul, sobre o estado de São Paulo.

De acordo com Marengo (2010), o Sul do Brasil no período de 22 a 24 de novembro de 2008 testemunhou chuvas intensas no estado de Santa Catarina, que causaram graves inundações e deslizamentos fatais que afetaram 1,5 milhão de pessoas, resultando em 120 mortes e deixando 69.000 pessoas desabrigadas. Em março de 2004, no mesmo estado, foi detectado o furacão Catarina, possivelmente o primeiro furacão a afetar o continente, deixando 9 mortes e perdas da ordem de 1 milhão de dólares.

No Brasil, temos como exemplo de eventos de extremos climáticos as enchentes ocorridas na região Serrana do Rio de Janeiro, com mais de 900 mortes em janeiro de 2011 (BUSH; AMORIM, 2011). A análise de eventos de chuvas moderadas e fortes no Rio de Janeiro indica que, em 77% dos casos, a precipitação é provocada por sistemas frontais que ocorrem durante todo o ano, com menor frequência no inverno (DERECZYNSKI et al., 2009).

Em vista aos problemas de eventos extremos ocorridos, muitos pesquisadores realizaram análises de índices de detecção de mudanças climáticas na região Sudeste a fim de verificar se há algum padrão de variação climática. A aplicação desses índices varia muito de acordo com o propósito de cada pesquisa e, dessa forma, cada grupo de estudo pode definir índices diferentes baseados nas variáveis temperatura e precipitação diária. O objetivo da criação dos índices é propiciar um melhor acompanhamento das mudanças climáticas com maior cobertura espacial possível. Essas mudanças podem estar relacionadas, por

exemplo, a fortes ondas de calor e de frio, enchentes severas, secas intensas, entre outros extremos climáticos. Algumas análises foram realizadas por Sangigolo et al. (1992), Pinto et al. (2001), Duursma (2002), Marengo e Valverde (2007), Obregón e Marengo (2007), Coelho Netto et al. (2008) e Maia (2008).

Silva (2012) realizou um estudo sobre a cidade do Rio de Janeiro sobre o qual analisou indicadores de extremos climáticos de precipitação e temperaturas mínima e máxima através de dados observacionais de estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) para o período de 1961 a 1990. Os indicadores de extremos climáticos foram calculados, como definidos por Frich et al. (2002). Os resultados indicaram que o clima na cidade do Rio de Janeiro está se tornando mais úmido, com totais pluviométricos anuais em elevação, eventos de chuvas intensas ocorrendo com maior frequência e produzindo maior quantidade de chuvas. Com relação à temperatura, houve uma tendência de aquecimento na cidade do Rio de Janeiro. Contudo as tendências mais significativas ocorreram para os índices associados à temperatura máxima, em contraste com os resultados para a maior parte do globo nos quais a temperatura mínima eleva-se a uma taxa superior à temperatura máxima. Os dias quentes (frios) estão mais (menos) frequentes.

Um trabalho de Frich et. al (2002) utilizando séries de dados observados em todo o globo, mostrou uma tendência de aumento na frequência de eventos de precipitação intensa em algumas regiões do mundo, acompanhados por mudanças na frequência de dias secos em algumas regiões. Os resultados dessas análises indicaram que o mundo tornou-se mais quente e úmido. Períodos úmidos tendem a produzir totais pluviométricos significativamente maiores e eventos de chuvas fortes tornaram-se mais frequentes durante a segunda metade do século 20. No entanto, os dados utilizados eram, em grande parte, de estações no hemisfério Norte, o que evidencia a necessidade de

maiores estudos sobre a América do Sul.

Vincent et al. (2005) analisaram as tendências observadas nos indicadores de extremos de temperatura em 68 estações no período de 1960 a 2000, para a América do Sul. Os mesmos autores também avaliaram as tendências sazonais com o intuito de determinar se havia alguma estação do ano com mudanças mais significativas nos índices baseados em temperaturas máximas diárias e se o aquecimento observado nos índices baseados nas temperaturas mínimas diárias podia ser atribuído a uma determinada estação do ano. Os resultados desse trabalho mostraram que os extremos de temperatura estão sofrendo mudanças na América do Sul, porém, apenas os índices com base na temperatura mínima diária apresentaram tendência significativa.

Haylock et al. (2005) estudaram 54 dessas 68 estações meteorológicas envolvidas na pesquisa de Vincent et al. (2005), com o intuito de examinar possíveis mudanças na precipitação total e na precipitação extrema sobre o mesmo período (1960 a 2000). Esse trabalho mostrou reduções significativas nos indicadores de precipitação no sul do Peru e no sul do Chile. Como resultado, mostrou-se uma tendência de diminuição dos dias consecutivos secos (CDD) e aumento dos índices: dias consecutivos chuvosos (CWD), máximo de precipitação em um e cinco dias (RX1DAY e RX5DAY) e chuvas fortes (R95P). A Figura 2.4, adaptada de Haylock et al. (2005), expõe esses resultados.

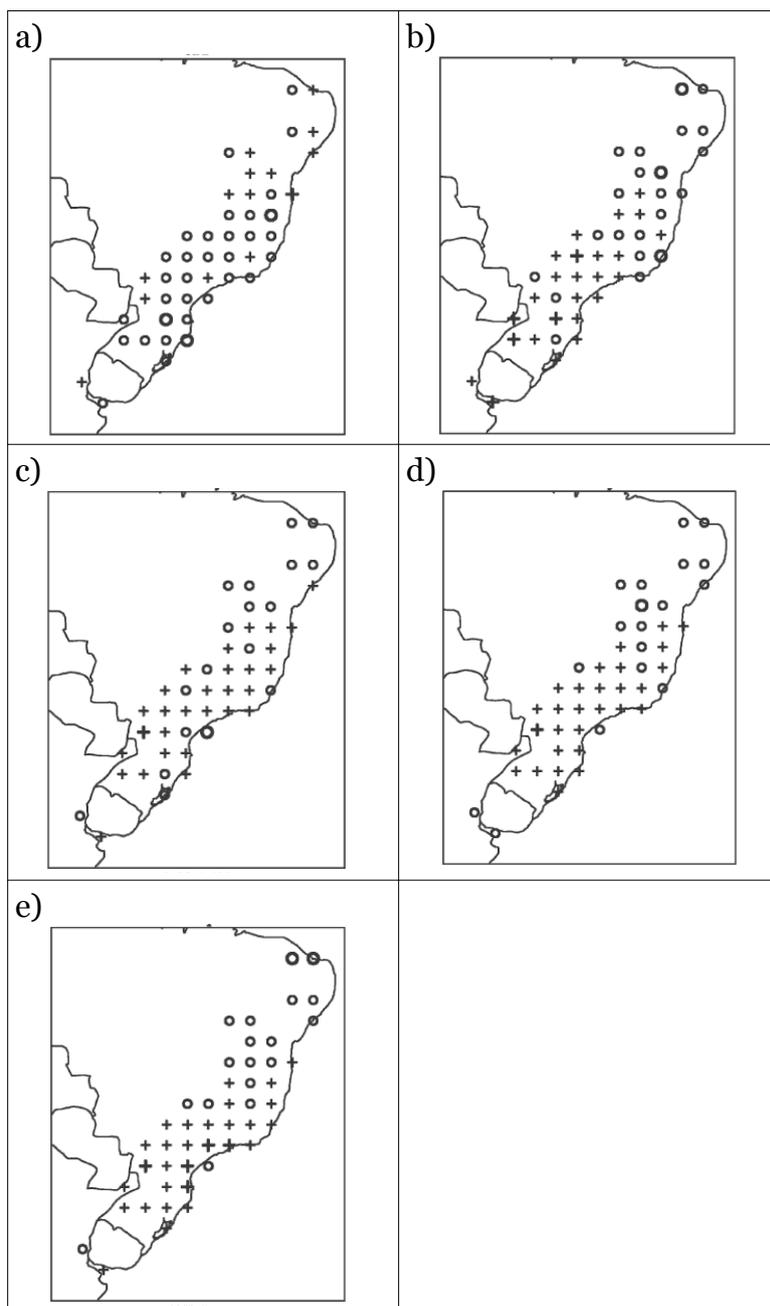


Figura 2.4 – Tendências dos índices de extremos climáticos de 54 estações ao longo do período de 1960 a 2000. Os círculos correspondem a tendências negativas e as cruzes correspondem a tendências positivas, tal que: a) CDD, b) CWD, c) RX1DAY, d) RX5DAY, e) R95P. Fonte: Haylock et al. (2005).

Em São Paulo, em um estudo realizado com dados da estação do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, Nobre et al. (2010) mostraram que as chuvas intensas têm se tornado mais frequentes. Totais pluviométricos diários superiores a 50 milímetros, que ocorriam com frequência média de 9 vezes a cada 10 anos na década de 1930, passaram a ocorrer com frequência de 40 vezes na década de 2000.

Um estudo comparativo das observações de temperatura de estações e conjunto de dados de reanálises demonstrou a capacidade destes em reproduzir em suas simulações eventos de extremos climáticos (RUSTICUCCI; KOUSKY, 2002). Sendo assim, dados de reanálises podem ser uma importante ferramenta para auxiliar modelos de previsão na simulação de eventos extremos.

### **2.3. Previsão sazonal do modelo regional Eta**

Modelos de mesoescala visam refinar o detalhamento das previsões geradas por modelos de grande escala, possibilitando previsões destinadas a áreas limitadas e usuários finais específicos. Sendo assim, a previsão numérica do tempo em mesoescala é fundamental, pois auxilia a análise de fenômenos meteorológicos de escala menor. Constata-se então a maior capacidade que modelos regionais de previsão possuem para prever eventos extremos, por esses ocorrerem em uma escala espacial e temporal sobre a qual o modelo atua. Estudos têm demonstrado que os modelos regionais, em particular o modelo regional Eta, apresentaram boas simulações das variáveis meteorológicas em escalas sazonais e intra-sazonais (CHOU et. al., 2000; SELUCHI; CHOU, 2001; TANAJURA, 1996; BUSTAMANTE et. al., 2002), incluindo regiões como a Região Sul e Sudeste do Brasil, que apresentam baixa previsibilidade nas simulações dos AGCM (MARENGO et. al., 2003; CAVALCANTI et. al., 2000; CAVALCANTI et. al., 2002).

O modelo de mesoescala Eta (MESINGER et al., 1988; BLACK, 1994) é utilizado

operacionalmente no CPTEC para previsões de curto prazo desde 1996. Contudo, as previsões sazonais do modelo Eta têm sido realizadas no CPTEC desde 2002 (CHOU et al., 2005), apresentando como domínio a América do Sul e os oceanos adjacentes. O modelo Eta descreve a dinâmica e a física dos processos atmosféricos de forma complexa e robusta e, por ser um modelo regional, o qual possui alta resolução espacial, possibilita a investigação da influência das características topográficas e dos detalhamentos da superfície sobre o clima de uma determinada região (CHOU et. al., 2008). As previsões geradas pelo modelo Eta vem sendo submetidas a uma série de avaliações, encontradas em diversos trabalhos tais como os de Bustamante et al. (1999) e Seluchi e Chou (2001).

Chou et al. (2005) realizaram uma avaliação das chuvas sazonais do ano de 2002, a qual mostrou que em geral, o modelo Eta reduz a superestimativa de chuva média quadrimestral do modelo global do CPTEC aproximando-se das observações. Contudo, o Eta ainda mantém alguns erros do modelo global (utilizado como condição inicial), com maiores erros localizados geograficamente ao longo da costa norte e nordeste do Brasil e sobre a Cordilheira dos Andes. Em um trabalho de Chou et. al (2004) verificou-se que a região Amazônica apresenta índices de acerto de previsão sazonal de precipitação maiores do que outras regiões do país, considerando a estação chuvosa. Verificou-se também que os maiores erros na previsão de precipitação ocorreram no Nordeste do Brasil. Fennessy e Shukla (2000) analisaram 15 previsões sazonais de inverno e verão, que mostraram que o modelo regional Eta obteve menores erros sistemáticos na precipitação sazonal, comparado ao modelo global. Entretanto, essas previsões regionais de clima poderiam ser ainda melhores, aumentando o prazo de previsibilidade se a qualidade das previsões das condições de contorno (lateral e inferior) fossem melhores (SHUKLA, 1998).

Alves et al. (2000) simularam a precipitação de verão (1998-1999) e inverno (1999) com o modelo regional Eta com 40 km de resolução e mostraram que, o número de dias com precipitação de intensidade fraca a moderada foram bem simulados. Porém, a chuva de verão foi subestimada, principalmente na região de atuação da ZCAS sobre o Brasil central e norte do sudeste. Concluiu-se também que as simulações de chuva tendem a subestimar os eventos extremos, pois as saídas do modelo representam um valor médio da grade enquanto a variável precipitação é heterogênea no espaço.

Alves et. al (2004) analisaram as simulações sazonais geradas pelo modelo Eta, com resolução de 40 km, no Brasil em 2003. Essas mostraram que nos meses de verão os totais tendem a ser subestimados (Figura 2.5).

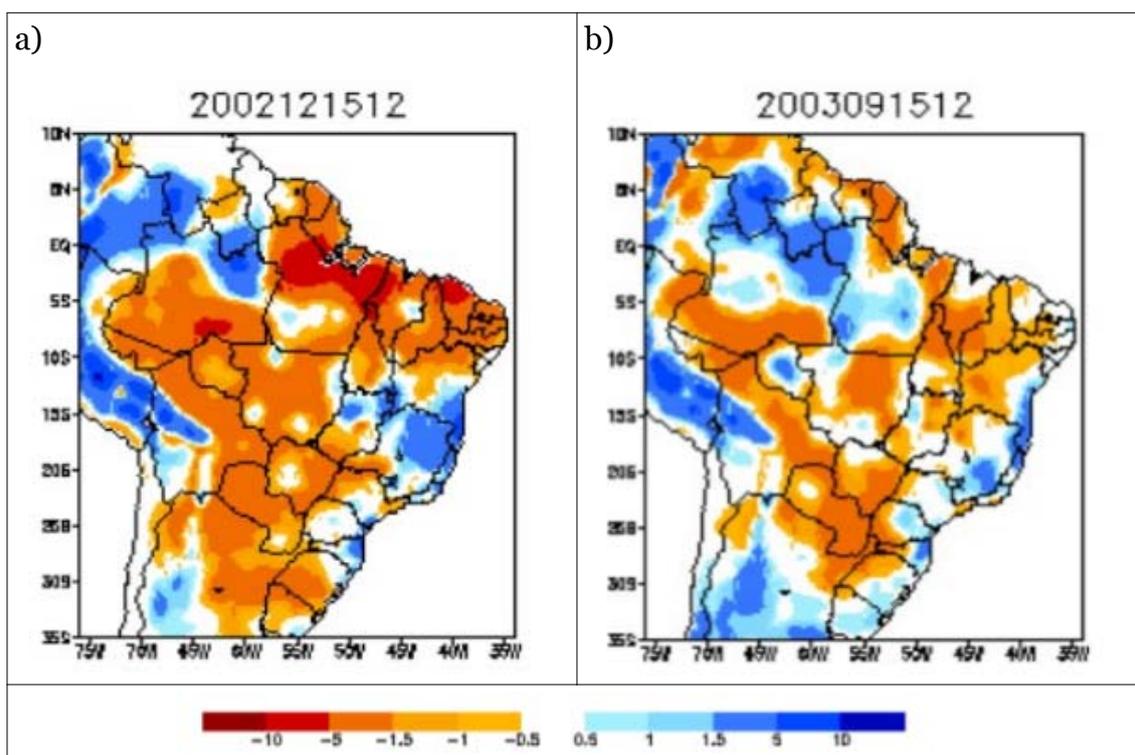


Figura 2.5 - Erro da previsão de precipitação acumulada (mm) no trimestre de (a) JFM e (b) OND.

Fonte: Alves et. al (2004).

Ainda de acordo com Alves et. al (2004), a análise das séries temporais de precipitação média trimestral observada e prevista pelo Modelo Regional Eta e o modelo global do CPTEC sobre o setor Sudeste (55°W -35°W, 30°S -10°S) indica melhor performance do modelo regional do que do modelo global (Figura 2.6). Na Figura 2.6, Eta1 e Eta2 representam 1 e 2 lag na previsão.

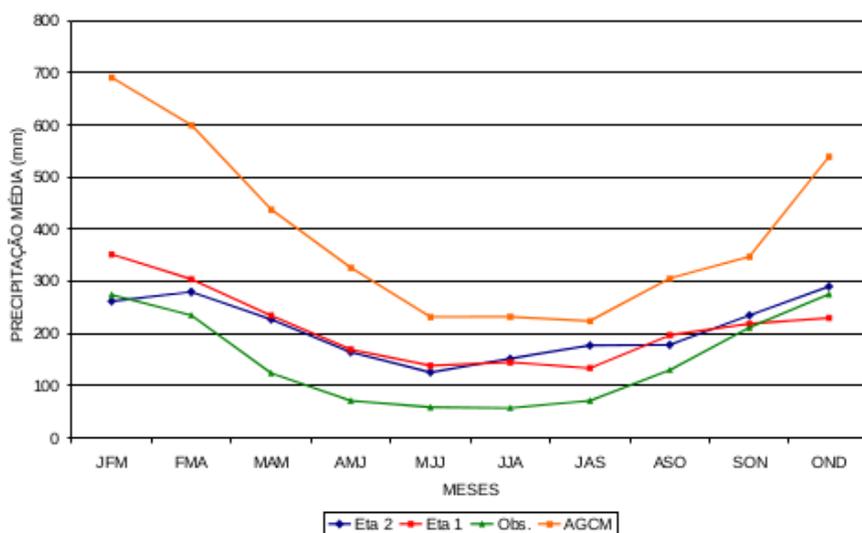


Figura 2.6 - Séries temporais de precipitação média trimestral observada e prevista pelo Modelo Regional Eta e o modelo MCGA/CPTEC sobre o setor Sudeste (mm).  
Fonte: Alves et al (2004).

Um estudo de Bustamante et al. (2006) analisou 5 anos de climatologia das previsões sazonais do modelo Eta para os anos de 1997 a 2001. Esse trabalho mostrou que a variabilidade interanual das chuvas continentais são bem previstas pelo modelo Eta, tanto nas estações secas quanto nas estações chuvosas. No entanto, algumas superestimativas ocorreram ao longo de algumas áreas costeiras ao sul do Chile e Nordeste do Brasil, na estação chuvosa. Este trabalho também mostra superestimativa da precipitação na região sudeste, conforme Figura 2.7.

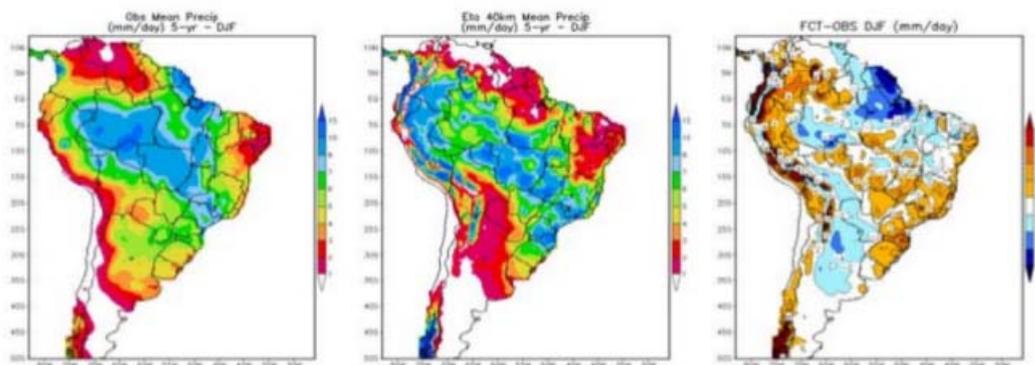


Figura 2.7 – Precipitação para a estação de DJF: (a) observada, (b) prevista e (c) erro do modelo (mm/dia).

Fonte: Bustamante et al. (2006).

A tendência do modelo sazonal Eta na previsão da precipitação também foi analisada por Cruz et. al (2012). Nesse estudo utilizou uma climatologia de 10 anos (2001 a 2010) para verificar a previsão da precipitação na região nordeste em relação às análises fornecidas pelo CPTEC, nos meses de fevereiro e maio (Figura 2.8).

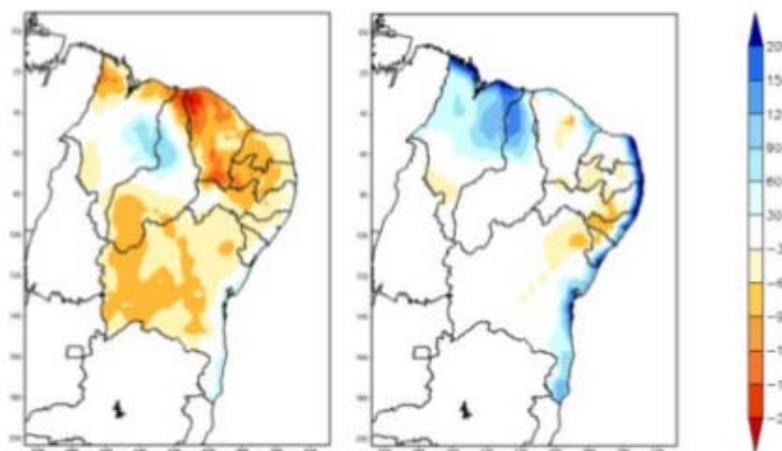


Figura 2.8 – Diferença entre a precipitação (mm) simulada pelo modelo Eta e as análises fornecidas pelo CPTEC, para os anos de 2001 a 2010, nos meses de fevereiro e maio, respectivamente.

Fonte: Cruz et al (2012).

Entre os meses analisados, cabe destacar a tendência de subestimar a

precipitação no mês de fevereiro e superestimar no mês de maio.

Além da precipitação, alguns trabalhos buscaram avaliar também a variável temperatura do ar, simulada pelo modelo Eta. Vieira Jr. et al. (2009) analisaram as previsões meteorológicas do modelo Eta sazonal para subsidiar o uso de modelos de previsão agrícola no Centro-Sul do Brasil, baseando-se na comparação de séries históricas de chuva e temperatura de 1997 a 2002, com dados do modelo. Esse trabalho indicou que, no caso das temperaturas do ar, houve subestimativa das temperaturas máximas e superestimativa das temperaturas mínimas, corroborando para a menor amplitude nos desvios verificada para as temperaturas do ar previstas em relação à amplitude das temperaturas do ar medidas. As precipitações pluviais médias diárias, foram subestimadas pelo modelo.

Resende et al. (2012) analisaram a climatologia das previsões de temperatura do ar do modelo sazonal Eta (resolução de 40 km) entre os anos de 2001 e 2010, em diferentes níveis para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, comparados aos dados de reanálises do ERA-INTERIM. Concluiu-se que em geral, as previsões sazonais do modelo reproduzem razoavelmente bem o padrão de verão da América do Sul, mas tendem a subestimar estas temperaturas. Os maiores erros foram encontrados nas latitudes acima de 10°N e abaixo de 40°S.

Um trabalho de Souza et. al (2011) avaliou a temperatura do ar simulada pelo modelo Eta em relação a dados observados em estações meteorológicas. A conclusão desse trabalho foi que as previsões sazonais do modelo regional Eta para 90 e 120 dias de antecedência foram capazes de representar a estiagem agrícola em 2008/09 durante todo o período de crescimento da cultura da soja, em Bandeirantes-PR.

## **2.4. Parametrizações de superfície e condições do solo na previsão climática**

Modelos numéricos de previsão possuem algumas limitações que estão relacionadas às parametrizações de diferentes processos de superfície, incluindo o balanço da umidade do solo. Portanto, é importante conhecer o desempenho dos processos de superfície nos modelos atmosféricos, sabendo que o conteúdo de água no solo tem um papel fundamental na interação entre o solo e a atmosfera, influenciando a partição da energia disponível. Essa influência está associada a uma relação positiva entre a água disponível no solo para evaporação e a precipitação, a qual representa um mecanismo de memória de médio e longo prazo do sistema climático. Nesse sentido, dentro dos modelos climáticos, as parametrizações de superfície são importantes pois, a partir delas os modelos simulam as fontes e sumidouros de momento, energia, vapor de água e gases na atmosfera. A umidade do solo interage de diversas formas com a atmosfera através do balanço da energia da superfície e balanços hídricos. Fica evidente então, que a quantidade de umidade no solo pode influenciar fortemente no calor e na troca de umidade entre a terra e a atmosfera (QU et al, 1998; DIRMEYER et al., 2000; ZHU; LIANG, 2005).

Segundo Shukla e Mintz (1982), a conexão entre evapotranspiração e precipitação é de difícil entendimento, pois depende de um grande número de interações em processos dinâmicos e termodinâmicos. Segundo Yeh et al (1982), as mudanças no balanço hídrico resultam também em mudanças no balanço “térmico” do solo. O aumento da ventilação em um modelo de superfície, por exemplo, tende a reduzir a temperatura da superfície. O aumento da umidade do solo pode aumentar a evapotranspiração e, conseqüentemente o calor latente. Esse aumento de calor latente pelo modelo de superfície é compensado pela perda de calor tanto pela radiação de onda longa, quanto pelo calor sensível.

Grande parte dos estudos se dedicam a investigar o papel das anomalias globais ou regionais de temperatura da superfície do mar (TSM) para determinar a habilidade do modelo em simular anomalias climáticas. Segundo Douville (2002) o motivo pelo qual, em trabalhos que avaliam as condições de contorno, a TSM têm sido mais estudada do que as condições da superfície da terra está relacionado a grande influência dos fenômenos de *El Niño* e *La Niña* na previsão climática e a ausência de dados de umidade do solo, pois a umidade do solo é medida rotineiramente apenas em alguns locais.

De acordo com Zhang e Frederiksen (2003), nos últimos anos, tem havido aumento nos estudos de sensibilidade do modelo para avaliar os impactos das condições da superfície da terra. Um trabalho desses mesmos autores investigaram a sensibilidade do modelo a diferentes condições iniciais de umidade do solo nas previsões sazonais de junho a agosto de 1998 no sul e nordeste da China, utilizando uma versão do modelo climático do *Australian Bureau of Meteorology Research Centre* (BMRC). Esses concluíram que a condição inicial de umidade do solo afeta fortemente a previsão da precipitação e da temperatura próxima a superfície na região de estudo.

Fennessy e Shukla (2000) sugeriram que a inclusão de dados de umidade do solo observados nas condições iniciais utilizadas em modelos melhoram as previsões sazonais. Diferentes trabalhos (PIELKE, 2001; WEAVER e AVÍSSAR, 2001; FINDELL e ELTHAIR, 2003) em reduzidas escalas espaciais, demonstraram que a iniciação da convecção pode ser influenciada pela distribuição espacial da umidade do solo.

As previsões sazonais também podem ser afetadas pelo tipo de solo incluído no modelo, pois o tipo de solo determina parâmetros importantes, tais como o ponto de murcha e a capacidade de campo (WILSON et al., 1987). Segundo (DAKER, 1984), o ponto de murcha permanente (PMP) pode ser definido como

a percentagem de umidade que o solo ainda conserva quando as plantas mostram, pela primeira vez, sinais de murchamento permanente; ou, de forma simplificada, o limite mínimo de água armazenada no solo que será utilizada pelos vegetais. Essa condição é diferente do murchamento temporário que ocorre quando há excesso de transpiração sobre a absorção de água, frequente em dias quentes e secos, mas que desaparece a noite. O valor do PMP é dependente do tipo de solo e frequentemente utilizado para representar o teor de umidade no solo em que a planta não é capaz de retirar a água do solo na mesma intensidade em que ela transpira, levando-a à morte. Já a capacidade de campo (CC) é a capacidade máxima do solo em reter água, acima da qual ocorrem perdas por percolação de água no perfil ou por escoamento superficial. Veihmeyer et al (1949) referiram-se a CC como sendo "a quantidade de água retida no solo após o excesso de água ter drenado e a sua taxa de movimento ter praticamente cessado", que é portanto, dependente do tipo de solo.

Entekhabi et al (1996) mostraram que as interações entre a umidade do solo e os processos atmosféricos ocorrem em todas as escalas espaciais e temporais. Fica evidente, então, que os processos de superfície do solo têm grande influência nas circulações de mesoescala e de grande escala. Dessa forma, diferentes pesquisadores (LO et al., 2007; LIN et al., 2008) realizaram estudos buscando uma representação mais realística do solo nos modelos numéricos.

Geralmente, as condições iniciais de umidade do solo em modelos regionais são baseadas em simulações de modelos atmosféricos globais com baixa resolução espacial e que foram inicializados com conjuntos de umidade do solo climatológica, como nos trabalhos de Mintz e Serafini (1992), Schemm et al. (1992) e Liston et al (1993). Porém esses dados podem apresentar uma certa discrepância quando comparados às observações devido às limitações na parametrização dos processos hidrológicos, que amortecem a variabilidade interanual da umidade do solo (ROBOCK et al., 2000).

O aumento da umidade do solo pode reduzir o aumento de temperatura na superfície da terra causado pela radiação solar. Por outro lado, a umidade pode ajudar na condução de calor, aumentando a evaporação e, conseqüentemente, influenciando na precipitação da região. A liberação de calor latente está associada à precipitação, pois, aumenta a convergência de umidade em baixos níveis, intensificando ainda mais a precipitação (LAU e BUA, 1998). Os mecanismos pelos quais a umidade do solo afeta as variáveis próximas à superfície, influenciando na precipitação, são descritos em Elthair (1998).

Resultados de Santanello et al. (2007) utilizando o modelo OSU (*Oregon State University 1D PBL model*) mostraram que os efeitos da interação solo-atmosfera estão relacionados ao controle da umidade do solo, a estabilidade na demanda atmosférica por evapotranspiração, e ao balanço de energia na superfície. A variabilidade espacial da umidade do solo pode ter um impacto significativo no valor da energia de superfície, na energia potencial disponível para a convecção e na inibição convectiva. Portanto, os limites resultantes do aquecimento diferencial devido a gradientes de umidade do solo pode ser um importante fator no desenvolvimento da convecção (GALLUS; SEGAL, 2000; CHANG; WETZEL, 1991).

Algumas análises de eventos convectivos demonstraram que a umidade da superfície pode influenciar a formação da nuvem, bem como a evolução da convecção e precipitação. As previsões de chuvas da estação quente são, de certa forma, dependente da incerteza da condição inicial da umidade do solo (SUTTON et al., 2006). No trabalho de Sutton et. al (2006) foi analisado um caso de 12 de julho de 2001 para uma região no centro dos EUA para avaliar se as perturbações de umidade do solo poderiam melhorar as previsões por conjunto de estações quentes. Os experimentos foram baseados em membros do modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) com diferentes análises de umidade do solo. A figura abaixo retirada desse trabalho indica a diferença da

simulação da precipitação acumulada em 24 horas e da previsão de 12 horas de temperatura a 2 metros da superfície, quando diferentes análises de umidade são utilizadas.

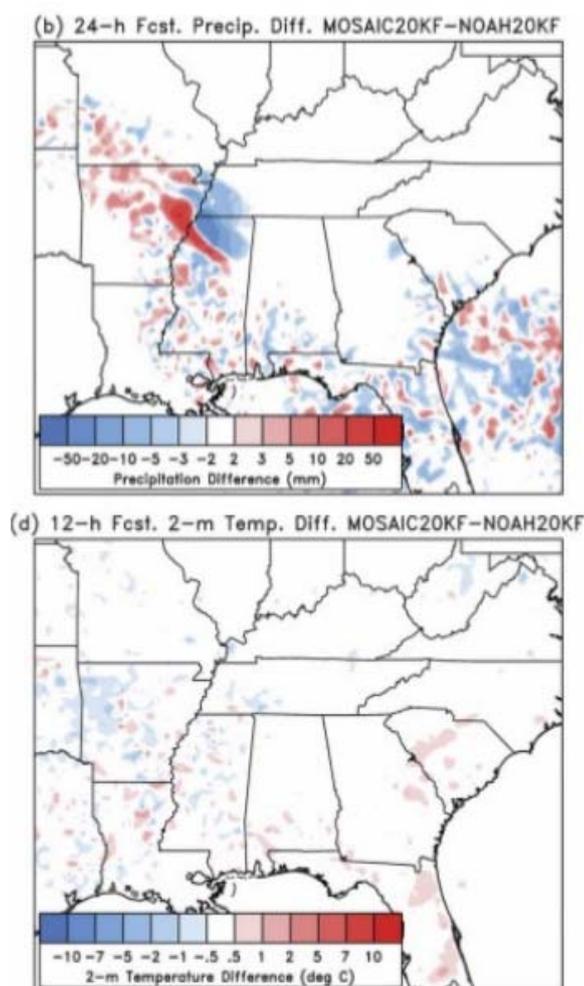


Figura 2.9 - Diferença da simulação da precipitação acumulada em 24 horas (b), da previsão de 12 horas da temperatura a 2 m da superfície (d). Os experimentos foram baseados em membro do modelo WRF com diferentes análises de umidade do solo (MOSAIC e NOAH).  
Fonte: Sutton et. Al (2006).

A partir da figura, verifica-se que, ao utilizar diferentes análises de umidade de solo na previsão de precipitação e temperatura, essas análises irão modificar a localização e intensidade das variáveis na previsão.

Aligo et. al (2007) avaliaram as previsões de chuva de verão em um conjunto com diferentes análises de umidade do solo e concluíram que a quantidade de precipitação é sensível as perturbações de umidade. Fast e McCorcle (1991) mostraram que a umidade do solo também pode impactar passagens frontais. Segundo Koch et al (1997), uma redução da umidade do solo no setor quente a frente de uma frente fria pode aumentar a precipitação devido a uma intensificação da convergência (efeitos dinâmicos da frente).

Doyle et. al (2013) realizaram um estudo que utilizou simulações numéricas do modelo Eta sobre a América do Sul testando a sensibilidade da precipitação para o tipo de solo e a umidade inicial do solo sobre o norte da Argentina a partir de um modelo de balanço hidrológico desenvolvido pelo INPE. Neste estudo foi utilizado o novo mapa de solo, desenvolvido por Tomasella e Hodnett (2005), com 18 tipos de solo. Este novo mapa de solos substituiu o mapa de solo desenvolvido por Zobler (1986) e foi elaborado com as informações do perfil de solo disponível do Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina. Os resultados indicam que modificar as condições iniciais de umidade do solo e incorporar um novo mapa de solos com parâmetros hidráulicos mais representativos dos solos sul-americanos, melhora a previsão de chuvas na representação espacial e na quantidade de precipitação total diária.

### 3. METODOLOGIA

Nesta seção são mostrados detalhes do modelo sazonal Eta e as configurações utilizadas para a realização dos experimentos desse trabalho. Em seguida, delimita-se a área de estudo e descreve-se os dados de reanálises usados como condição inicial e para análise de erros sistemáticos. São indicadas as estações meteorológicas utilizadas para o cálculo dos índices de extremos climáticos e definida a metodologia para a análise estatística dos experimentos.

#### 3.1. Modelo de previsão Eta/CPTEC

##### 3.1.1. Descrição e parametrizações do modelo

Neste trabalho é utilizado o modelo de previsão sazonal Eta/CPTEC, com resolução de 15 km. Com relação à dinâmica do modelo, sua topografia é representada em forma de degraus discretos, cujo topo coincide com a interface das camadas. A altura de cada degrau é obtida através do método da silhueta, o qual procura o valor médio das alturas máximas da topografia dentro de cada quadrado de grade. Cada degrau possui um ponto de massa no centro e quatro pontos de velocidade localizados nos vértices (MESINGER et al, 2012).

O modelo utiliza coordenada vertical Eta, representada pela letra grega  $\eta$  e descrita por Mesinger (1984) como uma pressão de referência adequadamente definida em função da altura, conforme equações (1 e 2) a seguir:

$$\eta = \left( \frac{P - P_t}{P_{sfc} - P_t} \right) \eta_{sfc} \quad (1)$$

onde,

$$\eta_{sfc} = \frac{P_{ref}(Z_{sfc}) - P_t}{P_{ref}(0) - P_t} \quad (2)$$

Na equação,  $P_{sfc}$  representa a pressão atmosférica a superfície e  $P_t$ , a

pressão atmosférica no topo da atmosfera. O índice *ref* se refere a pressão em uma atmosfera de referência e  $Z_{sfc}$  é a altitude da superfície.

A coordenada  $\eta$  foi desenvolvida para reduzir erros no cálculo de derivadas horizontais, principalmente as forças de gradiente de pressão perto de montanhas, pois, considerando a superfície dessa coordenada aproximadamente horizontal, as variáveis obtidas através de derivadas horizontais são melhor representadas. Em regiões montanhosas, o topo das montanhas coincidem com as coordenadas e é justamente nessas regiões íngremes que a redução do erro é mais significativa.

As equações do modelo são discretizadas para a grade horizontal E de Arakawa (ARAKAWA; LAMB, 1977), na qual a distância entre dois pontos adjacentes de massa ou de vento define a resolução da grade. Esse é um modelo de grade de equações primitivas e as variáveis prognósticas são: temperatura, vento (componentes zonal e meridional), pressão à superfície, energia cinética turbulenta e hidrometeoros das nuvens. Os processos turbulentos na atmosfera livre são resolvidos pelo esquema de Mellor-Yamada nível 2.5 (MELLOR e YAMADA, 1982) e na camada superficial utiliza funções de estabilidade de Paulson (PAULSON, 1970). As distribuições de dióxido de carbono, ozônio, e do albedo iniciais são retiradas da climatologia. O esquema de integração é por particionamento explícito ('split-explicit'). O modelo gera precipitação a partir do esquema de convecção de Betts-Miller-Janjic (JANJIC, 1994) e a precipitação estratiforme é gerada pelo esquema de microfísica de nuvens de Zhao (ZHAO; CARR, 1997). O pacote de radiação foi desenvolvido pelo *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL), em Princeton, com ondas longas e ondas curtas parametrizadas de acordo com Fels e Schwarzkopf (1975) e Lacis e Hansen (1974), respectivamente. Maiores detalhes sobre a dinâmica do modelo Eta podem ser obtidos em Mesinger et al., 2012. Outras configurações do modelo são dispostas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Configurações utilizadas no modelo de previsão sazonal Eta.

Domínio	Brasil
Grade do modelo (im x jm x lm)	237 x 435 x 38
Grade pós – processada (lat x lon x níveis de pressão)	320 x 273 x 20
Ponto central	58°W; 15°S
Resolução horizontal	15 km
Prazo de previsão	4,5 meses
Mapa de vegetação	PROVEG – INPE

Os *Land Surface Models* (LSM), também conhecidos como modelos de superfície terrestre, foram formulados para calcular a transferência de momento, massa e energia entre o sistema solo-vegetação-atmosfera. Além disso, servem como condição de contorno para os modelos atmosféricos realizarem previsões numéricas de tempo ou simulação de clima, pois estes modelos requerem a determinação dos fluxos de momento, radiação, vapor de água e calor sensível, abaixo da camada limite da atmosfera. As trocas de energia entre solo-vegetação-atmosfera, ou seja, a física da superfície terrestre é resolvida pelo modelo de superfície terrestre, conhecido como NOAH (EK et al, 2003; CHEN et al.,1997). A estrutura do LSM, tal como o esquema de superfície NOAH, é dividida em dados de entrada, parâmetros morfológicos, físicos e fisiológicos. Os dados de entrada correspondem as variáveis usadas como condições iniciais, ou seja, a temperatura e umidade do ar a 2 metros, pressão à superfície, velocidade do vento, taxa de precipitação e radiação incidente (ondas curtas e longas). Esse esquema fornece parâmetros tais como: tipo de vegetação, topografia, tipo de solo, porosidade da camada do solo, albedo e fração de vegetação verde. Os parâmetros físicos e fisiológicos são as propriedades que governam a interceptação da radiação e a transferência de umidade através do sistema solo-planta, como por exemplo, os índices de área foliar, coeficientes de resistência estomatal, temperaturas máximas, mínimas e ótima para o funcionamento estomatal, resistências impostas pelo sistema vascular da

planta, resistência das raízes por unidade de comprimento, condutividade hidráulica de solo saturado, porosidade, capacidade térmica do dossel e da vegetação rasteira, coeficiente de transferência de calor/vapor da vegetação e do solo, entre outros. O esquema de superfície NOAH considerou o solo dividido em quatro camadas de profundidade de 10, 30, 60 centímetros e 2 metros. Maiores informações sobre a formulação do esquema de superfície NOAH e de seu desenvolvimento podem ser encontrados em Chen e Dudhia (2001) e Ek et al. (2011). Um resumo da estrutura do esquema de superfície NOAH é disposto na Figura 3.1.

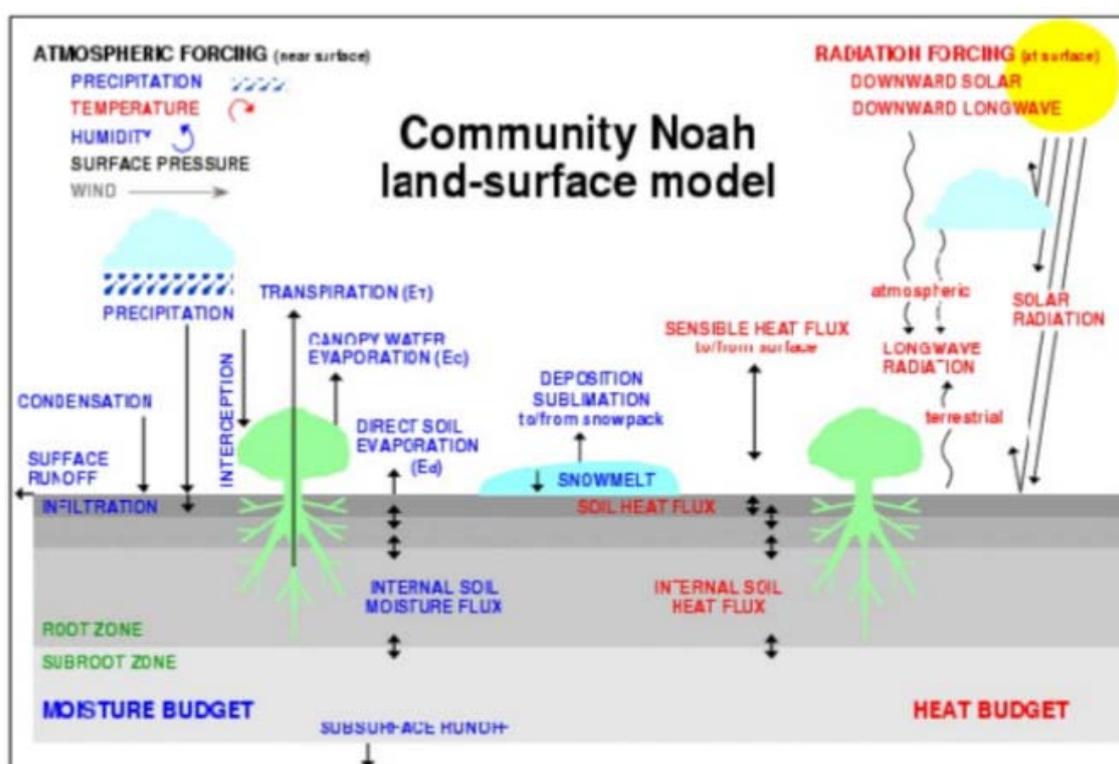


Figura 3.1 - Estrutura do modelo solo - superfície NOAH.

Fonte: Ek, 2011.

O tempo de integração da versão do modelo Eta sazonal é de quatro meses e meio, no entanto, serão utilizados apenas os dados dos quatro meses completos. Para a realização desse trabalho foi escolhido um período representativo de

clima úmido, compreendido de novembro a fevereiro (NDJF), e outro período representativo de clima seco, neste trabalho considerado como os meses de maio a agosto (MJJA). Portanto, na estação chuvosa, a integração do modelo teve início no dia 13 de outubro, e na estação seca, no dia 13 de abril. Esses meses foram escolhidos por serem considerados os meses mais preocupantes em termos de ocorrência de eventos extremos. Essa análise foi realizada para os anos de 1979 a 2012, período este que foi escolhido devido a disponibilidade de dados de reanálises (nesse trabalho utilizados como condição inicial e de contorno para as simulações) e, também, devido a disponibilidade de dados observados, utilizados para avaliar os extremos climáticos.

### **3.1.2. Condições iniciais e de contorno utilizadas**

Dados de reanálises constituem um recurso importante e amplamente utilizado para o estudo da previsibilidade dos processos atmosféricos e oceânicos. Esses são cada vez mais utilizados em campos que necessitam de um registro de observação contínua do estado da atmosfera. Uma aplicação particular desses dados está relacionada à validação de simulações de longo prazo de modelos numéricos, desenvolvendo assim a capacidade de previsão sazonal.

Neste estudo, foram empregados como condição inicial e condição de borda lateral para o modelo Eta 15 km os dados da reanálise *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), para o período de 1979 a 2012. Conhecido como CFSR e provenientes do *Nacional Center for Environmental Prediction* (NCEP) estes dados foram projetados e executados com domínio global, a fim de fornecer a melhor estimativa da atmosfera ao longo do período analisado. A resolução dos dados é de 0,5°, com 64 níveis que se estendem a partir da superfície até 0,26 hPa. As reanálises foram disponibilizadas nos horários de 00Z, 06Z, 12Z e 18Z. Nesse conjunto de dados, alguns parâmetros não são analisados, tais como a temperatura a 2 metros da superfície e o vento a 10 metros da superfície. A

condição de contorno lateral também é dada pelas reanálises do CFSR, com frequência de atualização a cada 6 horas. Mais informações a cerca desses dados podem ser obtidas em SAHA et. al (2010).

Algumas variáveis necessárias para a iniciação do modelo não estão disponíveis nas reanálises CFSR, então para suprir a necessidade desses dados, utilizou-se uma climatologia da reanálise ERA Interim como uma informação complementar. A reanálise ERA Interim é a reanálise atmosférica global mais recente produzida pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). A resolução destes dados é de aproximadamente 79 km, com simulações para o período de 1979 a 2012. Maiores informações sobre essas reanálises podem ser obtidas em Dee et al (2011).

As variáveis necessárias como condição inicial e de contorno do modelo, bem como suas unidades e fontes, são descritas na Tabela 3.2.

Tabela 3.2– Variáveis utilizadas como condição inicial e de contorno para o modelo Eta.

SIGLA	DESCRIÇÃO DA VARIÁVEL	UNIDADE	FONTE
pslm	Pressão ao nível médio do mar	hPa	CFSR
prec	Total acumulado em 6 horas de precipitação	m	CFSR
tgsc	Temperatura do solo a 0,1 metros	K	ERA Interim
tgrz	Temperatura do solo a 2 metros	K	ERA Interim
zgeo	Altura geopotencial	metros	CFSR
uvel	Vento zonal	m/s	CFSR
vvel	Vento meridional	m/s	CFSR
temp	Temperatura	m/s	CFSR
umrl	Umidade relativa	%	CFSR
tsm	Temperatura da superfície do mar	K	ERA Interim

O conteúdo de umidade do solo também é uma variável de entrada no modelo, contudo, como ela variou segundo os experimentos, essa variável foi descrita na seção seguinte.

### 3.1.3. Configurações dos experimentos

Como dito anteriormente, a umidade do solo é uma variável determinante nos processos hidrológicos incluindo interações atmosfera-solo e na resposta precipitação/escoamento. Para analisar a influência da umidade do solo sobre as simulações do modelo Eta, foram realizados dois experimentos, que consideram diferentes condições iniciais do solo, descritos como ETA1 e ETA2.

Os tipos de solo oferecem informações básicas que são incluídas em cada perfil. Funções de pedotransferência são aplicadas para obter os diferentes parâmetros hidrológicos que definem cada tipo de solo (TOMASELLA; HODNETT., 2005). Em ambos os experimentos, o tipo de solo foi definido a partir de alguns parâmetros, descritos na Tabela 3.3.

Tabela 3.3. Parâmetros utilizados para definir o tipo de solo.

SIGLA	PARÂMETRO
MAXSMC	valor da saturação da umidade do solo
SATPSI	potencial de saturação do solo
SATDK	condutividade hidráulica do solo saturado
BB	parâmetro B do tipo de solo
QTZ	quantidade de quartzo no solo
REFSMC	limiar a partir do qual a umidade do solo começa a controlar a evapotranspiração
WLTMSC	valor volumétrico do ponto de murcha permanente
DRYSMC	limiar para solo seco quando acaba de evaporar
SATDW	difusividade do solo saturado
F11	Relação entre difusividade e condutividade

Fonte: Adaptado de Tomasella e Hodnett (2005)

Na metodologia empregada para este trabalho transformou-se as diferentes grades do mapa de solo para a resolução horizontal de 1 km.

### **3.1.3.1. Experimento 1. Parâmetros de solo definidos por Zabler (1986)**

No experimento 1 (ETA1) não foram realizadas modificações nas atuais configurações da versão sazonal do modelo. A umidade inicial utilizada, provêm da climatologia da reanálise ERA – Interim, comumente empregada nas simulações do modelo Eta. Essa climatologia fornece informações do conteúdo de umidade em 4 camadas de solo (0 a 7 cm, 7 a 28 cm, 28 a 100 cm e 100 a 255 cm), em metro cúbico por metro cúbico ( $m^3/m^3$ ). Nesse experimento, foi utilizado o mapa de solo de Zabler (1986), que apresenta nove tipos de solo e resolução horizontal de  $1^\circ \times 1^\circ$ . Esses dados representam um subconjunto do arquivo do *Mundo Zabler de Modelagem Climática Global* (ZOBLE, 1986) e foram compilados como parte de um esforço para melhorar a modelagem do ciclo hidrológico de parte dos modelos climáticos globais. Os valores dos

parâmetros que definiram o tipo de solo, seguem na Tabela 3.4.

Tabela 3.4 – Valores dos parâmetros que definem o tipo de solo, segundo metodologia de Zabler (1986).

TIPO	MAXSMC	SATPSI	SATDK	BB	QTZ	REFSM C	WLTMS C	DRYSMC	SATDW	F11
1	0.421	0.04	1.41E-05	4.26	0.8 2	0.283	0.029	0.029	5.71E-06	-0.999
2	0.464	0.62	0.20E-05	8.72	0.10	0.387	0.119	0.119	2.33E-05	-1.116
3	0.468	0.47	0.10E-05	11.55	0.25	0.412	0.139	0.139	1.16E-05	-2.137
4	0.434	0.14	0.52E-05	4.74	0.6 0	0.312	0.047	0.139	7.95E-06	-0.572
5	0.406	0.10	0.72E-05	10.73	0.52	0.338	0.100	0.100	1.90E-05	-3.201
6	0.465	0.26	0.25E-05	8.17	0.35	0.382	0.103	0.103	1.14E-05	-1.302
7	0.404	0.14	0.45E-05	6.77	0.6 0	0.315	0.069	0.069	1.06E-05	-1.519
8	0.439	0.36	0.34E-05	5.25	0.4 0	0.329	0.066	0.066	1.46E-05	-0.329
9	0.421	0.04	1.41E-05	4.26	0.8 2	0.283	0.029	0.029	5.71E-06	-0.999

Fonte: Adaptado de Zabler (1986).

### 3.1.3.2. Experimento 2. Parâmetros definidos por Tomasella e Hodnett (2005)

Nesse experimento o mapa de solo foi atualizado com a finalidade de analisar de que forma as condições iniciais do solo podem afetar as previsões de extremos de temperatura e precipitação de uma dada região. O mapa de solo utilizado nesse trabalho foi desenvolvido por Tomasella e Hodnett (2005), elaborado a partir de informações do solo disponíveis na base de dados do INPE. Esse inclui informações sobre perfis de solo do Brasil, Uruguai, Paraguai e Argentina, com base nas informações sobre perfis do solo da base de dados do CPTEC/INPE. A combinação desses parâmetros resultou em um mapa com 26 tipos de solos,

distribuídos em uma grade de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  e, para completar as regiões onde não foi possível obter informações, foi utilizado um mapa de solo desenvolvido pelo *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). O mapa com 26 tipos de solo é apresentado na Figura 3.2.

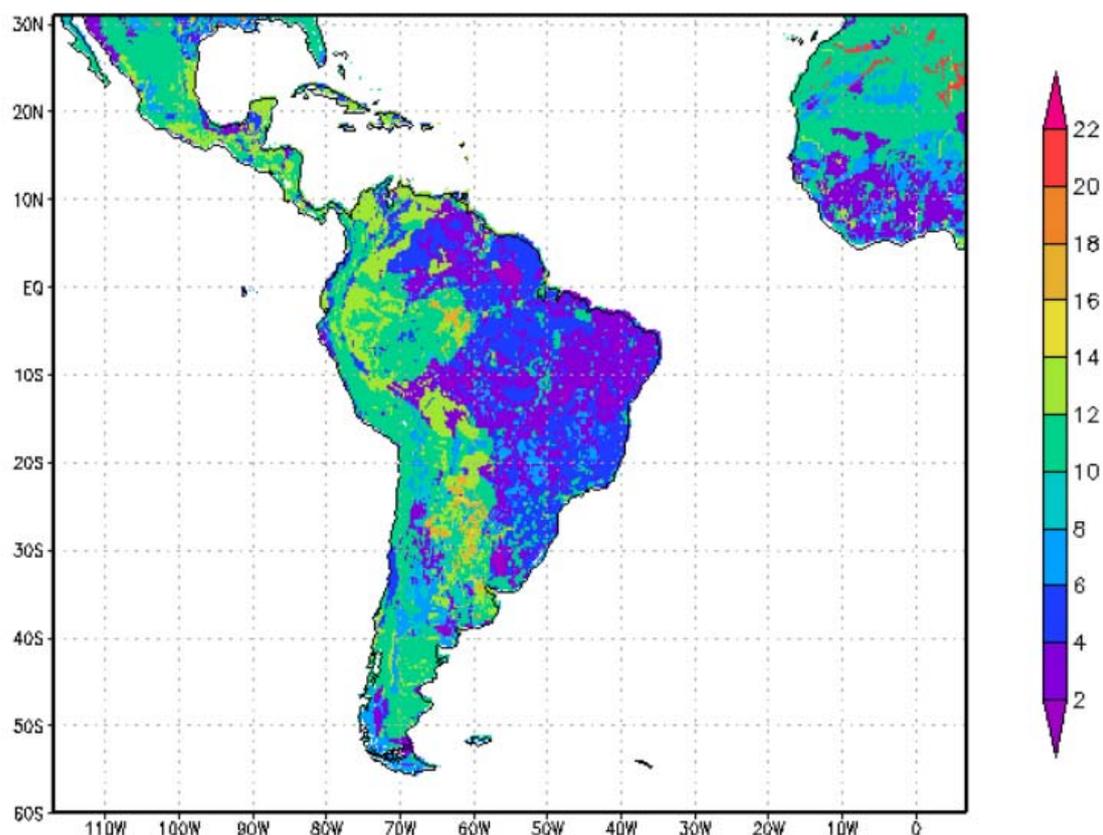


Figura 3.2 – Mapa de solos para a América do Sul incorporado no modelo Eta com 26 tipos de solo.

Fonte: Tomasella e Hodnett (2005).

Da mesma forma que o mapa de Zobler (1986), esse mapa foi desenvolvido a partir de 10 parâmetros sobre os quais foram definidos os tipos de solo. Os valores desses parâmetros seguem na Tabela 3.5.

Tabela 3.5 – Valores dos parâmetros que definem o tipo de solo, segundo metodologia de Tomasella e Hodnett (2005).

TIPO	MAXSMC	SATPSI	SATDK	BB	QTZ	REFSM C	WLTMSC	DRYSMC	SATDW	F11
1	0.16	0.27	4.28E-07	2.03	0.60	0.03	0.08	0.08	1.48E-06	-0.21
2	0.19	0.10	8.22E-07	2.78	0.25	0.04	0.16	0.16	1.21E-06	-1.00
3	0.19	0.25	1.69E-06	3.03	0.25	0.07	0.32	0.32	6.68E-06	-0.77
4	0.29	0.11	1.40E-05	2.25	0.60	0.05	0.11	0.11	1.16E-05	-0.17
5	0.29	0.09	9.45E-06	2.62	0.45	0.06	0.19	0.19	7.60E-06	-0.47
6	0.30	0.05	9.18E-06	3.02	0.25	0.06	0.27	0.27	4.90E-06	-0.88
7	0.37	0.09	7.70E-05	1.97	0.82	0.04	0.07	0.07	3.85E-05	0.13
8	0.38	0.04	3.43E-05	2.53	0.25	0.05	0.18	0.18	9.35E-06	-0.45
9	0.36	0.02	5.02E-05	2.98	0.25	0.05	0.27	0.27	7.32E-06	-1.05
10	0.32	0.43	1.71E-05	2.13	0.60	0.09	0.12	0.12	4.85E-05	0.58
11	0.32	0.40	5.28E-06	2.44	0.35	0.10	0.20	0.20	1.61E-05	0.40
12	0.30	0.22	3.46E-06	2.90	0.25	0.10	0.26	0.26	7.22E-06	-0.17
13	0.37	0.60	2.05E-05	2.01	0.60	0.12	0.11	0.11	6.77E-05	0.91
14	0.37	0.50	6.96E-06	2.42	0.10	0.13	0.20	0.20	2.30E-05	0.65
15	0.40	0.13	4.95E-05	2.97	0.10	0.11	0.28	0.28	4.95E-05	-0.05
16	0.31	0.93	3.64E-06	2.81	0.10	0.16	0.20	0.20	3.06E-05	0.54
17	0.42	1.29	1.06E-05	1.84	0.25	0.18	0.12	0.12	6.05E-05	1.41
18	0.39	0.84	6.55E-06	2.30	0.10	0.16	0.19	0.19	3.28E-05	0.98
19	0.476	0.759	2.80E-06	5.33	0.10	0.383	0.084	0.084	2.39E-05	0.16
20	0.464	0.617	2.00E-06	8.72	0.10	0.387	0.12	0.12	2.37E-05	-1.12
21	0.468	0.324	1.30E-06	10.4	0.10	0.404	0.126	0.126	9.60E-06	-1.92
22	0.200	0.069	1.41E-04	2.79	0.07	0.170	0.006	0.006	1.36E-04	-1.11
23	0.468	0.468	1.00E-06	11.6	0.60	0.454	0.03	0.03	1.12E-05	-0.47
24	0.200	0.069	1.41E-04	2.79	0.52	0.170	0.006	0.006	1.36E-04	-0.47
25	0.339	0.069	1.10E-06	2.79	0.92	0.236	0.01	0.0100	6.00E-07	-0.47
26	0.421	0.036	1.41E-05	4.26	0.25	0.283	0.028	0.0280	5.10E-06	-1.04

Fonte: Adaptado de Tomasella e Hodnett (2005).

### 3.1.3.2.1. Umidade inicial do solo

As condições iniciais de umidade do solo para a simulação, foram obtidas através de um modelo de balanço hídrico que atua de forma operacional no INPE. Este modelo utiliza precipitação diária obtida a partir do produto *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), disponível em: ([http://daac.gsfc.nasa.gov/precipitation/TRMM\\_README/TRMM\\_3B42\\_readme.shtml](http://daac.gsfc.nasa.gov/precipitation/TRMM_README/TRMM_3B42_readme.shtml)) e precipitação observada coletada por pluviômetros de diferentes instituições e analisada pelo CPTEC (ROZANTE et al, 2010).

Os dados de umidade inicial do solo foram cedidos pelo CPTEC/INPE. Contudo, são demonstrados a seguir como o modelo de balanço hídrico calcula a umidade inicial do solo em um esforço para uma representação mais realista da umidade do solo e seu impacto sobre a modelagem climática. É importante ressaltar que, ao analisar a umidade calculada para o período anterior a 1997, esta levava em conta dados de nebulosidade, tendo em vista a ausência de dados de radiação disponíveis para este período. Contudo, os dados de umidade a partir de 1997 consideram a radiação e esta diferença na metodologia pode apresentar uma certa discrepância nos resultados.

A variação temporal do armazenamento de água no solo acima do ponto de murcha (S) é estimada, em milímetros, a partir da equação do balanço:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P - RET - DD \quad (3)$$

Tal que:

P = taxa de precipitação (mm/dia)

RET = evapotranspiração (mm/dia)

DD = taxa de drenagem profunda (mm/dia)

A evapotranspiração real (RET) é função da evapotranspiração potencial (PET), do armazenamento de água no solo acima do ponto de murcha permanente (S) e de um teor de umidade crítica (CMC), conforme as equações 4 e 5.

$$RET = \frac{S}{CMC} \cdot PET \quad \text{se } S < CMC \quad (4)$$

e

$$RET = PET \quad \text{se } S \geq CMC \quad (5)$$

CMC é o parâmetro do solo que define o limite de armazenamento de água do solo no qual as raízes das plantas podem receber água do solo, sem danos. Curvas características do solo, tais como quantidade de água a um determinado potencial matricial, definem esse parâmetro. A taxa de drenagem profunda é calculada através da equação (6) na qual se assume a drenagem realizada através da gravidade.

$$DD = K_s \cdot \left( \frac{S}{S_{max}} \right)^\eta \quad (6)$$

Tal que:

$k_s$  = condutividade hidráulica do solo saturado.

$S_{max}$  = teor máximo de umidade do solo.

$\eta$  = parâmetro de Brooks-Corey

Através dessas variações, o teor de umidade do solo total é obtido. Conforme a equação (7) a seguir, quando o armazenamento resultante é maior do que o conteúdo máximo de umidade do solo (  $S_{max}$  ), o modelo considera este valor um excesso (  $EXC_{sat}$  ). Assim, o modelo ajusta o teor de umidade do solo igual ao teor máximo de umidade do solo.

$$\text{se } S > S_{max}, \text{ então } EXC_{sat} = S - S_{max} \quad (7)$$

$$\text{senão; } S = S_{max} \quad (8)$$

Os campos de umidade do solo resultantes correspondem a valores acima do ponto de murcha. Maiores informações sobre este novo mapa de solo podem ser encontradas no trabalho de Doyle et al. (2013).

### 3.2. Área de estudo

O domínio utilizado para realizar a integração do modelo cobre todo o território brasileiro, conforme a Figura 3.3.

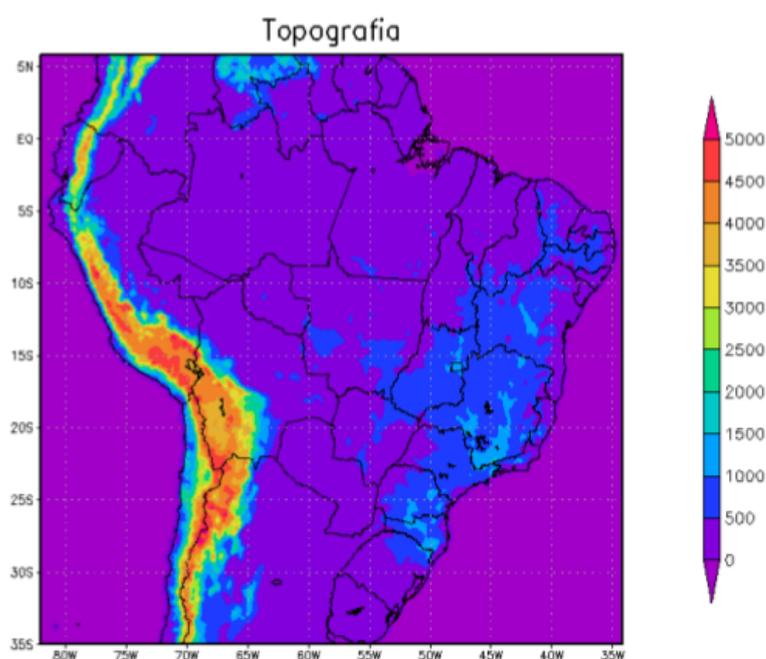


Figura 3.3 – Topografia (m) do domínio escolhido para realizar a integração do modelo.

Este domínio foi escolhido com o intuito de avaliar os experimentos a partir da comparação deste com outras fontes de dados, tornando possível a análise da acurácia do modelo em cada um dos casos. No entanto, esta pesquisa terá como foco a bacia hidrográfica do Rio São Francisco, mais especificamente a UHE de Três Marias, localizada no estado de Minas Gerais.

### **3.3. Erros sistemáticos do modelo**

Ao analisar as saídas de um modelo assumimos o pressuposto de que esses dados, representam bem as condições climáticas sobre a região de estudo. Esse nem sempre é o caso, pois em algumas regiões o modelo atua bem, representando de forma realística as diferentes variáveis quando comparados a dados observados, no entanto, em outras regiões o modelo pode encontrar certas dificuldades na previsão devido a diversos fatores tais como topografia, vegetação, condição inicial e lateral utilizada, entre outros.

Afim de verificar a acurácia da simulação da umidade do solo, utiliza-se dados observados de umidade do solo de uma região próxima a Santarém (PA) para comparar com os dados simulados nos dois experimentos. Essa cidade foi escolhida devido a disponibilidade de uma série de dados completa, entre os anos de 2001 a 2003. Nesses dados é considerada apenas uma camada de 10 cm de solo.

Sabe-se que a análise da climatologia de uma região auxilia na avaliação do clima em escala local. Sendo assim, para identificar os erros sistemáticos do modelo e avaliar a sua capacidade em capturar a variabilidade interanual, foi construída uma climatologia a partir dos dados simulados pelo modelo Eta, considerando os dois experimentos realizados, e também a partir dos dados de reanálises. Portanto, os erros sistemáticos foram verificados por meio da subtração da climatologia dos dados observados aos dados simulados pelos experimentos. Esta é uma análise importante pois, através do estudo dos erros sistemáticos do modelo, é possível inferir se o modelo tende a superestimar ou subestimar a previsão dessas variáveis na região de estudo. Sendo assim, é possível verificar se a resolução de 15 km do modelo apresentou uma boa previsão para o domínio do Brasil no período estudado, e em qual experimento a previsão apresentou melhores resultados.

Primeiramente foi construída a climatologia das variáveis vento zonal e meridional, altura geopotencial, umidade específica e pressão ao nível médio do mar. Construiu-se a climatologia dos experimentos e dos dados do CFSR a fim de analisar os erros sistemáticos do modelo, com influência apenas do modelo, considerando os níveis de referência de 750, 500 e 250 hPa.

Em seguida utilizou-se outras reanálises a fim de avaliar a climatologia simulada da variável precipitação. Construiu-se a climatologia da precipitação dada pela reanálise *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP Version 2.2 Data Set), para o mesmo domínio de integração e verificou-se os erros sistemáticos dos experimentos. Os dados de reanálise do GPCP consistem em dados mensais, para o período de 1979 até o presente, com resolução de 0.5°. Mais informações acerca desta reanálises são encontradas em Huffman e Bolvin (2013).

Construiu-se também a climatologia dos dados mensais do *Climatic Research Unit* (CRU), Version 3.21, a qual possui dados a partir de 1901 até o presente (JONES e HARRIS, 2013). No caso do CRU, também encontrou-se disponível dados de temperatura e temperatura máxima. Sendo assim, utilizou-se também estes dados para avaliar a acurácia da precipitação, temperatura e temperatura máxima simulada em cada experimento. É importante ressaltar que, em algumas regiões, a confiabilidade destes dados é questionável pois, há poucas observações utilizadas para realizar as interpolações necessárias para criar os dados do CRU.

Em todos os casos, a climatologia foi feita para os meses de novembro a fevereiro (NDJF) e maio a agosto (MJJA), para os anos de 1979 a 2012.

### 3.4. Dados observados em estações meteorológicas

Para o cálculos dos índices extremos, considerou-se a região do entorno da UHE de Três Marias. Este domínio foi definido a partir da disponibilidade de dados observados diários de temperatura máxima e precipitação obtidos pelo INMET, que cobrissem o período de estudo e estivessem localizados próximo a UHE. Utilizou-se apenas dados de estações do INMET devido a ausência de outras fontes de dados que apresentassem uma série no período de 1979 a 2013, com informações de temperatura máxima e precipitação. A Figura 3.4 indica as cidades com estações meteorológicas utilizadas para o cálculo dos índices de extremos climáticos.

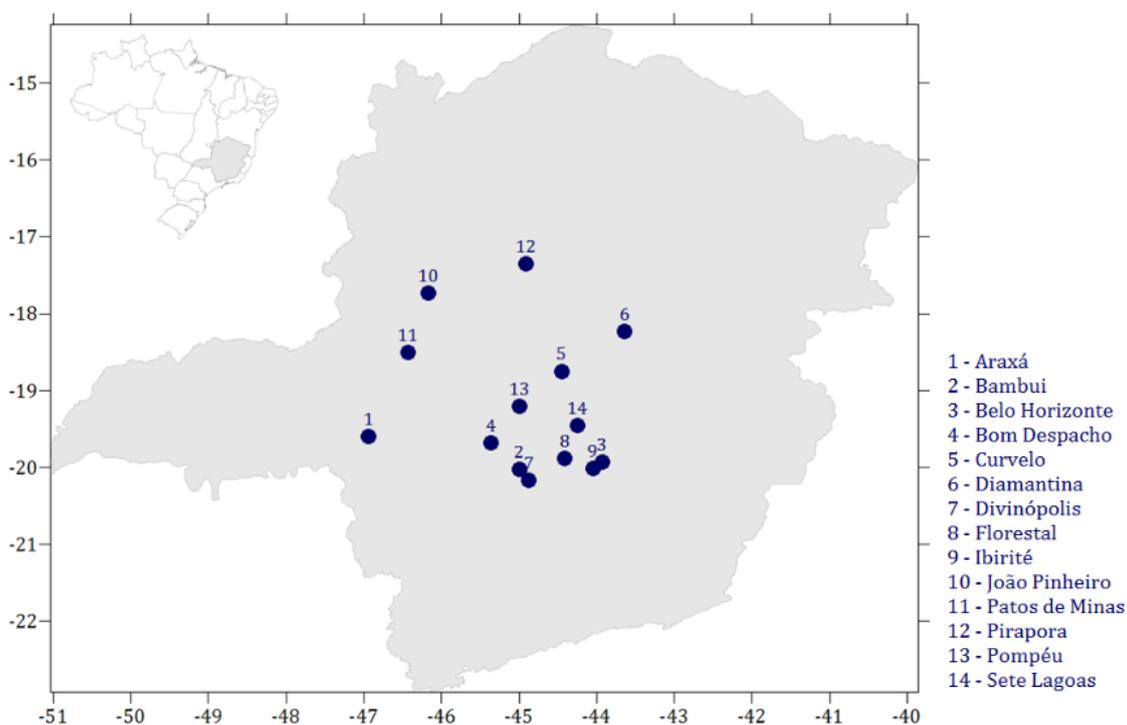


Figura 3.4 – Localização das cidades que possuem estações meteorológicas com dados observados do INMET.

São dispostas na Tabela 3.6 mais informações acerca das estações meteorológicas sobre as quais foram extraídos os dados observados, cedidos

pelo INMET.

Tabela 3.6 – Informações acerca das estações meteorológicas utilizadas.

	ESTAÇÃO	CIDADE	LAT (°S)	LON (°W)	ALT (m)
1	83579	Araxá	-19.6	-46.94	1023.61
2	83582	Bambuí	-20.03	-45	661.27
3	83587	Belo Horizonte	-19.93	-43.93	915.00
4	83533	Bom Despacho	-19.68	-45.36	695.00
5	83536	Curvelo	-18.75	-44.45	672.00
6	83538	Diamantina	-18.23	-43.64	1296.12
7	83635	Divinópolis	-20.17	-44.87	788.35
8	83581	Florestal	-19.88	-44.41	760.00
9	83632	Ibirité	-20.01	-44.05	814.54
10	83481	João Pinheiro	-17.73	-46.17	760.36
11	83531	Patos de Minas	-18.51	-46.43	940.28
12	83483	Pirapora	-17.35	-44.91	505.24
13	83570	Pompeu	-19.21	-45	690.91
14	83586	Sete Lagoas	-19.46	-44.25	732.00

Algumas das estações listadas na Tabela 3.6 não possuem uma série de dados completa ao longo dos anos. Para garantir a coerência dos resultados, definiu-se que quando o período analisado (4 meses) apresentar dados faltantes maiores que 25% que o número de dados total da série, essa é totalmente descartada. A Figura 3.5 mostra o número de dados (anos) considerados para a análise após a avaliação dos dados faltantes.

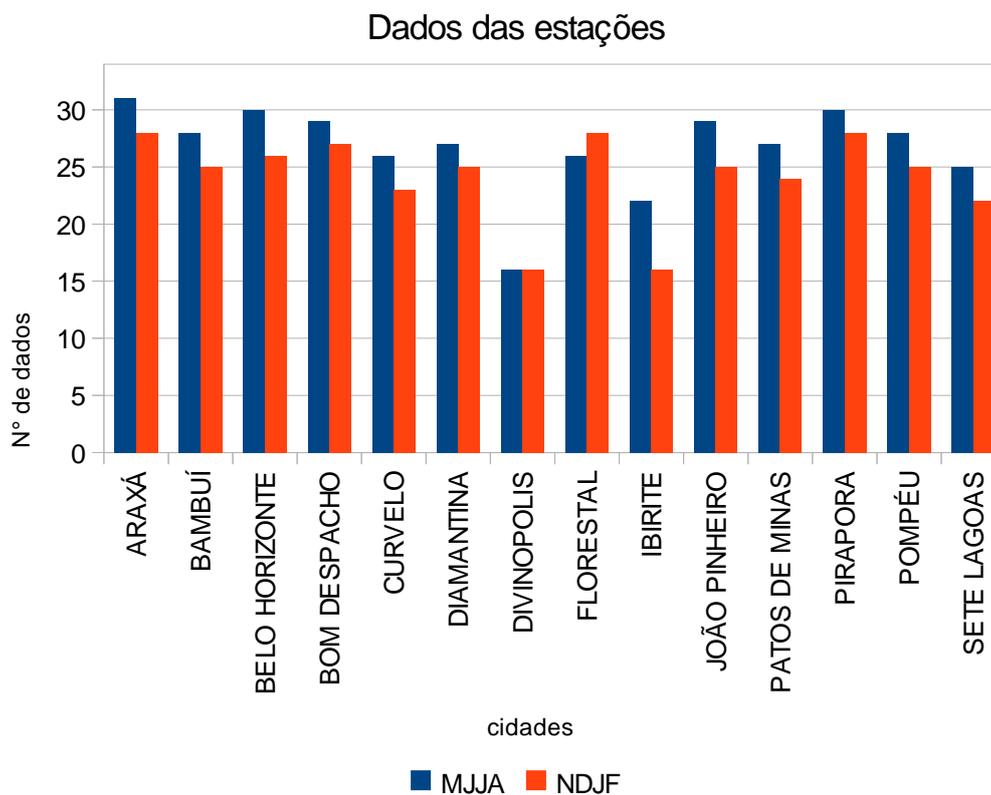


Figura 3.5 – Quantidade de séries de dados (anos) observados disponíveis em cada estação meteorológica.

A fim de poder analisar melhor os índices, bem como a acurácia dos experimentos para a previsão destes, foi analisada mais detalhadamente a tendência de aumento e/ou diminuição dos índices na cidade de Bambuí. Esta cidade foi escolhida por apresentar uma grande quantidade de dados de maneira contínua, sendo estes de 1988 a 2012 na estação seca e de 1992 a 2012 na estação chuvosa).

### 3.5. Índices de extremos climáticos

Índices de extremos climáticos são utilizados como bons indicadores de alterações climáticas. Sendo assim, a comissão de climatologia da Organização Mundial Meteorológica (*World Meteorological Organization* - WMO) e o

Programa de Pesquisa em Previsibilidade e Variabilidade Climática (*Research Program Climate Variability and Predictability* - CLIVAR) estabeleceram a Equipe de Peritos sobre as Alterações Climáticas e Detecção de Índices (*Expert Team Climate Change Detection Monitoring and Indices* – ETCCDMI) para coordenar esforços complementares a fim de viabilizar a análise global de extremos. Estes índices definidos pela ETCCDMI, bem como sua análise, são importantes porque o aumento da frequência ou gravidade dos eventos de extremos climáticos estão diretamente associados a perdas humanas e monetárias. Primeiramente foram criados 40 índices pelo grupo, contudo, posteriormente um total de 27 índices de extremos climáticos foram considerados índices principais, sendo estes baseados em valores de temperaturas diárias (máximas e mínimas) ou quantidade de precipitação diária. Os indicadores de extremos climáticos podem ser divididos em cinco diferentes categorias: (1) índices baseados em percentis calculados com base na climatologia; (2) índices absolutos que representam os valores máximos e mínimos anuais; (3) índices em que os limiares são definidos pelo número de dias em que a temperatura ou a precipitação ficaram abaixo de um limiar fixo; (4) índices com duração definida por períodos excessivos de calor, frio, chuva ou seca; (5) índices que incluem a precipitação anual total, a distribuição média da precipitação anual total, temperaturas mínimas e máximas anuais médias e a amplitude térmica anual média.

Para realizar uma avaliação dos índices de extremos climáticos utiliza-se o programa FclimDex, que tem como finalidade fornecer um conjunto de funções e rotinas através da linguagem FORTRAN, para calcular 27 índices de extremos climáticos de forma rápida. Esse, foi desenvolvido por Byron Gleason do *National Climatic Data Center* (NCDC) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e tem sido utilizado desde 2001. Mais informações acerca dos índices podem ser obtidas em <http://ccma/seos.uvic.ca/etccdm> . Contudo, uma limitação do uso destes índices está relacionada à necessidade de

dados diários, que não apresentem muitas falhas para o monitoramento, detecção e atribuição de mudança nos eventos de extremos climáticos.

Nesse trabalho, serão avaliados apenas alguns índices tidos como mais importantes e cuja aplicabilidade se estende ao setor elétrico. Alguns índices de precipitação, por exemplo, podem auxiliar no planejamento da operação de uma usina através do controle do volume de água que deve ser armazenado no reservatório para que atenda a demanda sem riscos de déficit. Já os índices de temperatura relacionam-se a possível evapotranspiração, que ocorrerá na bacia. Os índices relacionados a precipitação estudados serão: o máximo de precipitação em um dia (RX1DAY); o máximo de precipitação em 5 dias (RX5DAY); dias secos consecutivos (CDD); dias úmidos consecutivos (CWD); dias com chuva forte (R95P). Também será calculado, para avaliar a temperatura máxima, o índice de dias quentes (TX90P). Mais informações acerca dos índices adaptados para a escala sazonal, se encontram na Tabela 3.7.

Esses índices, geralmente são utilizados em integrações longas, sendo a maioria destes, de caráter anual. Portanto, necessitou-se fazer algumas alterações nas rotinas de cálculo dos índices para adaptá-los ao período de 4 meses de integração do modelo. Os índices de máximos de precipitação (em um e cinco dias) foram adaptados em relação aos índices originais, pois, nesses casos, considerou-se os máximos apenas na estação do ano estudada, e não em todo o ano. A mesma adaptação foi feita para os demais índices que, ao invés de considerar todos os meses do ano em seus cálculos, passaram a considerar apenas os quatro meses da estação do ano que desejou-se obter informações.

Tabela 3.7 – Descrição e formulação dos índices de extremos climáticos adaptados para a escala sazonal.

SIGLA	ÍNDICE	DESCRIÇÃO
RX1DA Y	Máximo de precipitação em um dia	Máximo de precipitação sazonal em um dia. Indica a maior quantidade de chuva, em milímetros, que ocorreu em uma determinada estação do ano, seca ou chuvosa.
RX5DA Y	Máximo de precipitação em 5 dias	Máximo de precipitação sazonal em 5 dias consecutivos. Indica a maior quantidade de chuva, em milímetros, acumulada em 5 dias, em uma determinada estação.
CDD	Dias secos consecutivos	Número máximo de dias consecutivos em uma determinada estação do ano, no qual a precipitação acumulada ficou abaixo de 1 milímetro.
CWD	Dias úmidos consecutivos	Número máximo de dias consecutivos em uma determinada estação do ano, em que a precipitação acumulada ficou acima de 1 milímetro.
R95P	Dias com chuva forte	Precipitação total, acumulada nos dias em que a precipitação, em uma determinada estação do ano, foi maior que o valor de referência (correspondente ao percentil 95).
TX90P	Dias quentes	Porcentagem de dias em que a temperatura máxima, em uma determinada estação, ficou acima de um valor de referência (que corresponde ao percentil 90).

Foram calculados os índices descritos para os dados observados e simulados pelo modelo Eta nos dois experimentos, para que seja feita uma avaliação do ganho do modelo a partir da mudança nas condições iniciais do solo.

### 3.6. Análise estatística dos experimentos

Afim de realizar uma análise estatística dos experimentos, utilizou-se o Diagrama de Taylor, gerado a partir do Software R e proposto por Taylor (2000). Segundo Taylor (2000), o diagrama é descrito de forma concisa e a vantagem de se utilizar esse diagrama está associado ao fato de que, através dele é possível resumir parâmetros estatísticos em um único ponto de um diagrama bidimensional. Estes parâmetros são: o coeficiente de correlação e a diferença do erro quadrático médio (RMS – *root mean square*) entre os dois campos,

juntamente com a relação dos desvios padrão dos dois padrões. O coeficiente de correlação é uma medida frequentemente utilizada para avaliar o grau de similaridade entre as séries. Este atinge o valor máximo de 1 quando os dois campos têm o mesmo padrão de variação, e é classificado como fraco (0 a 0,3), moderado (0,3 a 0,7) ou forte (0,7 a 1). No entanto, a partir do coeficiente de correlação por si só, não é possível determinar se os dois padrões têm a mesma amplitude variação. Para quantificar as diferenças das séries a estatística mais utilizada é o RMS. Neste diagrama, as distâncias radiais desde a origem até os pontos são proporcionais aos desvios padrão, e as posições azimutal dão o coeficiente de correlação entre os dois campos. As linhas radiais são rotuladas pelo cosseno do ângulo formado com o eixo das abcissas, consistente com a Figura 3.6. As linhas tracejadas medem a distância entre o ponto de referência e, conseqüentemente, indicam a diferença do erro RMS (TAYLOR, 2000). Na Figura 3.6, por exemplo, a variável “test” possui correlação de cerca de 0,7, desvio padrão de 2,5 e a diferença do erro RMS é aproximadamente 4,5.

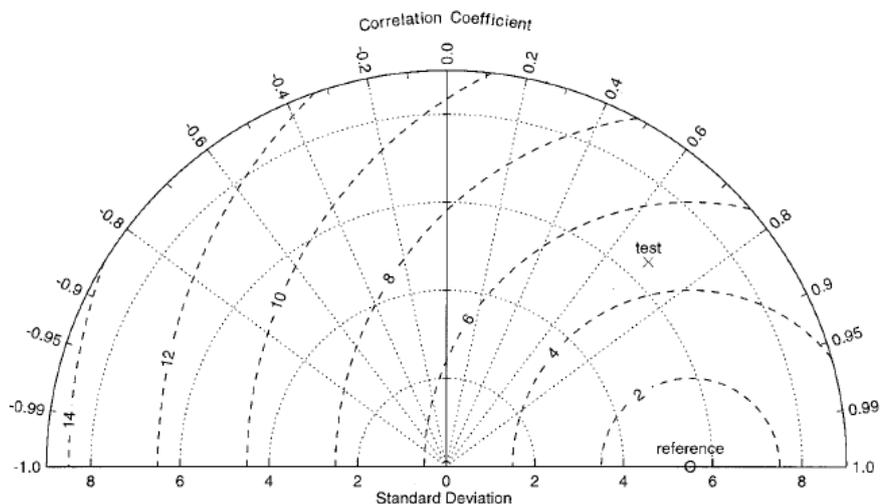


Figura 3.6 - Diagrama de Taylor utilizado para a exibição de parâmetros estatísticos de padrões.

Fonte: Taylor (2000).



## 4. RESULTADOS

Neste capítulo são mostrados os resultados do trabalho. Os resultados são divididos em análise da acurácia da previsão sazonal do modelo nos dois experimentos realizados e avaliação dos índices de extremos para as estações de estudo em ambos os experimentos.

### 4.1. Acurácia do modelo

#### 4.1.1. Umidade do solo

O mapa de solo, após interpolado para a grade do modelo, apresenta características diferentes na inicialização dos experimentos, conforme Figura 4.1.

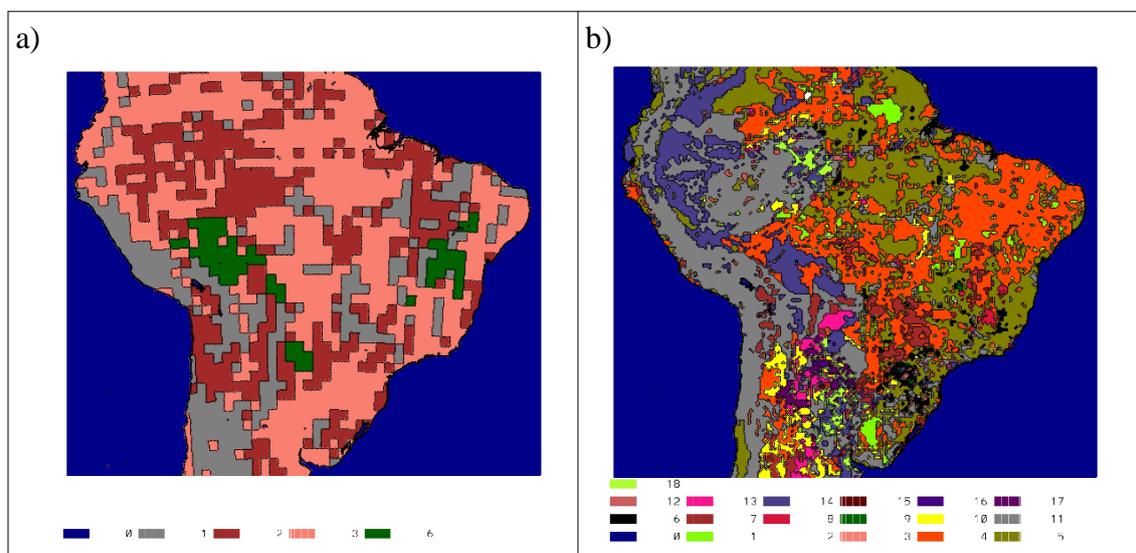


Figura 4.1 - Tipos de solo interpolados para a grade do modelo Eta; a) ETA1 - Mapa com 9 tipos de solo (ZOBLEK, 1986), b) ETA2 - Mapa com 26 tipos (TOMASELLA e HODNETT, 2005).

Observa-se que no mapa de solo do Experimento 1 (ETA1), o domínio escolhido restringe o número de tipos de solo para apenas 5 tipos. No mapa de solo do

Experimento 2 (ETA2), são encontrados 20 tipos de solos, ou seja, novamente há redução do número de tipos de solo em relação ao mapa original. Pode-se verificar ainda na Figura 4.1, o melhor detalhamento no mapa de solo do ETA2 em relação ao ETA1. Contudo, é importante ressaltar que a acurácia do modelo varia nos dois experimentos, devido ao mapa de solo diferenciado, e devido também a umidade inicial do solo utilizada em cada experimento.

Vale frisar que no ETA1, é disponibilizado apenas um dado mensal que representa a climatologia para esse mês, portanto, ao realizar as integrações do modelo, a condição inicial de umidade será a mesma ao longo dos anos (muda apenas de uma estação do ano para outra). Para o caso do ETA1, na inicialização do modelo são utilizadas 4 camadas de solo, sendo estas: de 0 a 7, 7 a 28, 28 a 100, 100 a 255 cm. No entanto, para fins de comparação, na Figura 4.2 é plotada apenas a média para as três primeiras camadas, com resolução de  $1.5^\circ$ , em  $m^3/m^3$ .

No ETA2 os dados de umidade do solo são disponibilizados para os anos de 1979 a 2012, e, em cada integração há um arquivo diferente de umidade inicial do solo inserido no modelo. A climatologia da umidade inicial do ETA2 é construída apenas para fins de avaliação quanto a tendência de diminuição ou aumento na umidade inicial inserida no modelo, em relação ao experimento ETA1. Em ETA2 os dados de umidade do solo consideram uma camada de um metro do solo (em  $m^3/m^3$ ) com resolução de  $0.5^\circ$ . A seguir encontra-se na Figura 4.2, a climatologia da umidade inicial inserida no modelo, considerando os meses de abril e outubro, para o ETA1 e ETA2.

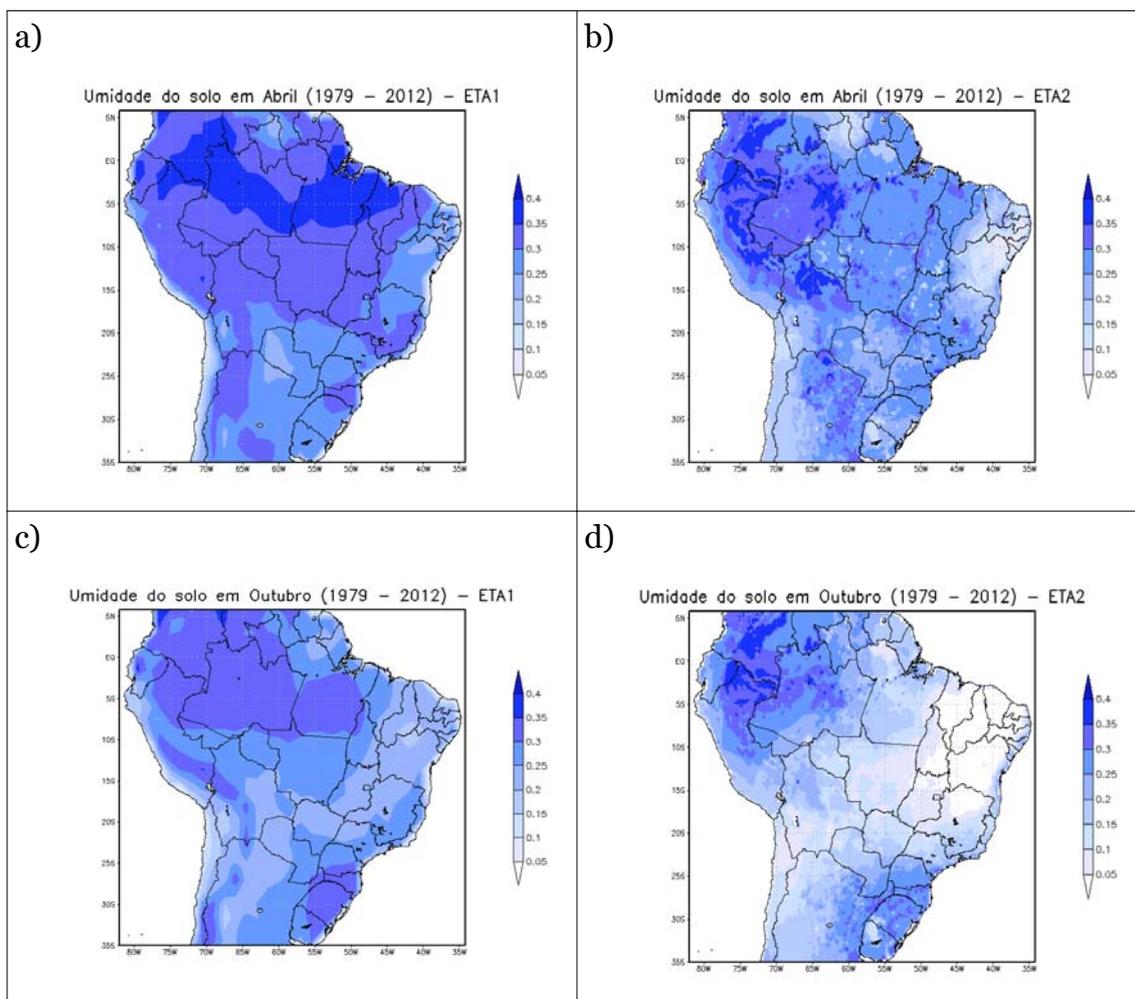


Figura 4.2 - Umidade inicial do solo inserida no modelo nos experimentos (ETA1 e ETA2), em  $m^3/m^3$ . ETA1 é disposto a esquerda para os meses de (a) Abril e (c) Outubro; e ETA2 a direita, nos meses de (b) Abril e (d) Outubro.

O experimento ETA2 possui umidade inicial menor que a de ETA1 (nos meses de abril e outubro) em praticamente todo o domínio analisado. Em ambos experimentos, salienta-se que o maior armazenamento do solo é encontrado em abril, o que é justificado pelo armazenamento da precipitação ocorrida na estação chuvosa anterior. Já no mês de outubro, muitas vezes ainda não ocorreram precipitações, portanto, a umidade inicial de NDJF é menor.

Na Figura 4.3 encontra-se a climatologia da umidade do solo média simulada

pelo modelo para as estações de MJJA e NDJF, com resolução de 15 km. A profundidade analisada da umidade do solo é uma camada de 2 metros, em  $m^3/m^3$ .

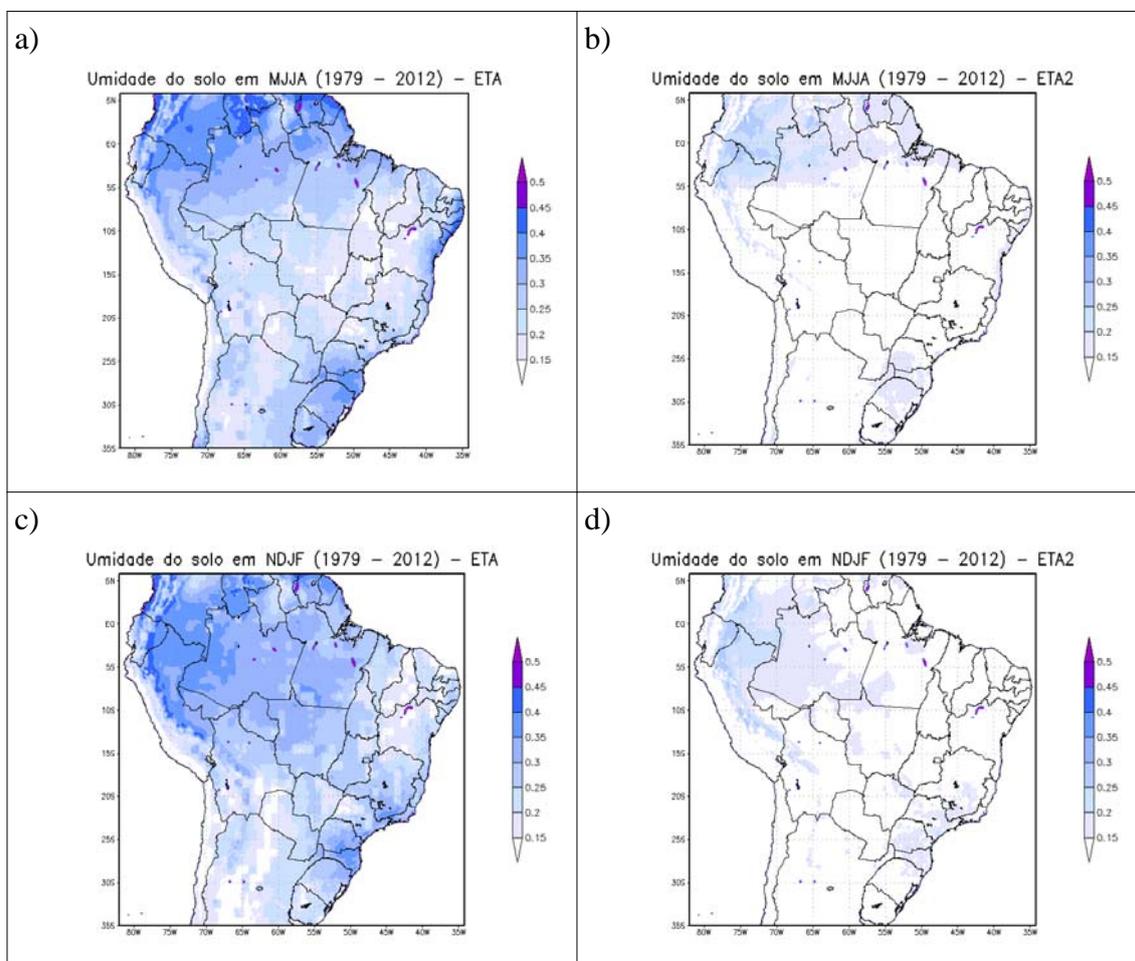


Figura 4.3 – Climatologia da umidade do solo simulada nos experimentos (ETA1 e ETA2), em  $m^3/m^3$ . ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF.

Verifica-se que ETA2 apresenta valores mais baixos na média da umidade do solo em cada estação (Figura 4.3), o que é coerente devido a sua condição inicial de umidade do solo também ter valores mais baixos (Figura 4.2). Na Figura 4.3, por se tratar da média dos meses das estações observa-se que, como esperado, a umidade do solo apresenta-se mais alta na estação chuvosa do que na estação

seca.

Em ambos os experimentos, e em ambas as estações, o valor da umidade simulada diminui ao longo dos meses da estação. ETA2, em todos os meses, apresenta umidade simulada com valores inferiores a ETA1 (Figura A.1 e Figura A.2).

Os maiores valores de umidade em MJJA e NDJF são encontrados na região noroeste da América do Sul e na região sul do Brasil, e, os menores valores simulados, no interior do nordeste e região central do Brasil. Esses valores de umidade do solo, diferenciam-se tanto pelo clima local e sistemas meteorológicos atuantes, quanto pelo tipo de solo da região (determinado através de parâmetros hidrológicos). Na Figura 4.4 são projetados dados simulados e observados de umidade do solo, em uma camada de 10 cm de solo, na cidade de Santarém (PA), cedidos pelo projeto LBA (Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia). Nas séries, dispõe-se uma média do acumulado diário na camada, nas estações secas e chuvosas, entre os anos de 2001 e 2003.

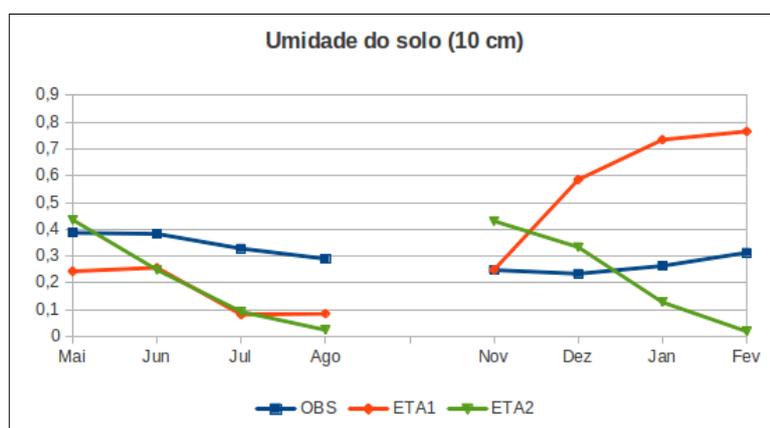


Figura 4.4 – Média da umidade do solo simulada e observada em uma camada de 10 cm de solo, entre os anos de 2001 a 2003, em Santarém (PA).

Corroborando com os resultados indicados nas Figuras A.1 e A.2, verifica-se que nos meses de maio a agosto e de novembro a fevereiro, a umidade do solo simulada pelos experimentos tendem a diminuir ao longo das estações em ETA2. Porém, ao contrário do esperado, nota-se que o experimento ETA2 encontra-se inicialmente mais úmido que ETA1, o que não ocorre na maioria das regiões do domínio de estudo.

ETA2 inicialmente simula maior umidade que o experimento ETA1, mas no decorrer dos meses ETA1 passa a simular mais umidade que a observação e o ETA2 (Figura 4.4). Identifica-se que, exceto nos meses de agosto e novembro, ETA2 tem maior capacidade de simular corretamente a umidade do solo nessa região.

#### **4.1.2. Pressão ao nível médio do mar**

O estudo da pressão ao nível médio do mar (PNMM) é importante pois, através dessa variável, é possível inferir sobre a instabilidade da atmosfera. A diminuição de pressão, por exemplo, pode indicar condições favoráveis ao aumento da instabilidade na atmosfera, favorecendo a formação de nuvens, enquanto que o aumento de pressão, desfavorece essa formação.

Em relação a variável PNMM, pode-se assumir pela Figura 4.5, que o ETA2 indica poucos erros sistemáticos na simulação em MJJA, principalmente na região norte do Brasil, onde o ETA1 indica grande subestimativa do modelo (cerca de 3 hPa), ou seja, gera uma região de muita instabilidade. Em algumas regiões do sudeste e sul do Brasil, ETA2 simula erros menores que 0.5 hPa. O ETA1 exibe tendência em subestimar a PNMM na maior parte do domínio analisado, exceto na região norte da Argentina, sobre a qual o ETA1 (bem como o ETA2) superestima a variável.

Em NDJF, há o mesmo padrão de melhora do ETA2 (em relação ao ETA1)

demonstrado para a estação seca. A partir da análise da média da PNMM para todo o período da estação chuvosa, constata-se que o ETA2 torna o erro muito pequeno em praticamente todo o Brasil. ETA2 apenas prejudica a simulação na Bolívia, Argentina e na região sul do oceano Atlântico, regiões em que há superestimativa da PNMM, apresentando erros maiores do que ETA1.

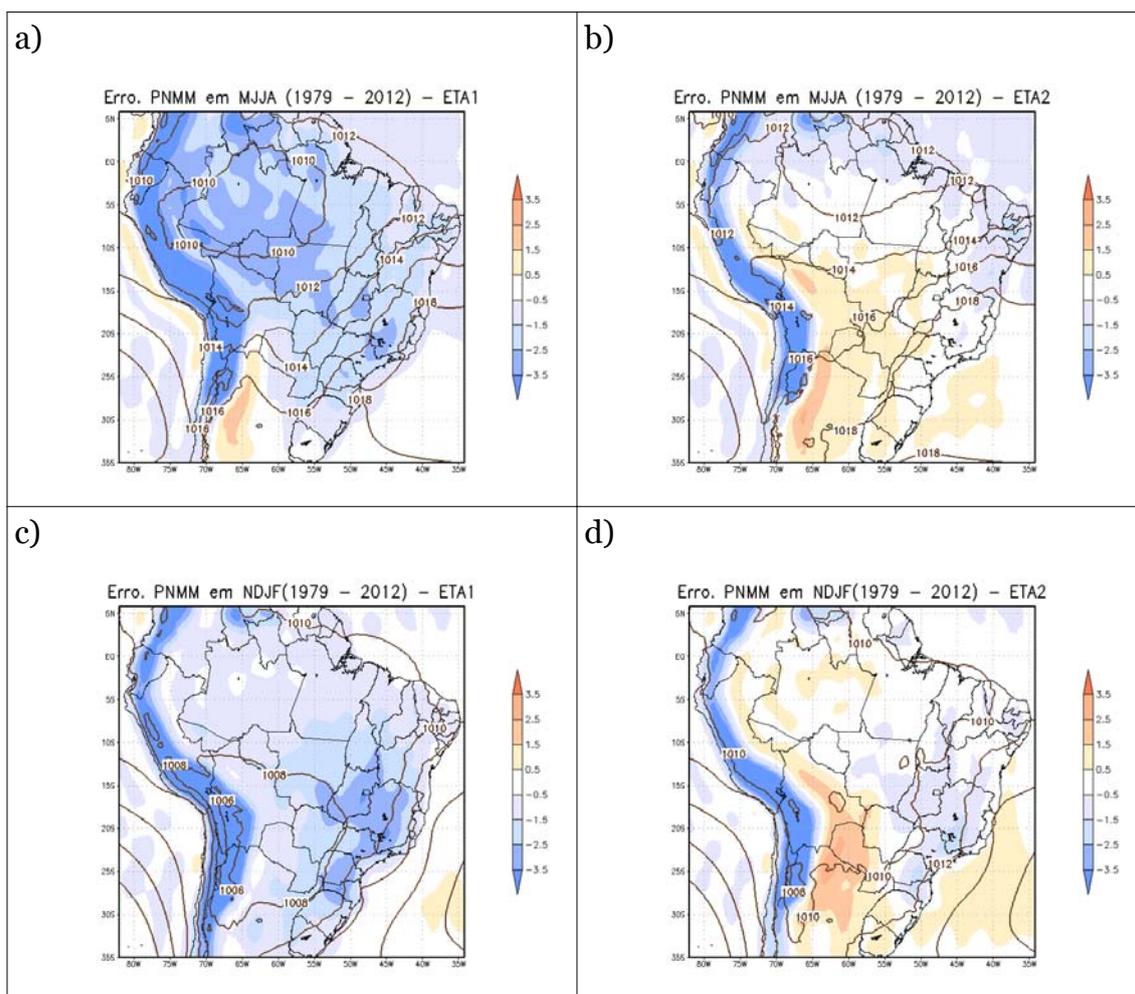


Figura 4.5 - Erro da climatologia da pressão ao nível médio do mar (PNMM) em relação ao CFSR (em hPa). ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de contorno representam a simulação do modelo.

Observa-se que tanto na estação seca, quanto na estação chuvosa, ambos experimentos possuem tendência de subestimar a PNMM na região da

Cordilheira dos Andes. Esta tendência é causada pela diferença no método de cálculo da pressão ao nível médio do mar em regiões de topografia, entre o modelo e a reanálise.

Ao consultar o Apêndice A, verifica-se na Figura A.3 que a tendência do ETA1 em subestimar a PNMM em relação aos dados do CFSR persiste ao longo dos meses de maio a agosto, sendo essa mais intensa na região da Cordilheira dos Andes e no Noroeste da América do Sul. O mês de junho é o mês em que o ETA1 apresenta menores erros, e os maiores erros são encontrados no mês de julho. Observa-se em todos os meses tendência de superestimativa da PNMM sobre a Argentina. Considerando o ETA2, nota-se que esse possui tendência de superestimar a PNMM. Essa tendência é intensificada no mês de agosto, mês onde ocorrem os maiores erros de superestimativa do experimento, principalmente sobre a Bolívia e o norte da Argentina. Contudo, há uma pequena subestimativa da PNMM na região Nordeste do Brasil, que é intensificada ao longo dos meses.

A partir da Figura A.4, verifica-se o comportamento dos experimentos ao longo da estação chuvosa e conclui-se que os maiores erros de ETA1 são encontrados na região sul e sudeste do Brasil, principalmente nos meses de janeiro e fevereiro. A simulação do ETA2 na estação chuvosa indica tendência de superestimar PNMM em novembro e dezembro, e tendência de subestimar essa variável em janeiro e fevereiro.

Identifica-se por fim que, tanto na estação seca, quanto na estação chuvosa, há melhoria na simulação a partir das mudanças nas condições do solo propostas (ETA2). Essa melhoria (em relação ao ETA1) é expressiva no estado de Minas Gerais, região onde localiza-se a UHE de Três Marias, onde serão estudados os eventos extremos.

### **4.1.3. Escoamento do vento**

As componentes horizontais da velocidade do vento são importantes para o mecanismo termodinâmico da atmosfera, devido a sua eficiência no transporte de calor, massa e momento. As mudanças na velocidade do vento ao longo das linhas de corrente podem promover a adição ou remoção de uma massa de ar numa coluna atmosférica, resultando em divergência ou convergência, implicando em movimento vertical. A magnitude do escoamento do vento, bem como o erro do modelo para os dois experimentos, são dispostos a seguir nas Figuras 4.6, 4.7 e 4.8, as quais representam os níveis de 250, 500 e 750 hPa, respectivamente.

De acordo com a Figura 4.6, não são encontradas grandes diferenças na simulação do escoamento do vento a 250 hPa nos dois experimentos. Há superestimativa na simulação em ambos os experimentos e para ambas estações do ano. Na estação seca a maior superestimativa ocorre sobre os estados de Minas Gerais, Rio Grande do Sul e Paraná, e sobre o norte da Argentina, Chile, Bolívia e sul do Peru, sendo que, nesses locais, a superestimativa pode atingir valores de até 3,5 metros por segundo (m/s). Na estação chuvosa, essa superestimativa passa a atingir diversos outros estados, o que torna essa a estação com maiores erros, de até 7 m/s.

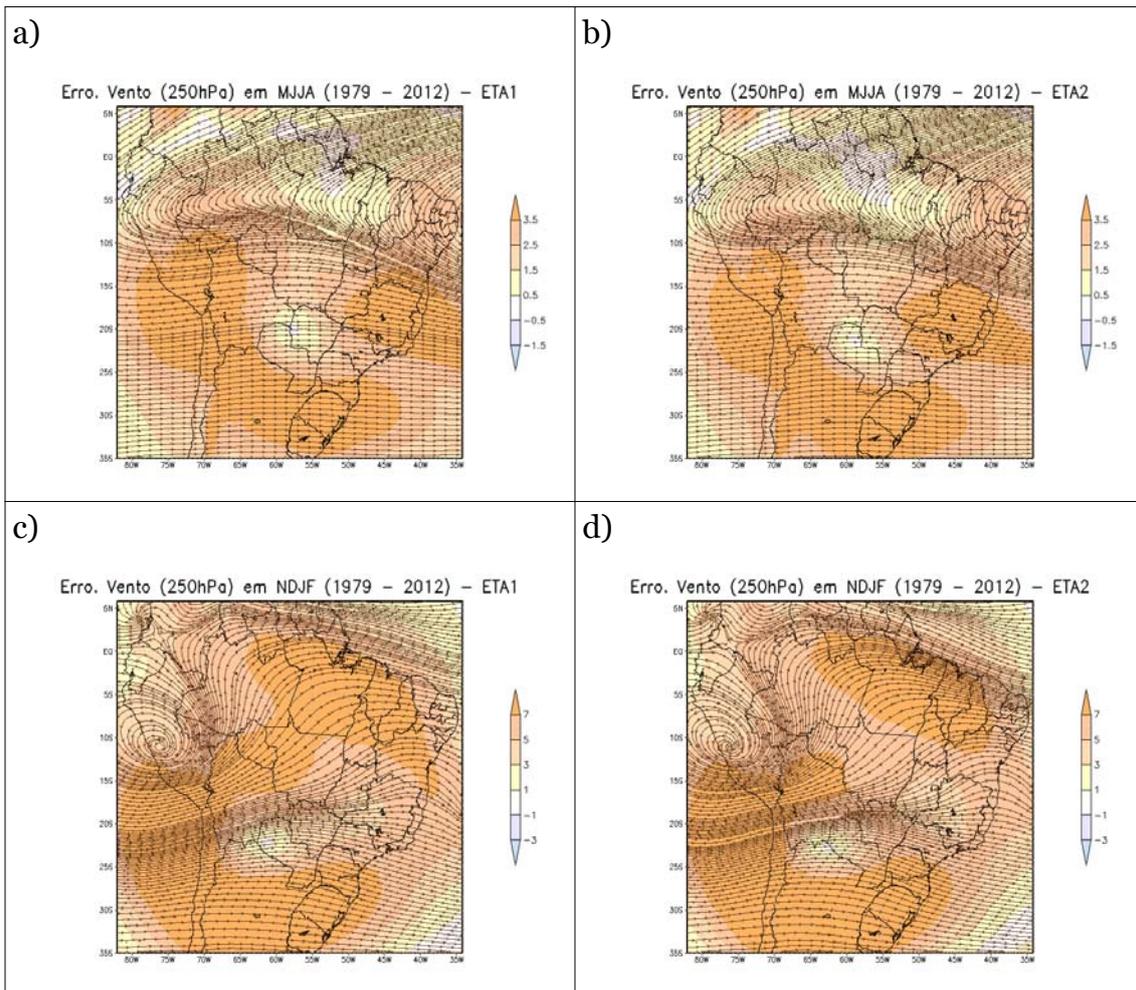


Figura 4.6 – Erro da climatologia da magnitude do vento (m/s) em 250 hPa, em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de corrente representam a simulação do modelo.

Nos dois experimentos, e nas duas estações, identifica-se o mesmo padrão de diminuição do erro ao longo dos meses, com os maiores erros encontrados nos meses iniciais de integração, ou seja, maio e novembro (Figura A.5 e Figura A.6). Essa diminuição dos erros ao longo dos meses está associada à condição de contorno adentrando a região de estudo, pois a avaliação é feita a partir da comparação da simulação com as próprias condições de contorno.

No nível de 500 hPa, os erros menores quando comparado ao nível de 250 hPa (Figura 4.7) o que é razoável, considerando a mudança de um nível com ventos mais intensos para um nível com ventos de menor intensidade. Verifica-se que os maiores erros continuam sendo encontrados na estação chuvosa.

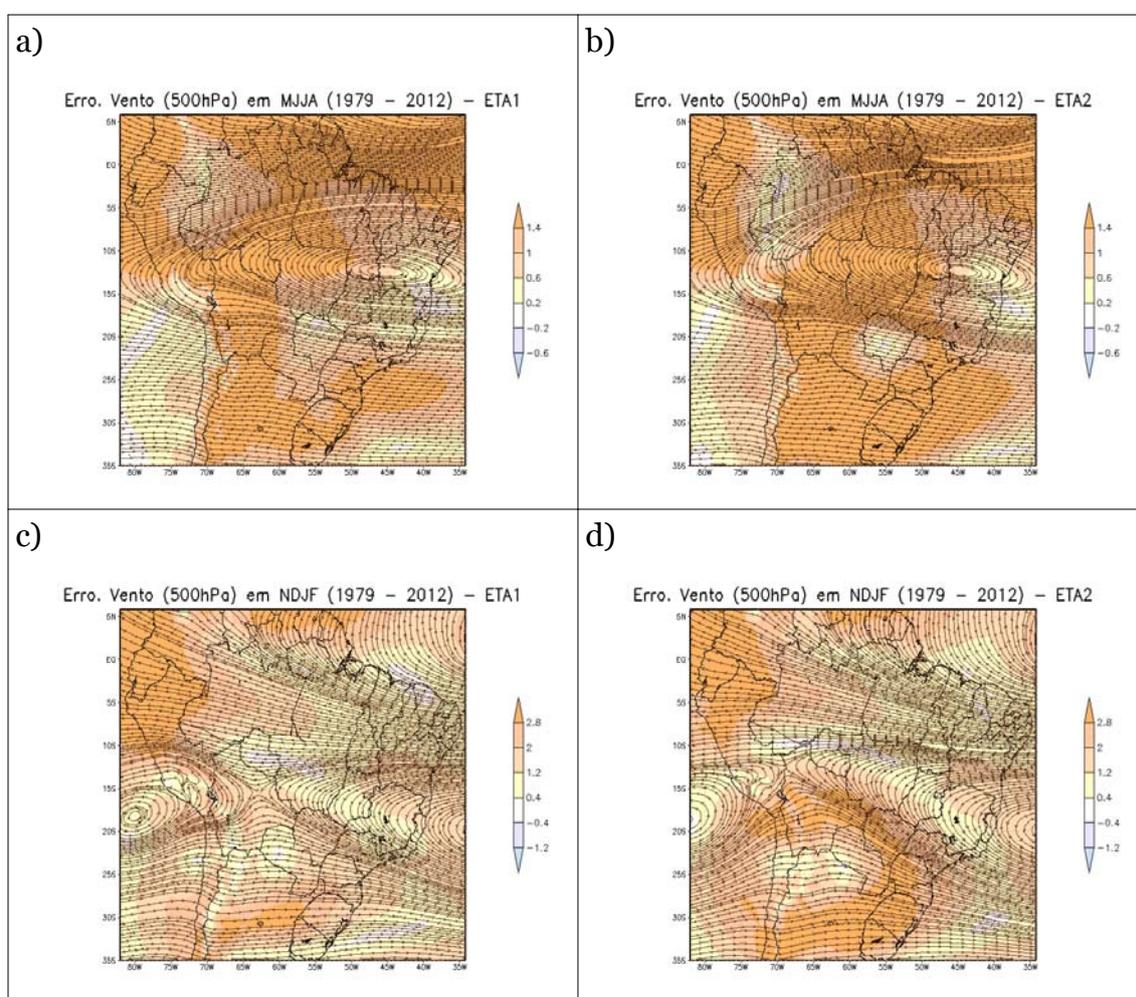


Figura 4.7 - Erro da climatologia da magnitude do vento (m/s) em 500 hPa, em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de corrente representam a simulação do modelo.

Em MJJA, a simulação do vento em 500 hPa do ETA1 mostra-se ligeiramente melhor no sudeste do Brasil, embora os erros sejam semelhantes no restante do

domínio. Esse padrão pode ser identificado em todos os meses da estação (Figura A.7). Em NDJF, ETA2 tende a superestimar a magnitude do vento (tendência mais intensa que ETA1), principalmente na região sul do Brasil nos meses de novembro e dezembro (Figura A.8), meses em que são encontrados os maiores erros. Nos meses de janeiro e fevereiro, embora os erros tenham sido menores, nota-se que ETA2 permanece superestimando mais que o ETA1.

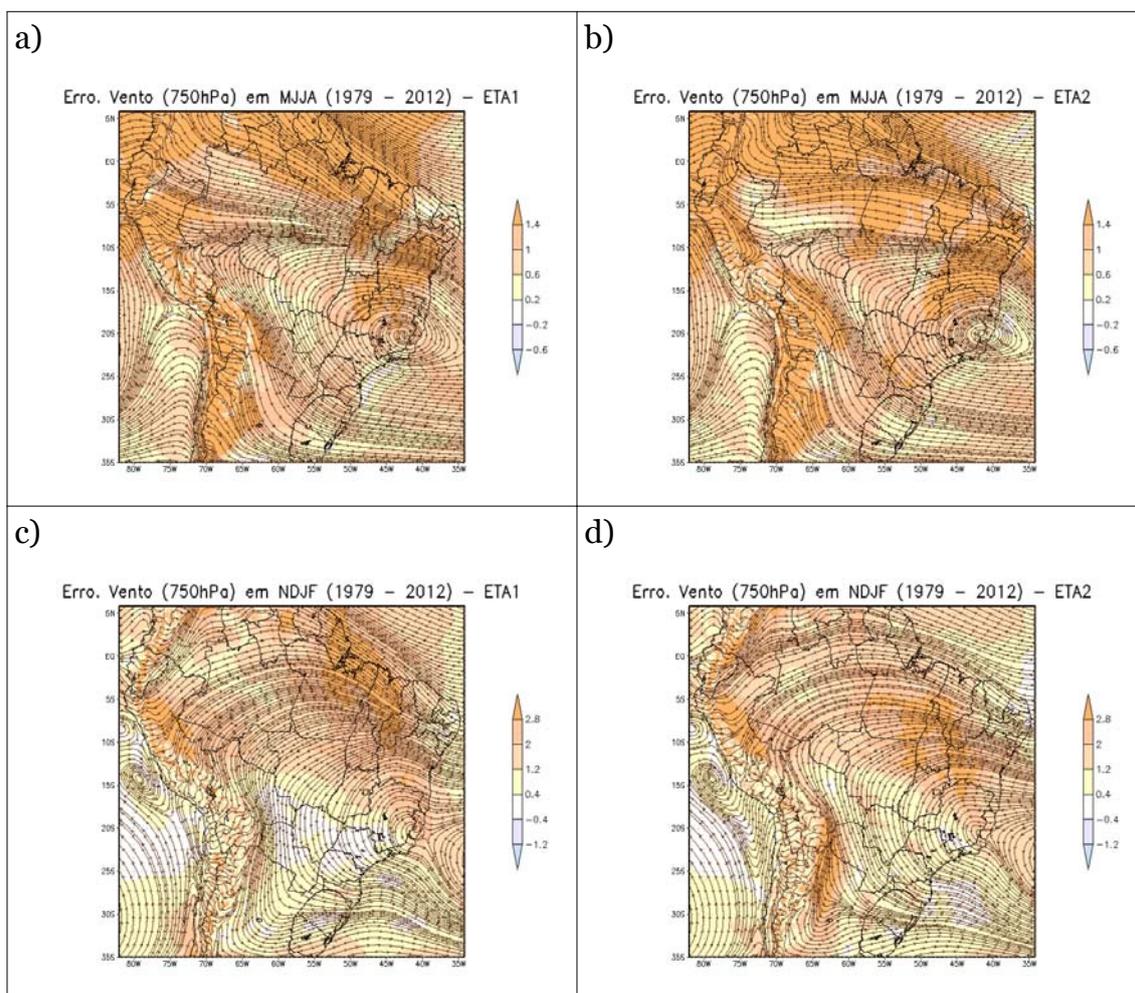


Figura 4.8 - Erro da climatologia da magnitude do vento (m/s) em 750 hPa, em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de corrente representam a simulação do modelo.

Em relação ao nível de 750 hPa, conforme esperado, MJJA apresenta menores erros do que NDJF (Figura 4.8). Em MJJA, verifica-se que as simulações do modelo tende a deslocar a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) para o continente.

Em ambas as estações, ETA2 indica maior tendência em superestimar o escoamento do vento, embora as diferenças nas simulações do vento a 750 hPa entre os experimentos sejam pequenas. Em geral, as simulações são semelhantes. Contudo, ETA1 apresenta melhor acurácia por possuir menor superestimativa na região central do Brasil, Bolívia e norte da Argentina. Entre os meses da estação seca, os maiores erros são encontrados no mês de agosto (Figura A.9). Na estação chuvosa, a maior superestimativa tende a ocorrer em dezembro (Figura A.10).

Sobre a região da UHE de Três Marias, o experimento ETA2 apresenta erros semelhantes a ETA1 nos níveis de 250 e 750 hPa, em MJJA e NDJF. No nível de 500 hPa, na estação chuvosa, os experimentos também são semelhantes entre si, contudo, ETA2 superestima mais a magnitude do vento (em relação a ETA1) sobre a estação seca.

#### **4.1.4. Altura geopotencial**

A variável altura geopotencial está relacionada à altura dos níveis de pressão atmosférica em um dado local, tendo como referência o nível médio do mar. Portanto, essa variável representa a altitude acima do nível médio do mar em que localiza-se um determinado nível de pressão. A utilidade dessa grandeza está associada a identificação de áreas de alta e baixa pressão. Como exemplo, podemos citar os altos valores de geopotencial, que podem indicar que a camada está com uma temperatura alta.

Ao analisar o nível de 250 hPa (Figura 4.9) examina-se que nas duas estações o

erro da altura geopotencial não varia muito entre os experimentos, pois ambos possuem tendência em subestimar, principalmente sobre o Paraguai, Bolívia e norte da Argentina (com erros de cerca de 35 metros de altura geopotencial). Em NDJF são encontrados os maiores erros, o que está relacionado a ocorrência de maiores temperaturas nessa estação.

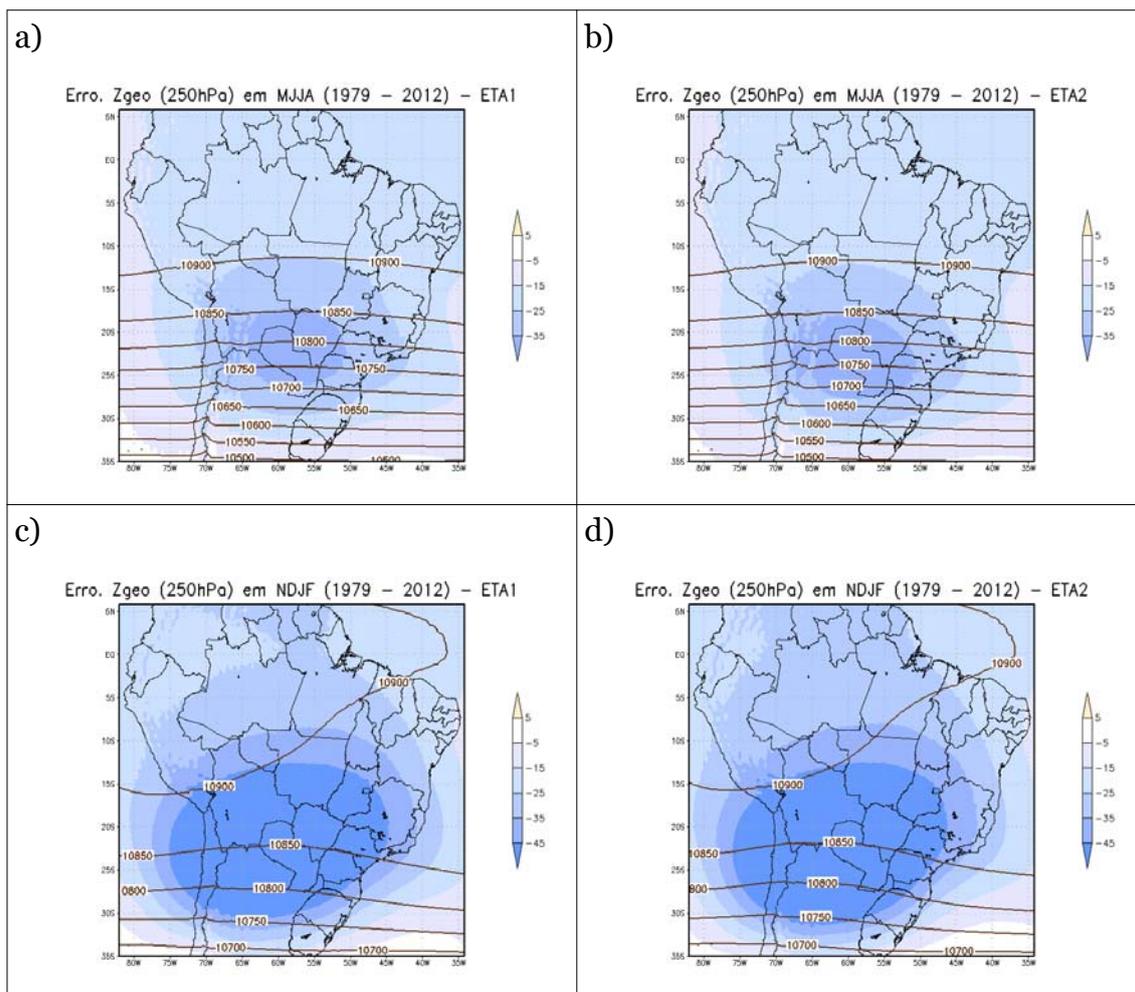


Figura 4.9 - Erro da climatologia da altura geopotencial (m) em 250 hPa, em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de contorno representam a simulação do modelo.

Constata-se que, nos dois experimentos realizados, há melhora na simulação da

altura geopotencial em 250 hPa ao longo dos meses, sendo esta relacionada a condição de contorno adentrando o domínio e diminuindo os erros em relação ao CFSR (Figuras A.11 e A.12). Isso justifica o fato dos maiores erros localizarem-se no centro do domínio da simulação. A Figura 4.10, apresenta o erro da climatologia da altura geopotencial para o nível de 500 hPa.

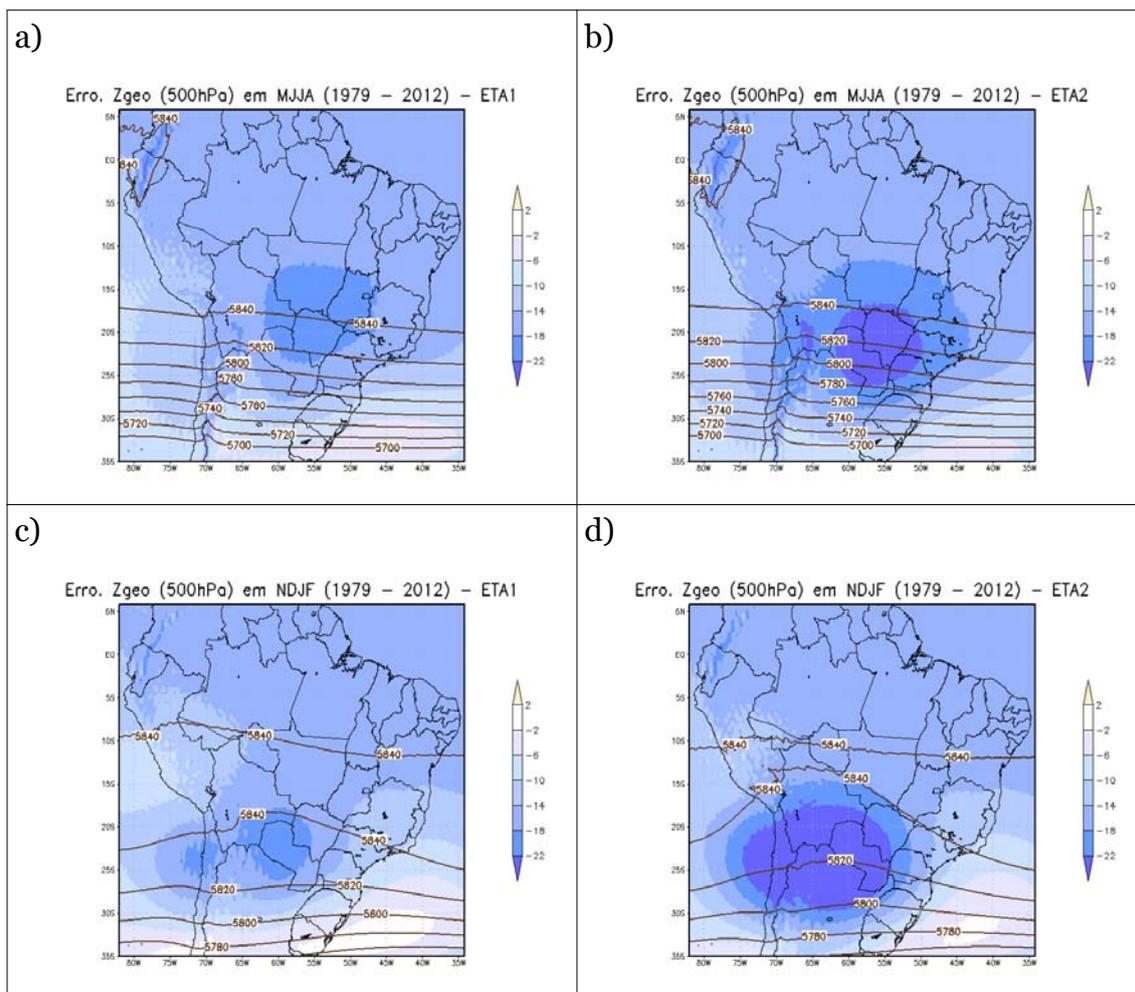


Figura 4.10 - Erro da climatologia da altura geopotencial (m) em 500 hPa, em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de contorno representam a simulação do modelo.

Conforme Figura 4.10, ETA2 indica erros maiores que ETA1, pois subestima

mais a altura geopotencial em 500 hPa, com erros ainda maiores em NDJF. Nas Figuras A.13 e A.14, observa-se que em ETA1 o erro tende a diminuir ao longo da integração (em MJJA e NDJF) a 500 hPa, assim como o nível de 250 hPa. Em 500 hPa, os maiores erros de ETA2 ocorrem em maio e novembro, e os menores em julho e janeiro. Os erros no nível de 750 hPa seguem na Figura 4.11.

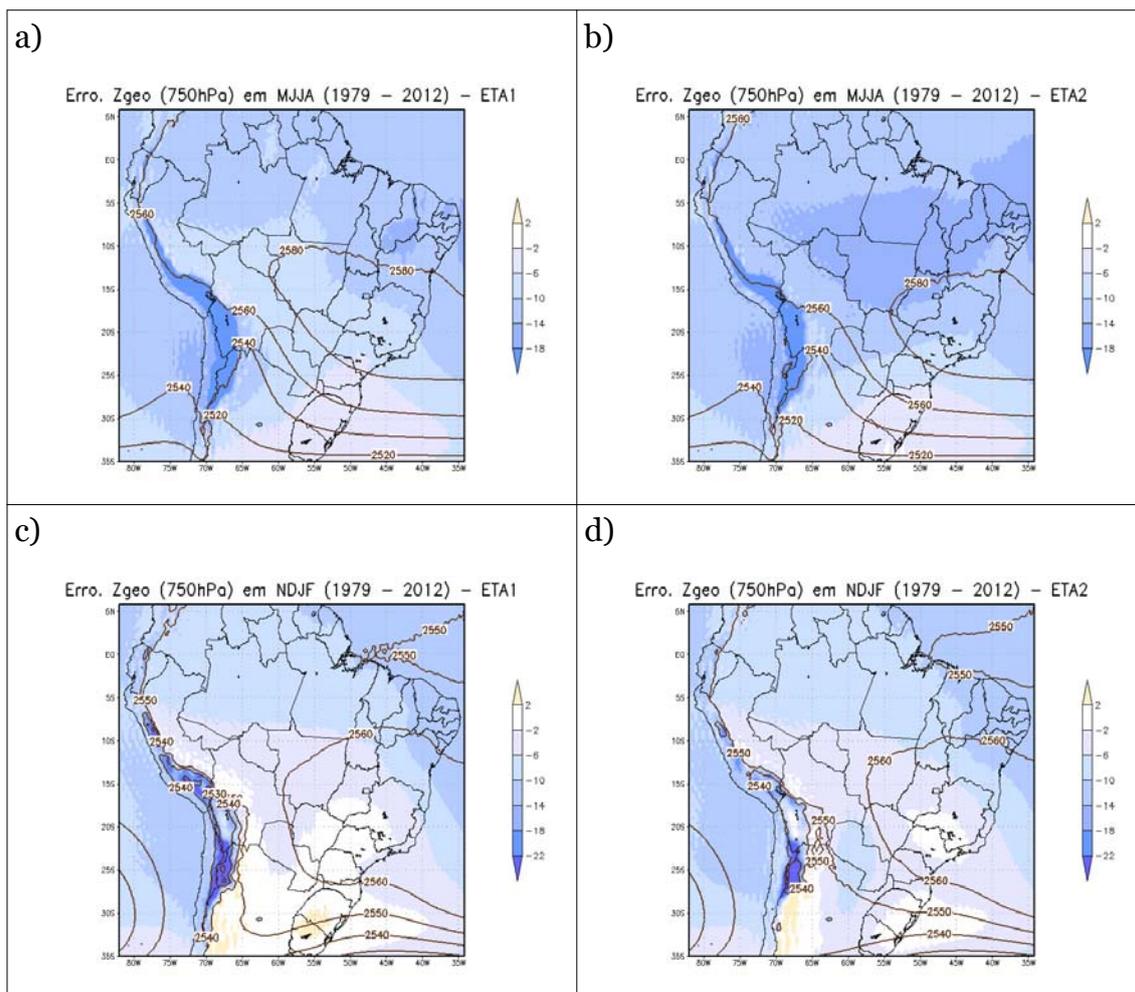


Figura 4.11 – Erro da climatologia da altura geopotencial (m) em 750 hPa, em relação ao CFSR. O ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de contorno representam a simulação do modelo.

Considerando o nível de 750 hPa, os maiores erros são observados no ETA2. Na

estação seca, ETA2 intensifica a tendência em subestimar a altura geopotencial nas regiões central, norte e nordeste do Brasil. Na estação chuvosa, o campo dos erros é semelhante entre os experimentos, porém, há aumento da subestimativa da altura geopotencial pelo ETA2 nas latitudes mais altas.

Em ambos os experimentos na estação seca e, ao contrário dos demais níveis, observa-se um aumento do erro ao longo dos meses (Figura A.15). Na estação chuvosa (Figura A.16), os meses de dezembro e janeiro apresentam melhores resultados, com melhor acurácia na simulação dos dois experimentos.

Os resultados indicam que sobre a UHE de Três Marias, os erros entre os experimentos são equivalentes no nível de 250 hPa. Nos níveis de 500 e 750 hPa, na estação seca ETA2 apresenta maior subestimativa da altura geopotencial, contudo, na estação chuvosa essa subestimativa é similar nos dois experimentos.

#### **4.1.5. Umidade específica**

A análise da umidade específica pode ajudar a inferir acerca da quantidade de água precipitável em determinada região.

Segue, na Figura 4.12, o erro da climatologia da umidade específica em 500 hPa. Assim como no nível de 250 hPa, o nível de 500 hPa deve ser analisado de forma mais cuidadosa, pois existem diferenças no padrão do erro ao longo dos meses (Figura A.19) e esses erros podem ser mascarados ao analisar a média da estação. No mês de maio os experimentos tendem a subestimar a umidade específica em 500 hPa. Já no mês de junho os experimentos criam uma tendência de superestimar essa variável na maior parte do domínio. Essa tendência é intensificada nos meses de julho e agosto.

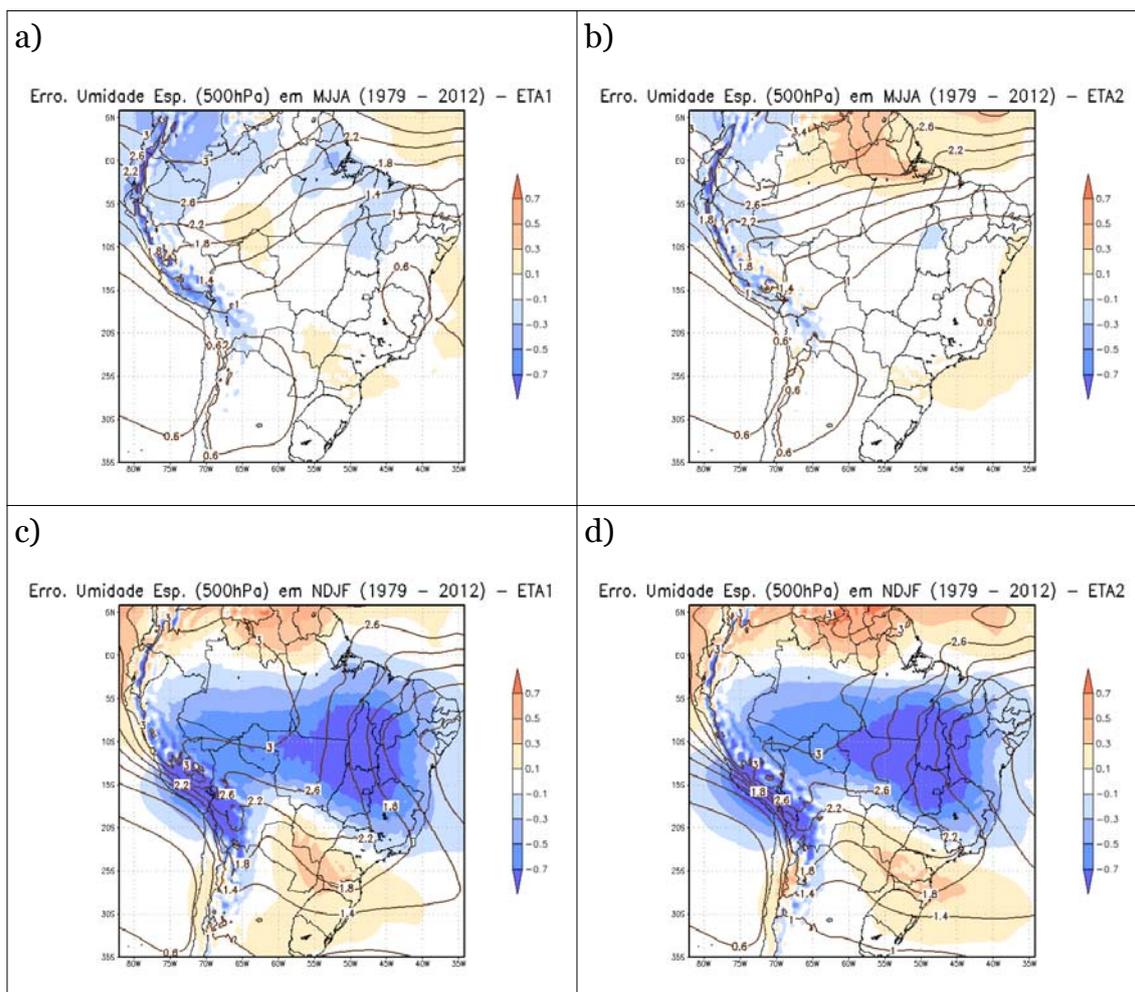


Figura 4.12 – Erro da climatologia da umidade específica (kg/kg) em 500 hPa, em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para as estações (a) MJJA e (c) NDJF; e ETA2 a direita para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de contorno representam a simulação do modelo.

Em NDJF, os erros dos experimentos são semelhantes, sempre com tendência de superestimar a umidade na faixa próxima à linha do Equador (região da Zona de Convergência Intertropical) e sul do Brasil, e subestimar no restante do domínio (Figura A.20).

Ao analisar o nível de 750 hPa, associa-se aos experimentos uma tendência em subestimar a umidade específica na maior parte do domínio (Figura 4.13). Essa

subestimativa é maior do que nos demais níveis estudados (250 e 500 hPa), com maiores erros ocorrendo no centro do domínio da simulação. Ao longo da Cordilheira dos Andes, a umidade específica é superestimada nos dois experimentos e nas duas estações. No entanto, esse erro nessa região não deve ser considerado pois, nesse nível, a umidade específica simulada encontra-se no interior da montanha.

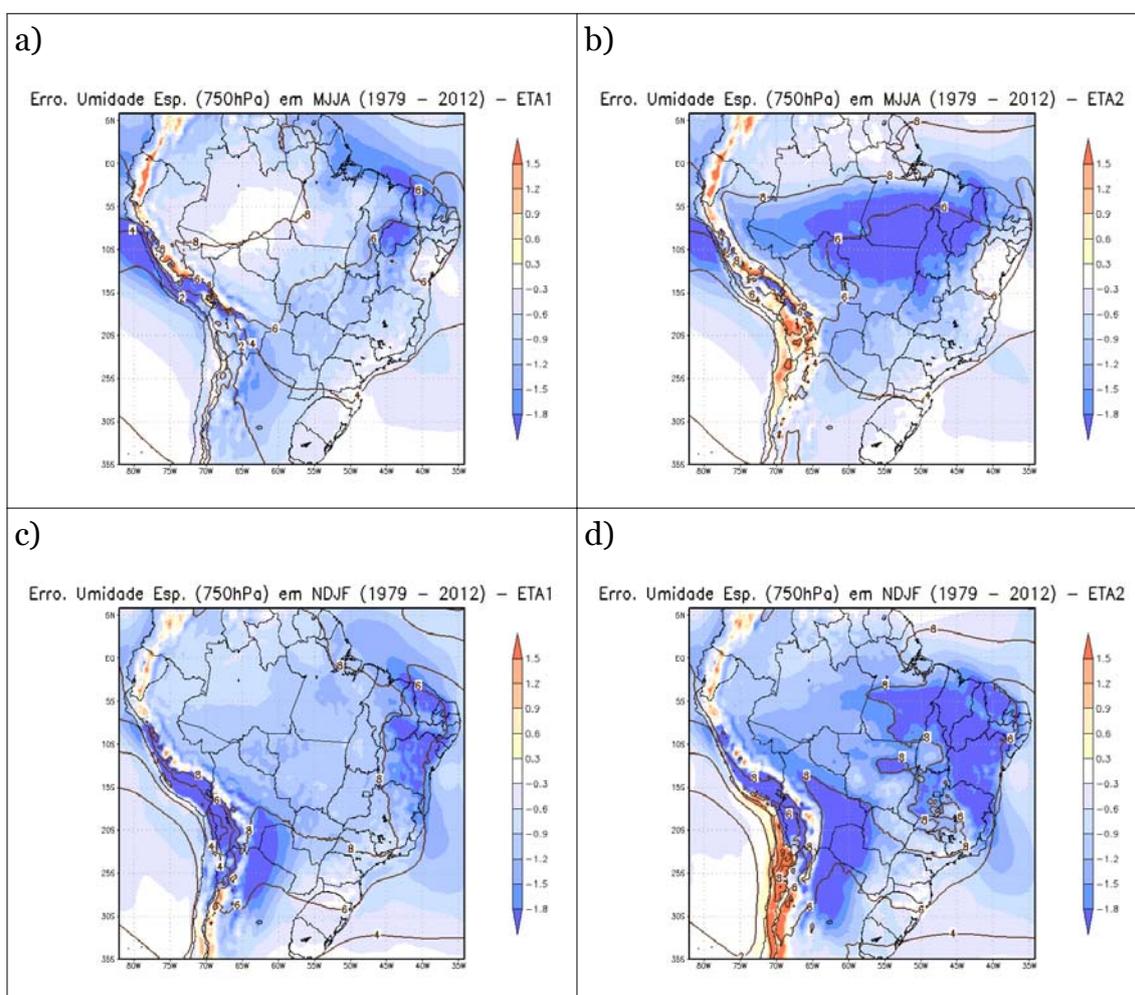


Figura 4.13 – Erro da climatologia da umidade específica (kg/kg) em 750 hPa, em relação ao CFSR. ETA1 é disposto a esquerda para (a) MJJA e (c) NDJF; ETA2 a direita, para as estações (b) MJJA e (d) NDJF. As cores representam o erro entre reanálise e modelo, e as linhas de contorno representam a simulação do modelo.

O experimento ETA2 intensifica a tendência do modelo em subestimar a variável (a 750 hPa) nas duas estações do ano analisadas. Os maiores erros foram encontrados nos meses de maio e novembro (Figura A.21 e A.22).

Em relação a umidade específica simulada sobre a região de Três Marias percebe-se que a simulação dos experimentos possuem erros semelhantes na estação seca. Na estação chuvosa, no entanto, a acurácia do experimento ETA2 variou de acordo com o nível estudado. Em 250 hPa ETA2 possui menores erros que ETA1, porém em 750 hPa os erros são maiores em ETA2.

#### 4.1.6. Precipitação

É importante analisar a acurácia do modelo para a variável precipitação pois essa está diretamente relacionada a eventos extremos, analisados posteriormente nesse trabalho. Na Figura 4.14, analisa-se a precipitação simulada nos dois experimentos, em milímetros acumulados nos 4 meses da estação MJJA (mm/estação).

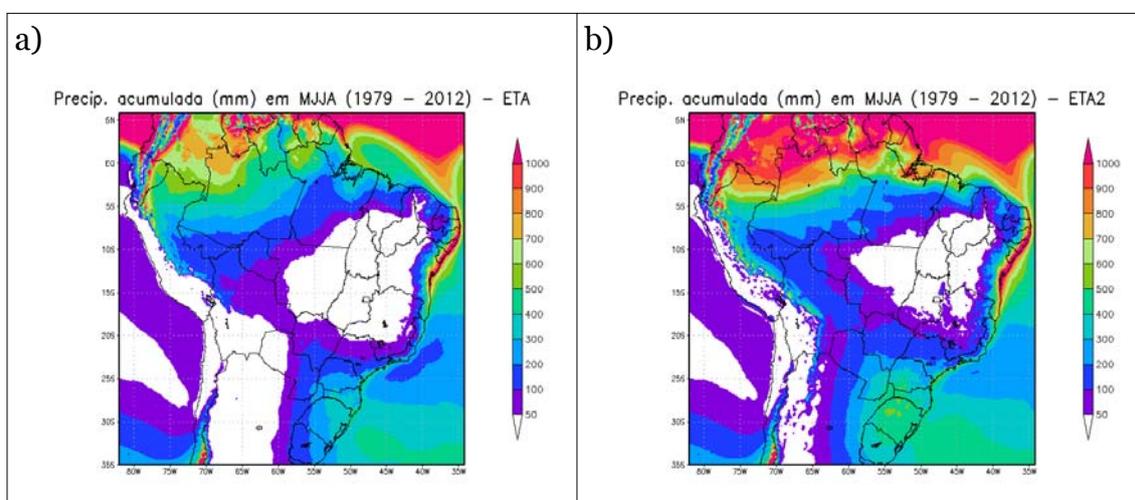


Figura 4.14 – Precipitação simulada para a estação MJJA pelo modelo Eta (mm/estação), nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2, de 1979 a 2012.

Verifica-se que o modelo representa bem o padrão da estação. O interior do

Brasil apresenta-se seco em ambos os experimentos, embora no ETA2, a simulação seja um pouco mais úmida.

Os dois experimentos conseguem capturar a variabilidade interanual da precipitação, reduzindo o volume precipitado ao longo dos diferentes meses (Figura A.23). Contudo, ETA2 tende a gerar mais precipitação sobre o noroeste da América do Sul e sul do Brasil.

Na Figura 4.15, são indicados os erros da precipitação do modelo em relação aos dados do GPCP.

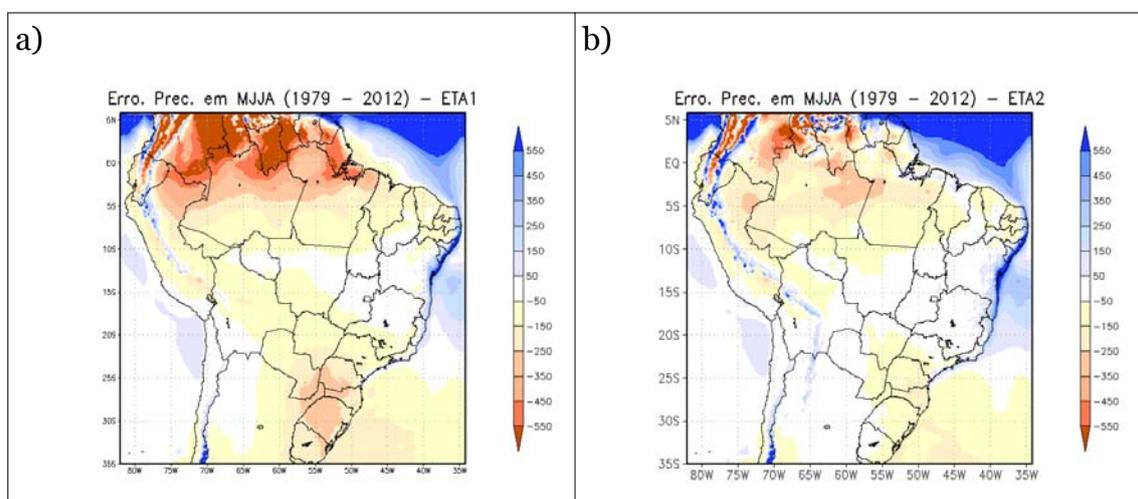


Figura 4.15 – Erro da climatologia da precipitação acumulada em MJJA (mm/estação), em relação ao GPCP, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2.

Observa-se que o ETA2 apresenta maior acurácia na simulação da precipitação no período de MJJA. O ETA2 agrava os erros encontrados no ETA1 na região litorânea do nordeste, região em que há grande tendência em superestimar a precipitação.

Em relação aos dados do CRU (Figura 4.16), o ETA2 se mostra mais acurado na simulação da precipitação em MJJA, em concordância com a Figura 4.15

exposta anteriormente. Não há discrepância entre os erros, o que indica que os dados do GPCP e do CRU são coerentes entre si. O mês que apresenta maiores erros para essa estação é o mês de maio, tanto em relação aos dados do GPCP, quanto aos dados do CRU (Figura A.24 e A.25).

Próximo a região da UHE de Três Marias, os erros na simulação de precipitação do ETA2 são ligeiramente menores que ETA1 (conforme visto nas Figuras 4.15 e 4.16).

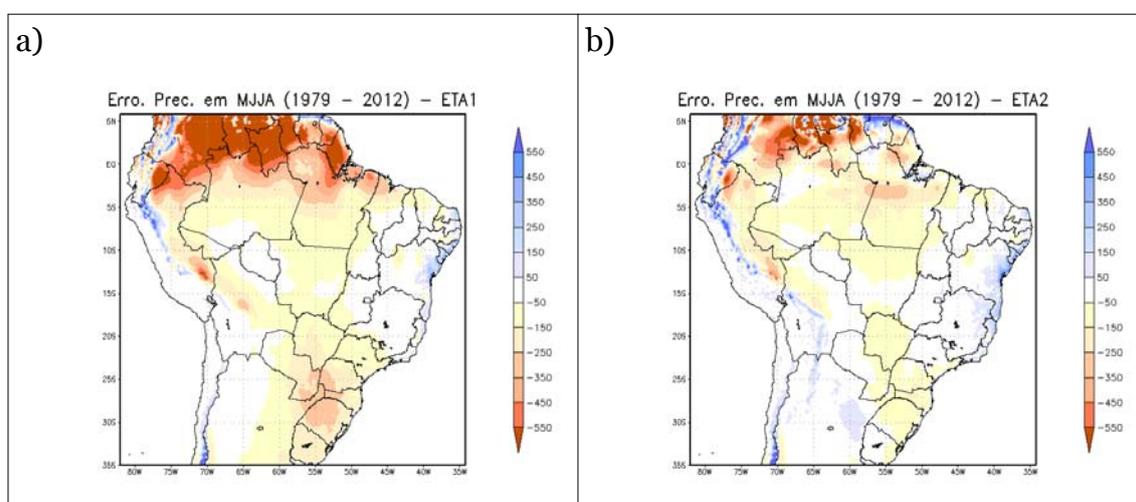


Figura 4.16 – Erro da climatologia da precipitação acumulada em MJJA (mm/estação), em relação ao CRU, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2.

Com relação a estação chuvosa, NDJF, a Figura 4.17 apresenta a simulação da precipitação em ambos os experimentos. Verifica-se que o ETA2 tende a gerar mais precipitação que ETA1, principalmente nas regiões sul e central do Brasil. Pode-se inferir que ETA2 representa melhor o padrão das ZCAS, fenômeno comum nessa época do ano, principalmente no mês de janeiro (Figura A.26).

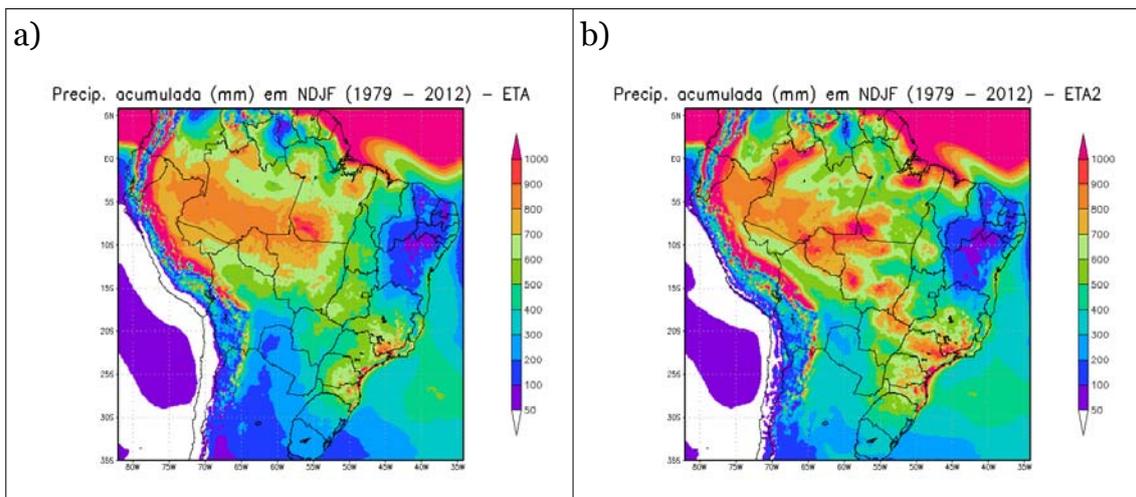


Figura 4.17 – Precipitação simulada para a estação NDJF pelo modelo Eta (mm/estação), nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2, de 1979 a 2012.

Segundo a Figura 4.18, o ETA2 também apresenta melhoria na simulação da estação chuvosa em algumas regiões. Em relação aos dados do GPCP, o ETA2 mostra grande ganho na região sul do Brasil, local em que observa-se subestimativa do ETA1. Sobre alguns estados do norte, nordeste e centro-oeste do Brasil, há aumento na subestimativa da precipitação, fazendo com que ETA2 tenha menor acurácia que ETA1 nessas regiões.

As simulações representam bem o regime de precipitação da América do Sul para a época analisada, com os meses de janeiro e fevereiro tendendo a ser mais chuvosos, em ambos os experimentos (Figura A.26). ETA1 possui erros maiores em dezembro, e ETA2 em janeiro (Figura A.27). Na Figura 4.19 o erro das simulações em relação ao CRU é exposto.

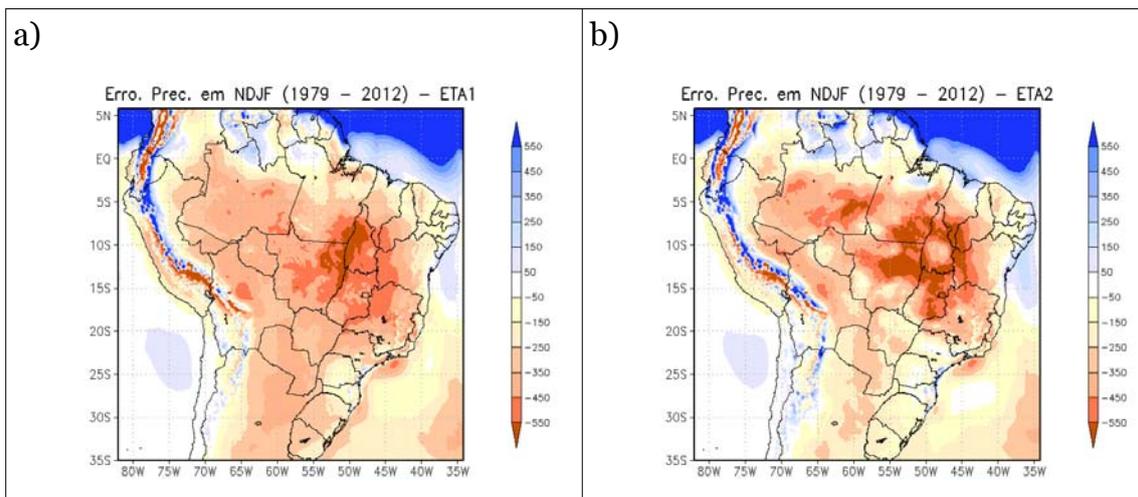


Figura 4.18 – Erro da climatologia da precipitação acumulada em NDJF (mm/estação), em relação ao GPCP, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2.

Em relação aos dados do CRU, verifica-se um padrão ligeiramente diferente em relação ao GPCP. Quando comparados ao CRU os erros dos experimentos são um pouco menores em quase todo o domínio (Figura 4.19).

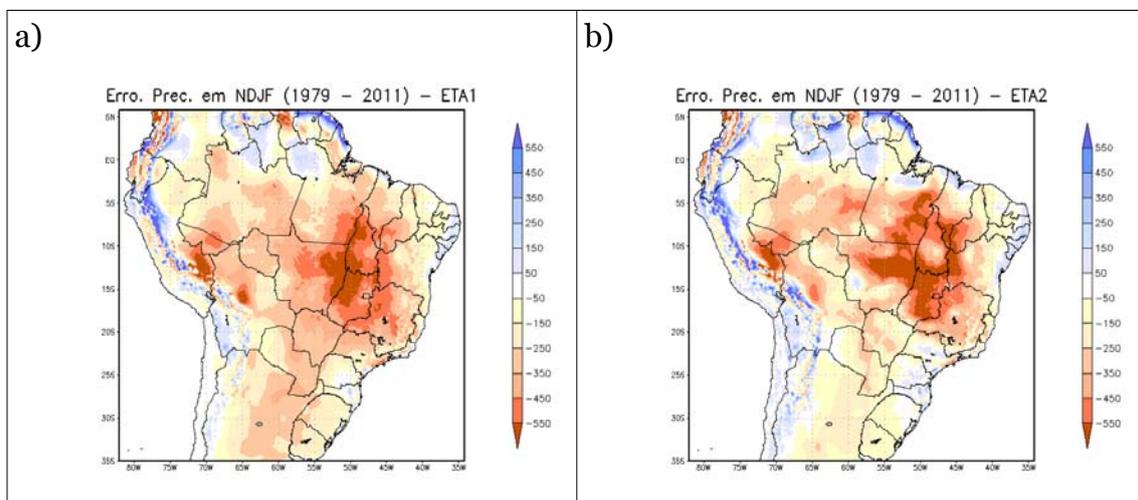


Figura 4.19 – Erro da climatologia da precipitação acumulada em NDJF (mm/estação), em relação ao CRU, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2.

Nas diferentes estações, e comparado a diferentes bases de dados, observa-se

que a mudança nas condições do solo melhora a simulação de precipitação em parte do domínio estudado. Contudo, o experimento ETA2, na maior parte do domínio (em ambos experimentos e estações do ano) subestima a precipitação. A estação com maiores erros é a estação chuvosa e, como esperado, o ETA2 apresenta menores erros nas duas estações do ano.

Na estação chuvosa e seca o ETA2 consegue simular de maneira mais acurada a climatologia da precipitação sobre a UHE de Três Marias.

Os resultados para a estação chuvosa corroboram os resultados encontrados por Alves et al. (2000), em que conclui-se que a chuva de verão foi subestimada, principalmente na região de atuação das ZCAS sobre o Brasil central e norte do Nordeste. Em ambas as estações (secas e chuvosas) os resultados dessa seção concordam com os resultados de Bustamante et al. (2006), trabalho sobre o qual verifica-se superestimativas do modelo Eta ao longo de algumas áreas costeiras ao sul do Chile e Nordeste do Brasil.

Os resultados dispostos, também concordam com os resultados encontrados por Doyle et al. (2013), que infere que modificar as condições iniciais de umidade do solo e incorporar um novo mapa de solos com parâmetros hidráulicos mais representativos dos solos sul-americanos torna a previsão de chuvas no norte da Argentina mais acurada. A partir desses resultados confirma-se a hipótese de CHANG e WETZEL (1991), os quais inferiram que: os limites resultantes do aquecimento diferencial devido a gradientes de umidade do solo pode ser um importante fator no desenvolvimento da convecção.

#### 4.1.7. Temperatura

Com a mudança nas condições iniciais do solo, espera-se que haja uma variação da temperatura entre os experimentos, principalmente próximo à superfície (temperatura a 2 metros). A Figura 4.20 exhibe a climatologia da temperatura simulada pelos experimentos na estação seca.

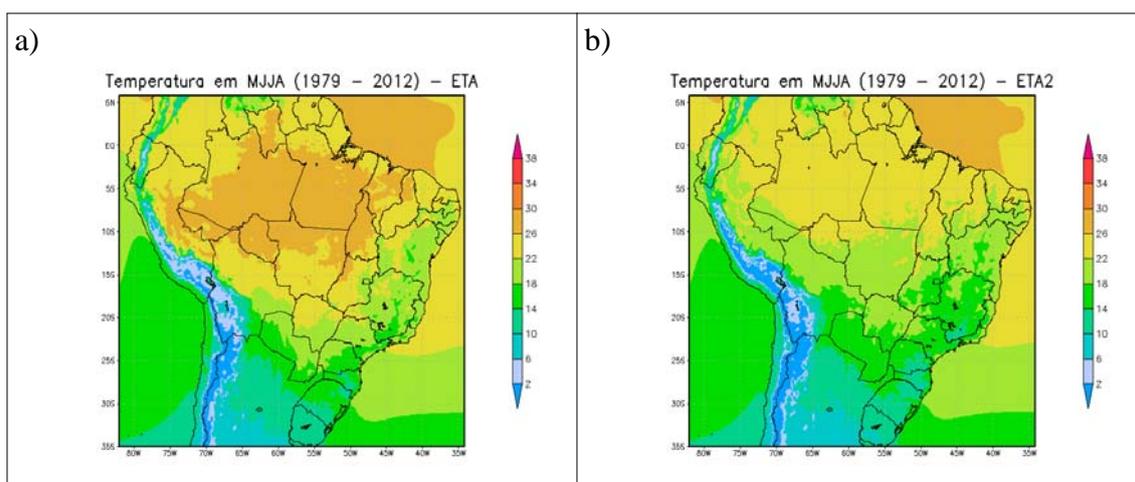


Figura 4.20 – Temperatura média simulada (°C) para a estação MJJA pelo modelo Eta nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2, de 1979 a 2012.

De acordo com a Figura 4.20, ETA2 tende a simular temperaturas mais baixas que ETA1, sobre todo o continente. A temperatura simulada varia ao longo dos meses apenas na região próxima a linha do Equador, onde há aumento da temperatura com o decorrer dos meses (Figura A.29).

Comparado aos dados do CRU, ETA2 apresenta maiores erros de subestimativa da temperatura em todo o domínio, inclusive sobre a UHE de Três Marias, conforme projetado na Figura 4.21. O experimento ETA1 apresenta erros variáveis na simulação da temperatura sobre o Brasil, com tendência a superestimar no norte e sul do Brasil, e subestimar sobre o nordeste brasileiro.

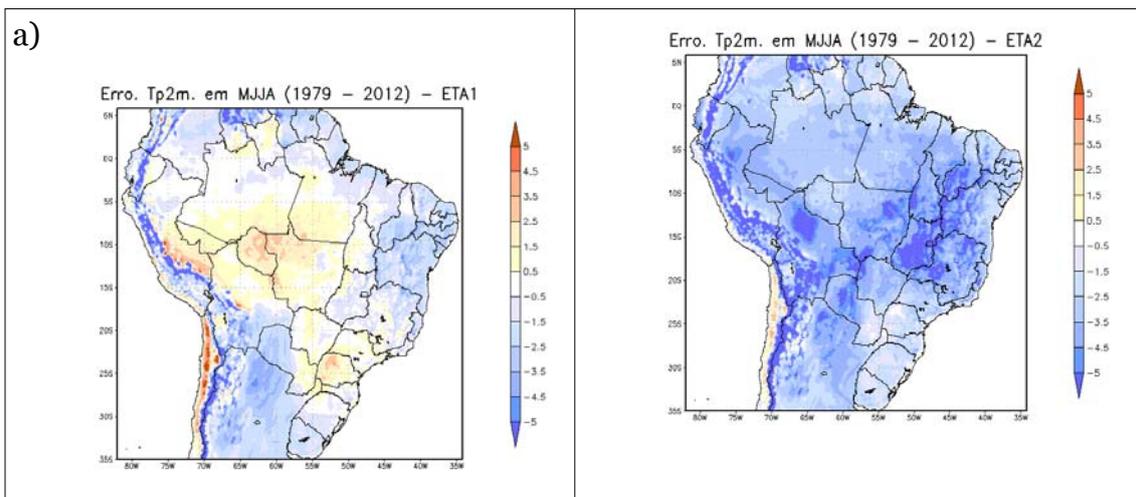


Figura 4.21 – Erro da climatologia da temperatura média (°C) na estação MJJA, em relação ao CRU, nos os experimentos a) ETA1 e b) ETA2.

Com relação a temperatura simulada na estação chuvosa, verifica-se na Figura 4.22 o mesmo padrão identificado na estação seca, ou seja, ETA2 simulando temperaturas inferiores as simuladas por ETA1, em toda a região continental.

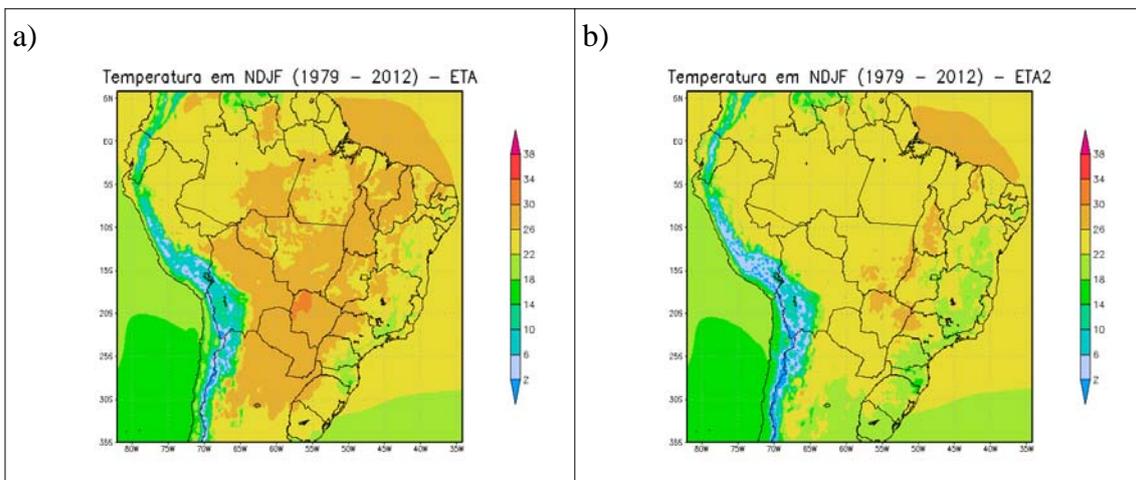


Figura 4.22 - Temperatura média simulada (°C) para a estação NDJF pelo modelo Eta, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2, de 1979 a 2012.

Na Figura 4.23, ETA2 apresenta erros maiores que ETA1 em todo o domínio. Esse erro ocorre devido a tendência do experimento ETA2 reduzir a temperatura (esfriar) em todo o continente. Nesse caso, também não são

encontradas muitas diferenças no erro da simulação no decorrer dos meses (Figura A.32).

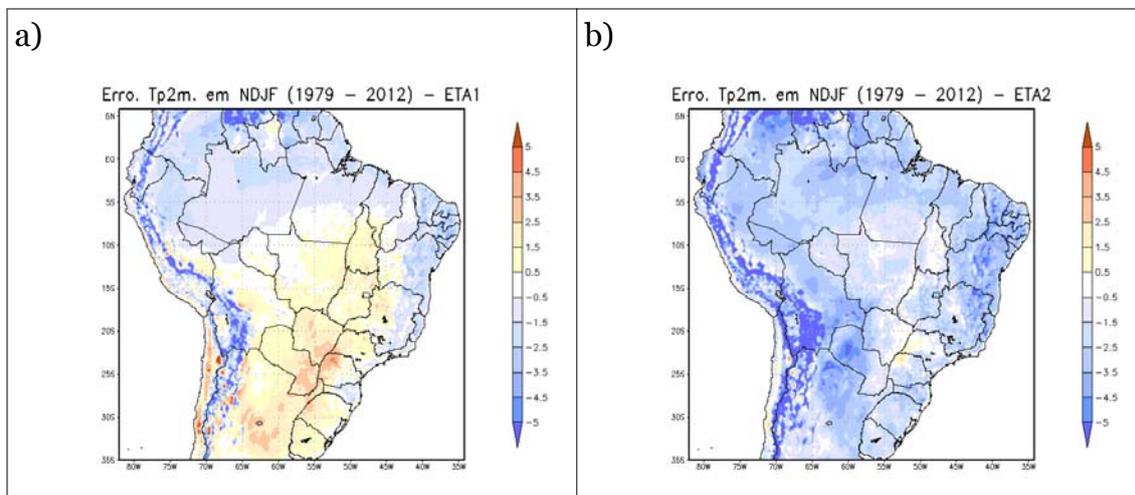


Figura 4.23 – Erro da climatologia da temperatura média (°C) na estação chuvosa NDJF, em relação ao CRU, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2.

Identifica-se, portanto, que os maiores erros ocorridos na simulação da temperatura a 2 metros da superfície ocorre na estação seca.

#### 4.1.8. Temperatura máxima

A Figura 4.24 dispõe a temperatura máxima simulada pelos experimentos, no nível de 1000 hPa, na estação seca.

Através da Figura 4.24, observa-se grande diferença na simulação dos experimentos, tendo em vista que ETA2 simula temperaturas máximas menores que ETA1 em praticamente todo o domínio do Brasil. Verifica-se aumento da temperatura a partir do mês de maio, principalmente na região norte do Brasil (Figura A.33). Essas diferenças na simulação conseqüentemente são refletidas nos erros de cada experimento, representado pela Figura A.26.

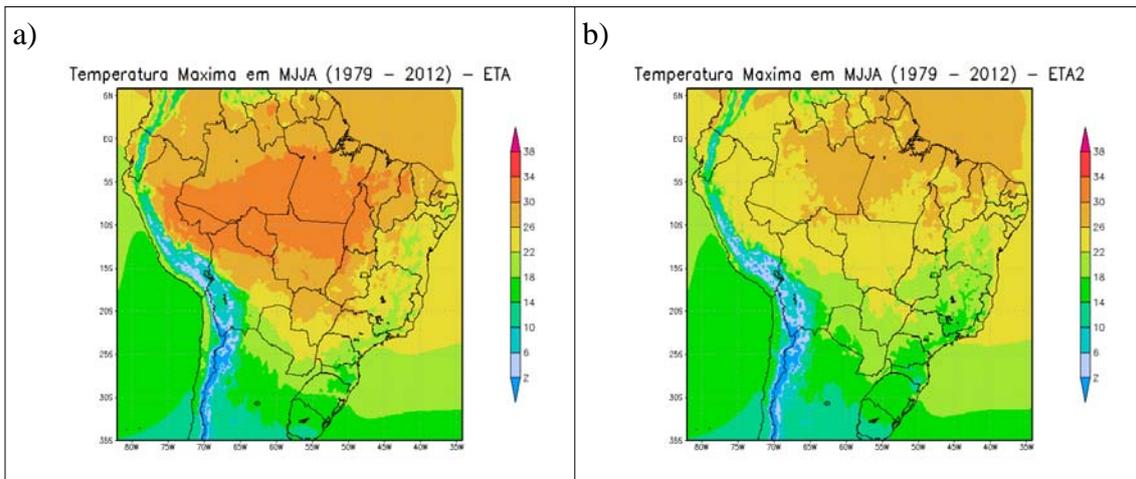


Figura 4.24 – Temperatura máxima simulada (°C) para a estação MJJA, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2, de 1979 a 2012.

Embora os dois experimentos subestimem a temperatura máxima, os erros do ETA2 são maiores que ETA1. Os maiores erros são encontrados no centro-oeste, nordeste e sudeste do Brasil e sobre a Cordilheira dos Andes. Os erros encontrados sobre a Cordilheira dos Andes ocorrem devido ao nível analisado (1000 hPa). Esses erros não variam entre os meses da estação (Figura A.34).

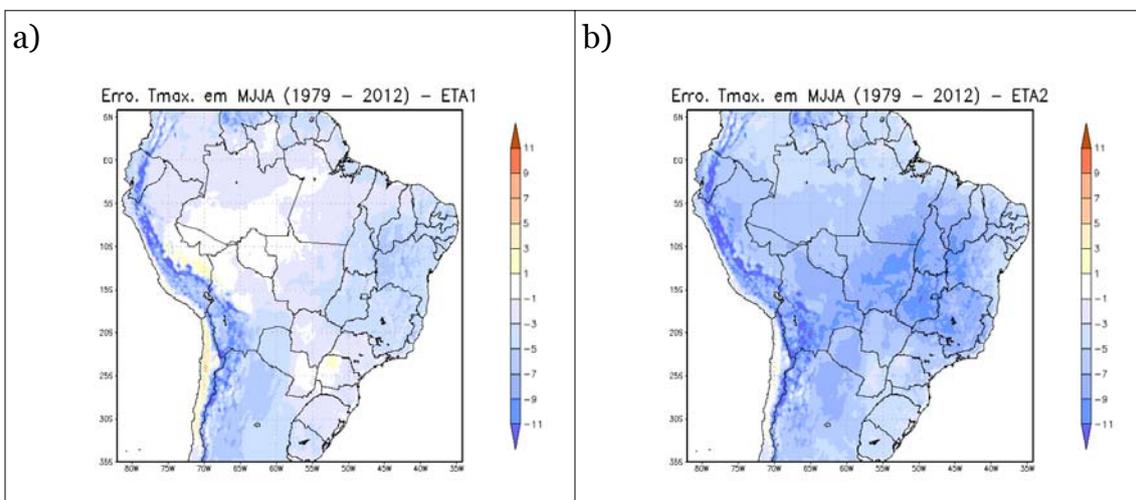


Figura 4.25 – Erro da climatologia da temperatura máxima (°C) na estação MJJA, em relação ao CRU, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2.

Para a estação NDJF foram simuladas na Figura 4.26 as temperaturas máximas

nos experimentos, sendo que ETA2 simulou menores temperaturas máximas em relação ao ETA1.

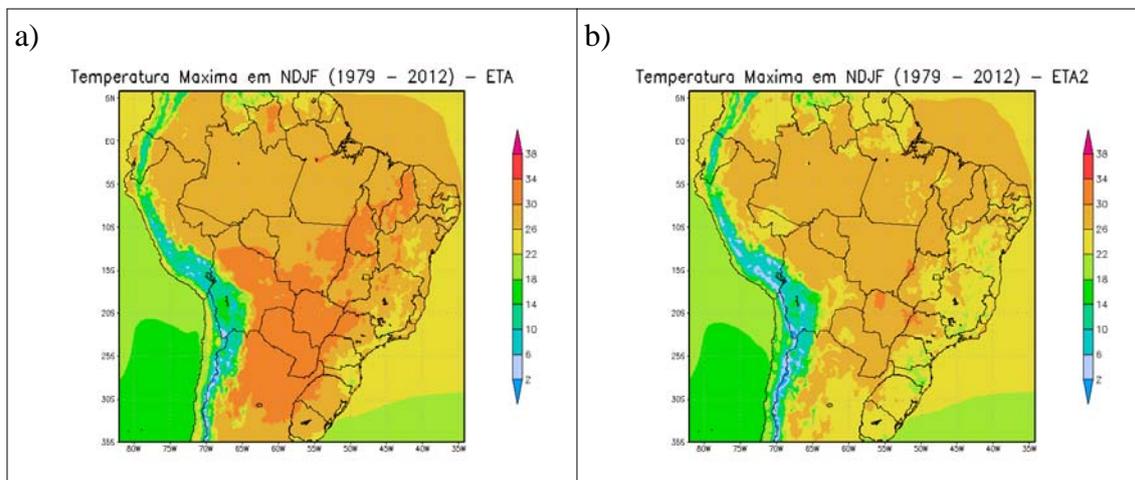


Figura 4.26 – Temperatura máxima simulada (°C) para a estação chuvosa (NDJF) pelo modelo Eta nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2, considerando a climatologia de 1979 a 2012.

Os erros na análise da climatologia mostram-se maiores no ETA2, indicando novamente um padrão de subestimativa da temperatura máxima em todo o domínio (Figura 4.27).

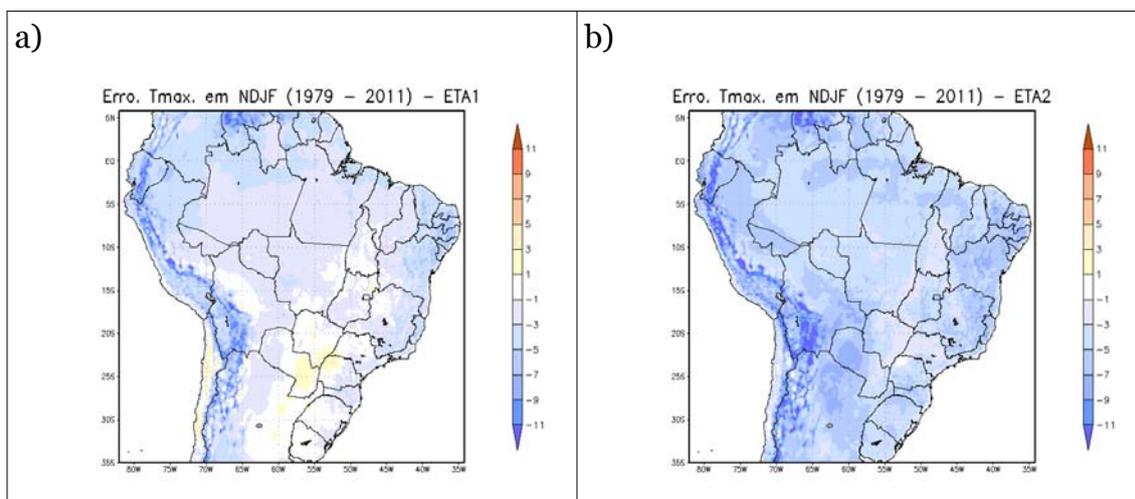


Figura 4.27 – Erro da climatologia da temperatura máxima (°C) na estação NDJF, em relação ao CRU, nos experimentos a) ETA1 e b) ETA2.

Esse padrão de subestimativa foi observado anteriormente por Vieira Jr. et al (2009) para a região centro-sul do Brasil.

## **4.2. Cálculo dos índices de extremos climáticos e análise estatística**

### **4.2.1. Índices de extremos de precipitação**

Para analisar os índices de extremos climáticos de precipitação, é necessário avaliar também a capacidade do modelo em reproduzir a precipitação média no local de estudo. Para tanto, é importante analisar a média da precipitação acumulada (mm/dia), embora não seja um dos índices estipulados anteriormente.

A seguir, os diagramas de Taylor indicam parâmetros estatísticos para as estações seca (a) e chuvosa (b). No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e os triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “\_1” e “\_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.

A Figura 4.28 apresenta o Diagrama de Taylor construído para avaliar a precipitação média.

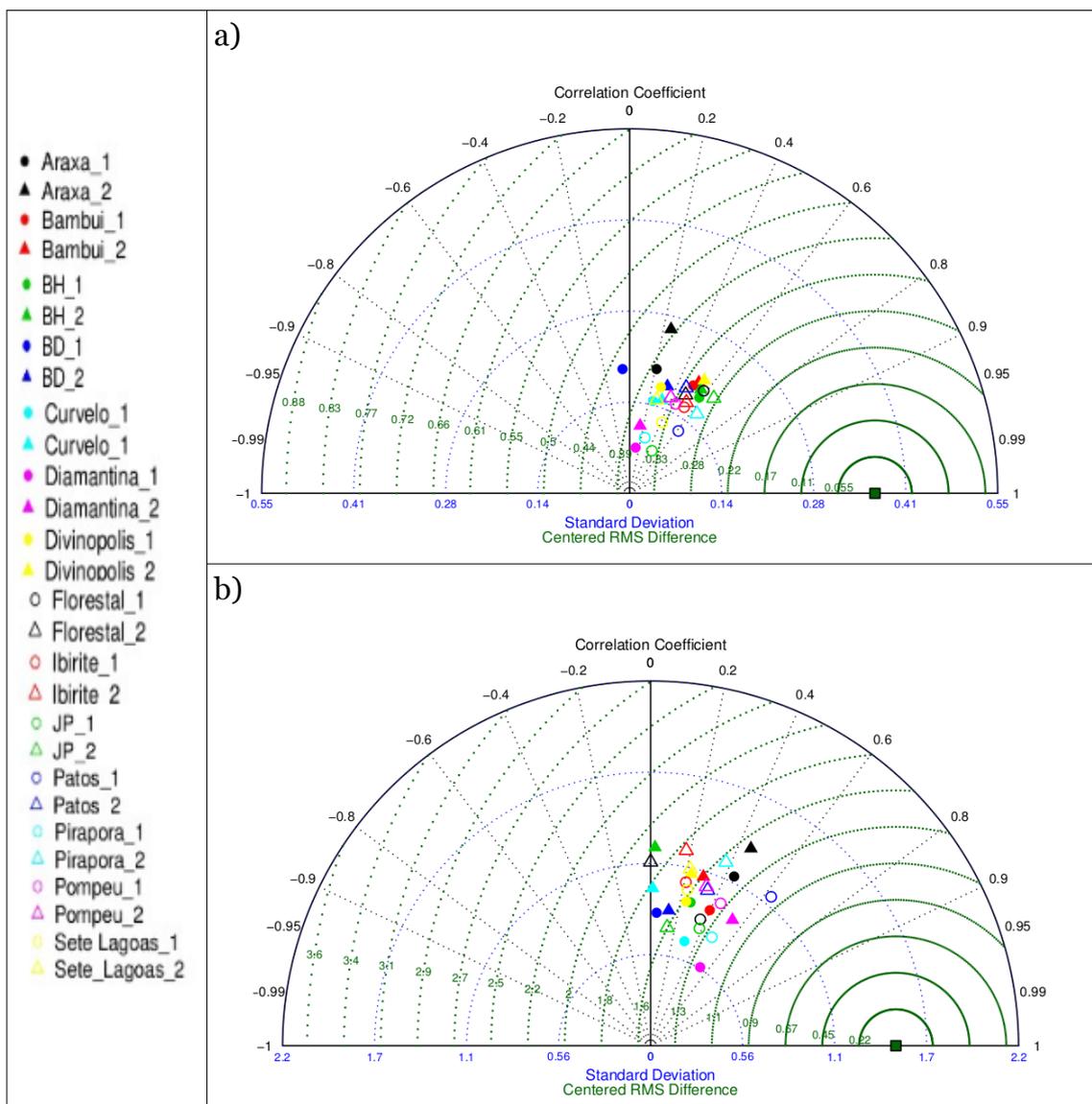


Figura 4.28 - Diagrama de Taylor para a precipitação (mm/dia) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e os triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “\_1” e “\_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.

Na estação MJJA, verifica-se que ETA2 apresenta melhor simulação na maioria das cidades. Em cerca de 7 cidades ETA2 possui correlação mais alta que ETA1, e em 3 cidades não há grandes diferenças entre os experimentos. Observa-se que a maioria das séries possuem correlação moderada, e, algumas cidades,

apresentam correlação fraca.

Em Bom Despacho, por exemplo, a correlação entre ETA1 e os dados observados é negativa (próximo a -0.1), indicando que a simulação foi inversamente proporcional à observação. No entanto, entre ETA2 e os dados observados para essa cidade, há aumento na correlação (cerca de 0.5), indicando uma correlação moderada entre as séries. A diferença do erro RMS diminui no experimento ETA2 na maioria das cidades (aumenta em apenas 5 estações), o que indica que ETA2 melhorou a simulação da precipitação em relação ao ETA1, na região da UHE de Três Marias.

Ao avaliar ETA2 em NDJF (Figura 4.28), percebe-se que esse experimento diminui a correlação entre as séries, além de aumentar a diferença do RMS na maioria das cidades analisadas. A maioria das séries apresentaram correlação fraca, principalmente no experimento ETA2. O aumento da diferença do erro RMS no ETA2, não condiz com a melhora na simulação da precipitação analisada em relação aos dados do GPCP e CRU. Essa discrepância pode estar relacionada a diferenças na fonte de dados, ou a características locais da região que não conseguiram ser simuladas devido a grade do modelo.

No diagrama da Figura 4.28 são plotados os desvios padrões das simulações, mas não o desvio padrão de referência (ou a diferença entre desvio padrão simulado e observado).

Sendo assim, é disposto na Figura 4.29 o desvio padrão de todas as séries, a fim de verificar qual simulação representa melhor a amplitude da série de precipitação (mm/dia) observada em MJJA.

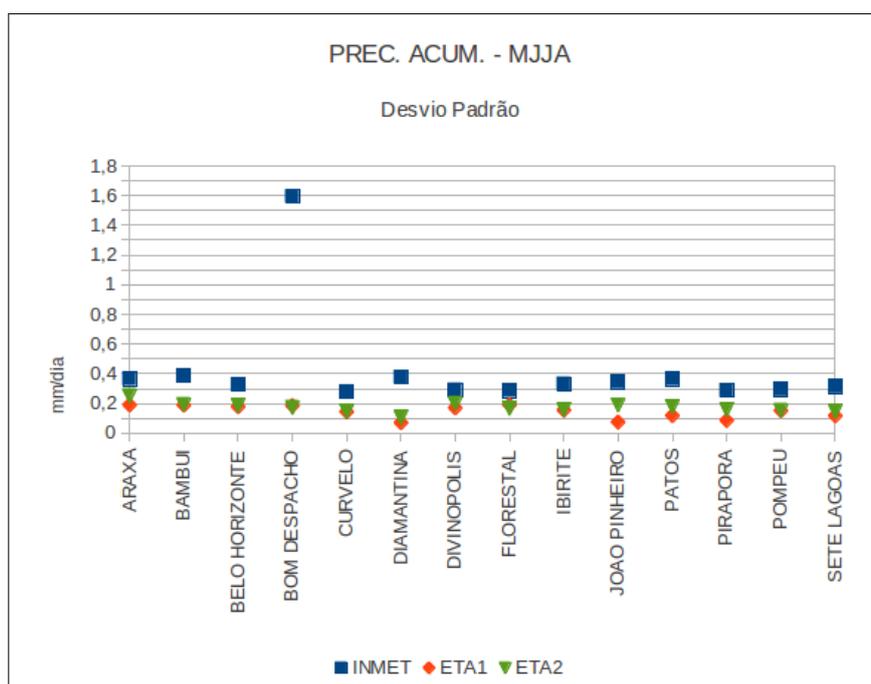


Figura 4.29 – Desvio padrão das séries de precipitação (mm/dia) simulado e observado em cada cidade, na estação MJJA.

Inferre-se na Figura 4.29, que os dois experimentos não simulam de forma precisa a amplitude da série, subestimando a ocorrência de extremos na estação seca. Contudo, ETA2 possui sempre desvio padrão mais próximo ao desvio padrão da observação, indicando que esse experimento possui maior capacidade para prever volumes maiores de chuvas do que ETA1.

Ainda na Figura 4.29, observa-se que Bom Despacho possui um desvio padrão grande, indicando que nessa cidade a série de precipitação tem grande amplitude, caracterizando a ocorrência de eventos extremos.

A Figura 4.30, indica a precipitação média (mm/dia) simulada e observada na cidade de Bambuí na estação MJJA, para os anos de 1988 a 2012. Essa figura aponta que o ETA2 se aproxima mais da observação, pois simula mais chuva para a região, contudo, os dois experimentos mostram tendência em subestimar os valores de precipitação. Essa tendência já havia sido identificada quando comparadas as simulações aos dados do GPCP e CRU. Nos anos de 1998 e 2012,

por exemplo, observa-se grandes volumes de chuva na região, no entanto, nenhum dos experimentos consegue simular esse volume. Através das linhas de tendência linear, nota-se que os dados observados têm pequena tendência de aumento da precipitação ao longo dos anos, ETA1 tem pequena tendência de diminuição e ETA2 não possui tendência de aumento ou diminuição.

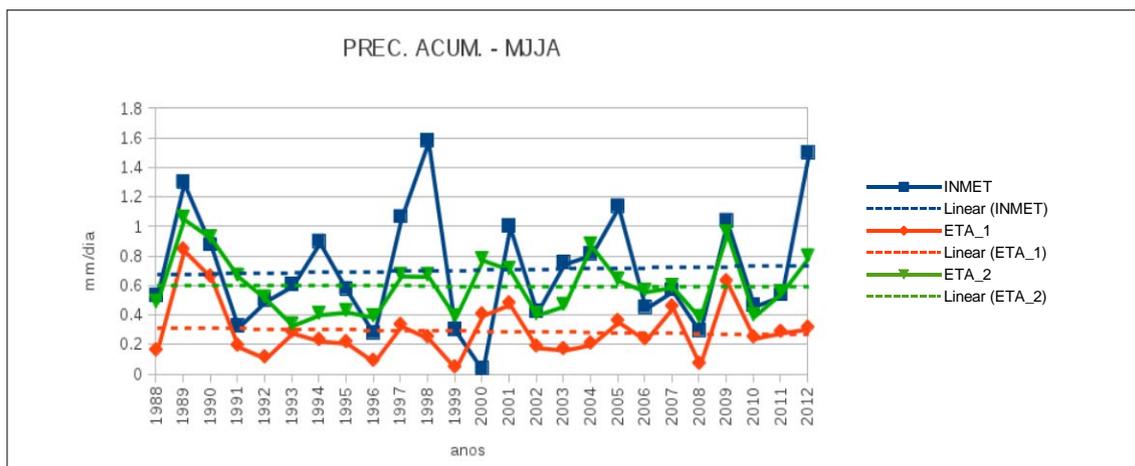


Figura 4.30 – Precipitação (mm/dia) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.

Os resultados da Figura 4.30 estão em acordo com as Figuras 4.30 e 4.31, que estabelecem que ETA2 proporciona aumento na correlação, diminuição da diferença do erro RMS, e aproximação ao desvio padrão da observação.

Na Figura 4.31 encontram-se os desvios padrões simulados e observados em NDJF. Novamente, o desvio padrão de ETA2 se aproxima ao desvio da observação.

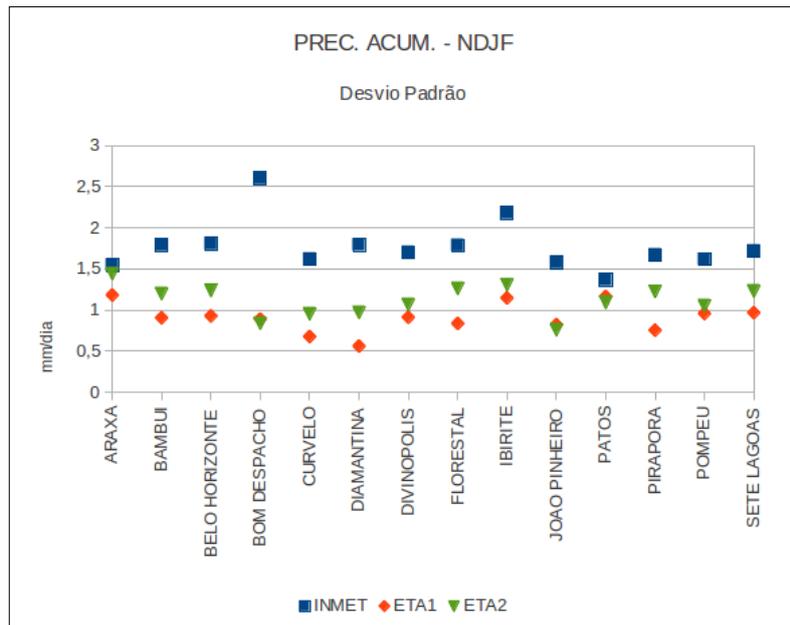


Figura 4.31 – Desvio padrão das séries de precipitação (mm/dia) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.

Ainda corroborando com os resultados da estação seca, na estação chuvosa a cidade de Bom Despacho é a cidade que possui maior amplitude na precipitação média da estação ao longo dos anos. Na Figura 4.32 encontra-se a precipitação (mm/dia) para a Bambuí na estação chuvosa.

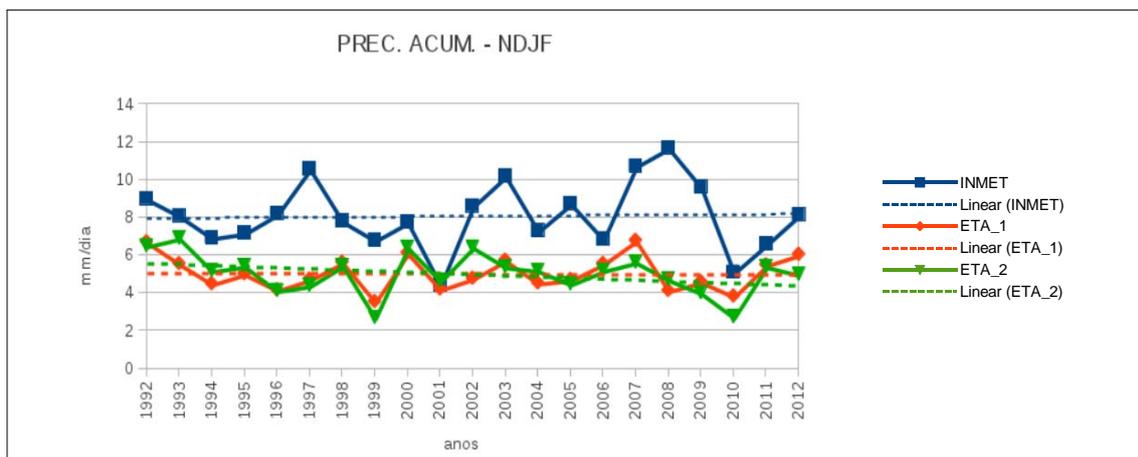


Figura 4.32 - Precipitação (mm/dia) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.

Em acordo com a Figura 4.30, é identificado no gráfico que a correlação do

experimento ETA1 é ligeiramente mais alta que ETA2. Os experimentos mantêm a tendência de subestimar a precipitação, e verifica-se que ETA2 indica tendência de diminuição da precipitação ao longo dos anos, contudo, esta não foi encontrada na observação.

#### **4.2.1.1. Máximo de precipitação em um dia (RX1DAY)**

A Figura 4.33 apresenta o diagrama de Taylor para o índice RX1DAY, que representa o máximo de precipitação ocorrido em um dia. Na figura é possível constatar proximidade entre os pontos, o que indica que as cidades tem um regime parecido de extremos de precipitação em um dia, principalmente na estação seca.

Em relação a MJJA, nota-se que quase todas as cidades (com exceção de Belo Horizonte) tem correlação fraca (menor que 0,3), podendo até ser negativa, o que indica que nos dois experimentos o modelo tem dificuldade em prever extremos de chuva em um dia. Essa tendência das simulações de precipitação do modelo Eta subestimarem a ocorrência de eventos extremos já havia sido relatada por Alves et. Al (2000). No experimento ETA2 a correlação entre as séries em 5 das 14 cidades é mais baixa que no ETA1 e é identificado aumento na diferença do erro médio quadrático (RMS) em cerca de três cidades.

Na estação chuvosa, ao analisar a Figura 4.33 percebe-se que o ETA2 apresenta correlação menor que ETA1 na maioria das cidades. Além disso em metade das cidades a diferença do erro RMS é maior no ETA2.

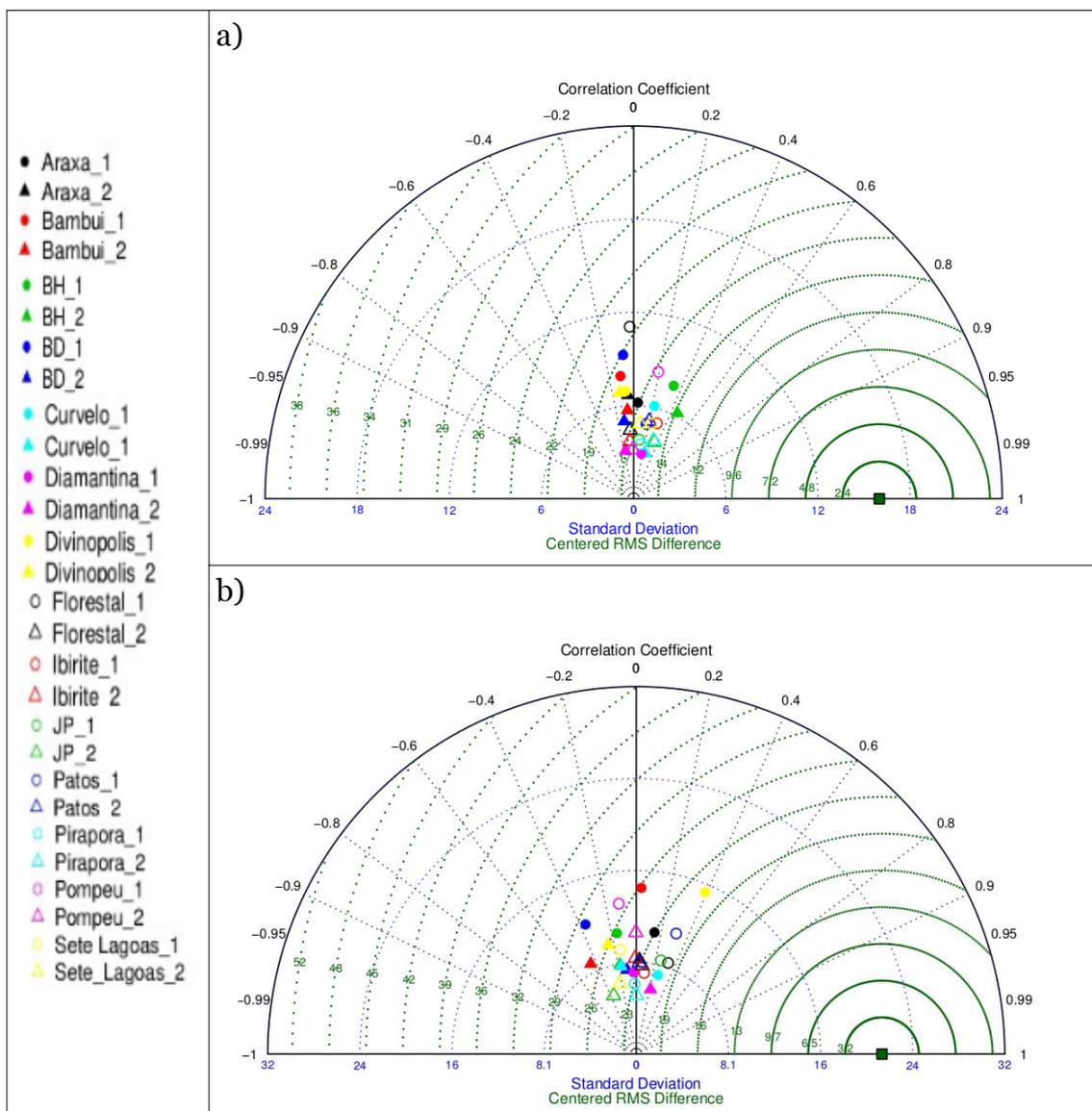


Figura 4.33 - Diagrama de Taylor para o índice RX1DAY (mm) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e os triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “\_1” e “\_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.

Na estação seca, o desvio padrão em ETA2 se aproxima mais às observações do que o desvio padrão em ETA1, conforme Figura 4.34.

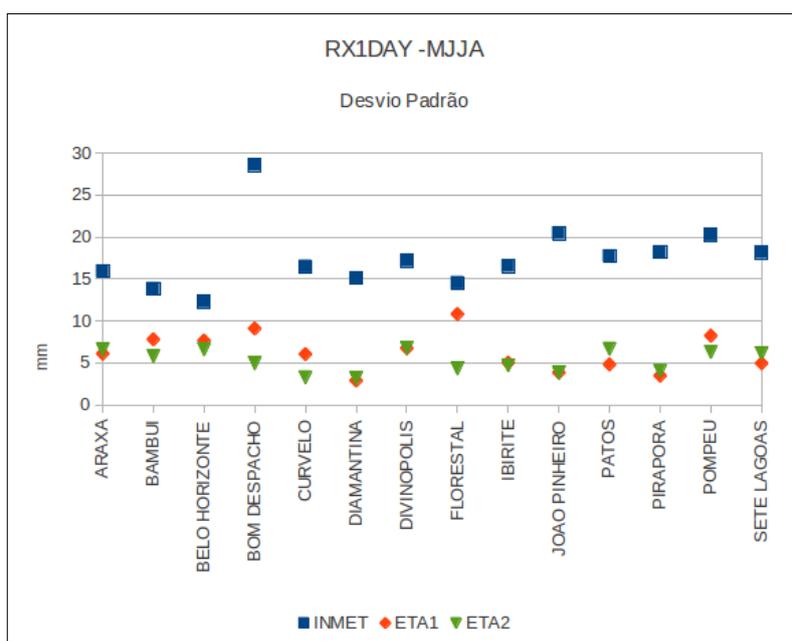


Figura 4.34 – Desvio padrão das séries de RX1DAY (mm) simulado e observados em cada cidade, na estação MJJA.

O desvio padrão do experimento 2 (ETA2) tem maior proximidade aos dados observados em metade das cidades de estudo. Na cidade de Bambuí, por exemplo, a modificação na condição inicial do solo (ETA2) diminui a amplitude da série de máximo de precipitação em um dia, que é subestimada também por ETA1.

A Figura 4.35 apresenta os índices RX1DAY calculados para a estação seca na cidade de Bambuí. Os experimentos subestimam o máximo de precipitação em um dia em MJJA e, apesar do ETA2 mostrar-se mais chuvoso que ETA1, ambos os experimentos não conseguem simular bem o RX1DAY. Em todas as estações secas do período analisado, nenhum dos experimentos capturou chuvas acima de 40 mm em um dia na cidade de Bambuí, enquanto a observação apresentou valores de até 70 mm. Ainda assim, ETA2 mostra-se ligeiramente melhor na acurácia da simulação, em relação ao ETA1.

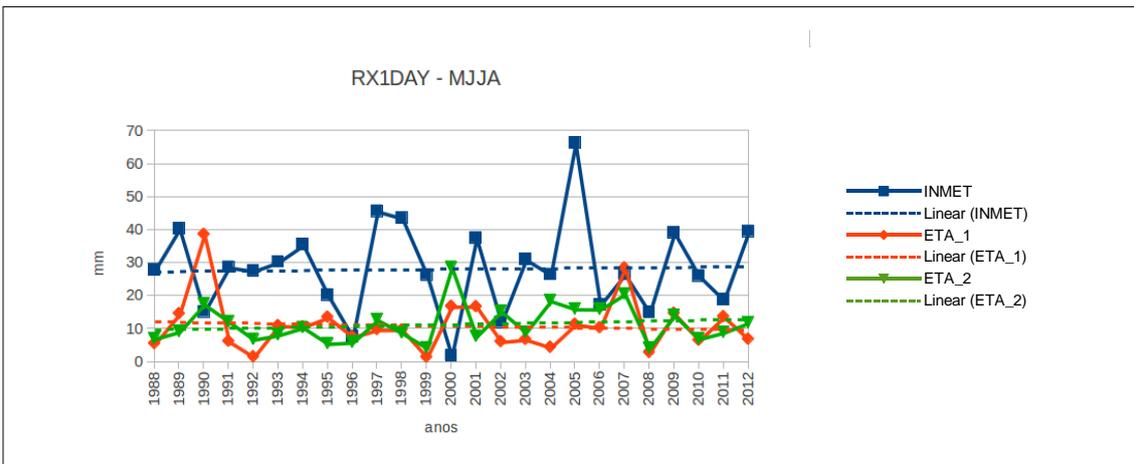


Figura 4.35 – Índice RX1DAY (mm) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.

A análise do desvio padrão de RX1DAY estabelece que o ETA1 simula melhor a amplitude das séries, embora ambos os experimentos subestimem a previsão desse índice em NDJF (Figura 4.36).

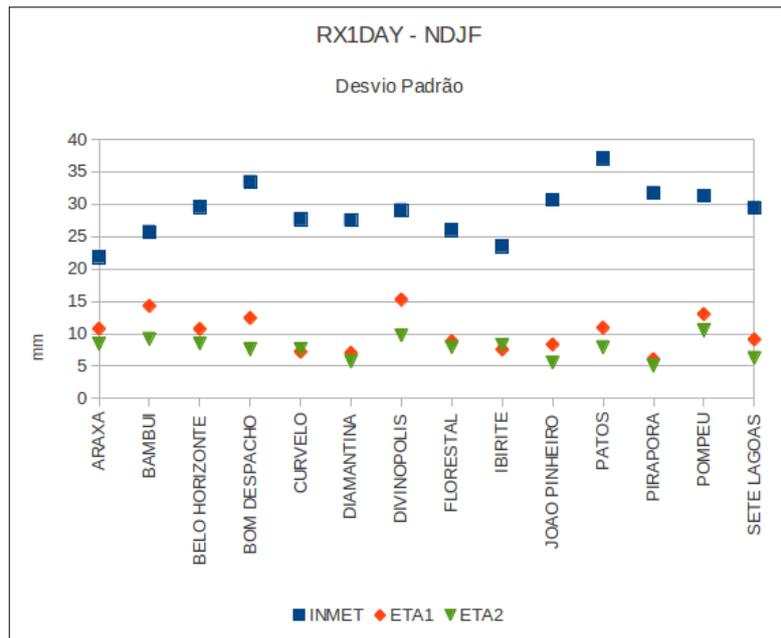


Figura 4.36 – Desvio padrão das séries de RX1DAY (mm) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.

A Figura 4.37 mostra o índice RX1DAY simulado para a estação chuvosa em Bambuí. Em NDJF, nota-se que a dificuldade do modelo em prever extremos de

chuva em um dia é ainda maior do que na estação seca. A observação indica máximo de precipitação de até 140 mm, enquanto que o modelo consegue simular no máximo 80 mm em ETA1 e cerca de 60 mm em ETA2.

Identifica-se na Figura 4.37, grande tendência de aumento do máximo de precipitação em um dia, constatado anteriormente por Haylock et al (2005) em diferentes pontos da América do Sul.

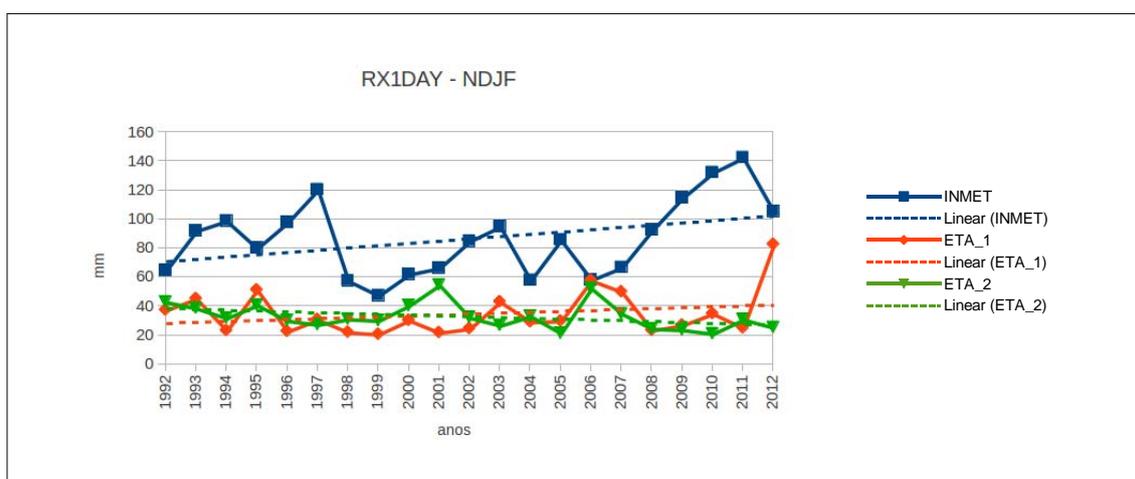


Figura 4.37 – Índice RX1DAY (mm) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012

#### 4.2.1.2. Máximo de precipitação em cinco dias (RX5DAY)

Na Figura 4.38 encontram-se os diagramas de Taylor para o índice RX5DAY, para as cidades de estudo nas estações secas e chuvosas.

Quando analisada tanto a estação seca quanto a estação chuvosa, é difícil inferir se há melhoras na mudança da condição inicial do solo. Isso porque a correlação do ETA2 mostra-se melhor em metade das cidades, em ambas as estações. Em relação ao RMS, nas duas estações do ano há redução da diferença do erro no ETA2 na maioria das cidades, conforme visto na Figura 4.38.

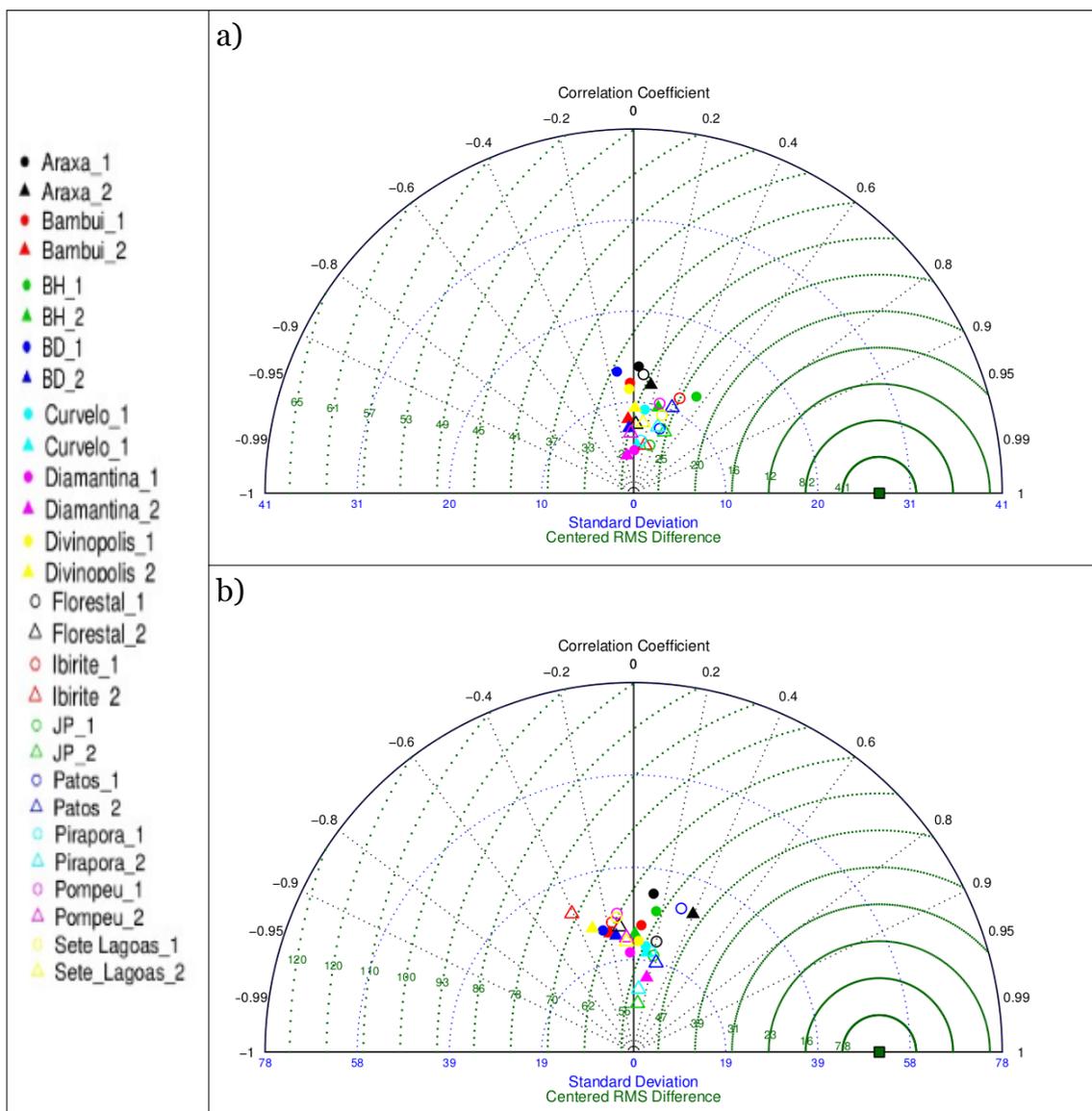


Figura 4.38 - Diagrama de Taylor para o índice RX5DAY (mm) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e os triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “\_1” e “\_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.

No entanto, na estação seca o desvio padrão simulado por ETA2 afastou-se do observado, o que indica que o modelo não é capaz de simular grandes volumes de chuva em um período de 5 dias consecutivos (Figura 4.39). Contudo, é possível constatar que, como esperado, ambos os experimentos subestimam a

ocorrência eventos extremos de precipitação, indicando menor amplitude das séries nas simulações em relação às observações.

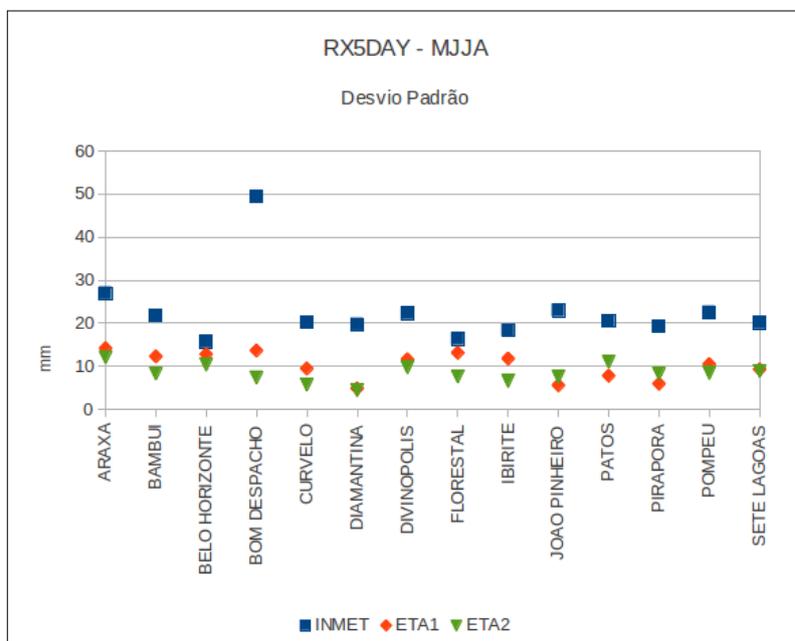


Figura 4.39 – Desvio padrão das séries de RX5DAY (mm) simulado e observado em cada cidade, na estação MJJA.

Na cidade de Bambuí, ambas as simulações do modelo, subestimam o índice RX5DAY na estação seca na maioria dos anos, exceto nos anos de 1990 e 2000, conforme Figura 4.40. Pode-se concluir que para essa localidade há melhora na simulação com o experimento ETA2 (em relação ao ETA1) na estação seca, embora a correlação com a observação nessa cidade permaneça próximo a zero e o desvio padrão se afaste da observação, verifica-se que a diferença do erro RMS diminui.

Identifica-se ainda a tendência entre os dois experimentos de simular eventos de precipitação com volumes inferiores aos dados observados em Bambuí. Isso porque o modelo não é capaz de capturar acúmulo de precipitação em 5 dias superiores a 60 mm, enquanto o acúmulo observado chegou a máximos de 110 mm (Figura 4.40).

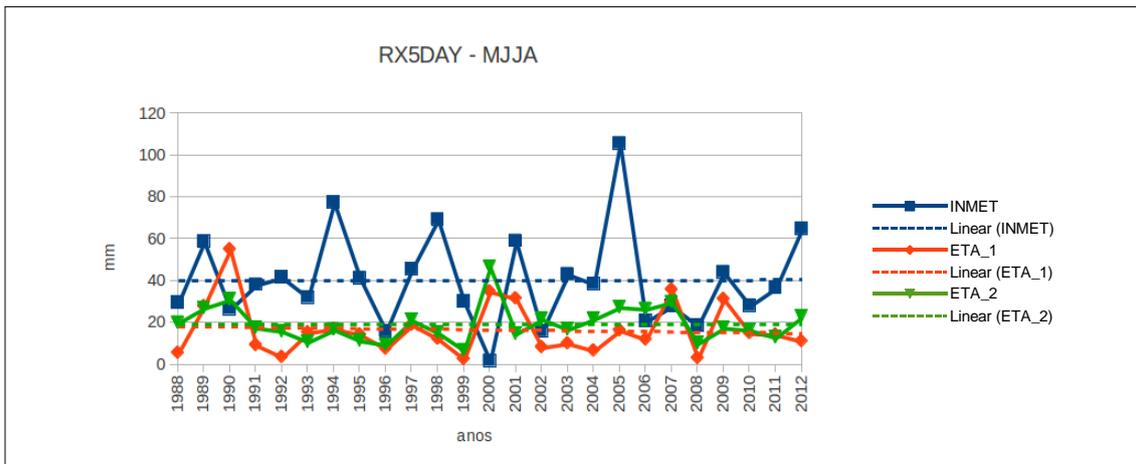


Figura 4.40 – Índice RX5DAY (mm) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.

A Figura 4.41 indica o desvio padrão das simulações e das observações em NDJF.

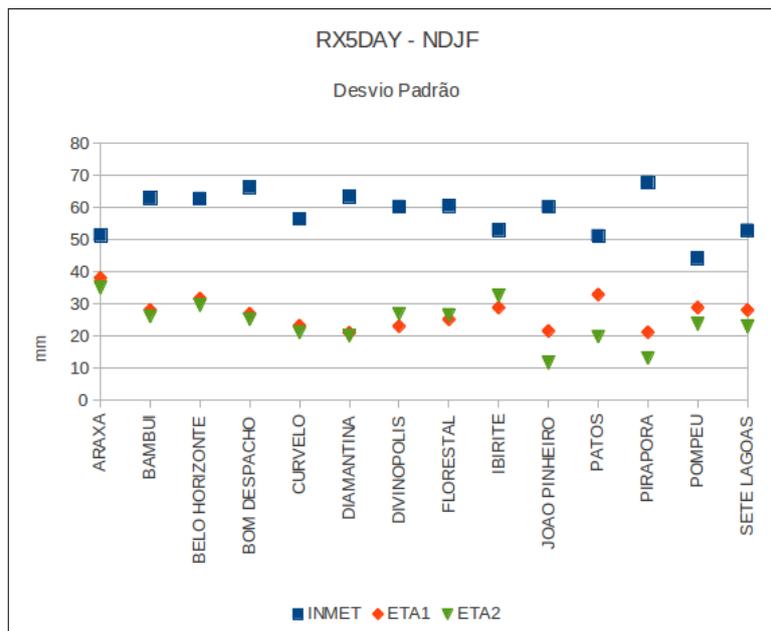


Figura 4.41 – Desvio padrão das séries de RX5DAY (mm) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.

Em relação ao desvio padrão ETA1 se mostra mais acurado que o ETA2 na simulação do índice RX5DAY em NDJF, pois se assemelha mais às referências na maioria das cidades estudadas (Figura 4.41), indicando maior amplitude das

séries e, conseqüentemente maior ocorrência de extremos.

A Figura 4.42, indica o índice RX5DAY para a estação chuvosa, na cidade de Bambuí.

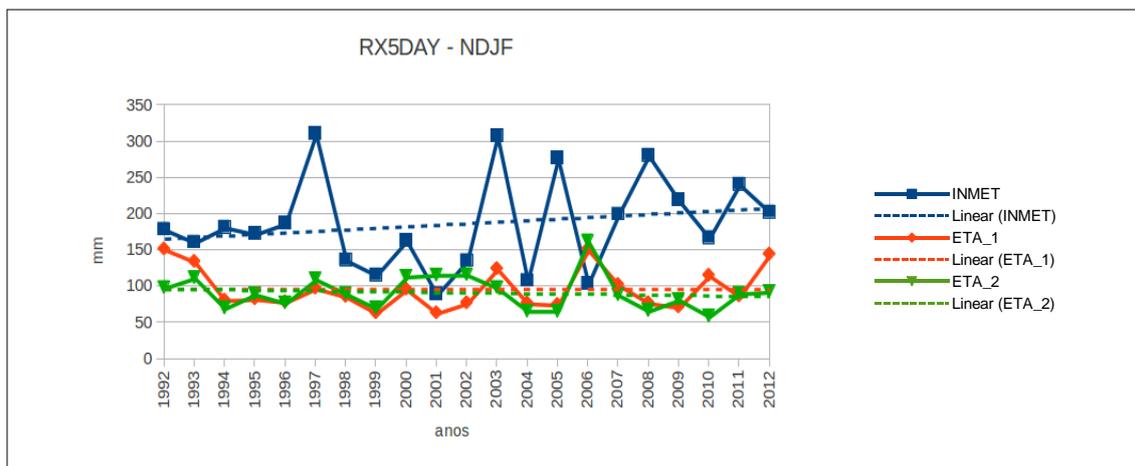


Figura 4.42 – Índice RX5DAY (mm) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.

Novamente os experimentos ETA1 e ETA 2 apresentam índices parecidos entre si, pois ambos apresentam discrepância com o índice calculado a partir da observação em MJJA. Os valores máximos simulados por ETA1 e ETA2 foram de cerca de 160 mm, enquanto o observado teve máximos de mais de 300 mm, no período de estudo. Observa-se a partir da Figura 4.42 que a série de máximo de precipitação em um dia, a partir de 2002, passou a ter maior amplitude.

Conforme o índice RX1DAY, o índice RX5DAY calculado a partir de dados observados também indica tendência de aumento ao longo dos anos, sendo este resultado compatível com o encontrado por Haylock et al. (2005) em outras regiões.

### 4.2.1.3. Dias consecutivos secos (CDD)

O número de dias consecutivos secos (CDD) máximos em uma estação foi calculado e é disposto no diagrama de Taylor da Figura 4.43.

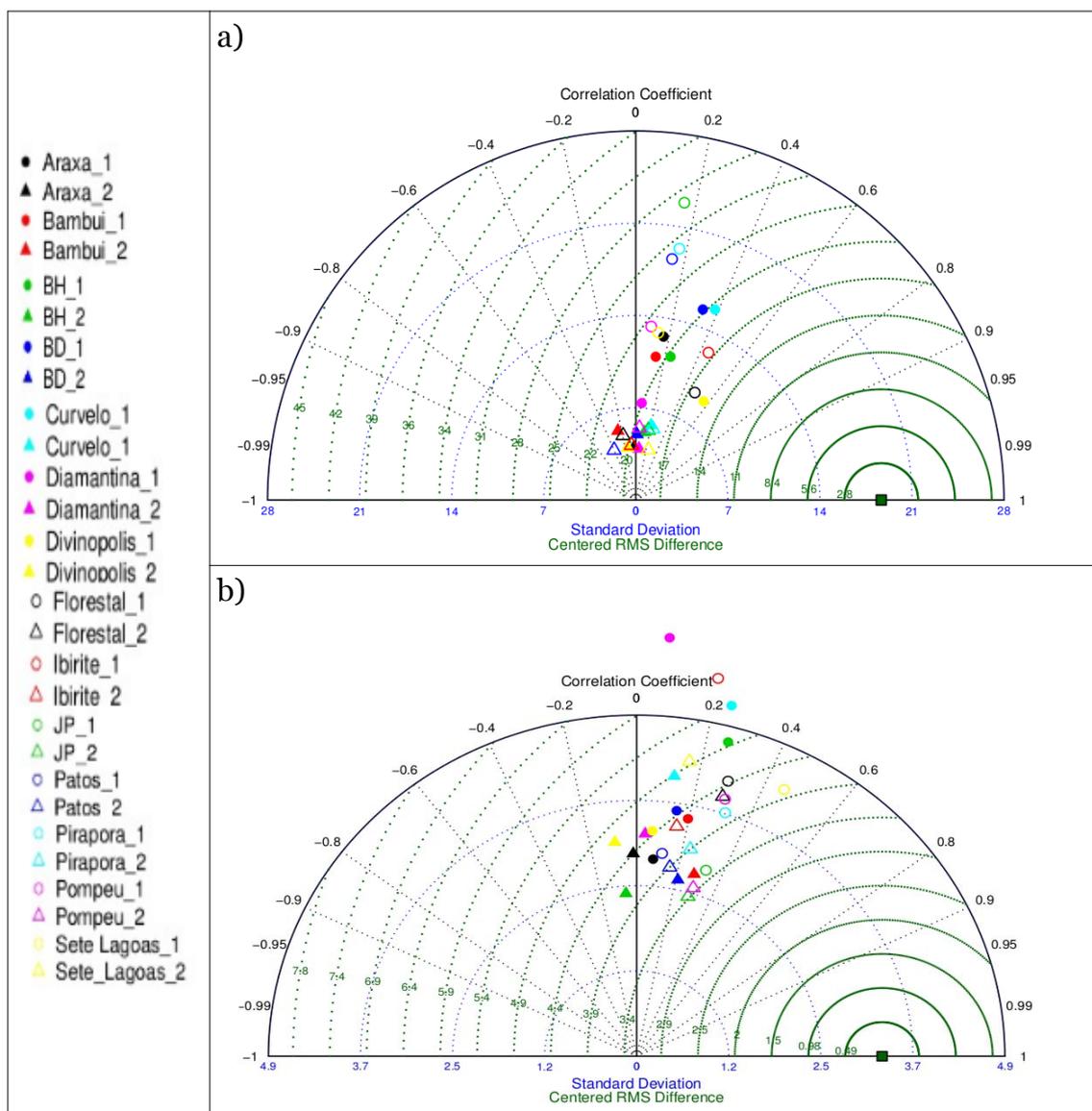


Figura 4.43 - Diagrama de Taylor para o índice CDD (dias) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e os triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “\_1” e “\_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.

A partir do diagrama, observa-se que ETA2 fez com que a correlação diminuisse na maioria das cidades em (a) e (b). Entretanto, nas duas estações do ano, a diferença do erro RMS diminuiu no experimento ETA2 (comparado ao ETA1), em grande parte das cidades.

O desvio padrão das simulações e observações são projetados na Figura 4.44, a qual indica que, o desvio padrão simulado no experimento ETA1 se aproxima mais ao desvio padrão observado em todas as cidades de estudo na estação seca. Observa-se que ETA2 tende a simular séries de número de dias consecutivos secos com baixa amplitude, o que não corresponde ao observado na região.

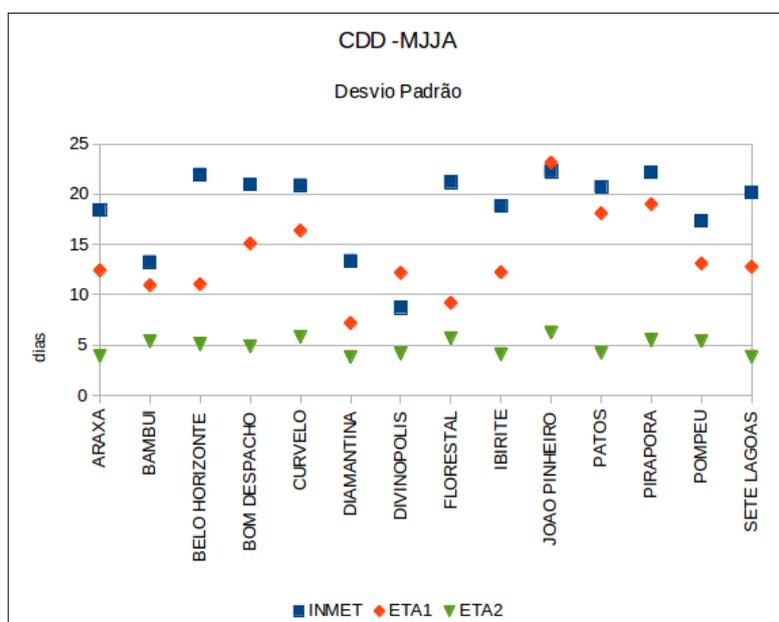


Figura 4.44 – Desvio padrão das séries de CDD (dias) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.

Para a cidade de Bambuí, segue na Figura 4.45, o índice CDD para a estação seca.

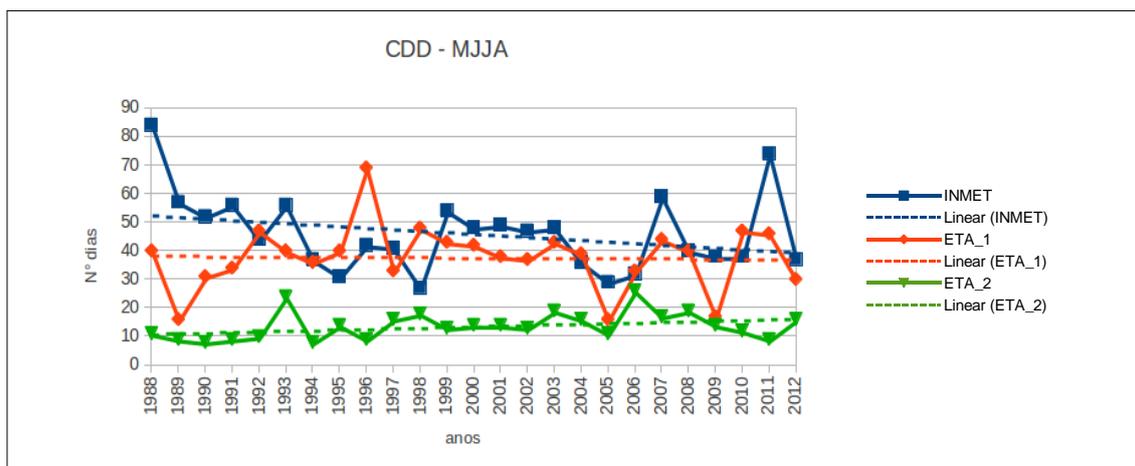


Figura 4.45 – Índice CDD (dias) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.

Os dois experimentos apresentam tendência em subestimar o número de dias secos, na estação de MJJA. No entanto, essa tendência é ainda mais forte em ETA2, o que faz com que o experimento ETA1 se aproxime mais à observação do que ETA2. Isso acontece pois, como discutido anteriormente, ETA2 tende a simular mais precipitação que ETA1, o que reduz o número de dias secos da estação.

O índice CDD observado tem tendência de diminuição ao longo dos anos, o que está em acordo com os resultados obtidos por Haylock et al (2005) para a América do Sul. ETA1, embora em menor proporção, também reproduz essa tendência de diminuição do índice com o passar dos anos.

Na Figura 4.46 encontram-se os desvios padrões simulados e observados do índice CDD na estação chuvosa. Nesta, observa-se que ETA1 tende a subestimar a amplitude da série observada e é mais próxima a observação do que o experimento ETA2, na maioria das cidades.

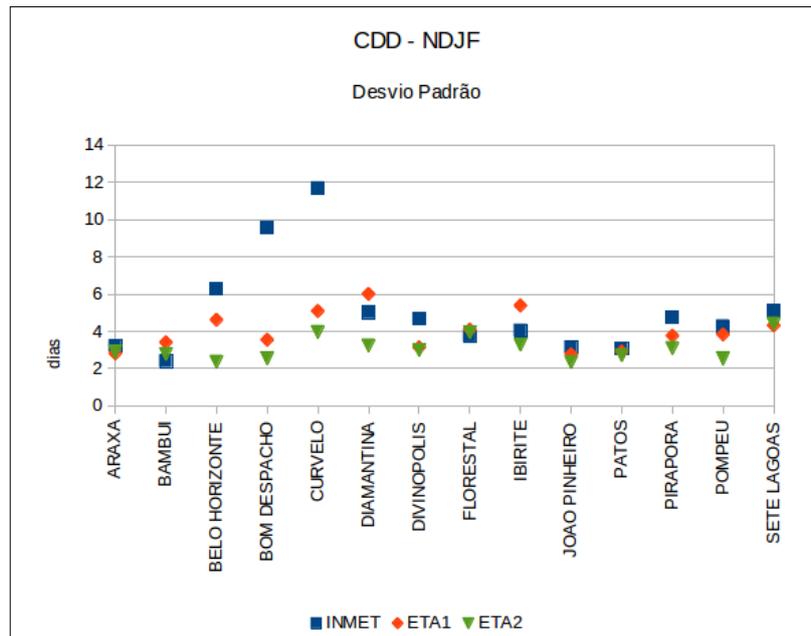


Figura 4.46 – Desvio padrão das séries de CDD (dias) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.

Na Figura 4.47 é disposto o índice CDD em Bambuí na estação chuvosa, nos anos de 1992 a 2012.

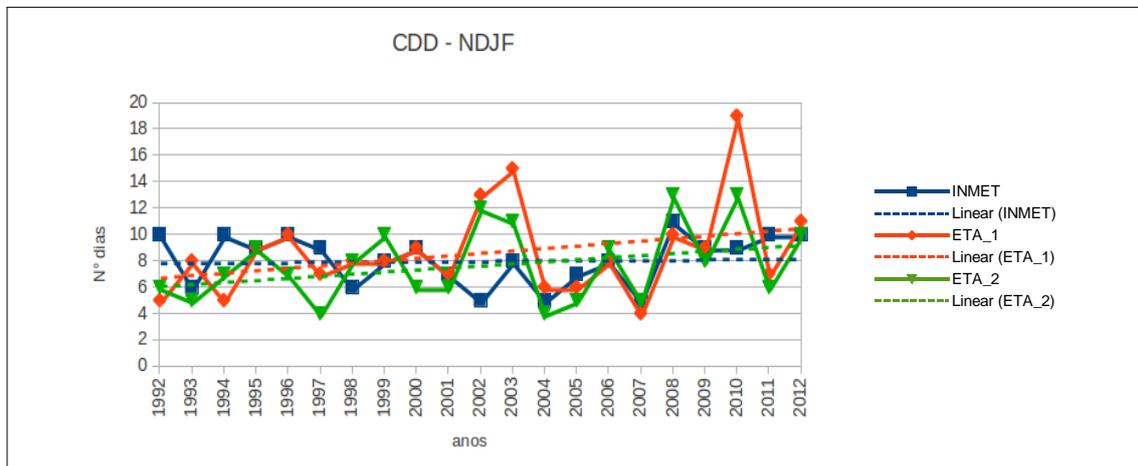


Figura 4.47 – Índice CDD (dias) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.

Na estação chuvosa, o modelo tem uma representação melhor dos dias secos do que na estação seca. As simulações indicam aumento da tendência do número

de dias secos, já a observação, tende a um aumento pequeno. Ambos os experimentos superestimam o número de dias secos, contudo, representam o índice de maneira razoavelmente boa na estação chuvosa.

#### **4.2.1.4. Dias consecutivos úmidos (CWD)**

O diagrama de Taylor construído a partir do números de dias consecutivos úmidos (CWD) nas estações secas e chuvosas, segue na Figura 4.48.

Verifica-se em MJJA que, embora a correlação em ETA2 seja mais alta do que a correlação encontrada para ETA1, a mudança na condição do solo aumenta a diferença do erro RMS em grande parte das cidades. Em NDJF, essa melhora na correlação não é experimentada por ETA2, e, novamente, a diferença do erros RMS aumenta em ETA2.

Uma possível justificativa para esse resultado relaciona-se a simulação de grandes volumes de chuva, porém, distribuídos ao longo dos dias. Ou seja, o modelo sempre simula precipitações menos intensas, contudo, distribuídas em mais dias (em ambas estações do ano), o que é coerente com os resultados obtidos junto aos dados do GPCP e CRU.

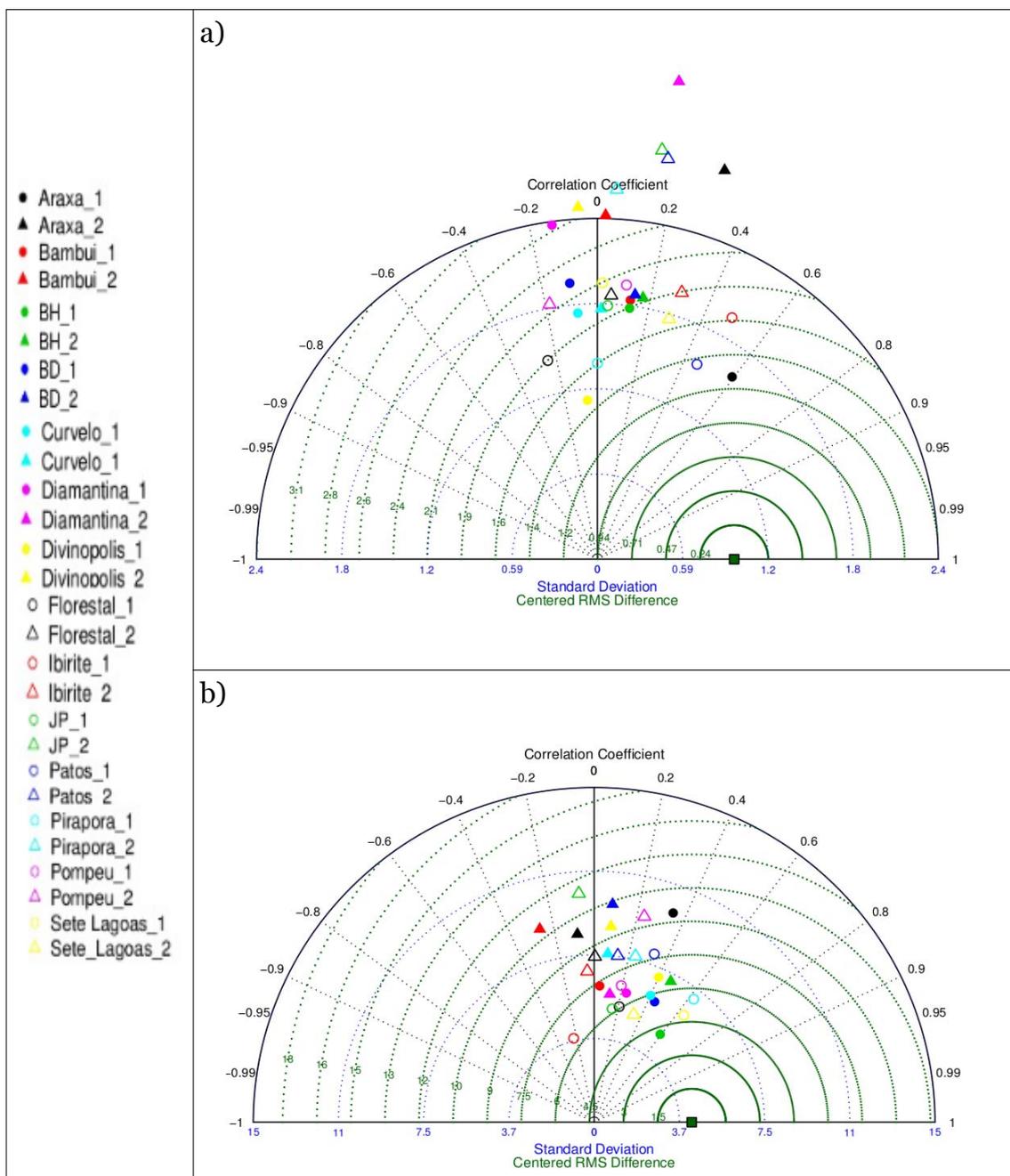


Figura 4.48 - Diagrama de Taylor para o índice CWD (dias) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e os triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “\_1” e “\_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.

A Figura 4.49 indica o desvio padrão simulado e observado, do índice CWD, na

estação seca.

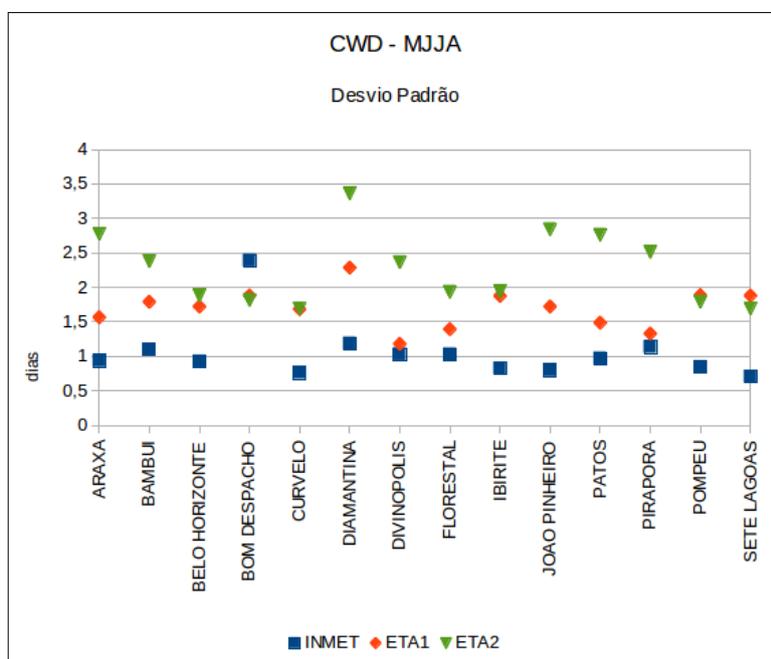


Figura 4.49 – Desvio padrão das séries de CWD (dias) simulado e observado em cada cidade, na estação MJJA.

Verifica-se que as simulações tendem a superestimar a amplitude das séries deste índice em 13 das 14 cidades analisadas. A observação indica que, embora a amplitude das séries de eventos extremos de precipitação sejam subestimadas (RX1DAY e RX5DAY), o número de dias úmidos (chuvosos) observados na estação seca não tem grande amplitude, pois o desvio padrão é da ordem de um dia.

Na Figura 4.50, que apresenta a evolução do índice CWD na cidade de Bambuí, fica claro que ETA2 prejudica a simulação, superestimando o número de dias úmidos na estação seca. ETA1 também superestima o índice CWD, embora em caráter bem menor que ETA2.

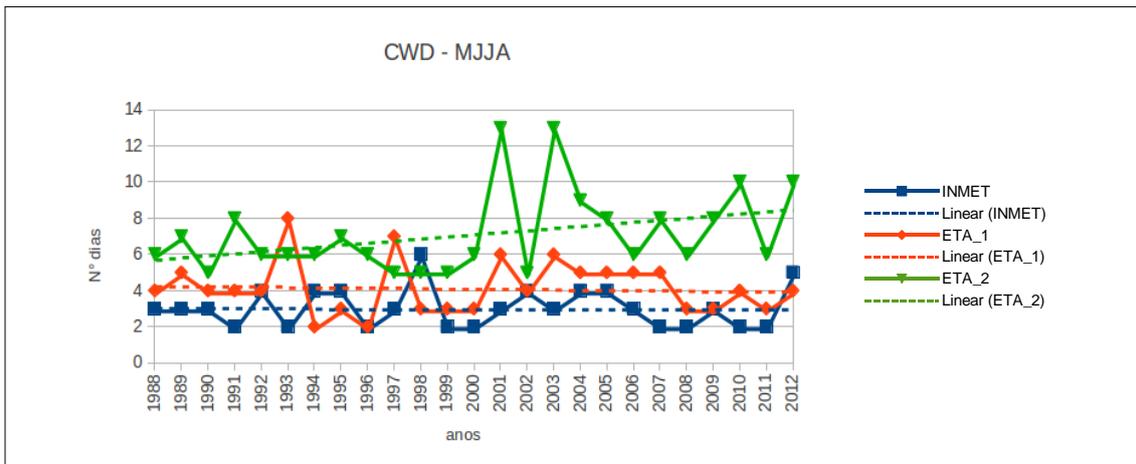


Figura 4.50 – Índice CWD (dias) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.

Ao analisar a tendência de cada experimento nota-se que ETA2 simula tendência de aumento de CWD, enquanto ETA1 e a observação tendem a diminuir o número de dias úmidos na estação seca. São expostos na Figura 4.51, os desvios padrões simulados e observados do índice CWD na estação chuvosa.

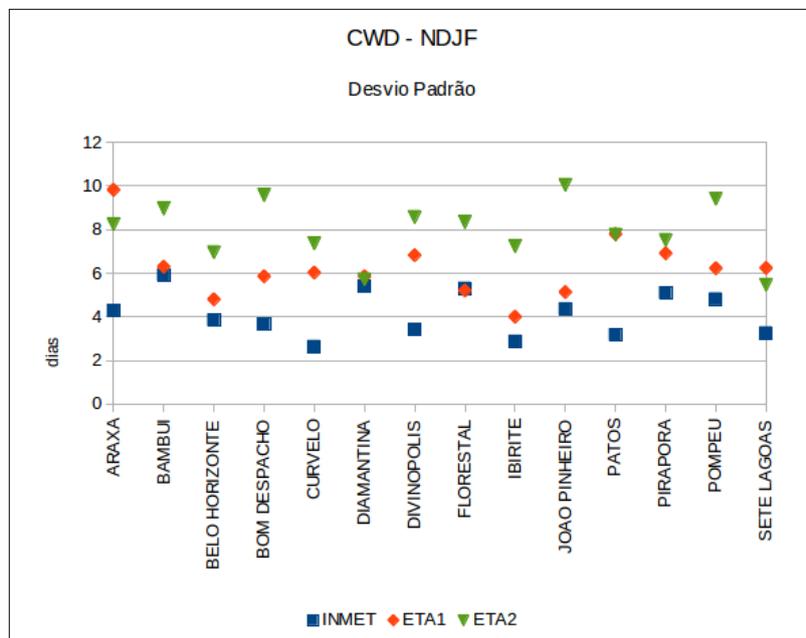


Figura 4.51 – Desvio padrão das séries de CWD (dias) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.

Ambos os experimentos indicam superestimativa da amplitude do número de dias chuvosos, embora o desvio padrão simulado em ETA1 se aproxime mais ao desvio padrão dos dados observados.

A Figura 4.52 indica o índice CWD para a estação chuvosa em Bambuí.

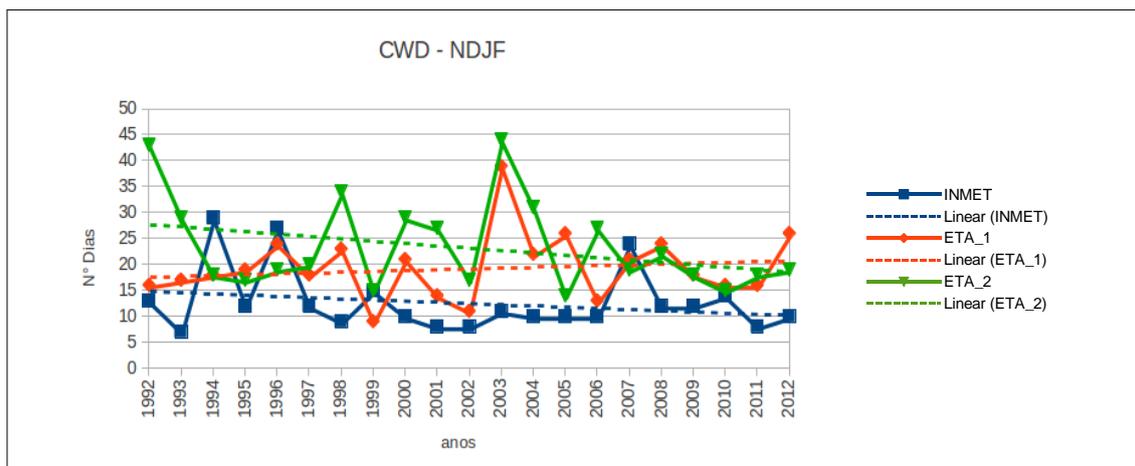


Figura 4.52 – Índice CWD (dias) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.

Inferre-se a partir da Figura 4.52 que ETA2 simula corretamente a tendência de diminuição, mas superestima o número de dias úmidos na estação chuvosa. ETA1 se aproxima mais à observação, embora tenha tendência contrária ao observado, ou seja, tende a aumentar o CWD.

A tendência da série observada de diminuição de dias úmidos ao longo do ano não foi constatada em outros estudos como o de Haylock et. al (2005), o que pode ser atribuído a características locais da região e à não utilização de dados anuais (séries completas em todo o ano).

#### 4.2.1.5. Chuvas fortes (R95P)

O diagrama de Taylor para o índice de chuvas fortes segue na Figura 4.53.

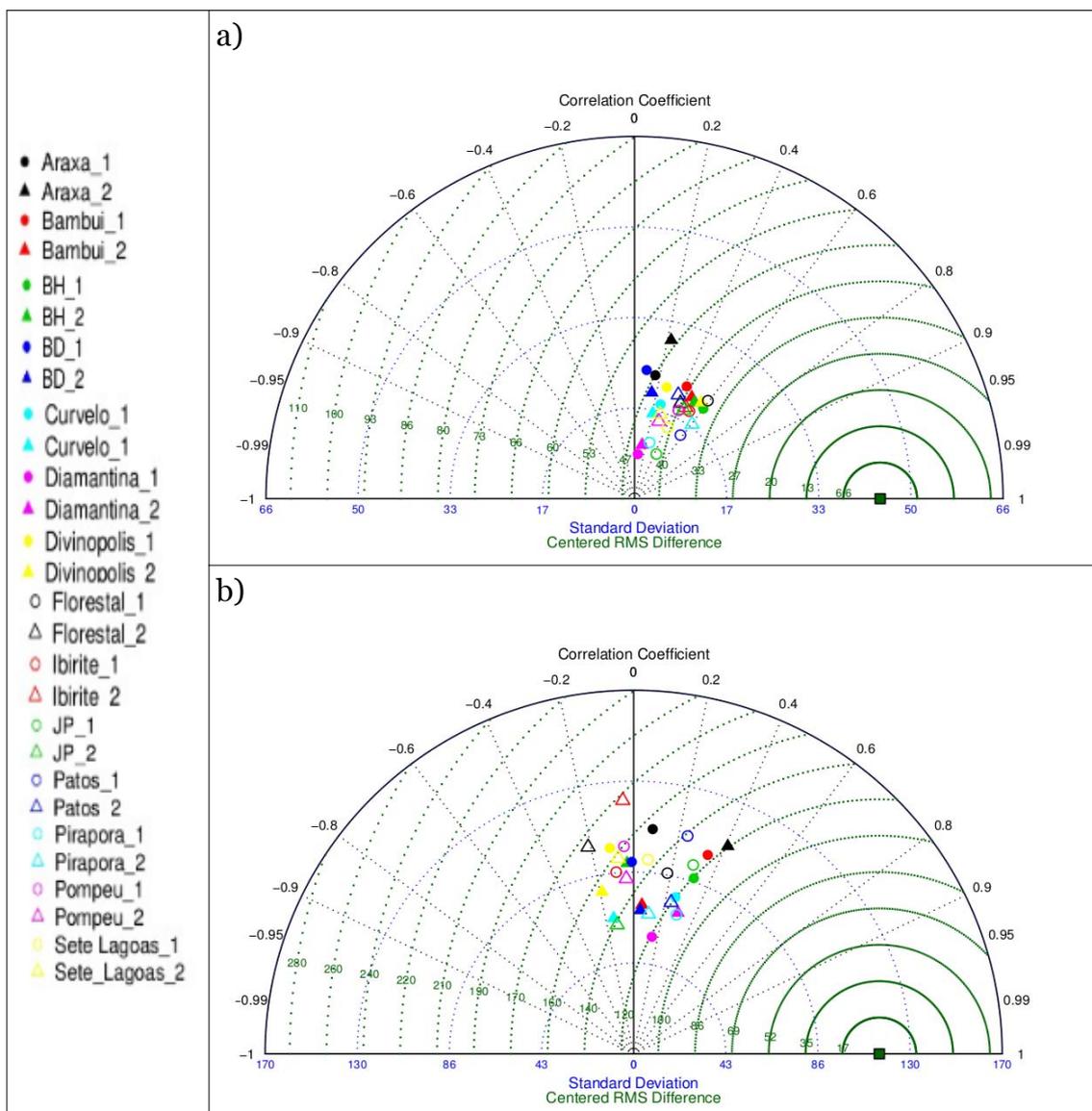


Figura 4.53 - Diagrama de Taylor para o índice R95P (mm) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e os triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “\_1” e “\_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.

A partir dessa figura, verifica-se que em MJJA, a correlação aumenta e a diferença do erro médio quadrático (RMS) diminui no ETA2, em relação ao ETA1, em metade das cidades de estudo. Na estação chuvosa, no entanto, há diminuição na correlação e aumento na diferença do erro RMS nas simulações

do ETA2, em 6 das 14 das cidades analisadas. Os resultados indicam, portanto, que o experimento ETA2 simula de forma mais acurada a simulação de chuvas fortes na estação seca, mas isso não se aplica a estação chuvosa.

O desvio padrão simulado e observado na estação seca, nas diferentes cidades, é disposto na Figura 4.54.

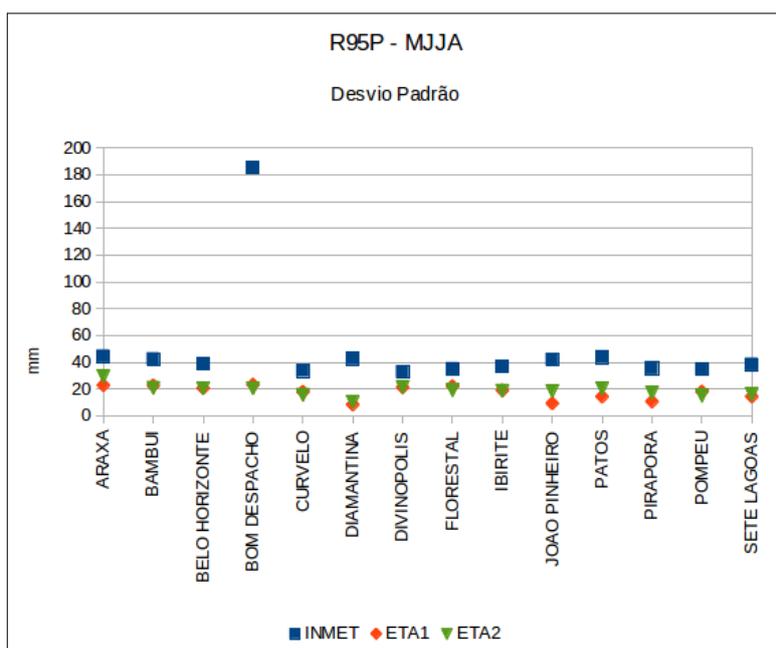


Figura 4.54 – Desvio padrão das séries de R95P (mm) simulado e observado em cada cidade, na estação MJJA.

É possível verificar na Figura 4.54 que, em geral, o desvio padrão simulado no experimento ETA2 é mais próximo à observação do que o simulado por ETA1. Contudo, ambos os experimentos tendem a subestimar a amplitude do índice de chuvas fortes na estação seca.

O índice R95P simulado e observado em Bambuí é encontrado na Figura 4.56.

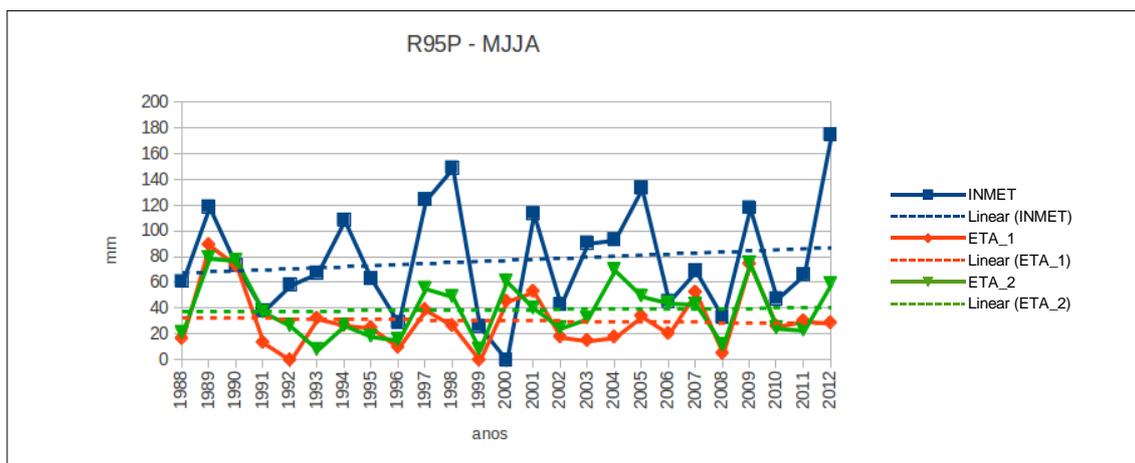


Figura 4.55 – Índice R95P (mm) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.

É exposto na Figura 4.55 que o experimento ETA2 se aproxima mais à observação e possui mesma tendência de aumento do índice que os dados observados apresentam. Verifica-se que, tanto ETA2 quanto ETA1 subestimam as chuvas intensas em Bambuí na estação seca. A análise da Figura 4.55 indica que de acordo com os dados observacionais ocorrem chuvas fortes com volumes maiores que 100 mm em 8 anos. Contudo, nenhum dos experimentos conseguiu simular chuvas fortes com volume superior a 100 mm.

A seguir, encontram-se os valores de desvio padrão do índice R95P na estação chuvosa, nas diferentes séries analisadas. O desvio padrão simulado pelo experimento ETA2 é mais acurado em metade das cidades avaliadas, portanto, não se pode inferir qual experimento, em geral, simula o índice com desvio padrão mais próximo ao desvio padrão da observação. Observa-se que os dois experimentos realizados subestimam a amplitude de chuvas fortes na região da UHE de Três Marias.

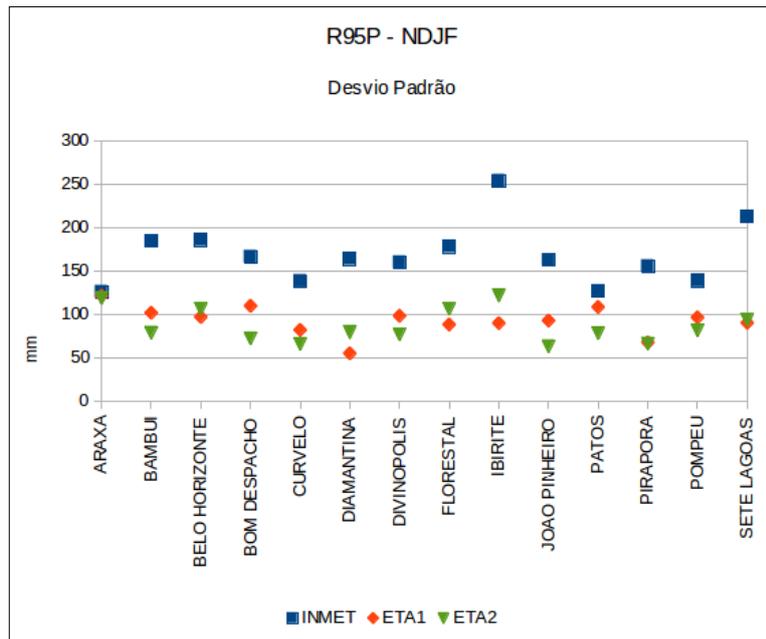


Figura 4.56 – Desvio padrão das séries de R95P (mm) simulado e observado em cada cidade, na estação NDJF.

Na cidade de Bambuí e, considerando a estação chuvosa (Figura 4.57), as simulações do modelo indicam subestimativa da previsão do índice de chuvas fortes. ETA2 apresenta uma pequena tendência de diminuição do índice, enquanto a observação apresenta comportamento contrário.

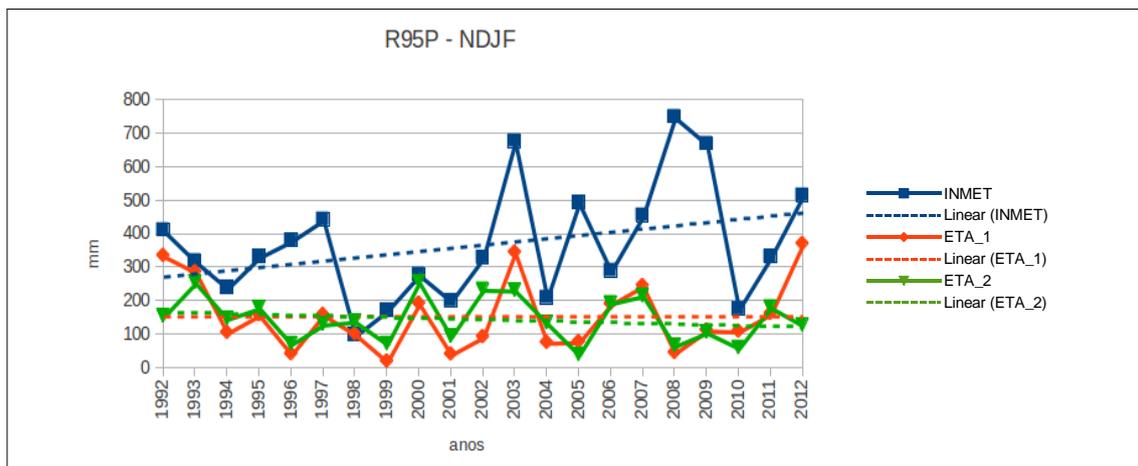


Figura 4.57 – Índice R95P (mm) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.

Tanto para a estação seca, quanto para a estação chuvosa, o índice de dias de chuva forte (R95P) calculado a partir da série de dados observados apresenta tendência de aumento ao longo dos anos. Esse resultado se assemelha com o resultado encontrado por Haylock et. al (2005). Contudo, essa tendência não é expressiva nas simulações do modelo, em ambos os experimentos, devido a dificuldade do modelo em prever eventos de chuva forte.

#### **4.2.2. Índices de extremos de temperatura**

A análise de extremos de temperatura é importante para avaliar as perdas por evapotranspiração em um reservatório. Para avaliar a ocorrência de extremos, é feita uma análise da temperatura máxima e do índice de dias quentes na região.

O diagrama de Taylor para a temperatura máxima simulada nas localidades segue na Figura 4.58.

Na estação seca a maioria das cidades analisadas apresentam correlação moderada ou forte entre as séries observadas e as temperaturas máximas simuladas. A única série com correlação fraca é simulada por ETA2 para a cidade de Bambuí. Além da diminuição da correlação, identifica-se também em ETA2 o aumento da diferença do erro RMS em grande parte das cidades analisadas.

Na estação chuvosa, novamente, a correlação do ETA2 é inferior ao ETA1 (em quase todas as cidades). No entanto, o mesmo não é observado em relação a diferença do erro RMS, pois este erro diminui em ETA2 na estação chuvosa.

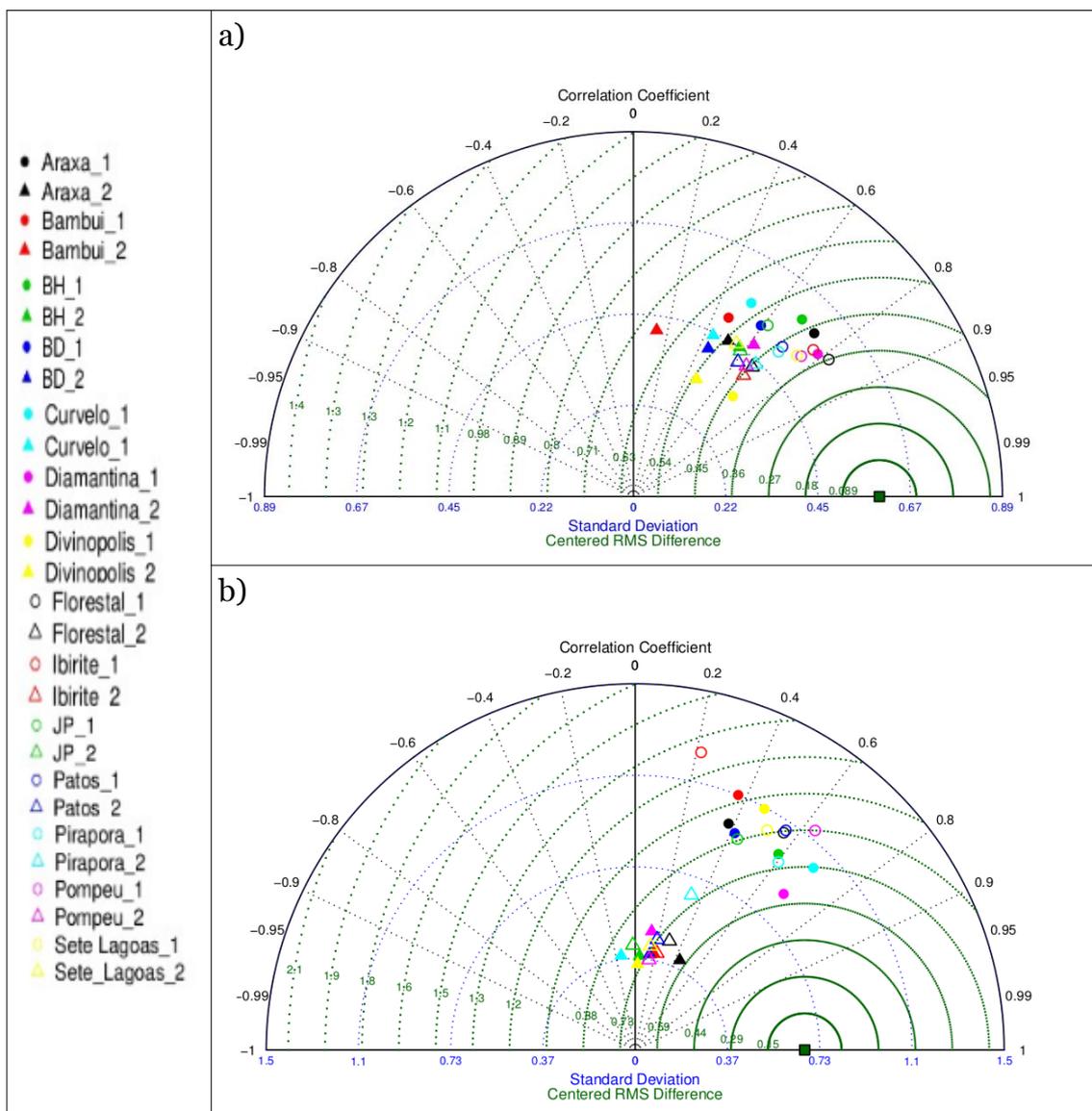


Figura 4.58- Diagrama de Taylor para a temperatura máxima (°C) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e os triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “\_1” e “\_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.

O desvio padrão da temperatura máxima, calculado para a simulação e a observação na estação seca, é indicado na Figura 4.59. Nesta, na maioria das cidades, a amplitude da temperatura máxima é subestimada pelos experimentos.

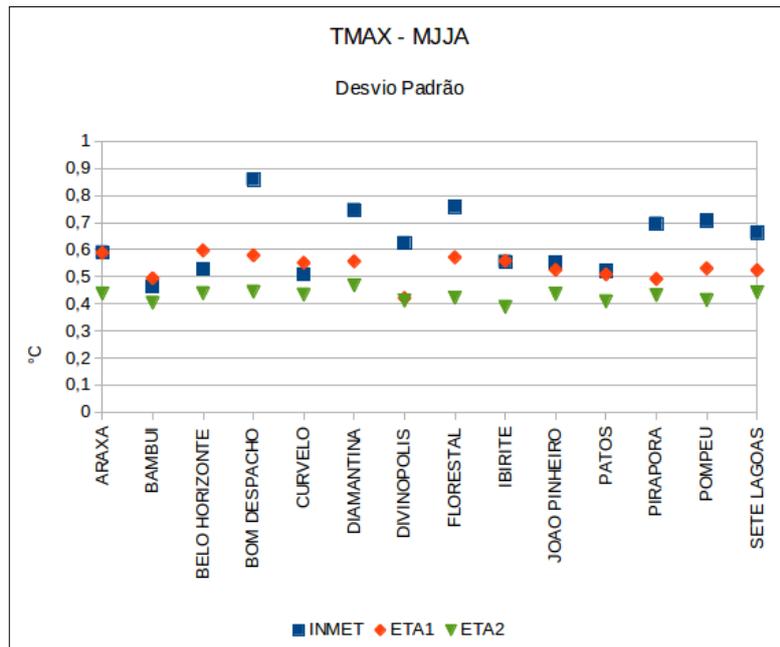


Figura 4.59 – Desvio padrão das série de TMAX (°C) simulada e observada em cada cidade, na estação MJJA.

Ainda na Figura 4.59, verifica-se que a amplitude simulada por ETA1 tende a se aproximar mais à amplitude observada. Na Figura 4.61, vê-se que em Bambuí, a temperatura máxima simulada em ETA2 é muito abaixo da simulada em ETA1, embora ambos os experimentos simulem temperaturas máximas com valores menores que o observado.

Na Figura 4.60, é possível confirmar o resultado encontrado no diagrama de Taylor anterior (Figura 4.60), o qual indicava baixa correlação do experimento ETA2 com os dados observados na cidade de Bambuí. Nos dados observados e nas duas simulações, identifica-se uma pequena tendência de aumento da temperatura máxima ao longo dos anos.

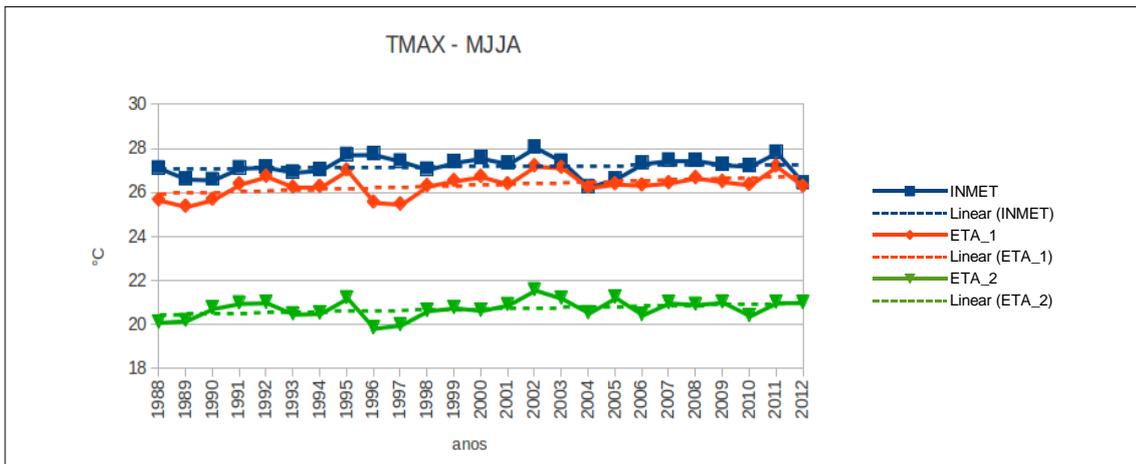


Figura 4.60 – Temperatura máxima (°C) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.

O desvio padrão da temperatura máxima na estação chuvosa é visto na Figura 4.61.

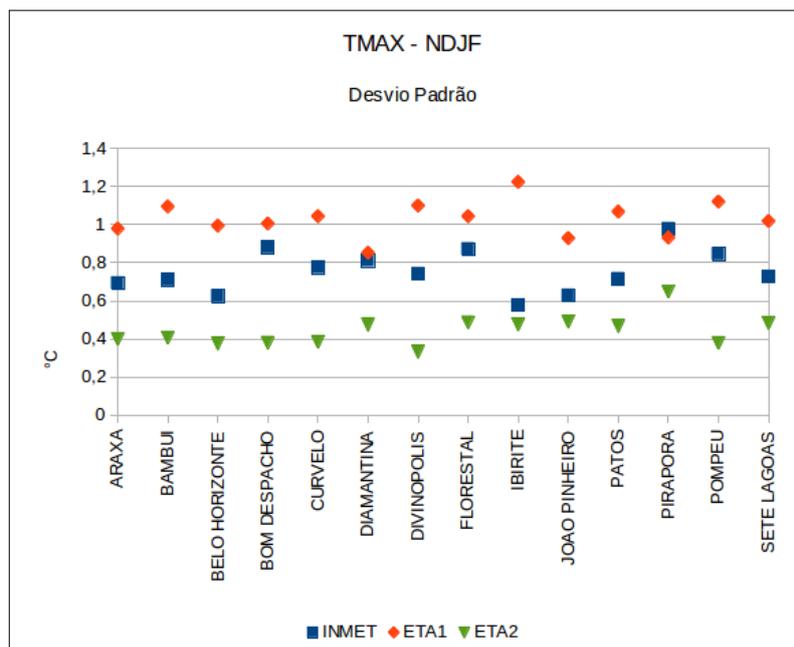


Figura 4.61 – Desvio padrão das séries de TMAX (°C) simulada e observada em cada cidade, na estação NDJF.

Os desvios padrões observados e simulados nos experimentos indicam que o experimento ETA1 tende a superestimar a amplitude da temperatura máxima

simulada e ETA2 tende a subestimar essa amplitude. Em geral, na maioria das cidades a simulação do ETA1 tende a capturar de forma mais acurada a amplitude das séries de TMAX na estação chuvosa.

A TMAX na cidade de Bambuí em NDJF é projetada na Figura 4.62.

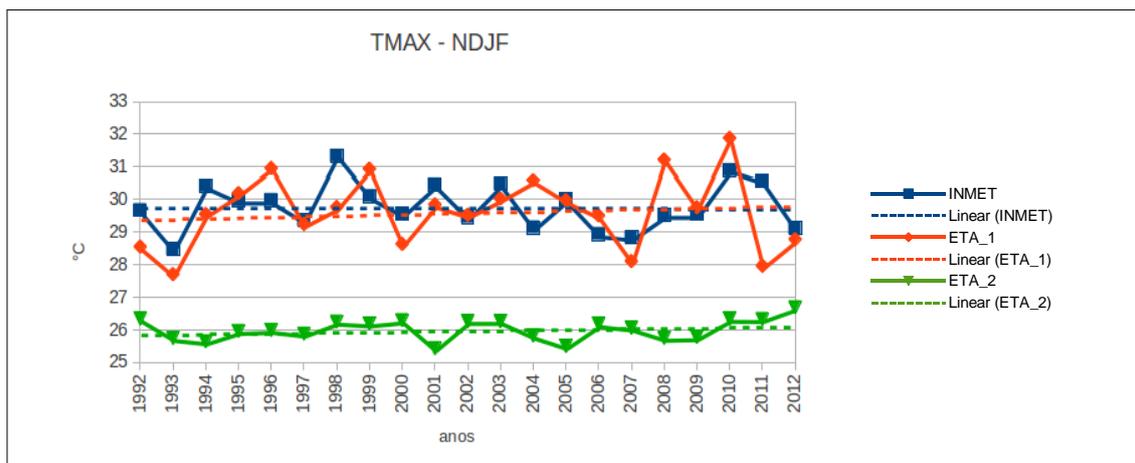


Figura 4.62 – Temperatura máxima (°C) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.

ETA1 e ETA2 indicam tendência de aumento na temperatura máxima em NDJF, contudo, a observação não indica tendência de aumento ou diminuição ao longo dos anos, na estação chuvosa (Figura 4.62). Novamente ETA2, se mostra com valores muito inferiores à observação e a ETA1.

Na estação chuvosa e, avaliando a temperatura máxima, percebe-se que as simulações nessa estação tem comportamento similar a estação seca, no sentido de subestimarem a temperatura máxima observada na cidade de Bambuí. Esses resultados indicam melhor desempenho do experimento ETA1 na simulação da temperatura máxima, em acordo com a análise da climatologia, em que ETA2 tende a simular temperaturas máximas sistematicamente mais baixas (Figuras 4.25 e 4.27).

#### 4.2.2.1. Dias quentes (TX90P)

A análise do índice de dias quentes é realizada a seguir (Figura 4.64).

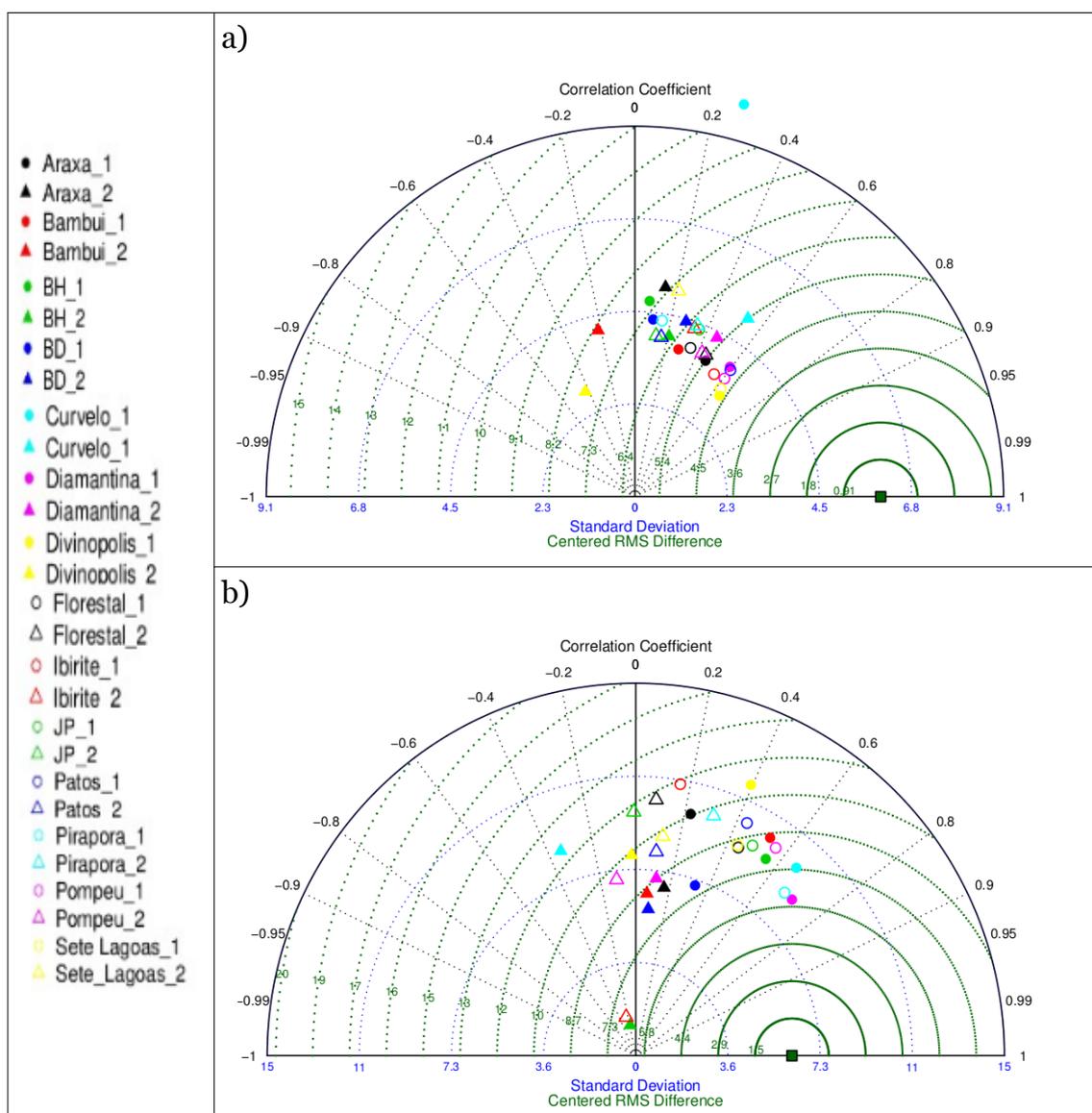


Figura 4.63 - Diagrama de Taylor para o índice TX90P (%) nos períodos de: a) MJJA e b) NDJF. No diagrama, as cidades representadas por um círculo se referem ao ETA1 e os triângulos se referem ao ETA2. O sufixo “\_1” e “\_2” na figura indicam experimento 1 (ETA1) e experimento 2 (ETA2), respectivamente.

A partir do diagrama de Taylor (Figura 4.63) infere-se que na estação seca o

ETA2 teve menor correlação entre as séries do que o ETA1, e a diferença do erro RMS no experimento ETA2 aumentou na maioria das cidades quando comparado ao ETA1. Na estação chuvosa, ETA2 possui mesmo padrão observado na estação seca, ou seja, diminuição da correlação e aumento da diferença do erro RMS.

O desvio padrão da porcentagem de dias quentes na estação seca, nas diferentes cidades, é localizado na Figura 4.64, sobre a qual verifica-se que o ETA2 representa melhor a amplitude da observação, embora apresente tendência a subestimar essa porcentagem.

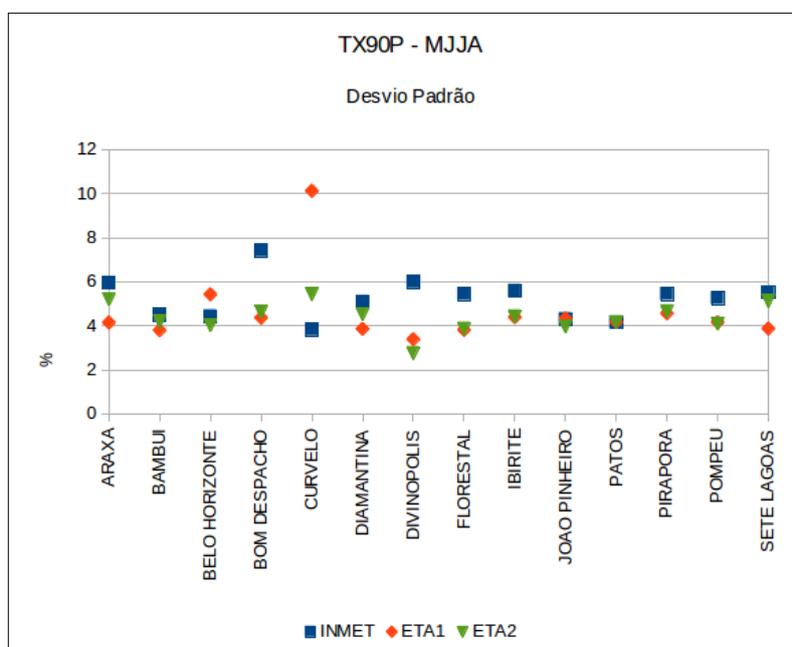


Figura 4.64 - Desvio padrão das séries de TX90P (%) simulado e observado em cada cidade, na estação MJJA.

Na Figura 4.65, encontram-se as tendências do índice TX90P, na cidade de Bambuí em MJJA. A partir desta, identifica-se que ETA2 apresentou tendência de aumento da porcentagem de dias quentes, contudo, os dados observados e o ETA1 apresentaram tendência de diminuição desses. Ou seja, nesse caso, ETA1 se aproximou mais à observação do que o experimento ETA2.

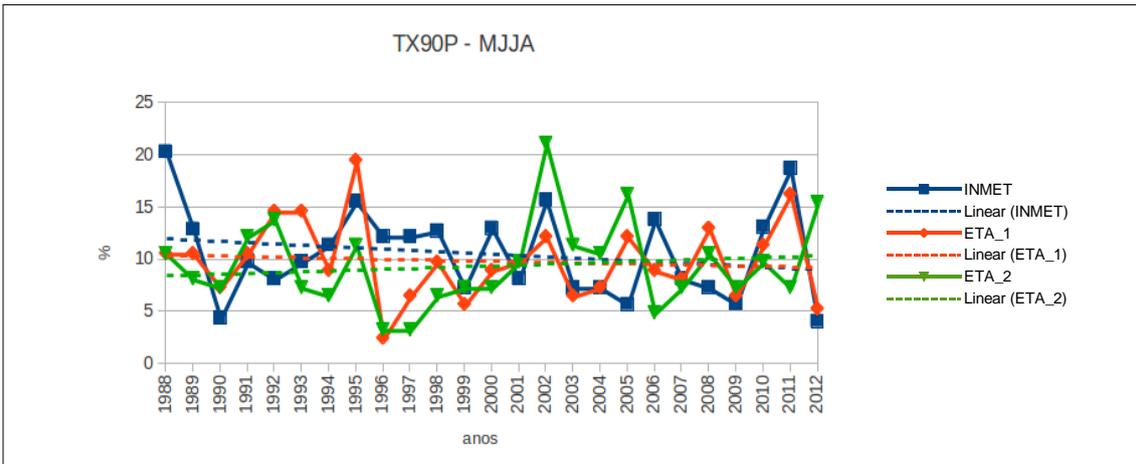


Figura 4.65 – Índice TX90P (%) na cidade de Bambuí, em MJJA ao longo dos anos de 1988 a 2012.

Ao analisar o desvio padrão simulado e observado na estação seca (Figura 4.66), verifica-se que, seguindo o mesmo padrão da estação seca, a amplitude simulada por ETA2 é mais próxima à observação do que simulada por ETA1.

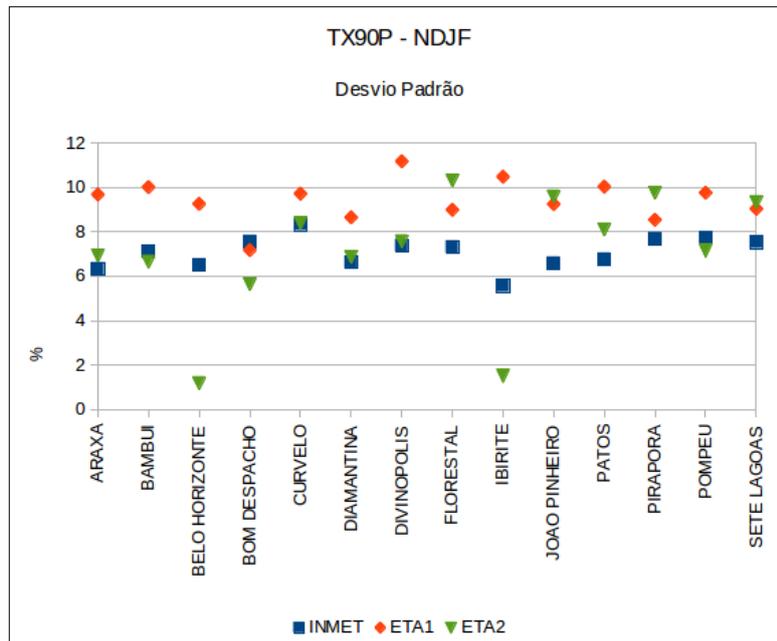


Figura 4.66 - Desvio padrão das séries de TX90P (%) simulado e observado em cada cidade, na estação MJJA.

A Figura 4.67 exibe o índice TX90P, simulado para a estação chuvosa, na

cidade de Bambuí.

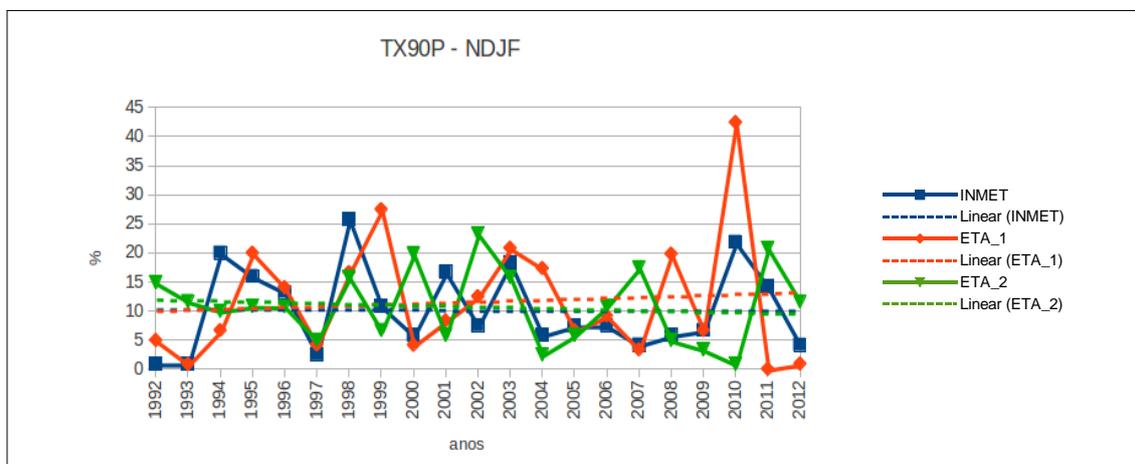


Figura 4.67 – Índice TX90P (%) na cidade de Bambuí, em NDJF ao longo dos anos de 1992 a 2012.

Através da Figura 4.67, observa-se que os dados observados não apresentaram tendência nem de diminuição e nem de aumento na porcentagem de dias quentes. No entanto, o ETA1 apresentou grande tendência de aumento e o ETA2 de diminuição (Figura 4.67).



## 5. CONCLUSÕES

Ao realizar experimentos, utilizando diferentes condições de solo na integração do modelo Eta, o modelo manifesta sensibilidade a alterações no solo, indicando potencial melhora na simulação de eventos extremos sobre a UHE de Três Marias. Essas condições são dadas a partir da alteração da umidade inicial do solo e dos parâmetros hidrológicos que definem o tipo de solo da região.

O modelo Eta, após alterada as condições iniciais do solo (ETA2), simula menor umidade do solo nas estações secas e chuvosas e temperaturas sistematicamente mais baixas. Essa condição inicial do solo se mantém em um patamar bem diferente entre os experimentos, afetando bastante a temperatura da superfície.

No experimento ETA2 a pressão ao nível médio do mar sobre o Brasil é melhor simulada em ambas as estações, diminuindo o erro sistemático do modelo quando comparado aos dados do CFSR utilizados como condição inicial da integração. O vento simulado nesse experimento tem maior superestimativa, em relação à rodada controle (ETA1), nos níveis de 500 e 750 hPa e em ambas as estações. No nível de 250 hPa, as simulações da magnitude do vento no modelo foram semelhantes. O mesmo ocorreu com a altura geopotencial em 250 hPa, que não varia os valores de erro entre os experimentos. Contudo, nos níveis de 500 e 750 hPa, a altura geopotencial tende a ter maior subestimativa no ETA2. Com relação à variável umidade específica, a simulação de ETA2 é próxima a simulação de ETA1 sobre o Brasil nos níveis de 250 e 500 hPa. No entanto, no nível de 750 hPa, ETA2 apresenta maiores erros, subestimando mais a simulação.

A simulação da precipitação é mais acurada no ETA2, com diminuição da subestimativas no período seco e chuvoso, principalmente sobre a região da UHE de Três Marias.

Em ambas as estações, a temperatura simulada em ETA1 e ETA2 apresentam valores muito distintos. ETA2 tende a subestimar muito a temperatura a dois metros da superfície em toda a região continental. Esse padrão de subestimativa da temperatura pelo experimento ETA2, também é indicado na simulação de temperatura máxima.

Em relação aos extremos climáticos na estação seca, ETA2 mostra-se melhor na simulação da taxa de precipitação diária e do índice de chuvas fortes, pois apresenta alta correlação entre as séries, pequena diferença entre o erro RMS, e o desvio padrão simulado se aproxima mais à observação do que o desvio padrão simulado por ETA1. Nesta mesma estação, ETA1 representa melhor a temperatura máxima simulada. Na estação chuvosa, pode-se concluir apenas que o experimento ETA1 prevê de forma mais acurada o número de dias úmidos consecutivos.

A acurácia dos experimentos nos demais índices é difícil de ser avaliada, pois a correlação, o desvio padrão e a diferença do erro RMS não apresenta mesmo padrão. Ou seja, a indicação do melhor ou pior experimento nesses casos, varia de acordo com a necessidade de acurácia na correlação, ou na aproximação do desvio padrão à observação, ou na diminuição do erro RMS.

Na cidade de Bambuí, na estação seca, os índices RX1DAY, CDD, RP5P possuem tendência de aumento ao longo dos anos. O experimento ETA1 simula corretamente essa tendência em CDD e ETA2 consegue simular bem essa tendência em RX1DAY e CDD. Na estação chuvosa os índices RX1DAY, RX5DAY, R95P tendem a aumentar e o índice CWD tende a diminuir. ETA 1 captura essa tendência em RX1DAY e o experimento ETA2 simula corretamente a tendência de CWD.

Por fim, espera-se a realização de futuros trabalhos utilizando a mesma metodologia, porém considerando outras áreas. Uma sugestão de trabalho é

realizar o cálculo dos índices de extremos climáticos na região como um todo, ou seja, utilizar uma média da bacia para verificar o desempenho do modelo. Pode-se também realizar este trabalho para a região Nordeste, região esta que apresenta melhor previsibilidade sazonal. Outra proposta de trabalho futuro é investigar os demais índices de extremos climáticos, bem como adaptar outros índices para a escala sazonal, afim de montar uma completa avaliação sobre a acurácia do modelo na simulação desses. Sugere-se também, trabalhos que visem a calibração dos parâmetros hidrológicos que definem os tipos de solos inseridos no modelo.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA - Brasil) Boletim de Monitoramento dos Reservatórios do Rio São Francisco / Agência Nacional de Águas, Superintendência de Usos Múltiplos. Brasília : ANA, 2007. **Bol. Extra. Mon. São Francisco**, Brasília, v. 2, p. 1-15, 2007.

ALEXANDER, L. V.; ZHANG, X.; PETERSON, T. C.; CAESAR, J.; GLEASON, B.; KLEIN TANK, A. M. G.; HAYLOCK, M.; COLLINS, D.; TREWIN, B.; RAHIMZADEH, F.; TAGIPOUR, A.; KUMAR, K. R.; REVADEKAR, J.; GRIFFITHS, G.; VINCENT, L.; STEPHENSON, D. B.; BURN, J.; AGUILAR, E.; BRUNET, M.; TAYLOR, M.; NEW, M.; ZHAI, P.; RUSTICUCCI, M. e VAZQUEZ- AGUIRRE, J. L. Global Observed Changes in Daily Climate Extremes of Temperature and Precipitation. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, D05109, doi: 10.1029/2005JD006290, 2006.

ALIGO, E. A.; GALLUS, Jr. W. A.; SEGAL, M.. Summer rainfall forecast spread in an ensemble initialized with different soil moisture analyses. **Wea Forecast.** v. 22, p. 299-314. 2007.

ALVES, L. M.; MELO, A. B. C.; CHOU, S. C.; NOBRE, P. Estudo comparativo entre a precipitacao sazonal simulada pelo modelo ETA e observada sobre o Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro (RJ). **Anais...** 2000. p. 1029-1035. CD-ROM. (INPE-10156-PRE/5684).

ALVES, L. M.; SIN CHAN, C.; MARENGO, J. A. Avaliação das previsões de chuvas sazonais do modelo ETA climático sobre o Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., , Fortaleza. **Anais...** 2004. CD-ROM, On-line. (INPE-12132-PRE/7478).

ARAKAWA, A.; LAMB V. R. Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model, **Methods Comput. Geophys. Space Phys.**, v. 17, p. 173 – 265, 1977.

BLACK, T. L. NMC Notes: The New NMC mesoscale Eta model: description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v. 9, p. 256-278, 1994.

BUSH, A.; AMORIM, S. A tragédia da região serrana do Rio de Janeiro em 2011: procurando respostas. In: **ENAP. Gasoteca de Gestão Pública**. Disponível em: <http://casoteca.enap.gov.br>. 2011.

BUSTAMANTE, J. F.; GOMES, J. L.; CHOU, S. C.; ROZANTE, J. R. Evaluation of april 1999 rainfall forecasts over South America using the Eta Model. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 14, n. 5, may 1999.

BUSTAMANTE, J. F.; GOMES, J. L.; CHOU, S. C. Influencia da temperatura da superficie do mar sobre as previsoes climaticas sazonais do modelo regional ETA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12. Foz do Iguacu. **Anais...** 2002. p. 2145-2152. CD-ROM. (INPE-11059-PRE/6515).

BUSTAMANTE, J. F.; GOMES, J. L.; CHOU, S. C. 5-year Eta Model seasonal forecast climatology over South America. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8. (ICSHMO), 2006, Foz do Iguacu. **Proceedings...** 2006. p. 503-506. CD-ROM; On-line. (INPE-13851-PRE/9033). Disponível em: <[http://urlib.net/cptec.inpe.br/adm\\_conf/2005/10.27.23.01](http://urlib.net/cptec.inpe.br/adm_conf/2005/10.27.23.01)>. Acesso em: 13 fev. 2014.

CAVALCANTI, I. F. A.; MARENGO, J. A.; PRAKKI, S.; NOBRE, C. A.; TROSNIKOV, I.; JUNIOR H. C.; CASTRO, C.; SANCHES, M. B.; SAMPAIO, G. Caracteristicas climatologicas sobre a America do Sul nos resultados de uma simulacao de 10 anos com o MCGA CPTEC/COLA na versao T62L28. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11., 16-20 out., Rio de Janeiro (RJ). **Anais...** SBMET, 2000. Artigos, p. 3552-3556. CD-ROM. 2000.

CAVALCANTI I., MARENGO J., SATYAMURTY P., NOBRE C. A., TROSNIKOV I., BONATTI J. P., MANZI A. O., TARASOVA T., PEZZI L. P., D'ALMEIDA C., SAMPAIO G., CASTRO C. C., SANCHES M. B., CAMARGO, H. Global climatological features in a simulation using the CPTEC/COLA AGCM. **J Clim** v. 15, p. 2965–2988, 2002.

CARVALHO L. M. V.; JONES C.; LIEBMANN B.. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, relationships with intra-seasonal to inter-annual activity and extreme rainfall. **J. Climate**. v. 17, p. 88-108, 2004.

CHANG, J-T.; WETZEL P. J.. Effects of spatial variations of soil moisture and vegetation on the evolution of a prestorm environment: A numerical case study. **Mon Wea Rev.** v. 119, p. 1368–1390, 1991.

CHEN, F.; JANJIC, Z.I.; MITCHELL, K. Impact of atmospheric surface-layer parameterization in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model. **Bound. Layer Meteor.** v. 85, p. 391-421, 1997.

CHEN F., DUDHIA J. Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. **Mon. Wea. Rev.** v. 129, p. 569–585, 2001.

CHIEW, F. H. S.. Estimation of rainfall elasticity of streamflow in Australia. **Hydrol. Sci. J.**, v. 51, p. 613-625, 2007.

CHOU, S. C.; ROZANTE, J. R.; BUSTAMANTE, J. F. Influencia da resolucao horizontal nas condicoes iniciais e contorno nas previsoes de chuvas tropicais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro (RJ). **Anais...** 2000. p. 1592-1598. CD-ROM. (INPE-10165-PRE/5693).

CHOU, S. C.; BUSTAMANTE, J. F.; GOMES, J. L. Previsões sazonais utilizando o Modelo ETA sobre a América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13. Fortaleza. **Anais...** 2004. CD-ROM, On-line. (INPE-12820-PRE/8110).

CHOU, S. C.; FONSECA, J. F. B.; GOMES, J. L. Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South America. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 12, n. 4, p. 537-555, June 2005. (INPE-13506-PRE/8719).

CHOU, S. C.; BUSTAMANTE, J. F.; GOMES, J. L.; TAVARES, P. S.. Previsão do início da estação chuvosa na bacia do Rio Paraná utilizando o modelo Eta. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO SUL E SUDESTE, 2., 2008. Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABRH, 2008.

CLIMANÁLISE. Boletim de monitoramento e análise climática. **Boletim.** Número especial, INPE/CPTEC. 1986.

COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. S.; DORSI, R. Domínio do ecossistema da floresta atlântica de encostas. Rio próximos 100 anos. **O Aquecimento Global e a Cidade.** Rio de Janeiro, Instituto Municipal de Urbanismo Pereira Passos, 2008.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Simulação hidrológica de grandes bacias. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 6, n. 1, p. 95-118, jan./mar. 2001.

CRUZ, A. L.; BUSTAMANTE, J.; CHOU, S. C.; DEREZYNSKI, C. P.. Avaliação das previsões climáticas sazonais para a estação chuvosa do Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17., 2012, Gramado. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2012.

DAKER, A. Irrigação e drenagem: a água na agricultura. 6 ed. v.3, Rio de Janeiro, Freitas Bastos, 1984.

DEE, D. P.; UPPALAA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLIA, S. KOBAYASHIB, U.; ANDRAEC, M. A.; BALMASEDAA, G.; BALSAMOA, P.; BAUERA, P.; BECHTOLDA, A. C. M.; BELJAARSA, L.; VAN DE BERGD, J.; BIDLOTA, N.; BORMANNA, C.; DELSOLA, R.; DRAGANIA, M.; FUENTESA, A. J.; GEERA, L.; HAIMBERGERE, S. B.; HEALYA, H.; HERSBACHA, E. V.; HOLMA, L.; ISAKSENA, P. K.; LLBERGC, M.; KHLER, M.; MATRICARDI, A. P.; MCNALLY, B. M.; MONGE-SANZ, J. J.; MORCLETTE, B. K.; PARKG, C.; PEUBEYA, P.; ROSNAYA, C.; TAVOLATOE, J. N.. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system . **Q. J. R. Meteorol. Soc.** v. 137, p. 553–597, 2011

DEPARTAMENTO NACIONAL DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (DNAEE – Brasil). Inventário das estações fluviométricas. **Inventário**. Brasília: DNAEE, 1996.

DERECZYNSKI, C. P.; OLIVEIRA, J. S. e MACHADO, C. O. Climatologia da Precipitação no Município do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 24- 38, 2009.

DICKINSON, R. E.; R. M. ERRICO et al. A regional climate model for the western U.S. **Climate Change**, v. 15, p. 383-422. 1989.

DIRMEYER, P. A.; DOLMAN, A. J.; SATO, N.. The pilot phase of the global soil wetness project. **Bull Amer Meteor Soc.** v. 80, p. 851–878, 1999.

DIRMEYER, P. A.; ZENG, F. J.; DUCHARNE, A.; MORRILL, J. C.; KOSTER, R. D.. The sensitivity of surface fluxes to soil water content in three land surface schemes. **J Hydrometeorol.** v. 1, p. 121–134, 2000.

DOUVILLE, H.. Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part II: interannual variability. **J. Climate**, v.15, p. 701–720, 2002.

DOYLE, M. E.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A.; CHOU, S. C. xperiments using new initial soil moisture conditions and soil map in the Eta model over La Plata Basin. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 121, p. 119–136, 2013. doi: <10.1007/s00703-013-0265-5>.

DUURSMA, E. K. Rainfall, river flow and temperature profile trends: consequences for water resources. **Amsterdam: Heineken N.V.**, 2002. 32p.

ISBN 909016054X.

EASTERLING, D.; MEEHL, G.; PARMESAN, C.; CHANGNON, S.; KARL, T.; MEARNS, L. Climate extremes: observations, modeling and impacts. **Science**, v. 289, p. 2068–2074, 2000.

EK, M. B.; MITCHELL, K. E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUMMEN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G. e TARPLEY, J. D. Implementation of NOAA land surface advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **J. Geophys. Res.**, 108:8851, doi: 10.1029/2002JD003246, 2003.

EK M. and the EMC Land-Hydrology Team.; NCEP Land-Surface Modeling. **Proceedings..** NWP Workshop on Model Physics, Suitland, Maryland, 26-28 July 2011.

ELTHAIR, E. A. B. A soil moisture-rainfall feedback mechanism. 1. Theory and Observations, **Water Resource. Res.**, v. 34, p. 765-776, 1998.

ENTEKHABI, D.; RODRIGUEZ-ITURBE, I.; CASTELLI, F.. Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes. **J Hydrology**. v. 184, p. 3-18, 1996.

FAST, J. D.; MCCORCLE, M. D.. The effect of heterogeneous soil moisture on a summer baroclinic circulation in the Central United States. **Mon Wea Rev.** v. 119, p. 2140–2167, 1991.

FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. The Simplified Exchange Approximation: A New Method for Radiative Transfer Calculations. **J. Atmos. Sci.**, v. 32, p. 1475-1488, 1975.

FENNESSY M. J.; SHUKLA J. Seasonal Prediction over North America with a Regional Model Nested in a Global Model. **Journal of Climate**, 2000.

FINDELL, K. L., ELTAHIR E. A. B. Atmospheric controls on soil moisture—Boundary layer interactions. Part I: Framework development, **J. Hydrometeorol.** v. 4, p. 552–569. 2003

FRICH, P.; ALEXANDER, L; DELLA-MARTA, P.; GLEASON, B.; HAYLOCK, M; KLEIN TANK, A. M. G.; PETERSON, T. Observed Coherent Changes in Climatic Extremes during the Second Half of the Twentieth Century. **Climate Research**, v. 19, p. 193-212, 2002.

GALLUS, Jr. W. A.; SEGAL, M.. Sensitivity of forecast rainfall in a Texas convective system to soil moisture and Convective Parameterization. **Wea Forecast.** v. 15, p. 509-525, 2000.

GIORGI, F.; MEARNNS, L. Introduction to special section: regional climate modeling revisited. **J. Geophys. Res.** v. 104, p.6335-6352, 1999.

GONDIM FILHO, J. G. C.; FORMIGA, K. T. M.; DUARTE, R. X. M.; SUGAI, M. R. V. B. Análise da cheia de 2004 na bacia do rio São Francisco. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE DESASTRES NATURAIS (SIBRADEN), 1., 2004, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: UFSC, 2004.

GROISMAN, P. Y.; KNIGHT, R. W.; EASTERLING D. R.; KARL T. R.; HEGERL G. C.; RAZUVAEV V. N. Trends in intense precipitation in the climate record. **J. Clim.** v. 18, p. 1326– 1350, 2005.

GUETTER, A. K.; BUBA, H.. Previsão climática de afluências para os aproveitamentos hidrelétricos do Sistema Interligado Nacional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2004.

HAYLOCK, M. R.; PETERSON, T. C.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; ANUNCIACÃO, Y. M. T.; BAEZ, J.; BARROS, V. R.; BERLATO, M. A.; BIDEGAIN, M.; CORONEL, G.; CORRADI, V.; GARCIA, V. J.; GRIMM, A. M.; KAROLY, D.; MARENGO, J. A.; MARINO, M. B.; MONCUNILL, D. F.; NECHET, D.; QUINTANA, J.; REBELLO, E.; RUSTICUCCI, M.; SANTOS, J. L.; TREBEJO, I. e VINCENT, L. A. Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960-2000 and Links with Sea Surface Temperature. **Journal of Climate**, v. 19, p. 1490-1512, 2005.

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T. GPCP Version 2.2 SG combined precipitation data set documentation . Greenbelt, MD: NASA Goddard Space Flight Center, 2013.

JANJIC, Z. I. The step montain coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Mon. Weather Rev.** 1994.

JONES, P.; HARRIS, I. CRU TS3.21: Climatic Research Unit (CRU) TimeSeries (TS) version 3.21 of high resolution gridded data of monthbymonth variatio in climate. Didcot, United Kingdom: NCAS British Atmospheric Data Centre, 2013.

KOCH, S. E.; AKSAKAL, A.; MCQUEEN, J. T.. The influence of mesoscale humidity and evapotranspiration field in model forecast of cold-frontal squall line. **Mon Wea Rev.** v. 125, p. 384–409, 1997.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A Parameterization of the Absorption of Solar Radiation in Earth's Atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 118–133, 1974.

LAU, K-M.; BUA, W. R.. Mechanisms of monsoon–Southern Oscillation coupling: Insights from GCM experiments. **Climate Dyn**, v. 14, p. 759–779, 1998.

LIN, C. Y.; CHEN F.; HUANG J. C.; CHEN W. C.; LIOU Y. A.; CHEN W. N.; SHAW C. L. Urban Heat Island effect and its impact on boundary layer development and land-sea circulation over northern Taiwan. **Atmospheric Environment.**, 42, 5635-5649. doi:10.1016, 2008.

LISTON, G. E.; SUD, Y. C.; WALKER, G. K. Design of a global soil moisture initialization procedure for the simple biosphere model. Greenbelt, MD: NASA, 1993. 130 p. (Tech. Memo. 104590). [Available from NASA, Greenbelt, MD 20771.].

LO, J.C.F.; LAU A. K. H. ; CHEN F.; FUNG J. C. H.; LEUNG K. K. M. Urban modification in a mesoscale model and the effects on the local circulation in the Pearl River Delta region. **J. Appl. Meteorol. Climatol.**, v. 46, p. 457–476, 2007.

LUCENA, A. F. P. Proposta metodológica para avaliação da vulnerabilidade às mudanças climáticas globais no setor hidroelétrico . **Tese** (Doutorado em Planejamento Energético) – UFRJ/COPPE, Rio de Janeiro, 2010.

MAIA, L. Microclima e eventos climáticos extremos - Rio próximos 100 anos - o aquecimento global e a cidade. Rio de Janeiro Instituto Municipal de Urbanismo Pereira Passos, 2008.

MARENGO, J. A.; CAVALCANTI, I. F. A.; PRAKKI, S.; NOBRE, C. A.; TROSNIKOV, I.; J. BONATTI, P. ; MANZI A. O.; CANDIDO L.; JUNIOR H. C.; CASTRO, C.; SANCHES, M. B.; SAMPAIO, G. Assessment of Regional Seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamics**, 2003. v. 21, p. 459-475, 2003.

MARENGO, J. A.; VALVERDE, M. C. Caracterização do Clima no Século XX e Cenário de Mudanças de Clima para o Brasil no século XXI usando Modelos do

IPCC-AR4. **Revista Multiciência**, n. 8, p. 5-28, maio 2007. (INPE-15436-PRE/10170).

MARENGO, J. A.; JONES, R.; ALVES, L. M.; VALVERDE, M. C. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 29, n. 15, p. 2241-2255., 2009. doi: <[10.1002/joc.1863](https://doi.org/10.1002/joc.1863)>.

MARENGO, J. A.. Mudanças climáticas, condições meteorológicas extremas e eventos climáticos no Brasil. In: **Fundação Brasileira para o Desenvolvimento Sustentável (FBDS)**. Mudanças climáticas e eventos extremos no Brasil, p.6. Projeto de pesquisa disponível em: <<http://fbds.org.br/fbds/IMG/pdf/doc-504.pdf>>. Acesso em: 30/04/2013. 2010.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Rev. Geophys. Space Phys.**, v. 20, p. 851-875, 1982.

MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Riv. Meteor. Aeronautica**, v. 44, p. 195-202, 1984.

MESINGER, F.; JANJIC, Z.I.; NICKOVIC, S.; GAVRILOV, D.; DEAVEN, D.G. The step-mountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 1493-1518, 1988.

MESINGER, F.; CHOU, S. C.; GOMES, J. L.; JOVIC, D.; BASTOS, P.; BUSTAMANTE, J. F.; LAZIC, L.; LYRA, A. A.; MORELLI, S.; RISTIC, I.; VELJOVIC, K.. An upgraded version of the Eta model. **Meteorol Atmos Phys.**, v. 116, p. 63-79, DOI 10.1007/s00703-012-0182-z, 2012.

MINTZ, Y.; SERAFINI, Y. V.. A global monthly climatology of soil moisture and water balance. **Clim Dyn.**, v. 8, p. 13-27, 1992.

NOBRE, C. A.; YOUNG, A. F.; SALDIVA, P.; MARENGO, J. A.; NOBRE, A. D.; JUNIOR, S. A.; SILVA, G. C. M. e LOMBARDO, M. Vulnerabilidade das Megacidades Brasileiras às Mudanças Climáticas: Região Metropolitana de São Paulo. **Sumário Executivo**, 2010.

OBREGÓN, G.; MARENGO, J. A. Caracterização do clima no Século XX no

Brasil: tendências de chuvas e temperaturas médias extremas. **Relatório** nº 2. Brasília: MMA, 2007. Disponível em: <[http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/~rmclima/pdfs/prod\\_probio/Relatorio\\_2.pdf](http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/~rmclima/pdfs/prod_probio/Relatorio_2.pdf)>.

OPERADOR NACIONAL DO SISTEMA ELÉTRICO (ONS). Previsão de vazões diárias ao reservatório de três marias usando a técnica de redes neurais. Brasília, DF, 2005. (Relatório. ONS NT 051/09).

OPERADOR NACIONAL DO SISTEMA ELÉTRICO (ONS). Plano da Operação Energética 2013/2017 (PEN 2013). Brasília, DF, 2013. (RE30066/2013) . Volume I.

PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **J. Appl. Meteorol.**, v. 9, p. 857-861, 1970.

PIELKE R. A. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. **Rev Geophys.**, v. 39, p. 151-171, 2001.

PINTO, H. S.; ASSAD, E.; ZULLO, J.; BRUNINI, O.; EVANGELISTA, B. A. O Aquecimento global e a agricultura. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 12., 2001, Fortaleza (CE). **Anais...** Campinas: SBA, 2001.

QU, W.; HENDERSON-SELLERS, A.; PITMAN, A. J.; CHEN, T. H.; ABRAMOPOULOS, F.; BOONE, A.; CHANG, S.; CHEN, F.; DAI, Y.; DICKINSON, R. E.; DUMENIL, L.; EK, M.; GEDNEY, N.; GUSEV, Y. M.; KIM, J.; KOSTER, R.; KOWALCZYK, E. A.; LEAN, J.; LETTENMAIER, D.; LIANG, X.; MAHFOUF, J-F.; MENGELKAMP, H-T.; MITCHELL, K.; NASONOVA, O. N.; NOILHAN, J.; ROBOCK, A.; ROSENZWEIG, C.; SCHAAKE, J.; SCHLOSSER, C. A.; SCHULZ, J-P.; SHMAKIN, A. B.; VERSEGHY, D. L.; WETZEL, P.; WOOD, E. F.; YANG, Z-L.; ZENG, Q.. Sensitivity of latent heat flux from PILPS land-surface schemes to perturbations of surface air temperature. **J Atmos Sci.**, v. 55, p. 1909–1927, 1998.

RESENDE, N. C. ; BUSTAMANTE, J. F. ; CHOU, S. C. ; SILVA, A. J. P. ; SUEIRO, G.. Climatologia da Previsão Sazonal do Modelo Eta comparada aos dados da Reanálise ECMWF/ERA-Interim. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17., 2012, Gramado. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2012.

ROBOCK, A.; VINNIKOV, K. Y.; SRINIVASAN, G.; ENTIN, J. K.; HOLLINGER,

S. E.; SPERANSKAYA, N. A.; LIU, S.; NAMKHAI, A.. The global soil moisture data bank. **Bull Amer Meteor Soc.**, v. 81, p. 1281-1299, 2000.

ROZANTE J. R.; MOREIRA D. S. Combining TRMM and Surface Observations of Precipitation: Technique and Validation over South America. **Weather and Forecasting.**, v. 25, p. 885-894, 2010.

RUSTICUCCI, M.; KOUSKY, V. E.. A comparative study of maximum and minimum temperatures over Argentina: NCEP–NCAR reanalysis versus station data. **J. Climate**, v. 15, p. 2089–2101, 2002.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H-L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, Y-T.; CHUANG, H-Y.; JUANG, H-M. H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; DELST, P. V.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; DOOL, H. V. D.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J-K; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C-Z.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M.. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **American Meteorological Society**, 2010.

SANGIGOLO, C. A.; RODRIGUES, R. C. M.; ETCHICHURY, P. C. Tendências nas Temperaturas Médias no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 7., 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBMet, 1992.

SANTANELLO, Jr J. A.; FRIEDL, M. A.; EK, M. B.. Convective planetary boundary layer interactions with the land surface at diurnal time scales: Diagnostics and feedbacks. **J Hydrometeor.**, v. 8, p. 1082-1097, 2007.

SELUCHI M. E., CHOU S. C. Evaluation of two Eta/CPTEC Model versions for weather forecast over South America. **Geofísica Internacional.**, v. 40, p. 219–237, 2001.

SCHEMM, J.; SCHUBERT, S.; TERRY, K.; BLOOM, S.. Estimates of monthly mean soil moisture for 1979– 1989. **NASA Tech. Memo.** 104571, 260 pp. [Available from NASA, Greenbelt, MD 20771.] 1992.

SHUKLA, J. Predictability in the midst of chaos: A scientific basis for climate forecasting. **Science**, v. 282, p. 728–731, 1998.

SHUKLA, J.; MINTZ, Y.. Influence of Land-Surface Evapotranspiration on the

Earth's Climate . **Science**, v. 215, p. 19, 1982 .

SILVA, W. L. Tendências Observadas e Projeções Futuras de Extremos Climáticos na Cidade do Rio de Janeiro. **Monografia**. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Meteorologia. XVIII, 85 p. Rio de Janeiro, 2012.

SILVA , B. C.; CLARKE, R. T. Análise estatística de chuvas intensas na Bacia do Rio São Francisco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, p. 265-272, 2004.

SOUZA, R. B.; GIAROLLA, A.; CHOU, S. C; TAVARES, P. Avaliação das previsões sazonais do modelo Eta para o caso da estiagem na safra 2008/09 na cultura da soja em Bandeirantes-PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGRAMETEOROLOGIA, 17., 2011, Guarapari. **Anais...** Guarapari, SIGERA, 2011.

SUTTON, C. J.; HAMILL T. M.; WARNER T. T.. Will perturbing soil moisture improve warm-season ensemble forecasts? A proof of concept. **Mon Wea Rev** v. 134, p. 3174-3189, 2006.

TANAJURA C. A. S. Modeling and analysis of the South American summer climate. **Tese Doutorado** - University of Maryland, College Park Maryland. 1996.

TAYLOR, K. E.. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram . **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 7183–7192, 2001 .

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. G. Pedrotransfer functions for tropical soils. In: Pachepsky Y.; Rawls, W. J. (Org.) **Developments in soil science: pedotransfer functions in hydrology**. 30 ed. Amsterdam: Elsevier, 2005, v. 30, p.415-429.

TUCCI, C.E.M.; CLARKE, R.T. Environmental Issues in the la Plata basin. **Water Resources Development**, Dublin, v. 14, p. 157-173, 1998.

VEIHMEYER, E. J.; HENDRICKSON, A. H.; Methods of measuring Field Capacity and Wilting Percentagens of Soil. *Science, madison*, v. 68, p. 75 – 94, 1949.

VIEIRA Jr., P. A.; NETO, D. D.; CHOU, S. C.; MARTIN, T. N. Previsões meteorológicas do Modelo Eta para subsidiar o uso de modelos de previsão

agrícola no Centro-Sul do Brasil **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 39, p.412-420, mar-abr, 2009.

VINCENT, L. A.; PETERSON, T. C.; BARROS, V. R.; MARINO, M. B.; RUSTICUCCI, M.; CARRASCO, G.; RAMIREZ, E.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; BERLATO, M. A.; GRIMM, A. M.; MARENGO, J. A.; MOLION, L.; MONCUNILL, D. F.; REBELLO, E.; ANUNCIACÃO, Y. M. T.; QUINTANA, J.; SANTOS, J. L.; BAEZ, J.; CORONEL, G.; GARCIA, J.; TREBEJO, I.; BIDEGAIN, M.; HAYLOCK, M. R.; KAROLY, D. Observed Trends in Indices of Daily Temperature Extremes in South America 1960-2000. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 18, p. 5011- 5023, 2005.

WEAVER, C. P., AVISSAR R. Atmospheric disturbances caused by human modification of the landscape, **Bull. Am. Meteorol.** 2001. Soc., v. 82, p. 269–281. 2001.

WILSON, M. F.; HENDERSON, A. S.; DICKINSON, R. E.; KENNEDY, P. J.. Sensitivity of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) to the Inclusion of Variable Soil Characteristics. **J Clim Appl Meteorol** v. 26, p. 341–362, 1987.

YEH, T. C.; WETHERALD, R. T.; MANABE, S.. The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change – A numerical experiment. **Monthly Weather Review**. 1983

ZHANG, H., FREDERIKSEN, C. S. Local and nonlocal impacts of soil moisture initialization on AGCM seasonal forecasts: A model sensitivity study, **J. Clim.** v. 16, p. 2117–2137, 2003.

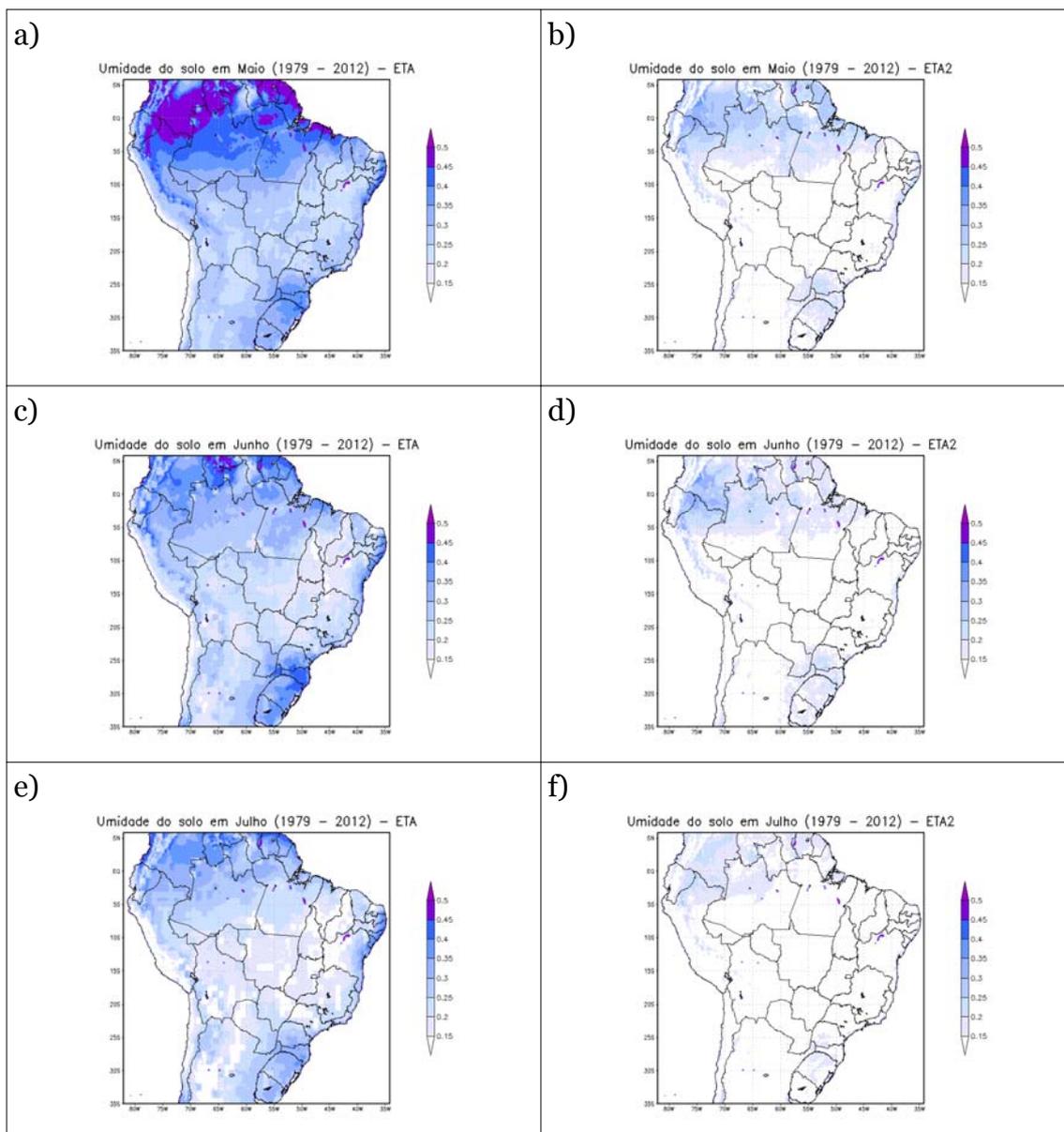
ZHAO, Q.; CARR, F. H. A prognostic cloud scheme for operational NWP Models. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 1931-1953, 1997.

ZOBLER, L. **A world soil file for global climate modelling**. New York, New York, U.S.A. NASA Goddard Institute for Space Studies.1986. NASA Technical Memorandum. 1986.

ZHU, J.; LIANG X-Z.. Regional climate model simulation of U.S. soil temperature and moisture during 1982–2002. **J Geophys Res** doi:10.1029/2005JD006472. 2005.

## APÊNDICE A – FIGURAS COMPLEMENTARES

As figuras abaixo complementam os resultados discutidos anteriormente, no sentido de informar o comportamento do modelo ao longo dos meses nas diferentes épocas do ano estudadas.



(Continua)

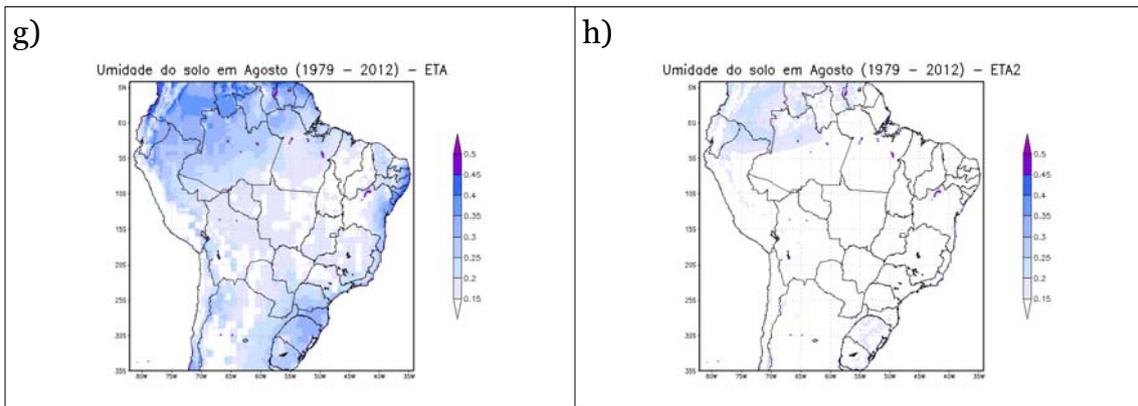
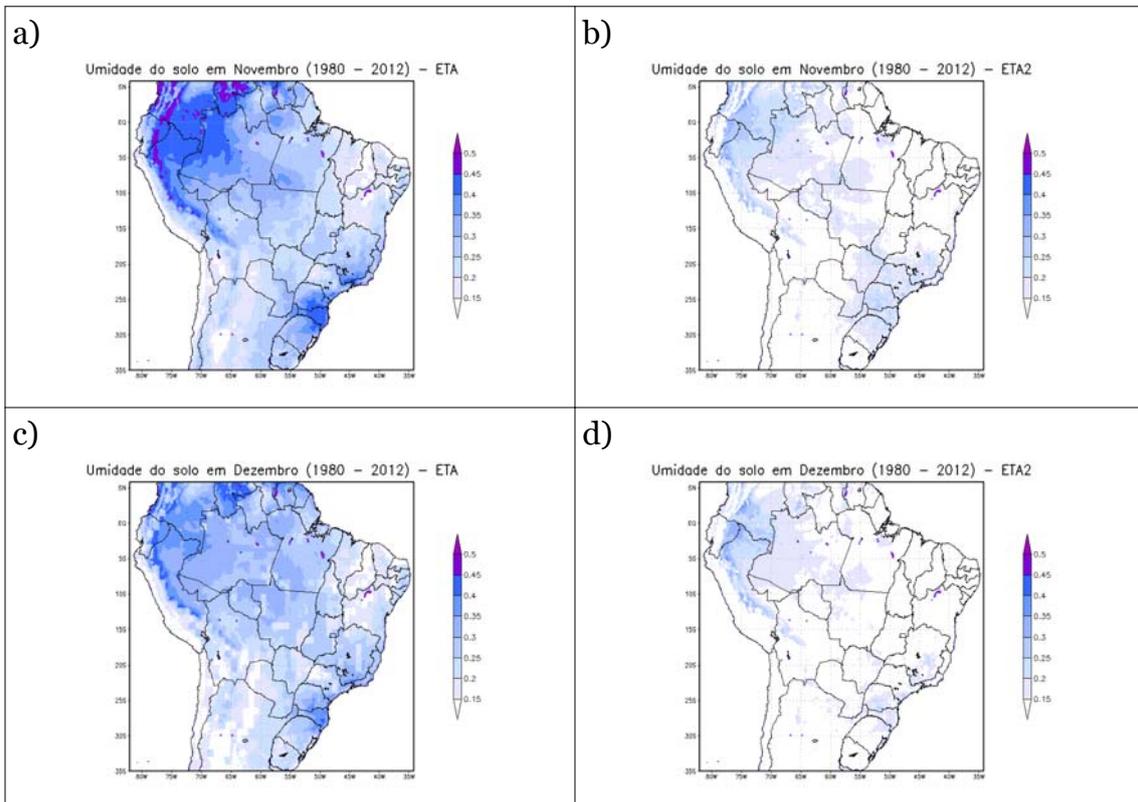


Figura A.1 – Climatologia da umidade do solo ( $m^3/m^3$ ) simulada em ETA1 e ETA2 para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

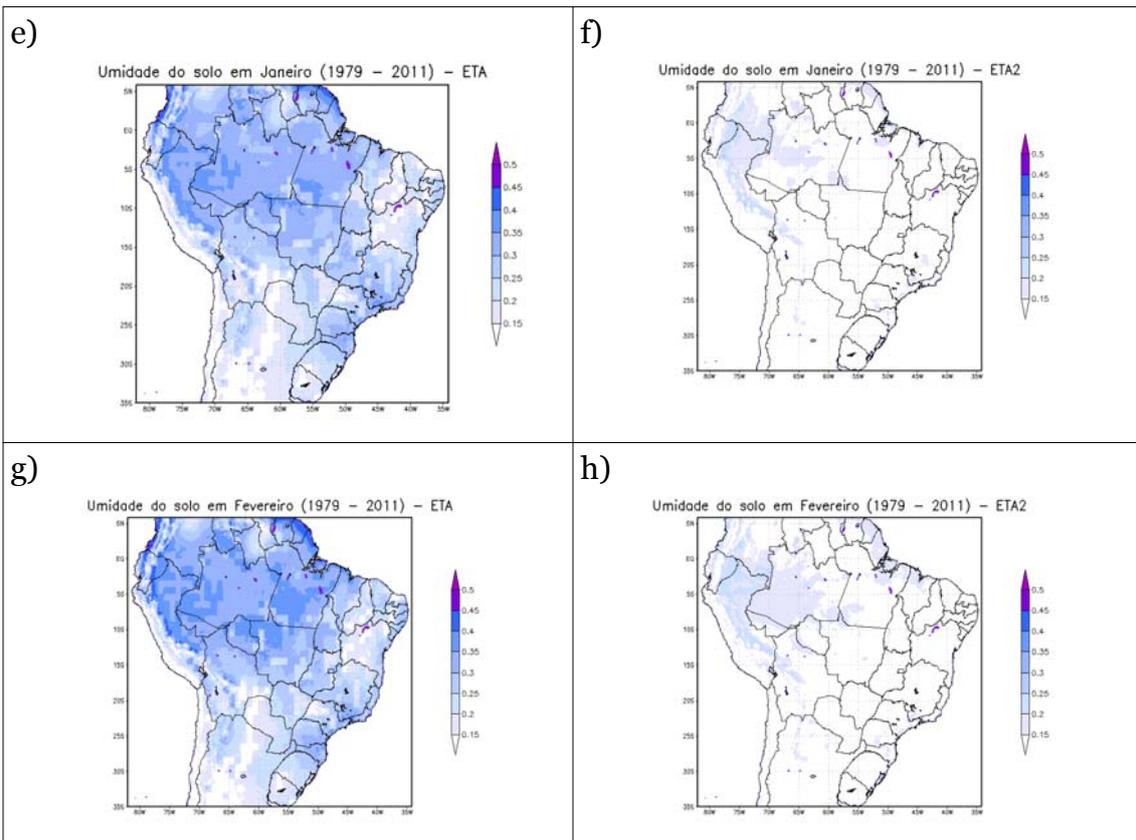
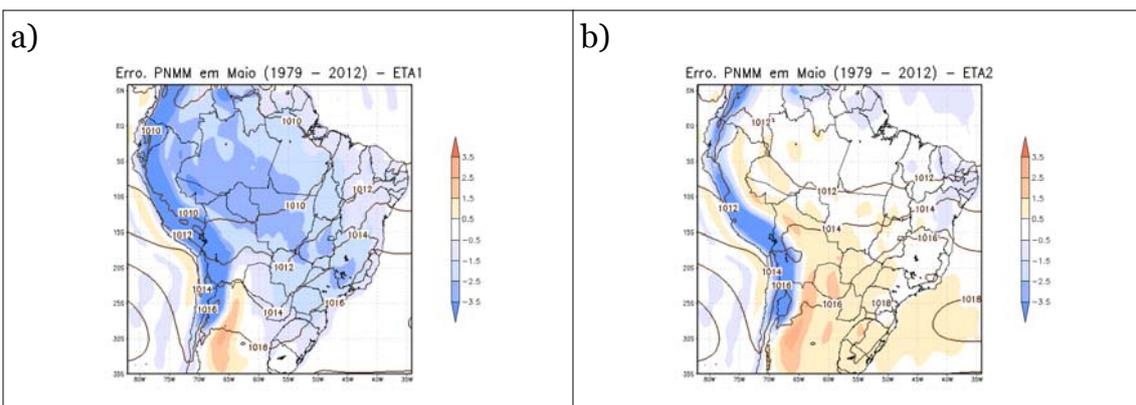


Figura A.2 – Climatologia da umidade do solo ( $m^3/m^3$ ) simulada em ETA1 e ETA2 para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

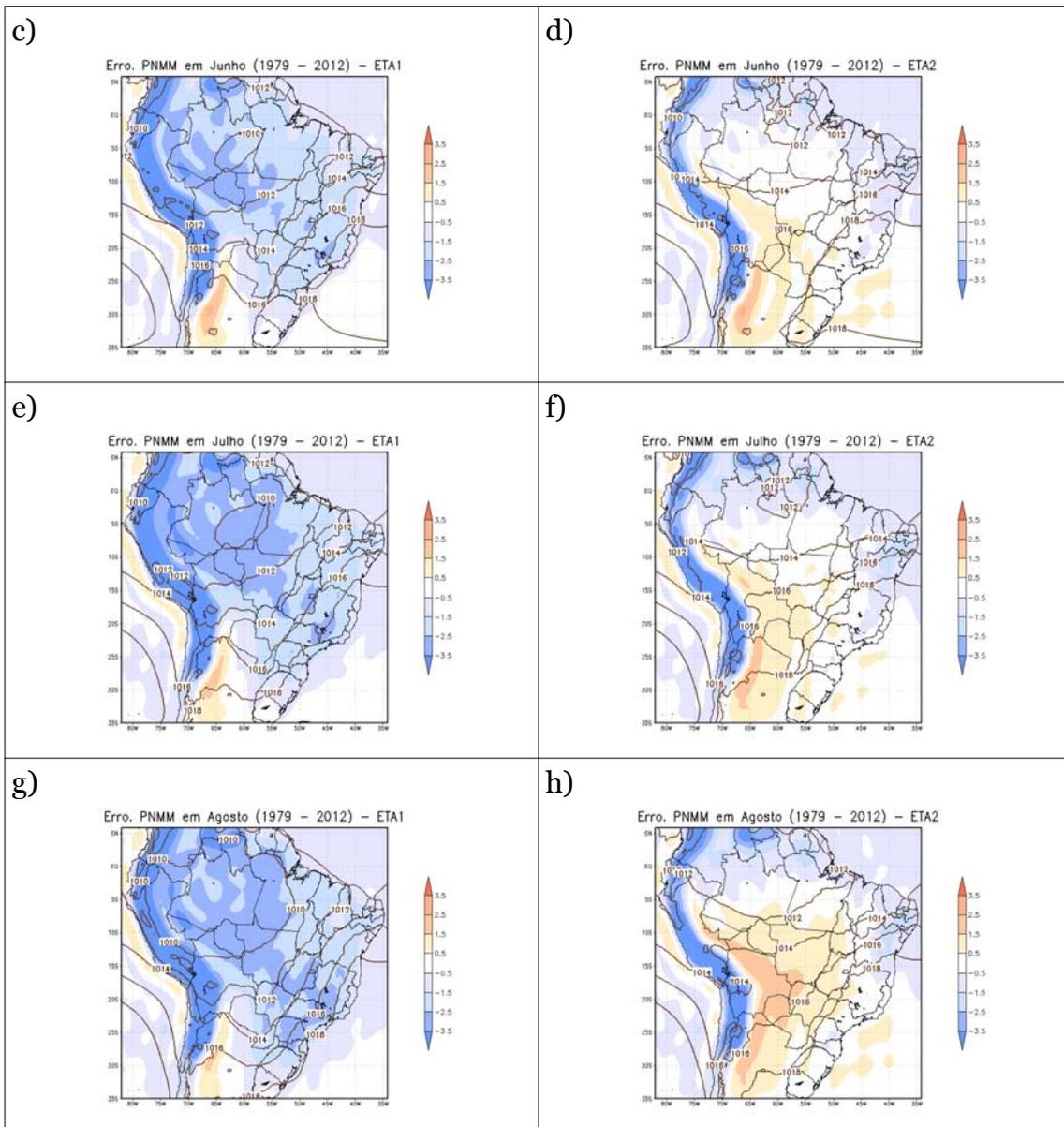
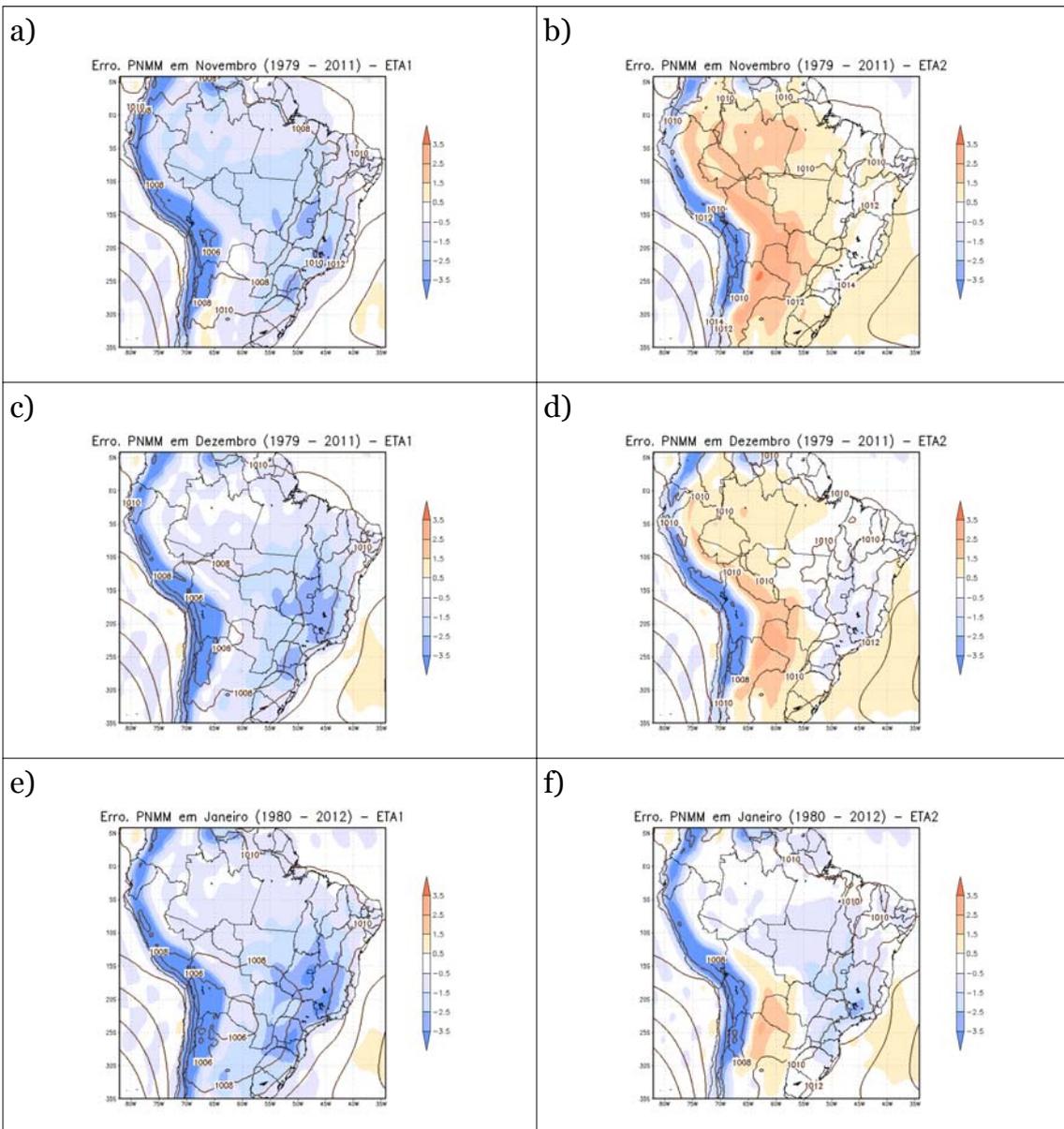


Figura A.3 – Diferença entre a climatologia da PNMM (hPa) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de contorno. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

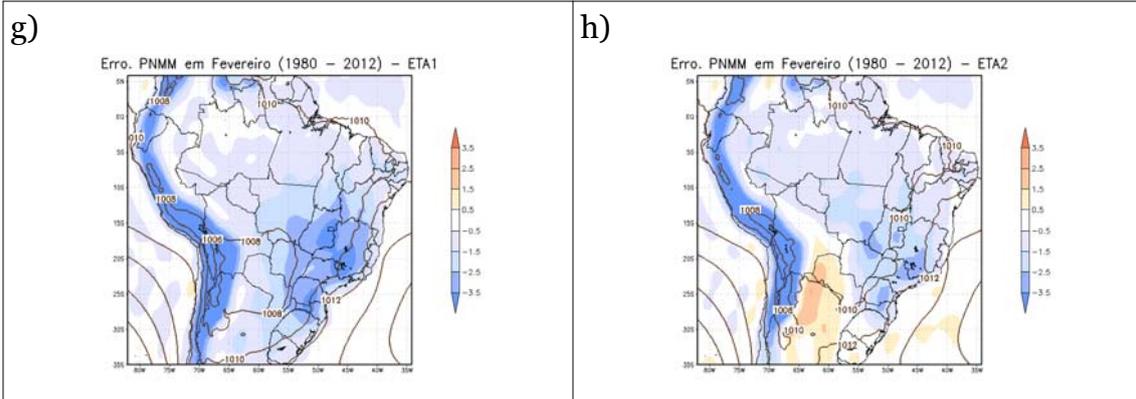
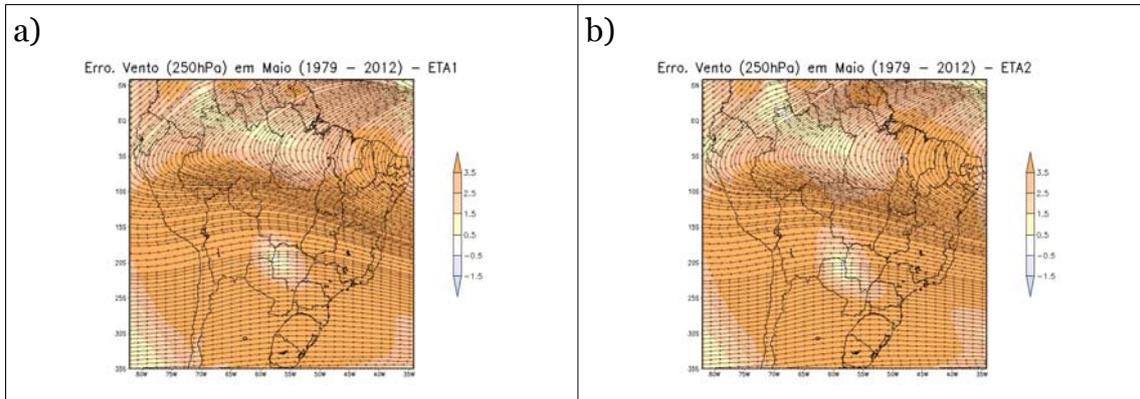


Figura A.4 – Diferença entre a climatologia da PNMM (hPa) simulada (ETA1 e TA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de contorno. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

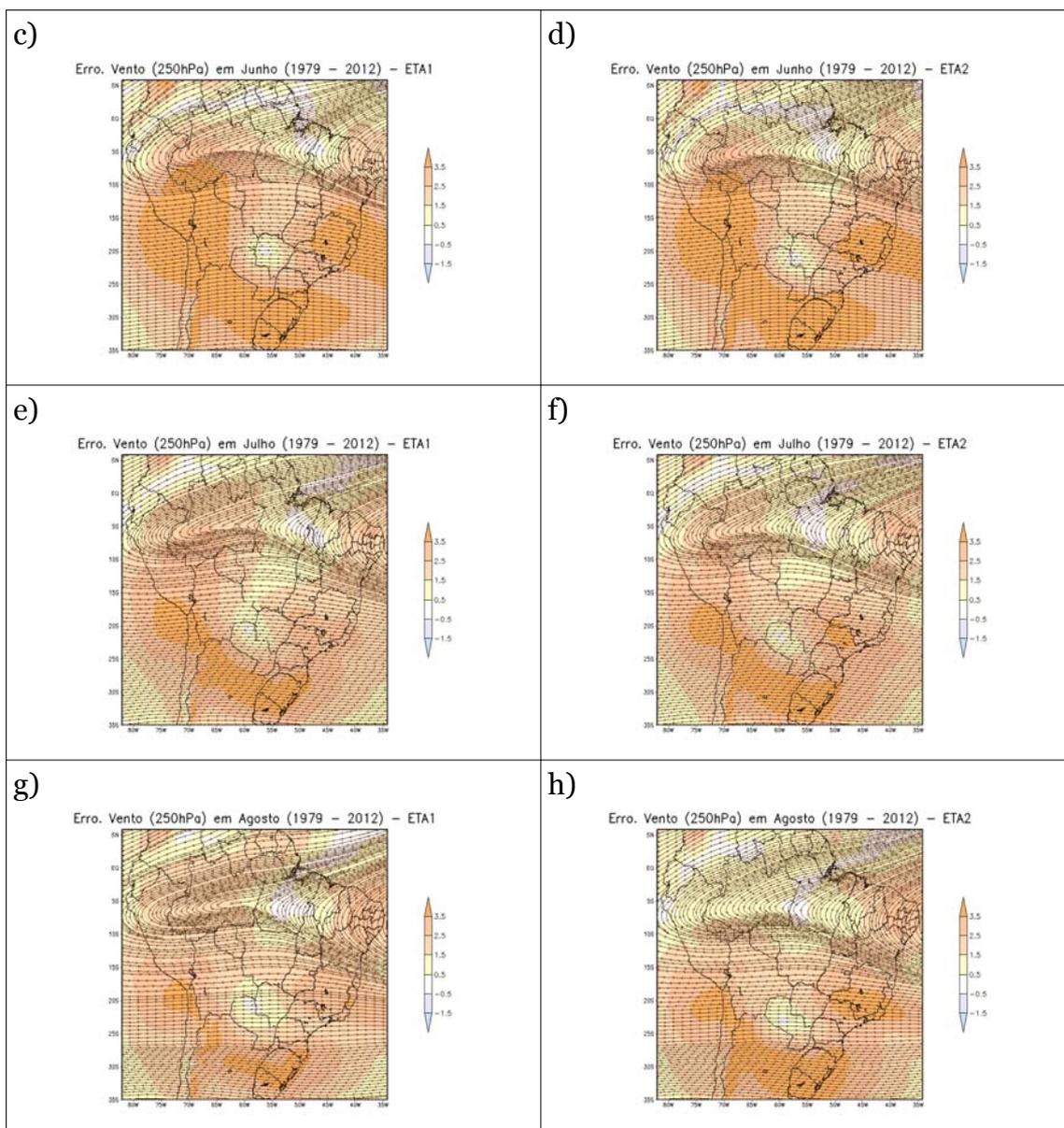
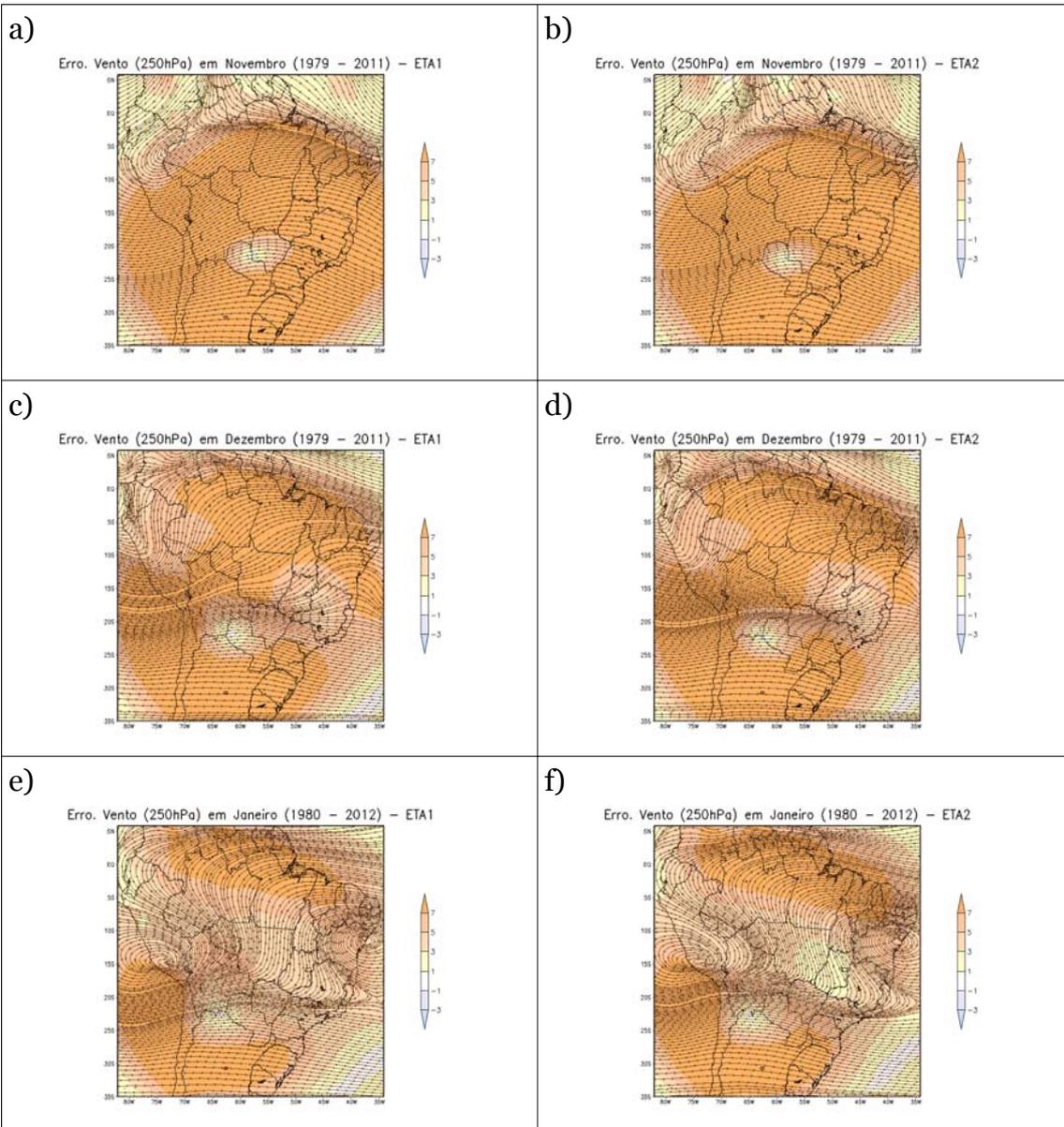


Figura A.5 – Diferença entre a climatologia da magnitude do vento (m/s) em 250 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

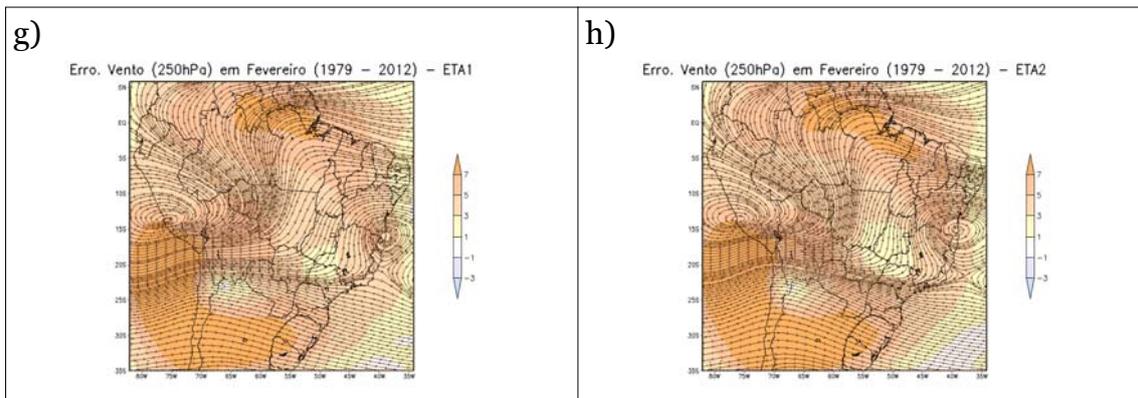
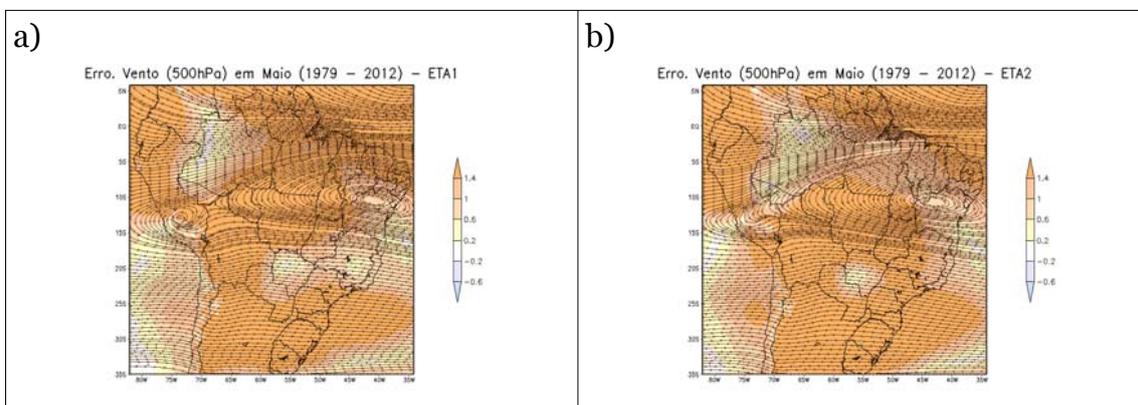


Figura A.6 – Diferença entre a climatologia da magnitude do vento (m/s) em 250 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

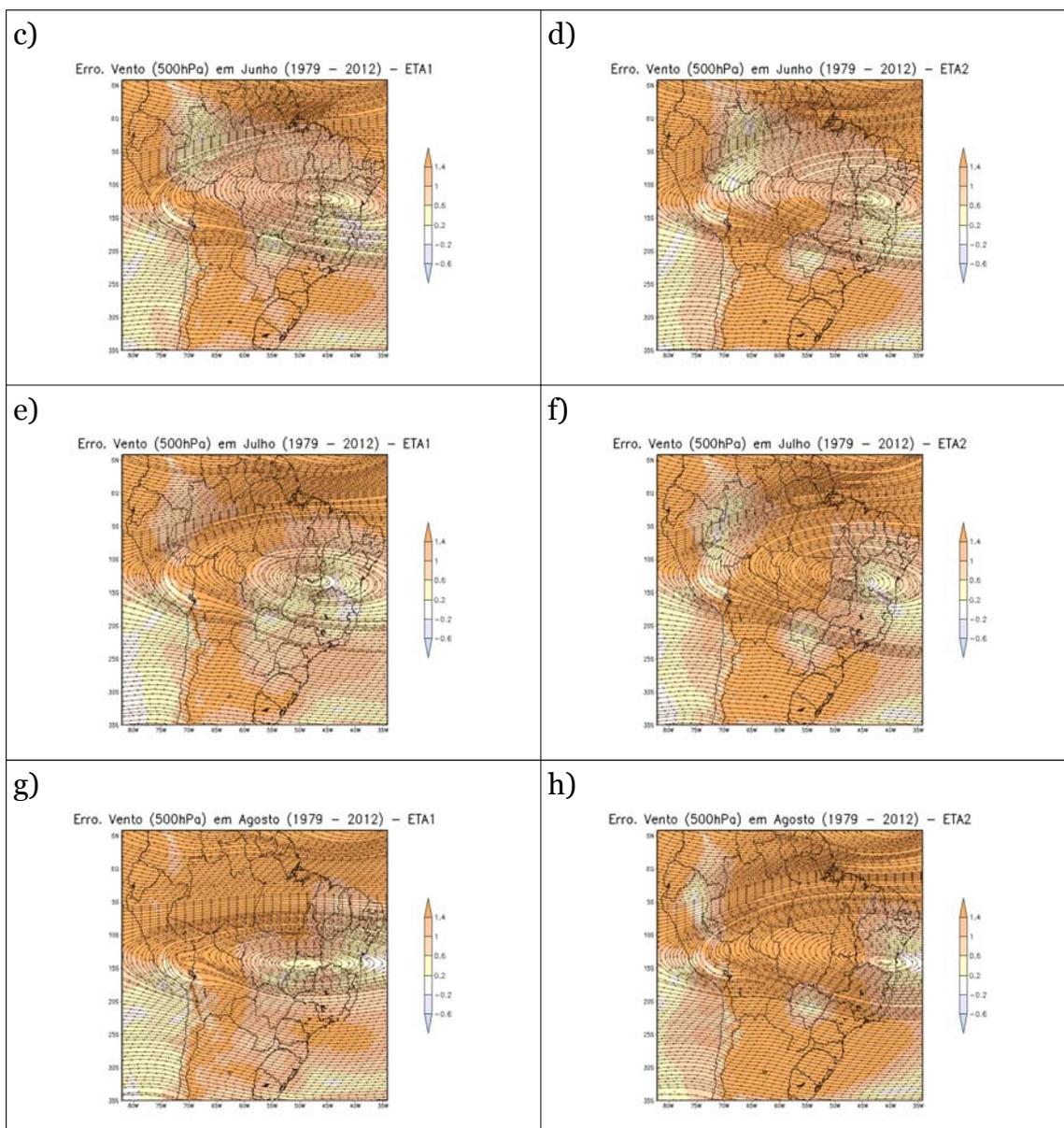
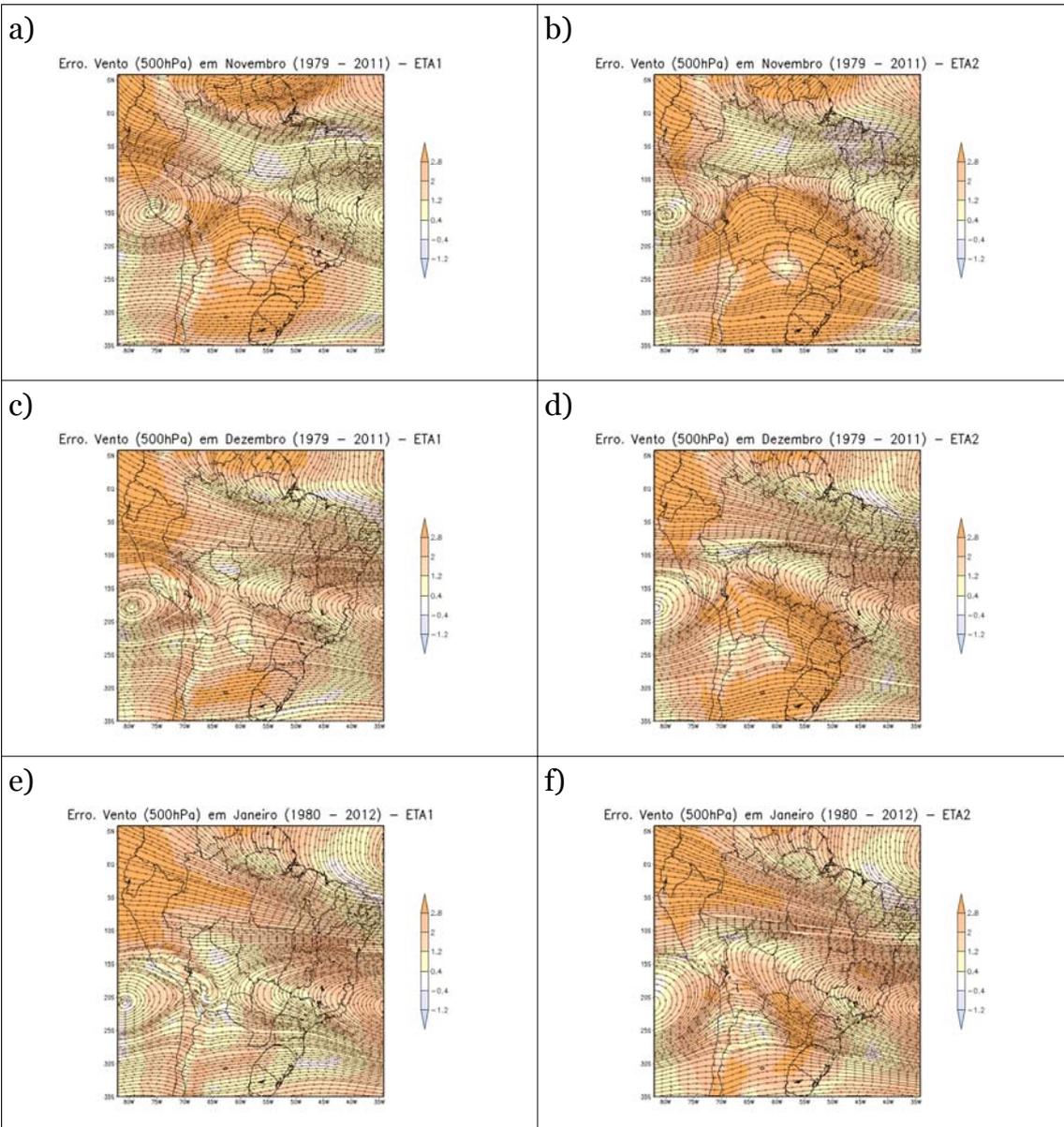


Figura A.7 – Diferença entre a climatologia da magnitude do vento (m/s) em 500 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

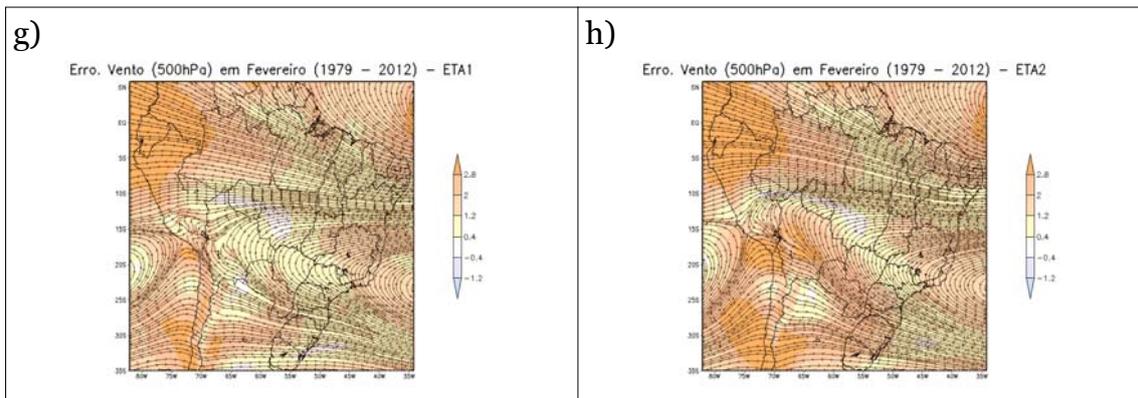
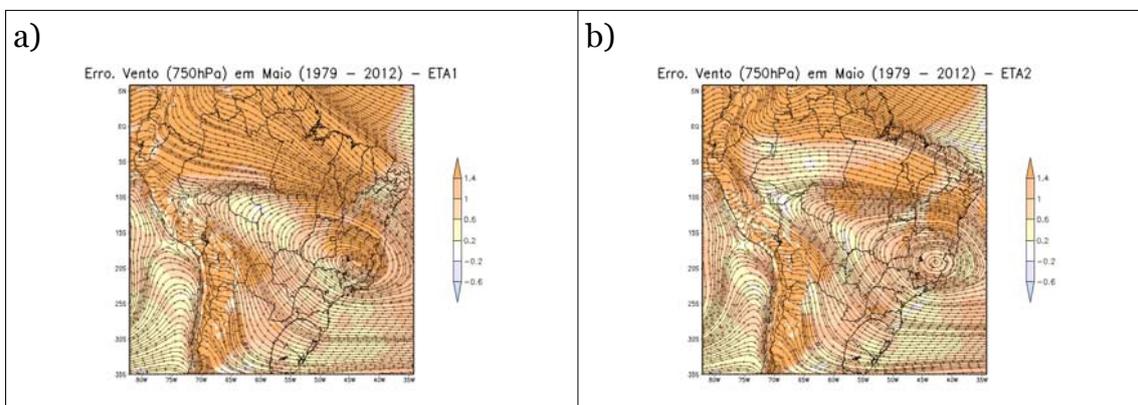


Figura A.8 – Diferença entre a climatologia da magnitude do vento (m/s) em 500 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

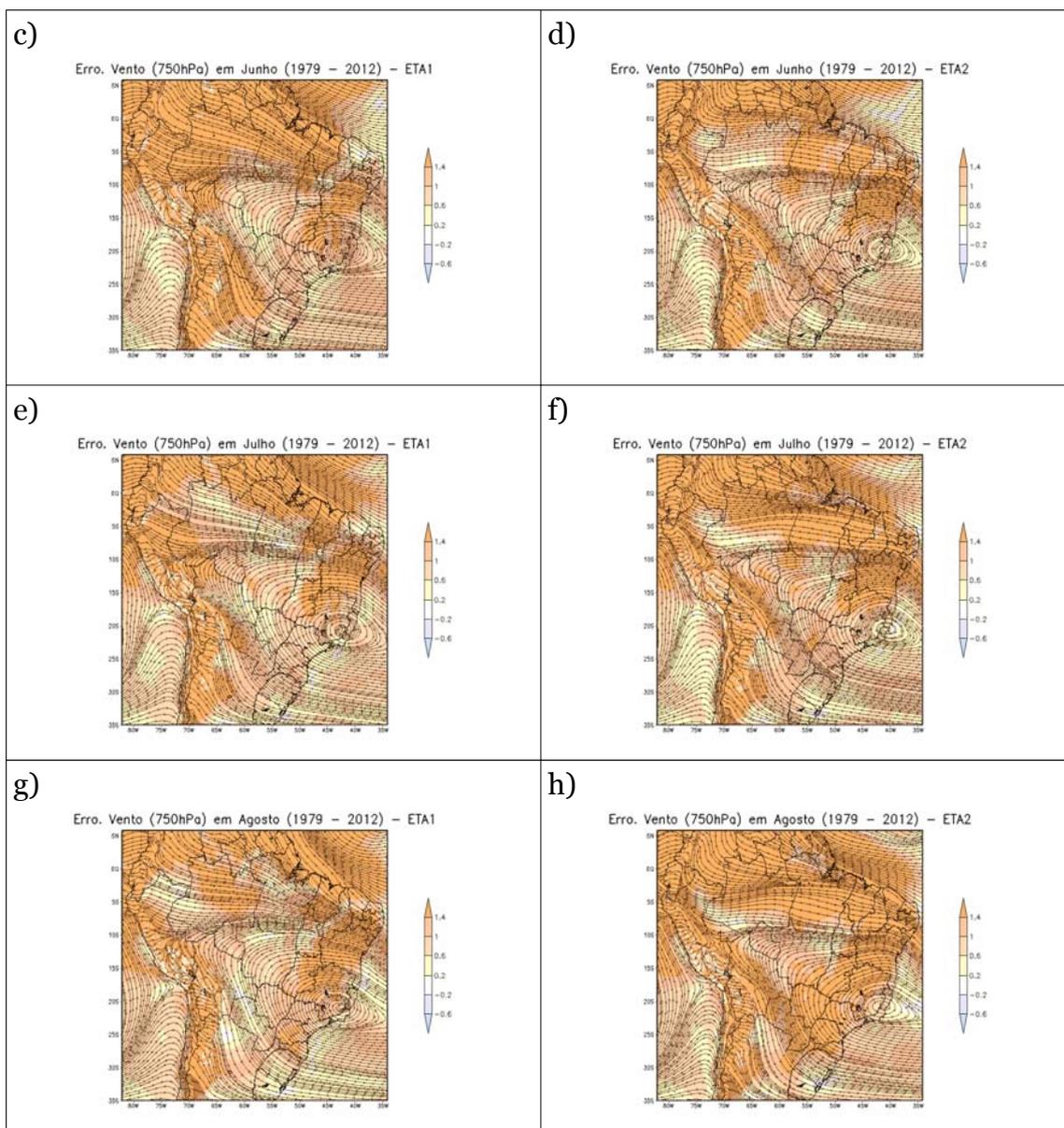
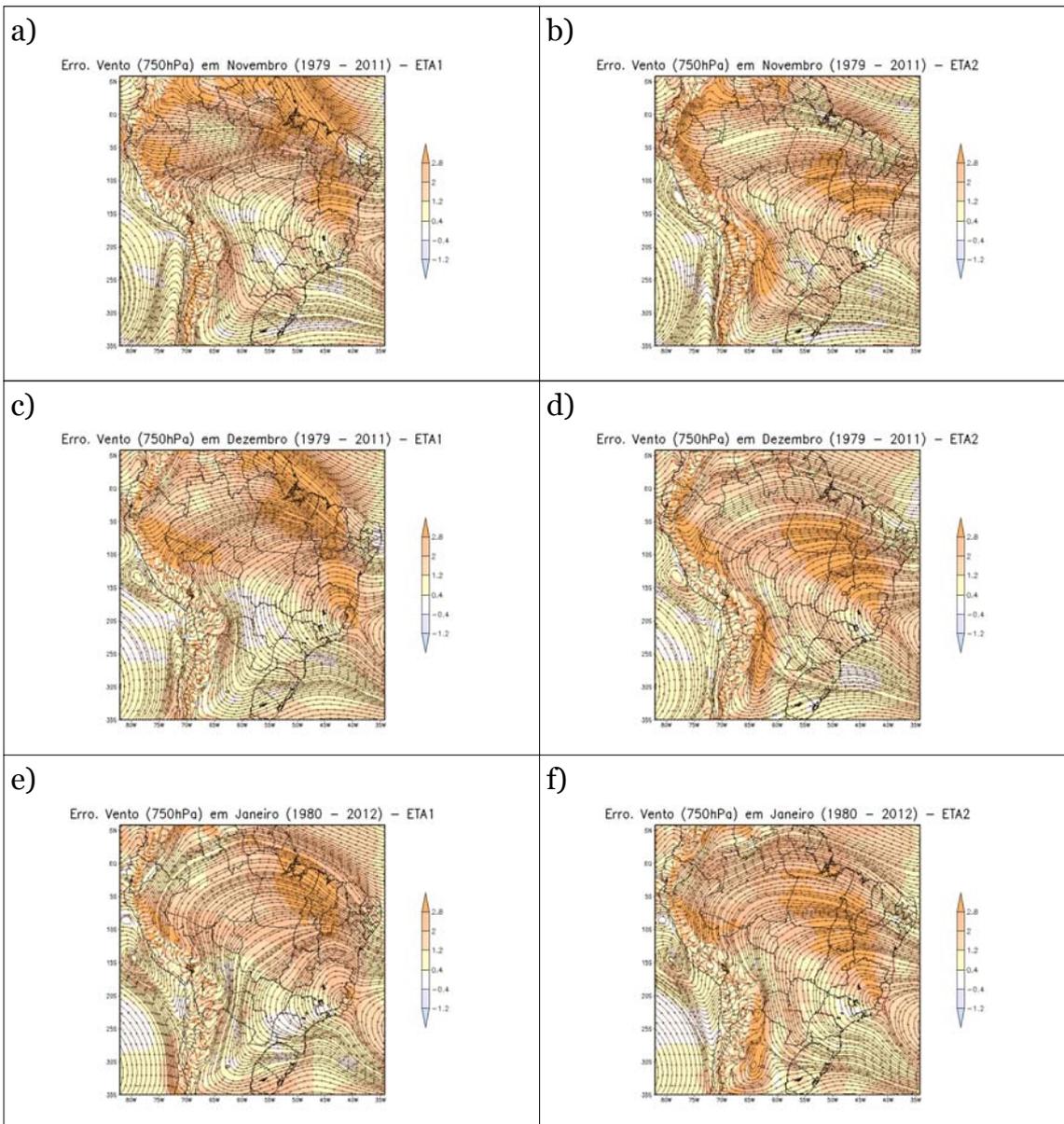


Figura A.9 – Diferença entre a climatologia da magnitude do vento em (m/s) 750 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

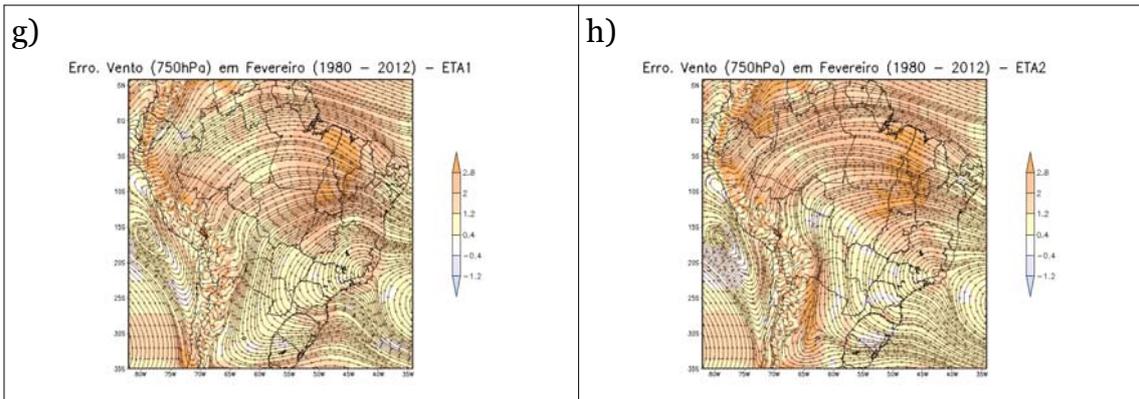
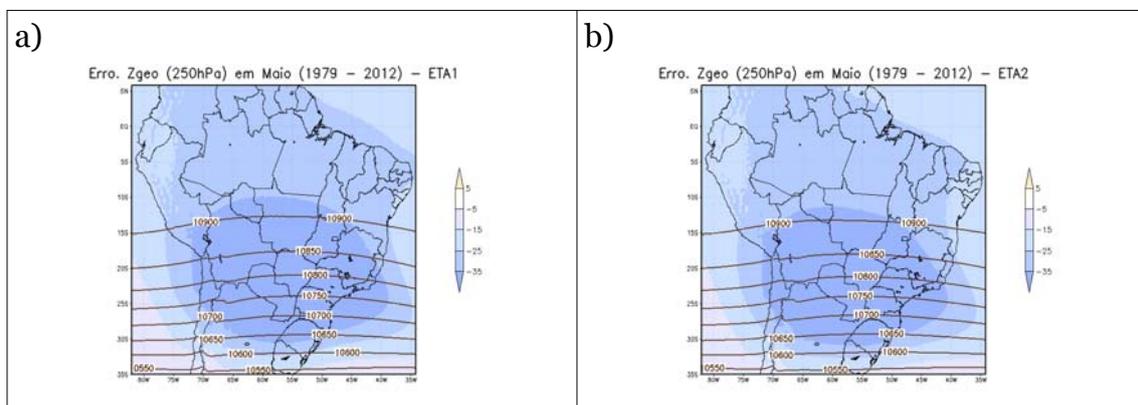


Figura A.10 – Diferença entre a climatologia da magnitude do vento em (m/s) 750 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

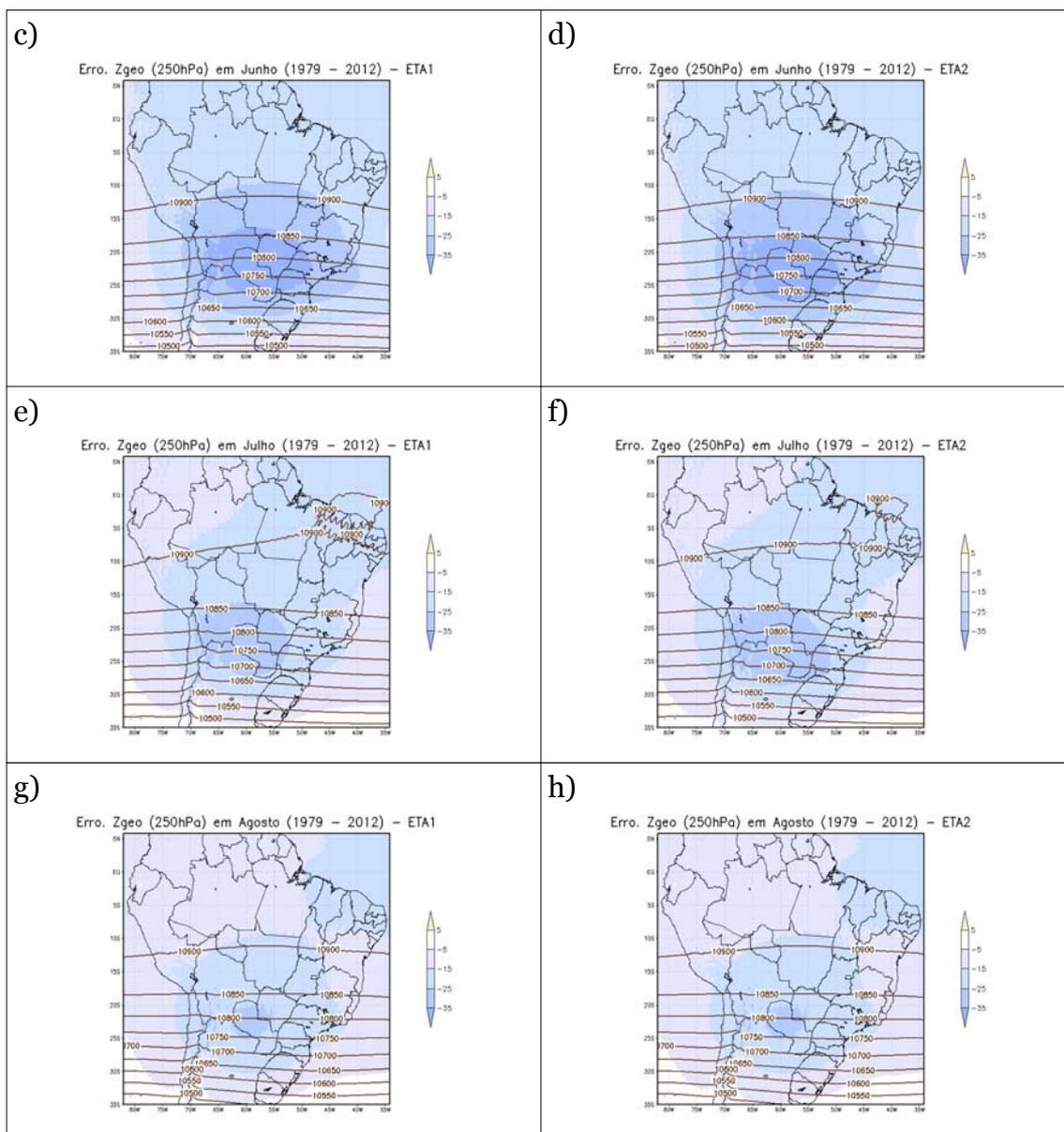
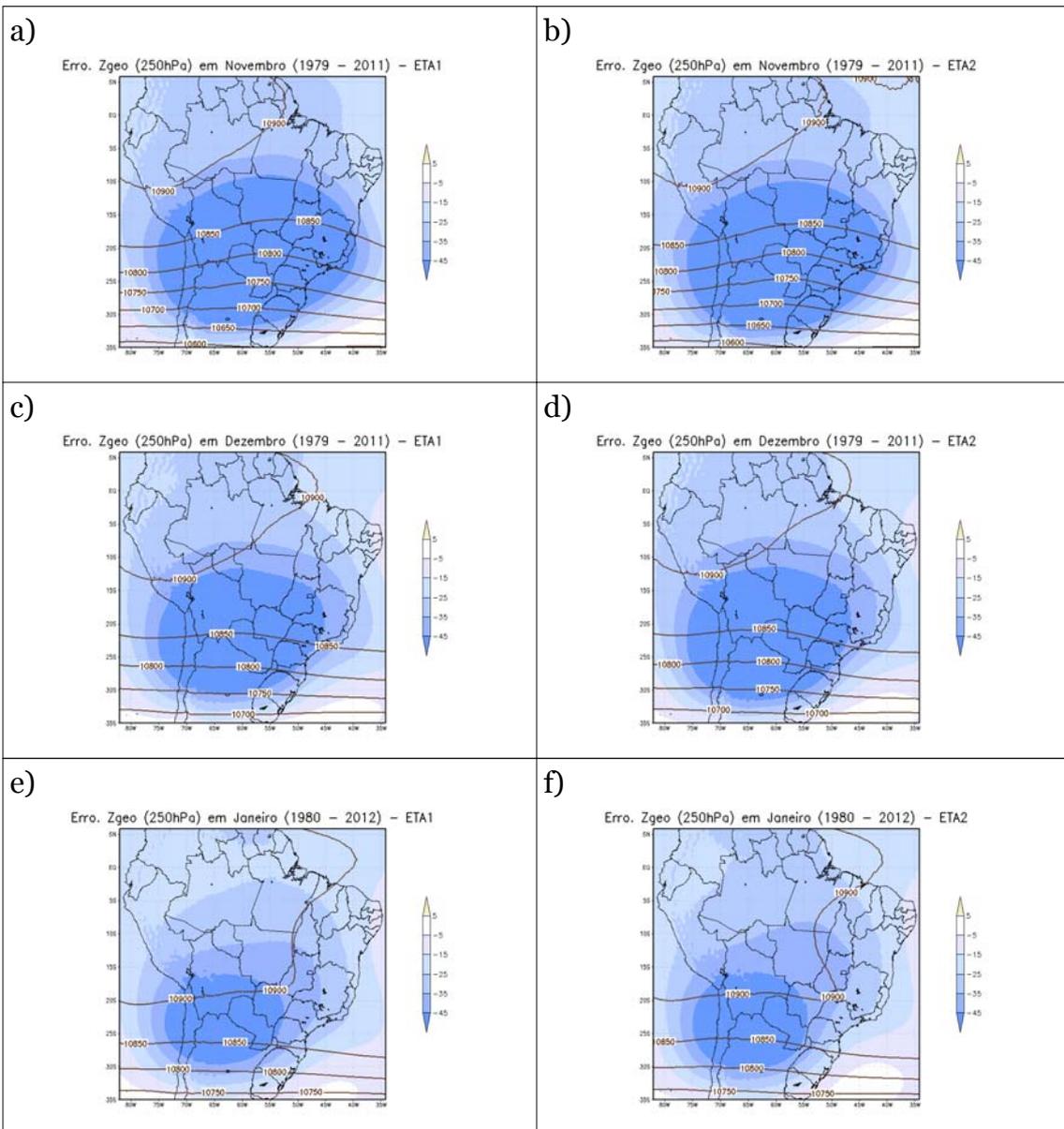


Figura A.11 – Diferença entre a climatologia da altura geopotencial (Zgeo) em 250 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

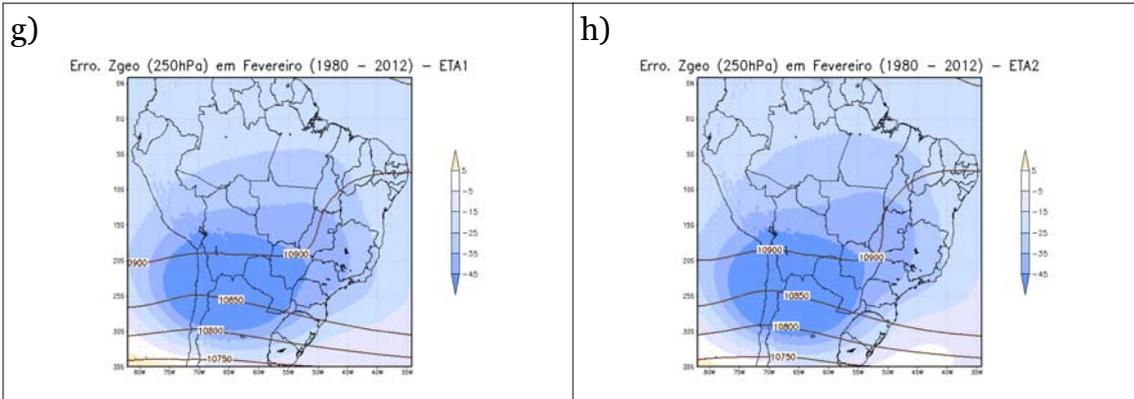
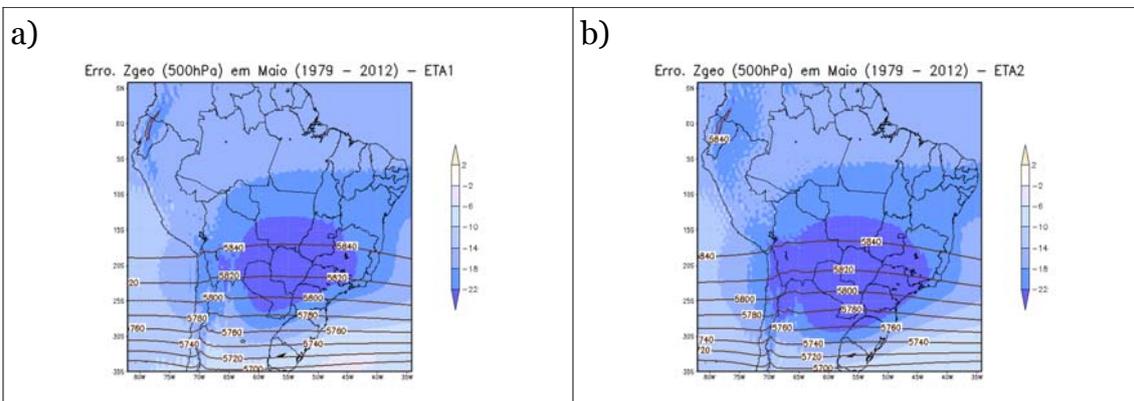


Figura A.12 – Diferença entre a climatologia da altura geopotencial (Zgeo) em 250 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

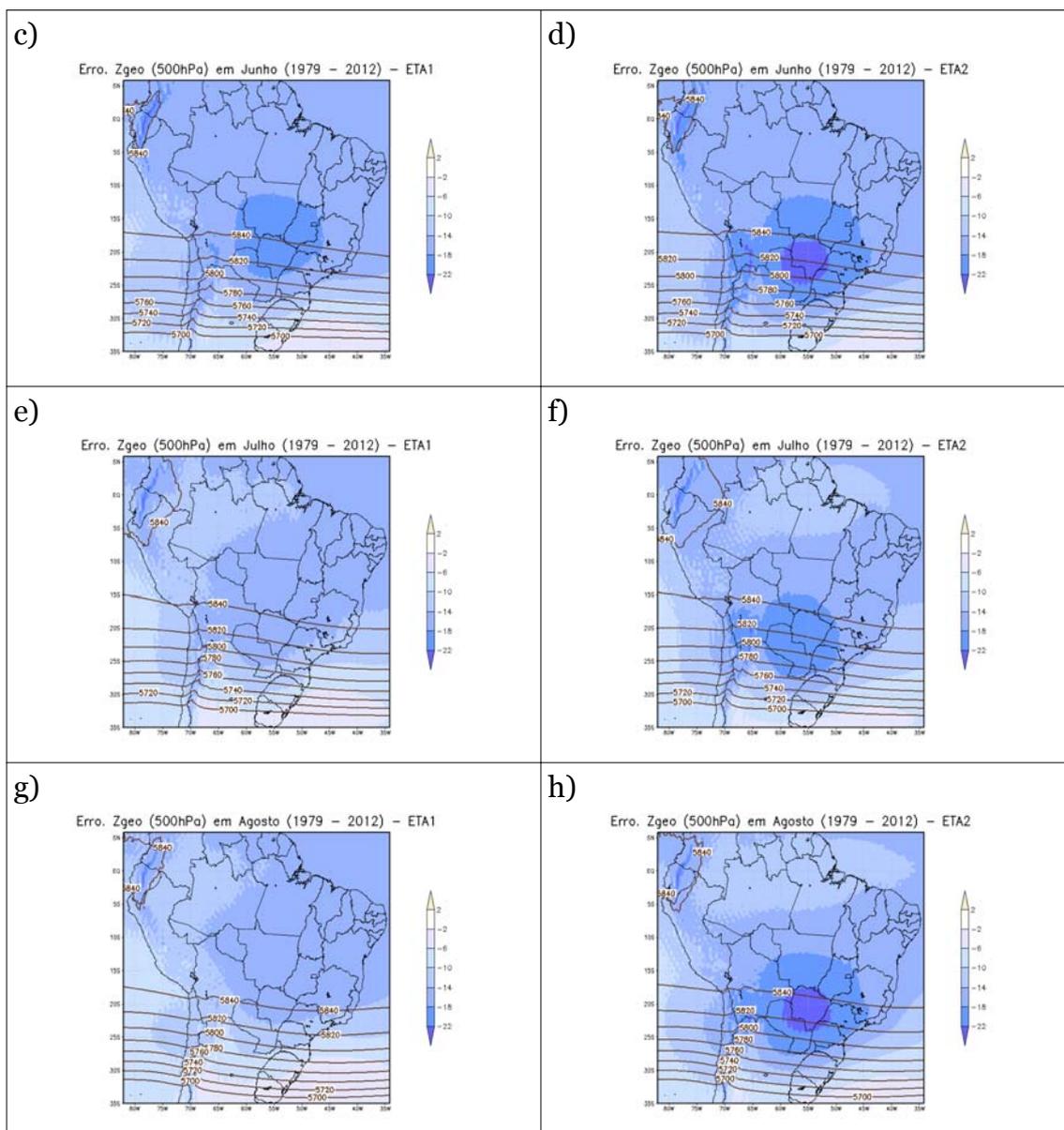
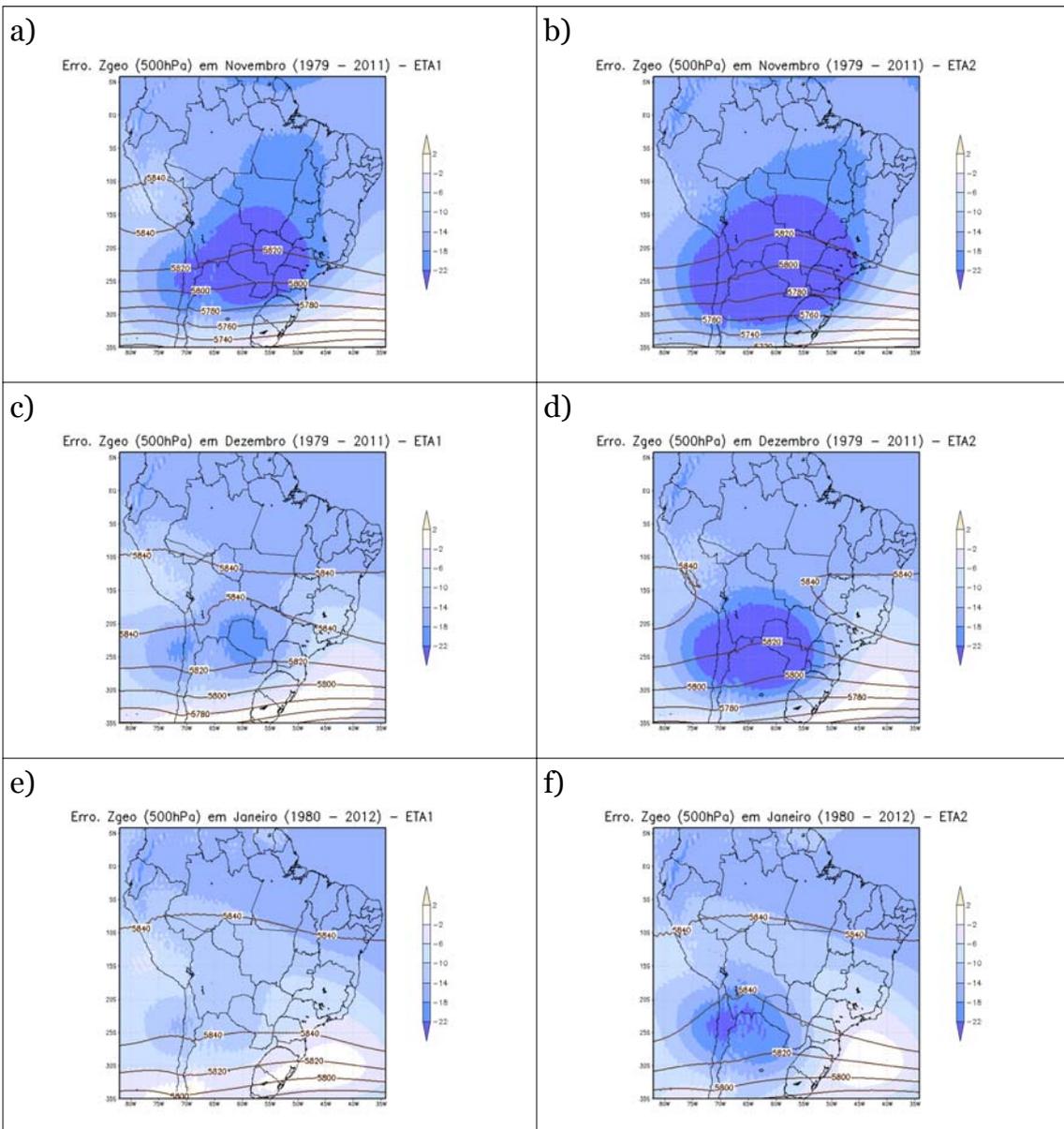


Figura A.13 – Diferença entre a climatologia da altura geopotencial (Zgeo) em 500 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

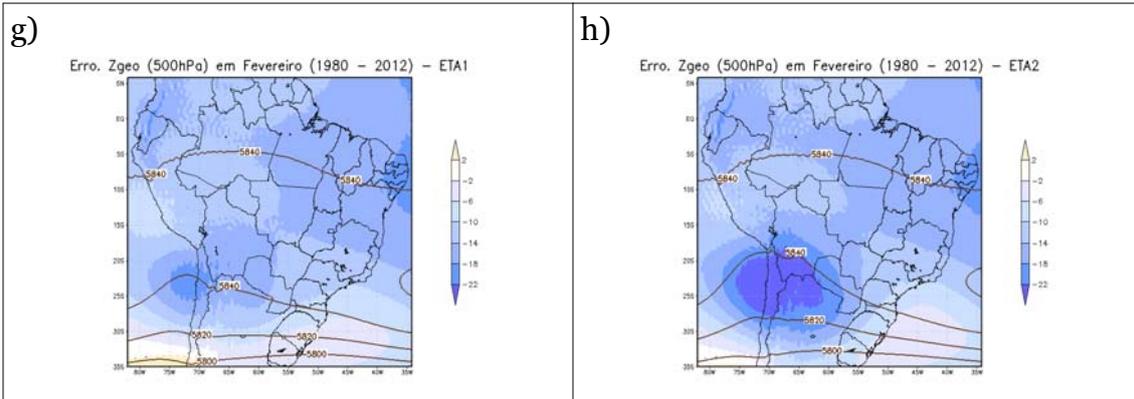
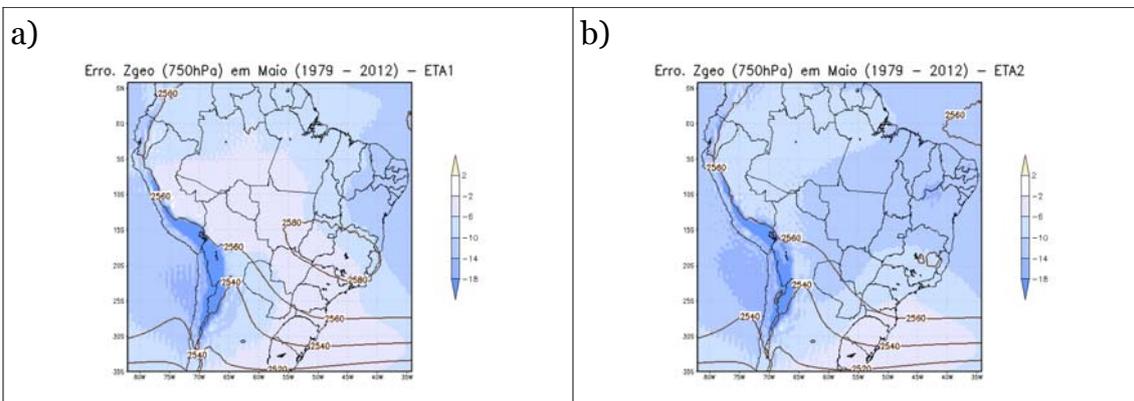


Figura A.14 – Diferença entre a climatologia da altura geopotencial (Zgeo) em 500 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

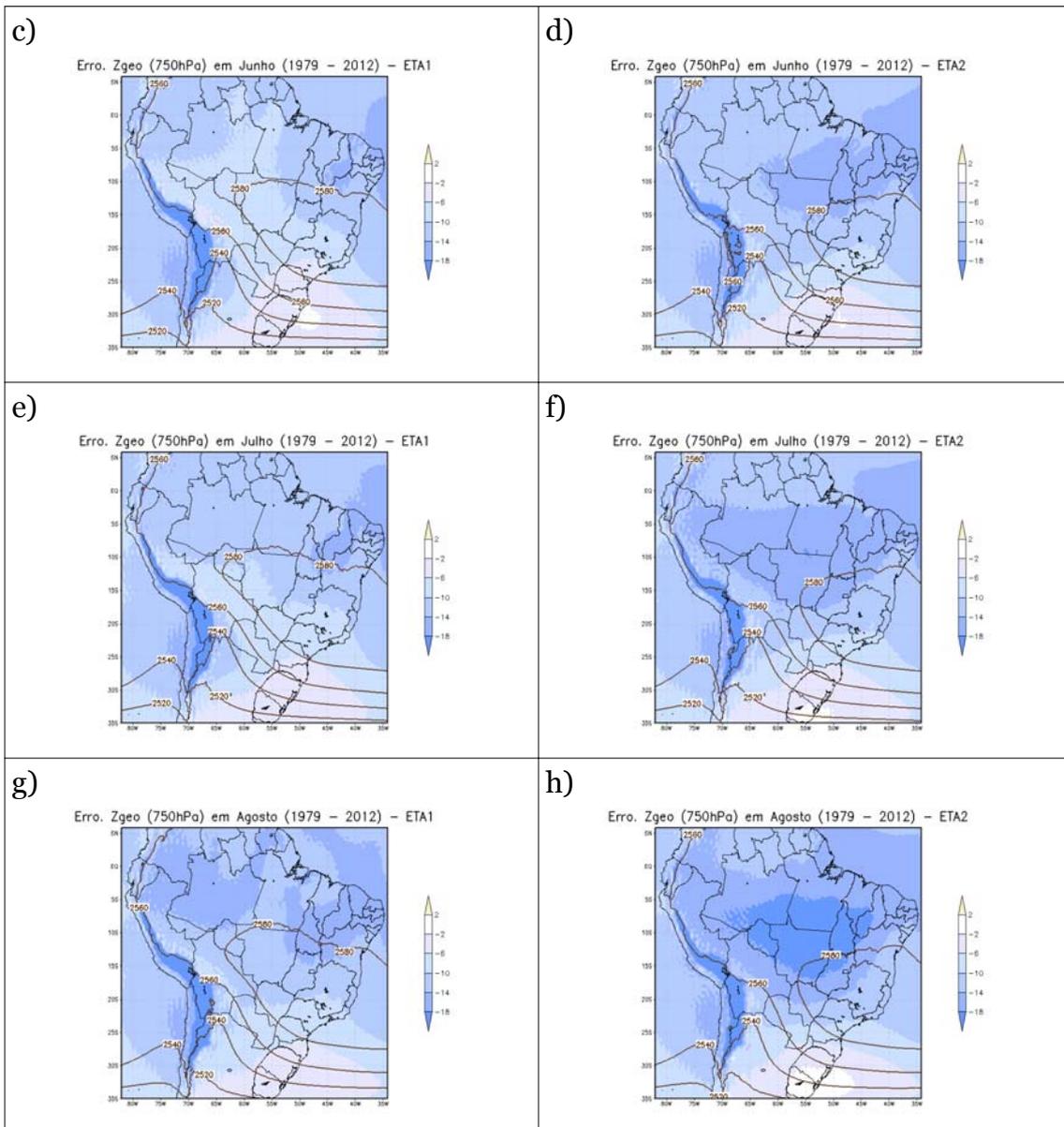
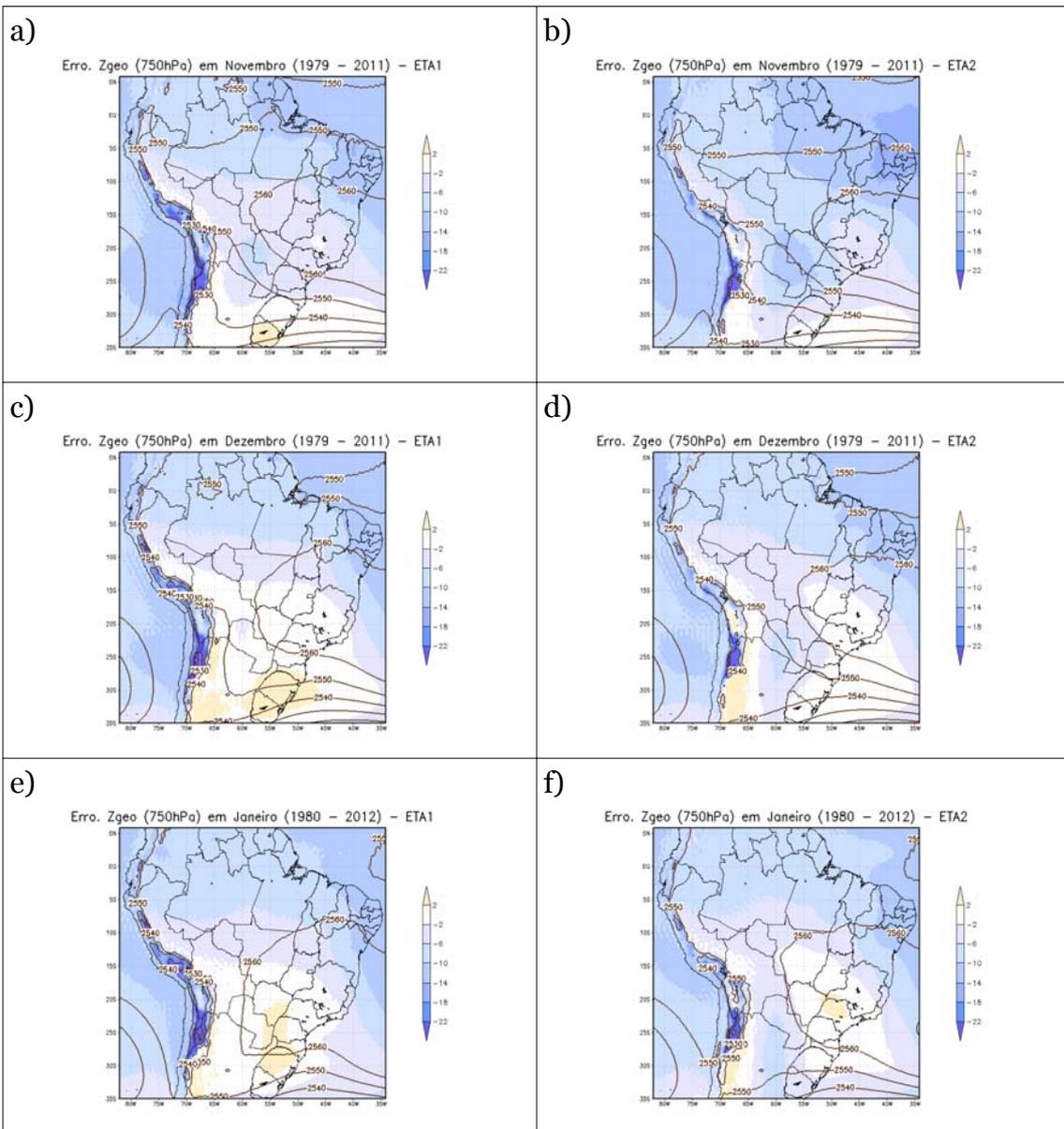


Figura A.15 – Diferença entre a climatologia da altura geopotencial (Zgeo) em 750 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

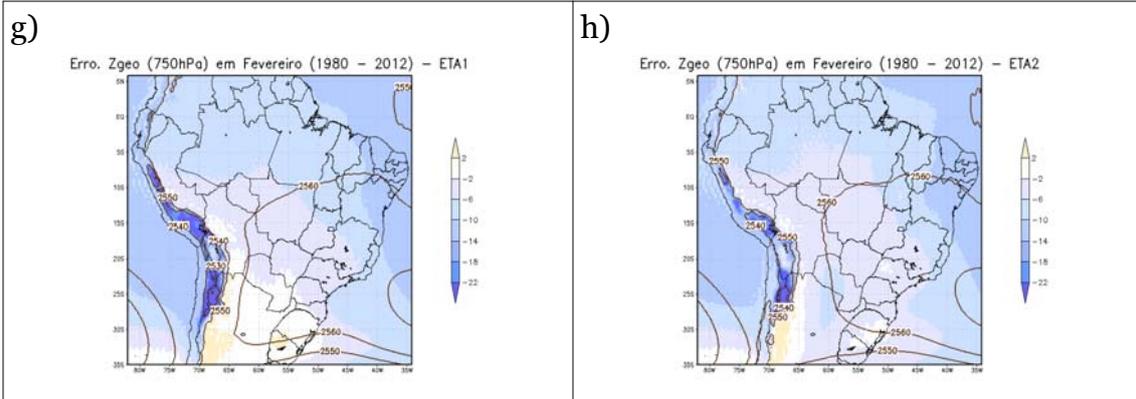
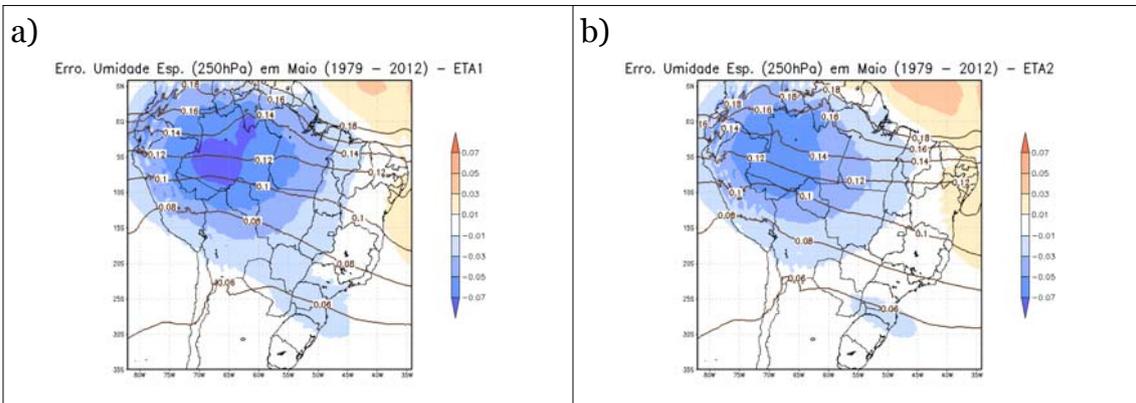


Figura A.16 – Diferença entre a climatologia da altura geopotencial (Zgeo) em 750 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

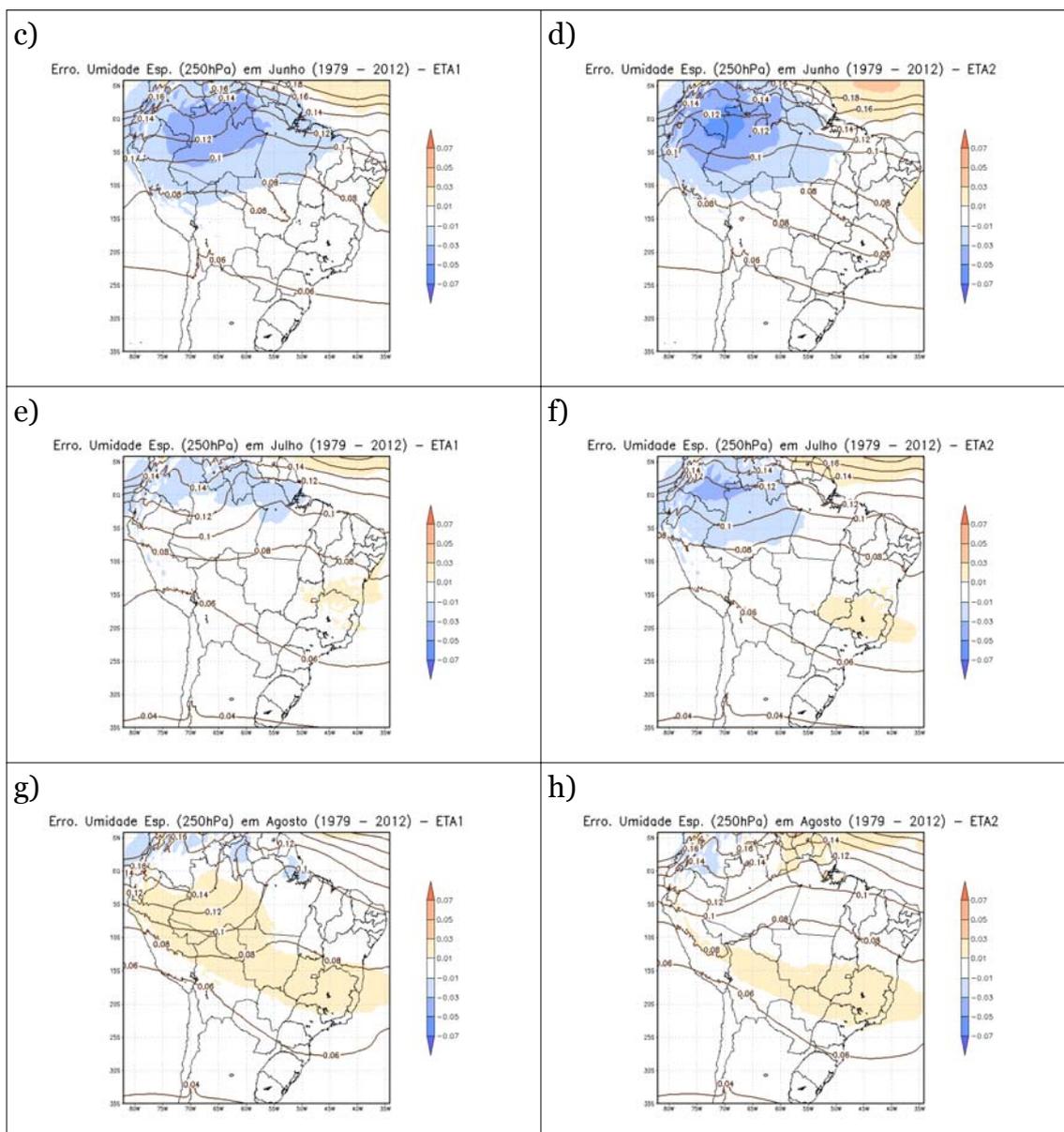
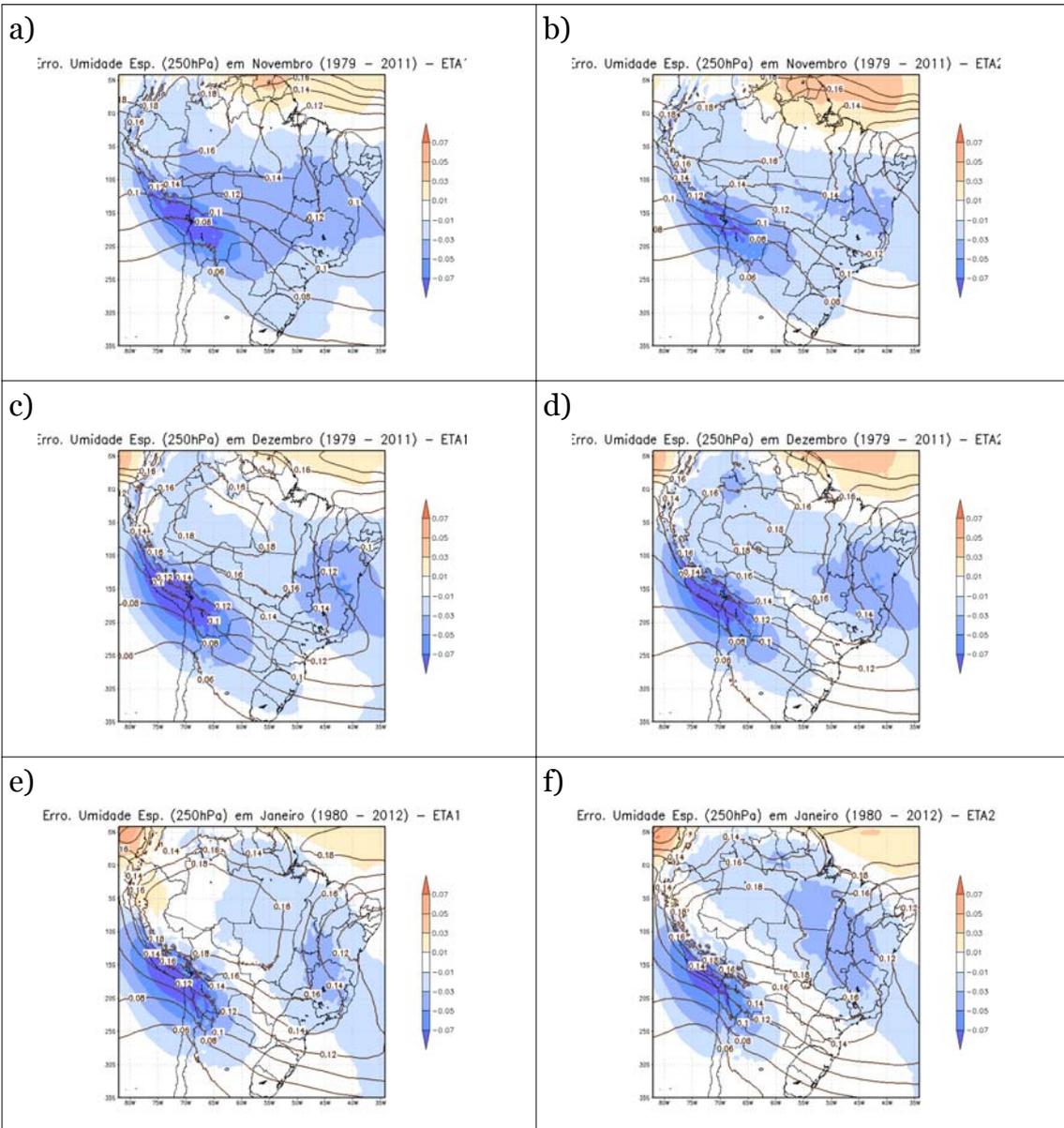


Figura A.17 – Diferença entre a climatologia da umidade específica (kg/kg) em 250 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

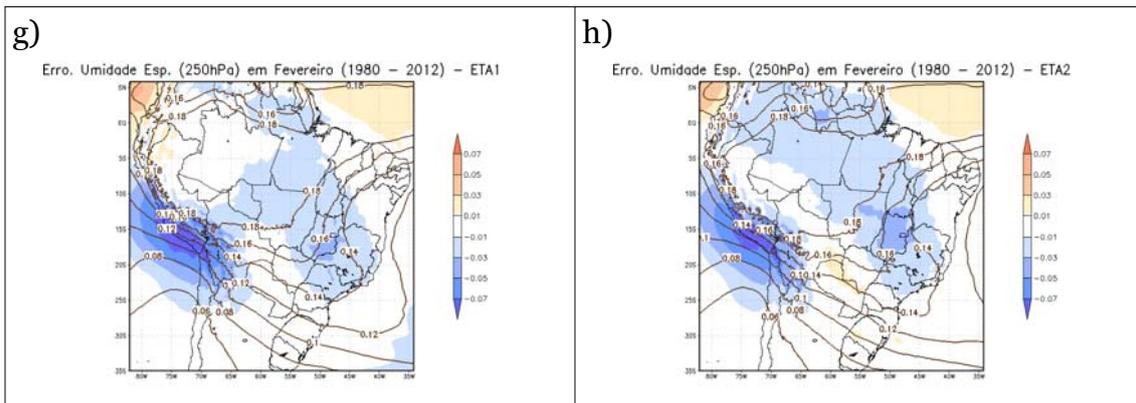
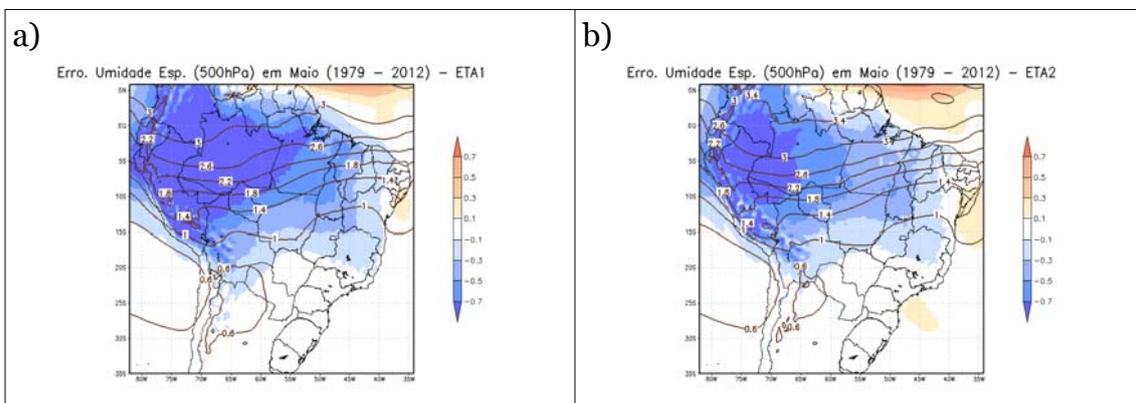


Figura A.18 – Diferença entre a climatologia da umidade específica (kg/kg) em 250 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

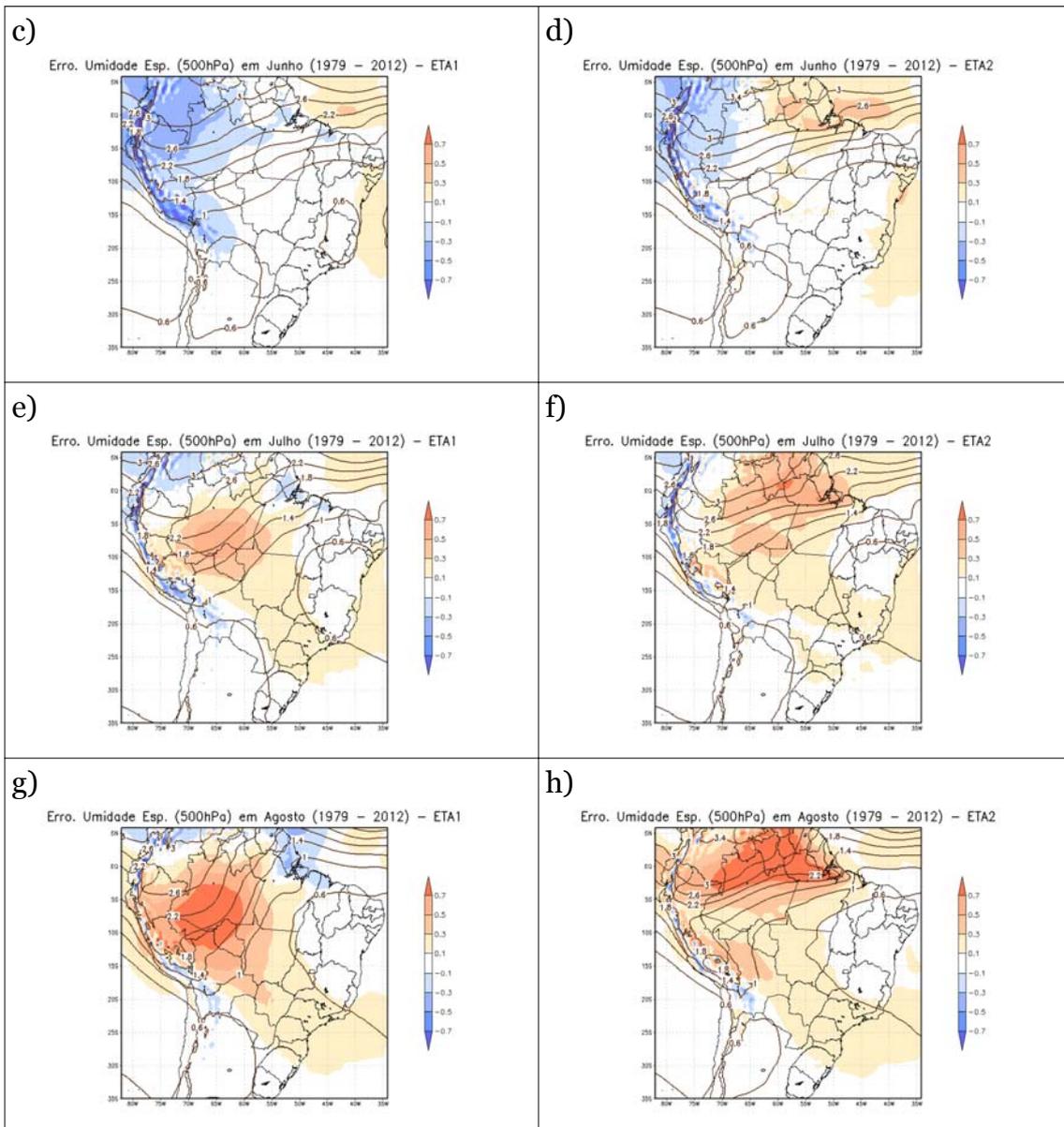
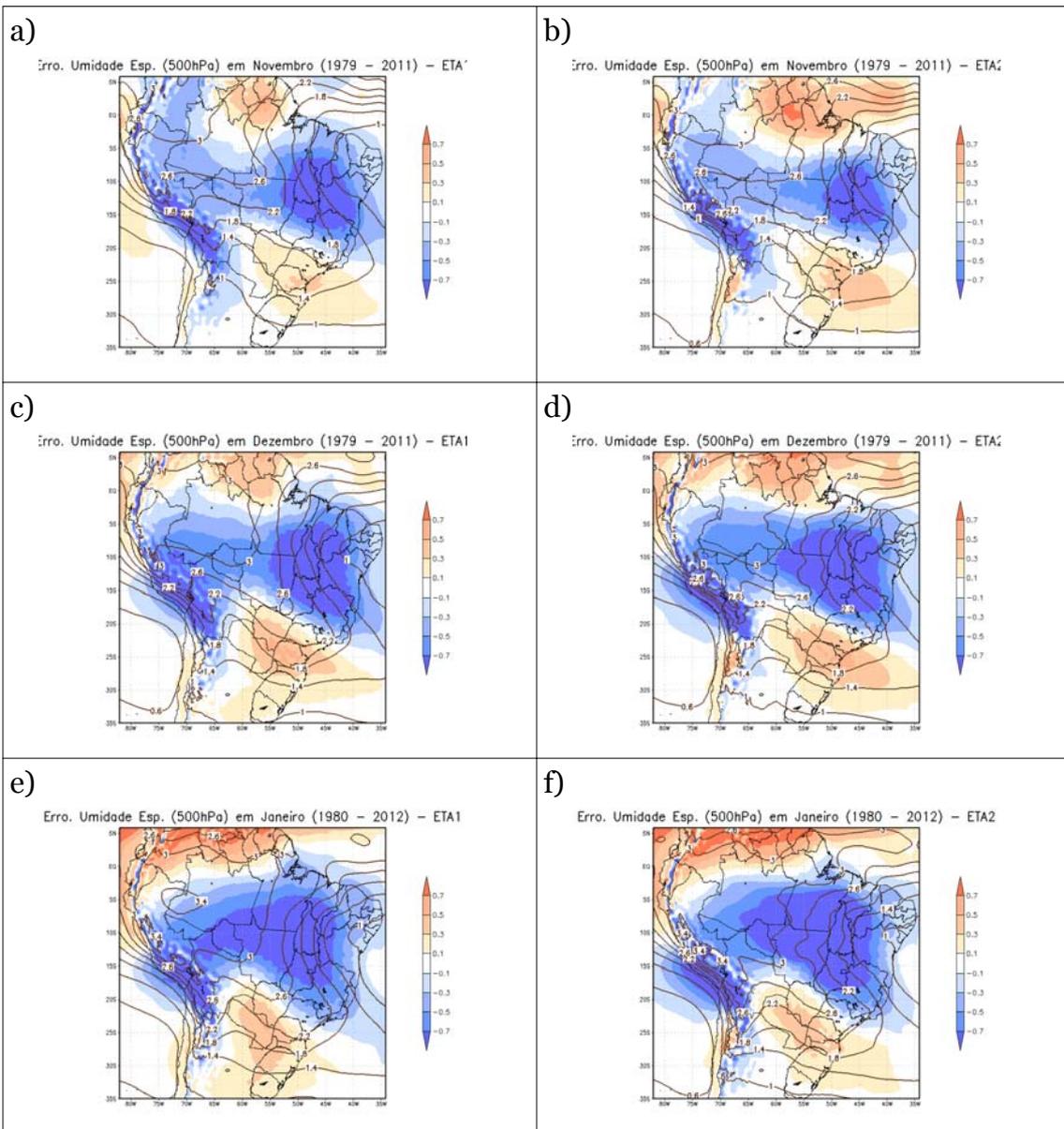


Figura A.19 – Diferença entre a climatologia da umidade específica (kg/kg) em 500 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

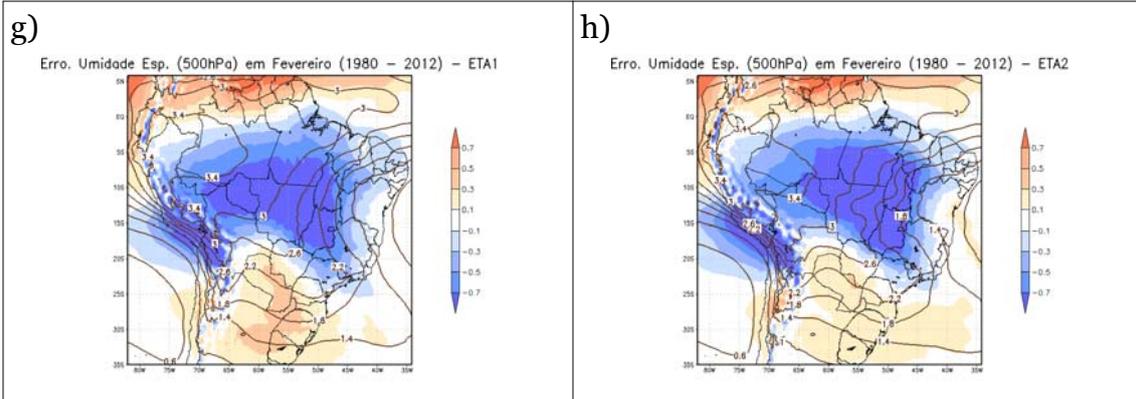
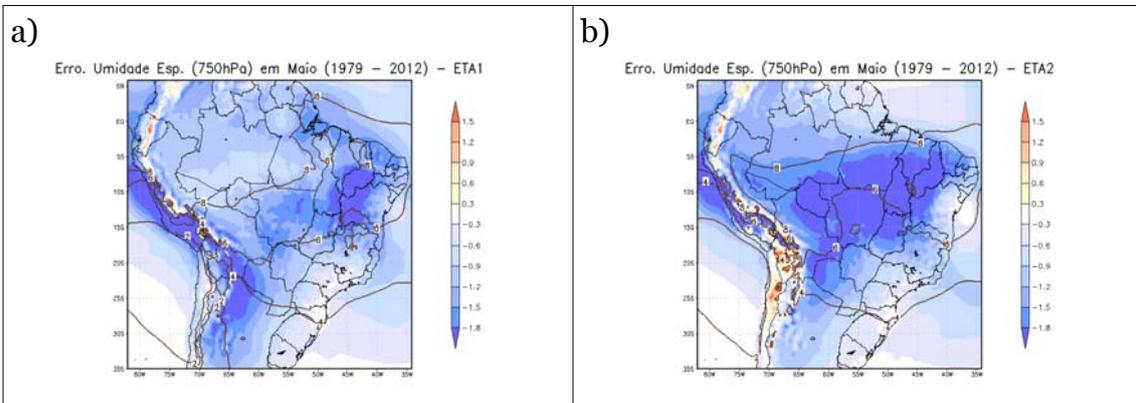


Figura A.20 – Diferença entre a climatologia da umidade específica (kg/kg) em 500 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

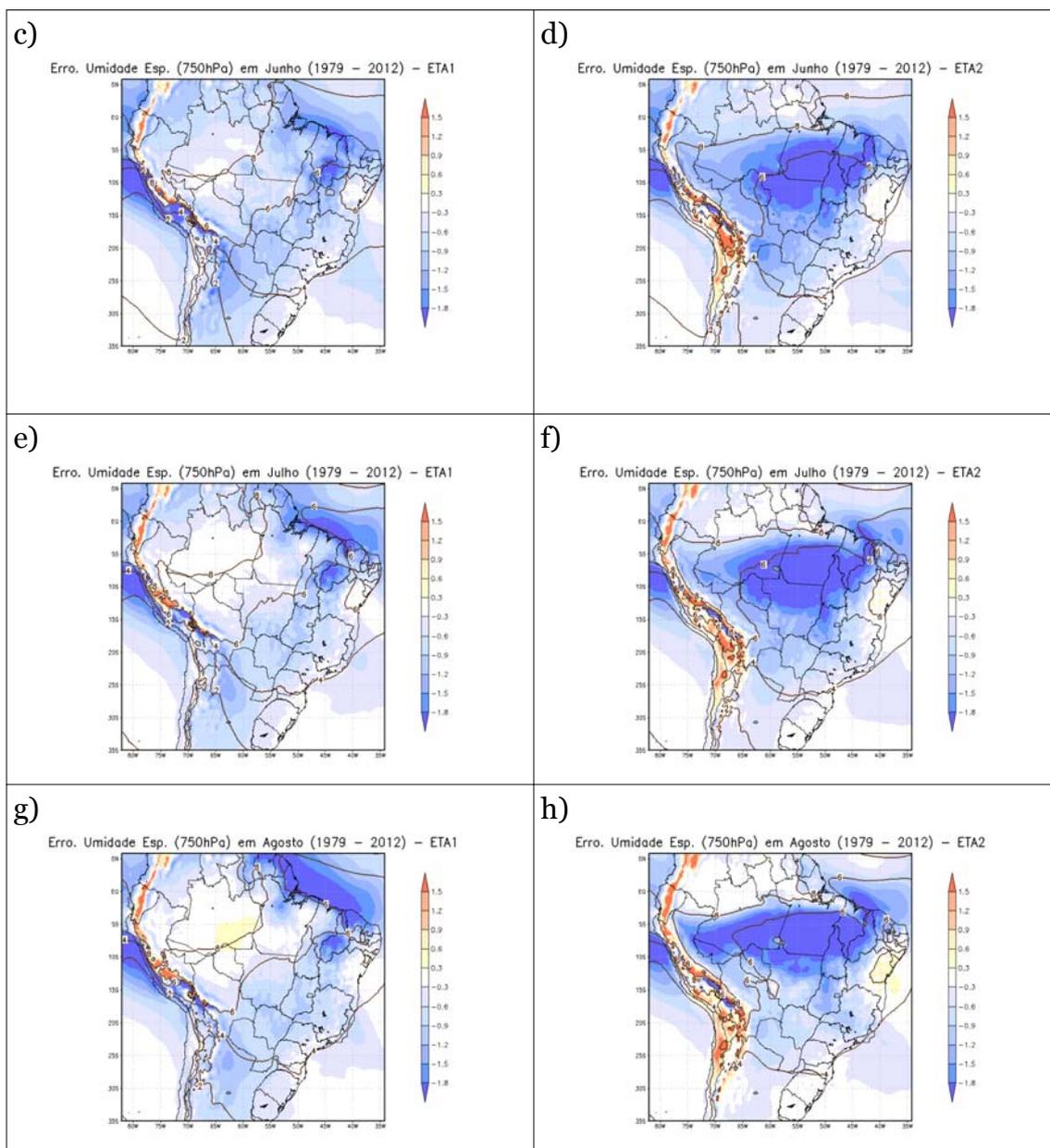
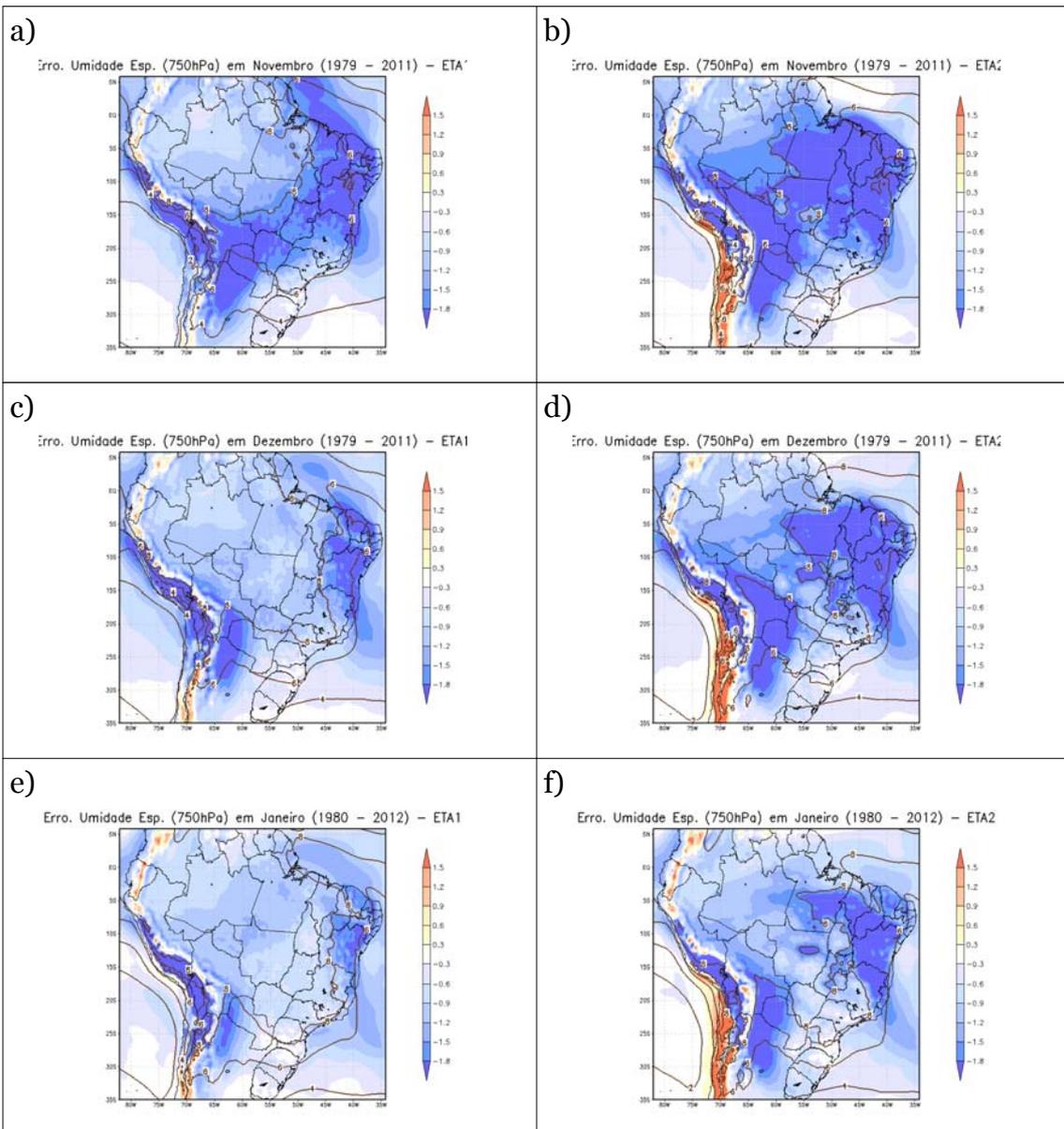


Figura A.21 – Diferença entre a climatologia da umidade específica (kg/kg) em 750 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação seca (MJJA). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

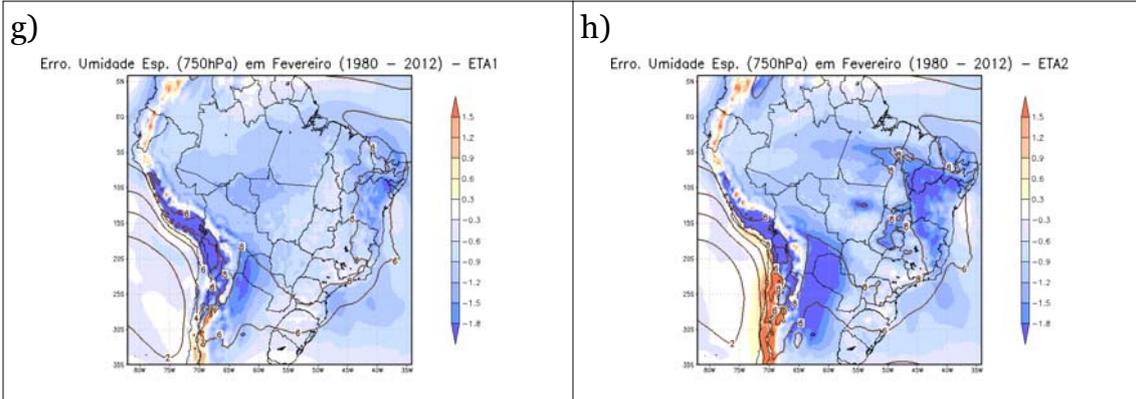
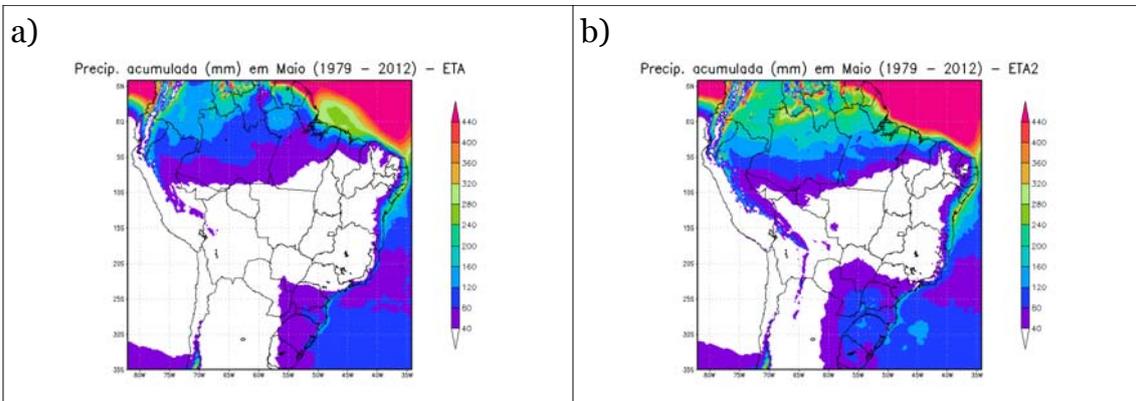


Figura A.22 – Diferença entre a climatologia da umidade específica (kg/kg) em 750 hPa (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados de reanálises do CFSR, para a estação chuvosa (NDJF). As diferenças entre as simulações e a reanálise são indicadas pela barra de cores, e as simulações do modelo são indicadas nas linhas de corrente. ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

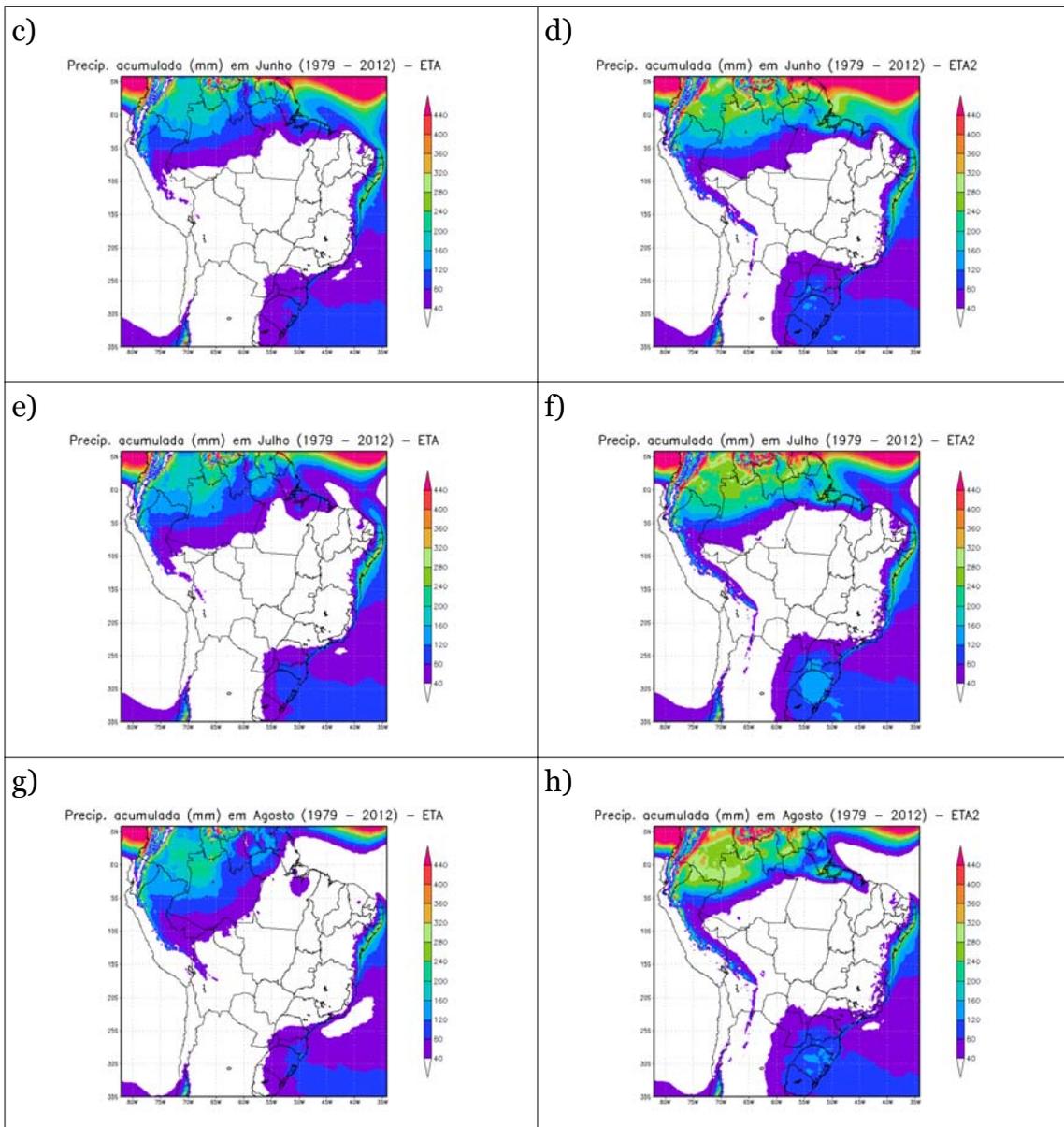
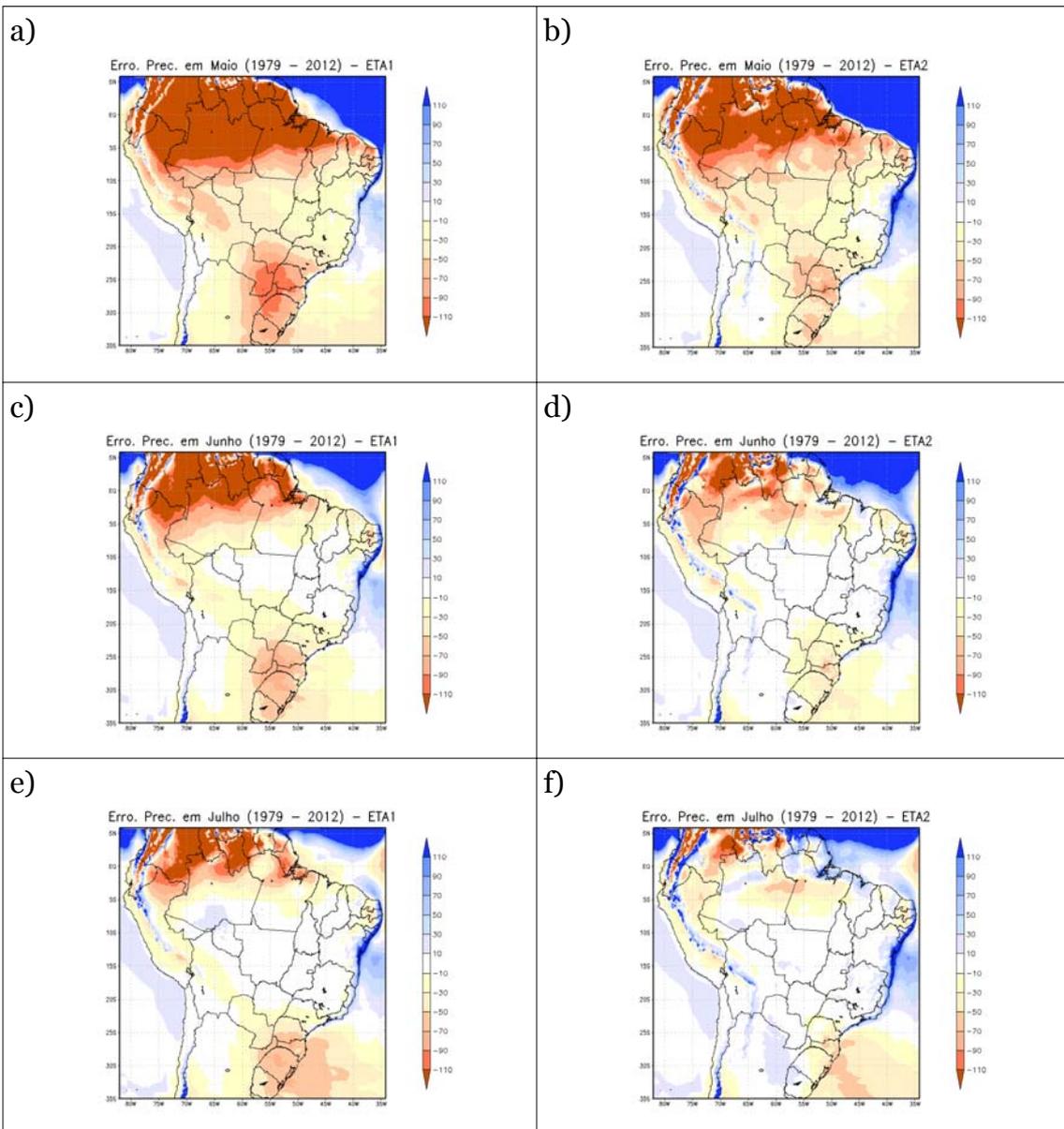


Figura A.23 – Climatologia da precipitação (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2), para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os o acumulado de precipitação nos meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

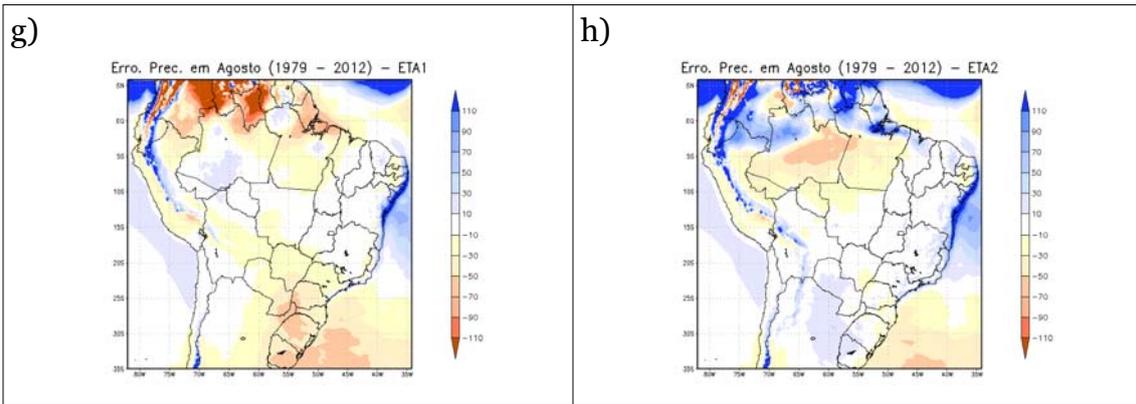
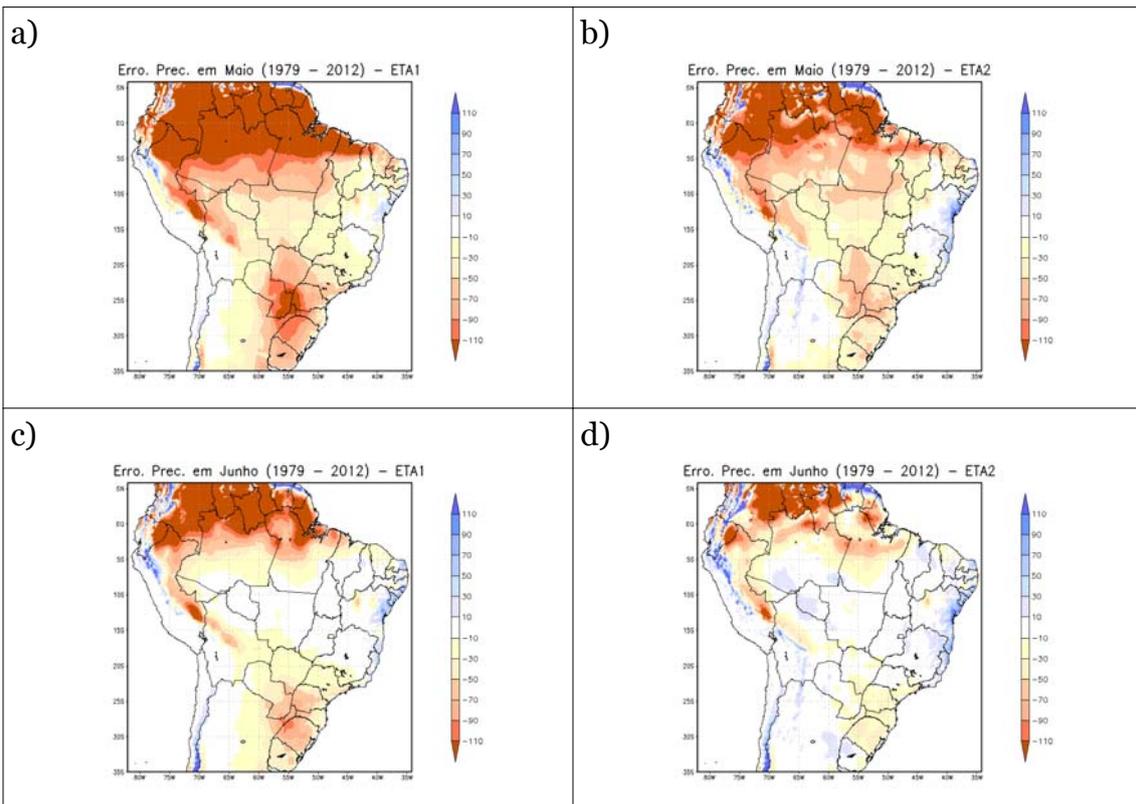


Figura A.24 – Diferença entre a climatologia da precipitação acumulada (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do GPCP, para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

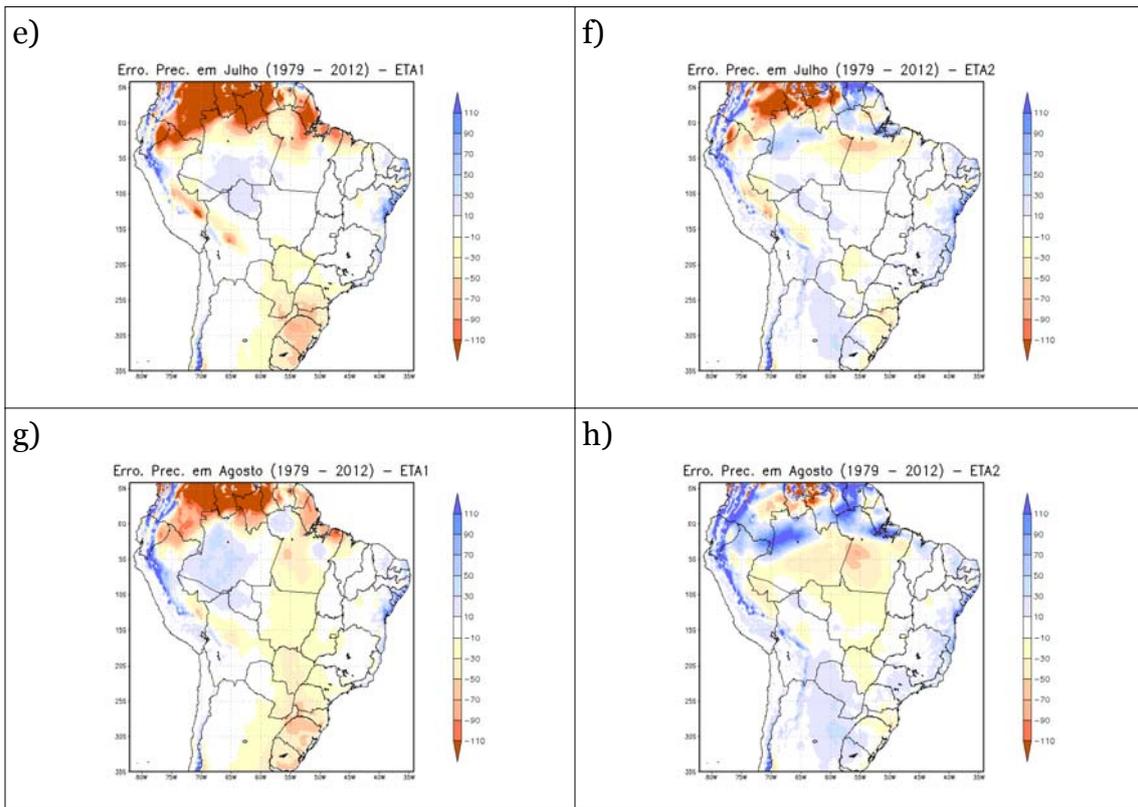
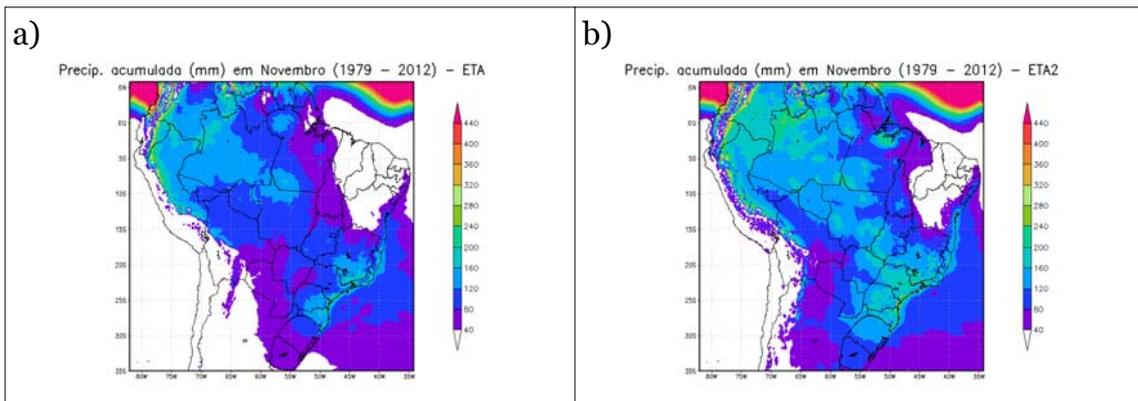


Figura A.25 – Diferença entre a climatologia da precipitação acumulada (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do CRU, para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

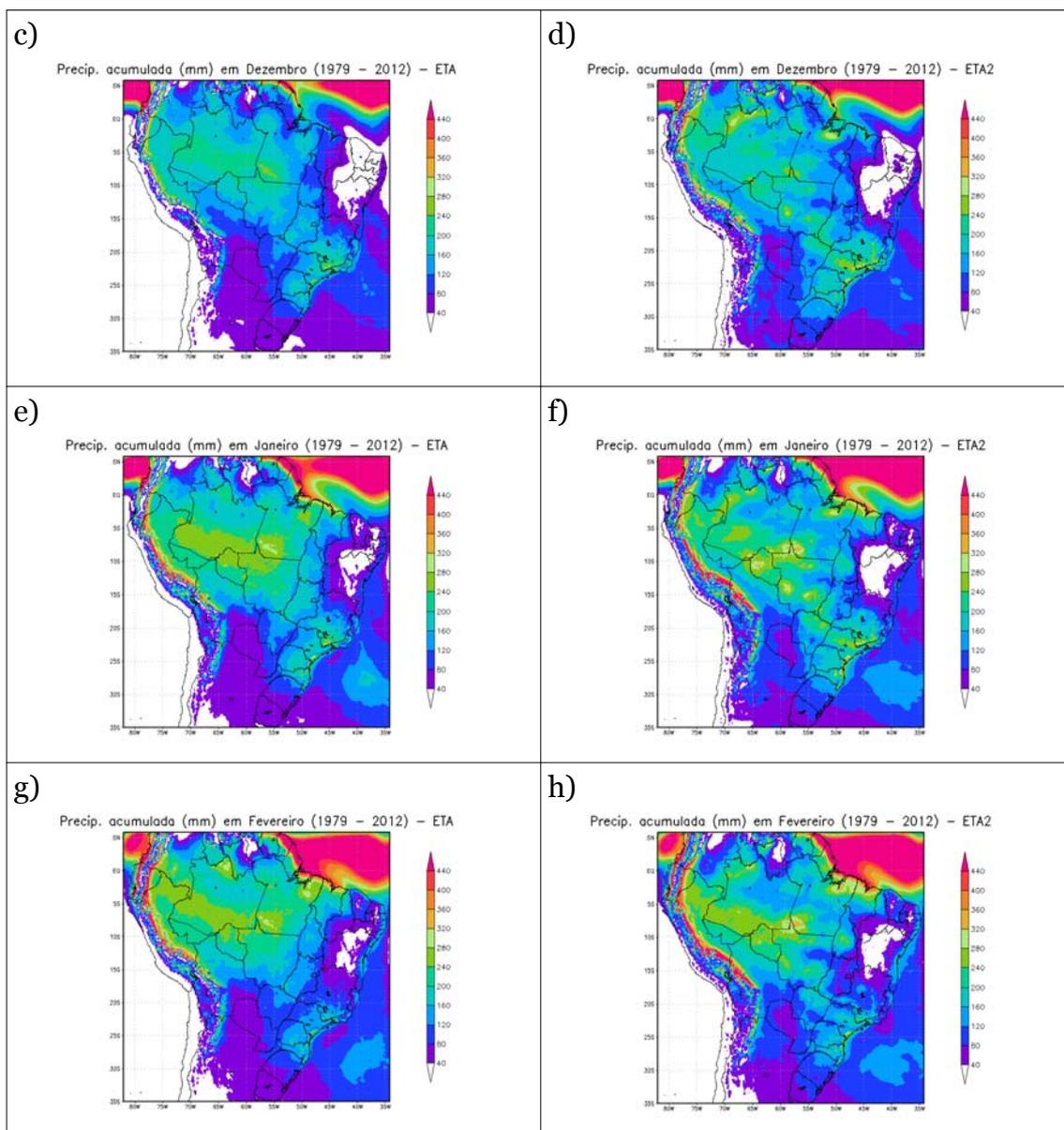
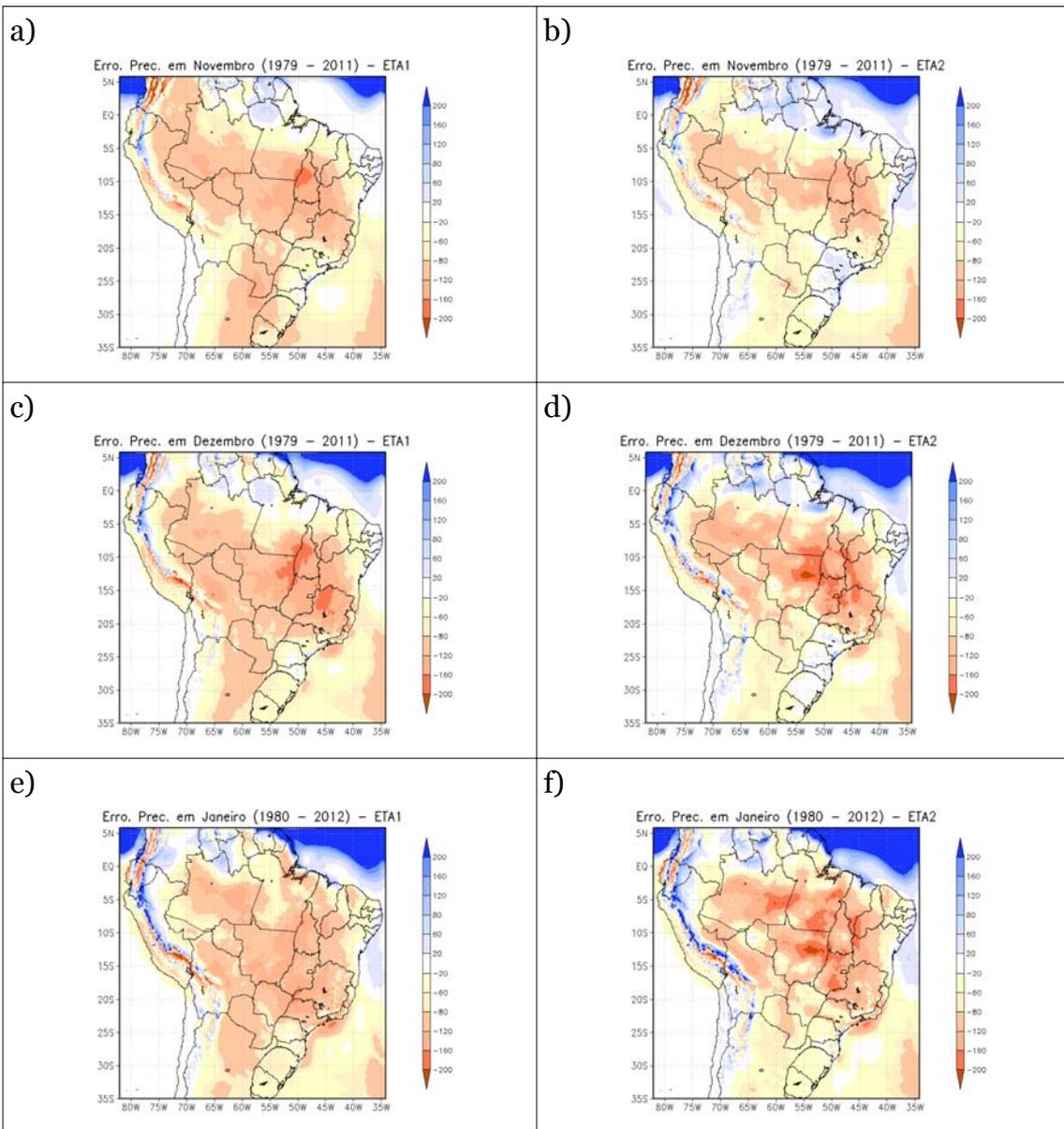


Figura A.26 – Diferença entre a climatologia da precipitação acumulada (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do GPCP, para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

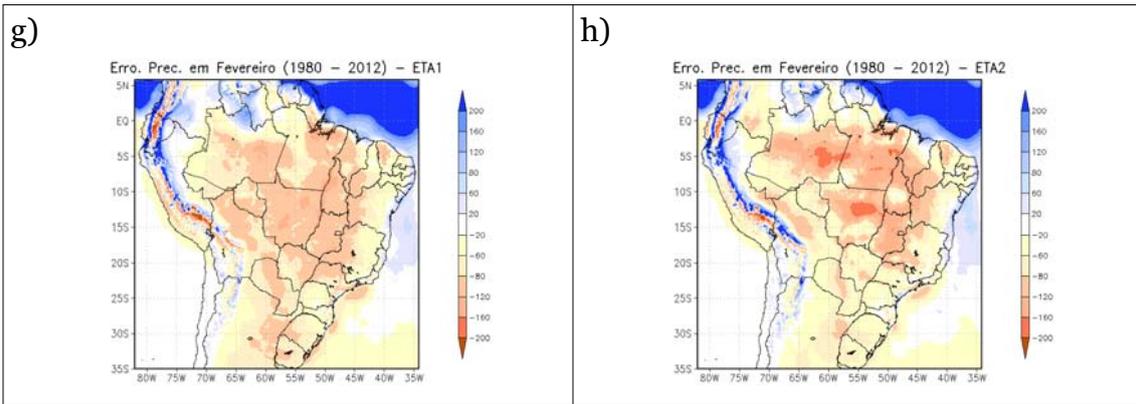
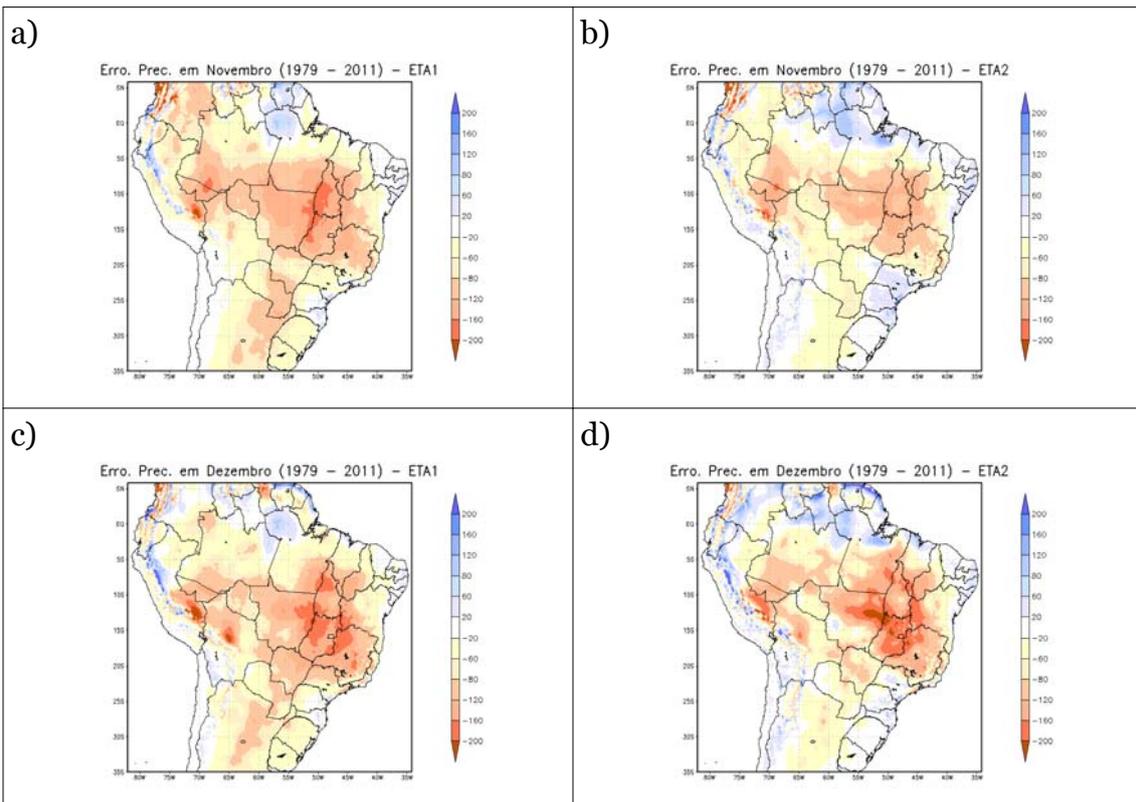


Figura A.27 – Diferença entre a climatologia da precipitação acumulada (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do GPCP, para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

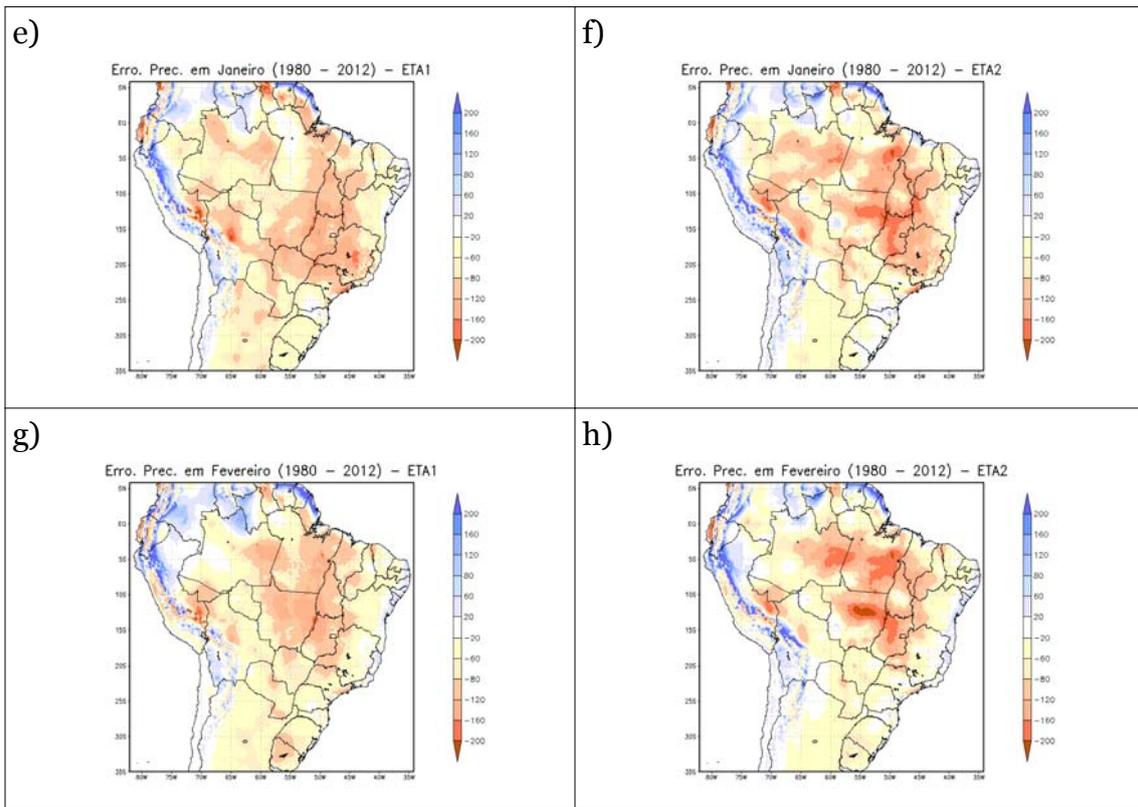
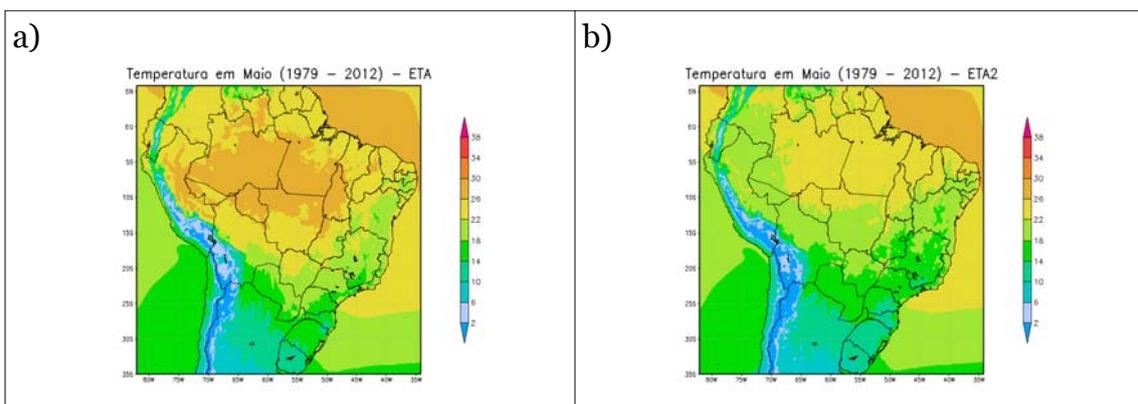


Figura A.28 – Diferença entre a climatologia da precipitação acumulada (1979 -

2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do CRU, para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

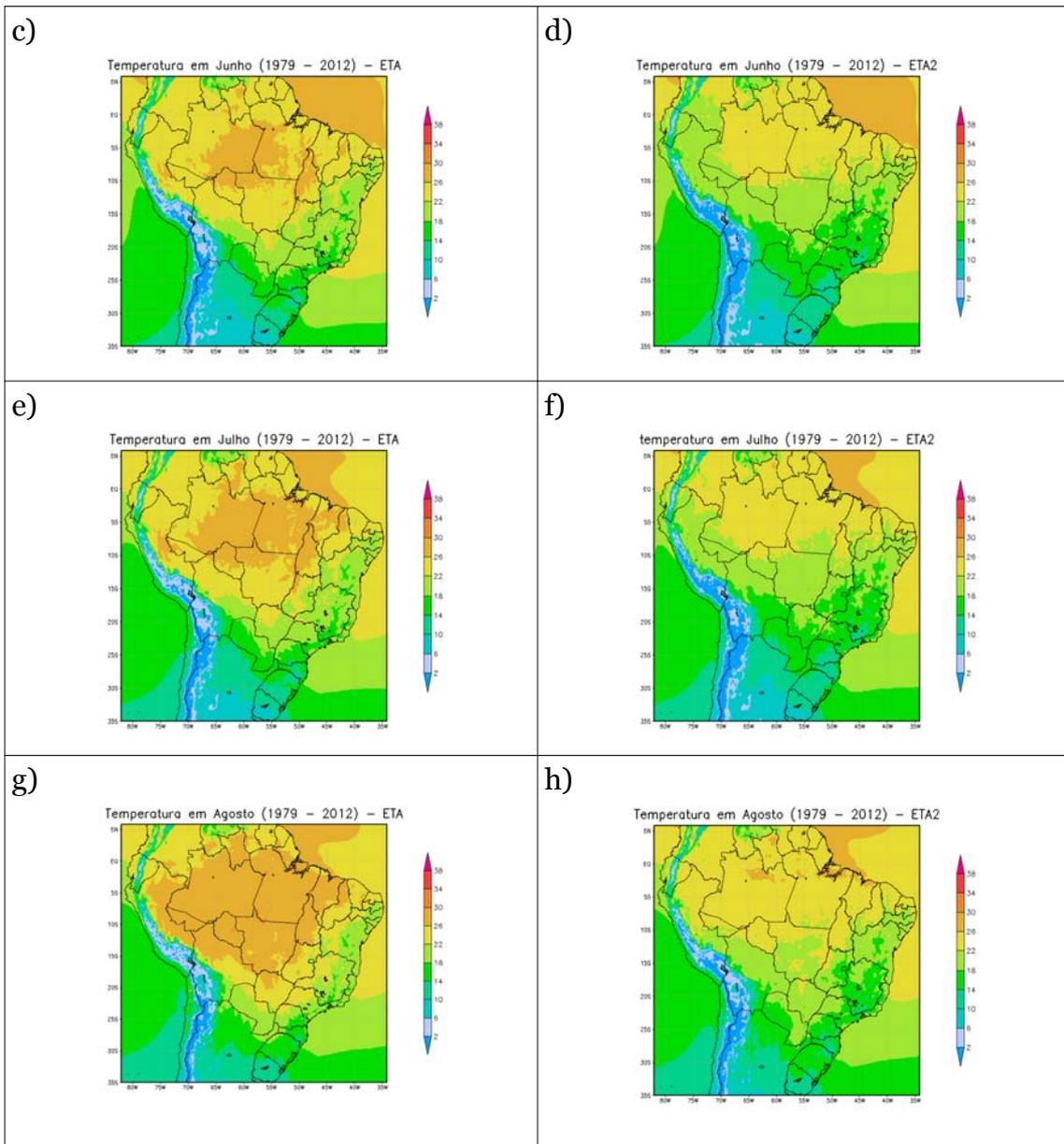
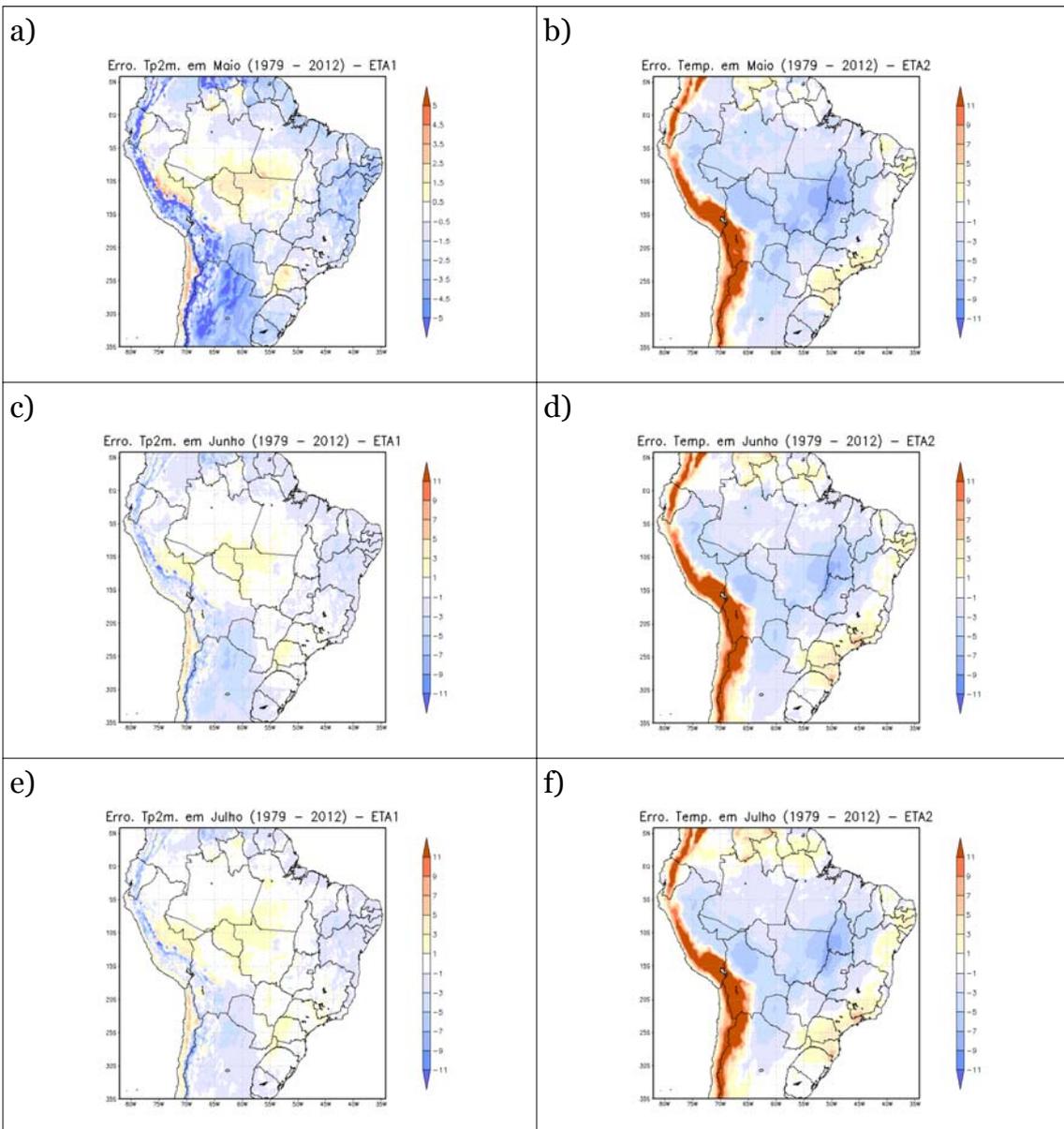


Figura A.29 – Climatologia da temperatura média (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2), para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

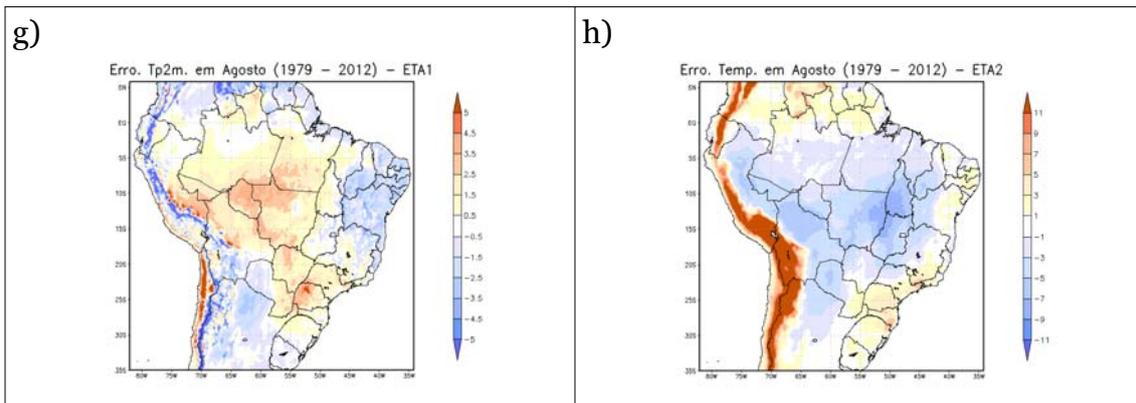
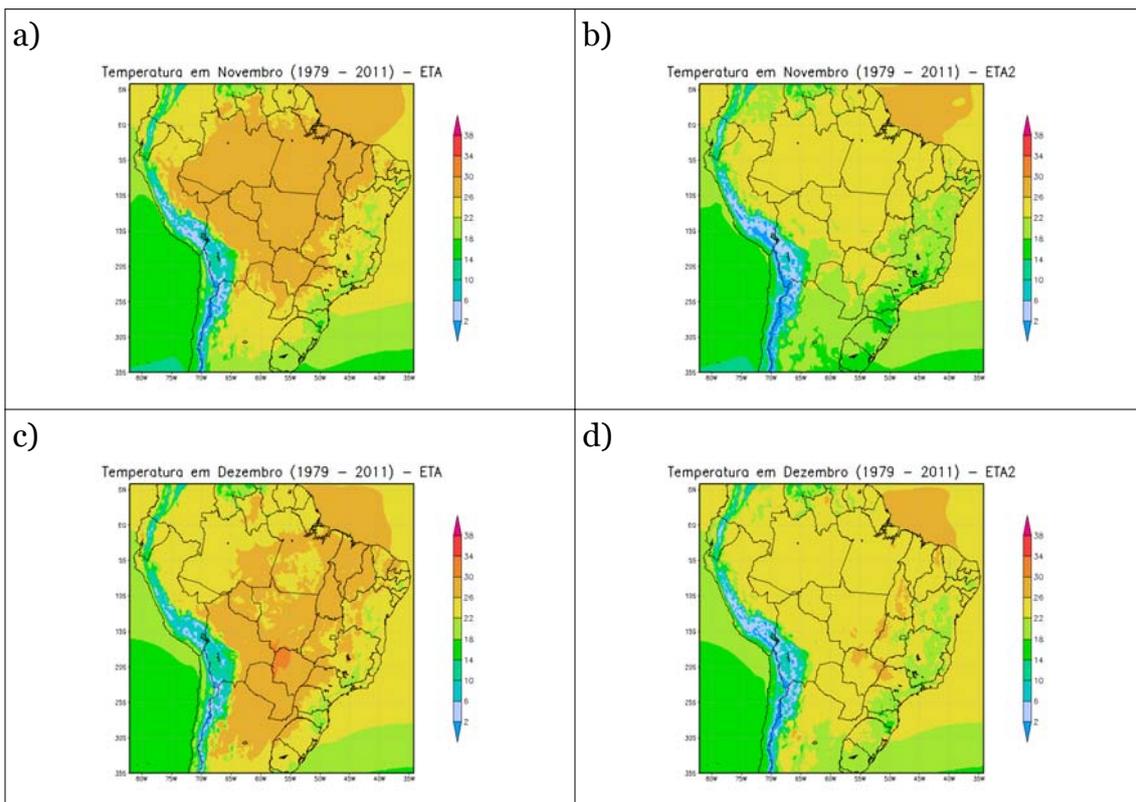


Figura A.30 – Diferença entre a climatologia da temperatura média (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do CRU, para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

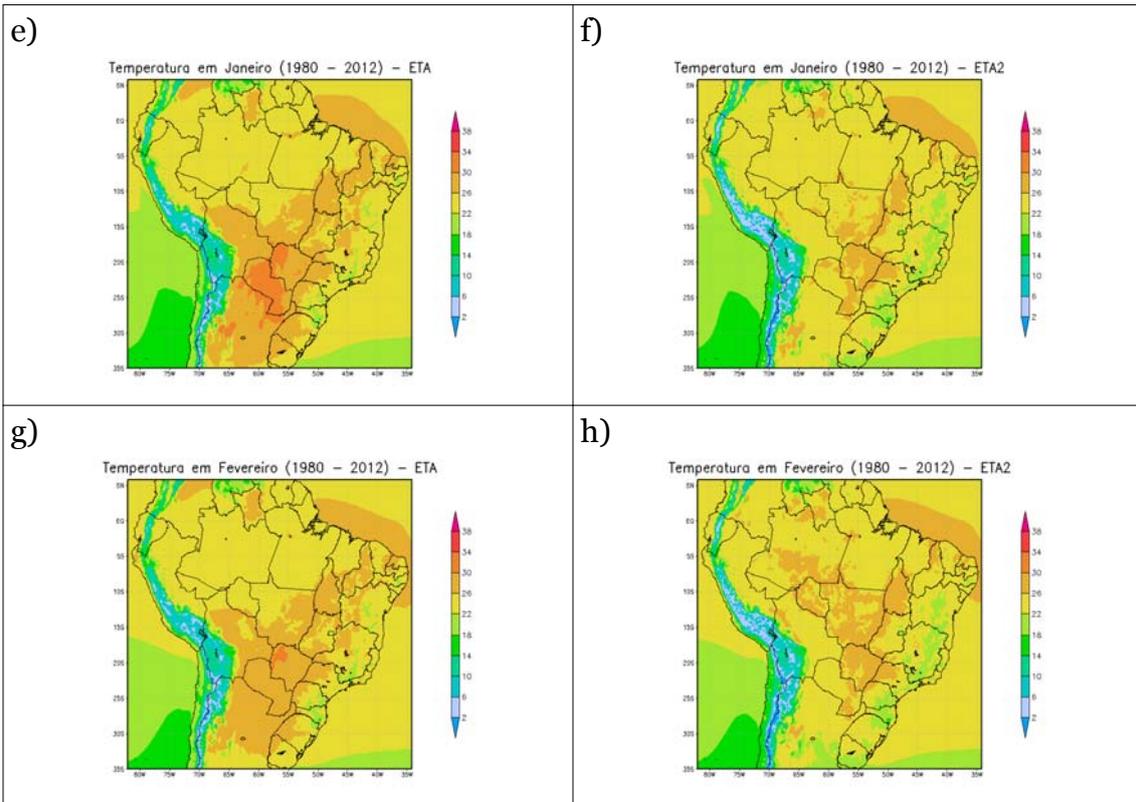
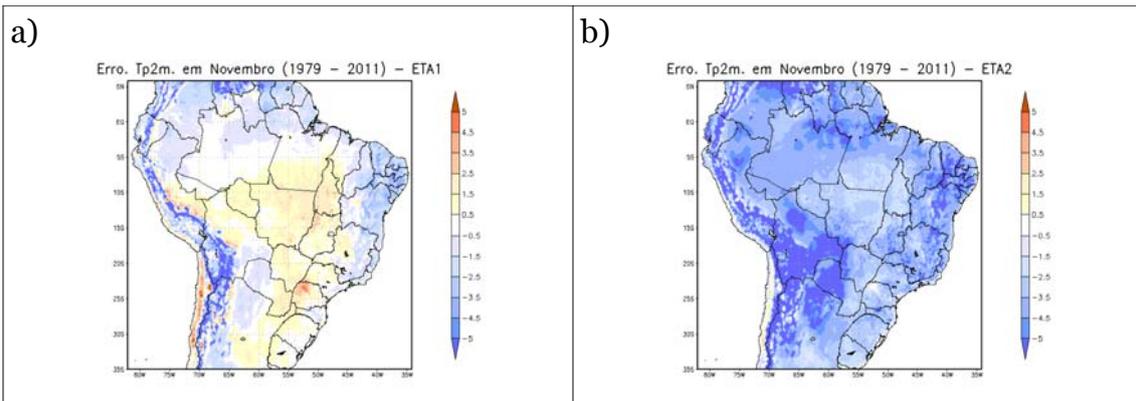


Figura A.31 – Climatologia da temperatura média (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2), para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

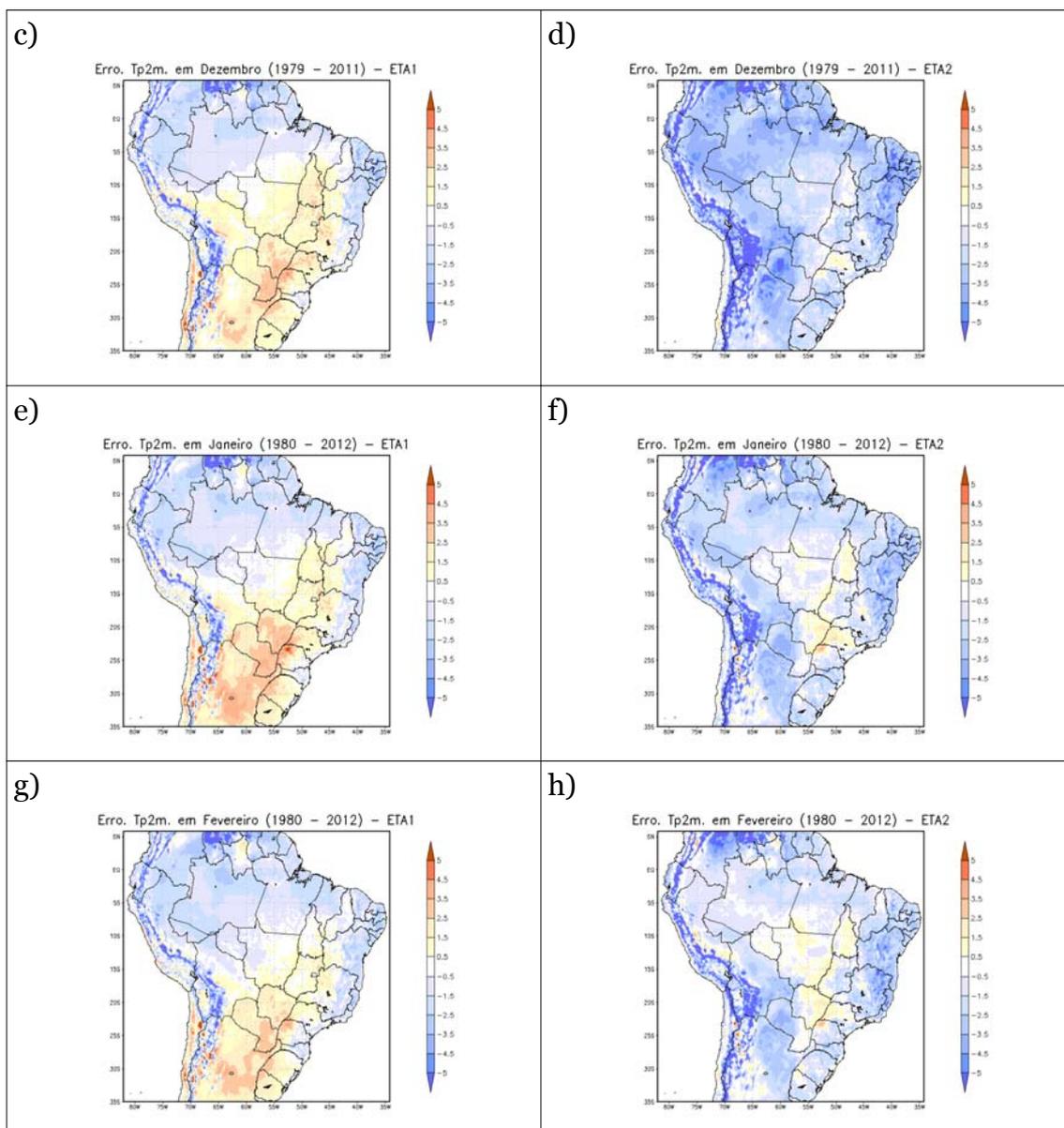
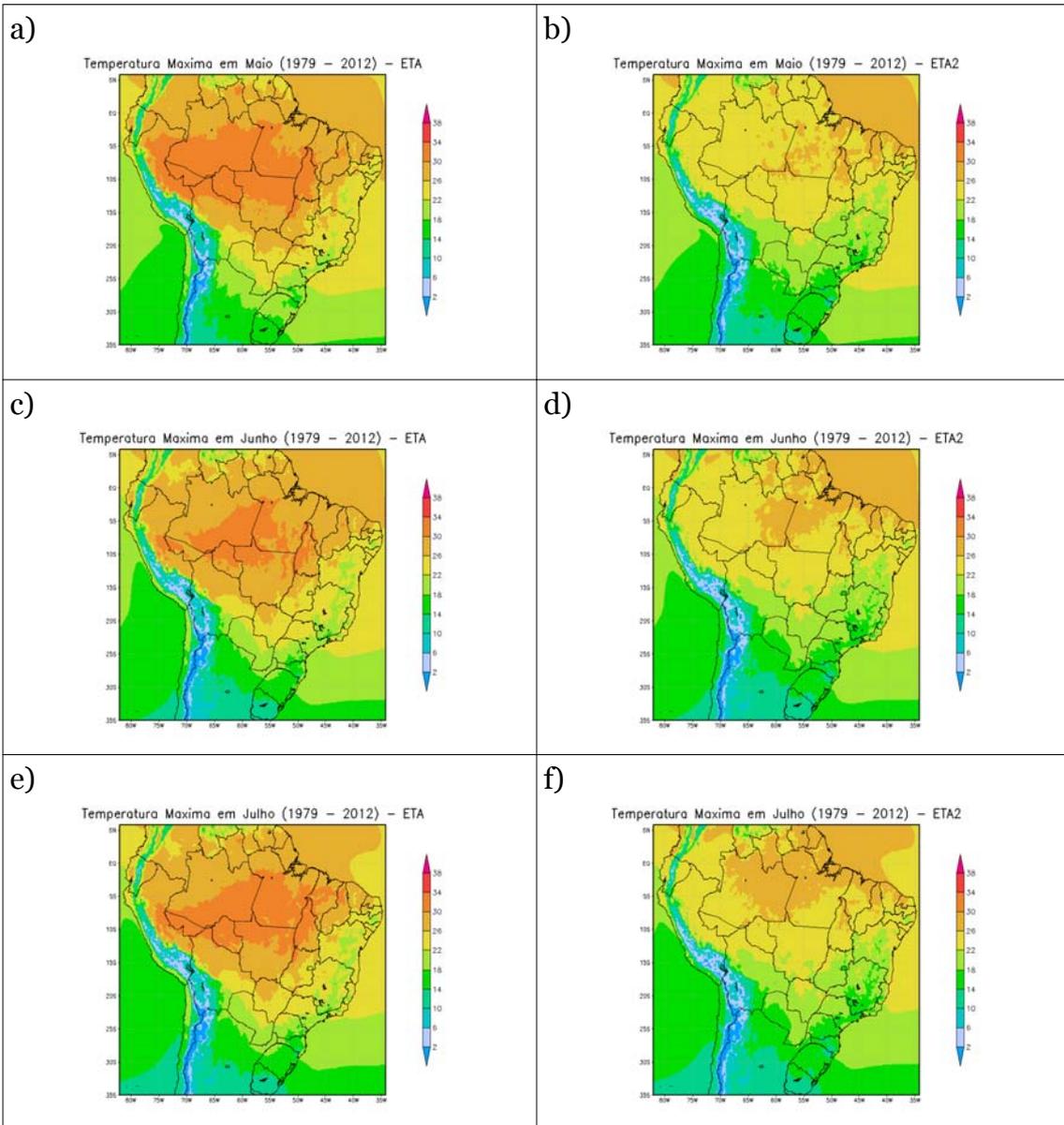


Figura A.32 – Diferença entre a climatologia da temperatura média (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do CRU, para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

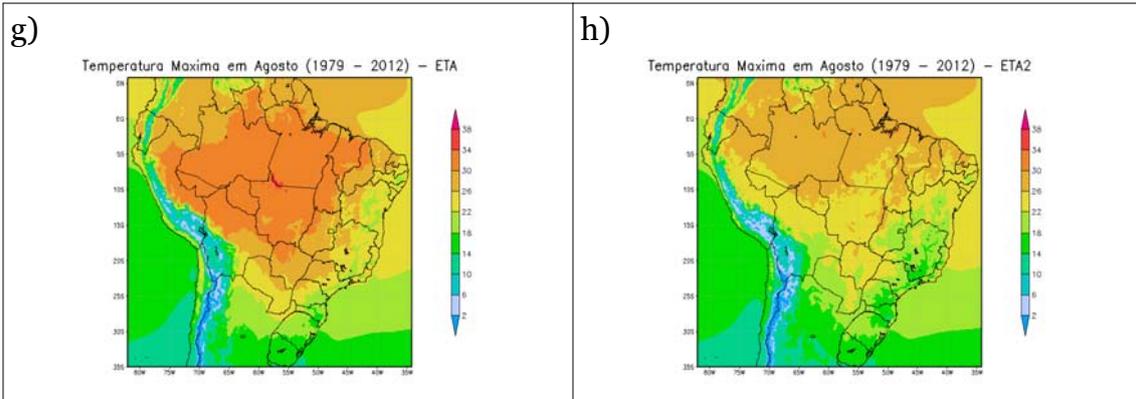
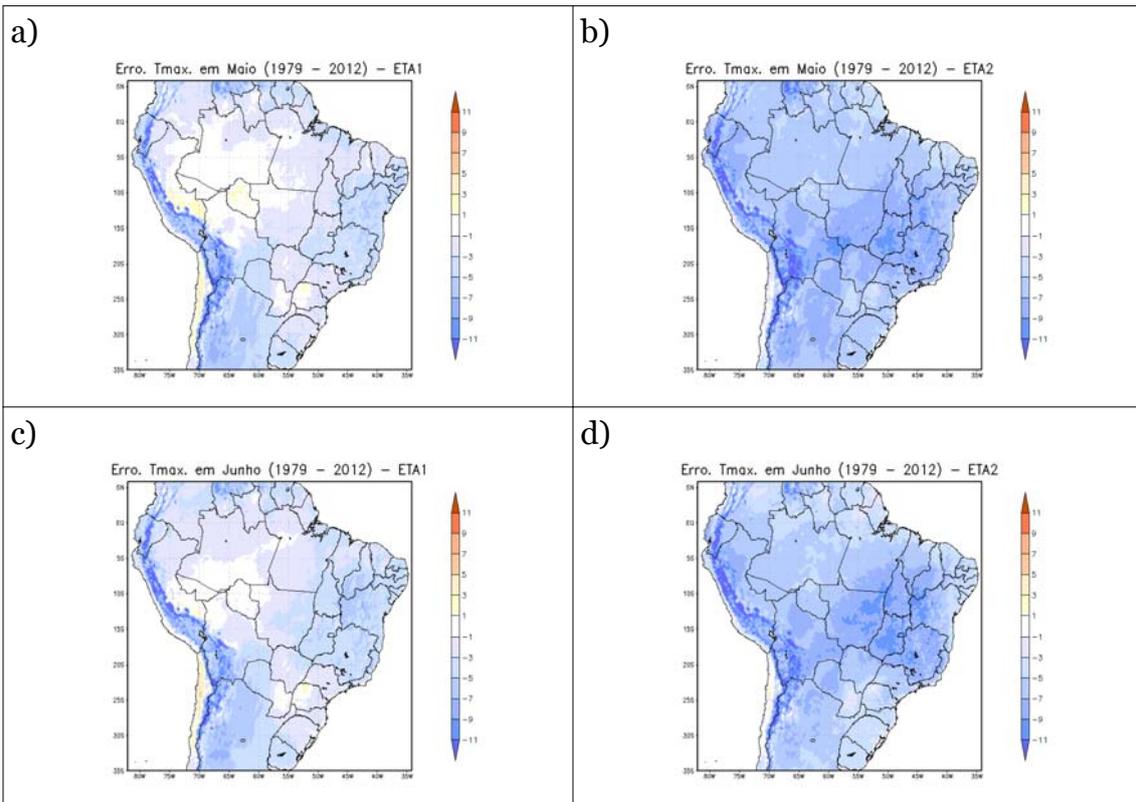


Figura A.33 – Climatologia da temperatura máxima (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2), para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

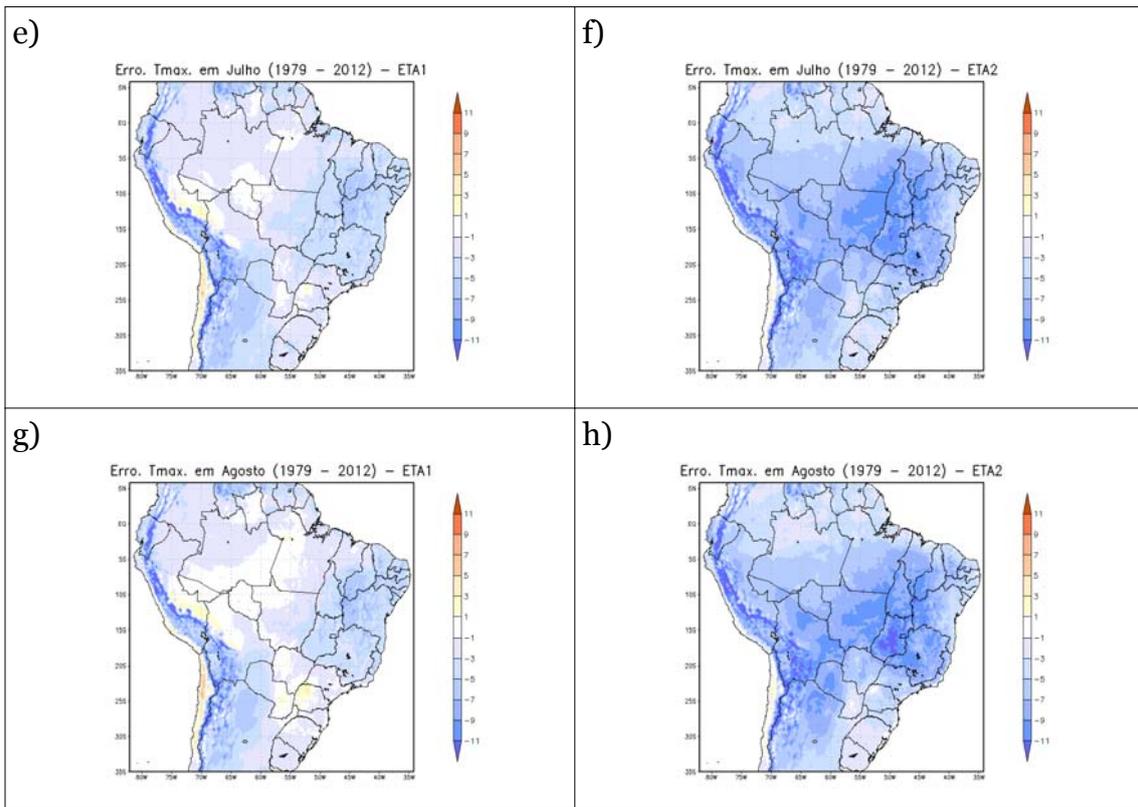
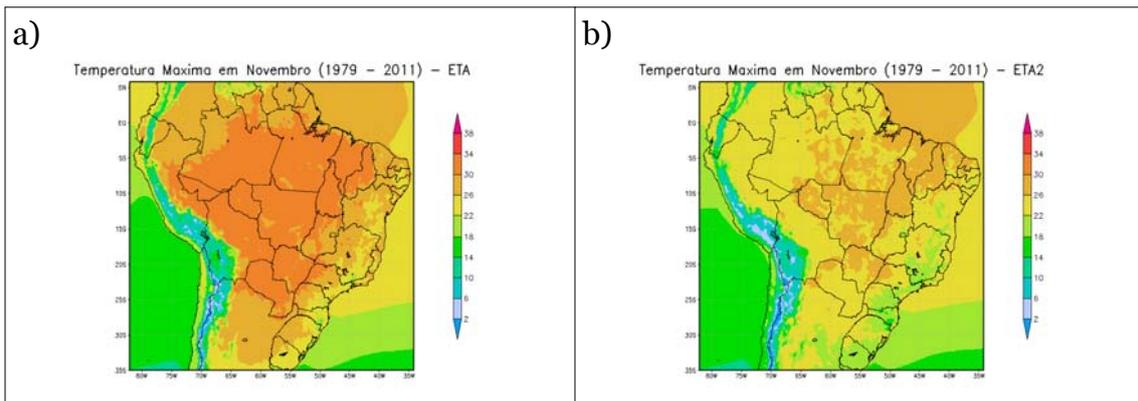


Figura A.34 – Diferença entre a climatologia da temperatura máxima (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do CRU, para a estação seca (MJJA). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) maio, c) e d) junho, e) e f) julho, g) e h) agosto.



(Continua)

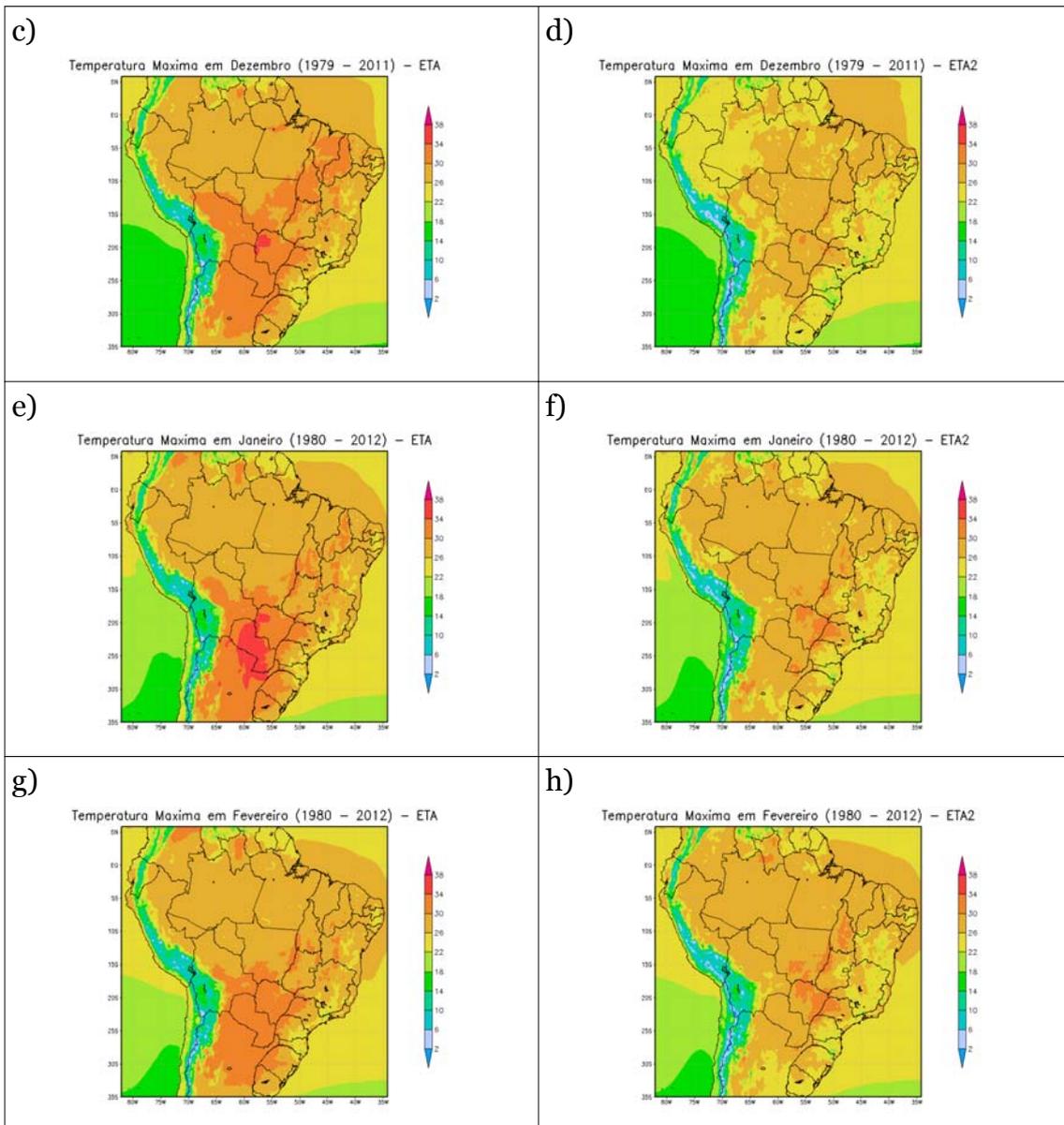
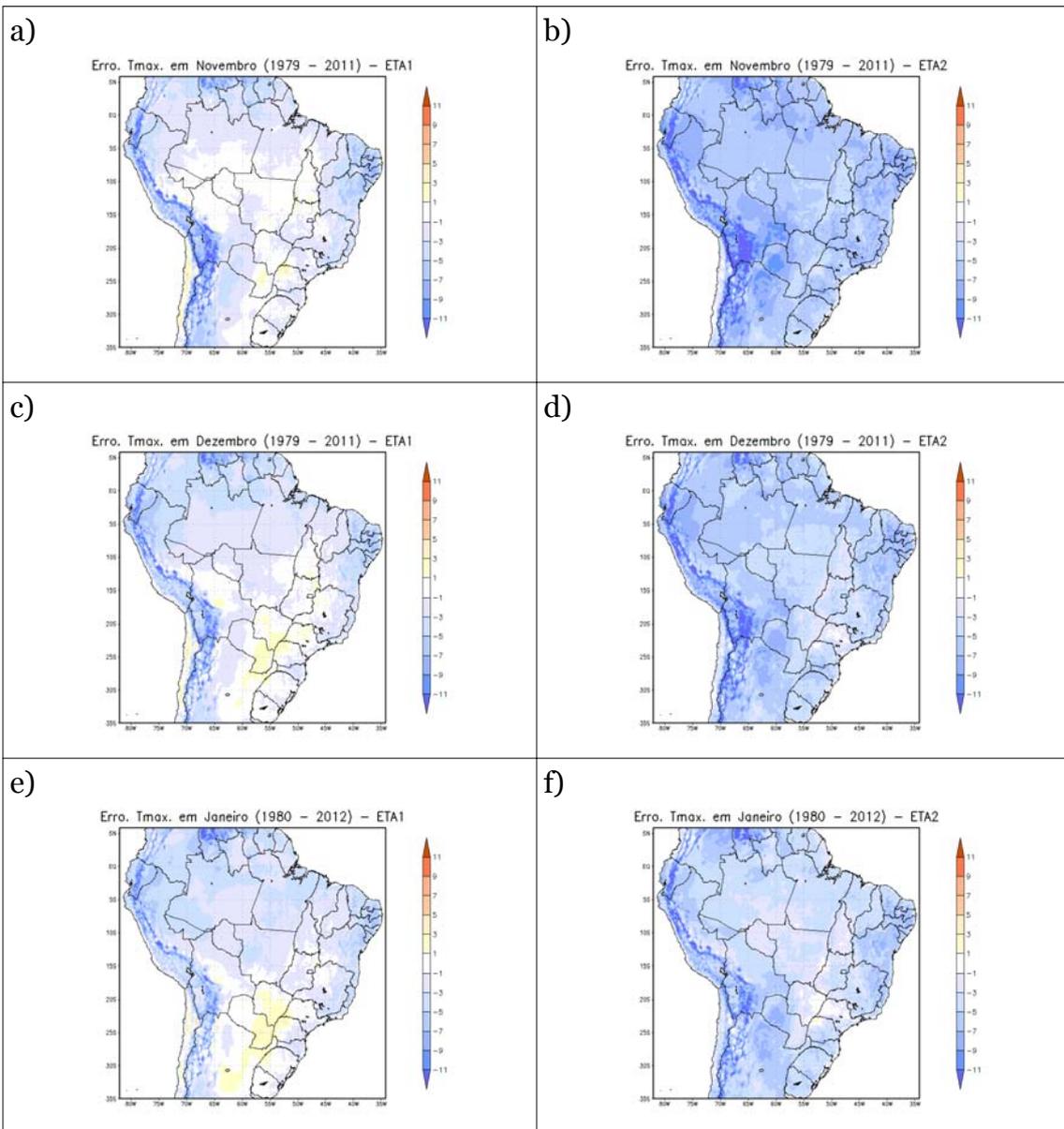


Figura A.35 – Climatologia da temperatura máxima (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2), para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.



(Continua)

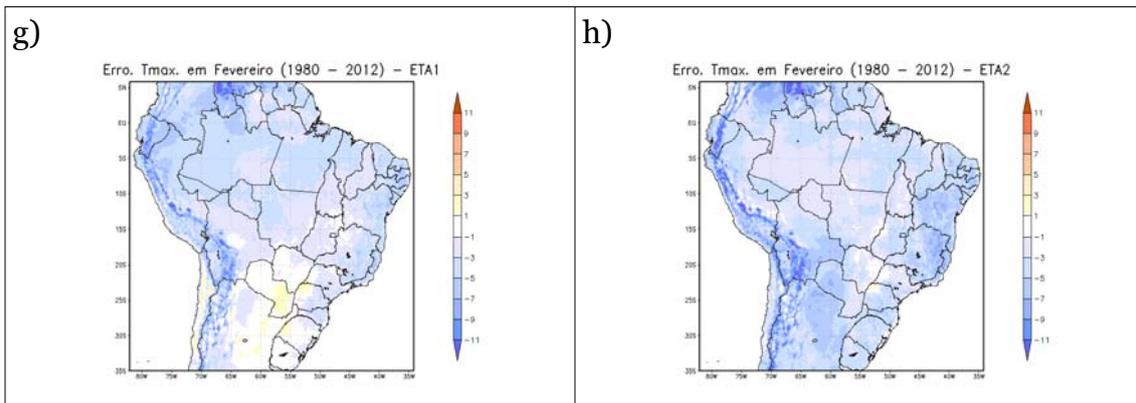


Figura A.36 – Diferença entre a climatologia da temperatura máxima (1979 - 2012) simulada (ETA1 e ETA2) e os dados do CRU, para a estação chuvosa (NDJF). ETA1 é disposto a esquerda da figura e ETA2 a direita, representando respectivamente os meses de: a) e b) novembro, c) e d) dezembro, e) e f) janeiro, g) e h) fevereiro.