

Estimativa de impacto de mudanças climáticas nos níveis do  
aquífero livre em zona de recarga do Sistema Aquífero Guarani

Davi de Carvalho Diniz Melo

Dissertação apresentada à Escola de Engenharia  
de São Carlos como parte dos requisitos  
para a obtenção do título de Mestre em  
Ciências, Programa de Engenharia Hidráulica e  
Saneamento.

Orientador: Prof. Tit. Edson Cezar Wendland

VERSÃO CORRIGIDA  
São Carlos  
Julho/2013



AUTORIZO A REPRODUÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO,  
POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS  
DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

D528e de Carvalho Diniz Melo, Davi  
Estimativa de impactos de mudanças climáticas nos  
níveis de água em zona de recarga do Sistema Aquífero  
Guarani / Davi de Carvalho Diniz Melo; orientador Edson  
Cezar Wendland. São Carlos, 2013.

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação  
e Área de Concentração em Hidráulica e Saneamento --  
Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de  
São Paulo, 2013.

1. Mudanças climáticas. 2. Águas subterrâneas. 3.  
Aquífero Guarani. 4. Modelo matemático. 5. Simulador de  
processos em aquíferos. 6. Estimativa de recarga. I.  
Título.

## FOLHA DE JULGAMENTO

Candidato: Engenheiro **DAVI DE CARVALHO DINIZ MELO**.

Título da dissertação: "Estimativa de impacto de mudanças climáticas nos níveis do aquífero livre em zona de recarga do sistema aquífero guarani".

Data da defesa: 03/07/2013

### Comissão Julgadora:

Prof. Titular **Edson Cezar Wendland (Orientador)**  
(Escola de Engenharia de São Carlos/EESC)

Prof. Dr. **Chang Hung Kiang**  
(Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho"/UNESP – Rio Claro)

Prof. Dr. **Francisco de Assis de Souza Filho**  
(Universidade Federal do Ceará/UFC)

### Resultado:

Aprovado

APROVADO

APROVADO

Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Hidráulica e Saneamento:

Prof. Titular **Edson Cezar Wendland**

Presidente da Comissão de Pós-Graduação:

Prof. Titular **Denis Vinicius Coury**

Ao meu avô Oriel Diniz Vale  
que, em sua vida terrena, deixou  
o verdadeiro exemplo de humildade,  
amor ao próximo e obediência a Deus.



---

# Agradecimentos

---

---

Minha eterna gratidão a Deus, o maior dos Engenheiros que, em sua sabedoria, projetou, dimensionou e criou todas as coisas para tentarmos, através da ciência, entendê-las e descrevê-las matematicamente.

À minha melhor amiga e esposa, Débora Paes, cuja colaboração nem dá pra descrever numa folha de papel. Meu mais que sincero obrigado por abraçar meus sonhos como se teus fossem, por me acompanhar numa aventura em uma cidade a mais de 2000 km de distância de nossos familiares e amigos, pelo apoio, incentivo e tudo mais.

Aos meus pais, que nunca me negaram a mão quando precisei, sempre me corrigiram quando necessário e sem os quais eu nunca chegaria aqui (não que o “aqui” seja o alvo final, mas uma das etapas que precisava ser vencida).

Aos meus avós que, com muito zelo, sempre intercederam por mim e/ou colaboraram financeiramente para que um bolsista de mestrado pudesse usufruir de uma culinária que não fosse à base de pastéis e lanches do Ki-Lanchão ou Cid’s Dog.

Aos meus sogros por todo apoio emocional, financeiro e espiritual. Em especial, agradeço ao meu sogro, professor Dr. Eduardo Viana, por se dispor a revisar meus textos de qualificação, projeto de doutorado e dissertação de mestrado.

Ao meu orientador, professor Dr. Edson Wendland, que cumpriu de fato seu papel me mostrando o norte, abrindo portas fundamentais para meu crescimento profissional, exigindo e cobrando empenho no trabalho, motivando e (com muita coragem) abrindo as portas de sua casa para os alunos do LHC em churrascos e feijoadas.

Ao meu ex-orientador de iniciação científica, professor Dr. Cristiano Almeida que desde a graduação me motivou a seguir o caminho da pesquisa científica.

Aos colegas de trabalho do LHC, desde os mais novos até os mais antigos, como os senhores alunos Cristian (ou Raposa Chilena) e o Guru/oráculo Ivan que, com muita paciência, me mostrou algumas das maravilhas do mundo linux e do fantástico LaTeX. Meu obrigado também ao Meira (Frota ou Chicó), Murilo,

JP (Superman), Cabrera (Cegonha do Pantanal), Marjô, Paulo, Fred, Tiaguinho, ex-alunos Chaves e Aline por proporcionarem um excelente ambiente de trabalho, mesmo eventualmente sumindo com algum equipamento do campo sem avisar, ou querendo usar como aquecedor o ar-condicionado (especificado como simulador de clima ártico pelo Ivan), mesmo durante o verão insuportável de São Carlos.

Aos meus amigos (por que não dizer família?) da IPSC que me proporcionaram momentos inesquecíveis aos finais de semana e nas reuniões de quarta-feira na casa de André que, apesar de ser o melhor arquiteto da cidade, foi morar numa casa com parede fora de esquadro e curte uns quadros esquisitos desproporcionais com suas molduras. Agradeço especialmente a Paulo e Dulce pelas ideias para minha pesquisa e também aos meus amigos computadores Doutor Fernando Paulovich e Mestres Bruno Neiva e Thiago Bianchi que tiveram paciência para me ajudar na programação em Java e pra resolver os pepinos na compilação do LaTeX.

Ao técnico Bérغامo pela eficiência nos trabalhos de campo.

Às secretárias do SHS, Sá e Rose, por sempre me atenderem com muita gentileza e me ajudarem no que fosse necessário.

Ao CNPq e à Capes pelo apoio financeiro.



MELO, D.C.D. **Estimativa de impacto de mudanças climáticas nos níveis do aquífero livre em zona de recarga do Sistema Aquífero Guarani**. 2013. 190p. Dissertação (Mestrado)- Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2013.

A exploração acelerada das águas subterrâneas pode acarretar em problemas de disponibilidade de água. Esse problema tende a ser acentuado devido as mudanças no clima previstas para as próximas décadas. Nesse contexto, este trabalho buscou avaliar os possíveis impactos das mudanças climáticas e do uso do solo sobre níveis de água subterrânea em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. Foram utilizadas simulações de Modelos de Circulação Global (MCG) como dados de entrada para um modelo transiente de fluxo hídrico subterrâneo, visando avaliar o comportamento dos níveis de água sob diferentes condições climáticas. Este modelo foi calibrado utilizando dados de níveis freáticos em seis poços localizados na bacia do Ribeirão da Onça (BRO). A partir de dados climáticos observados, estimou-se a recarga, usada como input no modelo matemático, em diversos tipos de cultura por meio do balanço hídrico. As maiores alterações nas médias pluviométricas mensais foram projetadas, pela maioria dos modelos climáticos, para ocorrer no período seco. No período chuvoso, as previsões indicaram que essas médias devem diminuir em torno de 50%. Quase 70% dos cenários climáticos geraram, no modelo transiente, variações dos níveis freáticos abaixo daqueles medidos no monitoramento entre 2004 e 2011. Em setores da área de estudo, o rebaixamento da superfície potenciométrica, simulada sob condições climáticas mais extremas previstas por alguns modelos, ultrapassou 10 m. Os cenários mais otimistas, embora tenham resultado em elevações dos níveis de água em mais metade da BRO, também geraram rebaixamentos de até 5 m. Os resultados reforçam a necessidade do contínuo monitoramento hidrogeológico, principalmente em áreas de recarga do SAG, e do desenvolvimento de outros trabalhos que quantifiquem os impactos das mudanças climáticas, aplicando diferentes métodos de estimativa de recarga e *downscaling*.

Palavras-chave: águas subterrâneas, modelo matemático, simulador de processos em aquíferos, estimativa de recarga, modelos climáticos.



# Abstract

---

---

MELO, D.C.D. **Climate change impact assessment on unconfined aquifer levels in the Guarani Aquifer System outcrop zone.** 2013. 190p. Dissertação (Mestrado)- Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2013.

The unsustainable use groundwater in many countries might cause water availability restrictions. Such issues are likely to worsen due to changes in climate, predicted for the incoming decades. In this context, the objective of this work was to assess possible climate and land use changes impacts on groundwater levels in the Guarani Aquifer System's (GAS) outcrop zone. Global Climate Models' (GCM) outputs were used as inputs in a transient flux groundwater model. Thus, groundwater table fluctuation could be evaluated under distinct climatic conditions. Six monitoring wells, located in the Ribeirão da Onça basin (ROB), provided water table measurements to calibrate the groundwater model. Using observed climatic data, a water budget method was applied to estimate recharge in different types of land uses. Statistically downscaled future climate scenarios were used as inputs in that same recharge model, which provided the inputs for SPA. Most of the GCMs used here predict temperature rises over 2°C. Major monthly rainfall mean changes are projected by the GCM great majority to take place in the dry season. During wet seasons, the predictions indicate those means might experience around 50% decrease. Water table variations, derived from the transient model under almost 70% of the climate scenarios, were below of those measured between 2004 and 2011. Few GCM predicted more extreme climate scenarios. In some regions of the study area and under these conditions, groundwater surface would decline more than 10 m. Although more optimistic scenarios resulted in an increase of groundwater levels in more than half of ROB, these would cause up to 5 m water table decline. The results reinforce the need for a permanent hydrogeological monitoring, mainly in the GAS recharge areas, along with the development of other climate change impacts assessment works using different downscaling and recharge estimates methods.

Keywords: groundwater, mathematical model, simulator of processes in aquifers, recharge estimation, climate models.



# Sumário

---

---

|          |   |           |
|----------|---|-----------|
| <b>1</b> | <b>Introdução</b>                                       | <b>1</b>  |
| 1.1      | Contextualização . . . . .                              | 1         |
| 1.2      | Objetivos . . . . .                                     | 3         |
| 1.2.1    | Objetivo Geral . . . . .                                | 3         |
| 1.2.2    | Objetivos Específicos . . . . .                         | 3         |
| <b>2</b> | <b>Revisão Bibliográfica</b>                            | <b>5</b>  |
| 2.1      | Mudanças Climáticas . . . . .                           | 5         |
| 2.2      | Modelos Climáticos . . . . .                            | 6         |
| 2.2.1    | Estrutura geral . . . . .                               | 6         |
| 2.2.2    | Cenários Futuros . . . . .                              | 7         |
| 2.2.3    | Downscaling . . . . .                                   | 8         |
| 2.2.4    | Incertezas . . . . .                                    | 12        |
| 2.3      | Mudanças de Uso do Solo . . . . .                       | 13        |
| 2.4      | Estimativa da Recarga Subterrânea . . . . .             | 14        |
| 2.4.1    | Conceituação . . . . .                                  | 14        |
| 2.4.2    | Fatores que influenciam a recarga subterrânea . . . . . | 15        |
| 2.4.3    | Métodos de estimativa de recarga . . . . .              | 16        |
| 2.5      | Hidráulica de Água Subterrânea . . . . .                | 23        |
| 2.5.1    | Conceitos preliminares . . . . .                        | 23        |
| 2.5.2    | Escoamento subterrâneo . . . . .                        | 25        |
| 2.5.3    | Solução das equações de fluxo subterrâneo . . . . .     | 29        |
| <b>3</b> | <b>Área de Estudo</b>                                   | <b>31</b> |
| 3.1      | Sistema Aquífero Guarani - SAG . . . . .                | 31        |
| 3.2      | Bacia do Ribeirão da Onça . . . . .                     | 33        |
| 3.2.1    | Localização e clima . . . . .                           | 33        |
| 3.2.2    | Caracterização Física . . . . .                         | 34        |
| 3.2.3    | Geologia e Pedologia . . . . .                          | 35        |
| 3.2.4    | Uso e Ocupação do Solo . . . . .                        | 37        |
| <b>4</b> | <b>Materiais e Métodos</b>                              | <b>41</b> |
| 4.1      | Coleta de dados . . . . .                               | 41        |
| 4.1.1    | Dados climatológicos . . . . .                          | 41        |

|          |   |            |
|----------|---|------------|
| 4.1.2    | Monitoramento hidrogeológico . . . . .  | 42         |
| 4.2      | Simulações de Modelos Climáticos Globais . . . . .  | 42         |
| 4.3      | Downscaling . . . . .   | 43         |
| 4.4      | Balanco Hídrico . . . . .   | 44         |
| 4.4.1    | Obtenção dos componentes do balanço . . . . .   | 45         |
| 4.4.2    | Cálculo da recarga . . . . .  | 49         |
| 4.5      | Modelo Matemático . . . . .   | 50         |
| 4.5.1    | Construção do Modelo . . . . .  | 51         |
| 4.6      | Organização das etapas . . . . .  | 57         |
| <b>5</b> | <b>Resultados</b>   | <b>59</b>  |
| 5.1      | Cenários futuros de temperatura e pluviometria . . . . .                                    | 59         |
| 5.1.1    | Precipitação . . . . .  | 59         |
| 5.1.2    | Temperatura . . . . .   | 71         |
| 5.2      | Estimativa da recarga subterrânea . . . . .   | 80         |
| 5.2.1    | Período de controle . . . . .   | 80         |
| 5.2.2    | Período futuro . . . . .  | 84         |
| 5.3      | Modelagem Computacional . . . . .   | 84         |
| 5.3.1    | Calibração do SPA . . . . .   | 84         |
| 5.3.2    | Simulações sob cenários futuros de mudanças climáticas . . . . .                            | 89         |
| <b>6</b> | <b>Conclusões</b>   | <b>99</b>  |
|          | <b>Referências Bibliográficas</b>   | <b>101</b> |
|          | <b>Apêndice A Script de extração de dados em NETCDF</b>                                     | <b>115</b> |
|          | <b>Apêndice B Médias e desvios padrão das simulações de precipitação dos MCGs119</b>        |            |
|          | <b>Apêndice C Variabilidade das temperaturas simuladas para o período entre 2081 e 2099</b> | <b>123</b> |
|          | <b>Apêndice D Estimativas de recarga para o período futuro</b>                              | <b>131</b> |
|          | <b>Apêndice E Comparação entre medições e simulações dos níveis freáticos</b>               | <b>139</b> |
| E.1      | Comparação entre níveis . . . . .   | 139        |
| E.2      | Comparação entre níveis . . . . .   | 140        |
| E.3      | Comparação entre níveis . . . . .   | 141        |
| E.4      | Comparação entre níveis . . . . .   | 142        |
| E.5      | Comparação entre níveis . . . . .   | 143        |
| E.6      | Comparação entre níveis . . . . .   | 144        |
| E.7      | Comparação entre níveis . . . . .   | 145        |
| E.8      | Comparação entre níveis . . . . .   | 146        |
| E.9      | Comparação entre níveis . . . . .   | 147        |
| E.10     | Comparação entre níveis . . . . .   | 148        |
| E.11     | Comparação entre níveis . . . . .   | 149        |
| E.12     | Comparação entre níveis . . . . .   | 150        |

|                   |  |            |
|-------------------|--|------------|
| <b>Apêndice F</b> | <b>Faixas de variação das simulações e medições de níveis freáticos</b>      | <b>153</b> |
| F.1               | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 153        |
| F.2               | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 154        |
| F.3               | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 155        |
| F.4               | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 156        |
| F.5               | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 157        |
| F.6               | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 158        |
| F.7               | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 159        |
| F.8               | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 160        |
| F.9               | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 161        |
| F.10              | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 162        |
| F.11              | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 163        |
| F.12              | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 164        |
| F.13              | Faixas de variação dos níveis . . . . .                                      | 165        |
| <br>              |  |            |
| <b>Apêndice G</b> | <b>Elevações ou rebaixamentos da superfície potenciométrica</b>              | <b>167</b> |
| G.1               | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG BCM . . . . | 168        |
| G.2               | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG CCSM3 . .   | 169        |
| G.3               | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG CGCM.T47    | 170        |
| G.4               | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG CGCM.T63    | 171        |
| G.5               | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG CNRM CM3    | 172        |
| G.6               | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG CSIRO Mk3.0 | 173        |
| G.7               | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG ECHAM . .   | 174        |
| G.8               | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG GFDL CM2.0  | 175        |
| G.9               | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG GFDL CM2.1  | 176        |
| G.10              | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG INGV SXG    | 177        |
| G.11              | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG INM CM3.0   | 178        |
| G.12              | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG MIROC H .   | 179        |
| G.13              | Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG MRI CGCM    |            |
| 2.3.2             | . . . . .  | 180        |





# Lista de Figuras

---

---

|      |   |    |
|------|---|----|
| 2.1  | Médias globais de aquecimento na superfície. As barras verticais representam a faixa de variação dos MCGs e a melhor estimativa está representada em cada barra por uma faixa horizontal. Fonte: Traduzido de Nakicenovic et al. (2000) | 9  |
| 2.2  | Mecanismos de recarga subterrânea. Modificado de de Vries e Simmers (2002)  | 15 |
| 2.3  | Balanço de água na camada superficial de solo.  | 18 |
| 2.4  | Balanço de água na zona saturada. Fonte: Adaptado de (Fetter, 2001)   | 19 |
| 2.5  | Balanço de água numa bacia hidrográfica. Fonte: Adaptado de (Fetter, 2001)  | 19 |
| 2.6  | Variação de nível freático hipotética. A linha tracejada representa a extrapolação da curva de recessão antecedente até o instante do pico. Fonte: Healy (2010)   | 20 |
| 2.7  | Formas de interação rio-aquífero. Fonte: Adaptado de Fetter (2001)  | 22 |
| 2.8  | Conservação de Massa para um volume de controle.  | 27 |
| 3.1  | Mapa esquemático do SAG. Fonte: OEA (2009)  | 32 |
| 3.2  | Localização da Bacia do Ribeirão da Onça. Fonte: Lucas et al. (2012)  | 33 |
| 3.3  | Estação climatológica do CRHEA.   | 34 |
| 3.4  | Mapa geológico da região da bacia do Ribeirão da Onça. Fonte: Castro Júnior (2008).   | 35 |
| 3.5  | Mapa pedológico da região da bacia do Ribeirão da Onça. Fonte: Castro Júnior (2008)   | 36 |
| 3.6  | Mapas de Usos do Solo   | 38 |
| 3.7  | Tipos de Usos do Solo   | 39 |
| 4.1  | Imagem de satélite da bacia do Ribeirão da Onça. Fonte: Google Earth, imagem de 09/07/2011, acessada em 01/06/2013  | 42 |
| 4.2  | Linha de tendência ajustada para obter $E_s$ em função de $P$ .   | 48 |
| 4.3  | Fluxograma para estimativa de recarga.  | 49 |
| 4.4  | Esquema conceitual para estimativa de recarga   | 50 |
| 4.5  | Superfície de calibração criada por Guanabara (2011).   | 52 |
| 4.6  | Superfície de calibração adotada como CALI.   | 53 |
| 4.8  | Porosidade espacializada por Guanabara (2011).  | 53 |
| 4.7  | Condutividade hidráulica espacializada por Guanabara (2011).  | 54 |
| 4.9  | Espacialização da condutividade adotada.  | 55 |
| 4.10 | Espacialização da porosidade adotada.   | 55 |
| 4.11 | Fluxograma das etapas de trabalho.  | 58 |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 5.1  | Diagrama de caixas da precipitação anual futura (2081-2100).  | 60 |
| 5.2  | Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Janeiro.  | 61 |
| 5.3  | Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Fevereiro.  | 62 |
| 5.4  | Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Março.  | 63 |
| 5.5  | Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Abril.  | 64 |
| 5.6  | Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Maio.   | 64 |
| 5.7  | Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Junho.  | 65 |
| 5.8  | Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Julho.  | 66 |
| 5.9  | Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Agosto.   | 66 |
| 5.10 | Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Setembro.   | 67 |
| 5.11 | Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Outubro.  | 67 |
| 5.12 | Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Novembro.   | 68 |
| 5.13 | Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Dezembro.   | 69 |
| 5.14 | Anomalia na precipitação.   | 70 |
| 5.15 | Anomalia na Temperatura.  | 71 |
| 5.16 | Evapotranspiração anual: BCM.   | 73 |
| 5.17 | Evapotranspiração anual: CCSM3.   | 74 |
| 5.18 | Evapotranspiração anual: CGCM T47.  | 74 |
| 5.19 | Evapotranspiração anual: CGCM T63.  | 75 |
| 5.20 | Evapotranspiração anual: CNRM CM3.  | 75 |
| 5.21 | Evapotranspiração anual: CSIRO Mk3.0.   | 76 |
| 5.22 | Evapotranspiração anual: ECHAM.   | 76 |
| 5.23 | Evapotranspiração anual: ECHAM.   | 77 |
| 5.24 | Evapotranspiração anual: GFDL CM2.1.  | 77 |
| 5.25 | Evapotranspiração anual: GFDL CM2.0.  | 78 |
| 5.26 | Evapotranspiração anual: INM CM3.0.   | 78 |
| 5.27 | Evapotranspiração anual: MIROC H.   | 79 |
| 5.28 | Evapotranspiração anual: MRI CGCM2.3.2.   | 79 |
| 5.29 | Comparação entre a recarga anual estimada pelo WTF e MBH para área de citros.   | 80 |
| 5.30 | Comparação entre a recarga anual estimada pelo WTF e MBH para área de pastagem.   | 81 |
| 5.31 | Comparação entre a recarga anual estimada pelo WTF e MBH para área de cana-de-açúcar.                                     | 81 |
| 5.32 | Níveis de água nos poços 08 e 09.   | 82 |
| 5.33 | Recarga estimada pelo balanço hídrico (2004 a 2010).  | 82 |
| 5.34 | Comparação entre a recarga anual estimada pelo WTF e MBH para área de eucalipto.  | 83 |
| 5.35 | Recarga estimada pelo balanço hídrico mensalmente.  | 84 |
| 5.36 | Simulação transiente para o poço 13 (Medições em azul e simulação em preto).  | 85 |
| 5.37 | Simulação transiente para o poço 14 (Medições em azul e simulação em preto).  | 86 |
| 5.38 | Simulação transiente para o poço 16 (Medições em azul e simulação em preto).  | 87 |
| 5.39 | Simulação transiente para o poço 17 (Medições em azul e simulação em preto).  | 88 |
| 5.40 | Simulação transiente para o poço 18 (Medições em azul e simulação em preto).  | 88 |
| 5.41 | Simulação transiente para o poço 19 (Medições em azul e simulação em preto).  | 89 |
| 5.42 | Comparação entre níveis observados (2004 a 2010) e gerados na simulação sob cenários futuros (2081 a 2100): MCG CGCM.T47. | 90 |
| 5.43 | Comparação entre níveis observados e gerados na simulação sob forçantes climáticas: MCG GFDL CM2.1.                       | 91 |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 5.44 | Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços do citros: MCG INGV SXG. . . . .        | 92 |
| 5.45 | Comparação entre níveis observados e gerados na simulação sob forçantes climáticas: MCG ECHAM. . . . .          | 93 |
| 5.46 | Comparação entre níveis observados e gerados na simulação sob forçantes climáticas: MCG CCSM3. . . . .          | 93 |
| 5.47 | Comparação entre níveis observados e gerados na simulação sob forçantes climáticas: MCG MRI CGCM 2.3.2. . . . . | 94 |
| 5.48 | Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços do pasto: MCG INM CM3.0. . . . .        | 95 |
| 5.49 | Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços do pasto: MCG MIROC H. . . . .          | 96 |
| 5.50 | Superfície de elevação ou rebaixamento resultante do cenário climático do MCG CGCM.T63. . . . .                 | 97 |
| 5.51 | Superfície de elevação ou rebaixamento resultante do cenário climático do MCG BCM. . . . .                      | 98 |



## Lista de Siglas

---

---

|       |   |
|-------|---|
| SAG   | Sistema Aquífero Guarani                                  |
| AC    | Aquífero Confinado  |
| AL    | Aquífero Livre  |
| BRO   | Bacia do Ribeirão da Onça                                 |
| CMA   | Construtor de Modelos de Aquíferos                        |
| CMIP  | Coupled Model Intercomparison Project                     |
| CRHEA | Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada           |
| EDP   | Equações Diferenciais Parciais                            |
| EF    | Elementos Finitos   |
| FAS   | Fluxo de Águas Subterrâneas                               |
| FDP   | Função de Densidade de Probabilidade                      |
| GEE   | Gases de Efeito Estufa                                    |
| GET   | Gerador Estocástico de Tempo                              |
| IPCC  | Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas       |
| MBH   | Método Balanço Hídrico                                    |
| MC    | Mudanças Climáticas                                       |
| MCG   | Modelo Climático de Global ou Modelo de Circulação Global |
| MCR   | Modelos Climáticos Regionais                              |
| MDE   | Modelo Digital de Elevação                                |
| MDF   | Método das Diferenças Finitas                             |
| MEF   | Método dos Elementos Finitos                              |

|      |  |
|------|--|
| NE   | Nível Estático                         |
| NF   | Nível Freático                         |
| NFM  | Nível Freático Médio                   |
| PFN  | Plano de Fluxo Nulo                    |
| RNA  | Redes Neurais Artificiais              |
| RS   | Recarga Subterrânea                    |
| SDSM | Statistical Downscaling Model          |
| SIG  | Sistema de Informação Geográfica       |
| SPA  | Simulador de Processos em Aquíferos    |
| SRES | Special Report on Emission Scenarios   |
| SSVM | Smooth Support Vector Machine          |
| SWAT | Soil and Water Assessment Tool         |
| TP   | Transporte de Poluentes                |
| URH  | Unidade de Resposta Hidrológica        |
| VBA  | Visual Basic for Application           |
| VC   | Volume de Controle                     |
| VMA  | Verificador de Modelos de Aquíferos    |
| VPA  | Visualizador de Processos de Aquíferos |
| WCRP | World Climate Research Programme       |
| WTF  | Water Table Fluctuation                |
| ZNS  | Zona não Saturada                      |

---

## Lista de Símbolos

---

---

|            |  |
|------------|--|
| $A$        | Área, [ $m^2$ ]                                      |
| $\rho$     | Massa específica da água, [ $kg \cdot m^{-3}$ ]      |
| $\phi$     | Carga hidráulica, [m]                                |
| $h$        | Carga hidráulica no aquífero livre, [m]              |
| $\bar{u}$  | Descarga específica, [ $m \cdot s^{-1}$ ]            |
| $g$        | Aceleração da gravidade, [ $m \cdot s^{-2}$ ]        |
| $\mu$      | Viscosidade dinâmica [ $N \cdot s \cdot m^{-2}$ ]    |
| $k$        | Permeabilidade intrínseca ou absoluta, [ $m^2$ ]     |
| $K$        | Condutividade Hidráulica, [ $m/s$ ]                  |
| $S_y$      | Rendimento específico                                |
| $n$        | Porosidade   |
| $p$        | Pressão, [ $Pa$ ]                                    |
| $\gamma$   | Peso específico da água, [ $N \cdot m^{-3}$ ]        |
| $m$        | Massa, [ $Kg$ ]                                      |
| $R_{solo}$ | Armazenamento de água na zona não-saturada, [ $mm$ ] |





---

# Introdução

---

## 1.1 Contextualização

A partir da década de 1990, as mudanças climáticas (MC) foram um dos temas multidisciplinares a ganhar mais e mais espaço no meio científico. Por se tratar de um assunto de interesse global, seus efeitos sobre o homem e a natureza se tornou alvo de pesquisas em diversos países. Embora haja, na comunidade científica, o consenso de que fatores naturais interferem sobre as MC, existem duas posições antagônicas a respeito da interferência antrópica no clima. Um grupo entende que as ações do homem não alteram as condições climáticas, senão numa escala local. O outro grupo relaciona as MC ao aumento da emissão de Gases de Efeito Estufa (GEE), cujas concentrações cresceram 70% entre 1970 e 2004, como resultado das atividades no setor energético (IPCC, 2007).

No que se refere aos recursos hídricos, as pesquisas mostram que a qualidade e quantidade destes, além de serem afetadas pelo uso do solo, também são impactadas pelas mudanças no clima (Bouraoui et al., 1999; Sharma et al., 2000; Chiew e McMahon, 2002; Legesse et al., 2003; Scibek et al., 2007). As ferramentas mais usadas para prever cenários de MC são os robustos Modelos Climáticos Globais (MCG) e Regionais (MCR). Sob diferentes condições de emissão futura de GEE, esses modelos preveem que haverá aumento da temperatura média do planeta durante o século XXI, o que deverá causar mudanças nos padrões de precipitação e aumento das taxas de evapotranspiração. Tais mudanças são de grande interesse para a hidráulica subterrânea, pois afetam os níveis e a dinâmica de recarga dos aquíferos (Jyrkama e Sykes, 2007; Ficklin et al., 2010).

Essas reservas de água são responsáveis por fornecer em torno de 20% do total de água

consumida mundialmente para diversos fins (WWAP, 2009). Por ser a principal fonte hídrica para bilhões de pessoas, em muitos países, como Índia, China, Estados Unidos, Austrália, entre outros, os volumes extraídos desses recursos já ultrapassam a capacidade de reposição, causando drásticos rebaixamentos dos níveis freáticos (Giordano, 2009). De acordo com Gleeson et al. (2012), a área requerida para atender a demanda de água e aos ecossistemas dependentes das águas subterrâneas, é 3,5 vezes a real área dos aquíferos e quase 2 bilhões de pessoas vivem onde os recursos hídricos subterrâneos e/ou os ecossistemas que deles dependem estão sob ameaça.

Na América do Sul, estima-se que são extraídos em torno de 20 milhões de  $\text{m}^3\text{dia}^{-1}$  de água do Sistema Aquífero Guarani (SAG) (OEA, 2009). Embora essa demanda ainda não seja insustentável para o SAG, como a ocorrida nos aquíferos em muitos países, fica evidente o papel fundamental que um dos maiores aquíferos transfronteiriços do mundo tem neste continente. No estado de São Paulo, onde ocorre aproximadamente 90% da extração de água do SAG no Brasil, este aquífero ocupa uma área de quase 160.000  $\text{km}^2$ , dos quais aproximadamente 15% correspondem à área de recarga (OEA, 2009). A recarga do SAG ocorre essencialmente nas áreas onde esse sistema aflora, proporcionando que a água da precipitação atinja a superfície do solo, se infiltre, atravesse a zona não-saturada e recarregue diretamente o aquífero (IPT, 2011). Mesmo frente à importância do SAG, não se têm estimativas dos efeitos das mudanças no clima e no uso do solo sobre os níveis de água nas zonas de recarga e, conseqüentemente, sobre as taxas de recarga.

Em vista da relevância das águas subterrâneas e de sua susceptibilidade às mudanças previstas pelos modelos climáticos, é perceptível a preocupação no meio científico pelo manejo otimizado dos aquíferos (Holman, 2006). Com isto, é possível determinar volumes de extração de água, bem como quantidade e localização de poços, de modo a não comprometer a disponibilidade hídrica futura. Para se propor políticas de gerenciamento que levem em conta tais modificações, se faz necessário quantificar os impactos das MC sobre os mananciais subterrâneos. Em geral, isto é feito por meio da utilização de cenários climáticos futuros como entrada em modelos computacionais para aquíferos (Moustadraf et al., 2008; McCallum et al., 2010; Rozell e Wong, 2010; Liu, 2011).

A resolução espacial das variáveis climáticas derivadas dos MCGs é, entretanto, inadequada para que as mesmas sejam utilizadas diretamente em escala de bacia, sendo necessário o uso de técnicas de desagregação espacial, conhecidas na literatura internacional como *downscaling* (Fowler et al., 2007). As técnicas de *downscaling* se enquadram em dois grupos. O primeiro (*downscaling dinâmico*) tem como resultado um MCR, com elevadíssima demanda computacional. O segundo grupo (*downscaling estatístico*) se apresenta de diversas maneiras, desde modelos com base em regressão (Wilby et al., 2002) a complexas redes neurais (Ghosh e Katkar, 2012).

Embora existam outras alternativas de modelagem (física, por exemplo), os modelos matemáticos implementados computacionalmente oferecem a vantagem de maior rapidez e baixo custo como ferramentas de auxílio à tomada de decisão. Uma das aplicações com esta abordagem é a quantificação do fluxo em aquíferos (Rabelo e Wendland, 2009), que está relacionada aos níveis de água ou potenciais hidráulicos nos aquíferos livres ou confinados, respectivamente.

Neste trabalho, os impactos das MC foram estimados para a bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça, localizada em zona de recarga do SAG. Nessas áreas, as informações do nível de água são importantes pois dão suporte para quantificação dos volumes de reposição que ocorrem no SAG. Diante da relevância desse aquífero para a América do Sul, este trabalho buscou contribuir no fornecimento de estimativas dos possíveis impactos que as mudanças climáticas deverão impor às suas zonas de recarga.

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo Geral

O objetivo deste trabalho é quantificar as alterações resultantes das mudanças climáticas sobre os níveis freáticos num aquífero em zona de recarga do SAG considerando diferentes usos do solo.

### 1.2.2 Objetivos Específicos

Foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- Extrair e aplicar uma técnica de *downscaling* sobre cenários de temperatura e precipitação geradas para o final do século XXI por treze modelos de circulação geral;
- Analisar as mudanças previstas pelos cenários futuros de precipitação e temperatura;
- Calibrar um modelo de estimava de recarga subterrânea (RS) com base em métodos consolidados;
- Calibrar um modelo transiente de fluxo em área representativa das zonas de recarga do SAG;
- Comparar as medições atuais dos níveis freáticos com as simuladas pelo modelo utilizado sob condições climáticas previstas pelos modelos climáticos.



---

## Revisão Bibliográfica

---

### 2.1 Mudanças Climáticas

Em 2007, o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) publicou o 4º Relatório de Avaliação, o IPCC Fourth Assessment Report (IPCC Ar4): Climate Change 2007. O termo mudança climática definido em (IPCC, 2007) refere-se a mudanças no estado do clima que podem ser identificadas pelas mudanças e/ou variabilidade de suas propriedades e que persistem por um período de tempo relativamente longo, como décadas. Nessa definição, incluem-se as mudanças resultantes da variabilidade natural ou resultantes das atividades humanas.

O mesmo relatório afirma que mudanças no clima afetam os sistemas naturais principalmente devido ao aumento da temperatura média do ar e do nível dos oceanos. No que se refere aos processos hidrológicos, os impactos ocorreriam, por exemplo, nas vazões dos rios que, em função do aumento da temperatura, seriam amplificadas pela precipitação (Chiew e McMahon, 2002), intensificando a ocorrência de enchentes. Por outro lado, tanto as atividades humanas quanto a variabilidade climática, também podem resultar na redução das vazões médias (Bao et al., 2012). Além das enchentes, o aumento das vazões leva ao aumento do transporte de sedimentos em rios e aceleração do processo erosivo. Outra consequência seria o aquecimento de lagos e rios, afetando a estrutura térmica e a qualidade das águas (IPCC, 2007). Em regiões onde se prevê diminuição da precipitação, haveriam alterações na geração de energia das hidrelétricas decorrentes da diminuição da vazão nos rios. A elevação da temperatura também resultaria no aumento das taxas de evaporação e evapotranspiração que, por promoverem o retorno da água retornar à atmosfera na forma de vapor, afetaria os padrões de precipitação.

A elevação da temperatura está diretamente ligada ao aumento da concentração de gases

de efeito estufa na atmosfera, dentre eles o  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$ . Embora o aumento de  $\text{CO}_2$  melhore a eficiência do uso da água, resultando em menos água necessária para irrigação das culturas (Ficklin et al., 2009), o aumento da taxa de crescimento das plantas resulta na necessidade de mais irrigação na fase de crescimento das mesmas (Ficklin et al., 2010). Portanto, de forma indireta, o aumento da temperatura demandaria mais água para produção agrícola, o que forçaria uma maior exploração de fontes hídricas. Por questões de disponibilidade e menor susceptibilidade à poluição, as reservas subterrâneas de água deverão ser mais exploradas. No entanto, as mudanças climáticas devem afetar os mananciais subterrâneos (Zektser e Loaiciga, 1993), uma vez que a recarga dos mesmos é diretamente influenciada, entre outros fatores, pelo tipo de precipitação e condições climáticas (Bear, 1979; Healy, 2010).

As mudanças climáticas têm efeitos sobre todas as áreas, sendo necessário compreender as mesmas de maneira a se realizar o planejamento adequado de medidas mitigadoras que venham a amenizar os prejuízos. Associado a essas informações, uma ferramenta bastante utilizada para avaliar e prever os impactos futuros são os modelos climáticos, discutidos em seguida.

## 2.2 Modelos Climáticos

A principal ferramenta utilizada nos estudos de impactos das mudanças climáticas são os modelos climáticos (Bouraoui et al., 1999; Safeeq e Fares, 2012; Xu et al., 2013). Esses modelos são representações matemáticas das leis físicas que governam o sistema climático que, por sua vez, é extraordinariamente complexo e, portanto, somente poderá ser representado por meio de equações após simplificações (IPCC, 2007). Os modelos climáticos variam desde os mais simples modelos de balanço de energia até os Modelos de Circulação Global com acoplamento Atmosfera-Oceano (Green et al., 2011).

### 2.2.1 Estrutura geral

Os Modelos de Circulação Global (MCG) estão, hierarquicamente, no topo dos modelos climáticos e representam o sistema climático através de um conjunto de células, entre as quais são simulados os movimentos de massas de ar, transferência de calor, mudanças de pressão atmosférica, etc. Mesmo lançando mão de simplificações, os modelos climáticos são consideravelmente robustos, uma vez que são muitos os processos simulados e em escala global. Os mais completos MCG são os tridimensionais, nos quais todos os componentes dinâmicos que descrevem a atmosfera são matematicamente representados em todas as direções numa determinada escala (Neelin, 2011).

Por mais completo que seja o MCG, o mesmo sempre apresentará limitações, seja para previsões do tempo ou do clima. Assim, para que se possa ter confiança nas previsões de modelos climáticos com relação ao clima, são realizadas simulações para um período durante o qual as séries históricas sejam conhecidas, verificando a habilidade do modelo em representar tanto o clima passado quanto o do período no qual há observação (período de controle) (IPCC,

2007);(Nyeko-Ogiramoi et al., 2010). Um evento climático útil para essa verificação é o El Niño, cujos recentes ciclos têm sido observados e, portanto, fornecem dados para comparação com as respostas dos modelos climáticos (Neelin, 2011).

### 2.2.2 Cenários Futuros

Os cenários futuros fornecidos pelos MCGs utilizados para elaboração do IPCC AR4 (IPCC, 2007) são resultados de simulações sob cenários de emissão de gases de efeito estufa (GEE). Esses cenários, apresentados no Special Report on Emission Scenarios (SRES) (Nakicenovic et al., 2000), são derivados de um conjunto de hipóteses que relacionam a situação atual do clima à história do homem. Assim, questões como crescimento populacional, desenvolvimento socioeconômico, agricultura, energia, tecnologia e política são fatores levados em consideração, seja de forma qualitativa ou quantitativa, na elaboração dos cenários (Nakicenovic et al., 2000).

No total, seis grupos internacionais de modelagem apresentaram 40 alternativas de cenários. Desse total, surgiram os quatro cenários principais (Tabela 2.1) de emissão de GEE e enxofre, considerando diferentes desenvolvimentos demográficos, sociais, econômicos, tecnológicos e ambientais. Dentre as quatro famílias de cenários (A1, B1, A2, B2), há ainda as seguintes subdivisões da família A1: A1F1, A1T e A1B. Os três grupos da família A1 caracterizam alternativas de desenvolvimento em tecnologias no setor energético, em que A1F1, A1T e A1B correspondem, respectivamente, ao uso intenso de combustíveis fósseis, uso de combustíveis predominantemente não-fósseis, e uso balanceado das fontes de energia. Nenhum desses cenários considera políticas explícitas para limitar as emissões de GEE ou de adaptação para o aquecimento global esperado (Nakicenovic et al., 2000). De maneira resumida, as principais características dos cenários são (Nakicenovic et al., 2000):

- Cenário A1
  - Rápido crescimento econômico
  - População mundial atinge 8,7 bilhões de habitantes em 2050
  - População mundial decresce a 7,0 bilhões de habitantes em 2100
  - Rápida introdução de novas e mais eficientes tecnologias
  - Uso intenso de combustíveis fósseis no cenário A1F1
  - Uso de fontes de energias não fósseis no cenário A1T
  - Uso balanceado de todas as fontes de energia
- Cenário A2
  - Mundo bastante heterogêneo

- Contínuo crescimento populacional, atingindo 15 bilhões de habitantes em 2100
- Desenvolvimento econômico ocorre com orientação regional
- Crescimento econômico *per capita* e mudanças tecnológicas ocorrem de maneira mais fragmentada e lenta do que em outros cenários
- Cenário B1
  - Crescimento populacional semelhante à família A1
  - Rápidas mudanças nas estruturas econômicas
  - Introdução de tecnologias eficientes e limpas
- Cenário B2
  - Ênfase em soluções locais para sustentabilidade econômica, social e ambiental
  - Aumento da taxa populacional inferior à da família A2
  - Níveis intermediários de desenvolvimento econômico
  - Mudanças tecnológicas mais diversificadas e menos rápidas do que os cenários A1 e B1

**Tabela 2.1:** Famílias de Cenários do SRES

|   | Maior Foco Econômico | Maior Foco Ambiental |
|---|----------------------|----------------------|
| Mundo mais homogêneo (globalização)     | A1                   | B1                   |
| Mundo mais heterogêneo (regionalização) | A2                   | B2                   |

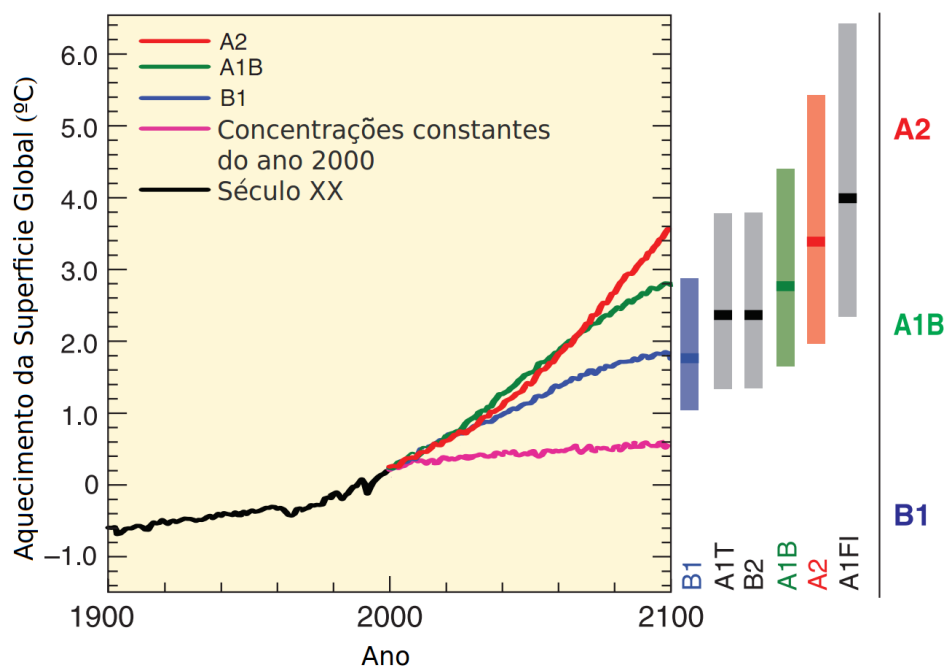
O resultado dos cenários de emissão de GEE são diferentes projeções nas anomalias da temperatura média global. Os casos mais extremos são os resultados dos cenários A2 e A1B, nos quais são previstos aumentos de temperatura em quase 3 e 4°C, respectivamente (Figura 2.1). Não há diferenças significativas entre os cenários durante as quatro primeiras décadas do século XXI e, até meados de 2080, o aumento da temperatura segundo o cenário A1B é superior àquele do cenário A2, ocorrendo uma inversão em seguida.

### 2.2.3 Downscaling

Por mais robusto e acurado que seja o MCG ou MCR, sua resolução espacial é inadequada para estudos com foco hidrológico em escala de bacia. Adicionalmente a essa limitação, algumas variáveis climáticas não são satisfatoriamente simuladas em escala local, como a precipitação diária (Trigo e Palutikof, 2001), e/ou existem grandes discrepâncias entre MCGs na geração das séries pluviométricas (Dai, 2006).

Mais especificamente em relação à precipitação, alguns estudos têm mostrado as limitações dos modelos climáticos em fazer sua simulação. Ao analisar alguns desses modelos, Sun et al. (2006) constataram que a maioria deles simula satisfatoriamente precipitações de baixa





**Figura 2.1:** Médias globais de aquecimento na superfície. As barras verticais representam a faixa de variação dos MCGs e a melhor estimativa está representada em cada barra por uma faixa horizontal. Fonte: Traduzido de Nakicenovic et al. (2000)

intensidade mas superestima sua frequência de ocorrência, ao mesmo tempo que subestimam a frequência de ocorrência da mesma variável de forte intensidade, embora reproduzam aproximadamente seus padrões de distribuição temporal. Chiew et al. (2009) observaram que, em geral, os MCGs conseguem reproduzir a distribuição de precipitação diária em escala global mas há diferenças consideráveis entre os totais pluviométricos simulados e observados. A falta de habilidade dos MCGs em representar a variabilidade observada nos dados coletados em estações climatológicas, seja em escala mensal ou anual, é associada ao fato de não serem inicializados com condições reais (Jiang et al., 2013). Ou seja, os MCGs não conseguem simular as séries pluviométricas observadas, pois estes não tem como forçantes climáticas as séries temporais oceano-atmosféricas observadas, com exceção do  $\text{CO}_2$  (Chiew et al., 2009).

O *downscaling* busca solucionar os problemas derivados da disparidade entre as observações em estações locais e as simulações em largas escalas dos MCGs (Wilby e Wigley, 1997). As técnicas de redução de escala, ou desagregação espacial, são classificadas em *downscaling* dinâmico ou estatístico (Fowler et al., 2007). O primeiro tipo consiste em um MCR que é aninhado em um MCG, ou seja, o MCR utiliza as informações do Grid do MCG como condições de contorno para produzir variáveis meteorológicas em melhor resolução espacial (Mearns et al., 2003). Ao mesmo tempo que a resolução espacial dos MCGs variam entre 100 e 300 km, nos MCRs as dinâmicas físicas da atmosfera são modeladas em grids horizontais espaçados de 20 a 50 km ou menos (Green et al., 2011). O *downscaling* estatístico busca identificar relações estatísticas entre as informações de MCGs ou MCRs e as variáveis climáticas locais (Wilby et al., 2004). O

principal fator limitante do *downscaling* dinâmico é seu elevado custo computacional, tornando o *downscaling* estatístico mais atraente ao uso. Este último pode ser classificado segundo as seguintes categorias (Fowler et al., 2007), (Wilby et al., 2004), (Green et al., 2011) :

- Tipagem Sinóptica de Tempo (*Synoptic Weather Typing*): realiza o agrupamento de dados meteorológicos locais considerando padrões de circulação atmosférica prevaletentes e constrói cenários climáticos futuros pela reamostragem a partir da distribuição de dados observados ou pela geração de sequências sintéticas de padrões de tempo usando combinações das técnicas de Monte Carlo e cadeias de Markov e reamostragem dos dados observados.
- Geração Estocástica de Tempo (*Stochastic Weather Generation*): produz séries de dados meteorológicos cujas características estatísticas são semelhantes àquelas das séries observadas.
- Modelos de Regressão (*Regression Modeling*): utiliza funções de transferência matemática e procedimentos de ajuste estatístico para produzir relações empíricas entre as variáveis climáticas em escala local (*predictand*) e as variáveis em larga escala (*predictors*)

Na literatura, encontram-se inúmeros trabalhos com aplicações de diferentes técnicas e ferramentas de desagregação espacial. Ao avaliar os impactos das mudanças climáticas sobre os recursos hídricos subterrâneos, Bouraoui et al. (1999) fizeram o *downscaling* a partir de um Gerador Estocástico de Tempo (GET) baseado na média e desvio padrão de dados de temperatura, precipitação e evapotranspiração potencial observados. Ao comparar métodos de *downscaling* estocásticos e determinísticos, Holman et al. (2009) aplicaram o GET CRU para obter séries temporais utilizadas na estimativa de recarga subterrânea. Willems e Vrac (2011) aplicaram métodos que utilizam *outputs* de MCGs considerados mais acurados, buscando relacionar a precipitação local com os resultados de pressão atmosférica e temperatura. Chen et al. (2012) utilizaram a ferramenta SDSM (*Statistical Downscaling Model*) e o método de aprendizado supervisionado SSVM (*Smooth Support Vector Machine*) para avaliar o desempenho de MCGs.

Percebe-se um esforço da comunidade científica em avaliar qual técnica é mais apropriada para determinada aplicação. Uma forma simples de avaliação é a inter-comparação das técnicas por meio da análise estatística de variáveis climáticas (precipitação média, precipitação total, temperatura, etc). Khan et al. (2006) compararam três técnicas de *downscaling* estatístico, concluindo que a técnica com base em regressão múltipla apresentou melhor desempenho em relação ao gerador estocástico de tempo e ao modelo com base em Redes Neurais Artificiais (RNA). Em contrapartida, Mendes e Marengo (2010) observaram que o *downscaling* com RNA apresentou bons resultados em comparação com funções de autocorrelação.

Ao comparar dois métodos baseados em RNA e outro em regressão linear, Ghosh e Katkar (2012) concluíram que o desempenho de cada um variou em função da intensidade de precipitação

tratada. Ou seja, eventos de baixa intensidade foram bem reproduzidos por um método, enquanto não demonstrou a mesma habilidade para gerar precipitação de média intensidade. Outros exemplos de comparações podem ser encontrados em Raje e Mujumdar (2011) e Semenov et al. (1998). Uma forma prática de se fazer um julgamento preliminar é comparar as vantagens e desvantagens apresentadas pela desagregação dinâmica e estatística, conforme proposto por Fowler et al. (2007) (Tabela 2.2):

**Tabela 2.2:** Resumo comparativo do *downscaling* dinâmico e estatístico

|              | Estatístico   | Dinâmico   |
|--------------|---|--|
| Vantagens    | Comparativamente baixa demanda computacional<br>Produz variáveis climáticas em escala pontual<br>Possibilita obter variáveis não disponibilizadas por MCRs<br>Possibilita a incorporação de observações ao método   | Produz respostas com base em processos consistentes fisicamente<br>Produz informações em escala refinada a partir de <i>outputs</i> de MCG           |
| Desvantagens | Demanda longas séries históricas confiáveis<br>Depende da escolha de <i>predictors</i><br><br>Não inclui <i>feedbacks</i> do sistema climático<br>Dependente das forçantes nos contornos dos MCGs<br>Afetado pelo tamanho do domínio, região climática e estação do ano | Elevado custo computacional<br><br>Número limitado de conjunto de cenários disponíveis<br>Fortemente dependente das forçantes nos contornos dos MCGs |

Diferentes técnicas de *downscaling* também têm sido empregadas para corrigir tendências, chamadas na literatura internacional de *bias* (viés), produzidas pelos MCGs (Berg et al., 2012; Kwon et al., 2012; Teutschbein e Seibert, 2012; Kidmose et al., 2012). Os métodos mais simples de fazê-lo utilizam a abordagem designada por fator delta (*delta approach*), fator de perturbação ou ainda fator de mudança, cuja hipótese é que os desvios das séries de variáveis climáticas sob as condições climáticas presentes se manterão no futuro. Ou seja, o clima futuro será uma versão perturbada do presente (Holman et al., 2009), (Willems e Vrac, 2011). Algumas vantagens e desvantagens desses métodos serão abordadas no capítulo de Materiais e Métodos. Dessa forma, Ashofteh et al. (2013) fizeram o *downscaling* de temperatura ( $T_{dw}$ ) e precipitação ( $P_{dw}$ ) perturbando a temperatura ( $T_{obs,t}$ ) e precipitação ( $P_{obs,t}$ ) observadas utilizando as Equações 2.1 e 2.2.

$$T_{dw} = T_{obs,t} + (\bar{T}_{GCM,fut,t} - \bar{T}_{GCM,con,t}) \quad (2.1)$$

$$P_{dw} = P_{obs,t} \times (\bar{P}_{GCM,fut,t} / \bar{P}_{GCM,con,t}) \quad (2.2)$$

Em que,  $\bar{T}_{GCM,fut,t}$  e  $\bar{P}_{GCM,fut,t}$  são a média a longo prazo de temperatura e precipitação simulada pelo MCG para o futuro no mês  $t$ , respectivamente;  $\bar{T}_{GCM,bas,t}$  e  $\bar{P}_{GCM,bas,t}$  são a média de longo prazo de temperatura e precipitação simulada pelo MCG para o período de controle para o mês  $t$ .

A abordagem por fator de mudança dispõe ainda de ao menos uma subdivisão, a qual classifica o método aplicado por Ashofteh et al. (2013) como *Constant Scaling*. Chen et al. (2013) comparam este com o *Daily Scaling*, no qual o índice  $t$  referente ao mês é substituído por  $Q$  para representar o percentil da função distribuição acumulada para cada mês. Essas abordagens também foram aplicadas por Mpelasoka e Chiew (2009) e Chen et al. (2011).

### 2.2.4 Incertezas

O processo de desagregação traz consigo incertezas, as quais se somam àquelas provenientes da estrutura dos MCGs e dos modelos hidrológicos (Praskiewicz e Chang, 2009). Há uma vasta literatura focada na estimativa das mesmas. Analisando as incertezas que surgem no processo de desagregação de precipitação diária, Khan et al. (2006) concluíram que os menores erros foram produzidos pelo GET LARS-WG em comparação com o SDSM e um modelo de RNA. Os mesmos autores também observaram que, em relação às incertezas na estimativa de médias e variâncias, o LARS-WG e o SDSM conseguem representar melhor tais incertezas da precipitação e temperatura em comparação com a RNA.

Chen et al. (2011) investigaram as incertezas relacionadas às técnicas de *downscaling* usando seis métodos diferentes por meio da construção de funções de densidade de probabilidade (FDP) e alertam sobre os cuidados a serem tomados quando se usa apenas um método de desagregação em estudos de impacto das mudanças climáticas. Semelhante recomendação é feita por Nóbrega et al. (2011) referente à tomada de decisão baseada em análises que consideram apenas um único MCG. Isto também é observado nas conclusões de Jung et al. (2012), que quantificaram e analisaram a incerteza na previsão de vazão por meio da combinação de cenários de emissão de GEE, MCGs e parâmetros de modelos hidrológicos, e de Chiew e McMahon (2002), os quais reforçam a limitação dos MCGs em representar eventos extremos, embora capturem bem as médias do clima. Embora não seja possível eliminar totalmente as incertezas desses métodos, a aplicação destes não é desencorajada. O importante do *downscaling* é fornecer estimativas confiáveis dessas incertezas decorrentes do método de desagregação espacial em questão, e não minimizá-las (Schaake et al., 2010).

Mais do que os métodos de *downscaling*, os MCGs são, para alguns autores, as maiores fontes de incerteza (Jung et al., 2012), superando, inclusive, as incertezas relacionadas à estimativa de parâmetros de modelos hidrológicos (Kwon et al., 2012). Entretanto, esse fato não implica necessariamente que a utilização de precipitação desagregada espacialmente, como entrada em modelos hidrológicos bem calibrados, seja uma melhor opção do que corrigir o viés da vazão prevista pelo mesmo modelo menos calibrado (Yuan e Wood, 2012). Tendo em vista as particularidades abordadas nesta seção, destaca-se a relevância das questões relacionadas às simulações

de modelos climáticos, as quais requerem semelhante atenção dispensada à fase de modelagem hidrológica.

## 2.3 Mudanças de Uso do Solo

Paralelamente às condições climáticas, a cobertura do solo também constitui um fator determinante sobre os processos hidrológicos (Nosetto et al., 2012), alterando os volumes dos componentes do balanço hídrico. Isso é notável onde a impermeabilização desenfreada do solo resulta em inundações devido à redução drástica do tempo de concentração nas bacias urbanas ou quando ocorre a remoção da mata ciliar de cursos d'água, considerada Área de Preservação Permanente pelo Código Florestal<sup>1</sup>, causando assoreamento de rios. Liu et al. (2013) destacam que a mudança de uso do solo afeta os recursos hídricos pela mudança na evapotranspiração (mudança da vegetação e solo nu), rugosidade da superfície (mudança da cobertura vegetal) e por diferença na demanda de água (aumento da irrigação).

Alguns tipos de cultivo possuem maior poder de interceptação da chuva, outros favorecem mais o escoamento, enquanto que existem ainda os que proporcionam uma maior retenção de água no solo. Dependendo da combinação de diferentes culturas agrícolas, as mudanças do uso do solo podem resultar numa redução da capacidade potencial de retenção de água na superfície e diminuir a infiltração, aumentando o total de escoamento superficial para o rio (Wijesekara et al., 2012). Alterações na vazão também ocorrem quando há mudanças da cobertura vegetal no sentido oposto, ou seja, quando florestas se desenvolvem em áreas onde anteriormente não existiam. Ambos os casos foram abordados por Brown et al. (2013), os quais mostraram que as alterações do *timing* das vazões, embora opostamente, são significativas e estimaram que seriam necessários entre 8 e 25 anos para que as bacias estudadas atingissem um novo equilíbrio. Outra possível consequência da modificação da cobertura superficial do solo, conforme observado por Dahlhaus et al. (2010), é o aumento da salinidade do solo devido ao desequilíbrio entre o fluxo natural de água doce e o escoamento de base de água salobra.

Em relação às águas subterrâneas, os impactos decorrentes de modificações do uso do solo estão relacionados a alterações nas taxas de recarga (Barreto, 2006; Gomes, 2008; Lucas, 2012; Crosbie et al., 2010; Ficklin et al., 2010). A alteração destas afeta diretamente a disponibilidade dos mananciais subterrâneos. Dessa forma, cria-se um efeito em cadeia, uma vez que a cobertura vegetal responde explicitamente a mudanças na disponibilidade de água subterrânea (Liu et al., 2013). A recarga subterrânea compõe um dos possíveis trajetos a serem percorridos pela água que infiltra no solo, uma vez que, nessa fase, a mesma está sujeita a evaporação e escoamento subsuperficial. Sendo assim, se faz necessário compreender o quanto são afetadas pelas alterações na cobertura do solo. Natkhin et al. (2012) verificaram que a diminuição das taxas de recarga no nordeste da Alemanha, entre os anos de 1958 e 2007, foi causada parcialmente, e em pesos praticamente iguais, por mudanças no clima (53%) e por mudanças na estrutura florestal (47%). Num estudo semelhante, Zhang et al. (2012) avaliaram a contribuição da variabilidade climática

---

<sup>1</sup>Lei nº12.651, de 25 de Maio de 2012

e do desmatamento sobre a vazão anual no Noroeste da China, atribuindo, respectivamente, 42,5% e 7,5% de peso a esses fatores.

## 2.4 Estimativa da Recarga Subterrânea

### 2.4.1 Conceituação

A recarga subterrânea é o fenômeno por meio do qual há a reposição de água dos aquíferos, sejam eles confinados ou não-confinados. Healy (2010); de Vries e Simmers (2002) definem a RS como sendo o fluxo descendente de água que, atingindo o nível freático (NF), soma-se ao armazenamento subterrâneo. Essa definição não leva em conta a reposição originada do fluxo hídrico horizontal e/ou vertical, proveniente de outro sistema subterrâneo adjacente, situação definida por Healy (2010) de fluxo inter-aquíferos.

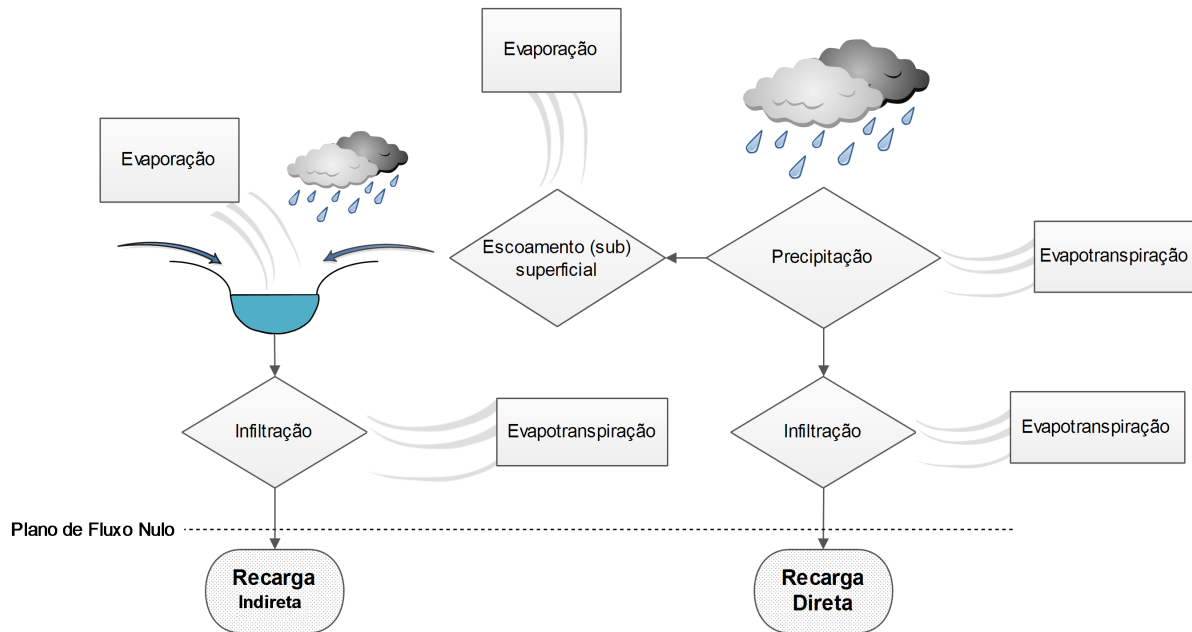
A classificação dos mecanismos de recarga comumente utilizada considera os seguintes tipos (Healy, 2010; Scanlon et al., 2002; de Vries e Simmers, 2002):

- Recarga Direta (Difusa ou local): originada da precipitação ou irrigação, ocorre distribuída sobre grandes áreas, infiltrando na superfície do solo e percolando através da zona não-saturada para o NF.
- Recarga Indireta (Localizada): percolação para o NF através do leito dos corpos d'água.

Esses mecanismos, esquematizados na Figura 2.2, têm como ponto de partida a água da precipitação. Uma parte desta é evaporada e o saldo restante infiltrará no solo (a) ou escoará superficialmente (b). No primeiro caso (a), uma parte da água ainda poderá evapotranspirar e somente a parte que atravessar o plano de fluxo nulo (PFN) constituirá a recarga. De acordo com Healy (2010), o PFN é “o plano horizontal a alguma profundidade dentro da zona não saturada que separa a água de movimento descendente e ascendente”. O movimento ascendente da água é causado pela evapotranspiração, enquanto abaixo do PFN a água percola e, eventualmente, atinge o NF.

O segundo caminho (b) constitui o escoamento superficial e subsuperficial, sujeito a evaporação. A parcela não evaporada flui no sentido de menor energia, acumulando-se nas depressões topográficas (rios, lagos, etc). Novamente, uma parte da água é “perdida” por evaporação e a outra infiltra, seguindo os caminhos de (a).

Scanlon et al. (2002, 2006) referem-se a infiltração como sendo o movimento da água a partir da superfície para a subsuperfície. Nessa condição, a água pode ser concebida como uma recarga potencial pois, embora possa tornar-se recarga, também há a possibilidade de retornar à atmosfera ou permanecer armazenada por algum período na zona não-saturada (Healy, 2010). Ressalta-se que o esquema descrito é uma simplificação e, por isso, não incorpora totalmente os processos da realidade (de Vries e Simmers, 2002).



**Figura 2.2:** Mecanismos de recarga subterrânea. Modificado de de Vries e Simmers (2002)

#### 2.4.2 Fatores que influenciam a recarga subterrânea

Alguns dos fatores influentes na recarga são: clima, solo, geologia, irrigação, superfície topográfica, uso do solo, características da chuva (intensidade média, duração, intensidade de pico) e umidade do solo antes da chuva (Bear, 1979; Healy, 2010; Kresic, 2007).

##### Clima

De acordo com Healy (2010), o clima é um dos fatores mais importantes no que diz respeito à recarga, pois a precipitação é a fonte da recarga natural além de ser o principal *input* do balanço hídrico. Regiões áridas e semi-áridas são normalmente dominadas pelo mecanismo de recarga indireta, com níveis freáticos profundos e rios que alimentam o aquífero. Por outro lado, regiões úmidas possuem, em geral, aquíferos rasos que alimentam a vazão dos rios (Kresic, 2007).

A temperatura, umidade, vento e insolação agem diretamente nas taxas de evapotranspiração e evaporação. A combinação desses fatores faz com que as perdas de água por evaporação e evapotranspiração possam compor, juntamente com a precipitação, as maiores parcelas do balanço hídrico. Em função disso, é razoável para algumas regiões adotar a diferença entre precipitação e evapotranspiração como estimativa de outras parcelas do ciclo hidrológico (Szilagyi e Jozsa, 2012).

##### Solos e Geologia

O processo de recarga pode ser afetado pela permeabilidade do material da superfície e sub-superfície (Healy, 2010), uma vez que solos mais permeáveis oferecem maior facilidade para

infiltração. Por esse motivo, o escoamento superficial, que ocorre após a saturação da camada mais superficial do solo, inicia-se após um maior período de tempo em solos arenosos do que em solos argilosos.

Analogamente, a geologia influencia a velocidade com que a água flui no subsolo. Isto é refletido no coeficiente de condutividade hidráulica<sup>2</sup> (K), o qual depende das propriedades do fluido e da matriz sólida (Bear, 1979). A variação espaço-temporal do NF é dependente deste parâmetro e do armazenamento específico<sup>3</sup>.

### Uso do solo e cobertura vegetal

Algumas maneiras pelas quais o uso do solo e suas modificações podem afetar a recarga foram abordados no item 2.3. Associado a esse fator está a cobertura vegetal. A densidade e o tipo de vegetação têm influência direta sobre as taxas de evapotranspiração (Healy, 2010). Por outro lado, a cobertura vegetal possibilita maior retenção da água do que solos nus, os quais são mais susceptíveis à erosão devido ao escoamento superficial (Kresic, 2007).

A existência de vegetação também pode contribuir para maiores taxas de recarga por aumentar a porosidade e permeabilidade da camada superficial, resultante do crescimento de raízes (Kresic, 2007). Em contrapartida, quanto mais espessa é a zona radicular, maior a profundidade onde a planta consegue extrair umidade do solo (Ficklin et al., 2010). Entretanto, do ponto de vista botânico, a profundidade do NF torna-se um fator limitante quando se trata de tipos de vegetação com raízes rasas que precisam alcançar camadas mais profundas para não entrar em estresse hídrico (Healy, 2010).

### Irrigação

Existem diferentes técnicas de irrigação empregadas em função do tipo de cultivo e suas necessidades (Bernardo et al., 2006). Algumas técnicas, como o sistema por sulcos, demandam mais água que outras, como por aspersores, e possuem menor eficiência, pois um volume considerável não é de fato utilizado pelas plantas. Independentemente se uma cultura é irrigada por gotejamento, pivô central ou outros sistemas, o não planejamento e dimensionamento destes acarreta no excesso ou falta da água realmente requerida. No caso de excesso, uma fração da irrigação poderá tomar um dos caminhos esquematizados na Figura 2.2 e recarregar artificialmente o aquífero (Ficklin et al., 2010). Healy (2010) destaca que esse tipo de recarga ocorre de forma significativa em regiões áridas e semi-áridas, onde a taxa de recarga natural é baixa.

### 2.4.3 Métodos de estimativa de recarga

A quantificação da recarga num aquífero não é uma tarefa trivial. Normalmente, a recarga ocorre distribuída por vastas áreas com diferentes características geomorfológicas, geológicas, de

<sup>2</sup>O coeficiente de condutividade hidráulica será abordado na subseção 2.5.2

<sup>3</sup>Idem 2



solo e de cobertura do solo (Kresic, 2007; de Vries e Simmers, 2002). Em consequência disto, diferentemente de outras parcelas do ciclo hidrológico que podem ser medidas diretamente por meio de equipamentos específicos (pluviômetros, sensores de umidade, molinetes hidrométricos, tanques de evaporação, etc), praticamente<sup>4</sup> não há uma maneira direta de medir a recarga. Uma vez que não se conhece as reais taxas de recarga, não há como avaliar a acurácia de determinada estimativa (Healy, 2010). Em vista dessas dificuldades, a literatura dispõe de diversos métodos para estimar recarga, classificados como pertencentes a três zonas: saturada, não-saturada e de águas superficiais (Healy e Cook, 2002; Healy, 2010; Scanlon et al., 2002; de Vries e Simmers, 2002). Tais métodos também podem ser classificados quanto ao uso de: traçadores, modelos computacionais ou conceitos físicos.

### Método do Balanço Hídrico

Diferentemente de outros métodos, o método do balanço hídrico (MBH) tem a vantagem de sua aplicabilidade não ser limitada a apenas uma das zonas do solo. Pelo contrário, o MBH é aplicável em qualquer escala espaço-temporal, pois o mesmo é baseado no conceito universal da conservação de massa (Healy et al., 2007). A Lei da Conservação da Massa garante que a matéria não pode ser criada nem eliminada num sistema físico ou químico. Assim, a variação da massa no interior de um volume de controle só pode variar se houver entradas e saídas de massa pelas faces. No campo da Hidráulica, é comum considerar a água como um fluido incompressível, ou seja, com massa específica ( $\rho$ ) constante. Portanto, em vez de tratar em termos de massa, é possível realizar o equacionamento em termos de volume. Logo, a variação de água  $\Delta V$  num volume de controle (VC) pode ser representada por  $\Delta V = V_s - V_e$ , onde  $V_e$  e  $V_s$  são o volume que entra e que sai do VC, respectivamente.

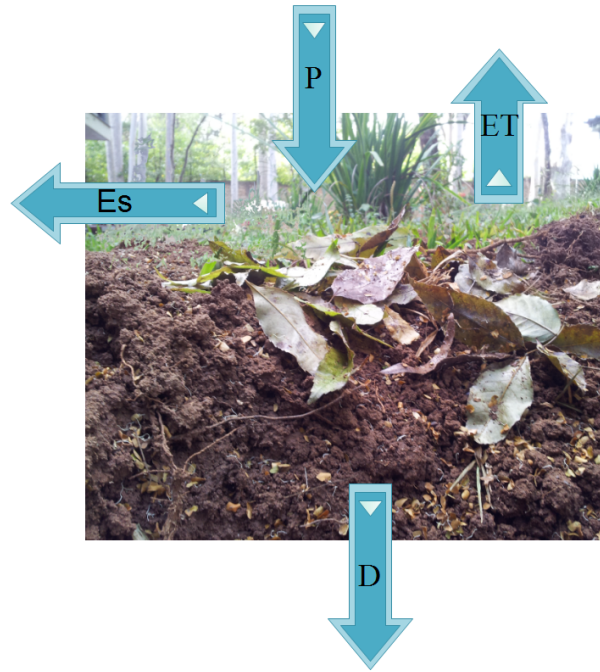
Healy (2010) ressalta que os métodos de balanço de água representam uma vasta classe de técnicas para estimar recarga. Nesse item, referir-se-á a MBH como uma abordagem de balanço hídrico residual, no qual quase todas as variáveis são medidas independentemente, exceto a recarga hídrica. Sendo conhecidos os outros termos do balanço hídrico, a recarga é a parte residual. A forma da equação do balanço depende do volume de controle adotado. Tomando, por exemplo, a camada superficial de um solo (Figura 2.3), o balanço de água pode ser expresso pela Equação 2.3.

$$P = ET + D + E_s + \Delta S \quad (2.3)$$

Em que,  $\Delta S$  é a variação do armazenamento de água, a única entrada é a precipitação (P) e as saídas são o escoamento superficial ( $E_s$ ), a evapotranspiração (ET) e a percolação (D). Alguns modelos matemáticos com foco na hidrologia superficial (SWAT, SMAP, etc) também simulam o escoamento subsuperficial, somando-o ao  $E_s$  e à vazão de base ( $Q_b$ ) para compor a descarga total no rio.

---

<sup>4</sup>Kresic (2007) afirma que com raras exceções os componentes da recarga de aquíferos não podem ser diretamente medidos em campo



**Figura 2.3:** Balanço de água na camada superficial de solo.

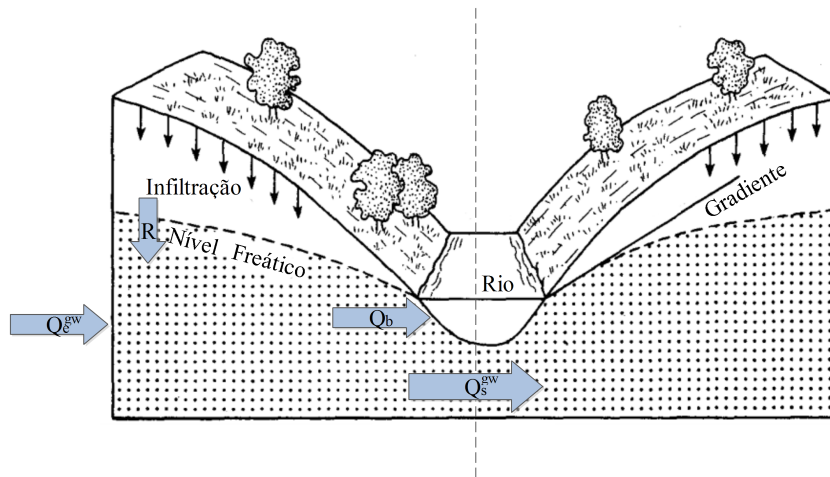
Se o volume de controle compreender a zona saturada com a base impermeável do aquífero e considerando a fronteira representada pela linha pontilhada da Figura 2.4, o balanço passa a ser representado pela Equação 2.4.

$$R + Q_e^{gw} = Q_s^{gw} - Q_b - \Delta S^{gw} \quad (2.4)$$

Em que,  $R$  é a recarga,  $\Delta S^{gw}$  é a variação do armazenamento subterrâneo e  $Q_e^{gw}$  e  $Q_s^{gw}$  são a entrada e saída de escoamento subterrâneo, respectivamente. No termo  $Q_s^{gw}$  podem estar incluídas as saídas por extração de água por bombeamento de poços. Consequentemente, o segundo termo pode incluir entrada de água originada de bacias adjacentes.

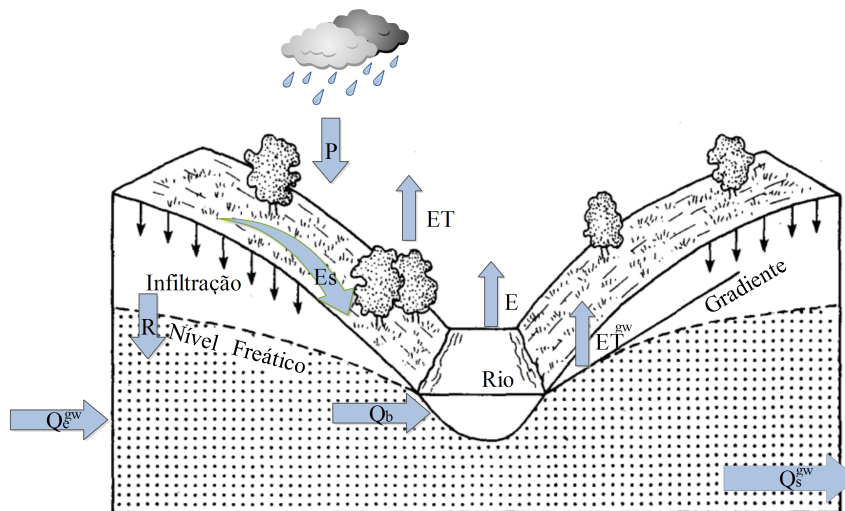
O balanço pode ser feito incluindo as zonas de solo, conforme a Figura 2.5. Nesse esquema, as parcelas de escoamento subsuperficial e escoamento superficial são representadas simplesmente por  $E_s$ . Em relação aos esquemas das Figuras 2.3 e 2.4, a Figura 2.5 inclui as parcelas referentes à evaporação ( $E$ ) direta dos espelhos d'água (rios, reservatórios, lagos naturais, etc) e à evapotranspiração da água subterrânea armazenada na zona não-saturada do solo ( $ET^{gw}$ ). Nesse caso, considerando que não há entrada na bacia em forma de escoamento superficial, o balanço é obtido pela Equação 2.5.

$$P + Q_e^{gw} = ET + ET^{gw} + E + Q_s^{gw} + Q_b + \Delta S \quad (2.5)$$



**Figura 2.4:** Balanço de água na zona saturada. Fonte: Adaptado de (Fetter, 2001)

Nota-se que algumas componentes ilustradas na Figura 2.5 não entram no equacionamento, pois elas representam movimentações de água que ocorrem dentro do volume de controle e, portanto, não constituem nem entradas nem saídas. Entre essas variáveis está a recarga. Por essa razão, essa abordagem não é, diretamente, adequada para estimar a recarga. A vazão de saída no rio ( $Q_s$ ) não foi representada na Figura 2.5 pois ocorre no plano normal à folha. Não obstante, a mesma constitui uma das principais saídas do sistema. É importante lembrar que as componentes das equações apresentadas são expressas em termos de taxas por unidade de tempo. De maneira a simplificar a implementação em modelos matemáticos, adotam-se as mesmas unidades de tempo para as variáveis, evitando-se conversões de unidade.

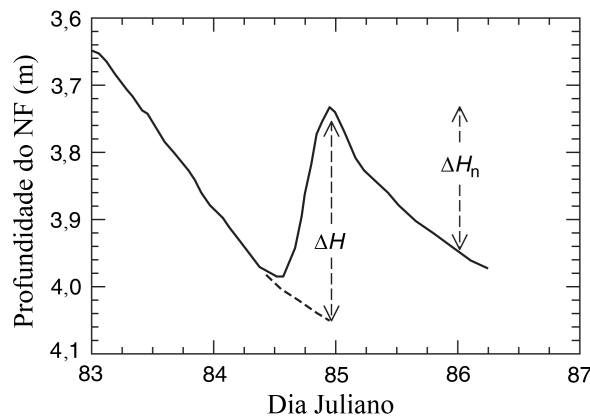


**Figura 2.5:** Balanço de água numa bacia hidrográfica. Fonte: Adaptado de (Fetter, 2001)

### Método da variação da superfície livre

Enquadrado como um método de base física cujo foco é a zona saturada, o método da variação da superfície livre (*Water Table Fluctuation*, WTF) é baseado na premissa de que elevações dos níveis de água subterrânea em aquíferos não-confinados ocorrem devido à recarga por água que atingiu o NF (Healy e Cook, 2002). Aplicações desse método na área de estudo deste trabalho foram feitas por (Lucas, 2012; Gomes, 2008; Wendland et al., 2007; Lucas et al., 2012). Considera-se que a recarga (R) (Equação 2.6) num intervalo de tempo  $\Delta t$  é igual à variação do armazenamento subterrâneo ( $\Delta S^{gw}$ ). Assim, a quantidade de água disponível numa coluna de área unitária é igual ao produto do rendimento específico ( $S_y$ ) pela altura de água ( $\Delta H$ ) nessa coluna. Para calcular a recarga total,  $\Delta H$  é dada pela diferença entre o pico da subida do NF e o ponto da curva de recessão antecedente no instante do pico (Healy, 2010) (Figura 2.6).

$$R = \Delta S^{gw} = S_y \cdot \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad (2.6)$$



**Figura 2.6:** Variação de nível freático hipotética. A linha tracejada representa a extrapolação da curva de recessão antecedente até o instante do pico. Fonte: Healy (2010)

Healy e Cook (2002) destacam que uma das vantagens desta abordagem é que, por não fazer considerações sobre os mecanismos pelos quais a água flui através da zona não-saturada, a presença de caminhos de fluxo preferenciais nessa zona não restringe de forma alguma sua aplicação. Healy (2010) acrescenta que as estimativas deste método podem ser representativas de áreas da ordem de milhares de metros quadrados, pois é possível que o nível de água medido num poço de monitoramento seja representativo de uma área dessa magnitude.

Embora o método do WTF seja simples e de fácil uso, ele traz algumas limitações. Se a Equação 2.4 for escrita incluindo a variável  $ET^{gw}$ , ter-se-á:

$$\Delta S^{gw} = R + Q_e^{gw} - Q_s^{gw} - Q_b - ET^{gw} \quad (2.7)$$

A Equação 2.6 infere que a água que atinge o NF entra diretamente para o armazenamento, anulando os outros componentes da Equação 2.7 durante o período de recarga (Healy, 2010). Na realidade, há uma defasagem temporal entre a chegada da água durante o evento de recarga e a redistribuição desta para os outros componentes da Equação 2.7. Sendo assim, a subida do NF devido a um eventual aumento do fluxo lateral seria equivocadamente atribuída a um evento de recarga. É importante que o intervalo de tempo da aplicação deste método seja suficientemente longo para que haja a redistribuição da água para as parcelas da Equação 2.7. Por essa razão, a aplicação deste método se torna atrativa quando o aquífero, cuja recarga deseja-se estimar, é raso e apresenta níveis com elevações e recessões acentuadas (Scanlon et al., 2002; Healy e Cook, 2002).

Outras limitações elencadas por Healy e Cook (2002) são:

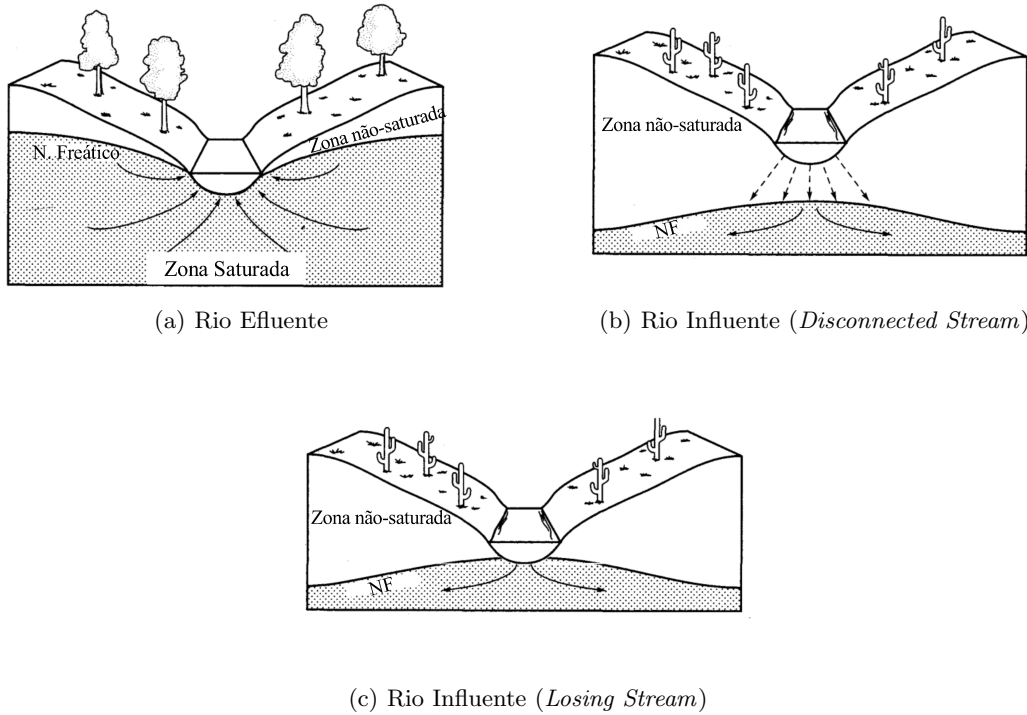
- Em função de fatores descritos anteriormente, as taxas de recarga podem variar substancialmente no espaço. Por isso, os poços devem estar localizados de maneira que os níveis observados neles sejam representativos da área como um todo.
- O método só consegue estimar recarga se houver variação do nível. Logo, se a entrada de água de no sistema (recarga, fluxo lateral, etc) for igual a saída (drenagem, etc), a resposta do método será nula.
- Outras dificuldades estão relacionadas à determinação de  $S_y$  e à identificação de causas para a elevação do nível por outros fatores, como mudança da pressão atmosférica, presença de ar aprisionado, bombeamento, etc (Scanlon et al., 2002).

### Métodos baseados na interação rio-aquífero

A interação rio-aquífero pode acontecer de duas maneiras. Ou o rio alimenta o aquífero (rio influente ou intermitente), ou este último alimenta o primeiro (rio efluente ou perene) (Bear, 1979). O primeiro caso é comum em regiões áridas e semi-áridas, onde os corpos de água formam fontes localizadas de recarga, e o rio pode estar hidraulicamente conectado (*losing stream*)(Figura 2.7(c)) ou desconectado do aquífero (*disconnected stream*)(Figura 2.7(b)). Por outro lado, regiões úmidas geralmente possuem rios que drenam a água do aquífero (*gaining stream*)(Figura 2.7(a))(Scanlon et al., 2002).

Com base nessas relações, é possível estimar a recarga a partir de dados de águas superficiais tanto para rio efluentes quanto influentes. Alguns dos métodos que utilizam essa lógica são revisados por Scanlon et al. (2002) e brevemente apresentados a seguir.

1. **Balço de água no canal.** Consiste em uma técnica de base física que realiza o balanço de água no canal baseado em dados fluviométricos por meio da Equação 2.8.



**Figura 2.7:** Formas de interação rio-aquífero. Fonte: Adaptado de Fetter (2001)

$$R = Q_m - Q_j + \sum Q_e - \sum Q_s - E_a - \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (2.8)$$

Em que,  $Q_m$  e  $Q_j$  são as vazões a montante e jusante das seções de controle,  $Q_e$  e  $Q_s$  são as entradas e saídas dos tributários ao longo do rio,  $E_a$  é a evaporação da água de superfície ou do leito, e  $\Delta S$  é a variação do armazenamento no canal e na zona não-saturada ao longo do tempo ( $\Delta t$ ). A Equação 2.8 estima a recarga pelo balanço residual, ou seja, ela contabiliza a variação interna, entradas e saídas do volume de controle (rio) e atribui à recarga o saldo que equilibra o balanço.

2. **Vazão de base.** Também de base física, estima a recarga baseando-se no balanço de água usando a vazão básica (Equação 2.7). É aplicável para rios efluentes (*gaining stream*), pois assume que a vazão no rio é mantida pelo aquífero por meio de  $Q_b$ . Novamente, há a necessidade da obtenção dos outros componentes da equação<sup>5</sup>. Eventualmente, os outros componentes ou alguns deles, uma vez que são conhecidos, podem ser negligenciados. Ainda que isto seja comprovado por meio de medição, há a necessidade de calcular a vazão de base. Em períodos de estiagem, assumindo desprezíveis os outros termos,  $Q_b$  deverá se igualar à vazão no rio, cuja medição é relativamente simples. Quando há contribuição do escoamento superficial e da precipitação diretamente sobre o espelho d'água, a vazão

<sup>5</sup>Algumas técnicas de fazer isto são discutidas por Healy (2010)

de base pode ser estimada aplicando técnicas de separação de hidrograma. Alguns desses métodos, entre eles o *Seasonal Recession Method* e *Recession Curve Displacement Method*, são abordados por Fetter (2001) e Chow (1988).

3. **Traçadores Químicos.** Conhecendo-se a assinatura dos isótopos de Oxigênio ( $^{16}\text{O}$ ) e Hidrogênio ( $^2\text{H}$ ) na água da chuva (ou outras possíveis fontes) e no aquífero, seus tempos de decaimento podem ser usados para identificar fontes de recarga, bem como o tempo entre o evento chuvoso e o evento de recarga (Healy, 2010). Outro traçador químico é o cloreto. O cloreto é um traçador ambiental natural que não adsorve sobre silicatos negativamente carregados, altamente solúvel em água e, normalmente, não interage em reações bioquímicas e geoquímicas (Healy, 2010). Uma vez depositado na superfície, o cloreto infiltra na subsuperfície e, devido à evapotranspiração da água, a concentração do mesmo aumenta com a profundidade até a zona radicular das plantas. Maiores taxas de percolação implicam, portanto, em menores concentrações de cloreto. Lucas (2012) aplicou o método de balanço de massa de cloreto na área de estudo deste trabalho, encontrando valores de recarga superiores àqueles obtidos pelo método do WTF, possivelmente devido a presença de agrotóxicos aplicados no solo que continham cloro em sua composição.

## 2.5 Hidráulica de Água Subterrânea

### 2.5.1 Conceitos preliminares

#### Aquíferos

Os aquíferos são formações geológicas que contêm e transmitem água subterrânea (Bear, 1979). A matriz rochosa que compõe as formações geológicas por dentro das quais a água se move é, por vezes, denominada de meio poroso, termo que será adotado neste trabalho. É por entre os poros conectados entre si que se dá a transmissão de água. A distribuição de água em subsuperfície se dá nas zonas de saturação e aeração. Os aquíferos correspondem à água localizada na zona de saturação e podem ser de dois tipos: confinado (AC) e não confinado (ou livre). Os aquíferos confinados recebem essa nomenclatura justamente por estarem confinados por formações impermeáveis. Dá-se o nome de aquífero artesiano quando a elevação da superfície piezométrica for superior à cota topográfica na superfície. Aquíferos livres (AL), ou não-confinados, são caracterizados por terem o NF como fronteira superior, onde incide a pressão atmosférica (Bear, 1979). O processo de recarga no AL é abordado no item 2.4.

#### Permeabilidade e Isotropia

A permeabilidade é a medida da capacidade de um meio poroso permitir a passagem da água sob condições fixadas. Se a permeabilidade for a mesma em todos os pontos do domínio do meio poroso, diz-se que o mesmo é homogêneo. Um ponto do domínio é considerado isotrópico

quando a permeabilidade neste é independente da direção. Caso contrário, diz-se que o meio é anisotrópico.

### Propriedades da água e do meio poroso

Algumas propriedades importantes da água para seu escoamento são: peso específico, viscosidade dinâmica ( $\mu$ ) e compressibilidade ( $\beta$ ) (Equação 2.9).

$$\beta = -\frac{\Delta V}{V} \cdot \frac{1}{\Delta p} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial p} \quad (2.9)$$

Em que,  $V$  é o volume de água anterior à variação de pressão  $\Delta p$  causadora da diminuição de volume  $\Delta V$ . A compressibilidade da matriz rochosa (Equação 2.10) possibilita o armazenamento de água num aquífero confinado, enquanto num aquífero livre a água é armazenada nos espaços vazios dos poros não ocupados previamente por água e cujo ar pode ser deslocado pela água. Assim, o aumento do armazenamento no AC implica na elevação da carga hidráulica, ao passo que no AL, resulta na elevação do NF. A pressão vertical descendente ( $\sigma$ ) exercida sobre um plano de área  $A$  do domínio é balanceada pela tensão na matriz sólida ( $\sigma'$ ) e pela pressão na água ( $p$ ). Considerando que  $\sigma'$  é uma boa aproximação da tensão de fato transmitida através do esqueleto rochoso e que  $p$  age sobre toda a  $A$  (Bear, 1979), uma variação  $d\sigma$  deverá ser compensada por  $d\sigma' + dp$ . Por outro lado, se  $\sigma$  for constante mas houver mudança da pressão (como a resultante do aumento do armazenamento), esta será equilibrada da seguinte maneira:  $d\sigma' = -dp$ . Por outro lado, se houver a perfuração de um poço, por exemplo, haverá a diminuição da pressão e acomodação do esqueleto rochoso devido à elevação de  $d\sigma'$ .

$$\alpha = -\frac{1}{U_b} \frac{\partial U_b}{\partial \sigma'} \quad (2.10)$$

Em que,  $U_b$  é o volume de massa do meio poroso e  $\partial U_b$  é a taxa de variação deste volume em função da variação da tensão na matriz rochosa. Bear (1979) enfatiza que a elasticidade da matriz sólida é muito maior comparada à das partículas que a compõe. Assim, o volume dos sólidos ( $U_s$ ) em  $U_b$  é considerado constante diante da deformação do meio. Sendo a porosidade  $n^6$  composta pelo rendimento específico  $R_e$  e porosidade específica  $n_e$ , pode-se escrever:

$$U_s \equiv U_b - n \cdot U_b = (1 - n)U_b = cte \quad (2.11)$$

Derivando parcialmente em relação a  $\sigma'$ :

$$\frac{\partial U_s}{\partial \sigma'} = \frac{\partial U_b}{\partial \sigma'} - \frac{\partial}{\partial \sigma'}(n \cdot U_b) = 0 \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial U_b}{\partial \sigma'} - \left( n \cdot \frac{\partial U_b}{\partial \sigma'} + U_b \cdot \frac{\partial n}{\partial \sigma'} \right) = 0 \quad (2.13)$$

<sup>6</sup>Porosidade de um solo é a razão entre o volume de vazios num volume unitário de solo



$$\frac{\partial U_b}{\partial \sigma'}(1 - n) = U_b \cdot \frac{\partial n}{\partial \sigma'} \quad (2.14)$$

Substituindo 2.10 em 2.14:

$$\frac{1}{U_b} \frac{\partial U_b}{\partial \sigma'} = -\alpha = \frac{1}{1 - n} \frac{\partial n}{\partial \sigma'} \quad (2.15)$$

Sendo  $d\sigma' = -dp$ :

$$\alpha = -\frac{1}{1 - n} \frac{\partial n}{\partial \sigma'} = \frac{1}{1 - n} \frac{\partial n}{\partial p} \quad (2.16)$$

A equação 2.16 relaciona a compressibilidade da matriz rochosa com mudanças da porosidade do meio, resultante da variação de pressão. Como visto anteriormente, a pressão no meio está diretamente relacionada à carga hidráulica. A adição (ou retirada) de um volume de água  $\Delta U_a$  ao volume total do aquífero  $U_b$ , resultará na variação da carga hidráulica  $\phi$ . Ao volume de água liberado do (ou adicionado ao) armazenamento num volume unitário do aquífero por unidade de variação de  $\phi$ , dá-se o nome de Coeficiente de Armazenamento Específico ( $S_s$ ), o qual multiplicado pela espessura  $B$  do aquífero fornece o Coeficiente de Armazenamento:

$$S = S_s \times B = \frac{\Delta V_a}{A \cdot \phi} \quad (2.17)$$

Num aquífero confinado homogêneo e isotrópico de espessura  $B$ , o cálculo do fluxo (apresentado adiante) pode ser feito utilizando uma propriedade do meio chamada Transmissividade, dada por  $T = K \cdot B$ . Se a hipótese de que o fluxo no aquífero é essencialmente horizontal não for válida, deve-se usar  $S_s$  e  $K$ . Caso contrário, é possível usar  $S$  e  $T$  (Bear, 1979). Em aquíferos não-confinados, a retirada ou inserção de água no meio tem como resposta a elevação da superfície freática. Assim, o coeficiente de armazenamento nesse caso é dado em função da variação do NF( $\Delta h$ ):  $S = \Delta V_a / A \Delta h$ .

### 2.5.2 Escoamento subterrâneo

A água, sendo um fluido, desloca-se no sentido de maior para menor energia. No meio poroso, o deslocamento da água é impulsionado pela diferença de carga hidráulica. A carga hidráulica (Equação 2.18) corresponde à soma de dois termos do Teorema de Bernoulli, expresso pela Equação da Energia: carga de pressão e carga de posição (elevação). A taxa temporal de deslocamento da água em três dimensões é dada pelo vetor de descarga específica  $\mathbf{q} = \vec{u}(x, y, z)$ .

$$\phi(x, y, z, t) = \frac{p}{\gamma} + z \quad (2.18)$$

Em que,  $p$  é a pressão hidrostática no ponto  $P$ ,  $z$  é a cota neste ponto e  $\gamma$  é o peso específico da água, dado por  $\gamma = \rho g$ , sendo  $g$  a aceleração da gravidade.

### Lei de Darcy

Dados dois pontos ( $P_1$  e  $P_2$ ) num domínio, distantes entre si por  $L$  metros, com cargas hidráulicas  $\phi_1$  e  $\phi_2$ , a descarga específica entre esses pontos é dada pela Equação 2.19.

$$u = K(\phi_1 - \phi_2)/L \quad (2.19)$$

O termo  $\Delta\phi/L = (\phi_1 - \phi_2)/L$  é chamado de gradiente hidráulico e corresponde à perda de energia devido ao atrito do escoamento no meio poroso;  $K$  [L/T] é a condutividade hidráulica do meio, calculada em função da permeabilidade intrínseca  $k$  do meio:

$$K = k \frac{\rho g}{\mu} \quad (2.20)$$

Considerando as três dimensões, a equação de Darcy para um aquífero isotrópico ( $K_x = K_y = K_z$ ) é dada por:

$$\vec{u} = -K \text{grad}\phi = -K \nabla\phi \quad (2.21)$$

### Equações do Fluxo Subterrâneo

Tomando um elemento cúbico de lados  $\Delta x = \Delta y = \Delta z$  (Figura 2.8) dentro do domínio de fluxo em um aquífero, a variação de massa no tempo (Acumulação) dentro do volume de controle (VC) deve se igualar ao fluxo de massa através da superfície do VC (Fluxo) mais o ganho ou perda de massa no VC (Fonte). O termo de Acumulação é dado por  $\partial m / \partial t$ . Multiplicando o volume de água ( $V_f$ ) em  $\Delta V$  pela massa específica desta, tem-se a massa de água neste volume de controle. Como a água ocupa somente os espaços vazios existentes no meio poroso, seu volume é obtido por  $n \cdot \Delta V$ . Assim, o termo de Acumulação é dado pela Equação 2.22. Os termos de Fluxo e Fonte serão deduzidos em seguida.

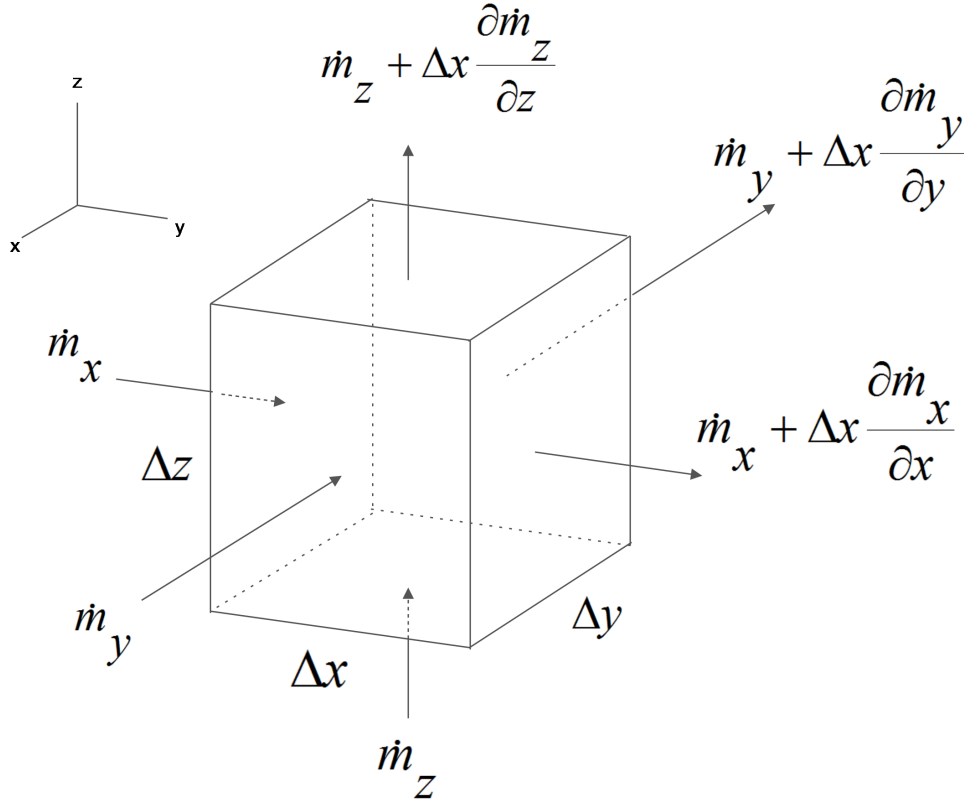
$$\frac{\partial m}{\partial t} = \frac{\partial(n\rho)}{\partial t} \cdot \Delta V \quad (2.22)$$

A partir da ilustração da Figura 2.8, deduz-se que o saldo do fluxo de massa ( $\dot{m}_i = \rho \cdot u_i \cdot \Delta x$ ) na direção  $i$  (do sistema ortogonal  $i, j, k$ ) é dado por:

$$\dot{m}_i - \left( \dot{m}_i + \Delta i \frac{\partial \dot{m}_i}{\partial i} \right) = - \frac{\partial \dot{m}_i}{\partial i} \cdot \Delta i \quad (2.23)$$

Somando os saldos em todas as direções, tem-se:

$$- \frac{\partial \dot{m}_x}{\partial x} \cdot \Delta x - \frac{\partial \dot{m}_y}{\partial y} \cdot \Delta y - \frac{\partial \dot{m}_z}{\partial z} \cdot \Delta z \quad (2.24)$$



**Figura 2.8:** Conservação de Massa para um volume de controle.

No volume  $\Delta V = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z$ , sendo  $m_i = \rho \cdot \dot{u}_i \cdot \Delta \cdot \Delta k$ , tem-se:

$$- \left( \frac{\partial(\rho u_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho u_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho u_z)}{\partial z} \right) \cdot \Delta V \quad (2.25)$$

O termo de Fonte ( $\dot{m}\Delta V$ ) representa a retirada ou injeção de água no aquífero (bombeamento ou recarga) e entra no equacionamento como um fluxo de massa aplicado sobre todo o volume:  $R = \rho Q \Delta V$ . Dividindo todos os termos por  $\Delta V$ , obtêm-se:

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = - \left( \frac{\partial(\rho u_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho u_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho u_z)}{\partial z} \right) + \rho Q \quad (2.26)$$

O segundo termo corresponde ao divergente do fluxo, podendo ser adotada a seguinte notação:

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = -\nabla(\rho \vec{u}) + \rho Q \quad (2.27)$$

Aplicando a Lei de Darcy (Equação 2.21) na Equação 2.27 chega-se na Equação da Difusividade (Equação 2.28)

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = -\nabla[\rho K \nabla \phi] + \rho Q \quad (2.28)$$

No caso do aquífero livre, a carga hidráulica é a própria cota potenciométrica. Portanto, substitui-se  $\phi$  por  $h$ :

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = -\nabla[\rho K \nabla h] + \rho Q \quad (2.29)$$

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = n \frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \frac{\partial n}{\partial t} \quad (2.30)$$

Sendo  $\beta = \frac{\Delta \rho}{\rho} \cdot \frac{1}{\Delta p}$ , resulta:

$$\frac{\partial(\rho)}{\partial t} = \beta \rho \frac{\partial p}{\partial t} \quad (2.31)$$

Sendo  $\alpha(1-n)\Delta p = \Delta n$ , tem-se:

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = n\beta\rho \frac{\partial p}{\partial t} + \rho(1-n)\alpha \frac{\partial p}{\partial t} \quad (2.32)$$

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = \rho(n\beta + (1-n)\alpha) \frac{\partial p}{\partial t} \quad (2.33)$$

Sabendo que  $n\beta + (1-n)\alpha = S_s$ , a Equação (2.33) se resume em:

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = \rho S_s \frac{\partial p}{\partial t} \quad (2.34)$$

Substituindo 2.34 em 2.29, tem-se:

$$\rho S_s \frac{\partial p}{\partial t} = -\nabla[\rho K \nabla h] + \rho Q \quad (2.35)$$

$$\rho S_s \frac{\partial(h-z)\gamma}{\partial t} = -\nabla[\rho K \nabla h] + \rho Q \quad (2.36)$$

$$\rho S_s g \frac{\partial(h\rho)}{\partial t} = -\nabla[\rho K \nabla h] + \rho Q \quad (2.37)$$

Sendo  $S = S_s g \rho$ , obtêm-se a Fórmula Geral do escoamento em meio poroso em aquífero livre:

$$S \frac{\partial(h\rho)}{\partial t} = -\nabla[\rho K \nabla h] + \rho Q \quad (2.38)$$

### Simplificações

A Equação 2.38 pressupõe que a densidade da água seja variável. Em termos práticos e para o campo de aplicação deste trabalho, a água se comporta como fluido incompressível. Assim, sendo uma constante, a Equação 2.38 pode ser dividida por  $\rho$ , desaparecendo este termo. Somando-se a esse fato, se o meio for homogêneo, isotrópico ( $K_x = K_y = K_z$ ) e não houver termo de fonte, tem-se a simplificação apresentada por 2.39. Lembrando que  $K \operatorname{div}(\operatorname{grad} h) \equiv K \nabla^2 h$ .

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = K \left( \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right) = K \nabla^2 h \quad (2.39)$$

Se o fluxo for permanente (não variar no tempo) e o meio for incompressível, chega-se a Equação de Laplace (2.40).

$$\nabla^2 h \equiv \left( \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right) = 0 \quad (2.40)$$

### Condições de contorno

As Equações Diferenciais Parciais (EDPs) apresentadas acima possuem infinitas possibilidades de soluções correspondentes a casos particulares de escoamento num domínio  $\Omega$  (Bear, 1979). A fim de obter uma única solução para um problema específico, devem ser fornecidas condições iniciais e de contorno. Os três tipos de condições de contorno são:

1. Condição de 1º Tipo (Dirichlet): A carga hidráulica  $h = h_c$  é conhecida no contorno  $\Gamma_1$ .
2. Condição de 2º Tipo (Neumann): Sendo  $\vec{n}$  a normal ao contorno  $\Gamma_2$  e o fluxo  $u = u_0$  conhecido em  $\Gamma_2$ , conhece-se  $\frac{\partial h}{\partial \vec{n}} = -\frac{u_0}{K}$ .
3. Condição de 3º Tipo (Robin): Misto das condições anteriores, ocorre quando o domínio do meio poroso  $\Omega$  está em contato com um corpo hídrico contínuo mas separado deste por uma camada relativamente fina semi-impermeável com coeficiente de drenança  $\alpha_d$  (*leakage coefficient*).

A condição inicial consiste em uma condição conhecida no instante  $t = 0$ . Tratando o escoamento como essencialmente bi-dimensional, ou seja,  $h = h(x, y, t)$ , deve-se conhecer  $h = h(x, y)$  em  $\Omega$  para  $t = 0$ .

### Equação de Boussinesq

Partindo das equações acima e considerando uma taxa de recarga (ou retirada)  $R$  [L/T], Bear (1979) demonstra a equação de continuidade básica para o fluxo subterrâneo em um aquífero não-confinado homogêneo com base impermeável, também chamada de Equação de Boussinesq.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{R}{K} = \frac{S}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.41)$$

#### 2.5.3 Solução das equações de fluxo subterrâneo

O melhor método de se resolver EDPs é o analítico. Uma das vantagens destacadas por Wang e Anderson (1995) é que o mesmo possibilita aplicar a solução para qualquer ponto do domínio em qualquer instante. O problema é que sua aplicação só é viável em casos mais simples, como o uni-dimensional que, ainda assim, não possui solução trivial (Liang e Zhang, 2012). Um exemplo é a Fórmula de Theis (Equação 2.42), que estima o rebaixamento  $s$  da carga hidráulica

no instante  $t$  em função do raio  $r$  em torno do poço de onde se extrai uma vazão  $Q_w$ , estando este perfurado num aquífero confinado de Transmissividade  $T$ :

$$s(r, t) = (Q_w/4\pi T)W(u) \quad (2.42)$$

Em que,  $W(u) = \int_{x=u}^{\infty} (e^{-x}/x)dx$ .

Existem também os métodos numéricos e análogos. Este último não será abordado aqui e, portanto, o leitor deve consultar Bear (1979) para maiores informações.

### Métodos Numéricos

Os pacotes computacionais existentes para solução dos problemas apresentados utilizam, em geral, o Método das Diferenças Finitas (MDF) ou o Método dos Elementos Finitos (MEF). Diferentemente dos métodos analíticos, esses métodos produzem soluções para apenas uma quantidade predeterminada e finita de pontos em  $\Omega$  (Wang e Anderson, 1995).

O MDF representa o domínio por meio de uma malha regular espaçada horizontal e verticalmente de  $\Delta x$  e  $\Delta y$ , respectivamente. Wang e Anderson (1995) demonstram que as derivadas parciais das equações de fluxo podem ser aproximadas numericamente por

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \simeq \frac{h_{i-1,j} - 2h_{i,j} + h_{i+1,j}}{(\Delta x)^2} \quad (2.43)$$

$$\frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \simeq \frac{h_{i-1,j} - 2h_{i,j} + h_{i+1,j}}{(\Delta y)^2} \quad (2.44)$$

Em que,  $h_{i,j}$  é a carga hidráulica no ponto  $P(x = i, y = j)$ . A solução pode ser implementada computacionalmente por meio de métodos iterativos (Jacobi, Gauss-Seidel, SOR, etc). O desenvolvimento de equações numéricas de outros termos, inclusive para regime transiente, é descrito por Wang e Anderson (1995).

Alguns problemas, por serem mais complexos, exigem maior flexibilidade. Wang e Anderson (1995) exemplificam a eventual necessidade de lançar mão de um modelo que permita considerar aquíferos anisotrópicos e heterogêneos, ou de utilizar uma malha irregular com diferentes valores de  $\Delta x$  e  $\Delta y$ . Esses e outros motivos levam ao uso de outras soluções menos limitadas. Uma delas é o MEF, o qual, semelhantemente ao MDF, resulta num conjunto de equações algébricas cujas incógnitas são as cargas hidráulicas num número finito de pontos nodais (Wang e Anderson, 1995).

A discretização de  $\Omega$  é normalmente feita utilizando células triangulares, embora também possam ser utilizados quadrados. As cargas hidráulicas calculadas numericamente são localizadas nos nós da malha. Diferentemente do MDF, a carga hidráulica também é definida em cada elemento por meio de funções de interpolação que possibilitam definir o potencial em toda área do domínio. O fato de poder discretizar o domínio de forma irregular possibilita, por exemplo, representar melhor os contornos do domínio ou discretizar melhor áreas de interesse dentro deste (Wendland, 2003).

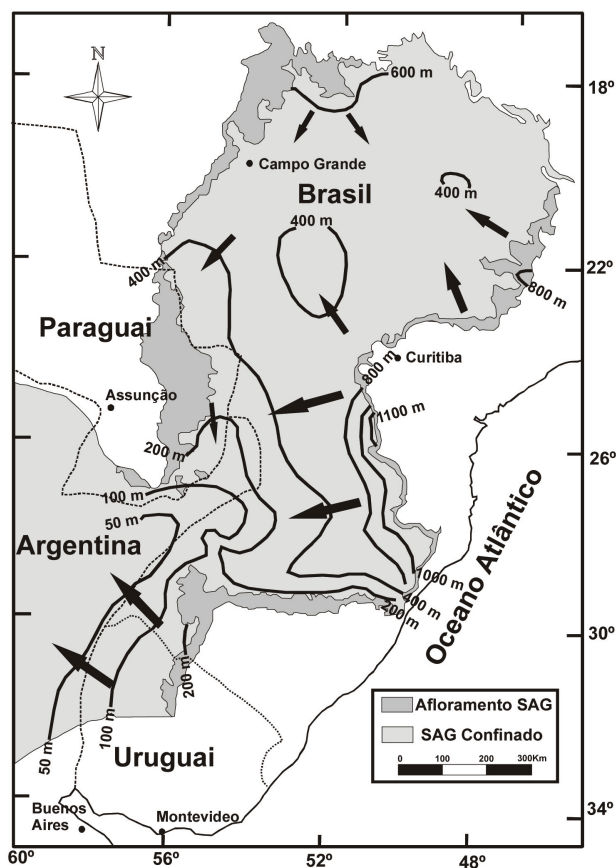
## Área de Estudo

### 3.1 Sistema Aquífero Guarani - SAG

O Aquífero Guarani (Figura 3.1) é um dos maiores e mais importantes aquíferos transfronteiriços do mundo, de onde são extraídos aproximadamente  $2.847.013,5 \text{ m}^3 \cdot \text{dia}^{-1}$  de água (OEA, 2009). Existem mais de 2 mil poços entre 100 e 300 m perfurados no SAG, além de mais de algumas centenas com profundidades entre 500 e 2000 m no domínio confinado do aquífero (Rebouças e Amore, 2002). Estima-se que o volume do mesmo esteja entre 25.000 e 37.000  $\text{km}^3$  (OEA, 2009), estendendo-se por vastas áreas de territórios brasileiros (736.000  $\text{km}^2$ ), argentinos (228.200  $\text{km}^2$ ), paraguaios (87.500  $\text{km}^2$ ) e uruguaios (36.200  $\text{km}^2$ ) (Gastmans et al., 2010).

Os estados brasileiros onde há ocorrência do SAG são: Goiás (55.000  $\text{km}^2$ ), Mato Grosso (26.400  $\text{km}^2$ ), Mato Grosso do Sul (213.200  $\text{km}^2$ ), Minas Gerais (51.300  $\text{km}^2$ ), São Paulo (155.800  $\text{km}^2$ ), Paraná (131.300  $\text{km}^2$ ), Santa Catarina (49.200  $\text{km}^2$ ) e Rio Grande do Sul (157.600  $\text{km}^2$ ) (Araújo et al., 1999). No estado de São Paulo, o SAG ocupa uma área de quase 160 mil  $\text{km}^2$ , dos quais aproximadamente 15 % correspondem à zona de recarga. É também nesse estado onde se concentra a maior porcentagem de poços, os quais representam 90 % da extração de água em território brasileiro (OEA, 2009).

O SAG é formado pelas unidades estratigráficas Botucatu e Pirambóia, estando a primeira sobreposta à segunda (OEA, 2009). Sobrejacente a essas rochas areníticas encontram-se as rochas basálticas da Formação Serra Geral (Araújo et al., 1999) e camadas sedimentares do Grupo Bauru (Sracek e Hirata, 2002). Diversas estimativas de condutividade hidráulica ( $K$ ) foram realizadas em diferentes áreas do SAG. Foram encontrados valores de  $K$  entre  $2,4 \times 10^{-5}$  e  $7,5 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (Sracek e Hirata, 2002). Araújo et al. (1999) apresentam valores entre  $8,7 \text{ m} \cdot \text{dia}^{-1}$



**Figura 3.1:** Mapa esquemático do SAG. Fonte: OEA (2009)

para Formação Botucatu e  $1,9 \text{ m} \cdot \text{dia}^{-1}$  para Formação Pirambóia. No Estado de São Paulo,  $K$  varia de  $2 \times 10^{-6}$  a  $1,9 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  para as Formações Botucatu e Pirambóia (Sracek e Hirata, 2002). Seus valores de porosidade variam de 0,07 a 0,15 (Sracek e Hirata, 2002).

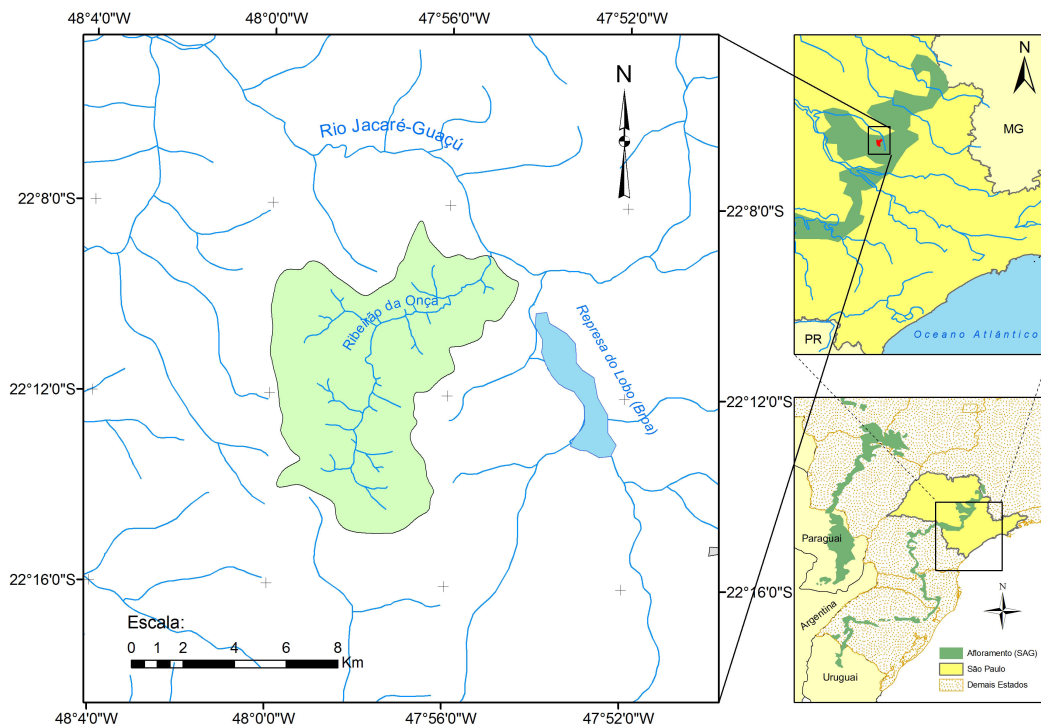
De acordo com Wendland e Rabelo (2010), o SAG é um aquífero essencialmente confinado ou semi-confinado, cujas áreas de afloramento correspondem a aproximadamente 10% da área total. A recarga natural do SAG se dá nessas áreas, quando a água da precipitação que atinge o solo, infiltra e atravessa sua zona não-saturada (IPT, 2011). O entendimento dos mecanismos de recarga nessas áreas é de fundamental importância para o gerenciamento dos recursos hídricos desse aquífero, uma vez que as alterações das taxas de reposição da água no mesmo terão impacto direto sobre a disponibilidade hídrica futura. Com esse entendimento, justifica-se a escolha de uma bacia representativa com características típicas das zonas de recarga do SAG para estimar possíveis impactos decorrentes das mudanças climáticas.



## 3.2 Bacia do Ribeirão da Onça

### 3.2.1 Localização e clima

A bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça (BRO) é uma das contribuintes para a formação do rio Jacaré-Guaçu, afluente do rio Tietê. A BRO (Figura 3.2) está localizada no município de Brotas, entre os paralelos 22° 10' e 22° 15' de latitude sul e entre os meridianos 47° 55' e 48° 00' de longitude oeste. Uma das características que gera maior interesse no estudo dessa área é sua localização em área de afloramento e zona de recarga do SAG (Figura 3.2).



**Figura 3.2:** Localização da Bacia do Ribeirão da Onça. Fonte: Lucas et al. (2012)

O centro da bacia está a aproximadamente 7 km do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada (CRHEA), onde está instalada sua estação climatológica (Figura 3.3). As primeiras medições de dados meteorológicos nessa estação datam da década de 1970. Algumas das variáveis climatológicas atualmente medidas em escalas diárias e/ou sub-diárias são: precipitação, temperatura do ar, velocidade do vento em três alturas (0,5 m, 2,0 m e 10,0 m), evaporação, radiação solar e umidade relativa do ar.

Os dados medidos na estação climatológica do CRHEA mostram que a temperatura média anual da região é de 20,5 ° C. Segundo a classificação climática de Köppen, a área em estudo possui clima subtropical úmido com chuvas de verão e inverno seco. A precipitação média anual oscila entre 1300-1400 mm (Barreto, 2006).



**Figura 3.3:** Estação climatológica do CRHEA.

### 3.2.2 Caracterização Física

As pesquisas de cunho hidrológico nessa bacia tiveram início na década de 1980. Desde então, diversos trabalhos contribuíram na aquisição de informações sobre as características físicas e morfológicas, entre outras (pedológica e geomorfológica, por exemplo). As principais informações geométricas sobre a BRO foram revisadas por Meira Neto et al. (2011) com base nos resultados apresentados por Mattos et al. (1984), Preto Filho (1985) e Pompêu (1990) (Tabela 3.1).

**Tabela 3.1:** Características físicas da bacia do Ribeirão da Onça. Fonte: Meira Neto et al. (2011)

|                                     |                    |
|-------------------------------------|--------------------|
| Área de drenagem                    | 65 km <sup>2</sup> |
| Perímetro                           | 42 km              |
| Comprimento axial                   | 11 km              |
| Extensão do curso d'água principal  | 16 km              |
| Comprimento total dos cursos d'água | 55 km              |
| Altitude máxima                     | 840 m              |
| Altitude mínima                     | 640 m              |
| Declividade média                   | 7,6 m/km           |

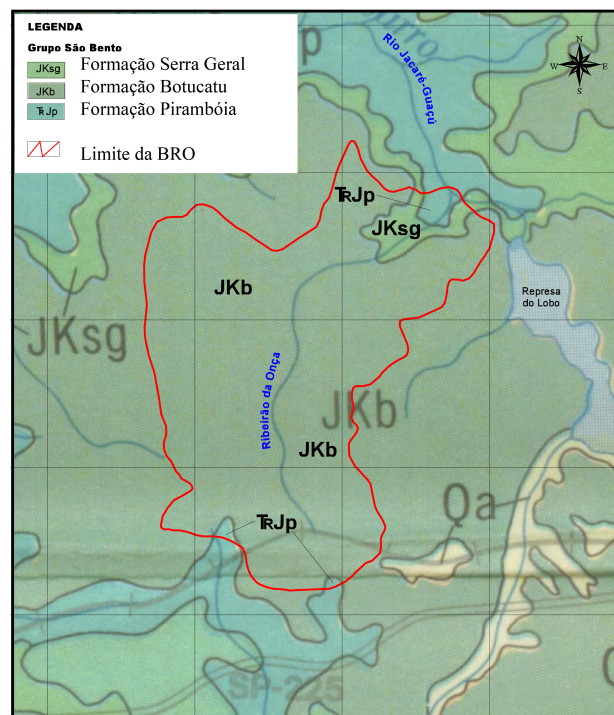
Dois coeficientes são comumente utilizados para caracterizar a bacia quanto à densidade de drenagem ( $D_d$ ) e sua compacidade ( $k_c$ ). O primeiro, dado pela razão entre o comprimento total dos cursos d'água e a área de drenagem, calculado a partir dos valores da Tabela 3.1 fornece  $D_d = 0,95 \text{ km} \cdot \text{km}^{-1}$ . Esse valor indica que a bacia é medianamente drenada, uma vez que 0,75 e 1,5  $\text{km} \cdot \text{km}^{-1}$  são os indicadores de drenagem pobre e rica, respectivamente (Vilela e Mattos, 1975).

O segundo, dado pela razão entre o perímetro da bacia e o perímetro da circunferência de área igual à da bacia, foi calculado de maneira semelhante e obteve-se  $k_c = 1,47$ . Quanto mais próximo da unidade for o valor deste, mais a forma da bacia se aproxima de uma circunferência

e, portanto, menor é o tempo de concentração ( $t_c$ ) da mesma. Bacias com menores tempos de concentração, dado que outros fatores possam ser desprezados, são mais susceptíveis a enchentes do que aquelas com maiores valores de  $t_c$ , considerando a proporcionalidade da área.

### 3.2.3 Geologia e Pedologia

A BRO encontra-se sobre rochas do Grupo São Bento de idade mesozóica (Figura 3.4), o qual reúne as Formações Serra Geral, Botucatu e Pirambóia e rochas Intrusivas Básicas Associadas (Castro Júnior, 2008). A Formação Pirambóia é constituída por arenitos cuja granulação vai de média a fina, com fração argilosa na parte superior, onde localmente há ocorrência de arenitos grossos conglomeráticos (Castro Júnior, 2008). Na BRO, a Formação Pirambóia ocorre na forma de arenitos finos a médios com elevado teor de argila e de arenitos grossos conglomeráticos.

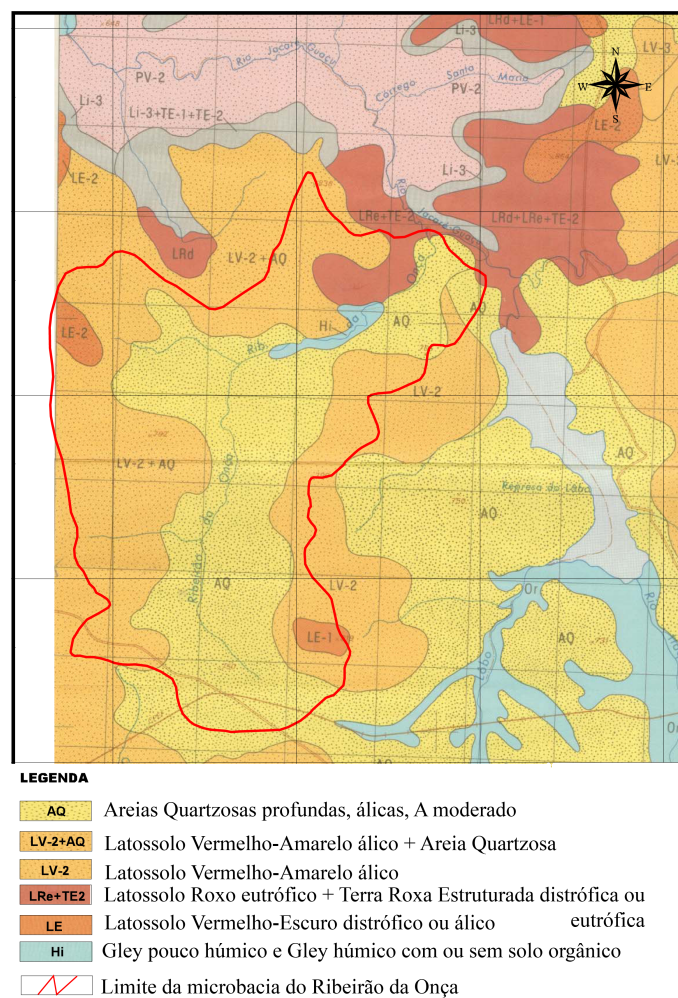


**Figura 3.4:** Mapa geológico da região da bacia do Ribeirão da Onça. Fonte: Castro Júnior (2008).

A Formação Botucatu ocorre em quase toda a área da bacia e é constituída em grande parte por arenitos de granulação avermelhada finamente selecionada a média uniforme. Essa Formação apresenta grãos foscos com elevada esfericidade e estratificação cruzada tangencial de médio a grande porte (Castro Júnior, 2008). Embora não haja afloramentos da Formação Botucatu, é possível observar sobre as colinas, areias quartzosas cujas texturas são semelhantes aos grãos de quartzo constituintes dos arenitos eólicos (Castro Júnior, 2008). A Formação Serra Geral, observada na área do exutório da bacia, tem origem em derrames basálticos de cor cinza a negra

e, de acordo com Castro Júnior (2008), a exposição de rochas básicas nessa área sugere uma origem intrusiva. Os tipos de solo que ocorrem na bacia descritos por Castro Júnior (2008) (Figura 3.5) são:

- Areias Quartzosas Profundas
- Latossolo Vermelho-Amarelo álico
- Latossolo Roxo eutrófico
- Terra Roxa Estruturada distrófica ou eutrófica
- Solos Hidromórficos
- Latossolo Vermelho-Escuro distrófico ou álico



**Figura 3.5:** Mapa pedológico da região da bacia do Ribeirão da Onça. Fonte: Castro Júnior (2008)

### 3.2.4 Uso e Ocupação do Solo

A BRO está inserida em área rural com uso agrícola e pecuário. Nos últimos 13 anos foram observadas mudanças dos usos do solo, havendo aumento das áreas de plantio de eucalipto, cana-de-açúcar e soja (Figura 3.6). Tais modificações foram observadas por meio da classificação realizada a partir de imagens de satélite Landsat da BRO entre 2000 e 2011 (Manziona et al., 2011). Entre os anos de 2011 e 2013 não foram observadas mudanças significativas.

Mais recentemente, a cobertura do solo passou a ser composta por pastagem, mata, cana-de-açúcar, eucalipto, laranja, limão e soja (Figura 3.6(f) e 3.7). Os poços de monitoramento estão instalados em quase todos esses usos, exceto em área de soja. No entorno de alguns poços houve mudança do uso do solo. Por exemplo, até 2010, os poços 16 a 19 estavam localizados em meio ao pasto, o qual foi substituído por eucaliptos (Figura 3.7(f)). A médio prazo, a investigação das modificações nas taxas de recarga, em função das alterações do uso do solo, permitirão adquirir maior conhecimento de como da relação entre os mecanismos de recarga e as dinâmicas ocorridas na superfície do solo.

Além dos aspectos quantitativos, relacionados ao aumento ou diminuição dos níveis freáticos, o tipo de uso e ocupação do solo também pode afetar aspectos de caráter qualitativo. Isso porque a aplicação de agrotóxicos e fertilizantes nas culturas pode resultar na contaminação, ainda que em proporções pequenas, do aquífero livre, tendo por agravante o fato do mesmo ser raso (Andrade e Stigter, 2009; Chen et al., 2010). Durante os trabalhos de campo na BRO, observou-se que a aplicação de herbicidas, pesticidas e fertilizantes ocorre nos plantios de cana-de-açúcar e citros (laranja e limão).

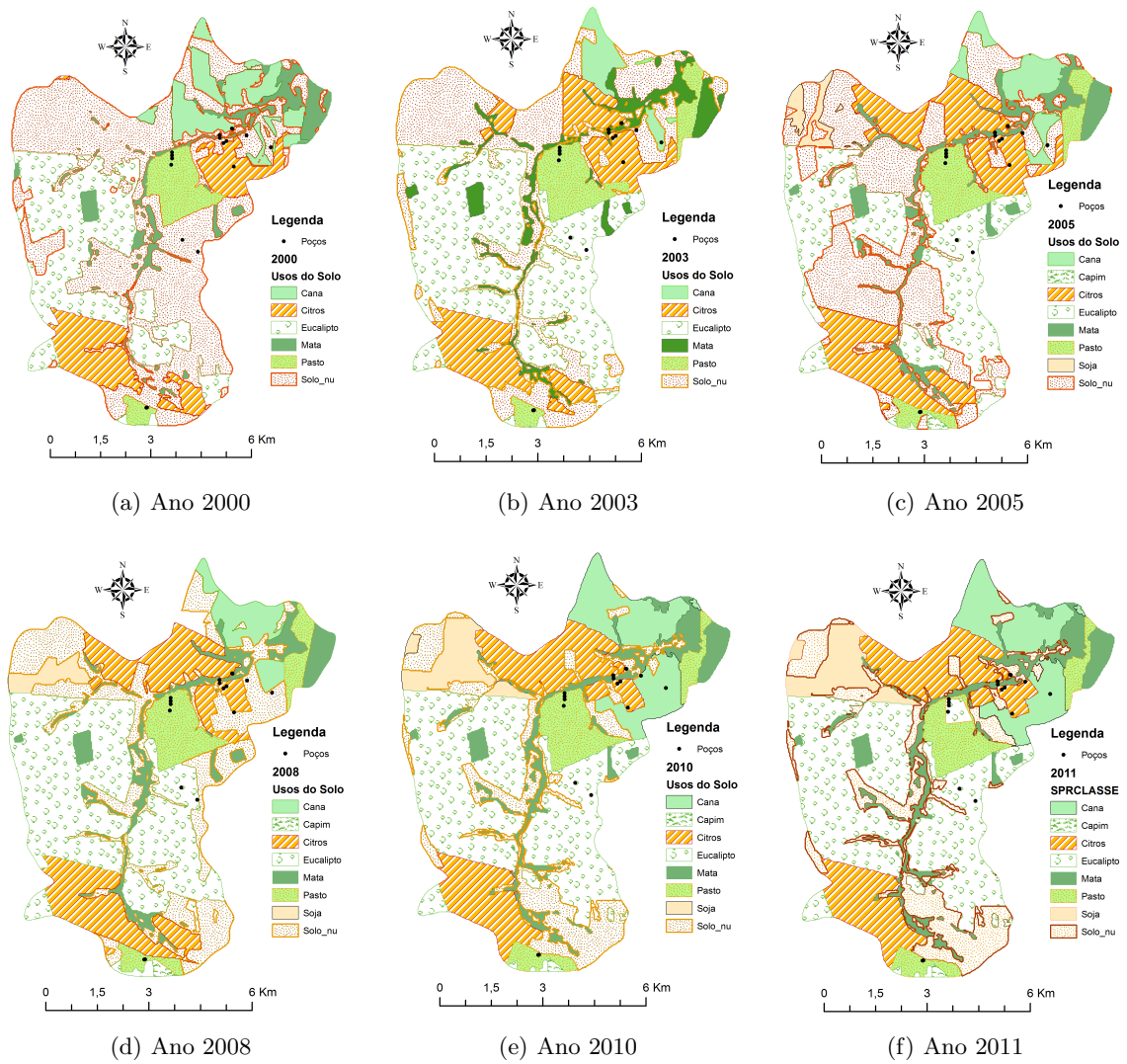
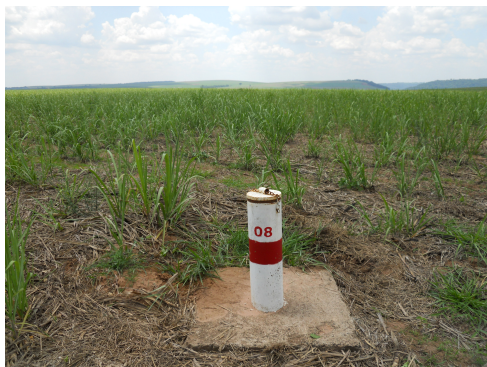


Figura 3.6: Mapas de Usos do Solo



(a) cana



(b) citros



(c) pasto



(d) eucalipto



(e) mata



(f) mudança de pasto para eucalipto

**Figura 3.7:** Tipos de Usos do Solo





---

# Materiais e Métodos

---

## 4.1 Coleta de dados

Os dados utilizados nesta pesquisa são variáveis climatológicas e hidrogeológicas. As variáveis climatológicas utilizadas foram precipitação e temperatura, representadas em uma série temporal que possibilitou a realização do balanço hídrico. Por meio do monitoramento e mapeamento hidrogeológico, informações tais como características físicas da BRO e níveis estáticos do aquífero foram obtidos. A seguir, algumas informações mais detalhadas desses dois tipos de dados são apresentadas.

### 4.1.1 Dados climatológicos

Dados de precipitação e temperatura, medidos desde 01 de agosto de 1973 até 2000, foram obtidos a partir do banco de dados da estação climatológica do CRHEA. Também foram utilizados dados pluviométricos coletados na estação da ANA (Figura 4.1). A partir de 2007, foram instaladas estações climatológicas compactas automáticas dentro da BRO. No entanto, pelo fato dos dados gerados nessas estações não abrangerem todo o período utilizado na calibração do modelo hidrológico, estes não foram utilizados diretamente na estimativa da recarga. Entretanto, por estarem espacialmente bem distribuídos dentro da bacia, foram úteis no entendimento da variação espacial da precipitação na área. Os dados diários de precipitação foram acumulados para a escala mensal, utilizada na etapa de modelagem. A partir das médias diárias de temperatura, calculou-se a média mensal, utilizada a posteriori na estimativa da evapotranspiração.



**Figura 4.1:** Imagem de satélite da bacia do Ribeirão da Onça. Fonte: Google Earth, imagem de 09/07/2011, acessada em 01/06/2013

#### 4.1.2 Monitoramento hidrogeológico

Em 2004, iniciou-se a medição do nível estático (NE) em poços instalados dentro e nos arredores da BRO. Até o ano de 2013, 23 poços de monitoramento têm possibilitado a medição quinzenal do NE por meio de um medidor manual e a cada 12 horas com o emprego de medidores automáticos. Por uma questão de localização e disponibilidade de dados para o período estudado, apenas 6 poços foram utilizados para calibração do modelo matemático do aquífero livre. Outros poços que apresentam períodos sem leituras, foram instalados depois de 2010 ou estão localizados fora dos limites da bacia. Além dessas medições, foram utilizadas dados de porosidade, obtidos por Gomes (2008). Outras informações necessárias para construção do modelo numérico (cotas altimétricas ao longo do rio, topografia da bacia, etc) foram derivadas de imagens de satélite (SRTM) por Guanabara (2011).

## 4.2 Simulações de Modelos Climáticos Globais

Os cenários climáticas futuras foram obtidas a partir de simulações de treze MCGs sob cenário de emissão A2 (Tabela 4.1). A escolha de utilizar um *ensemble* de MCGs se pautou na necessidade de compensar as incertezas derivadas das estruturas dos mesmos (Xu et al., 2013; Shrestha et al., 2012; Dams et al., 2012). Os dados das projeções dos MCGs são disponibilizados para *download* pelo World Climate Research Programme (WCRP) como resultado da terceira fase do Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3). O CMIP3 contou com dezesseis grupos de modelagem de onze países que rodaram um conjunto de simulações com modelos de circulação geral com

acoplamento atmosfera-oceano para o clima dos séculos XX e XXI.

A partir de março de 2007, o CMIP3 coletou, arquivou e disponibilizou quase 32 TB de dados e, até setembro de 2007, mais de 171 TB destes foram baixados pelos mais de 1000 usuários registrados (Meehl et al., 2007).

Em geral, o período de simulação futura dos MCGs é para os anos de 2046 a 2065 e de 2081 a 2100. Neste trabalho, o período futuro considerado corresponde ao intervalo entre 2081 e 2100, com exceção do período disponibilizado pelo MCG BCM (a partir de setembro de 2082). Os dados são disponibilizados no formato NETCDF, e para extrair as informações no ponto do Grid mais próximo da área de estudo, foi utilizada a ferramenta computacional GrADS (Grid Analysis and Display System). O GrAds, embora também possa ser instalado no Sistema Operacional Windows, foi utilizado em ambiente Linux e é executado via terminal de comandos. Para extrair e exportar os dados em NETCDF para arquivo texto, foi adaptado no âmbito da pesquisa um script que emprega funções do GrADS. O script, mostrado no Apêndice A, foi elaborado com base em informações obtidas no Fórum de Usuários do GrADS (<http://www.iges.org/grads/users.html>).

**Tabela 4.1:** Modelos de Circulação Global utilizados neste trabalho

| MCG        | País de origem | Resolução Espacial                       | Referência                 |
|------------|----------------|--|----------------------------|
| BCM        | Noruega        | $2,8^\circ \times 2,8^\circ$             | (Furevik et al., 2003)     |
| CCSM3      | EUA            | $1,4^\circ \times 1,4^\circ$             | (Collins et al., 2006)     |
| CGCMT47    | Canadá         | $\sim 3,75^\circ \times \sim 3,75^\circ$ | (Scinocca et al., 2008)    |
| CGCMT63    | Canadá         | $\sim 1,9^\circ \times \sim 1,9^\circ$   | (Scinocca et al., 2008)    |
| CM3        | França         | $1,9^\circ \times 1,9^\circ$             | (Terray et al., 1998)      |
| Mk3.0      | Austrália      | $1,9^\circ \times 1,9^\circ$             | (Rotstayn et al., 2010)    |
| ECHAM5     | Alemanha       | $1,9^\circ \times 1,9^\circ$             | (Jungclaus et al., 2006)   |
| CM2.0      | EUA            | $2,5^\circ \times 2^\circ$               | (Delworth et al., 2006)    |
| CM2.1      | EUA            | $2,5^\circ \times 2^\circ$               | (Delworth et al., 2006)    |
| SXG        | Itália         | $1,125^\circ \times 1,125^\circ$         | (Scoccimarro et al., 2007) |
| CM3.0      | Rússia         | $5^\circ \times 4^\circ$                 | (Diansky e Volodin, 2002)  |
| MIROC3.2 H | Japão          | $1,1^\circ \times 1,1^\circ$             | (Developers, 2004)         |
| CGCM2.3.2  | Japão          | $\sim 2,8^\circ \times \sim 2,8^\circ$   | (Yukimoto et al., 2001)    |

### 4.3 Downscaling

Séries de precipitação ( $P$ ) e temperatura ( $T$ ) mensais de quinze MCGs foram desagregadas utilizando os princípios do fator de mudança (FM), apresentado no item 2.2.3 e calculadas pelas Equações 2.1 e 2.2. A primeira vantagem diante de outros métodos é a sua simplicidade de aplicação. Pesa contra ele seu caráter determinístico, em que, dado um cenário futuro, produz-se apenas uma única série temporal de clima de mesma variabilidade dos dados de entrada (Holman et al., 2009). Por outro lado, esse método tem se mostrado eficiente, por exemplo, na correção de viés de médias mensais de temperatura e precipitação geradas por MCRs (Teutschbein e

Seibert, 2012). Parece haver mais consenso contra a aplicação do FM em se tratando de eventos extremos, para os quais as métricas estatísticas que quantificam incertezas são mais significativas do que as métricas relacionadas aos valores médios (Chen et al., 2013).

Variações desse método foram empregadas por Ashofteh et al. (2013); Berg et al. (2012); Teng et al. (2012), mas em escala diária. Neste trabalho, a modelagem do fluxo subterrâneo foi feita em escala mensal, não sendo necessário gerar séries diárias das variáveis climáticas de interesse. Outra adaptação desta abordagem diz respeito à perturbação das séries de  $P$  e  $T$ . Ao perturbar as séries observadas, gera-se uma certa limitação dos cenários, uma vez que os mesmos mantêm forte relação com as observações. Propõe-se, portanto, perturbar as séries sintéticas partindo das anomalias existentes entre as séries observadas e simuladas para o período de controle. Assim, a precipitação ( $P_{dw,m}$ ) e temperatura futuras ( $T_{dw,m}$ ) desagregadas foram calculadas pelas Equações 4.1 e 4.2.

$$P_{dw,m} = P_{mcg,m}^{fut} \times \left( \frac{\bar{P}_{obs,m}}{\bar{P}_{mcg,m}^{cont}} \right) \quad (4.1)$$

Onde,  $P_{mcg,m}^{fut}$  é a precipitação simulada pelo modelo  $mcg$  para o mês  $m$  no futuro;  $\bar{P}_{obs,m}$  é a precipitação média observada do mês  $m$  entre os anos de 1971 e 2000; e  $\bar{P}_{mcg,m}^{cont}$  é a precipitação média simulada pelo modelo  $mcg$  para o mês  $m$  no período de controle (1972 a 1999). O período de 1972 a 1999 foi adotado para o período de controle dos MCGs por ser o período inserido no intervalo em que se tem observações e para o qual todos os MCGs dispõem de simulações.

$$T_{dw,m} = T_{mcg,m}^{fut} + (\bar{T}_{obs,m} - \bar{T}_{mcg,m}^{cont}) \quad (4.2)$$

Onde,  $T_{mcg,m}^{fut}$  é a temperatura simulada pelo modelo  $mcg$  para o mês  $m$  no futuro;  $\bar{T}_{obs,m}$  é a temperatura média observada do mês  $m$  entre os anos de 1974 e 2000; e  $\bar{T}_{mcg,m}^{cont}$  é a temperatura média simulada pelo modelo  $mcg$  para o mês  $m$  no período de controle (1974 a 1999). No caso da temperatura, dispunha-se de dados somente a partir de 1974.

## 4.4 Balanço Hídrico

A estimativa da recarga direta na BRO foi feita pelo Método do Balanço Hídrico (MBH). Dois critérios foram observados para escolha deste:

- Espacialização da recarga: Diferentemente de outros métodos que estimam a recarga total em uma bacia, o MBH permite fazer a estimativa por unidades de respostas hidrológicas. Neste trabalho, considerou-se apenas o uso do solo quanto ao tipo de cultivo. Assim, o balanço foi aplicado para sete tipos de uso do solo.
- Projeção temporal da recarga: A grande maioria dos métodos de estimativa de recarga, utilizam informações observadas como entrada. Por exemplo, o método do WTF parte dos níveis freáticos observados para estimá-la. Quantificando a distribuição da águas nos

componentes do balanço hídrico para um período observado é possível realizar o balanço tendo como entrada a precipitação simulada para o futuro.

Inicialmente, pretendia-se estimar a recarga mensal como uma fração do total pluviométrico mensal para cada tipo de uso do solo, com base nos resultados obtidos por (Lucas, 2012) quando aplicou o método do WTF no cálculo da recarga anual na BRO. No entanto, essa simplificação se mostrou falha pois não contemplava alguns fatores determinantes. Primeiramente, essa fração varia dentro de uma faixa e sugere depender dos totais anuais do ano em questão e do ano anterior. Ou seja, a recarga no mês  $m$  depende da precipitação total nesse mês, se a precipitação total anual do ano presente e do ano anterior é superior, inferior ou praticamente igual a média histórica anual. Concluiu-se que essa dependência está possivelmente ligada diretamente ao balanço de água no solo e isto é levado em conta no MBH.

A recarga mensal  $R$  foi estimada como sendo a parte residual do balanço mensal na camada superficial do solo (Equação 4.3), utilizando a precipitação mensal  $P$ , evapotranspiração real  $ET_r$ , escoamento superficial e subsuperficial  $Es$  e variação do armazenamento na zona não-saturada (ZNS).

$$R = P - ET_r - Es - \Delta S_{zns} \quad (4.3)$$

As taxas de recarga mensais obtidas pelo MBH foram acumuladas para 12 meses e comparadas àquelas apresentadas por (Lucas, 2012; Lucas et al., 2012). O período de estudo compreende os anos hidrológicos de 2004-2005 até 2010-2011. Na região da área de estudo, o ano hidrológico inicia em outubro de um ano e termina em setembro do ano consecutivo.

#### 4.4.1 Obtenção dos componentes do balanço

##### Precipitação

Foram utilizadas as séries coletadas descritas no item 4.1.1.

##### Evapotranspiração

A partir dos dados de temperatura coletados (Item 4.1.1), calculou-se a evapotranspiração potencial  $ETP$  (mm/mês) segundo a Equação de Thorntwaite (4.4).

$$ETP = F_c \cdot 16 \cdot \left(10 \frac{t_i}{I}\right)^a \quad (4.4)$$

Em que,  $F_c$  é um fator de correção dado em função da latitude e do mês (Tabela 4.2),  $t_i$  é a temperatura média do ar,  $a$  e  $I$  são dados pelas Equações 4.5 e 4.6.

$$a = 67,5 \cdot 10^{-8} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-6} \cdot I^2 + 0,01791 \cdot I + 0,492 \quad (4.5)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left( \frac{t_i}{5} \right)^{1,514} \quad (4.6)$$

**Tabela 4.2:** Valores de  $F_c$  em função do mês e latitude. Fonte: Adaptado de (Camargo, 1962)

| Mês       | Latitude 20 S | Latitude 25 S | Interpolação para 22 S |
|-----------|---------------|---------------|------------------------|
| Outubro   | 1,08          | 1,10          | 1,09                   |
| Novembro  | 1,09          | 1,11          | 1,10                   |
| Dezembro  | 1,15          | 1,18          | 1,16                   |
| Janeiro   | 1,14          | 1,17          | 1,15                   |
| Fevereiro | 1,00          | 1,01          | 1,00                   |
| Março     | 1,05          | 1,05          | 1,05                   |
| Abril     | 0,97          | 0,96          | 0,97                   |
| Maio      | 0,94          | 0,94          | 0,95                   |
| Junho     | 0,91          | 0,88          | 0,90                   |
| Julho     | 0,95          | 0,93          | 0,94                   |
| Agosto    | 0,99          | 0,98          | 0,99                   |
| Setembro  | 1,00          | 1,00          | 1,00                   |

A evapotranspiração potencial calculada em 4.4 ainda não é totalmente adequada pois as estimativas por meio desse método apresentaram diferenças em comparação às medições por lisímetros para regiões próximas à área de estudo (Medeiros, 2008). Por essa razão, a  $ETP$  obtida pelo método de Thorntwaite foi corrigida aplicando a Equação 4.7, ajustada por Medeiros et al. (2012). Essa abordagem proposta tem por hipótese que a relação entre a temperatura e a evapotranspiração se manterá no futuro.

$$ETP_{cor} = ETP \times 0,8787 + 30,427 \quad (4.7)$$

Dependendo da cultura, as taxas de evapotranspiração são diferentes. Partindo de  $ETP_{cor}$ ,  $ET_r$  foi calculada por 4.8. O coeficiente  $K_c$  varia em função da cultura e da fase de crescimento  $f$  (Tabela 4.3). As fases de crescimento são distintas para cada cultura, variando desde 8 dias (fase 1 da cana-de-açúcar) a 150 dias (fase 1 do citros). Pelo fato do balanço ter sido mensal, os valores de  $K_c$  utilizados para calcular  $ET_r$  são as médias dadas por:  $K_c = (\sum_{f=1}^4 K_{cf}) \div 4$ . Todas as etapas do cálculo da evapotranspiração foram implementadas em VBA com intuito de agilizar o processo para os treze MCGs estudados e os cinco tipos diferentes de uso do solo.

$$ET_r = K_c \times ETP_{cor} \quad (4.8)$$

### Escoamento superficial e subsuperficial

Não se dispunha de parcelas de escoamento em todas as culturas existentes na BRO e durante o período de estudo. Estimou-se  $Es$  a partir de um modelo hidrológico da bacia contruído por

**Tabela 4.3:** Valores de  $K_{cf}$ . Fonte: Adaptado de (Allen et al., 1998)

|                 | $K_{c1}$ | $K_{c2}$ | $K_{c3}$ | $K_{c4}$ |
|-----------------|----------|----------|----------|----------|
| Cana-de-açúcar  | 0,40     | 0,83     | 1,25     | 1,00     |
| Citros          | 0,80     | 0,80     | 0,80     | 0,80     |
| Eucalipto       | 1,00     | 1,00     | 1,00     | 1,00     |
| Mata de Cerrado | 1,00     | 1,00     | 1,00     | 1,00     |
| Pastagem        | 0,75     | 0,75     | 0,75     | 0,75     |
| Soja            | 0,40     | 0,78     | 1,15     | 0,88     |

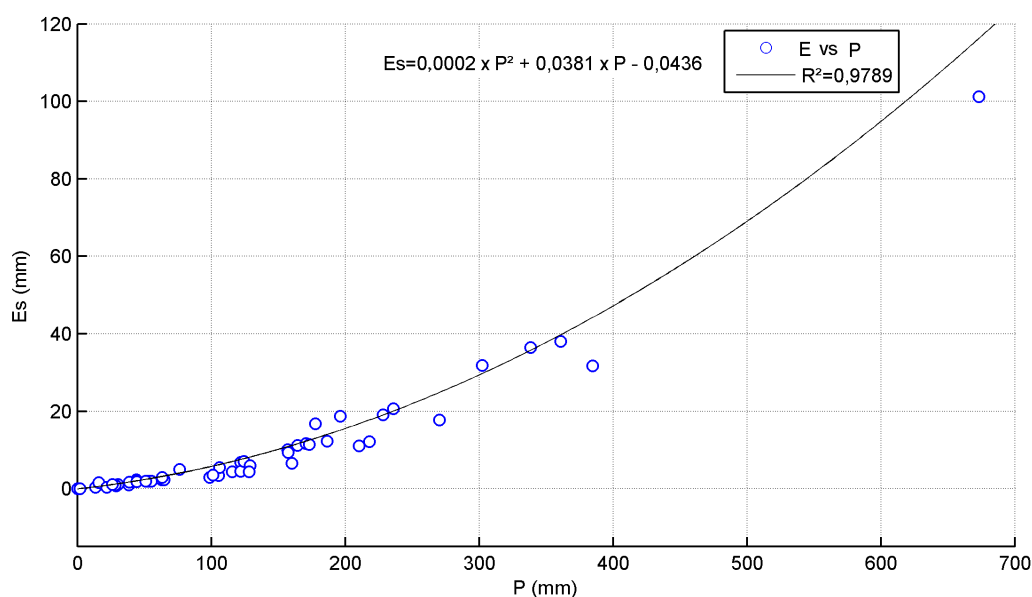
Meira Neto (2013), usando a ferramenta *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT). O SWAT é um modelo hidrológico distribuído de base física que, para simulação, divide a bacia em unidades de respostas hidrológicas (URH) cujas propriedades de solo e uso do solo são únicas. Atualmente é um dos modelos mais utilizados internacionalmente (Wagner et al., 2012; Gosain et al., 2006), com mais de 250 artigos relacionados à sua aplicação (Gassman et al., 2007). No Brasil, há mais de 70 publicações entre dissertações, teses e artigos sobre aplicações do modelo em bacias brasileiras (Garbossa et al., 2011).

O SWAT simula para cada URH os fluxos de águas nas parcelas de evapotranspiração, escoamento de base, escoamento subsuperficial e direto. As URH criadas pelo SWAT levam em conta outras características além daquelas adotadas neste trabalho e, portanto, são diferentes entre si. Para rodá-lo, fez-se uso da ferramenta ArcSWAT, própria para ser executada no Sistema de Informações Geográficas (SIG) ArcGIS. Este, por sua vez, não possui compatibilidade com o ambiente Linux. Para que não fosse necessário manter um processo de migração entre sistemas operacionais durante a fase de modelagem, as simulações de  $E_s$  foram analisadas e observou-se que estas poderiam ser aproximadas por uma função ajustada (Equação 4.9) cuja entrada é somente a precipitação mensal (Figura 4.2).

$$E_s = 0,0002 \cdot P^2 + 0,0381 \cdot P - 0,0436 \quad (4.9)$$

É importante perceber que essa aproximação não distingue o tipo de uso do solo, ao contrário, considera que o escoamento se dá homoganeamente sobre toda a área. Na prática, isso não é verdade, pois culturas como a cana-de-açúcar, possuem elevada capacidade de interceptação da precipitação<sup>1</sup>, enquanto outras favorecem mais ao escoamento superficial, como o pasto. No caso da área de estudo deste trabalho, esse fato não traz prejuízos relevantes, uma vez que as taxas de escoamento superficial e subsuperficial não ultrapassam 15% da precipitação, mesmo nos casos mais extremos. Esse fato é favorecido pela alta capacidade de infiltração na bacia, característica dos solos arenosos que cobrem mais da metade de sua área.

<sup>1</sup>No caso da cana-de-açúcar, essa capacidade se dá pela combinação da densidade do plantio e disposição funicular da folhagem



**Figura 4.2:** Linha de tendência ajustada para obter  $E_s$  em função de  $P$ .

### Variação do armazenamento na zona não-saturada

Essa componente é a menos simples de ser obtida. Assumindo-se  $R$  conhecido, bem como os outros termos de 4.3 e que o saldo destes fornecesse  $\Delta S = S_f - S_i = 100$  mm, teria havido um acréscimo no armazenamento de 100 mm, implicando que o solo reteve um volume de água que poderia ter sido drenado e constituído recarga. Se a variação fosse negativa e os outros componentes de 4.3 se mantivessem inalterados, implicaria que a umidade do solo diminuiu, pois perdeu água para drenagem.

O armazenamento na zona não-saturada ( $R_{solo}$ ) é dado pela soma do teor de umidade volumétrico  $\theta$  na coluna de espessura  $z = z_{ns}$  ( $z = 0$  na superfície do terreno) (Equação 4.10). Seriam necessários sensores de umidade nos diferentes tipos de URH da bacia para conhecer a faixa de variação do armazenamento e a capacidade máxima de retenção de água nessa zona. Não tendo sido possível, dentro do escopo deste trabalho, realizar essas medições, foi necessário adotar uma abordagem que possibilitasse realizar o balanço com o que se tinha disponível.

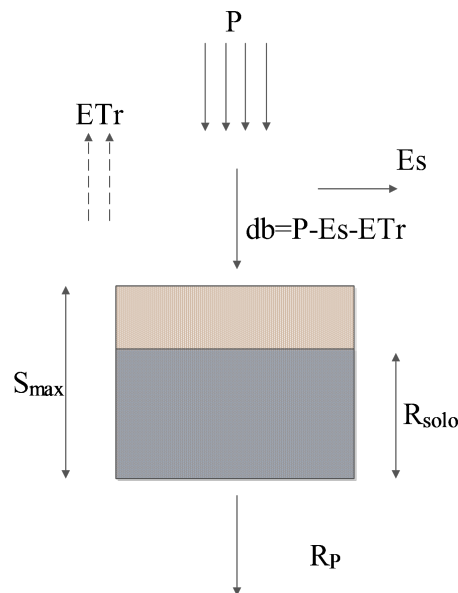
Alguns modelos hidrológicos, como os aplicados por Raneesh e Thampi (2013) e Kwon et al. (2012), representam o armazenamento de água e fluxos na bacia por meio de reservatórios lineares. Inspirando-se nessa representação, assumiu-se que a recarga ocorre quando um valor máximo ( $S_{max}$ ) que o reservatório fictício da zona não-saturada consegue reter, for ultrapassado. O parâmetro  $S_{max}$  foi calibrado para a área de cada tipo de cultivo cuja estimativa de recarga fora feita pelo método do WTF por Lucas (2012).

$$S = \int_{z_{ns}}^0 \theta dz \quad (4.10)$$



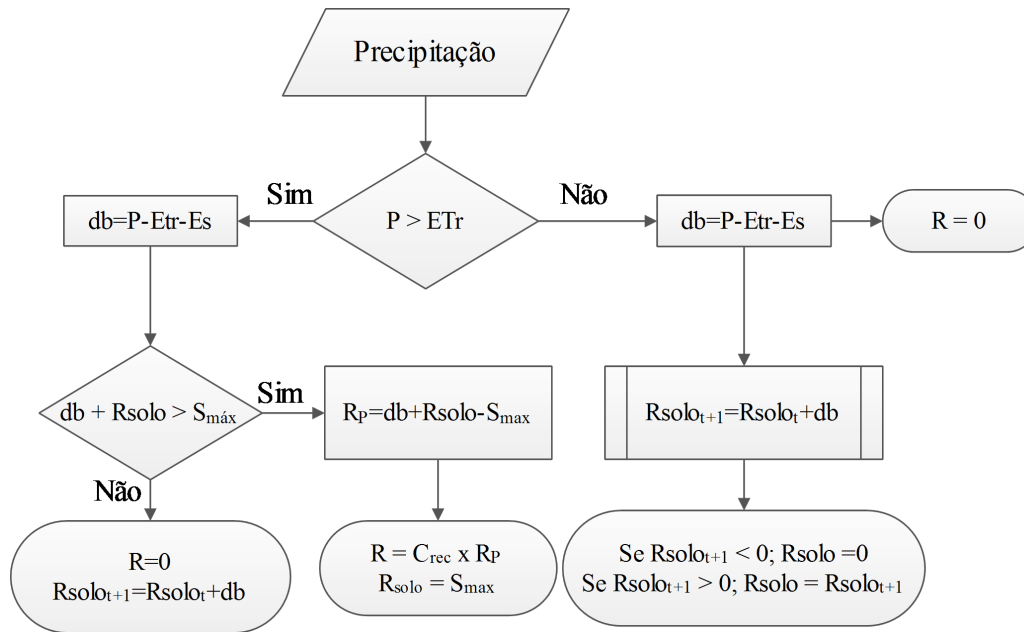
#### 4.4.2 Cálculo da recarga

A Figura 4.3 ilustra o modelo conceitual, detalhado no fluxograma da Figura 4.4, aplicado para estimar a recarga. Assumindo que a única entrada no balanço mensal seja a precipitação, as duas perdas iniciais são o escoamento direto e subsuperficial (Equação 4.9) e a evapotranspiração (Equação 4.8). Primeiramente, verifica-se se a precipitação excede a evapotranspiração. Em caso negativo ( $P > ET_r$ ), o saldo  $db = P - E_s - ET_r < 0$  será debitado do armazenamento da ZNS, representado pelo reservatório do solo  $R_{solo}$ , e não ocorre recarga ( $R = 0$ ). Em caso positivo, o saldo  $db$  é adicionado ao volume armazenado no solo do mês anterior. Se o volume atualizado do reservatório for maior que  $S_{max}$ , o volume excedente ( $db + R_{solo} - S_{max}$ ) constituirá a recarga potencial ( $R_P$ ) (ou líquida).  $R_P$  (equivalente à infiltração na Figura 2.2) refere-se à água da chuva que não escoou subsuperficialmente ou superficialmente, nem sofreu evapotranspiração, e está disponível para recarga mas não necessariamente atingirá o nível freático (de Vries e Simmers, 2002).



**Figura 4.3:** Fluxograma para estimativa de recarga.

Com o intuito de não ignorar a possibilidade de  $R_P$  ser diferente de  $R$ , considerou-se um coeficiente de recarga ( $C_{rec}$ ) para dosar o quanto da recarga potencial constituirá de fato recarga direta. Este coeficiente é dado pela razão entre o volume disponível para recarga ( $R_P$ ) e a capacidade máxima de retenção hídrica do solo ( $S_{max}$ ). Como é impossível que a recarga seja maior do que o disponível, se  $R_P > S_{max}$  considera-se que  $R = R_P$ , ou seja,  $C_{rec} = 1$ . Caso contrário, a recarga é dada por  $R = C_{rec} \times R_P$  e o volume do reservatório do solo passa a ser sua capacidade máxima. Mesmo quando  $db > 0$ , é possível que  $S_{max} > R_{solo} + db$ . Se assim for, assume-se  $R = 0$  e atualiza-se  $R_{solo}$ .



**Figura 4.4:** Esquema conceitual para estimativa de recarga

## 4.5 Modelo Matemático

O método aplicado para modelagem do fluxo subterrâneo será semelhante ao descrito por Scibek et al. (2007), os quais investigaram os impactos das mudanças climáticas sobre os níveis de água subterrânea num aquífero livre por meio da modelagem do fluxo subterrâneo em regime transiente. O processo de modelagem segue as etapas normalmente utilizadas (Chiew e McMahon, 2002), realizando a calibração do modelo a partir de séries históricas observadas e aplicando no modelo calibrado os dados de entrada fornecidos pelos cenários.

A solução das equações de fluxo será computada por um modelo numérico discretizado em elementos finitos (EF), implementado através da aplicação do Simulador de Processos em Aquíferos (SPA) (Wendland, 2003). O SPA é um pacote de programas estruturado em módulos, com base no sistema operacional Linux (Wendland e Rabelo, 2010). Pelo fato do modelo utilizar o método de elementos finitos para solução numérica, o mesmo possui boa representação dos resultados em torno de poços, e discretiza melhor os contornos em comparação com o método de diferenças finitas. O pacote permite, ainda, a simulação em três dimensões do fluxo de água subterrânea; simulações em meios porosos, saturados e não-saturados; e simulações em regime estacionário e transiente. O SPA é composto por módulos responsáveis por funções específicas:

1. CMA (Construtor de Modelos de Aquíferos): constrói a malha de EF e atribui parâmetros geológicos e hidrogeológicos;
2. VMA (Verificador de Modelos de Aquíferos): otimiza e verifica possíveis erros e problemas na malha;

3. FAS (Fluxo de Águas Subterrâneas): simula o fluxo subterrâneo em regime permanente;
4. TP (Transporte de Poluentes): simula o fluxo transiente e/ou transporte de solutos;
5. VPA (Visualizador de Processos de Aquíferos), GIA e XPLT: geram imagens do modelo e dos resultados de simulação.

#### 4.5.1 Construção do Modelo

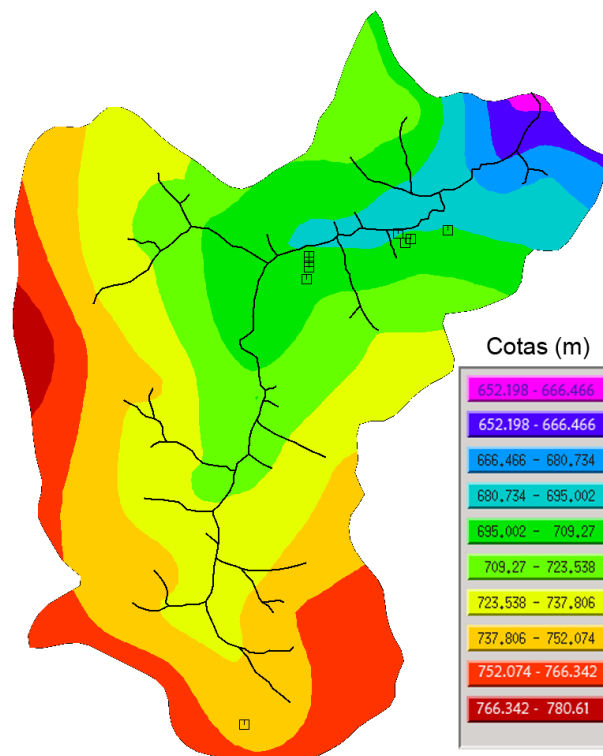
O modelo computacional utilizado neste trabalho é uma versão modificada daquele construído por Guanabara (2011), que fez o levantamento dos parâmetros necessários à modelagem. As informações necessárias à construção do modelo utilizando o CMA são gravadas no arquivo de estrutura do modelo “projeto”.str. Uma vez construída a estrutura, define-se a malha cujas informações são gravadas juntamente com as estruturas no arquivo “projeto”.net, organizado da seguinte maneira:

1. COOR\*: Coordenadas de todos os nós do modelo que darão origem a contornos e vértices.
2. ELEM\*: Enumeração de todos os elementos do modelo aos quais serão atribuídos parâmetros hidrogeológicos.
3. BASE\*: cota da base do aquífero para cada elemento.
4. CALI: cota da superfície potenciométrica em cada nó do modelo para calibração.
5. COND: condutividade hidráulica de cada elemento [m/s].
6. LENO: definição dos nós drenantes e das condições de 3ºTipo.
7. MXNI: infiltração máxima por *leakage* (drenança).
8. POCO\*: nós onde ocorrem extração ou injeção de água e as respectivas taxas.
9. PORO: valores de porosidade nos nós.
10. POTE: valores dos potenciais conhecidos (condições de 1ºTipo).
11. RECA: atribuição de recarga a cada elemento ([m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>]).
12. RIOS: cota do potencial de referência (carga hidráulica) dos nós aos quais foram atribuídos LENO e MXNI.
13. SUPE\*: cota da superfície topográfica do terreno em cada nó.
14. MARK: símbolos no modelo que identificam rios, poços, etc.

O modelo utilizado neste trabalho incorpora sem nenhuma modificação as estruturas com “\*” criadas por (Guanabara, 2011). As alterações feitas no restante são abordadas a seguir.

## CALI

A superfície de calibração consiste em um estado inicial da superfície livre no aquífero. Uma forma de criá-la é interpolar espacialmente os níveis medidos nos poços e exportar para o SPA. Essa opção não mostrou ser a melhor pelo fato da distribuição espacial dos poços na área abranger predominantemente metade da bacia. Soma-se a isto o fato do período de leitura ser relativamente curto, restringindo o período de aquecimento do modelo. Para superar essas dificuldades, executou-se o modelo entrando com a superfície elaborada por Guanabara (2011) (Figura 4.5) e a superfície resultante da simulação do último passo de tempo foi tomada como CALI (Figura 4.6).



**Figura 4.5:** Superfície de calibração criada por Guanabara (2011).

## COND e PORO

Partindo dos valores utilizados por Guanabara (2011), a condutividade hidráulica foi calibrada mantendo aproximadamente a mesma distribuição espacial por ele adotada (Figura 4.7).

Para a porosidade, o procedimento foi semelhante mas, diferentemente de  $K$ , a espacialização feita por Guanabara (2011) (Figura 4.8).

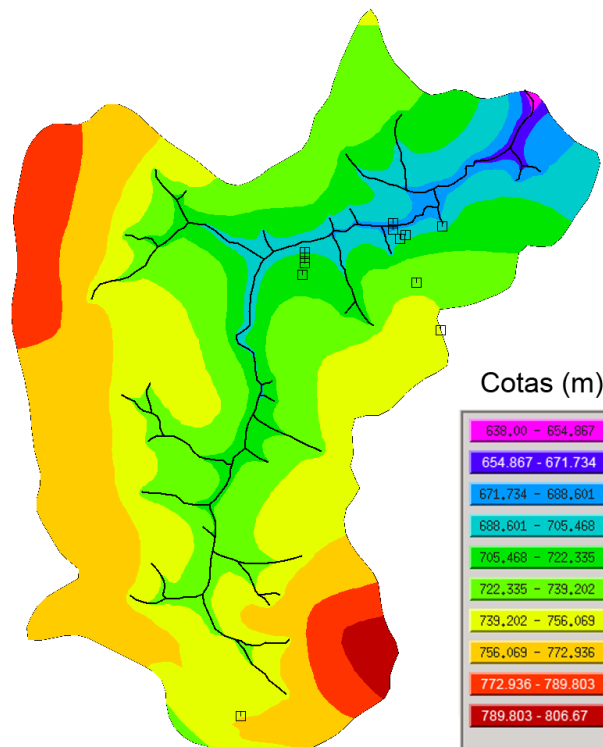


Figura 4.6: Superfície de calibração adotada como CALI.

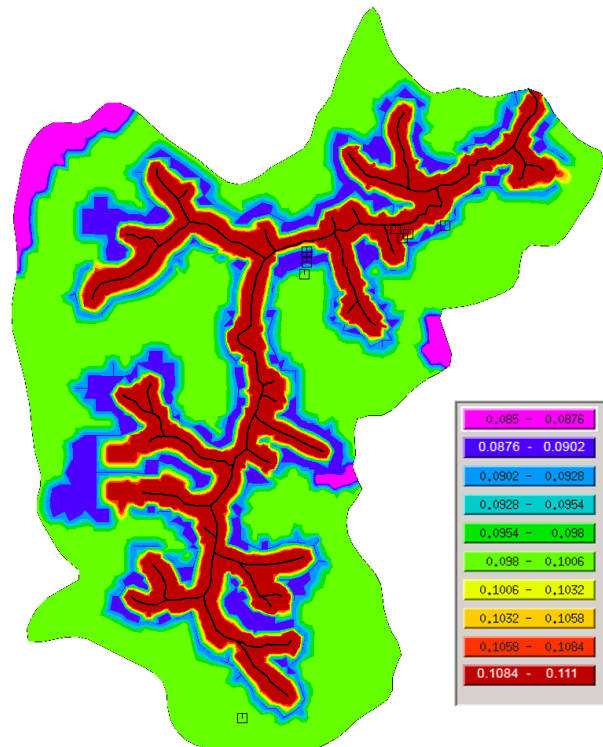
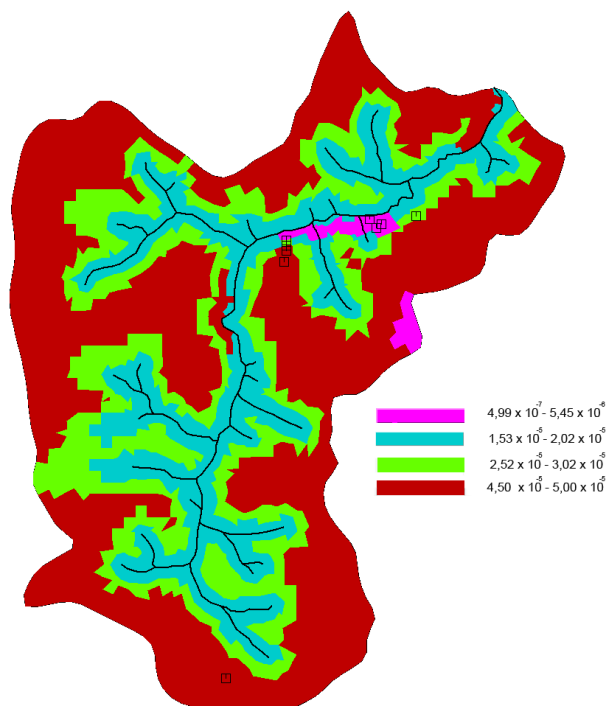
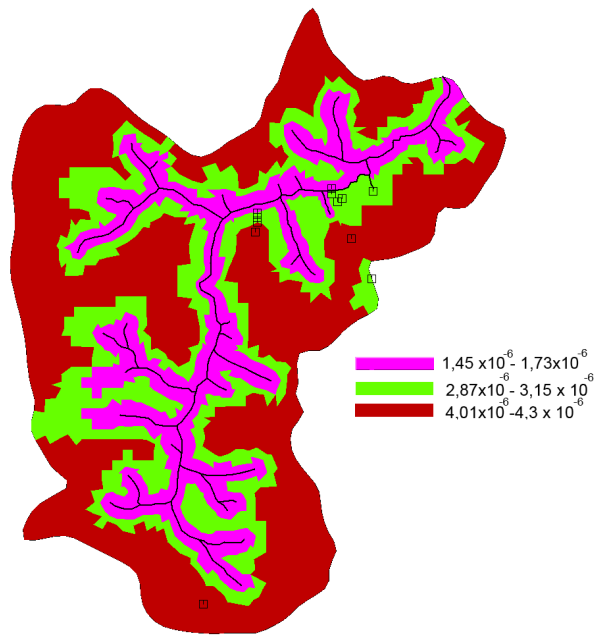


Figura 4.8: Porosidade espacializada por Guanabara (2011).

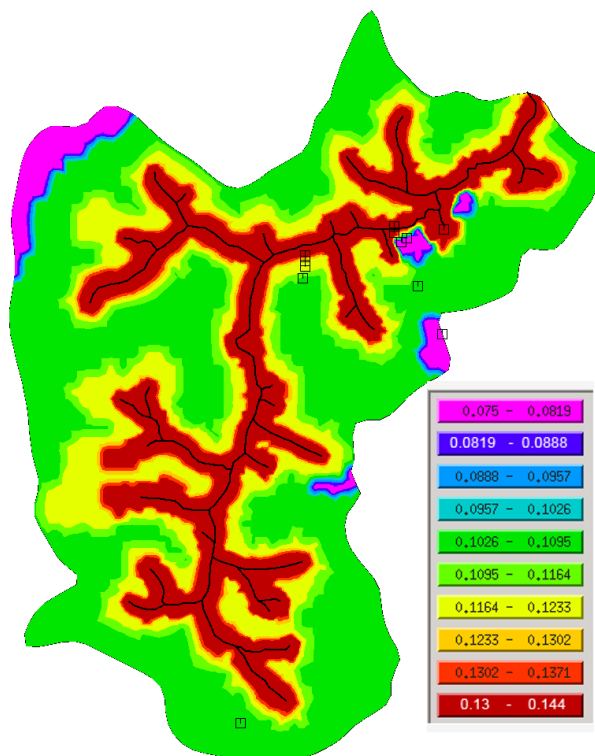


**Figura 4.7:** Conduividade hidráulica espacializada por Guanabara (2011).

Gomes (2008) coletou, em três profundidades diferentes, amostras indeformadas de solo em cinco pontos da BRO: um próximo aos poços na área de cultivo de citros, dois próximos aos poços 16 e 19, um no centro-leste da bacia e um no extremo sul da BRO. Sobre essas amostras, Gomes (2008) aplicou dois métodos para determinação de rendimento específico, obtendo valores entre 8,5 e 15,9%. Para espacializar a porosidade dentro da área de estudo, Guanabara (2011) considerou áreas de influência definidas por Gomes (2008), obtidas em função da espessura da camada não saturada média e da distância dos poços de monitoramento ao curso d'água. Os valores de conduividade hidráulica e porosidade adotados neste trabalho são mostrados nas Figuras 4.9 e 4.10.



**Figura 4.9:** Espacialização da condutividade adotada.



**Figura 4.10:** Espacialização da porosidade adotada.

## LENO e MXNI

Nem todos os trechos de rio se comportam como potenciais fixos, tais como as nascentes cujos potenciais variam em função do nível no aquífero. Por meio do LENO, é possível representar as nascentes que funcionam como drenagens de água do aquífero.

Tanto a drenança quanto a infiltração são de difícil obtenção. Neste trabalho, assumiu-se que as nascentes são sempre efluentes e jamais influentes ( $MXNI = 0$ ). O LENO foi definido por tentativa e erro. O modelo transiente foi rodado com diferentes valores de LENO, observando a carga hidráulica próxima às nascentes. Nas primeiras tentativas, ocorria uma elevação gradual do NF nessas áreas pois o LENO era insuficiente para drenar a água para o rio. Seu valor foi aumentado gradativamente até cessar o efeito de acumulação de água.

## POTE

As cotas dos rios extraídas por Guanabara (2011) são originadas de um Modelo Digital de Elevação (MDE) proveniente da *Shuttle Radar Topographic Mission* (Missão Topográfica por Radar Embarcado), ou SRTM<sup>2</sup>. Em pequenas áreas, as incertezas das cotas fornecidas pela imagem SRTM são significativamente maiores do que em grandes áreas, isto porque a elevação atribuída ao rio, por exemplo, é a elevação contida numa célula com dimensões superiores à largura do corpo hídrico. Ou seja, a informação adquirida do MDE é referente à elevação média numa área. Sendo assim, um trecho do rio pode se encontrar em uma área onde ocorrem também terrenos de declividade acentuada, então a elevação média se distancia das elevações máxima e mínima. Em suma, o resultado é a atribuição de cotas significativamente maiores ou menores do que as reais.

Tendo isto em vista, decidiu-se tomar como ponto de partida as elevações obtidas por Guanabara (2011) e ajustá-las dentro de sua faixa de precisão. Esse ajuste levou em conta que os potenciais fixos muito elevados causam, ao longo do tempo, elevação dos níveis (mesmo sem aumento da recarga), pois funcionam como fontes de água para o aquífero. Potenciais fixos muito baixos resultam, ao longo do tempo, na redução dos níveis (também sem alterações significativas na recarga), pois impõe-se um elevado gradiente hidráulico no sentido do rio, que passa a funcionar como sumidouro.

## RECA

Os valores de recarga foram os resultantes do balanço hídrico descrito no item 4.4. Sua espacialização foi feita em função das culturas distribuídas segundo o mapa de uso do solo do ano de 2011 (Figura 3.6(f), página 38). A seguir, descreve-se como os valores de recarga existentes nos arquivos de entrada são atribuídos ao modelo transiente. Essa descrição também é válida para as demais variáveis. A parte do arquivo “projeto”.net referente à recarga é indiferente da simulação transiente, a qual utiliza as recargas contidas no arquivo transiente ”projeto”.trans.

<sup>2</sup>Os dados do MDE estão disponíveis em <http://srtm.csi.cgiar.org/>



Neste, são fornecidos valores de recarga para cada elemento em cada passo de tempo. Esses valores são iguais para elementos contidos na área de mesmo uso do solo. Por exemplo, se num dado mês,  $R = 40mm$  numa área de pastagem, a todos os elementos contidos na delimitação da área de pasto em toda a bacia, será atribuída uma recarga nesse valor. A delimitação das áreas não coincide totalmente com as faces dos polígonos da malha. Se a fronteira que separa uma área de pasto e cana-de-açúcar atravessa um dos lados do elemento, deixando mais de 50% de sua área para o lado da pastagem, será a recarga referente a este cultivo que o SPA atribuirá ao elemento.

## **RIOS**

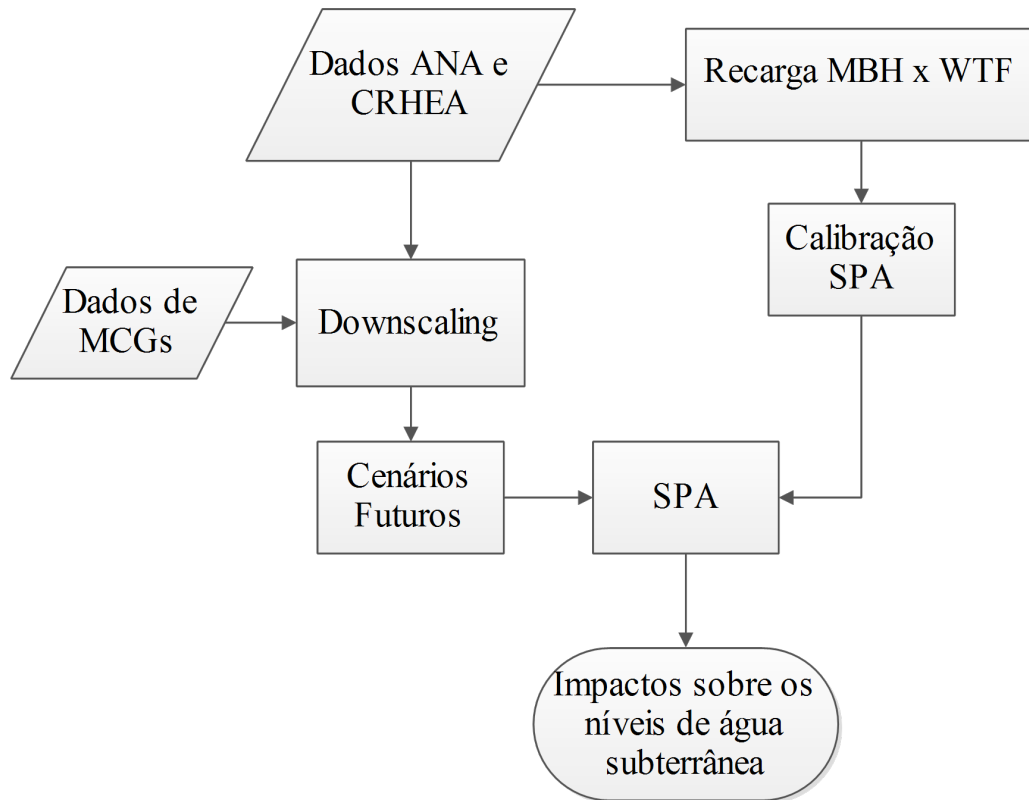
As principais modificações efetuadas nas estruturas dos rios tiveram o objetivo de simular a área alagadiça existente na margem do rio. Nessa faixa, a superfície do aquífero é praticamente aflorante em boa parte do tempo e, no período úmido, formam-se nascentes. Portanto, trata-se de uma área com elevadas taxas de evapotranspiração direta do aquífero. Esse mecanismo de retirada de água é semelhante ao realizado pelo rio na função de dreno do aquífero.

## **MARK**

As alterações feitas (inserção do braço de rio e localização de outros poços) não interferem nas simulações, mas somente nos elementos gráficos exibidos no CMA.

## **4.6 Organização das etapas**

As etapas descritas acima são resumidas no fluxograma da Figura 4.11. Pelo fato dos resultados obtidos em cada estágio se multiplicarem no decorrer destes, a definição da sequência de trabalho ilustrada abaixo foi de grande utilidade para organização da pesquisa.



**Figura 4.11:** Fluxograma das etapas de trabalho.

---

## Resultados

---

### 5.1 Cenários futuros de temperatura e pluviometria

Conforme descrito no capítulo de Materiais e Métodos, as duas variáveis climáticas analisadas neste trabalho são a precipitação e a temperatura. A primeira constitui a principal fonte de recarga natural, e a segunda afeta diretamente a evaporação e evapotranspiração. Para ambas as variáveis, foram analisadas as modificações das médias mensais e anuais simuladas para o período de 2081 a 2099 e desagregadas espacialmente por meio do *downscaling*, em comparação com os dados coletados na estação climatológica do CRHEA entre 1971 e 2010.

#### 5.1.1 Precipitação

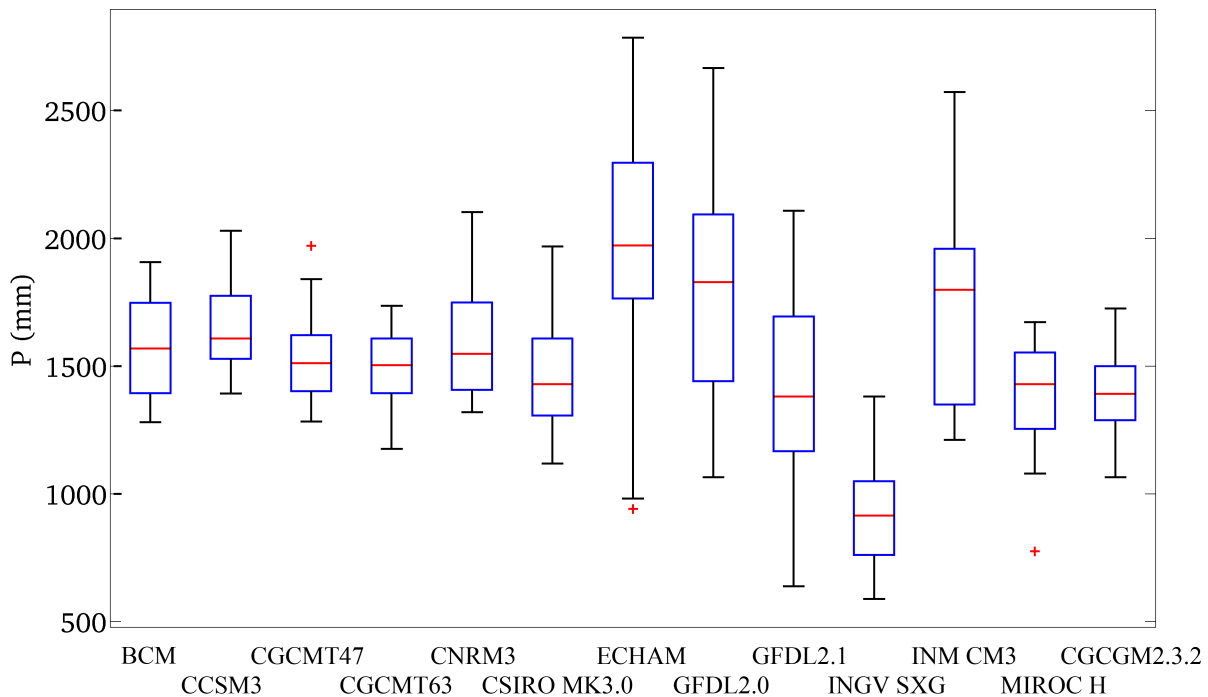
No Apêndice B, são mostrados os valores das médias e dos desvios padrão da precipitação simulada pelos modelos climáticos para o período de controle (20C3M), período futuro referente ao cenário de aquecimento A2 sem desagregação espacial (SRES A2) e após aplicação do *downscaling* (Downsc.). A partir dos referidos valores, foram gerados os resultados apresentados a seguir.

##### Anual

Os diagramas de caixas (*box plots*) da Figura 5.1 mostram que a maioria dos MCGs projetam a precipitação anual com mediana variando em torno de 1500 mm. Com exceção dos modelos CCSM3, ECHAM, GFDL 2.0, GFDL 2.1 e CM3, há uma simetria razoável ( $\approx 250$  mm) do

primeiro<sup>1</sup> (Q1) e terceiro quartil<sup>2</sup> (Q3) em torno do segundo quartil (mediana, Q2), indicando que aproximadamente 50% dos valores se encontram distribuídos de forma homogênea em torno do valor central. Essa simetria é ofuscada ao levar em conta as linhas (*whiskers*) superiores e inferiores. Os valores máximos e mínimos dentro do alcance de 1,5 vezes o alcance interquartil (*whiskers* superior e inferior, respectivamente) apresentam maior assimetria em comparação com Q1 e Q3 em torno de Q2.

Com relação à variabilidade na precipitação simulada, é possível dividir os MCGs em três grupos. O primeiro e com menor amplitude ( $\approx 600$  mm) é composto pelos modelos BCM, CCSM3, MIROC H, CGCM 2.3.2, CGCM T47 e T63. Destaca-se que os modelos MIROC H e CGCMT 47 são dois de um total de três que apresentam *outliers*, ou seja, valores maiores que o alcance dos *whiskers*. No segundo grupo, composto pelos MCGs (CNRM) CM3, Mk 3.0 e SXG, exibe uma variabilidade entre 800 e 900 mm. Por fim, os modelos ECHAM, (INM) CM 3.0, GFDL 2.0 e 2.1 apresentam amplitudes maiores que 1400 mm, com destaque para o ECHAM que é o terceiro do grupo que gerou *outliers*.



**Figura 5.1:** Diagrama de caixas da precipitação anual futura (2081-2100).

## Mensal

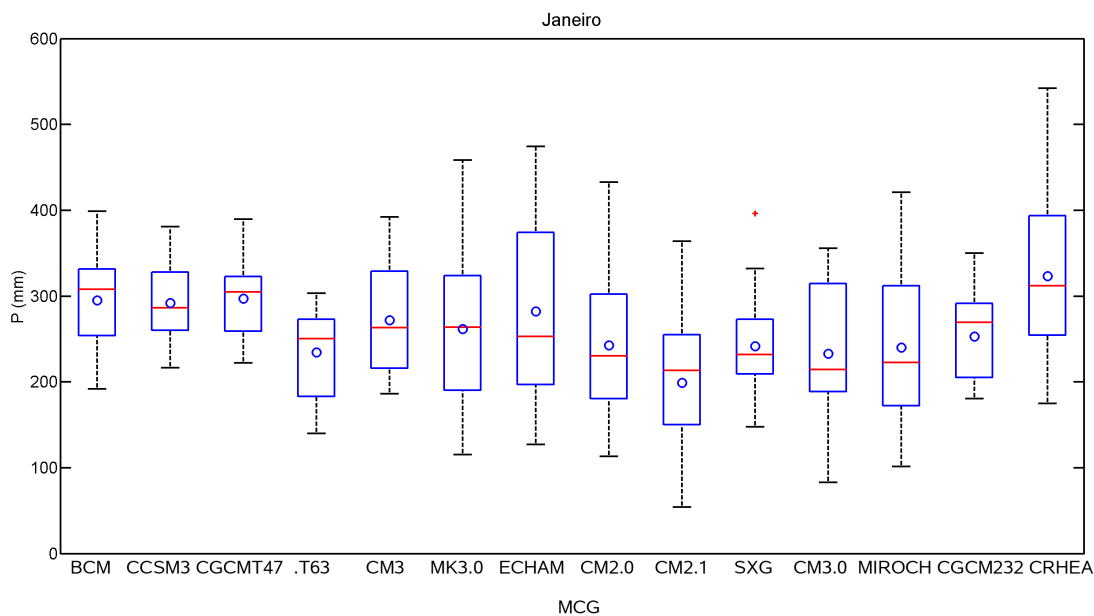
Os *box plots* da precipitação simulada pelos MCGs para cada mês entre 2081 e 2099 são mostrados nas Figuras 5.2 a 5.13 juntamente com a precipitação observada na estação climatológica do

<sup>1</sup>Valor abaixo do qual se encontram, aproximadamente, 25% das observações.

<sup>2</sup>Valor abaixo do qual se encontram, aproximadamente, 75% das observações.

CRHEA, em que a média é representada pelo círculo azul. A primeira característica que pode ser extraída dessas figuras é o aparecimento marcante dos *outliers* à medida que se passa dos meses de maior índice pluviométrico (janeiro e fevereiro) para o período seco (junho a agosto), bem como a redução destes ao se aproximar do fim do ano hidrológico (setembro). A Figura 5.8 ilustra o caso mais extremo do período seco, no qual Q1 e Q3 quase se confundem com Q2 em quase todos os modelos, exceto no CM3, ECHAM, (GFDL) CM 2.0 e (INM) CM 3.0, cujas amplitudes interquartis ultrapassam 50 mm. A existência de *outliers* de magnitude superior a 200 mm num mês cuja média histórica (1971 a 2010) não ultrapassa 35 mm, parece concordar com os estudos que mostram algumas limitações dos MCGs em simular a precipitação (Trigo e Palutikof, 2001; Dai, 2006; Jiang et al., 2013).

Por outro lado, o surgimento de *outliers* pode estar relacionado ao processo adotado de desagregação espacial (método FM). É possível que outras técnicas mais robustas de *downscaling* consigam eliminar as limitações provenientes do método FM no que diz respeito à imposição de uma relação fortemente linear da variável desagregada e a razão entre a observação e a simulação no período de controle.

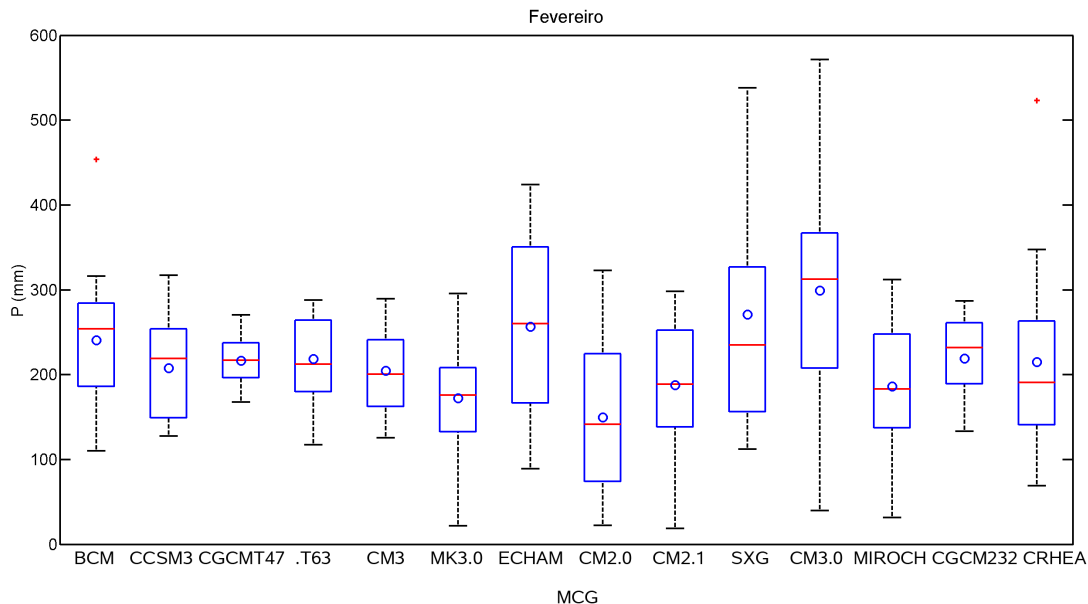


**Figura 5.2:** Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Janeiro.

A precipitação média simulada para os meses de janeiro do período futuro ( $P_{jan}^{fut}$ ) (Figura 5.2), embora só apresente um *outlier* pelo MCG SXG, mostra elevada variabilidade ( $>250$  mm) para seis (Mk3.0, ECHAM, CM2.0 e CM2.1, CM3.0 e MIROC H) dos treze modelos adotados. Em contrapartida, aqueles cuja amplitude do diagrama é mais modesta ( $< 250$  mm), como o BCM, CCSM3, CGCM.T47 e T63, SXG e CGCM 2.3.2, possuem maior patamar do *whiskers* inferiores ( $\geq 150$  mm, com exceção do CGCM T63). Dentre os de maior amplitude, somente o Mk3.0 e o

ECHAM apresentaram valores máximos com diferença superior a 50 mm em relação a pelo menos um dos de menor amplitude. Ou seja,  $P_{jan}^{fut}$  do segundo grupo varia de forma concentrada numa faixa mais elevada em comparação ao primeiro grupo que, embora apresentem aproximadamente 25% do valores acima de 300 mm, possui, proporcionalmente, médias inferiores às dos modelos do outro grupo.

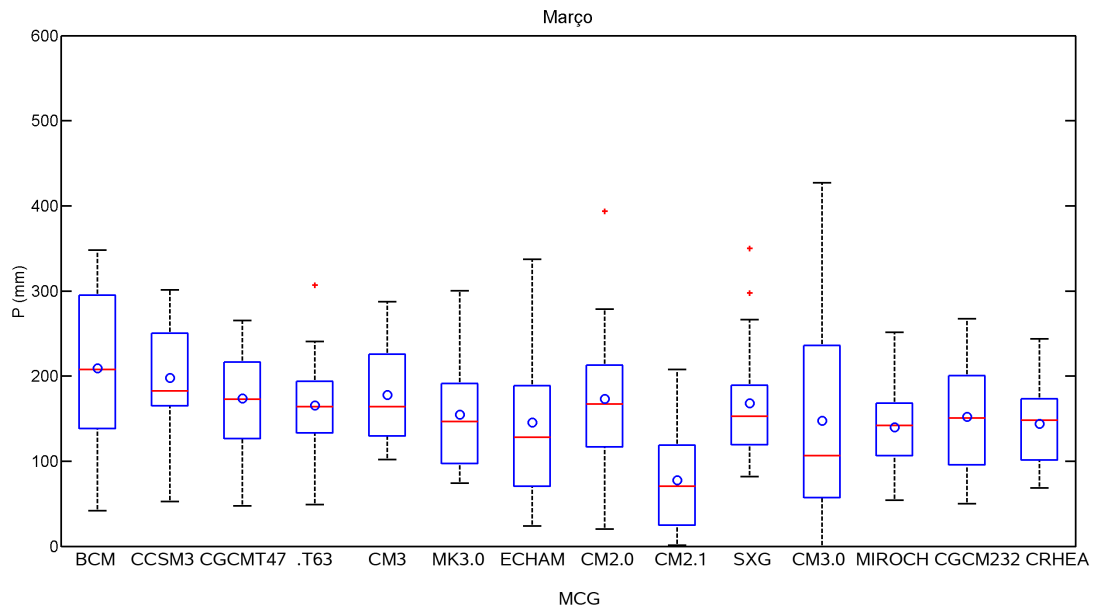
Para o mês de fevereiro (Figura 5.3), a precipitação simulada ( $P_{fev}^{fut}$ ) mostrou menores valores mínimos dos *whiskers* inferiores em comparação à janeiro. Nota-se também a geração de *outliers* pelo modelo BCM e novamente pelo SXG. Este último, juntamente com o MCG CM 3.0, se destaca pela alta variabilidade de seus valores (>400 mm). Percebe-se também uma maior simetria de Q1 e Q3 em torno da média para a maioria dos modelos. Em contrapartida, somente no CGCM T47 e no CM3 a simetria se estende aos *whiskers*. No geral, para fevereiro, a precipitação média variou entre 150 a 300 mm.



**Figura 5.3:** Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Fevereiro.

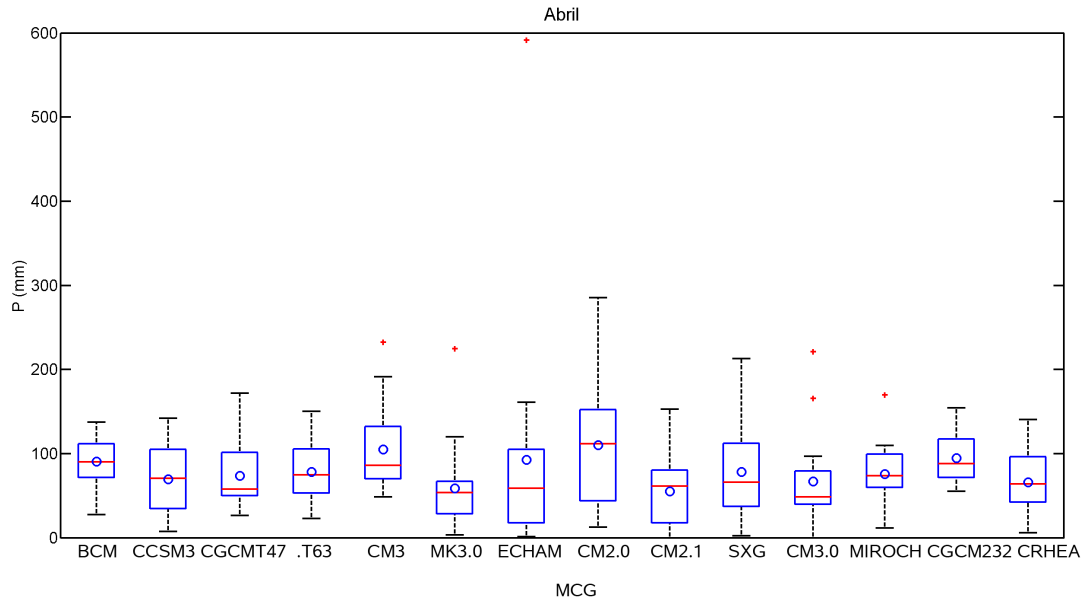
No mês de março (Figura 5.4) é marcante a falta de simetria dos *box plots*. Apenas entre Q1 e Q3 ainda é possível observá-la para alguns modelos. No que se refere aos comprimentos dos *whiskers* os modelos se dividem basicamente em dois grupos. O primeiro com aproximadamente 25% dos valores superiores a Q3 variando em, no máximo, 50 mm, enquanto o *whisker* inferior ultrapassa ou se aproxima de 100 mm. O segundo grupo apresenta comportamento inverso, conforme pode ser observado para os MCGs Mk3.0, CM 2.0 e MIROC H. Diferentemente do que pôde ser observado nas Figuras 5.2 e 5.3, a faixa de variação comum entre Q1 e Q3 dentre os modelos na Figura 5.4 é consideravelmente mais estreita. Por outro lado, a amplitude englobando a média oscila, em geral, na mesma faixa (entre 150 a 300 mm).

Todos os modelos previram uma diminuição significativa da precipitação média para os meses de abril (Figura 5.5) e maio (Figura 5.6), resultando no achatamento dos *box plots* que, com

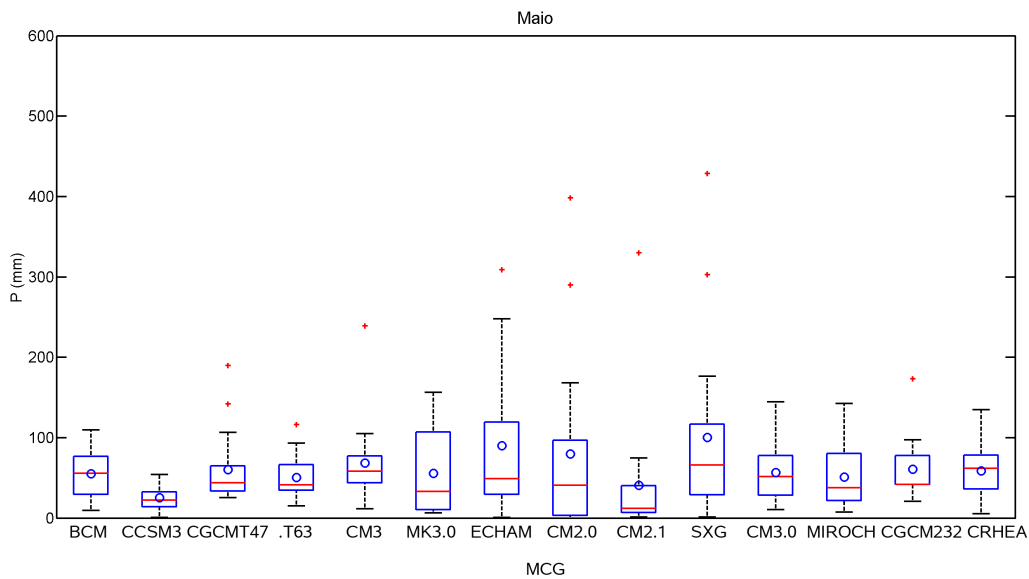


**Figura 5.4:** Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Março.

exceção dos modelos CM2.0 e SXG (em abril), passam a ter amplitude da ordem de 100 a 150 mm. No caso do mês de maio, cresce o número de *outliers* e observam-se alguns modelos (Mk 3.0, ECHAM, CM2.0 e SXG) com amplitudes interquartis iguais ou superiores ao comprimento do *box plots* de outros MCGs. Para ambos os meses, as médias mínimas simuladas se aproximam de zero e as máximas, no geral, ficam entre 80 e 200 mm. Há também uma diminuição, de abril para maio, da faixa na qual varia o intervalo interquartil. Ao contrário do que se observa em abril, para o mês de maio, somente 3 modelos apresentaram Q3 superior a 100 mm.



**Figura 5.5:** Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Abril.

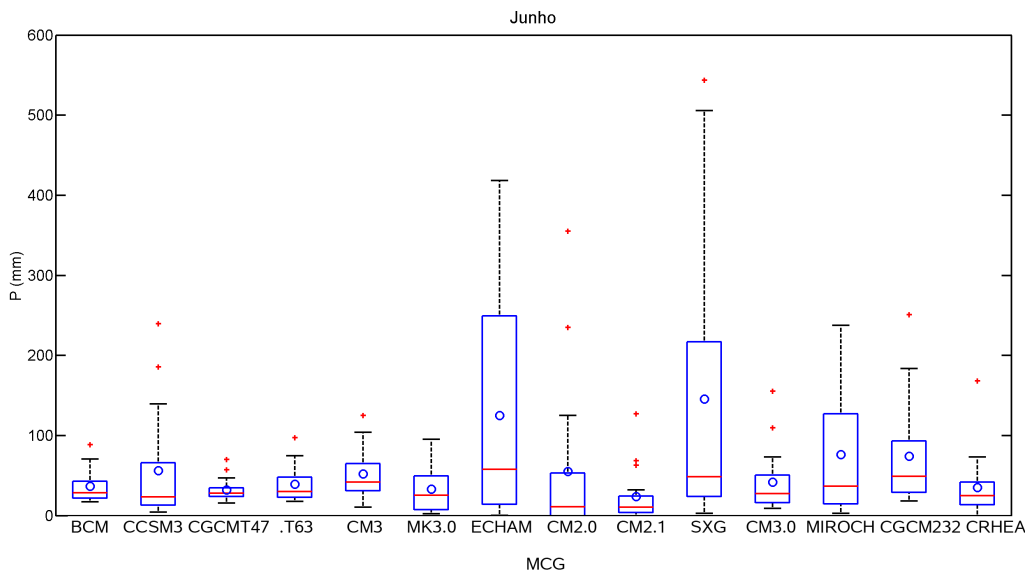


**Figura 5.6:** Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Maio.

A Figura 5.7 mostra que a maior parte dos modelos prevê a continuação na diminuição da pluviometria para junho. Tal comportamento não é compartilhado pelos modelos CGCM 2.3.2, MIROCH e especialmente ECHAM e SXG. Os dois primeiros, embora simulem aproximadamente 25% dos valores acima de 100 mm e até em torno de 200 mm, não se aproximam do projetado pelos dois últimos, cujo Q3 ultrapassa os 200 mm. Novamente surge a possibilidade de questionar a habilidade de alguns MCGs em superestimar a pluviometria. No entanto, não se pode descartar



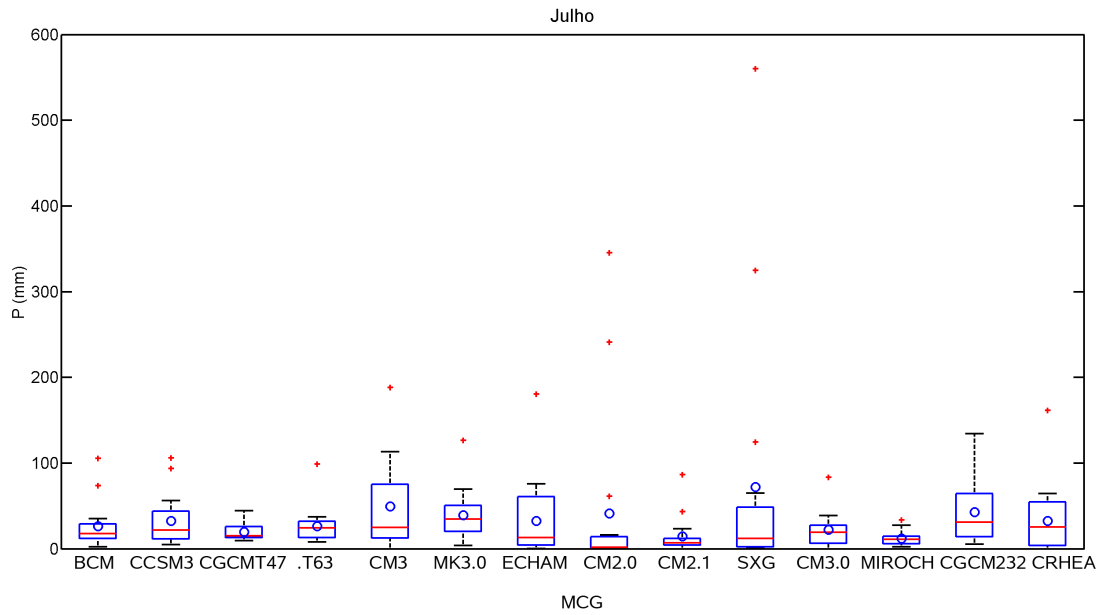
a possibilidade de que as forçantes climáticas, ao serem alteradas no futuro, causem tais efeitos extremos na distribuição temporal da chuva.



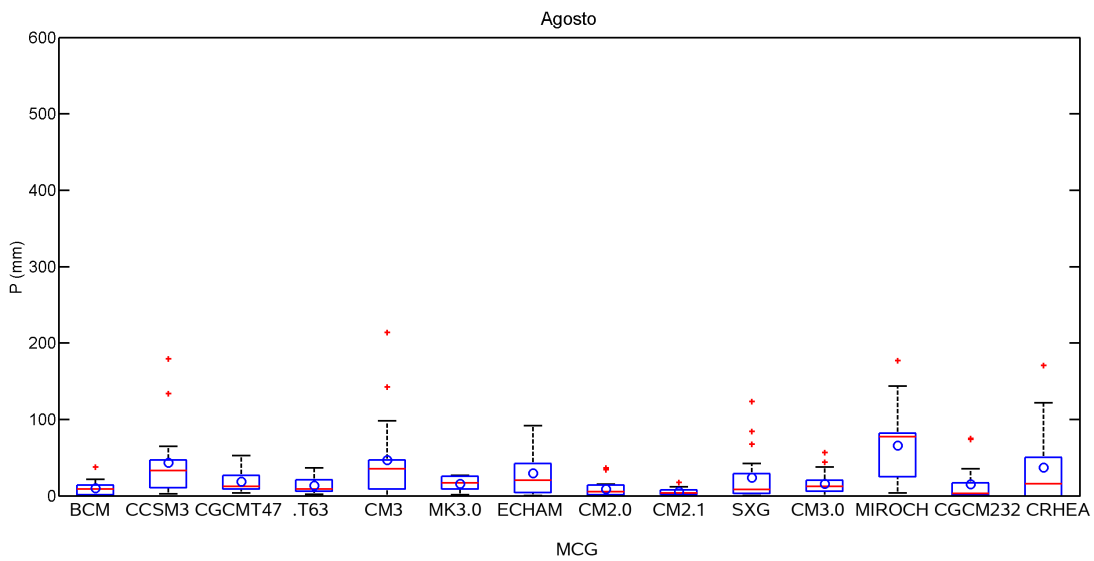
**Figura 5.7:** Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Junho.

Para o mês de julho (Figura 5.8), o MCG ECHAM continua exibindo um comportamento distinto dos outros, cujos diagramas encontram-se abaixo dos 100 mm, com exceção do CM3. Apenas o modelo CGCM T47 não gerou *outliers* e somente o Mk 3.0 exibe simetria visualmente perceptível. A precipitação média passa a variar, em geral, abaixo dos 50 mm, caracterizando julho como o mês mais seco do período analisado. A média para as modelos (GFDL) CM2.0 e (INGV) SXG foram deslocadas para fora do corpo dos *box plots* por causa dos valores extremos dos *outliers*.

A média pluviométrica em agosto (Figura 5.9) não apresenta diferenças significativas em relação àquela de julho. Embora somente o CGCM 2.3.2 exiba o Q3 acima dos 50 mm, o CM3 e ECHAM possuem aproximadamente 25% de seus valores entre 50 mm e 100 mm. O MCG CCSM3 também possui Q3 em torno de 50 mm, mas seu *whisker* superior não chega aos 75 mm. Com exceção do modelo Mk 3.0, é comum para o restante a assimetria do *box plot* com *whiskers* superiores maiores que os inferiores. Assim como observou-se na Figura 5.8, a Figura 5.9 mostra que os mínimos, em geral, variam entre 0 e 25 mm.



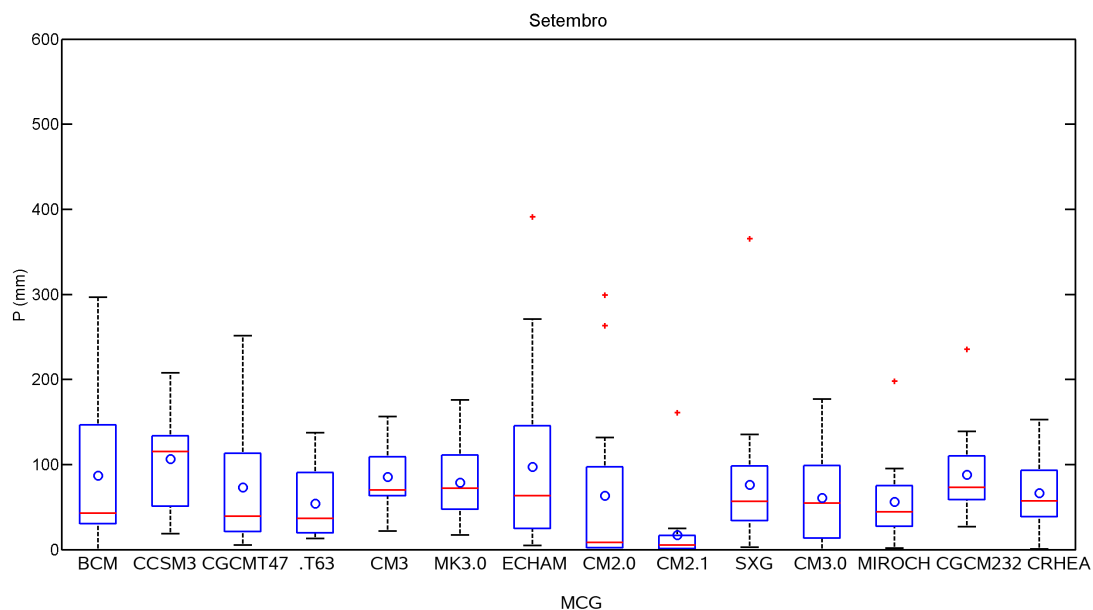
**Figura 5.8:** Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Julho.



**Figura 5.9:** Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Agosto.

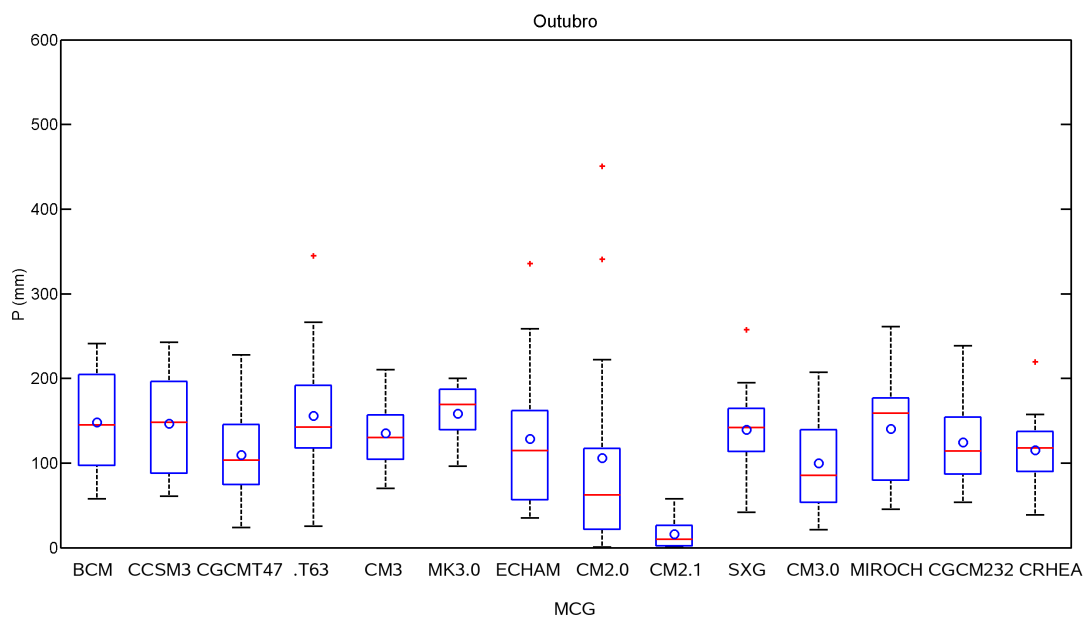
A Figura 5.10 mostra a transição do período de estiagem para o início de um novo ano hidrológico. Isto é marcado pelo aumento dos índices pluviométricos que, com exceção do modelo CM2.1, voltam a ultrapassar a média de 50 mm e atingir ou superar os 100 mm. Ainda assim, observa-se a maioria dos modelos com médias mínimas próximas a zero.

Embora se observe um comportamento semelhante (amplitude interquartil, simetria, comprimento dos *whiskers*) entre os modelos BCM e CCSM3 na Figura 5.11, é notável as formas distintas dos *box plots* para os outros modelos. O MCG CM 2.1 continua variando numa faixa



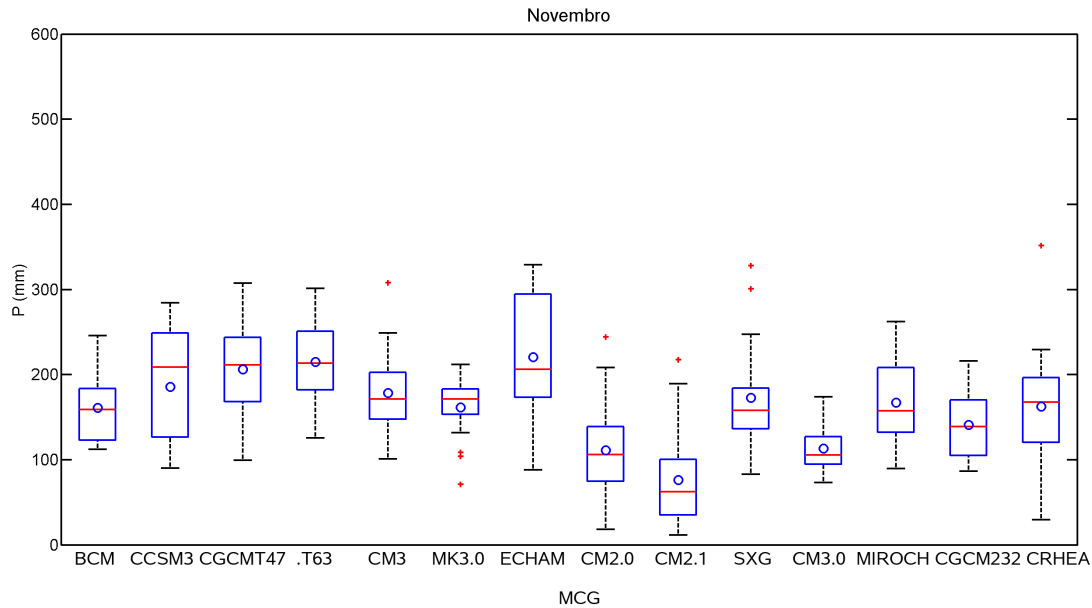
**Figura 5.10:** Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Setembro.

estreita e baixa ( $< 60$  mm), enquanto a maior parte dos outros modelos apresentam Q1 acima de 50 mm (exceto CM2.0). A quantidade de *outliers* volta a se reduzir e uma das poucas características em comum dentre os MCGs é o valor máximo dos *whiskers* superiores, girando em torno dos 250 mm.



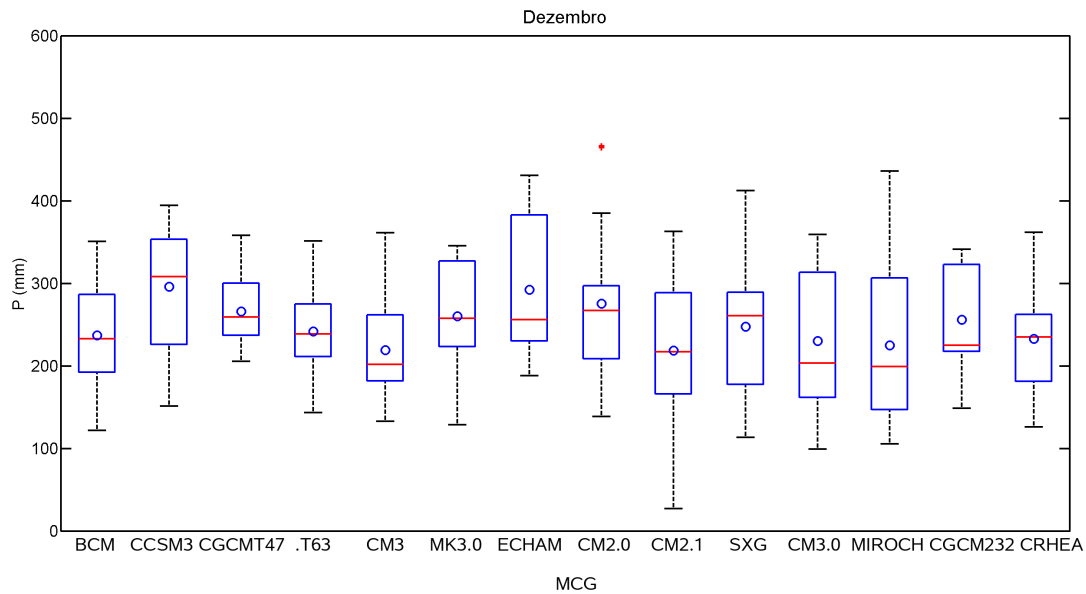
**Figura 5.11:** Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Outubro.

Ainda mantendo o comportamento dos meses anteriores, o modelo CM2.1 simula médias pluviométricas abaixo do restante do grupo para o mês de novembro (Figura 5.12). Ambos modelos do grupo norte-americano GFDL exibem os menores valores de Q1. Com exceção destes, as menores médias variam em torno dos 100 mm, mas não se observa um consenso no que se refere ao faixa de variação da amplitude interquartil e das médias máximas. Destaca-se que em todos os meses e somente o Mk3.0 produziu *outliers* mínimos, ou seja, abaixo do *box plot*.



**Figura 5.12:** Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Novembro.

Por fim, para o mês de dezembro (Figura 5.13) as médias mínimas voltam a superar os 100 mm (exceto CM2.1) e aproximadamente 75% dos valores em todos os modelos ultrapassam 150 mm. Ignorando os modelos CCSM3, Mk 3.0 e ECHAM, Q3 varia entre 250 e 300 mm. Novamente com exceção do CM2.1, a média simulada pelos MCGs varia, em geral, entre 150 e 350 mm.



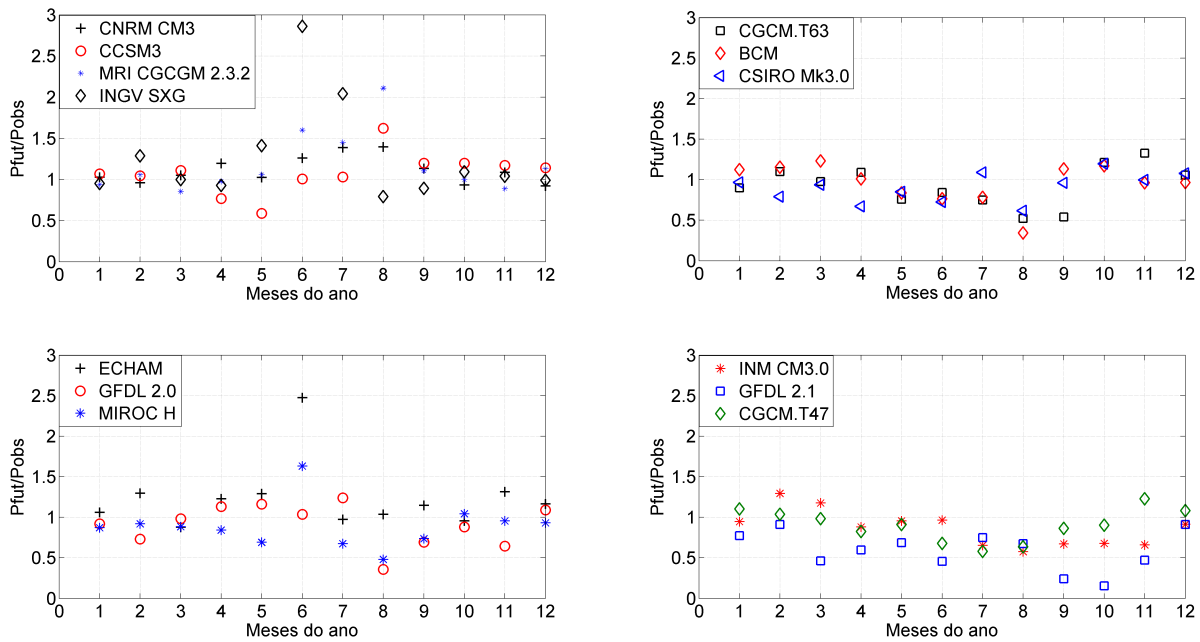
**Figura 5.13:** Diagrama de caixas da precipitação mensal futura: Dezembro.

### Mudanças na precipitação

A partir dos totais mensais observados durante o período de controle, foram calculadas as médias dos meses durante todo o período de controle ( $\bar{P}_{mes}^{cont}$ ). Semelhantemente, calcularam-se as médias para o período futuro ( $\bar{P}_m^{fut}$ ). A razão entre essas médias é mostrada para cada MCG na Figura 5.14, onde  $\bar{P}_{mes}^{cont} = P_{obs}$  e  $\bar{P}_m^{fut} = P_{fut}$ . Valores de  $P_{fut}/P_{obs}$  maiores que a unidade indicam que a média pluviométrica no mês em questão aumentará. Para facilitar a visualização, as anomalias na precipitação dos treze MCG foram distribuídas em quatro gráficos. As mudanças previstas pelo BCM são mais acentuadas para os meses de junho, julho e agosto, com média futura menor que a metade da observada para este último mês. Outras modificações mais modestas ocorrem para março ( $>20\%$ ), maio ( $\approx -20\%$ ), setembro e outubro ( $\approx 20\%$ ).

O modelo CCSM3 projetou mudanças mais significativas para os meses de abril, maio e agosto, com mudanças em torno de  $-20\%$ ,  $-45\%$  e mais que  $50\%$ , respectivamente. Para janeiro, fevereiro, novembro e dezembro, o aumento previsto por esse modelo foi semelhante ao gerado pelo CGCM T47, e, de modo semelhante, a redução de aproximadamente  $25\%$  para o mês de abril. Para os meses de junho e julho, a média pluviométrica simulada pelo CCSM3 quase não se alterou, enquanto o BCM e CGCMT47 projetaram duas reduções significativas, em torno de  $25\%$ . Especificamente referente a junho, somente o CCSM3, GFDL 2.0 e CM3.0 não apresentaram mudanças notáveis.

O MCG CGCMT63 foi um dos que mais prevêem modificações nas médias mensais. Apenas para o mês de março, obteve-se  $P_{fut}/P_{obs}$  próximo a unidade. Com exceção de janeiro, este modelo prevê o aumento das médias pluviométricas na maior parte do período chuvoso e diminuição das médias na maior parte do período seco, especialmente em agosto e setembro,



**Figura 5.14:** Anomalia na precipitação.

quando tem-se  $P_{fut}/P_{obs} < 0,6$ . De forma oposta, o CNRM CM3 prevê um aumento superior a 20% na média dos meses de junho a agosto. O MCG Mk3.0, por sua vez, apresenta um cenário mais pessimista, com diminuição da média pluviométrica em quase todos os meses, exceto julho ( $\approx 10\%$ ), outubro ( $\approx 20\%$ ) e dezembro ( $\approx 8\%$ ).

Ao contrário do CSIRO Mk3.0, o ECHAM prevê o aumento da precipitação em quase todos os meses, com exceção de março e outubro. Ainda assim, as reduções previstas para esses meses não ultrapassam 20%, enquanto o aumento para os meses de fevereiro, abril, maio, e novembro superam ou giram em torno de 25%. No restante dos meses, não se prevê alteração significativa. Por outro lado, o GFDL 2.0 prevê aumento, e pouco significativo, apenas para parte do período seco, com valor máximo de  $P_{fut}/P_{obs}$  próximo a 25% no mês de julho. Para o restante dos meses e mais ainda que o GFDL 2.1 e o Mk3.0, o GFDL 2.0 projeta a redução da precipitação em todos os meses, sendo a situação mais crítica para março, junho, setembro, outubro e novembro, cuja razão  $P_{fut}/P_{obs}$  é inferior a 0,5.

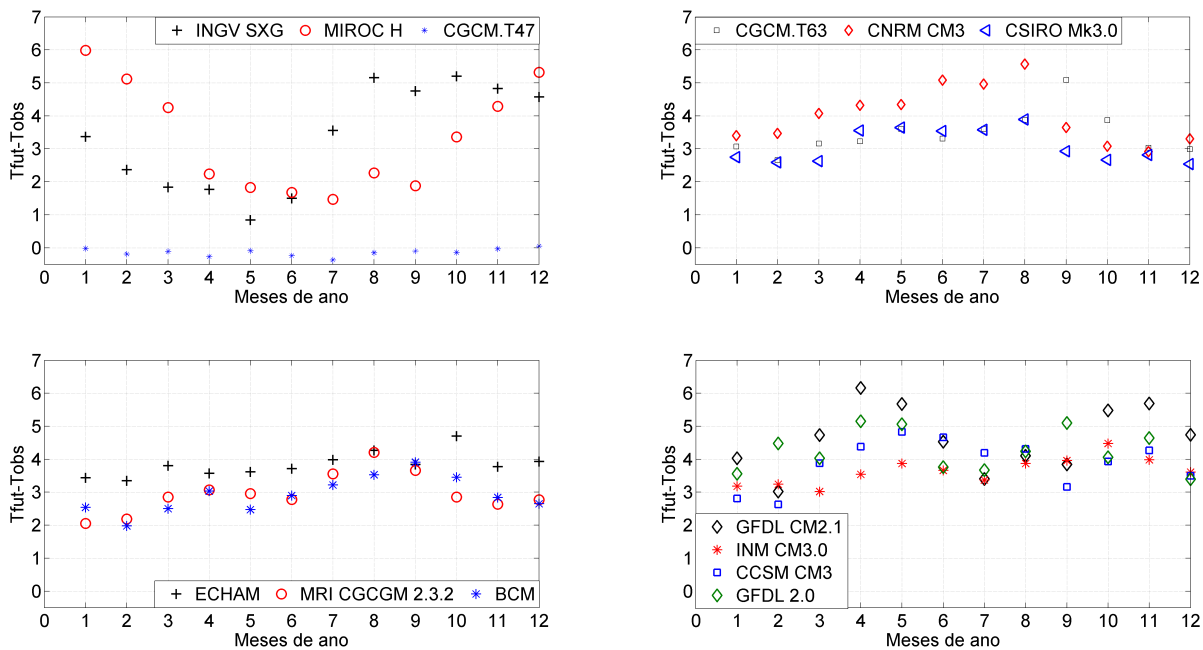
Os últimos quatro modelos (SXG, CM3.0, MIROC H e CGCM2.3.2) convergem em boa parte do período úmido. Para janeiro e dezembro, todos preveem pouca alteração da média pluviométrica. Dentre estes, o CM3.0 e o MIROC H preveem diminuição para 10 dos 12 meses. As alterações previstas pelo SXG são mais significativas para o período seco, com aumento drástico da média principalmente em junho ( $P_{fut}/P_{obs} > 2,5$ ) e, secundariamente, julho ( $P_{fut}/P_{obs} \approx 2,0$ ). Comportamento semelhante pode ser visto no caso do CGCM2.3.2, mas com destaque para o mês de agosto ( $P_{fut}/P_{obs} > 2,0$ ) e aumento em torno de 50% para junho e julho. Em geral, percebe-se que os modelos preveem maiores alterações (positivas ou negativas) para o período seco e modificações menos significativas para o período úmido.

### 5.1.2 Temperatura

De maneira semelhante a como foram analisadas as mudanças na precipitação, esta seção emprega um procedimento análogo na análise da temperatura. Para tanto, foram calculadas as diferenças entre as médias mensais futuras ( $T_{fut}$ ) e as observadas ( $T_{obs}$ ). Os diagramas de caixas gerados para essa variável a partir dos resultados do *downscaling* são mostrados no Apêndice C. Uma das informações mais marcantes que podem ser extraídas da Figura 5.15 é que o modelo CGCMT47 é o único cujas temperaturas no cenário adotado não se diferenciam significativamente das observadas. Com exceção dos meses de novembro, dezembro e janeiro, este MCG prevê uma diminuição na temperatura média mensal entre 0 e 0,2 ° C.

O aumento das médias previstas pelo BCM variam em sua maioria entre 2 e 3° C. Apenas para os meses entre julho e outubro o aumento seria entre 3 e 4° C. Para o MCG CCSM3, a maior elevação da temperatura se dará no período seco, com diferença de mais de 4 ° C. No período úmido o aumento da temperatura é mais variável, indo de aproximadamente 2,8° C (fevereiro) a mais de 4° C (novembro).

De acordo com as previsões do CGCMT63, a temperatura média mensal deverá aumentar



**Figura 5.15:** Anomalia na Temperatura.

entre 3 e 4° C para quase todos os meses, exceto fevereiro ( $\approx 2,8^\circ \text{C}$ ) e setembro ( $>5^\circ \text{C}$ ). O maior  $\Delta T$  ( $T_{fut} - T_{obs}$ ) também ocorre para o período de estiagem. Essa característica também é exibida pela elevação prevista pelos modelos CNRM CM3 e Mk3.0. Estes dois últimos, entretanto, não só apresentam maior elevação para os meses entre abril e agosto, como também proporcionalmente uma menor diferença para o final do ano hidrológico e início do período úmido. Entre setembro e fevereiro, o CNRM CM3 projeta um aumento em torno de 3 a 4° C,

enquanto entre março e agosto, essa mudança varia entre 4 e quase 6°C. Para os meses entre setembro e março, a previsão do Mk3.0 é a elevação da temperatura média entre 2 e 3° C, e de 3 a 4° C para o restante dos meses.

O comportamento observado no segundo gráfico da Figura 5.15 não é reproduzido pelos modelos dos dois últimos gráficos. O aumento projetado pelo ECHAM se distingue somente no mês de outubro ( $\Delta T > 4,5^\circ \text{C}$ ), enquanto a média de aumento para os outros meses varia em torno de 3,4° C e 4,2° C. Os modelos do grupo GFDL, por outro lado, apresentam uma maior variabilidade, desde 3 até 6° C.

Os modelos SXG e MIROC H apresentam estimativas opostas àquelas observadas no segundo gráfico da Figura 5.15. Ao longo dos meses do ano, esses modelos exibem uma diminuição da anomalia na temperatura à medida que se entra no período seco e voltam a crescer à medida que se aproxima do fim do ano hidrológico. Esses dois modelos, juntamente com o CGCMT47, são os que apresentam estimativas de aumento da temperatura média abaixo de 2° C. O comportamento resultante das previsões do INM CM3.0 se assemelha, em termo de amplitude, àquele observado no ECHAM. As anomalias na temperatura variam, com exceção do mês de outubro, entre 3 e 4°C. No caso do CGCM2.3.2, percebe-se um comportamento parecido com o exibido pelo BCM. A elevação da temperatura nos primeiros meses varia entre 2 e 3° C, em seguida apresenta um leve aumento mas com nova queda, no fim do ano hidrológico, quando apresenta o pico com  $\Delta T$  próximo a 4° C e retorna ao patamar inicial.

As faixas de aumento entre 3 e 6°C, apresentadas por alguns modelos, são semelhantes às obtidas por Ashofteh et al. (2013) ao empregar, para uma região de clima árido, o MCG HadCm3 para gerar cenários de mudanças climáticas considerando o cenário de aquecimento A2, embora em relação às mudanças na precipitação hajam divergências em comparação às apresentadas anteriormente. As anomalias apresentadas para a precipitação também se distinguem dos resultados apresentados por Chen et al. (2011), para uma região de clima sub-ártico, cujas previsões indicam aumento dos índices pluviométricos para todas as estações do ano, embora as elevações na temperatura sejam, com exceção do inverno, da mesma ordem de grandeza das obtidas neste trabalho.

## Evapotranspiração

A forma como a temperatura varia ao longo do ano impactará diretamente as taxas de evapotranspiração, assumindo que esta possa ser estimada com suficiente precisão a partir da temperatura utilizando as Equações 4.4, 4.7 e 4.8. Isto porque, se o aumento da temperatura ocorrer com maior intensidade para o período seco, por exemplo, conforme previsto pelo CNRM CM3, mas as médias pluviométricas diminuirão nesse mesmo período, tal como provisto pelos modelos CGCMT63 ou GFDL CM2.1, as taxas de evapotranspiração superarão ainda mais as de reposição de umidade no solo. Se, por outro lado, a elevação da temperatura média ocorrer na faixa prevista pelo MIROC H, o quadro se torna mais crítico, pois a Figura 5.14 mostra que,



em geral, os modelos não preveem aumento significativo das taxas de precipitação no período chuvoso.

As taxas de evapotranspiração foram calculadas para cada um dos tipos principais de uso do solo que ocorrem na BRO e para cada cenário futuro gerado pelos MCGs (Figuras 5.16 a 5.28). Observa-se que as taxas de evapotranspiração calculadas para brejo (onde ocorrem as áreas de mata) são consideravelmente superiores às dos demais tipos de cobertura vegetal. Embora o valor de  $K_c$  apresentado na Tabela 4.3 para mata seja igual ao do eucalipto (1,00), o cálculo da evapotranspiração para o brejo foi feito utilizando  $K_c = 1,30$ . Essa mudança é justificada considerando que o brejo é caracterizado por áreas alagadiças com altas taxas de evapotranspiração, conforme comentado no sub item RIOS do item Construção do Modelo. O aumento do coeficiente  $K_c$  visa contabilizar as perdas por evaporação da superfície freática nessas áreas.

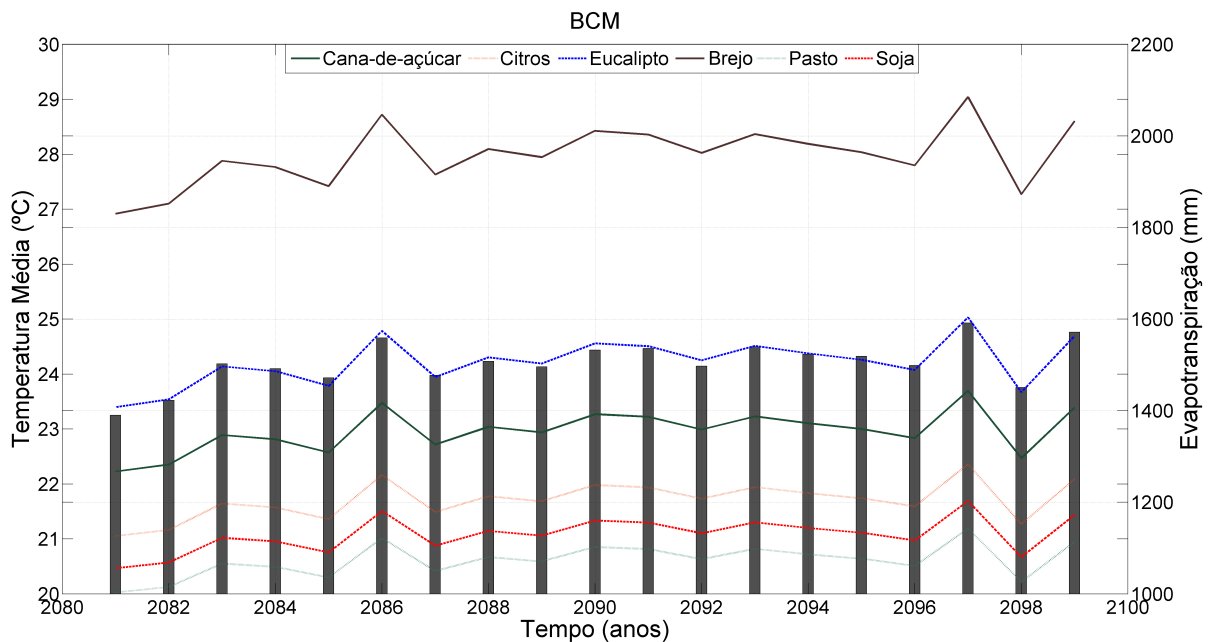


Figura 5.16: Evapotranspiração anual: BCM.

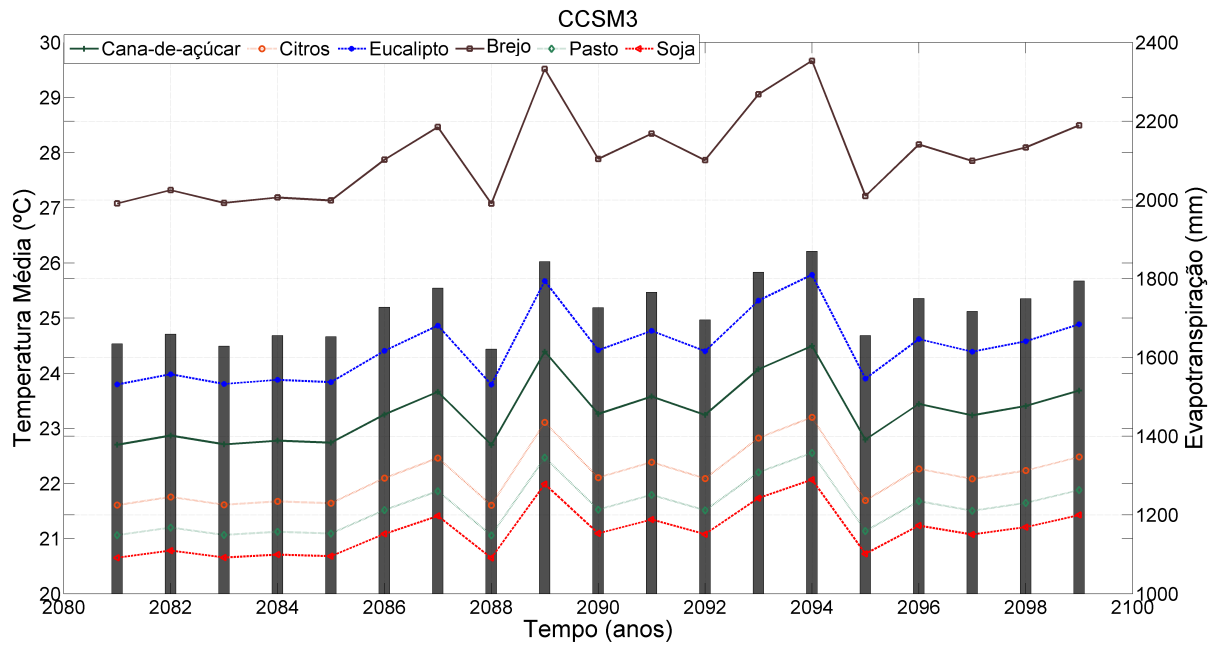


Figura 5.17: Evapotranspiração anual: CCSM3.

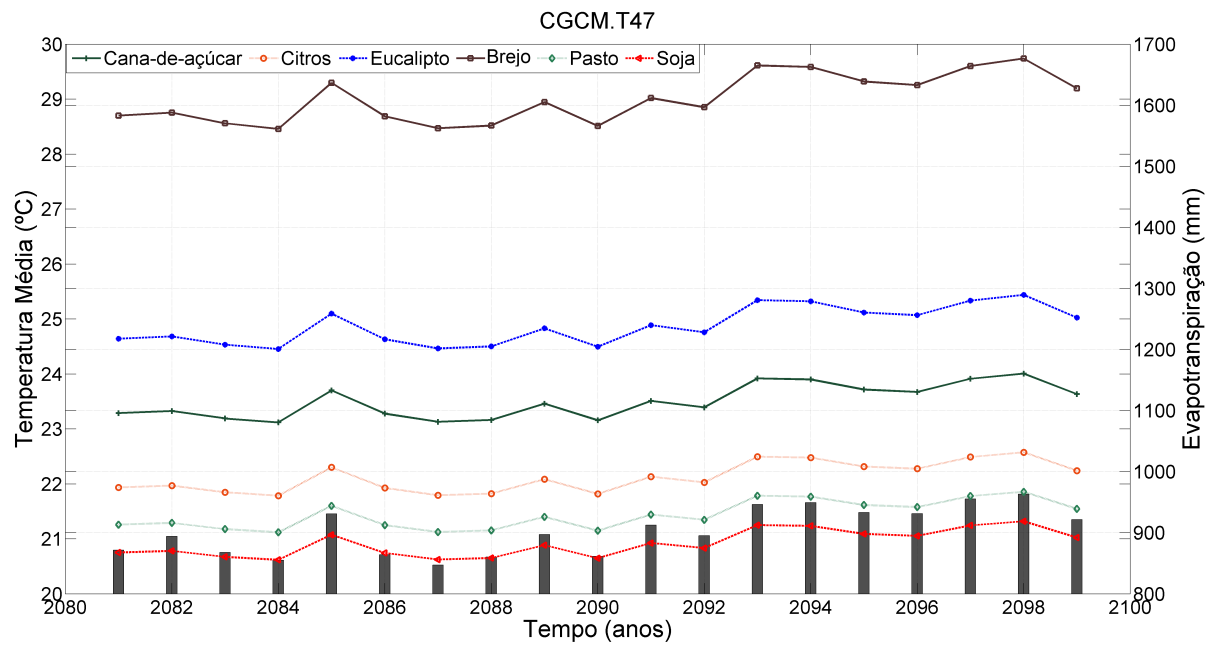


Figura 5.18: Evapotranspiração anual: CGCM T47.

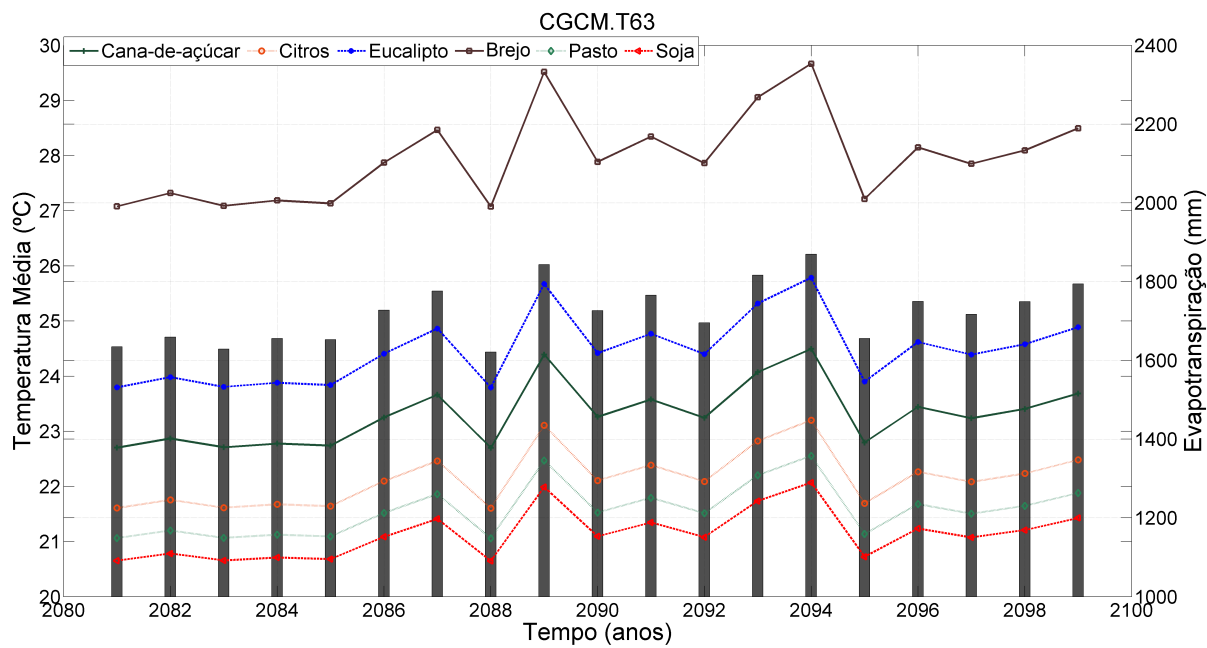


Figura 5.19: Evapotranspiração anual: CGCM T63.

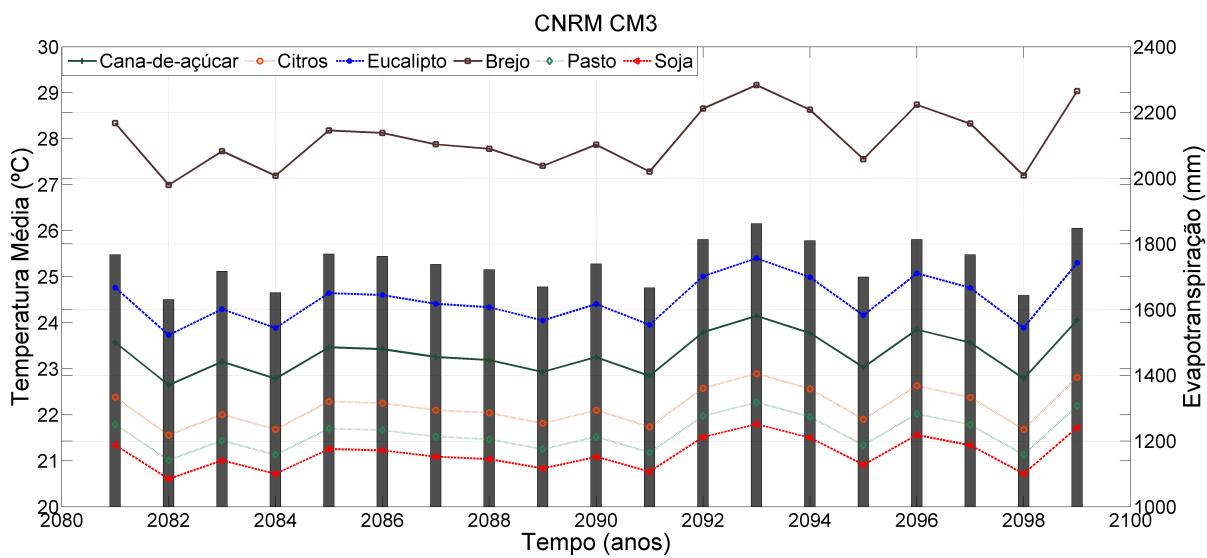


Figura 5.20: Evapotranspiração anual: CNRM CM3.

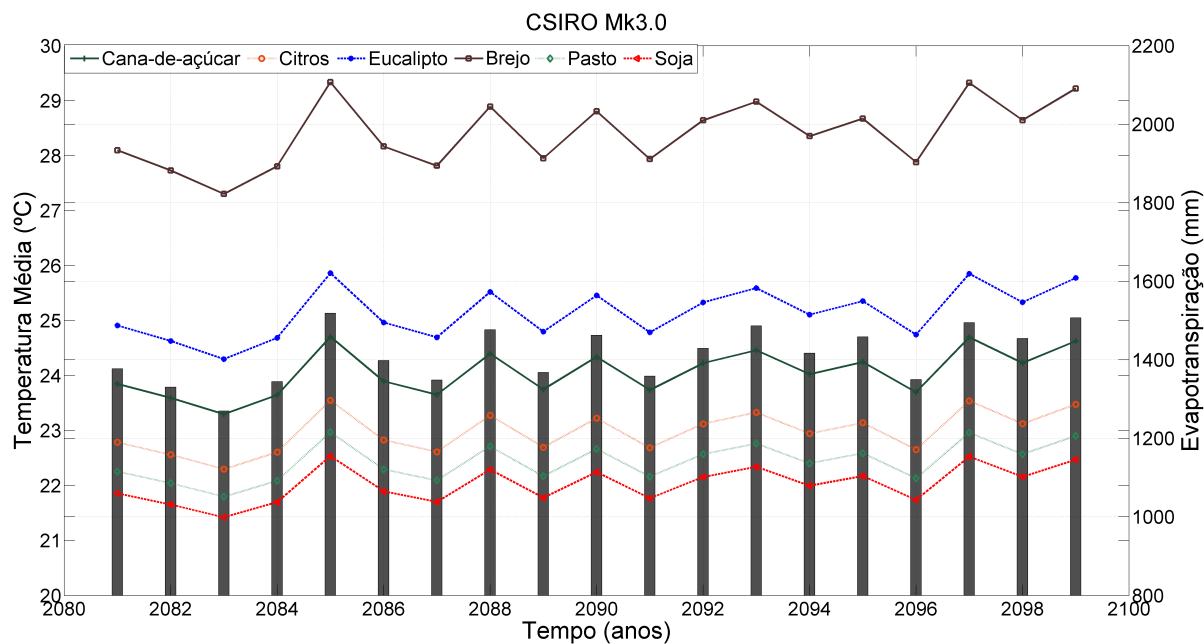


Figura 5.21: Evapotranspiração anual: CSIRO Mk3.0.

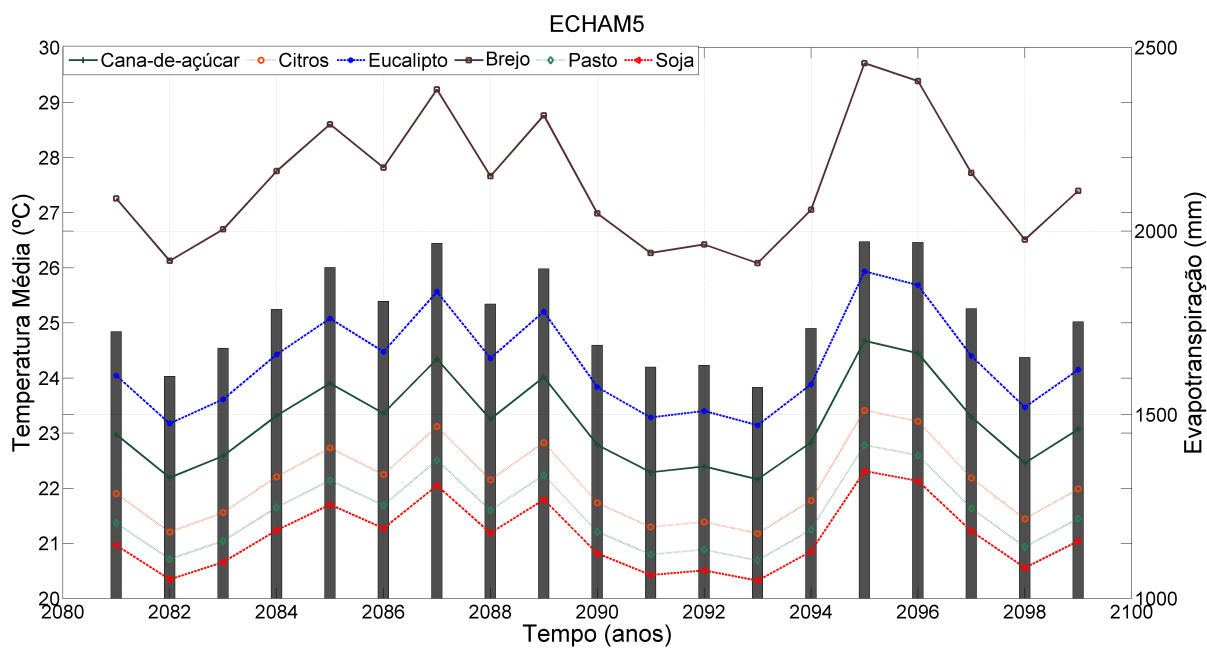


Figura 5.22: Evapotranspiração anual: ECHAM.

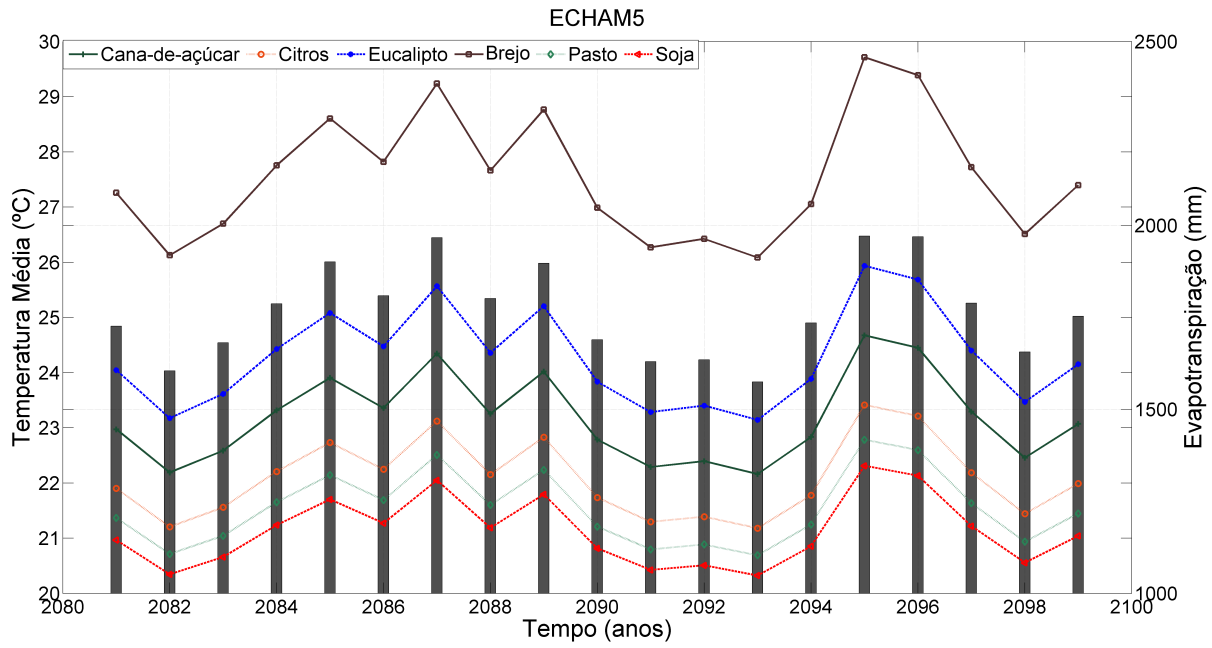


Figura 5.23: Evapotranspiração anual: ECHAM.

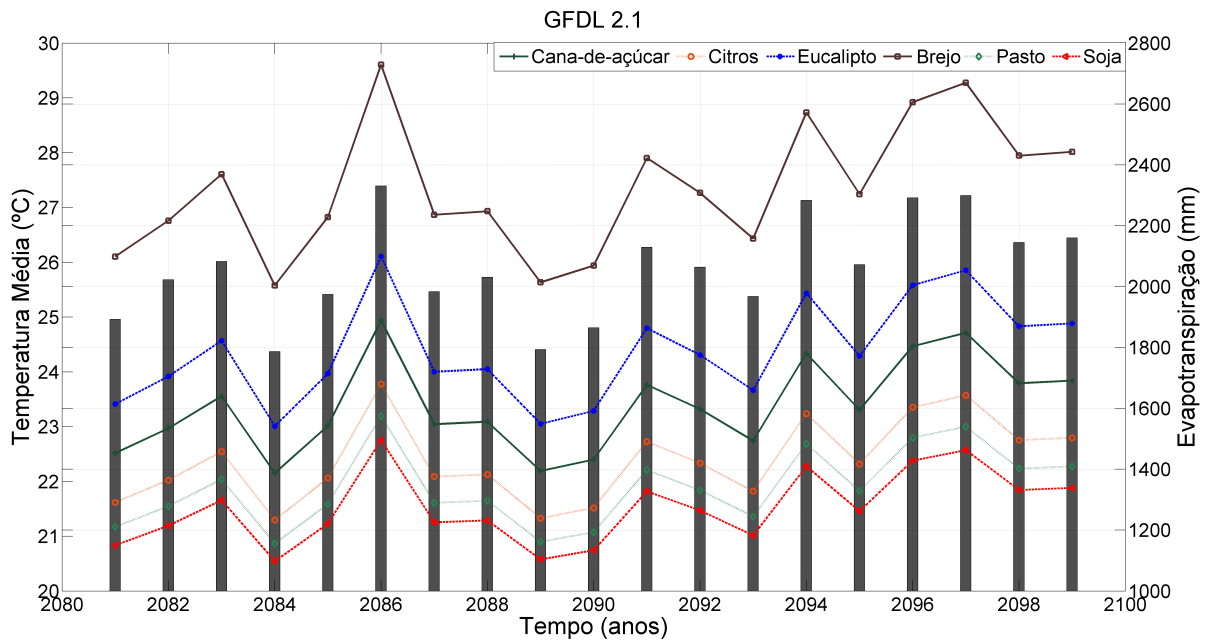


Figura 5.24: Evapotranspiração anual: GFDL CM2.1.

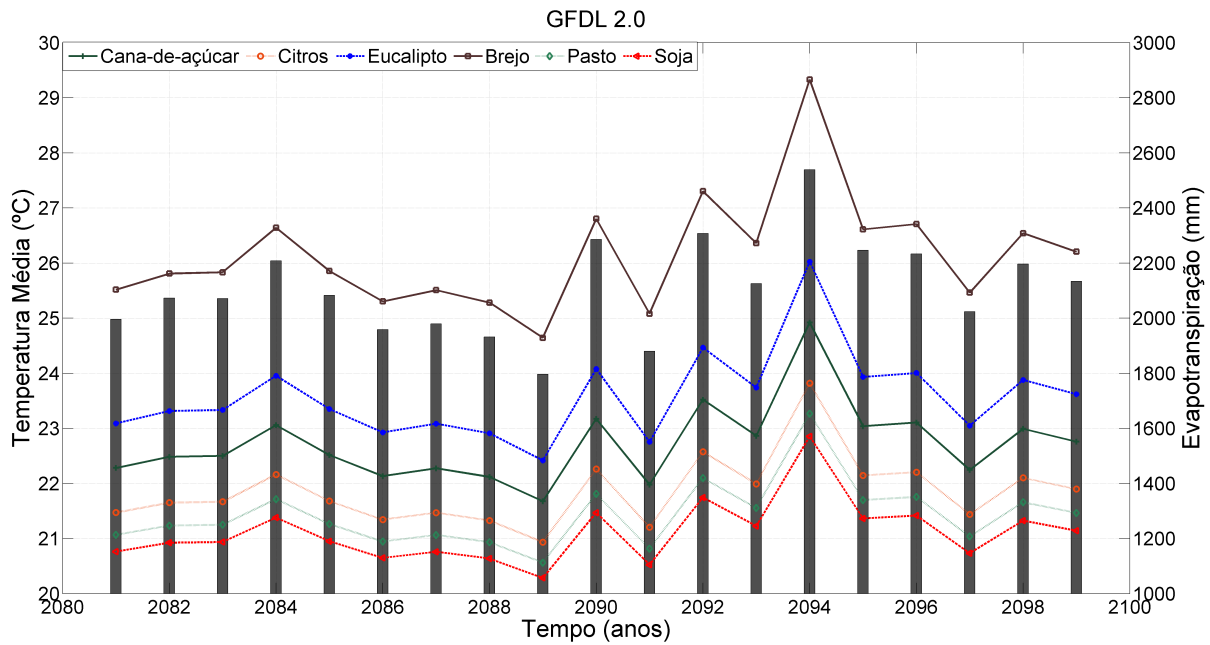


Figura 5.25: Evapotranspiração anual: GFDL CM2.0.

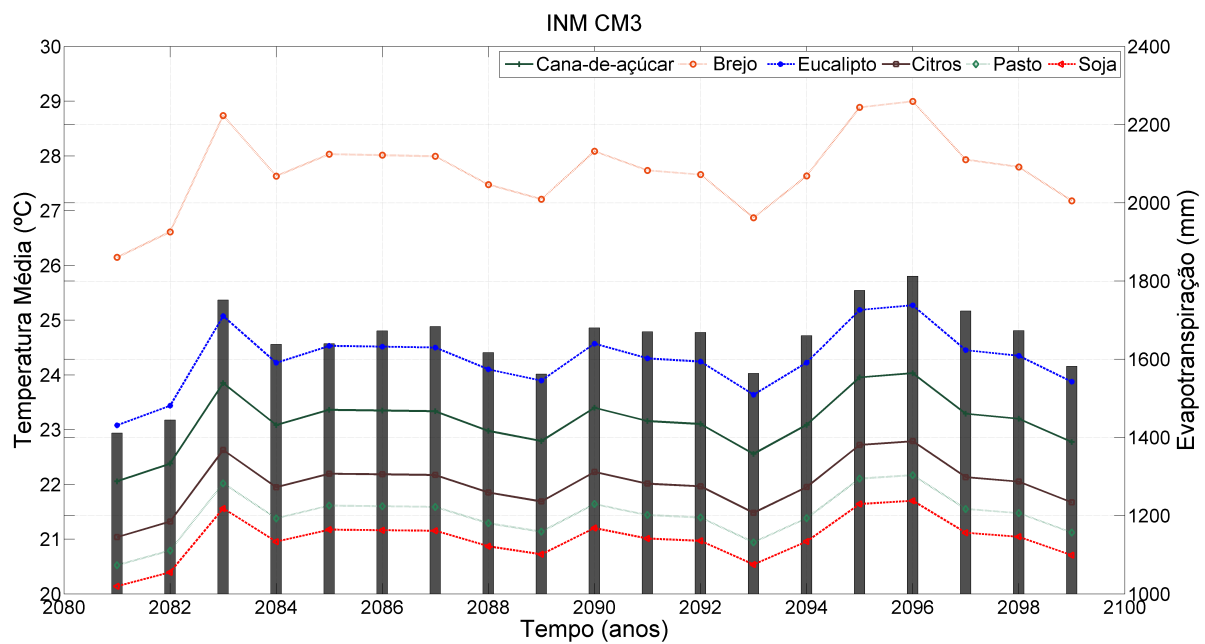


Figura 5.26: Evapotranspiração anual: INM CM3.0.

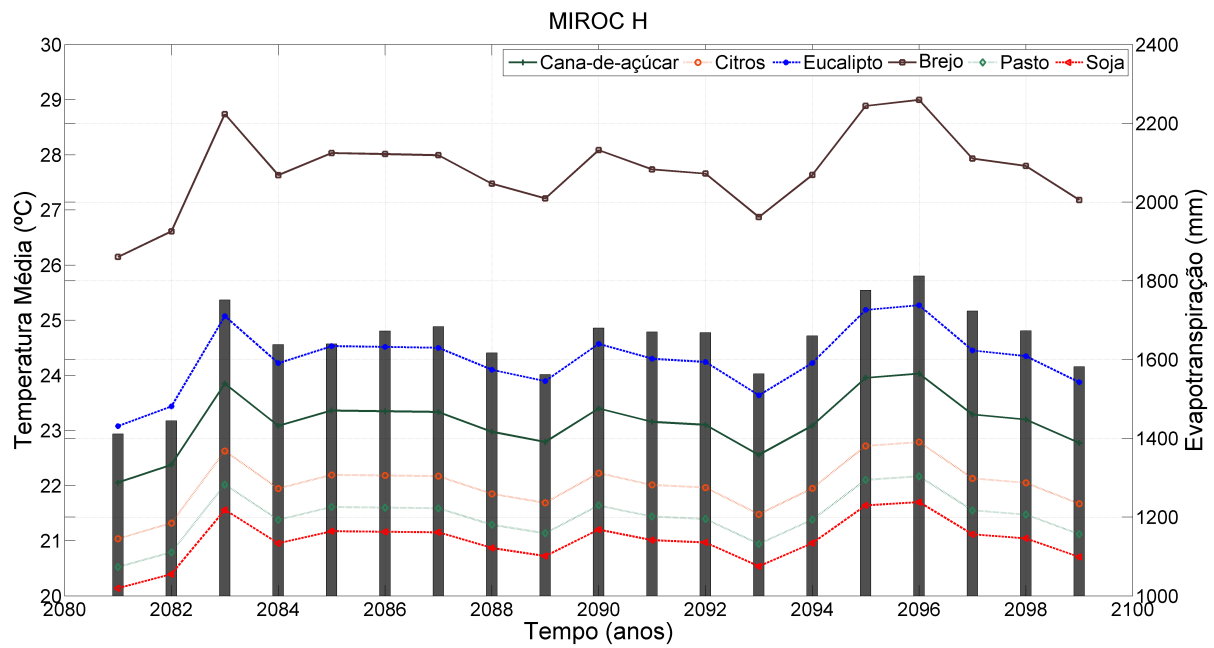


Figura 5.27: Evapotranspiração anual: MIROC H.

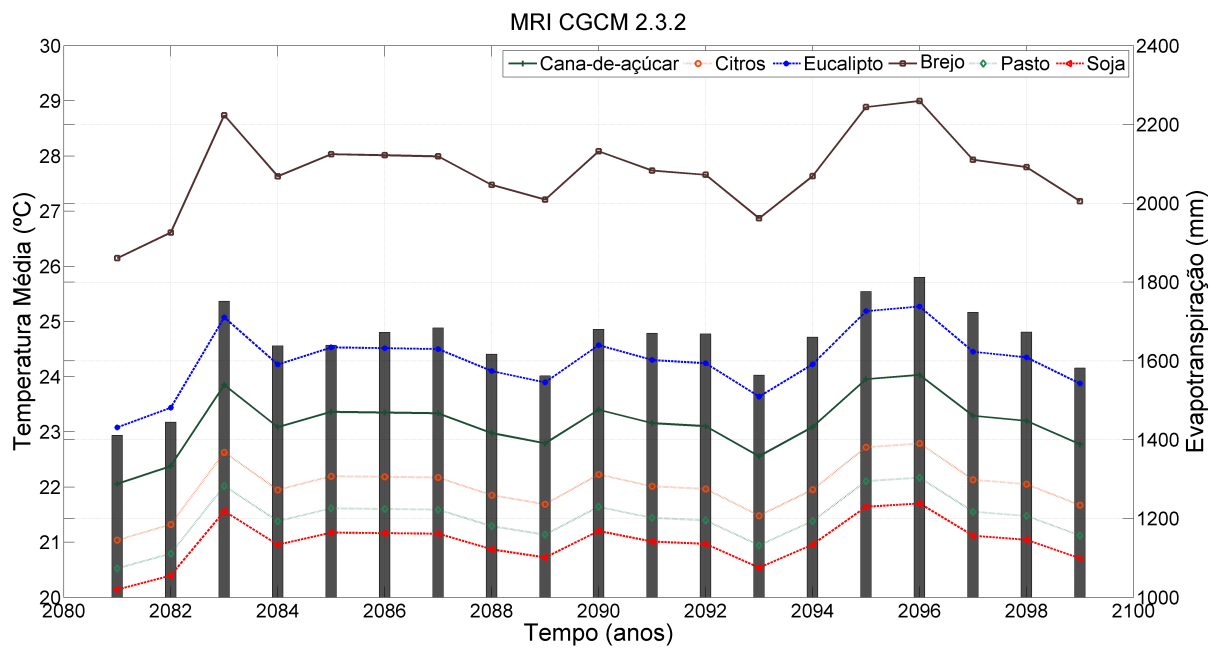


Figura 5.28: Evapotranspiração anual: MRI CGCM2.3.2.

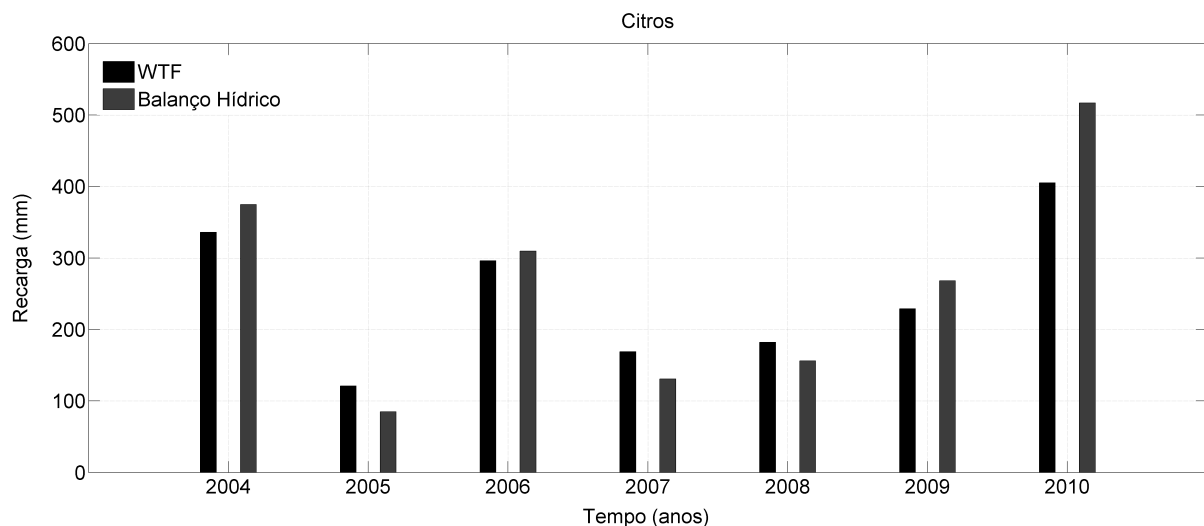
## 5.2 Estimativa da recarga subterrânea

Nesta seção serão apresentados os resultados do modelo de recarga pelo balanço hídrico e a aplicação deste para as séries futuras de precipitação e temperatura. Para realizar o balanço hídrico, foi criado um código em Visual Basic for Application (VBA) que lê e processa as informações (precipitação, evapotranspiração e escoamento superficial) contidas na planilha de cálculo e exporta, para um arquivo texto, a série de recarga.

### 5.2.1 Período de controle

Nesta etapa foram utilizadas séries pluviométricas da estação do CRHEA ( $P_{CRHEA}$ ) e da ANA ( $P_{ANA}$  para os anos hidrológicos 2004-2005 a 2010-2011, sendo representados nos gráficos simplesmente por 2004 a 2011). O emprego dos dados da ANA se fez necessário para o cálculo da recarga nas áreas de pastagem e cana-de-açúcar, cujo poço de observação, além de estar localizado a uma menor distância da estação da ANA em relação à do CRHEA, apresenta variação do nível mais fortemente correlacionada com os índices pluviométricos observados no sul da bacia. Isto pôde ser notado no processo de cálculo da recarga, quando a recarga calculada pelo WTF respondia em magnitude semelhante à encontrada em  $P_{ANA}$ .

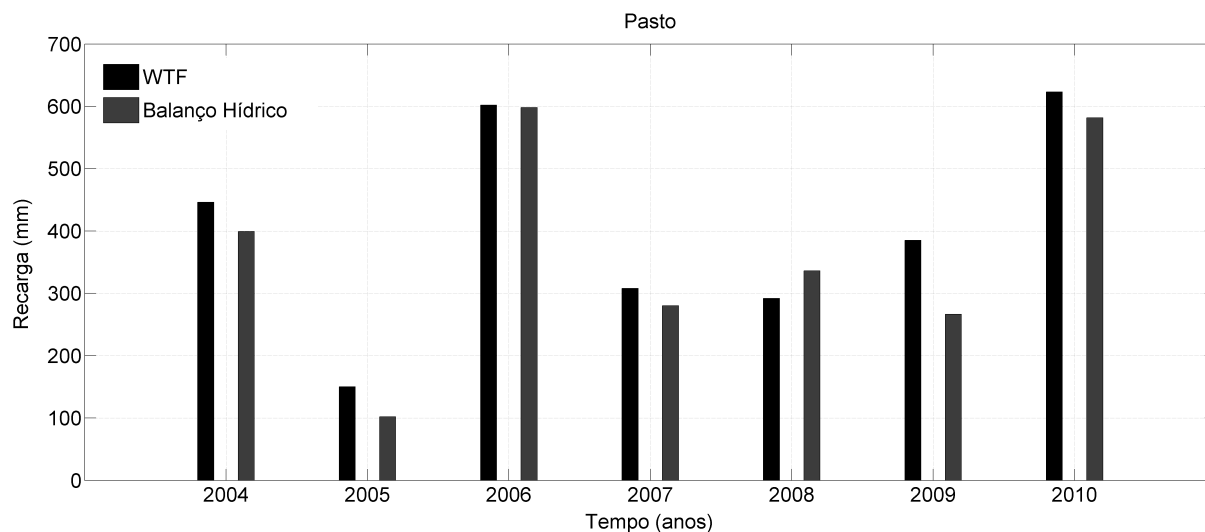
As estimativas de recarga para o citros e pasto (Figuras 5.29 e 5.30) apresentam as maiores diferenças para os anos de 2010 ( $\approx 100$  mm) e 2009 ( $\approx 120$  mm), respectivamente. Os valores calibrados da capacidade máxima de retenção hídrica do solo ( $S_{max}$ ) são 350 mm para o citros e 210 mm para o pasto.



**Figura 5.29:** Comparação entre a recarga anual estimada pelo WTF e MBH para área de citros.

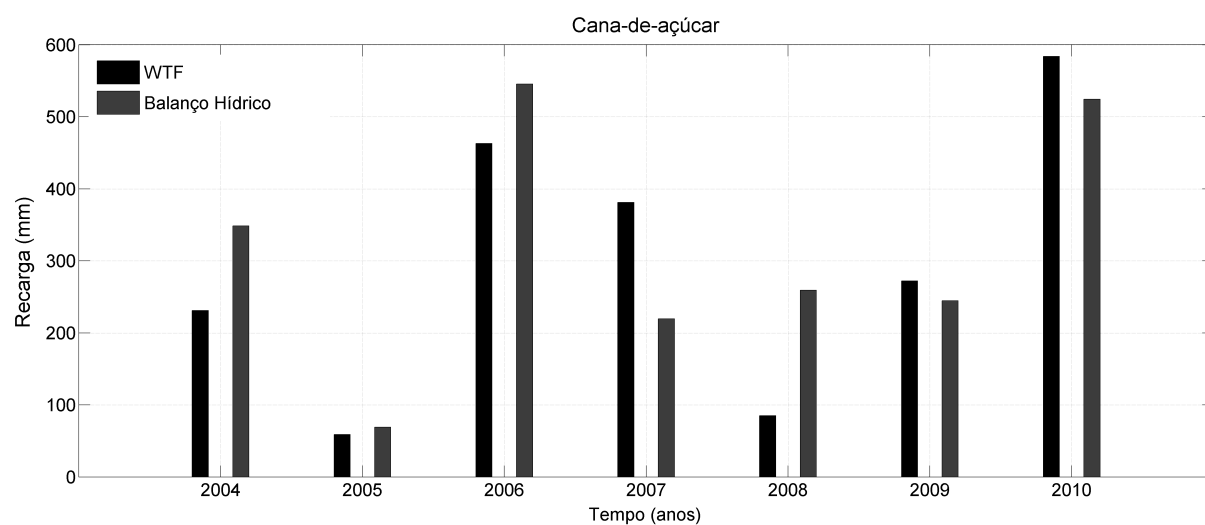
A Figura 5.31 mostra as taxas de recargas anuais estimadas para área de cana-de-açúcar, com  $S_{max} = 270$  mm, pelo balanço de água no solo em comparação com o estimado por (Lucas,





**Figura 5.30:** Comparação entre a recarga anual estimada pelo WTF e MBH para área de pastagem.

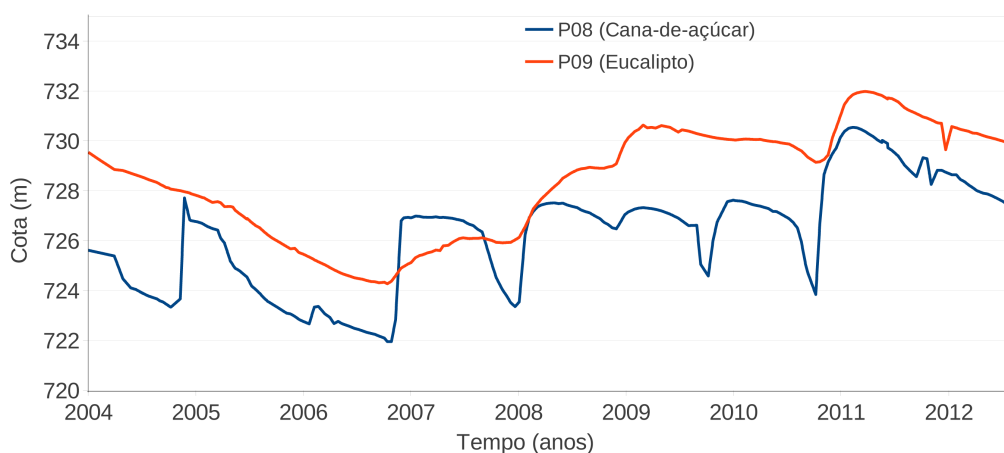
2012) por meio do método do WTF. Observa-se que para anos de 2007 e 2008, há uma diferença em torno de 150 mm entre as estimativas desses métodos.



**Figura 5.31:** Comparação entre a recarga anual estimada pelo WTF e MBH para área de cana-de-açúcar.

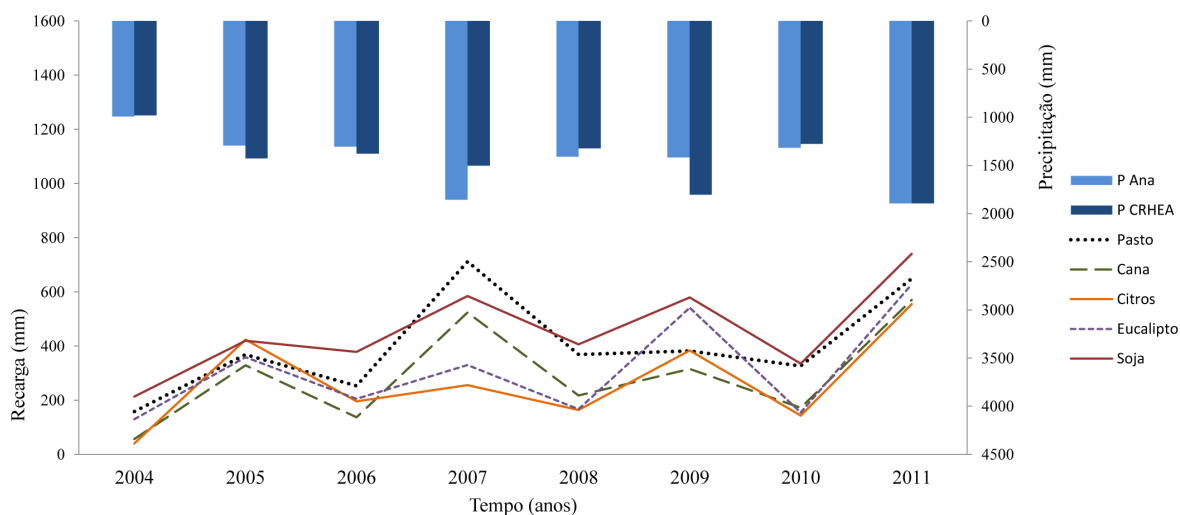
Até o final do primeiro semestre de 2008, o cultivo existente na região do poço 08 era o citros. Por essa razão, os valores de recarga obtidos pelo WTF mostrados na Figura 5.31 foram obtidos a partir dos níveis do poço 15, atualmente localizado entre eucaliptos. No final de 2006, houve o corte das plantações de eucalipto existentes no contorno externo da BRO e que faz fronteira com a plantação de cana-de-açúcar. Os níveis medidos nos poços do eucalipto (P09) e, atualmente,

da cana-de-açúcar (P08) mostram que durante os outros anos, os níveis de água no P09 são superiores aos do P08 (Figura 5.32).



**Figura 5.32:** Níveis de água nos poços 08 e 09.

Com a inexistência dos eucaliptos no início de 2007, a perda por evapotranspiração diminuiu acentuadamente, favorecendo uma maior reposição de água no solo e possibilitando a ocorrência de maiores taxas de recarga. Uma vez que não houve modificação na área até então ocupada por citros, a recarga nesse cultivo possivelmente se somou ao fluxo lateral que já ocorria da área de eucalipto para dentro da BRO, havendo, em seguida, a inversão do sentido do fluxo para fora da bacia. Com o plantio da cana-de-açúcar na metade de 2008, as taxas de recargas reduziram consideravelmente em função da maior demanda hídrica desse cultivo.

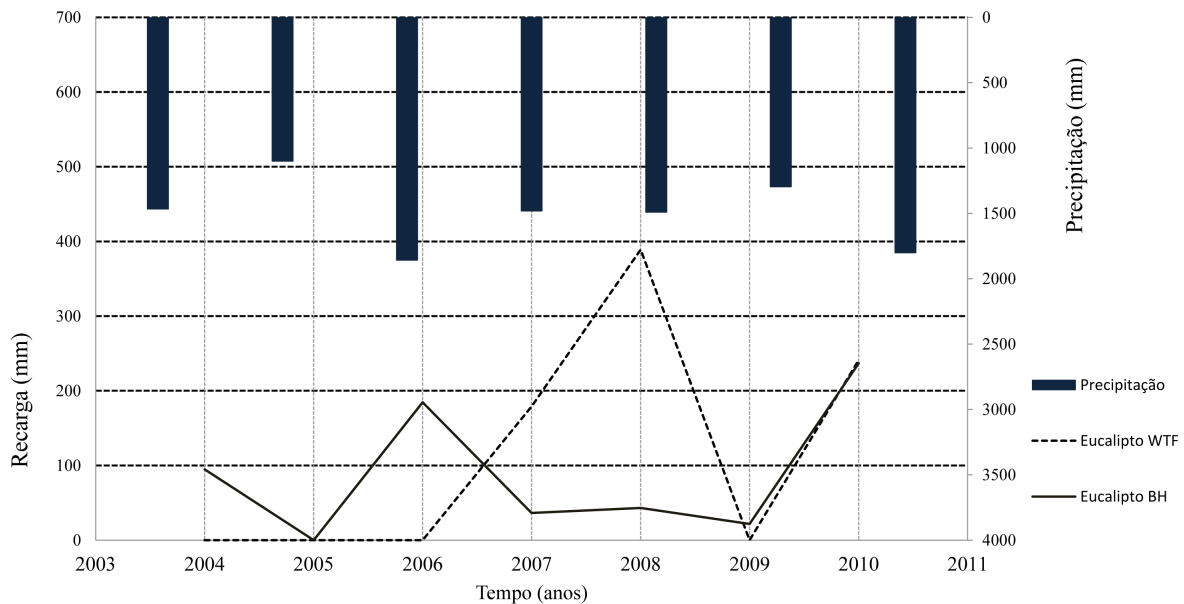


**Figura 5.33:** Recarga estimada pelo balanço hídrico (2004 a 2010).

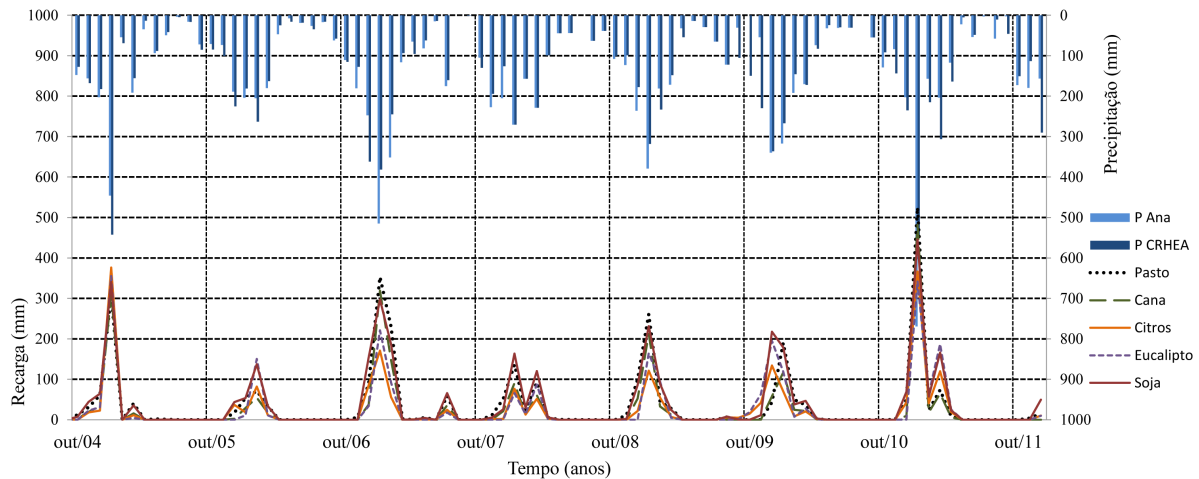
Tendo em vista essa hipótese, é compreensível que haja divergência em relação à estimativa feita pelo WTF, uma vez que esse método, ao condicionar o evento de recarga à elevação do NF, desconsidera, devido a falta de dados de fluxo lateral, a possibilidade de recarga devido ao fluxo lateral. Portanto, assumiu-se que as diferenças exibidas nos anos de 2007 e 2008 estão relacionadas a uma limitação de dados para aplicação do método WTF. Outra razão para se atribuir maior confiança à estimativa pelo MBH é que, diferentemente do obtido pelo WTF, percebe-se a resposta dos eventos de recarga pela precipitação medida (Figura 5.33).

No caso do eucalipto (adotou-se  $S_{max} = 200$  mm), a comparação com as estimativas obtidas pelo WTF são inconclusivas. Conforme comentado anteriormente, o fluxo lateral observado durante a maior parte do período de estudo não possibilitou a elevação do nível no poço 09 diante de possíveis eventos de recarga. Em consequência disto, o método WTF computou recarga nula para esses anos, destoando com os resultados do balanço hídrico para esta cultura (Figura 5.34).

Como não há estimativa de recarga por outros métodos para os demais tipos de cultivo, foram adotados valores de  $S_{max}$  da ordem de grandeza ( $\approx 200$  mm) dos que foram calibrados na aplicação do balanço para as áreas de soja e mata. Realizando o balanço na escala mensal, as recargas obtidas e, em seguida, utilizadas no modelo computacional de fluxo subterrâneo, foram calculadas para cada tipo de uso do solo (Figura 5.35).



**Figura 5.34:** Comparação entre a recarga anual estimada pelo WTF e MBH para área de eucalipto.



**Figura 5.35:** Recarga estimada pelo balanço hídrico mensalmente.

## 5.2.2 Período futuro

As taxas de evapotranspiração calculadas usando as projeções de temperatura de cada MCG, bem como as de precipitação, foram empregadas na estimativa da recarga para o período futuro em escala mensal, que corresponde ao passo de tempo adotado na modelagem com o SPA. As estimativas de recarga são mostradas no Apêndice D.

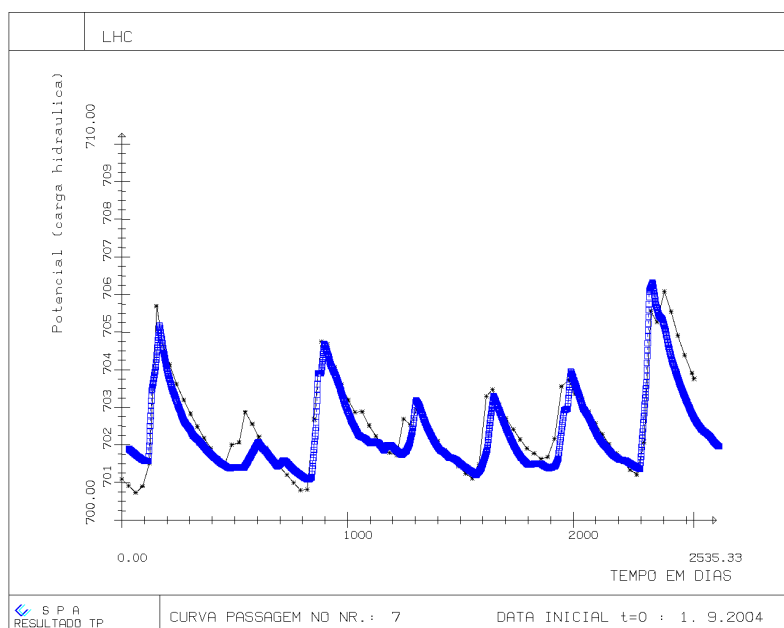
## 5.3 Modelagem Computacional

Esta seção apresenta os resultados da modelagem do escoamento subterrâneo utilizando como *inputs* as séries de estimativa de recarga obtidas nas fases anteriores. Primeiramente, será abordada a fase de calibração do modelo e, em seguida, a aplicação dos cenários futuros sob mudanças climáticas. Para ambos os casos, foi utilizado um código em Java que lê os arquivos de recarga exportados das planilhas e os exporta para o formato de entrada no SPA.

### 5.3.1 Calibração do SPA

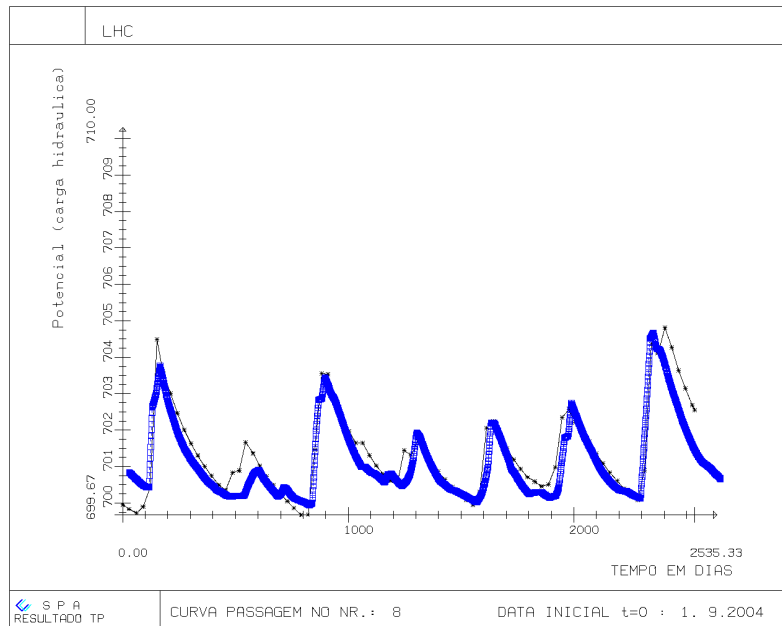
A execução do regime transiente no SPA é feita por meio do módulo TP cujo arquivo de entrada (“projeto”.trans) em formato texto contém informações referentes às configurações da simulação. No arquivo “projeto”.trans, duas das informações fornecidas são o arquivo de entrada com os valores de recarga gerados pelo código em Java e o número de passos de tempo desejado na simulação. Tanto na fase de calibração quanto nas simulações com recargas futuras, o passo de tempo transiente foi de 2,3 dias, 2,41 dias, 2,5 dias e 2,58 dias para meses com 28, 29, 30 e 31 dias, respectivamente. Os resultados obtidos nesses passos de tempo foram armazenados em escala mensal e para o período entre 2004 e 2010 (0 a 2535 dias). Os resultados da calibração realizada

utilizando os níveis observados nos poços da cultura de citros (P13 e P14) e da pastagem (P16 a P19) são apresentados nas Figuras 5.36 a 5.41.



**Figura 5.36:** Simulação transiente para o poço 13 (Medições em azul e simulação em preto).

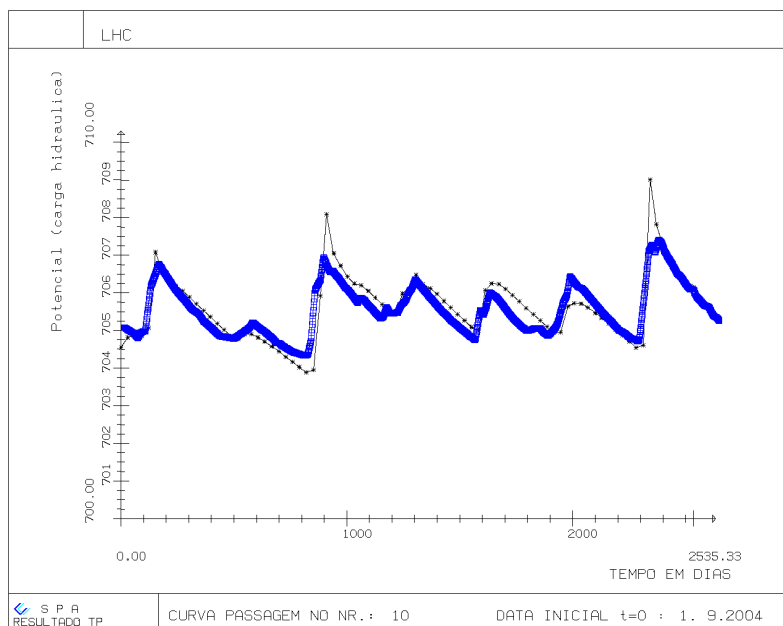
Uma das maiores dificuldades encontradas na calibração do modelo foi para o segundo ano de simulação, quando os níveis observados quase não respondem aos eventos de precipitação, atingindo uma diferença máxima de 1,51 m em relação ao simulado no poço 13. Para esse poço, o relatório de erros gerados pelo módulo GIA acusa um erro médio de 0,39 m, enquanto para o poço 14, o erro médio foi de 0,38 m e o máximo de 1,35 m.



**Figura 5.37:** Simulação transiente para o poço 14 (Medições em azul e simulação em preto).

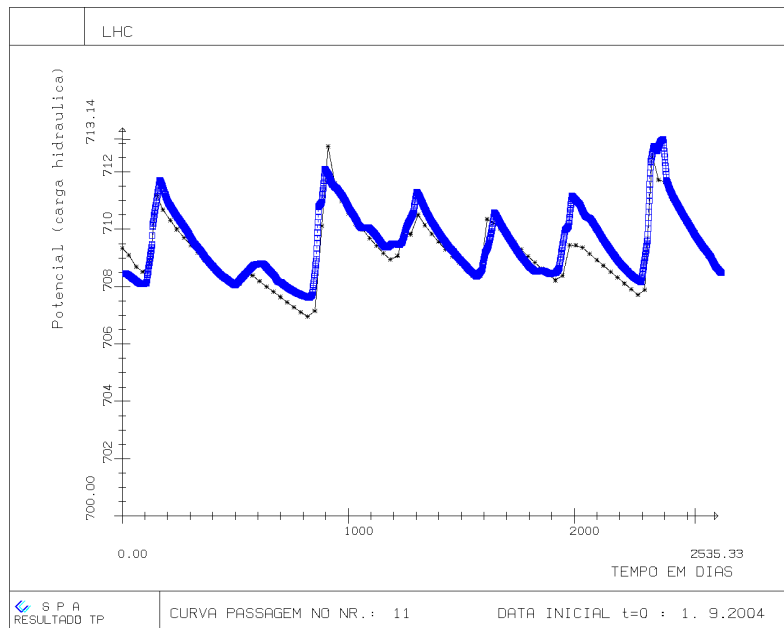
Outra dificuldade enfrentada foi que, aproximadamente entre o quingentésimo e milésimo passo de tempo de simulação, os níveis máximos e mínimos iam gradativamente se elevando como se houvesse um represamento da água retardando a drenagem do aquífero para o rio. O primeiro parâmetro a ser alterado com intuito de solucionar isto foi o rendimento específico, uma vez que este regula a quantidade de água é necessária para elevar o nível freático em um dado valor. Sem sucesso, considerou-se o seguinte: se os níveis estão se elevando acima do observado é porque a água não está escoando para jusante tão rapidamente quanto deveria ou porque naquele ponto está chegando um volume de água não esperado. Para ambas hipóteses, a alteração da condutividade hidráulica nas regiões a montante e jusante resolveriam, teoricamente, o problema, mas criariam outro. Embora para os passos de tempo além de 1000 dias os níveis pudessem ser corrigidos, os anteriores também seriam rebaixados e já não estariam concordando com as medições *in loco*.

Considerou-se, então, a possibilidade de que esse volume inesperado que causava a elevação dos níveis não era um problema de *timing* mas de condições iniciais. Essa hipótese se mostrou coerente pois, ao se alterar o CALI, os erros foram minimizados. Ou seja, a superfície freática de entrada impunha em algumas regiões um gradiente hidráulico irreal que, ao longo do tempo, ou fazia o escoamento originado nessas regiões, somados às taxas de recarga, ultrapassarem os volumes realmente afluentes nos pontos de observação ou impediam que a água escoasse dali em diante tão rapidamente quanto deveria.



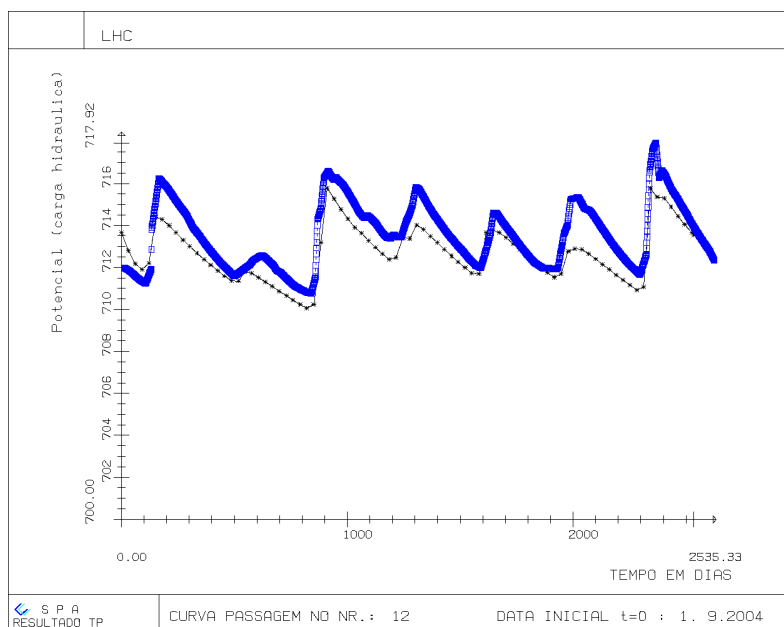
**Figura 5.38:** Simulação transiente para o poço 16 (Medições em azul e simulação em preto).

Mesmo com as alterações feitas, ainda existem limitações no modelo, especialmente próximo às condições de contorno. Isto pode ser observado na simulação para o poço 16 (Figura 5.38), localizado na fronteira entre área de pastagem (atualmente eucalipto) e mata nativa. No período chuvoso, o nível freático ou aflora ou fica muito próximo da superfície do terreno nas áreas marginais do rio. Isto gerou um efeito de represamento expresso pelo modelo na forma de picos acima do observado (erro máximo igual a 2,01 m) nos anos de maiores índices pluviométricos (2006 e 2010). Ainda assim, para o restante do período, os níveis simulados se aproximam consideravelmente bem dos observados, com erro médio de 0,42 m. Para o poço 17 (Figura 5.39), o erro máximo foi de 2,0 m e o médio de 0,42 m.



**Figura 5.39:** Simulação transiente para o poço 17 (Medições em azul e simulação em preto).

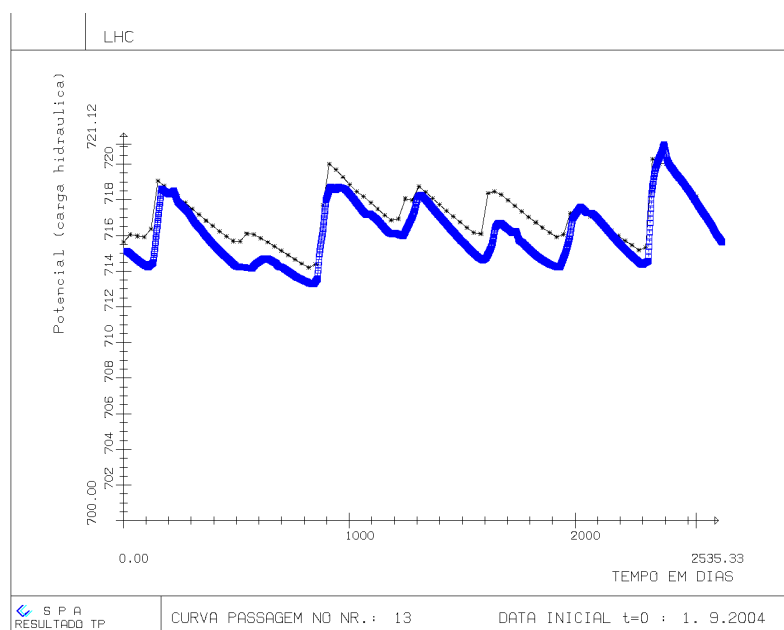
Embora a simulação para o poço 18 (Figura 5.40) não tenha picos excedentes, o erro máximo foi de 2,47 m (em torno do passo de tempo de 2000 dias) e o médio de 0,96 m. Percebe-se também a dificuldade do modelo em representar o rebaixamento do nível, pois as medições exibem maior declividade que o simulado.



**Figura 5.40:** Simulação transiente para o poço 18 (Medições em azul e simulação em preto).



A Figura 5.41 mostra que as declividades na ascensão no poço 19 também acompanham as medições feitas com o medidor de nível. Embora o erro médio seja maior que os anteriores (0,98 m) e novamente sejam notadas elevações que ultrapassam os picos, com erro máximo de 3,44 m, as declividades na recessão se aproximaram mais das observações que o poço 18. Como os níveis observados utilizados neste trabalho são originados de medições manuais quinzenais, é possível que algum pico simulado pelo modelo seja referente a uma elevação não capturada no monitoramento, por ter ocorrido no intervalo entre duas campanhas.



**Figura 5.41:** Simulação transiente para o poço 19 (Medições em azul e simulação em preto).

### 5.3.2 Simulações sob cenários futuros de mudanças climáticas

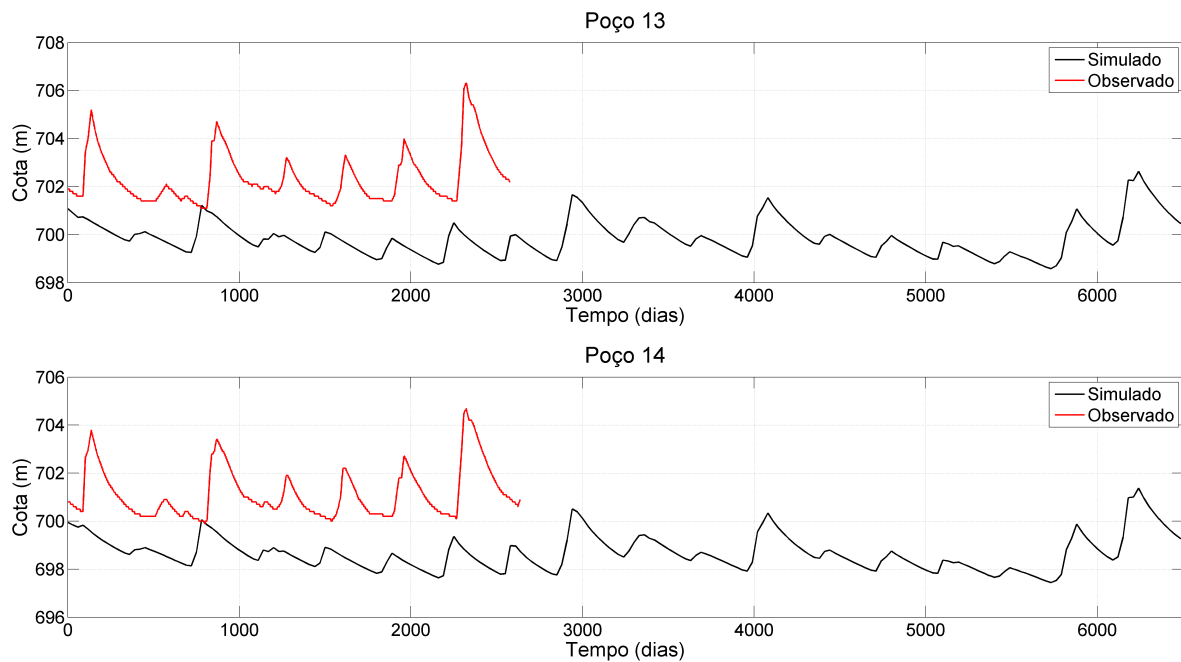
As simulações forçadas pelas condições climáticas previstas pelos MCGs apresentaram variadas respostas. A comparação entre estas e as observações são mostradas no Apêndice E, em que os dois períodos são sobrepostos com intuito de identificar algumas características descritas em seguida para alguns modelos.

#### Poços em área de cultivo de citros

Para área de citros, todos os cenários levaram a uma rebaixamento dos níveis, fazendo-os variar num patamar inferior aos observados entre 2004 e 2010, como observado na Figura 5.42. Além disto, também se nota uma menor amplitude entre os níveis mínimos e máximos. Dois possíveis fatores que poderiam causar esse achatamento numa simulação são a diminuição das taxas de recarga ou o aumento do rendimento específico. Uma vez que os parâmetros da calibração do modelo são mantidos nas simulações com clima futuro, conclui-se que as reduções que podem ocorrer nas recargas futuras levariam ao rebaixamento de mais de 2 e 5 m nos níveis mínimos e

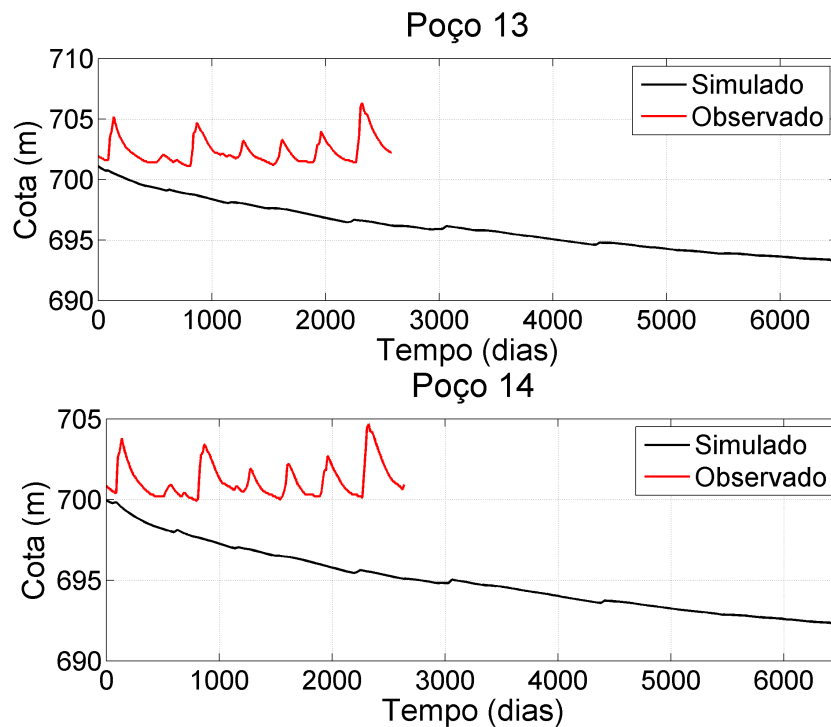
máximos, respectivamente. Essas reduções não seriam necessariamente causadas por diminuições dos totais pluviométricos. Uma vez que, sendo possível haver aumento das taxas de recarga sob aquecimento global sem modificação na precipitação (Crosbie et al., 2010), também é concebível a ideia de que sob condições afins a evapotranspiração tenha maior influência no balanço de água no solo.

Cenários mais extremos (Figura 5.43) resultaram numa redução contínua das taxas de



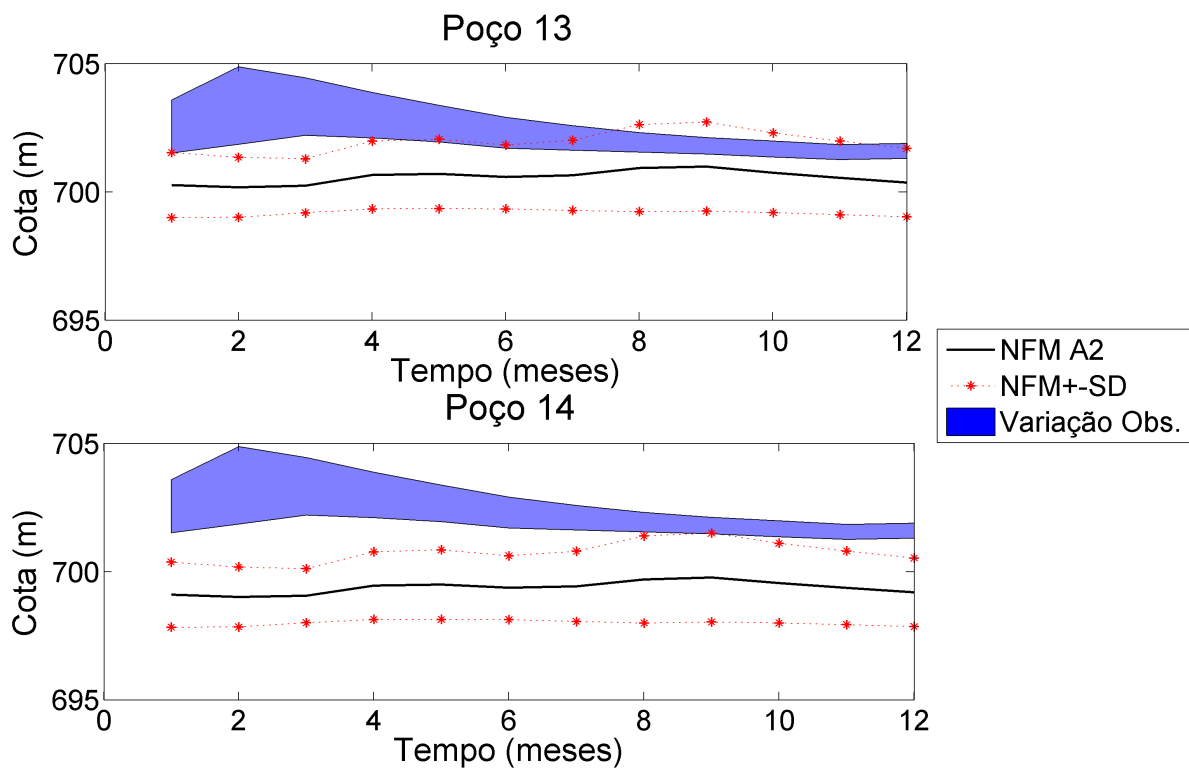
**Figura 5.42:** Comparação entre níveis observados (2004 a 2010) e gerados na simulação sob cenários futuros (2081 a 2100): MCG CGCM.T47.

recarga e, conseqüentemente, dos níveis freáticos com taxas de reposição tão baixas que não seriam suficientes para restabelecer os níveis iniciais. Especificamente no caso do MCG GFDL CM2.1, cujas projeções estimam a diminuição das médias mensais de precipitação (Figura 5.14) e elevação da temperatura média mensal de até mais de 5° C, a redução drástica das taxas de recarga seria algo esperado. Esse não é exatamente o caso do MCG CGCM.T47. Suas projeções a respeito da precipitação média mensal são de aumento para o período úmido e de poucas anomalias nas médias mensais de temperatura.



**Figura 5.43:** Comparação entre níveis observados e gerados na simulação sob forçantes climáticas: MCG GFDL CM2.1.

Para cada mês de simulação e medições, foram calculados os níveis médios do NF, ordenando-os anualmente e, por fim, calculadas as médias de todos os meses de janeiro, todos os meses de fevereiro, etc. A Figura 5.44 mostra, então, os níveis freáticos médios mensais das simulações (NFM) sob condições impostas pelo cenário A2 e medições. Para ambos valores médios foram traçadas envoltórias com largura igual ao desvio padrão (SD) do mês em questão, estabelecendo-se faixas dentro das quais os níveis simulados e observados (Variação Obs.) variam. Observa-se que as medições apresentam maiores amplitudes nos meses de janeiro e fevereiro, enquanto estas ocorrem, para as simulações, no final do ano hidrológico. Independentemente disto, a faixa de variação seria alterada de tal forma a variar sempre abaixo do que foi observado no período de calibração, ainda que eventualmente haja o cruzamento das envoltórias (Poço 13). Essas observações também são válidas para os outros modelos, conforme se mostram nas figuras do Apêndice F.

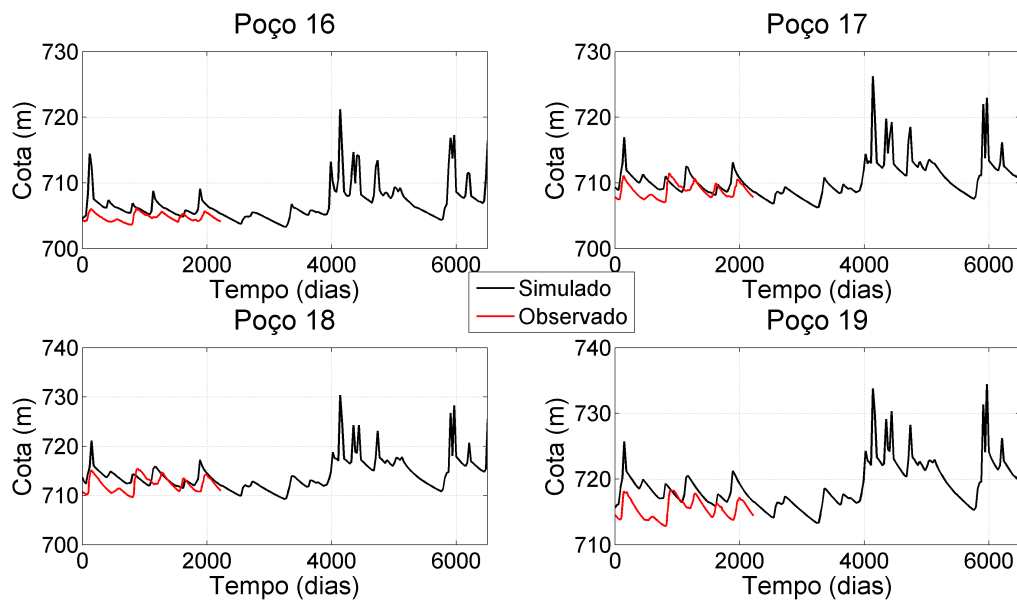


**Figura 5.44:** Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços do citros: MCG INGV SXG.

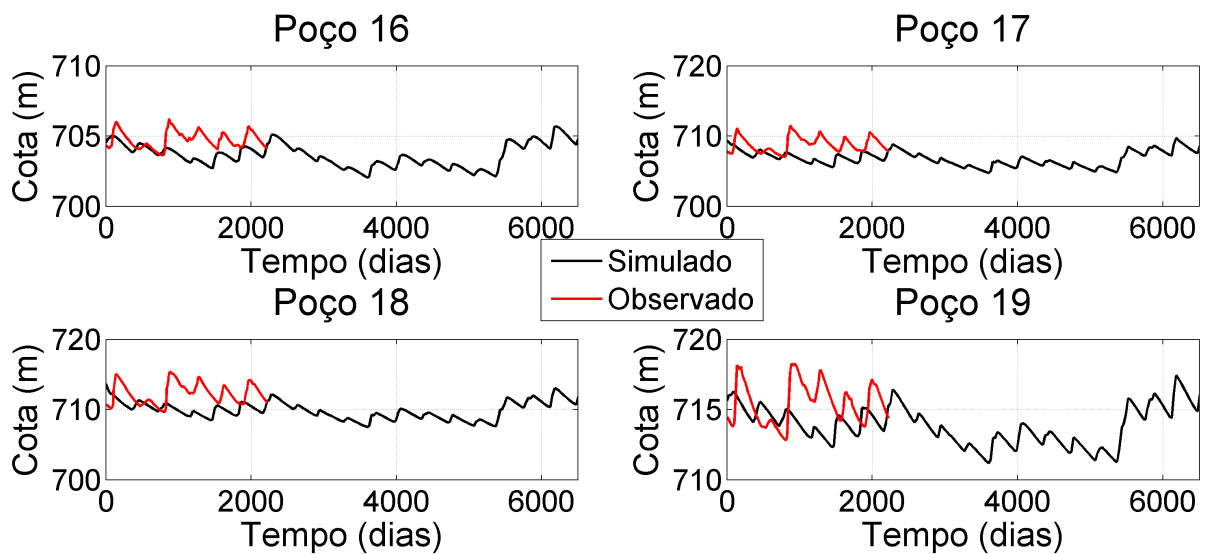
### Poços em áreas de pastagem

Sobre as áreas de pastagem, os resultantes das simulações futuras são mais variadas. Alguns cenários geraram situações semelhantes às da Figura 5.45, variando o nível numa faixa semelhante ao das observações e, em seguida, num patamar mais elevado com alguns picos significativamente superiores aos ocorridos entre 2004 e 2010. Esse comportamento pode ser observado, por exemplo, nos casos dos modelos CGCM.T47, ECHAM e INGV SXG (Apêndice E).

Outro comportamento compartilhado por outros grupos de cenários consiste numa variação inicial dentro da faixa das observações, seguida de uma transição para um patamar mais baixo (por exemplo, Figura 5.46). As simulações geradas pelos cenários dos modelos CCSM3, CGCM.63T, CNRM CM3, INM CM3.0 são exemplos entre os quais há essa semelhança de comportamento.

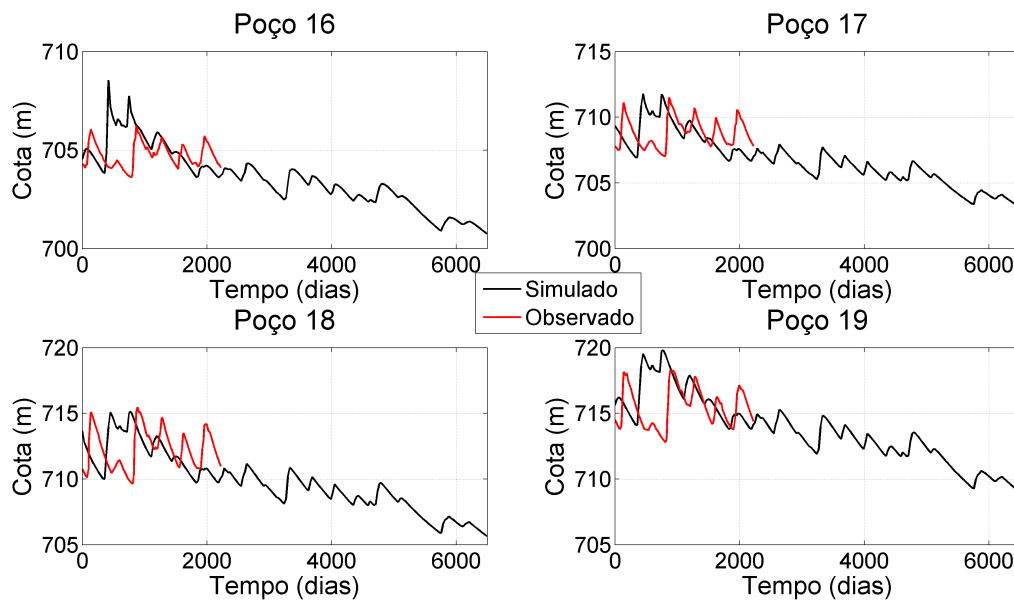


**Figura 5.45:** Comparação entre níveis observados e gerados na simulação sob forçantes climáticas: MCG ECHAM.



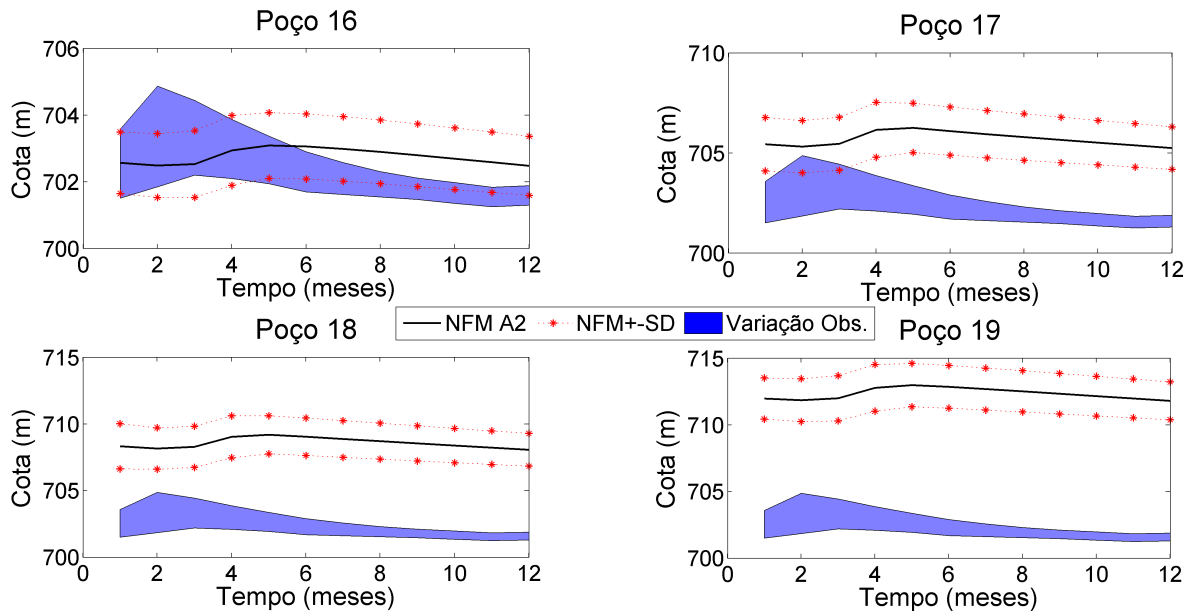
**Figura 5.46:** Comparação entre níveis observados e gerados na simulação sob forçantes climáticas: MCG CCSM3.

O terceiro grupo com comportamento característico é representado na Figura 5.47 pelo MCG MRI CGCM 2.3.2. Embora também se observe um estado inicial no mesmo patamar das observações, o rebaixamento dos níveis subsequentes não se atém a um novo patamar fixo, mas há uma diminuição gradual das cotas entre as quais varia o NF.



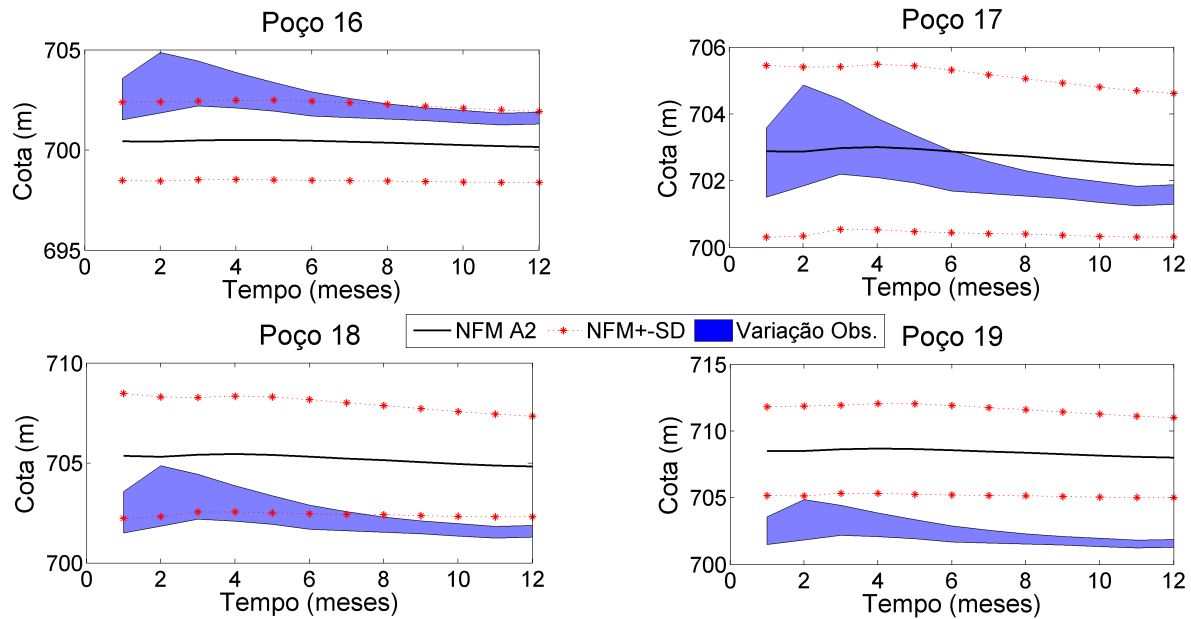
**Figura 5.47:** Comparação entre níveis observados e gerados na simulação sob forçantes climáticas: MCG MRI CGCM 2.3.2.

A variação média dos níveis simulados de cada mês apresentou duas características sutilmente distintas. A primeira foi observada para as simulações sob os cenários gerados pelos MCGs BCM, CCSM3, CGCM.t47, ECHAM, INGV SXG, INM CM3.0, MRI CGCM 2.3.2, e é exemplificada pela Figura 5.48. Com exceção do que ocorre no poço 16, a média dos níveis mensais varia acima da situação presente. Mais próximo ao rio (P16), a variação ocorreria de forma praticamente semelhante mas, assim como percebe-se nos outros gráficos da Figura 5.48, os desvios padrão das simulações não se alteram significativamente. Ao contrário disto, a dispersão dos níveis médios nos primeiros meses é consideravelmente superior em comparação ao segundo semestre. Também se observa uma defasagem temporal (aproximadamente 3 meses) entre os valores máximos das curvas, ou seja, os níveis médios máximos não ocorreriam mais em fevereiro mas em maio.



**Figura 5.48:** Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços do pasto: MCG INM CM3.0.

A segunda característica, representada no caso do MCG MIROC H (Figura 5.49), é marcada pela variação do NFM no P16 abaixo dos níveis observados que, no P17, passam a ser englobadas pelas simulações. Em todos os casos nas áreas de pastagem, conforme mostrado no Apêndice F, é que as modificações das faixas de variação são maiores à medida que se distancia do rio. Tanto a Figura 5.48 quanto a 5.49 mostram que a distância entre o envoltório das observações e  $NFM - SD$  são maiores no P19 e diminui do P18 em diante.



**Figura 5.49:** Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços do pasto: MCG MIROC H.

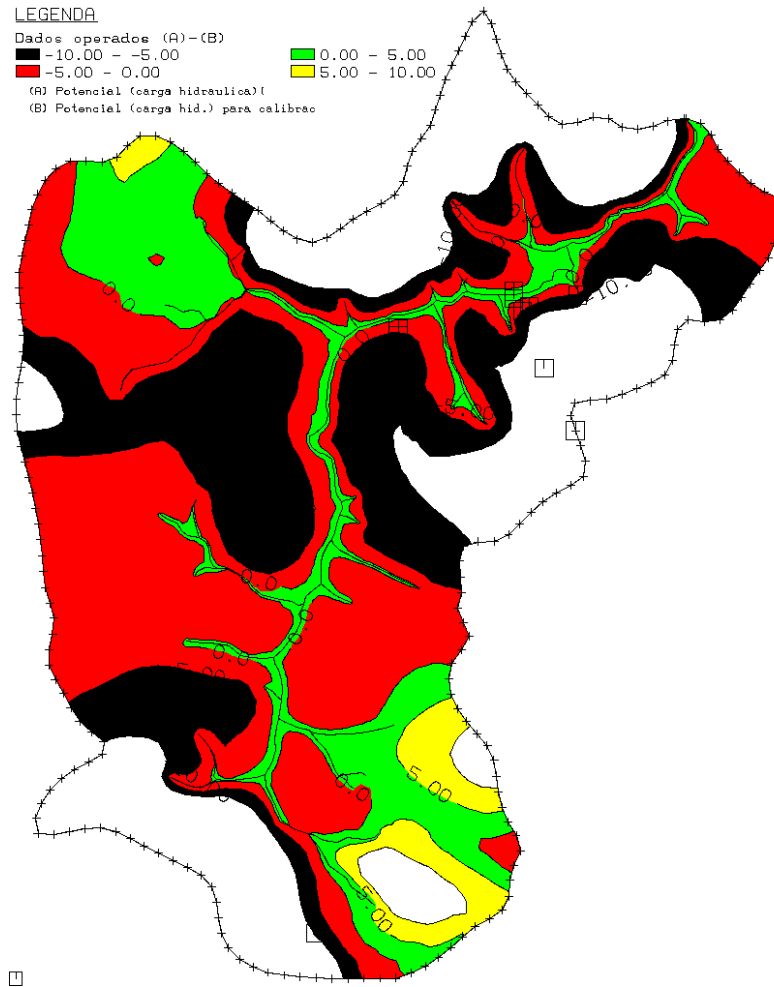
### Alterações espaciais

Os efeitos dos cenários climáticos analisados causam, em sua maioria, o rebaixamento da superfície freática. Isto pode ser visto ao extrair a diferença entre os níveis do último passo e o primeiro da simulação. Essas diferenças foram calculadas para todos MCGs estudados (Apêndice G) dentre os quais alguns exemplos são representados pelas Figuras 5.50 e 5.51. A distribuição espacial vista na Figura 5.50 reflete aquela resultante de nove dos treze cenários climáticos abordados neste trabalho. A região central da bacia concentra as áreas com rebaixamento de até 10 m. Essa região é preponderantemente ocupada por eucaliptos, cujas altas taxas de evapotranspiração combinadas às mudanças dos padrões de precipitação podem causar impactos no sentido de reduzir a reposição da água subterrânea em outras áreas de recarga do SAG.

Considerando o SRES A2, o rebaixamento dos níveis freáticos foi também o resultado encontrado por Thampi e Raneesh (2012), ainda que os aumentos de temperatura obtidos no referido trabalho tenham sido inferiores aos apresentados no presente trabalho. Considerando as diferenças de mais de 5 m ilustradas na Figura 5.50, em comparação com outros resultados, como os apresentados por (Bouraoui et al., 1999) (diminuição de até 4 m no NF) para a duplicação na concentração de  $\text{CO}_2$ , as mudanças no clima podem afetar em diferentes proporções os aquíferos. Essa ideia é reforçada pelos resultados obtidos por Dams et al. (2012) que, estudando os impactos sobre o sistema hídrico subterrâneo, mostra maior sensibilidade às mudanças climáticas nas áreas de uso de solo urbano em comparação às de uso agrícola e florestal.

Ao contrário da maioria dos MCGs, o BCM, ECHAM, INGV SXG e CGCM.T47 resultaram na elevação da superfície para quase toda a bacia (Figura 5.51), exceto mais próximo ao exutório



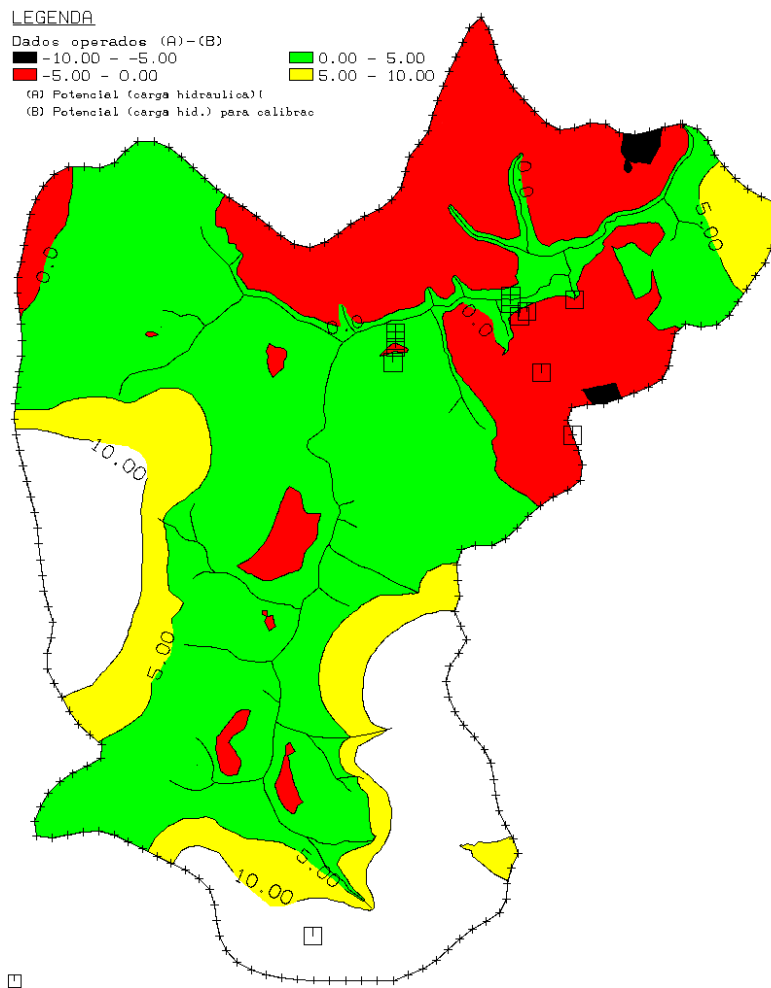


**Figura 5.50:** Superfície de elevação ou rebaixamento resultante do cenário climático do MCG CGCM.T63.

(BCM, INGV SXG e CGCM.T47), onde prevalecem os cultivos de citros e cana-de-açúcar. Dentre todos os modelos considerados neste trabalho, o ECHAM foi o único cujo cenário climático resultou, praticamente, em somente elevação dos níveis do aquífero. Algumas situações mais extremas, como elevações ou rebaixamentos da superfície acima de 10 m, praticamente só foram detectadas nas regiões próximas às fronteiras. Esse fato pode estar associado a uma das limitações do modelo desenvolvido no SPA. A região estudada consiste em um recorte, numa macro região, do aquífero, cujas fronteiras estabelecidas pelos divisores topográficos como condições de contorno, não são necessariamente divisores das águas subterrâneas. Ou seja, na situação real é possível que haja fluxo lateral através do contorno da BRO. Esta é uma das simplificações adotadas no modelo conceitual criado no SPA pois não se possui as informações necessárias para estabelecer as condições de Neumann (2º Tipo) neste contorno.

Essas elevações dos níveis nestes casos estão ligadas somente à combinação das condições climáticas impostas (modificações da precipitação e temperatura). Entretanto, outros estudos

relatam o aumento das taxas de recarga como resultado das mudanças de uso do solo, mesmo com declínio da precipitação pela mudança no clima (Dawes et al., 2012). Ainda assim, esses autores também observaram, em algumas áreas, que a recarga manteve uma relação direta com a chuva, ou seja, o declínio desta última levou à diminuição da primeira, na ausência de atividades antrópicas. Embora uma minoria dos cenários abordados neste trabalho tenha derivado a previsão da elevação das taxas de recarga, e conseqüentemente elevação dos níveis, resultados semelhantes (aumento da recarga) também foram previstos por Jyrkama e Sykes (2007).



**Figura 5.51:** Superfície de elevação ou rebaixamento resultante do cenário climático do MCG BCM.

---

## Conclusões

---

Este trabalho buscou quantificar os possíveis efeitos da combinação das mudanças climáticas associadas aos usos do solo numa área de recarga do Sistema Aquífero Guarani. Cenários futuros de precipitação e temperatura foram gerados por treze modelos de circulação global, ou modelos climáticos globais, visando estimar recargas mensais a serem entradas num modelo de simulação de processos em aquíferos.

Os dados das simulações dos MCGs, disponíveis em NETCDF, foram extraídos por meio da execução de um *script* executado no software GrADS. A aquisição dos dados, propriamente dita, não impunha nenhuma dificuldade, pois podem ser baixados gratuitamente das bases de dados. Entretanto, a leitura dos arquivos e extração das séries temporais nas coordenadas desejadas exigiram noções básicas de linguagem de programação para manuseio do *script*. Embora alguns softwares (Matlab, ArcGIS, por exemplo) que rodam em SO Windows tenham suporte para o formato NETCDF, as opções de processamento disponíveis em ambiente Linux são consideravelmente mais numerosas para este formato. Por essa razão, optou-se por utilizar as ferramentas acessadas por meio de comandos de terminal que, embora seja um ambiente com baixo grau de usabilidade (sem interface gráfica), mostrou-se adequado ao trabalho aqui apresentado.

As referências bibliográficas revisadas mostram que não há uma técnica de *downscaling* superior às demais. Alguns critérios fundamentados na literatura foram levados em conta para escolha do método aplicado nesta pesquisa. Com base no método do fator de mudança, as projeções de temperatura e precipitação foram perturbadas. A principal vantagem oferecida por este método é o baixíssimo custo computacional e a facilidade de implementá-lo. Embora o uso desta técnica não seja a mais robusta e possua suas limitações, o emprego de cenários de diferentes modelos climáticos tem a vantagem de identificar as incertezas entre as modelagens.

A análise das séries pluviométricas e de temperatura, simuladas para o fim do século XXI, identificou alguns modelos com previsões mais extremas (ECHAM e GFDL 2.1, por exemplo). Ao analisar as anomalias nas médias mensais dessas variáveis, foi possível identificar grupos de MCGs com características semelhantes. Por exemplo, os modelos CNRM3, CSIRO Mk3.0, ao contrário do MIROC H e do INGV SXG, preveem que os maiores aumentos de temperatura média mensal ocorrerão entre o 2º e 3º bimestre.

As estimativas de recarga, obtidas com base no balanço hídrico, foram comparadas com os valores calculados pelo método do WTF. Para as áreas ocupadas por pastagem e citros, ambos os resultados foram semelhantes em todos os anos. Houve divergência entre as recargas calculadas no cultivo de cana-de-açúcar em três dos sete anos de monitoramento. A análise dos níveis dos poços vizinhos e mapas de uso do solo evidenciou a limitação dos dados para aplicação do método do WTF, pois não foi possível considerar a variação do nível devido ao fluxo lateral. Embora as estimativas pelo balanço hídrico sejam coerentes com os totais pluviométricos medidos na área, reforça-se a necessidade de aplicação de outras técnicas que forneçam informações de recarga por tipo de cultura, possibilitando maiores comparações e reduzindo incertezas destas estimativas.

O Simulador de Processos em Aquíferos foi utilizado para calibrar um modelo transiente de fluxo do aquífero livre da bacia do Ribeirão da Onça. Entrando com as estimativas de recarga obtidas pelo balanço hídrico, o modelo foi executado, e as simulações dos níveis, nos nós correspondentes aos poços de monitoramento, foram comparadas com as medições feitas entre 2004 e 2011. Além de prover maior sensibilidade ao modelador quanto ao papel desempenhado pelo parâmetros no modelo, esta fase expõe as limitações do modelo matemático decorrentes das simplificações do modelo conceitual. Neste trabalho, a maior limitação foi a impossibilidade<sup>1</sup> de simular os fluxos através de algumas regiões da fronteira. Recomenda-se, para trabalhos futuros, o monitoramento dos níveis nas regiões externas aos contornos da bacia. Assim, torna-se possível a substituição de condições de 1º Tipo (Dirichlet) por condições de 2º Tipo (Neumann).

Sob a hipótese de que o uso do solo na BRO não se alterará significativamente no final do presente século, dois tipos principais de impactos foram gerados. Dos treze MCGs analisados, o cenário climático proposto por quatro deles resultou na elevação da superfície freática na maior parte da área da bacia. As previsões da maioria deles (nove MCGs) resultaram no rebaixamento dos níveis entre o início da década de 2080 e o final do século XXI. Se tais previsões se confirmarem no futuro e esses resultados puderem ser extrapolados para outras áreas de recarga do SAG, é possível prevê redução das taxas de reposição neste aquífero.

---

<sup>1</sup>devido a inexistência de mais poços de monitoramento

## Referências Bibliográficas

---

---

- ALLEN, G. R.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. *Fao irrigation and drainage paper no. 56*. Relatório Técnico, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma, 1998.
- ANDRADE, A.; STIGTER, T. Multi-method assessment of nitrate and pesticide contamination in shallow alluvial groundwater as a function of hydrogeological setting and land use. *Agricultural Water Management*, v. 96, n. 12, p. 1751 – 1765, 2009.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S037837740900211X>
- ARAÚJO, L. M.; FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Hydrogeology of the mercosul aquifer system in the paraná and chaco-paraná basins, south america, and comparison with the navajo-nugget aquifer system, usa. *Hydrogeology Journal*, v. 7, n. 3, p. 317–336, 1999.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1007/s100400050205>
- ASHOFTEH, P.; BOZORG HADDAD, O.; MARIÑO, M. Scenario assessment of streamflow simulation and its transition probability in future periods under climate change. *Water Resources Management*, v. 27, n. 1, p. 255–274, 2013.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-012-0182-2>
- BAO, Z.; ZHANG, J.; WANG, G.; FU, G.; HE, R.; YAN, X.; JIN, J.; LIU, Y.; ZHANG, A. Attribution for decreasing streamflow of the haihe river basin, northern china: Climate variability or human activities? *Journal of Hydrology*, v. 460-461, n. 0, p. 117 – 129, 2012.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412005550>
- BARRETO, C. E. A. G. *Balanço hídrico em zona de afloramento do sistema aquífero guarani a partir do monitoramento hidrogeológico em bacia representativa*. Dissertação de Mestrado, 2006.

- BEAR, J. *Hydraulics of groundwater*. McGraw-Hill International Book Co., 1979.
- BERG, P.; FELDMANN, H.; PANITZ, H. J. Bias correction of high resolution regional climate model data. *Journal of Hydrology*, v. 448, p. 80–92, iSI Document Delivery No.: 969HE  
Berg, P. Feldmann, H. Panitz, H. -J. Agriculture, Biology & Environmental Sciences (ABES); Engineering, Computing & Technology (ECT) ELSEVIER SCIENCE BV AMSTERDAM, 2012.
- BERNARDO, S.; MANTOVANI, E. C.; SOARES, A. A. *Manual de irrigação*. 8 ed. EDUFV, 626 p., 2006.
- BOURAOU, F.; VACHAUD, G.; LI, L. Z. X.; LE TREUT, H.; CHEN, T. Evaluation of the impact of climate changes on water storage and groundwater recharge at the watershed scale. *Climate Dynamics*, v. 15, n. 2, times Cited: 31, 1999.
- BROWN, A. E.; WESTERN, A. W.; MCMAHON, T. A.; ZHANG, L. Impact of forest cover changes on annual streamflow and flow duration curves. *Journal of Hydrology*, v. 483, n. 0, p. 39 – 50, 2013.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412011146>
- CAMARGO, A. P. D. Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial no estado de são paulo. *Bragantia*, v. 21, p. 163–213, 1962.
- CASTRO JÚNIOR, P. R. *Mapeamento morfológico aplicado à bacia-piloto do ribeirão da onça (sp) e À bacia-escola do rio cachoeirinha (mt) em Áreas de recarga do aquífero guarani*. Relatório (pós-doutorado), Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 2008.
- CHEN, H.; XU, C.-Y.; GUO, S. Comparison and evaluation of multiple gcms, statistical downscaling and hydrological models in the study of climate change impacts on runoff. *Journal of Hydrology*, v. 434, times Cited: 0, 2012.
- CHEN, J.; BRISSETTE, F. P.; CHAUMONT, D.; BRAUN, M. Performance and uncertainty evaluation of empirical downscaling methods in quantifying the climate change impacts on hydrology over two north american river basins. *Journal of Hydrology*, v. 479, p. 200–214, iSI Document Delivery No.: 090VN Chen, Jie Brissette, Francois P. Chaumont, Diane Braun, Marco Agriculture, Biology & Environmental Sciences (ABES); Engineering, Computing & Technology (ECT) ELSEVIER SCIENCE BV AMSTERDAM, 2013.
- CHEN, J.; BRISSETTE, F. P.; LECONTE, R. Uncertainty of downscaling method in quantifying the impact of climate change on hydrology. *Journal of Hydrology*, v. 401, n. 3?4, p. 190 – 202, 2011.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411001351>

- CHEN, S.; WU, W.; HU, K.; LI, W. The effects of land use change and irrigation water resource on nitrate contamination in shallow groundwater at county scale. *Ecological Complexity*, v. 7, n. 2, p. 131 – 138, <ce:title>Eco Summit 2007 Special Issue, Part Two</ce:title>, 2010.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1476945X1000019X>
- CHIEW, F.; TENG, J.; VAZE, J.; KIRONO, D. Influence of global climate model selection on runoff impact assessment. *Journal of Hydrology*, v. 379, n. 1?2, p. 172 – 180, 2009.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409006416>
- CHIEW, F. H. S.; MCMAHON, T. A. Modelling the impacts of climate change on australian streamflow. *Hydrological Processes*, v. 16, n. 6, times Cited: 65 SI, 2002.
- CHOW, V. T. *Applied hydrology*. NY: McGraw-Hill, 585 p., 1988.
- COLLINS, W. D.; BITZ, C. M.; BLACKMON, M. L.; BONAN, G. B.; BRETHERTON, C. S.; CARTON, J. A.; CHANG, P.; DONEY, S. C.; HACK, J. J.; HENDERSON, T. B.; KIEHL, J. T.; LARGE, W. G.; MCKENNA, D. S.; SANTER, B. D.; SMITH, R. D. The community climate system model version 3 (ccsm3). *Journal of Climate*, v. 19, n. 11, p. 2122?2143, 2006.
- CROSBIE, R.; MCCALLUM, J.; WALKER, G. R.; CHIEW, F. Modelling climate-change impacts on groundwater recharge in the murray-darling basin, australia. *Hydrogeology Journal*, v. 18, n. 7, p. 1639–1656, 2010.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-010-0625-x>
- DAHLHAUS, P. G.; EVANS, T. J.; NATHAN, E. L.; COX, J. W.; SIMMONS, C. T. Groundwater-level response to land-use change and the implications for salinity management in the west moorabool river catchment, victoria, australia. *Hydrogeology Journal*, v. 18, n. 7, times Cited: 1, 2010.
- DAI, A. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *Journal of Climate*, v. 19, n. 18, p. 4605–4630, 2006.
- DAMS, J.; SALVADORE, E.; VAN DAELE, T.; NTEGEKA, V.; WILLEMS, P.; BATELAAN, O. Spatio-temporal impact of climate change on the groundwater system. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 16, n. 5, times Cited: 0, 2012.
- DAWES, W.; ALI, R.; VARMA, S.; EMELYANOVA, I.; HODGSON, G.; MCFARLANE, D. Modelling the effects of climate and land cover change on groundwater recharge in south-west western australia. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, v. 9, n. 5, p. 6063–6099, 2012.  
Disponível em <http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/9/6063/2012/>

- DELWORTH, T. L.; BROCCOLI, A. J.; ROSATI, A.; STOUFFER, R. J.; BALAJI, V.; BEESLEY, J. A.; COOKE, W. F.; DIXON, K. W.; DUNNE, J.; DUNNE, K. A.; DURACHTA, J. W.; FINDELL, K. L.; GINOUX, P.; GNANADESIKAN, A.; GORDON, C. T.; GRIFFIES, S. M.; GUDGEL, R.; HARRISON, M. J.; HELD, I. M.; HEMLER, R. S.; HOROWITZ, L. W.; KLEIN, S. A.; KNUTSON, T. R.; KUSHNER, P. J.; LANGENHORST, A. R.; LEE, H.-C.; LIN, S.-J.; LU, J.; MALYSHEV, S. L.; MILLY, P. C. D.; RAMASWAMY, V.; RUSSELL, J.; SCHWARZKOPF, M. D.; SHEVLIAKOVA, E.; SIRUTIS, J. J.; SPELMAN, M. J.; STERN, W. F.; WINTON, M.; WITTENBERG, A. T.; WYMAN, B.; ZENG, F.; ZHANG, R. Gfdl's cm2 global coupled climate models. part i: Formulation and simulation characteristics. *Journal of Climate*, v. 19, n. 5, p. 643–674, 2006.
- DEVELOPERS, K.-. M. *K-1 coupled model (miroc) description*. K-1 technical report 1, Center for Climate System Research, 2004.
- DIANSKY, N.; VOLODIN, E. Simulation of present-day climate with a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, v. 38, n. 6, p. 732–747, 2002.
- FETTER, C. W. *Applied hydrogeology*. 4 ed. EUA: Prentice-Hall, 598 p., 2001.
- FICKLIN, D. L.; LUEDELING, E.; ZHANG, M. Sensitivity of groundwater recharge under irrigated agriculture to changes in climate, co2 concentrations and canopy structure. *Agricultural Water Management*, v. 97, n. 7, times Cited: 2, 2010.
- FICKLIN, D. L.; LUO, Y.; LUEDELING, E.; ZHANG, M. Climate change sensitivity assessment of a highly agricultural watershed using swat. *Journal of Hydrology*, v. 374, n. 1, p. 16 – 29, 2009.
- Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216940900314X>
- FOWLER, H. J.; BLENKINSOP, S.; TEBALDI, C. Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*, v. 27, n. 12, times Cited: 250 General Assembly of the European-Geosciences-Union APR, 2006 Vienna, AUSTRIA European Geosci Union, 2007.
- FUREVIK, T.; BENTSEN, M.; DRANGE, H.; KINDEM, I.; KVAMSTØ, N.; SORTEBERG, A. Description and evaluation of the bergen climate model: Arpege coupled with micom. *Climate Dynamics*, v. 21, n. 1, p. 27–51, 2003.
- Disponível em <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-003-0317-5>
- GARBOSSA, L. H. P.; VASCONCELOS, L. R. C.; LAPA, K. R.; BLAINSKI, E.; PINHEIRO, A. The use and results of the soil and water assessment tool in brazil: A review from 1999 until 2010. In: *2011 International SWAT Conference & Workshops*, 2011.



- GASSMAN, P. W.; REYES, M. R.; GREEN, C. H.; ARNOLD, J. G. The soil and water assessment tool? historical development applications, and future research directions. *Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers*, v. 50, p. 1211–1240, 2007.
- GASTMANS, D.; CHANG, H.; HUTCHEON, I. Stable isotopes ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}$ ) in groundwaters from the northwestern portion of the guarani aquifer system (brazil). *Hydrogeology Journal*, v. 18, n. 6, p. 1497–1513, 2010.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-010-0612-2>
- GHOSH, S.; KATKAR, S. Modeling uncertainty resulting from multiple downscaling methods in assessing hydrological impacts of climate change. *Water Resources Management*, v. 26, n. 12, p. 3559–3579, iSI Document Delivery No.: 986PD Ghosh, Subimal Katkar, Sudhir Agriculture, Biology & Environmental Sciences (ABES); Engineering, Computing & Technology (ECT) SPRINGER DORDRECHT, 2012.
- GIORDANO, M. *Global groundwater? issues and solutions*, v. 34 de *Annual Review of Environment and Resources* Palo Alto: Annual Reviews, p. 153–178, iSI Document Delivery No.: 523NW Times Cited: 18 Cited Reference Count: 140 Giordano, Mark Review; Book Chapter 4139 el camino way, po box 10139, palo alto, ca 94303-0139 usa, 2009.  
Disponível em <GotoISI>://WOS:000272082000008
- GLEESON, T.; WADA, Y.; BIERKENS, M. F. P.; BEEK, L. P. H. Water balance of global aquifers revealed by groundwater footprint. *Nature*, v. 488, p. 197 – 200, 2012.
- GOMES, L. H. *Determinação da recarga profunda na bacia-piloto do ribeirão da onça em zona de afloramento do sistema aquífero guarani a partir de balanço hídrico em zona saturada*. Dissertação de Mestrado, 2008.
- GOSAIN, A. K.; RAO, S.; BASURAY, D. Climate change impact assessment on hydrology of indian river basins. *Current Science*, v. 90, n. 3, times Cited: 42, 2006.
- GREEN, T. R.; TANIGUCHI, M.; KOOI, H.; GURDAK, J. J.; ALLEN, D. M.; HISCOCK, K. M.; TREIDEL, H.; AURELI, A. Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology*, v. 405, n. 3-4, p. 532 – 560, 2011.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411002988>
- GUANABARA, R. C. *Modelo transiente de fluxo em área de afloramento do sistema aquífero guarani*. Dissertação de Mestrado, 2011.
- HEALY, R.; COOK, P. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, v. 10, n. 1, p. 91–109, 2002.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>

- HEALY, R.; WINTER, T.; LABAUGH, J.; FRANKE, O. *Water budgets: Foundations for effective water-resources and environmental management*. U.S. geological survey circular, U.S. Geological Survey, 2007.
- HEALY, R. W. *Estimating groundwater recharge*. Cambridge University Press, 2010.
- HOLMAN, I. Climate change impacts on groundwater recharge- uncertainty, shortcomings, and the way forward? *Hydrogeology Journal*, v. 14, n. 5, p. 637–647, 2006.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-005-0467-0>
- HOLMAN, I. P.; TASCONE, D.; HESS, T. M. A comparison of stochastic and deterministic downscaling methods for modelling potential groundwater recharge under climate change in east anglia, uk: implications for groundwater resource management. *Hydrogeology Journal*, v. 17, n. 7, times Cited: 10, 2009.
- IPCC *Climate change 2007- the physical science basis. contribution of working groups i to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Report, Cambridge, United Kindgom and New York, NY, 2007.
- IPT *Sistema aquífero guarani: Subsídios ao plano de desenvolvimento e proteção ambiental da Área de afloramento do sistema aquífero guarani no estado de são paulo*. Cadernos do Projeto Ambiental Estratégico Aquíferos 5, Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 2011.
- JIANG, P.; GAUTAM, M. R.; ZHU, J.; YU, Z. How well do the gcms/rcms capture the multi-scale temporal variability of precipitation in the southwestern united states? *Journal of Hydrology*, v. 479, n. 0, p. 75 – 85, 2013.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412010207>
- JUNG, I.-W.; MORADKHANI, H.; CHANG, H. Uncertainty assessment of climate change impacts for hydrologically distinct river basins. *Journal of Hydrology*, v. 466?467, n. 0, p. 73 – 87, 2012.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941200666X>
- JUNGLAUS, J. H.; KEENLYSIDE, N.; BOTZET, M.; HAAK, H.; LUO, J.-J.; LATIF, M.; MAROTZKE, J.; MIKOLAJEWICZ, U.; ROECKNER, E. Ocean circulation and tropical variability in the coupled model echam5/mpicom. *Journal of Climate*, v. 19, p. 3952–3972, 2006.
- JYRKAMA, M. I.; SYKES, J. F. The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (ontario). *Journal of Hydrology*, v. 338, n. 3-4, times Cited: 42, 2007.

- KHAN, M. S.; COULIBALY, P.; DIBIKE, Y. Uncertainty analysis of statistical downscaling methods using canadian global climate model predictors. *Hydrological Processes*, v. 20, n. 14, p. 3085–3104, ISI Document Delivery No.: 086GM Times Cited: 12 Cited Reference Count: 20 Khan, Mohammad Sajjad Coulibaly, Paulin Dibike, Yonas WILEY-BLACKWELL MALDEN, 2006.
- KIDMOSE, J.; REFSGAARD, J. C.; TROLDORG, L.; SEABY, L. P.; ESCRIVÀ, M. M. Climate change impact on groundwater levels: ensemble modelling of extreme values. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, v. 9, n. 6, p. 7835–7875, 2012.  
Disponível em <http://www.hydro1-earth-syst-sci-discuss.net/9/7835/2012/>
- KRESIC, N. *Hydrogeology and groundwater modeling*. Segunda ed. CRC Press, 828 p., 2007.
- KWON, H.-H.; SOUZA FILHO, F.; BLOCK, P.; SUN, L.; LALL, U.; REIS, D. S. Uncertainty assessment of hydrologic and climate forecast models in northeastern brazil. *Hydrological Processes*, v. 26, n. 25, p. 3875–3885, 2012.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.8433>
- LEGESSE, D.; VALLET-COULOMB, C.; GASSE, F. Hydrological response of a catchment to climate and land use changes in tropical africa: case study south central ethiopia. *Journal of Hydrology*, v. 275, n. 1-2, times Cited: 80, 2003.
- LIANG, X. Y.; ZHANG, Y. K. A new analytical method for groundwater recharge and discharge estimation. *Journal of Hydrology*, v. 450, p. 17–24, ISI Document Delivery No.: 973GU Liang, Xiuyu Zhang, You-Kuan Agriculture, Biology & Environmental Sciences (ABES); Engineering, Computing & Technology (ECT) ELSEVIER SCIENCE BV AMSTERDAM, 2012.
- LIU, H.-H. Impact of climate change on groundwater recharge in dry areas: An ecohydrology approach. *Journal of Hydrology*, v. 407, n. 1-4, times Cited: 0, 2011.
- LIU, T.; FANG, H.; WILLEMS, P.; BAO, A. M.; CHEN, X.; VEROUSTRATE, F.; DONG, Q. H. On the relationship between historical land-use change and water availability: the case of the lower tarim river region in northwestern china. *Hydrological Processes*, v. 27, n. 2, p. 251–261, 2013.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9223>
- LUCAS, M. C. *Influência da precipitação e do uso do solo sobre a taxa de recarga em zona de afloramento do sistema aquífero guarani*. Dissertação de Mestrado, 2012.
- LUCAS, M. C.; GUANABARA, R. C., WENDLAND, E. Estimating groundwater recharge in the outcrop area of the guarani aquifer system. *Boletín Geológico y Minero*, v. 123, n. 3, p. 311–323, 2012.
- MANZIONE, R. L.; TANIKAWA, D. H.; WENDLAND, E. Análise de tendências nos níveis freáticos de uma bacia hidrográfica em área de recarga do sistema aquífero guarani (sag)

- auxiliado por imagens de sensoriamento remoto. In: *Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, São José dos Campos: INPE, 2011, p. 5380–5385.
- MATTOS, A.; RIGHETTO, A. M.; CONTIM NETO, D.; POMPÊU, C. A. *Relações hidrológicas e hidrometeorológicas em bacia experimental na região de afloramento do aquífero botucatu*. Relatório apresentado à fapesp, Departamento de Hidráulica e Saneamento, EESC-USP, 1984.
- MCCALLUM, J. L.; CROSBIE, R. S.; WALKER, G. R.; DAWES, W. R. Impacts of climate change on groundwater in australia: a sensitivity analysis of recharge. *Hydrogeology Journal*, v. 18, n. 7, times Cited: 10, 2010.
- MEARNS, L. O.; GIORGI, F.; WHETTON, P.; PABON, D.; HULME, M.; LAL, M. *Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Regional Climate Model Experiments*. Relatório Técnico, IPCC, 2003.
- MEDEIROS, P. V. *Análise da evapotranspiração de referência a partir de medidas lisimétricas e ajuste estatístico de estimativas de nove equações empírico-teóricas com base na equação de penman-monteith*. Dissertação de mestrado, Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo, 2008.
- MEDEIROS, P. V.; MARCUZZO, F. F. N.; YOULTON, C.; WENDLAND, E. Error autocorrelation and linear regression for temperature-based evapotranspiration estimates improvement1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, v. 48, n. 2, p. 297–305, 2012.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.2011.00614.x>
- MEEHL, G.; COVEY, C.; TAYLOR, K.; DELWORTH, T.; STOUFFER, R. B. M.; LATIF, M.; MCAVANEY, B.; MITCHELL, J. The wcrp cmip3 multimodel dataset: A new era in climate change research. v. 88, n. 9, p. 1383–1394, 2007.  
Disponível em <http://nldr.library.ucar.edu/repository/collections/AMS-PUBS-000-000-000-096>
- MEIRA NETO, A. A. *Análise de incertezas e ponderação bayesiana de modelos aplicada à modelagem chuva-vazão da bacia do ribeirão da onça*. Dissertação de mestrado, Escola de Engenharia de São Carlos, 2013.
- MEIRA NETO, A. A.; NETO, A. A.; MELO, D. C. D.; WENDLAND, E. Bacia representativa em região de afloramento do aquífero guarani. In: *Anais do XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 2011.
- MENDES, D.; MARENGO, J. A. Temporal downscaling: a comparison between artificial neural network and autocorrelation techniques over the amazon basin in present and future climate change scenarios. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 100, n. 3-4, times Cited: 1, 2010.

- MOUSTADRAF, J.; RAZACK, M.; SINAN, M. Evaluation of the impacts of climate changes on the coastal chaouia aquifer, morocco, using numerical modeling. *Hydrogeology Journal*, v. 16, n. 7, times Cited: 9, 2008.
- MPELASOKA, F. S.; CHIEW, F. H. S. Influence of rainfall scenario construction methods on runoff projections. *Journal of Hydrometeorology*, v. 10, n. 5, p. 1168–1183, 2009.
- NAKICENOVIC, N.; ALCAMO, J.; DAVIS, G.; VRIES, B.; FENHANN, J.; GAFFIN, S.; GREGORY, K.; GRÜBLER, A.; JUNG, T. Y.; KRAM, T.; LEBRE LA ROVERE, E.; MICHAELIS, L.; MORI, S.; MORITA, T.; PEPPER, W.; PITCHER, H.; PRICE, L.; RIAHI, K.; ROEHL, A.; ROGNER, H. H.; SANKOVSKI, A.; SCHLESINGER, M.; SHUKLA, P.; SMITH, S.; SWART, R.; ROOIJEN, S.; VICTOR, N.; DADI, Z. *IPCC Special Report on Emissions Scenarios (SRES)*. UK: Cambridge University Press, 2000.  
Disponível em <http://www.ipcc.ch/ipccreports/sres/emission/index.php?idp=0>
- NATKHIN, M.; STEIDL, J.; DIETRICH, O.; DANNOWSKI, R.; LISCHIED, G. Differentiating between climate effects and forest growth dynamics effects on decreasing groundwater recharge in a lowland region in northeast germany. *Journal of Hydrology*, v. 448, times Cited: 0, 2012.
- NEELIN, J. D. *Climate change and climate modeling*. Cambridge University Press, 2011.
- NOSETTO, M.; JOBBÁGY, E.; BRIZUELA, A.; JACKSON, R. The hydrologic consequences of land cover change in central argentina. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, v. 154, n. 0, p. 2 – 11, <ce:title>Ecosystem Services and Land-Use Policy</ce:title>, 2012.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167880911000090>
- NYEKO-OGIRAMO, P.; NGIRANE-KATASHAYA, G.; WILLEMS, P.; NTEGEKA, V. Evaluation and inter-comparison of global climate models' performance over katonga and ruizi catchments in lake victoria basin. *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 35, n. 13-14, times Cited: 2 SI, 2010.
- NÓBREGA, M. T.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M.; PAZ, A. R. Uncertainty in climate change impacts on water resources in the rio grande basin, brazil. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 15, n. 2, p. 585–595, 2011.  
Disponível em <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/585/2011/>
- OEA, O. D. E. A. *Programa estratégico de ação do projeto de proteção ambiental e desenvolvimento sustentável do aquífero guarani*. Relatório Técnico, 2009.
- POMPÊU, C. *Balanço hídrico da zona não-saturada do solo na bacia do ribeirão da onça*. Tese (doutorado), Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 1990.
- PRASKIEVICZ, S.; CHANG, H. A review of hydrological modelling of basin-scale climate change and urban development impacts. *Progress in Physical Geography*, v. 33, n. 5, p. 650–671,

2009.  
Disponível em <http://ppg.sagepub.com/content/33/5/650.abstract>
- PRETO FILHO, V. O. *Implantação de uma bacia experimental para estudos hidrogeológicos e hidrometeorológicos*. Primeiro relatório semestral jan.-ago. apresentado à fapesp, Departamento de Hidráulica e Sanamento, EESC-USP, 1985.
- RABELO, J. L.; WENDLAND, E. Assessment of groundwater recharge and water fluxes of the guarani aquifer system, brazil. *Hydrogeology Journal*, v. 17, n. 7, times Cited: 4, 2009.
- RAJE, D.; MUJUMDAR, P. P. A comparison of three methods for downscaling daily precipitation in the punjab region. *Hydrological Processes*, v. 25, n. 23, times Cited: 0, 2011.
- RANEESH, K.; THAMPI, S. A simple semi-distributed hydrologic model to estimate groundwater recharge in a humid tropical basin. *Water Resources Management*, v. 27, n. 5, p. 1517–1532, 2013.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-012-0252-5>
- REBOUÇAS, A. C.; AMORE, L. O sistema aquífero guarani - sag. *Revistas de Águas Subterrâneas*, n. 16, 2002.
- ROTSTAYN, L. D.; COLLIER, M. A.; DIX, M. R.; FENG, Y.; GORDON, H. B.; O'FARRELL, S. P.; SMITH, I. N.; SYKTUS, J. Improved simulation of australian climate and enso-related rainfall variability in a global climate model with an interactive aerosol treatment. *International Journal of Climatology*, v. 30, n. 7, p. 1067–1088, 2010.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1002/joc.1952>
- ROZELL, D. J.; WONG, T.-F. Effects of climate change on groundwater resources at shelter island, new york state, usa. *Hydrogeology Journal*, v. 18, n. 7, times Cited: 3, 2010.
- SAFEEQ, M.; FARES, A. Hydrologic response of a hawaiian watershed to future climate change scenarios. *Hydrological Processes*, v. 26, n. 18, p. 2745–2764, iSI Document Delivery No.: 98800 Safeeq, Mohammad Fares, Ali Agriculture, Biology & Environmental Sciences (ABES) WILEY-BLACKWELL HOBOKEN, 2012.
- SCANLON, B.; HEALY, R.; COOK, P. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, v. 10, n. 2, p. 347–347, 2002.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-002-0200-1>
- SCANLON, B. R.; KEESE, K. E.; FLINT, A. L.; FLINT, L. E.; GAYE, C. B.; EDMUNDS, W. M.; SIMMERS, I. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, v. 20, n. 15, p. 3335–3370, 2006.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6335>

- SCHAAKE, J.; PAILLEUX, J.; THIELEN, J.; ARRITT, R.; HAMILL, T.; LUO, L.; MARTIN, E.; MCCOLLOR, D.; PAPPENBERGER, F. Summary of recommendations of the first workshop on postprocessing and downscaling atmospheric forecasts for hydrologic applications held at météo-france, toulouse, france, 15-18 june 2009. *Atmospheric Science Letters*, v. 11, n. 2, p. 59-63, 2010.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1002/asl.267>
- SCIBEK, J.; ALLEN, D. M.; CANNON, A. J.; WHITFIELD, P. H. Groundwater-surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model. *Journal of Hydrology*, v. 333, n. 2-4, times Cited: 41, 2007.
- SCINOCCA, J. F.; MCFARLANE, N. A.; LAZARE, M.; LI, J.; PLUMMER, D. Technical note: The cccma third generation agcm and its extension into the middle atmosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 8, n. 23, p. 7055-7074, 2008.  
Disponível em <http://www.atmos-chem-phys.net/8/7055/2008/>
- SOCCIMARRO, E.; GUALDI, S.; FOGLI, P. G.; MANZINI, E.; GREZIO, A.; NAVARRA, A. *Ingv-sxg: A coupled atmosphere ocean sea-ice general circulation climate model*. CMCC Research Paper 15, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, 2007.  
Disponível em <http://hdl.handle.net/2122/3487>
- SEMENOV, M. A.; BROOKS, R. J.; BARROW, E. M.; RICHARDSON, C. W. Comparison of the wgen and lars-wg stochastic weather generators for diverse climates. *Climate Research*, v. 10, n. 2, times Cited: 147, 1998.
- SHARMA, K. P.; VOROSMARTY, C. J.; MOORE, B. Sensitivity of the himalayan hydrology to land-use and climatic changes. *Climatic Change*, v. 47, n. 1-2, times Cited: 20, 2000.
- SHRESTHA, R. R.; SCHNORBUS, M. A.; WERNER, A. T.; BERLAND, A. J. Modelling spatial and temporal variability of hydrologic impacts of climate change in the fraser river basin, british columbia, canada. *Hydrological Processes*, v. 26, n. 12, times Cited: 0 SI, 2012.
- SRACEK, O.; HIRATA, R. Geochemical and stable isotopic evolution of the guarani aquifer system in the state of são paulo, brazil. *Hydrogeology Journal*, v. 10, n. 6, p. 643-655, 2002.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-002-0222-8>
- SUN, Y.; SOLOMON, S.; DAI, A.; PORTMANN, R. W. How often does it rain? *Journal of Climate*, v. 19, n. 6, p. 916-934, 2006.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3672.1>
- SZILAGYI, J.; JOZSA, J. Modis-aided statewide net groundwater-recharge estimation in nebraska. *Ground Water*, p. no-no, 2012.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.01019.x>

- TENG, J.; CHIEW, F.; TIMBAL, B.; WANG, Y.; VAZE, J.; WANG, B. Assessment of an analogue downscaling method for modelling climate change impacts on runoff. *Journal of Hydrology*, v. 472-473, n. 0, p. 111 – 125, 2012.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941200827X>
- TERRAY, L.; VALCKE, S.; PIACENTINI, A. *Oasis 2.2 ocean atmosphere sea ice soil, user's guide and reference manual*. Technical report tr/cmgc/98-05, CERFACS, Toulouse, France, 1998.
- TEUTSCHBEIN, C.; SEIBERT, J. Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, v. 456, p. 12–29, iSI Document Delivery No.: 996BX Teutschbein, Claudia Seibert, Jan Agriculture, Biology & Environmental Sciences (ABES); Engineering, Computing & Technology (ECT) ELSEVIER SCIENCE BV AMSTERDAM, 2012.
- THAMPI, S. G.; RANEESH, K. Y. Impact of anticipated climate change on direct groundwater recharge in a humid tropical basin based on a simple conceptual model. *Hydrological Processes*, v. 26, n. 11, p. 1655–1671, iSI Document Delivery No.: 946KI Thampi, Santosh G. Raneesh, K. Y. Agriculture, Biology & Environmental Sciences (ABES) WILEY-BLACKWELL HOBOKEN, 2012.
- TRIGO, R. M.; PALUTIKOF, J. P. Precipitation scenarios over iberia: A comparison between direct gcm output and different downscaling techniques. *Journal of Climate*, v. 14, n. 23, p. 4422–4446, 2001.
- VILLELA, M.; MATTOS, A. *Hidrologia aplicada*. Editora McGraw-Hill do Brasil, 1975.  
Disponível em <http://books.google.com.br/books?id=CJQ6HAAACAAJ>
- VRIES, J.; SIMMERS, I. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, v. 10, n. 1, p. 5–17, 2002.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7>
- WAGNER, P. D.; FIENER, P.; WILKEN, F.; KUMAR, S.; SCHNEIDER, K. Comparison and evaluation of spatial interpolation schemes for daily rainfall in data scarce regions. *Journal of Hydrology*, v. 464, p. 388–400, iSI Document Delivery No.: 020BN Wagner, Paul D. Fiener, Peter Wilken, Florian Kumar, Shamita Schneider, Karl Agriculture, Biology & Environmental Sciences (ABES); Engineering, Computing & Technology (ECT) ELSEVIER SCIENCE BV AMSTERDAM, 2012.
- WANG, H. F.; ANDERSON, M. P. *Introduction to groundwater modeling*. San Diego, California: Academic Press Limited, 237 p., 1995.



- WENDLAND, E.; BARRETO, C.; GOMES, L. H. Water balance in the guarani aquifer outcrop zone based on hydrogeologic monitoring. *Journal of Hydrology*, v. 342, n. 3-4, times Cited: 5, 2007.
- WENDLAND, E.; RABELO, J. L. Incertezas nos modelos de fluxo subterrâneo. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 15, n. 3, p. 147–160, 2010.
- WENDLAND, E. C. *Implementação de pacote computacional spa (simulação de processos em aquíferos)*. Relatório de Pesquisa FAPESP 02/09696-3, Universidade de São Paulo, 2003.
- WIJESSEKARA, G. N.; GUPTA, A.; VALEO, C.; HASBANI, J. G.; QIAO, Y.; DELANEY, P.; MARCEAU, D. J. Assessing the impact of future land-use changes on hydrological processes in the elbow river watershed in southern alberta, canada. *Journal of Hydrology*, v. 412, times Cited: 0 Hydrology Conference OCT 11-13, 2010 San Diego, CA UNESCO Int Hydrol Programme (IHP) - Hydrol Environm , Life & Policy (HELP), 2012.
- WILBY, R.; CHARLES, S.; ZORITA, E.; TIMBAL, B.; WHETTON, P.; MEARN, L. *Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods*. Relatório Técnico, 2004.
- WILBY, R. L.; DAWSON, C. W.; BARROW, E. M. Sdsm - a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling & Software*, v. 17, n. 2, times Cited: 93, 2002.
- WILBY, R. L.; WIGLEY, T. M. L. Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, v. 21, p. 530–548, 1997.
- WILLEMS, P.; VRAC, M. Statistical precipitation downscaling for small-scale hydrological impact investigations of climate change. *Journal of Hydrology*, v. 402, n. 3-4, p. 193 – 205, 2011.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411001582>
- WWAP *The united nations world water development report 3: Water in a changing world*. Relatório Técnico, UNESCO, Paris, 2009.
- XU, Y.-P.; ZHANG, X.; RAN, Q.; TIAN, Y. Impact of climate change on hydrology of upper reaches of qiantang river basin, east china. *Journal of Hydrology*, v. 483, n. 0, p. 51 – 60, 2013.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169413000322>
- YUAN, X.; WOOD, E. F. Downscaling precipitation or bias-correcting streamflow? some implications for coupled general circulation model (cgcm)-based ensemble seasonal hydrologic

- forecast. *Water Resources Research*, v. 48, n. 12, p. n/a–n/a, 2012.  
Disponível em <http://dx.doi.org/10.1029/2012WR012256>
- YUKIMOTO, S.; NODA, A.; KITO, A.; SUGI, M.; KITAMURA, Y.; HOSAKA, M.; SHIBATA, K.; MAEDA, S.; UCHIYAMA, T. The new meteorological research institute coupled gcm (mri-cgcm2). *Papers in Meteorology and Geophysics*, v. 51, n. 2, p. 47–88, 2001.
- ZEKTSER, I.; LOAICIGA, H. A. Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle: past, present and future. *Journal of Hydrology*, v. 144, n. 1–4, p. 405 – 427, 1993.  
Disponível em <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169493901829>
- ZHANG, M. F.; WEI, X. H.; SUN, P. S.; LIU, S. R. The effect of forest harvesting and climatic variability on runoff in a large watershed: The case study in the upper minjiang river of yangtze river basin. *Journal of Hydrology*, v. 464, p. 1–11, iSI Document Delivery No.: 020BN Zhang, Mingfang Wei, Xiaohua Sun, Pengsen Liu, Shirong Agriculture, Biology & Environmental Sciences (ABES); Engineering, Computing & Technology (ECT) ELSEVIER SCIENCE BV AMSTERDAM, 2012.

---

## Script de extração de dados em NETCDF

---

```
commentstyle
1
2 *run script.gs mcg.nc pr output.txt
3
4 function gstn(args)
5
6 * atribui valores as variaveis
7   _nc=subwrd(args,1)
8   _var1=subwrd(args,2)
9   _outname=subwrd(args,3)
10
11 * abre arquivo .nc
12   'sdfopen' _nc
13   'q dims'
14   ti=subwrd(timeline,9)
15   'set t last'
16   'q dims'
17   lin=sublin(result,5)
18   tfinal=subwrd(lin,9)
19   ti=math_int(ti)
20   tf = tfinal
21 *seta intervalo de tempo
22
23   'set t 'ti' 'tf
24   'q dims'
25   timeline=sublin(result,5)
26   timevar=subwrd(timeline,3)
```

```
27   timei=subwrd(timeline,6)
28   timef=subwrd(timeline,8)
29
30 *find out the total number of grid points in the x direction
31   'q file'
32   lin = sublin(result,5)
33   _npx=subwrd(lin,3)
34 *define coordenadas da estação de observação
35
36   _llon = 312.11
37   _llat = -22.16
38
39   t=ti-1
40   while(t<tf)
41     t=t+1
42     'set t 't
43     'q time'
44
45 *toma o terceiro conjunto de caracteres como o tempo (EX: 00Z01JAN1971)
46
47     tempo=subwrd(result,3)
48     month=substr(tempo,6,3)
49
50     valor1 = interp_stn(_var1)
51 *transforma kg/mss em mm/mês
52     valor1 = valor1*86400
53     prec = math_format('%.1f',valor1)
54     ano=substr(tempo,9,4)
55     nomemes=substr(tempo,6,3)
56     mes=nummes(nomemes)
57     dia=substr(tempo,4,2)
58     data=ano%'-'%mes%'-'%dia
59     a=write(_outname,data' 'prec, append)
60   endwhile
61   'reinit'
62 return
63
64 *função de interpolação bilinear
65 function interp_stn(valor)
66   'c'
67   'set gxout contour'
68   'set lat -23.72 -20.93'
69   'set lon 309.4 312.2'
70   'd 'valor
71   'q w2gr 312.11 -22.16'
72   xdim = subwrd(result,3)
73   ydim = subwrd(result,6)
74 *nearest x dimensions:
75   x1= math_int(xdim)
```

```
76     x2 = x1 + 1
77 * the weights are
78     xw1= xdim-x1
79     xw2= 1.-xw1
80 * nearest y dimensions :
81     y1= math_int(ydim)
82     y2 = y1 + 1
83 *the weights are
84     yw1= ydim-y1
85     yw2= 1.-yw1
86 *obtendo valores no vertices a, b, c e d
87     pointa = getvalue (valor, x1,y1)
88     pointb = getvalue (valor, x2, y1)
89     pointc = getvalue (valor, x1, y2)
90     pointd = getvalue (valor, x2, y2)
91 *calculo da interpolacao
92     newprec = pointa*xw2*yw2 + pointb*xw1*yw2 + pointc*xw2*yw1 + pointd*xw1*yw1
93 return (newprec)
94
95 function getvalue (v, x, y)
96     'set x 'x
97     'set y 'y
98     'd 'v
99     val = subwrd(result, 4)
100 return (val)
101
102
103 *Função para transformar formato de mês (JAN -> 01; FEB -> 02...)
104 function nummes(mesi)
105     if (mesi = JAN) ; mesn='01' ; endif
106     if (mesi = FEB) ; mesn='02' ; endif
107     if (mesi = MAR) ; mesn='03' ; endif
108     if (mesi = APR) ; mesn='04' ; endif
109     if (mesi = MAY) ; mesn='05' ; endif
110     if (mesi = JUN) ; mesn='06' ; endif
111     if (mesi = JUL) ; mesn='07' ; endif
112     if (mesi = AUG) ; mesn='08' ; endif
113     if (mesi = SEP) ; mesn='09' ; endif
114     if (mesi = OCT) ; mesn='10' ; endif
115     if (mesi = NOV) ; mesn='11' ; endif
116     if (mesi = DEC) ; mesn='12' ; endif
117 return(mesn)
```



## Médias e desvios padrão das simulações de precipitação dos MCGs

|           |               |         | Jan | Fev | Mar | Abr | Mai | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
|-----------|---------------|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| BCM       | Média         | 20C3M   | 274 | 201 | 177 | 110 | 60  | 29  | 15  | 17  | 57  | 143 | 233 | 296 |
|           |               | SRES A2 | 309 | 232 | 218 | 111 | 50  | 22  | 12  | 6   | 64  | 167 | 224 | 285 |
|           |               | Downs.  | 295 | 241 | 210 | 91  | 55  | 37  | 26  | 10  | 95  | 151 | 161 | 237 |
|           | Desvio Padrão | 20C3M   | 58  | 97  | 52  | 50  | 31  | 13  | 13  | 11  | 36  | 46  | 58  | 58  |
|           |               | SRES A2 | 62  | 83  | 98  | 37  | 26  | 13  | 12  | 6   | 60  | 66  | 61  | 75  |
|           |               | Downs.  | 59  | 86  | 95  | 30  | 29  | 21  | 26  | 10  | 88  | 59  | 44  | 62  |
| CCSM3     | Média         | 20C3M   | 231 | 182 | 111 | 37  | 13  | 7   | 9   | 12  | 43  | 109 | 151 | 211 |
|           |               | SRES A2 | 247 | 190 | 123 | 28  | 8   | 7   | 9   | 19  | 51  | 131 | 177 | 241 |
|           |               | Downs.  | 281 | 218 | 189 | 69  | 39  | 49  | 35  | 48  | 100 | 154 | 196 | 281 |
|           | Desvio Padrão | 20C3M   | 39  | 50  | 44  | 40  | 15  | 6   | 8   | 9   | 24  | 43  | 40  | 48  |
|           |               | SRES A2 | 45  | 52  | 44  | 19  | 8   | 9   | 9   | 17  | 35  | 45  | 60  | 52  |
|           |               | Downs.  | 51  | 60  | 68  | 47  | 42  | 63  | 31  | 44  | 67  | 53  | 67  | 61  |
| CGCM. T47 | Média         | 20C3M   | 220 | 198 | 139 | 44  | 30  | 29  | 25  | 25  | 46  | 94  | 135 | 195 |
|           |               | SRES A2 | 250 | 207 | 138 | 35  | 28  | 20  | 16  | 16  | 39  | 84  | 165 | 213 |
|           |               | Downs.  | 290 | 216 | 167 | 74  | 60  | 33  | 19  | 19  | 72  | 116 | 205 | 266 |
|           | Desvio Padrão | 20C3M   | 51  | 29  | 49  | 19  | 20  | 9   | 9   | 12  | 39  | 41  | 44  | 34  |
|           |               | Fut     | 49  | 48  | 58  | 20  | 13  | 14  | 14  | 15  | 22  | 40  | 36  | 35  |
|           |               | Downs.  | 49  | 30  | 61  | 38  | 43  | 14  | 10  | 14  | 71  | 57  | 56  | 43  |
| CGCM. T63 | Média         | 20C3M   | 235 | 176 | 140 | 51  | 38  | 34  | 26  | 32  | 57  | 76  | 116 | 173 |
|           |               | SRES A2 | 212 | 201 | 140 | 52  | 29  | 27  | 19  | 16  | 30  | 94  | 160 | 183 |
|           |               | Downs.  | 236 | 229 | 166 | 98  | 50  | 41  | 25  | 15  | 45  | 156 | 222 | 260 |
|           | Desvio Padrão | 20C3M   | 43  | 59  | 49  | 32  | 13  | 17  | 13  | 14  | 25  | 49  | 35  | 42  |
|           |               | Fut     | 49  | 56  | 42  | 19  | 20  | 22  | 15  | 24  | 40  | 36  | 25  | 41  |
|           |               | Downs.  | 50  | 64  | 58  | 58  | 24  | 25  | 17  | 14  | 35  | 81  | 49  | 59  |
| CNRM      | Média         | 20C3M   | 297 | 250 | 171 | 72  | 35  | 14  | 8   | 10  | 47  | 160 | 213 | 287 |
|           |               | SRES A2 | 305 | 241 | 179 | 86  | 36  | 18  | 12  | 14  | 53  | 149 | 232 | 264 |
|           |               | Downs.  | 270 | 200 | 179 | 107 | 68  | 61  | 47  | 41  | 95  | 120 | 182 | 227 |
|           | SD            | 20C3M   | 62  | 53  | 61  | 46  | 23  | 14  | 12  | 16  | 27  | 44  | 71  | 74  |
|           |               | SRES A2 | 65  | 71  | 69  | 36  | 17  | 8   | 6   | 9   | 21  | 47  | 48  | 60  |
|           |               | Downs.  | 56  | 44  | 60  | 59  | 45  | 44  | 47  | 47  | 50  | 36  | 57  | 64  |

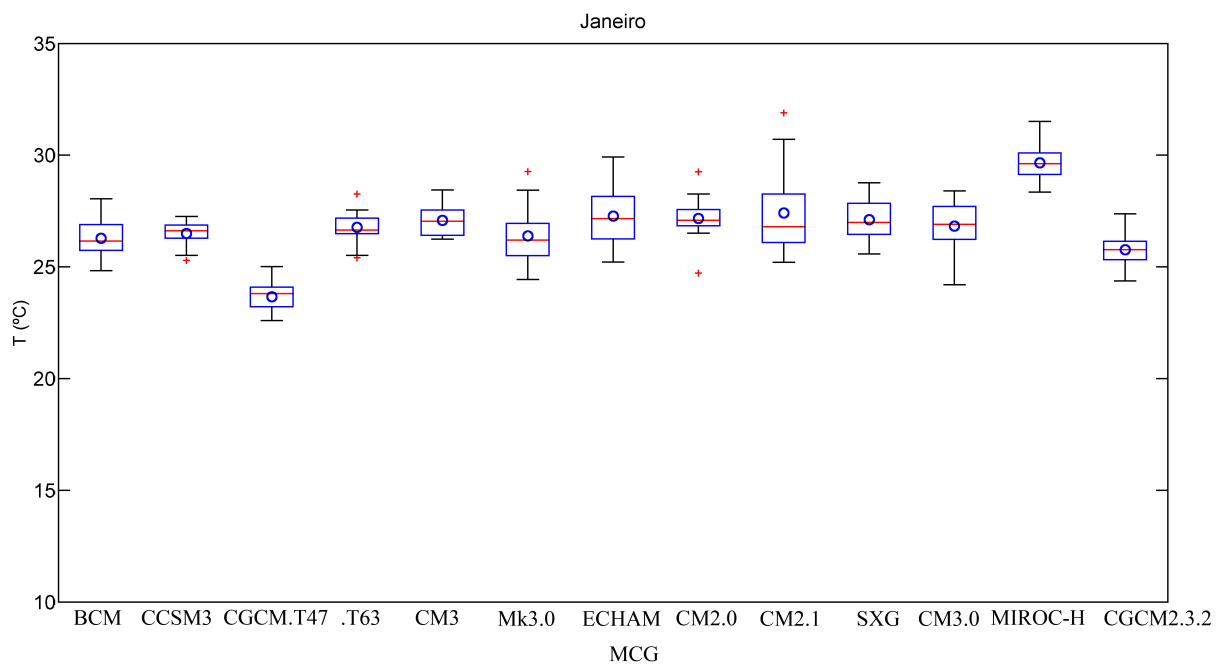
|                         |              |                | Jan | Fev | Mar | Abr | Mai | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
|-------------------------|--------------|----------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <b>CSIRO Mk<br/>3.0</b> | <b>Media</b> | <b>20C3M</b>   | 229 | 222 | 139 | 42  | 21  | 18  | 11  | 10  | 35  | 116 | 192 | 230 |
|                         |              | <b>SRES A2</b> | 224 | 182 | 131 | 29  | 18  | 14  | 13  | 6   | 32  | 138 | 194 | 251 |
|                         |              | <b>Downs.</b>  | 254 | 165 | 160 | 60  | 56  | 35  | 37  | 18  | 80  | 155 | 167 | 265 |
|                         | <b>SD</b>    | <b>20C3M</b>   | 80  | 72  | 57  | 23  | 16  | 11  | 9   | 5   | 18  | 33  | 44  | 63  |
|                         |              | <b>Fut</b>     | 65  | 82  | 65  | 20  | 18  | 12  | 8   | 7   | 22  | 40  | 56  | 54  |
|                         |              | <b>Downs.</b>  | 94  | 64  | 72  | 50  | 51  | 28  | 29  | 15  | 43  | 37  | 38  | 68  |
| <b>ECHAM</b>            | <b>Media</b> | <b>20C3M</b>   | 153 | 94  | 77  | 33  | 33  | 20  | 27  | 50  | 80  | 137 | 152 | 175 |
|                         |              | <b>SRES A2</b> | 160 | 121 | 70  | 38  | 41  | 49  | 25  | 50  | 88  | 133 | 200 | 207 |
|                         |              | <b>Downs.</b>  | 278 | 270 | 150 | 110 | 85  | 119 | 33  | 30  | 96  | 123 | 220 | 287 |
|                         | <b>SD</b>    | <b>20C3M</b>   | 58  | 47  | 44  | 53  | 42  | 55  | 35  | 51  | 92  | 83  | 65  | 63  |
|                         |              | <b>SRES A2</b> | 50  | 51  | 43  | 29  | 35  | 25  | 45  | 38  | 63  | 51  | 51  | 44  |
|                         |              | <b>Downs.</b>  | 99  | 108 | 96  | 147 | 86  | 135 | 44  | 30  | 98  | 79  | 74  | 89  |
| <b>GFDL CM<br/>2.0</b>  | <b>Media</b> | <b>20C3M</b>   | 301 | 272 | 189 | 40  | 8   | 5   | 4   | 4   | 13  | 63  | 175 | 247 |
|                         |              | <b>SRES A2</b> | 283 | 202 | 176 | 44  | 9   | 5   | 5   | 1   | 9   | 54  | 110 | 270 |
|                         |              | <b>Downs.</b>  | 242 | 153 | 167 | 102 | 77  | 50  | 42  | 10  | 58  | 113 | 108 | 268 |
|                         | <b>SD</b>    | <b>20C3M</b>   | 89  | 114 | 98  | 34  | 13  | 10  | 11  | 1   | 14  | 63  | 62  | 92  |
|                         |              | <b>SRES A2</b> | 80  | 85  | 77  | 24  | 11  | 9   | 6   | 5   | 19  | 44  | 71  | 83  |
|                         |              | <b>Downs.</b>  | 77  | 89  | 83  | 77  | 108 | 95  | 93  | 11  | 89  | 131 | 60  | 94  |
| <b>GFDL CM<br/>2.1</b>  | <b>Media</b> | <b>20C3M</b>   | 274 | 199 | 213 | 57  | 11  | 6   | 3   | 5   | 6   | 31  | 105 | 244 |
|                         |              | <b>SRES A2</b> | 212 | 181 | 98  | 34  | 8   | 3   | 2   | 3   | 1   | 5   | 49  | 222 |
|                         |              | <b>Downs.</b>  | 203 | 190 | 78  | 54  | 45  | 22  | 25  | 20  | 20  | 20  | 79  | 224 |
|                         | <b>SD</b>    | <b>20C3M</b>   | 81  | 70  | 75  | 28  | 13  | 4   | 5   | 9   | 3   | 6   | 42  | 90  |
|                         |              | <b>SRES A2</b> | 108 | 82  | 79  | 36  | 10  | 8   | 3   | 9   | 7   | 33  | 61  | 110 |
|                         |              | <b>Downs.</b>  | 78  | 73  | 60  | 44  | 79  | 31  | 53  | 59  | 38  | 25  | 67  | 91  |

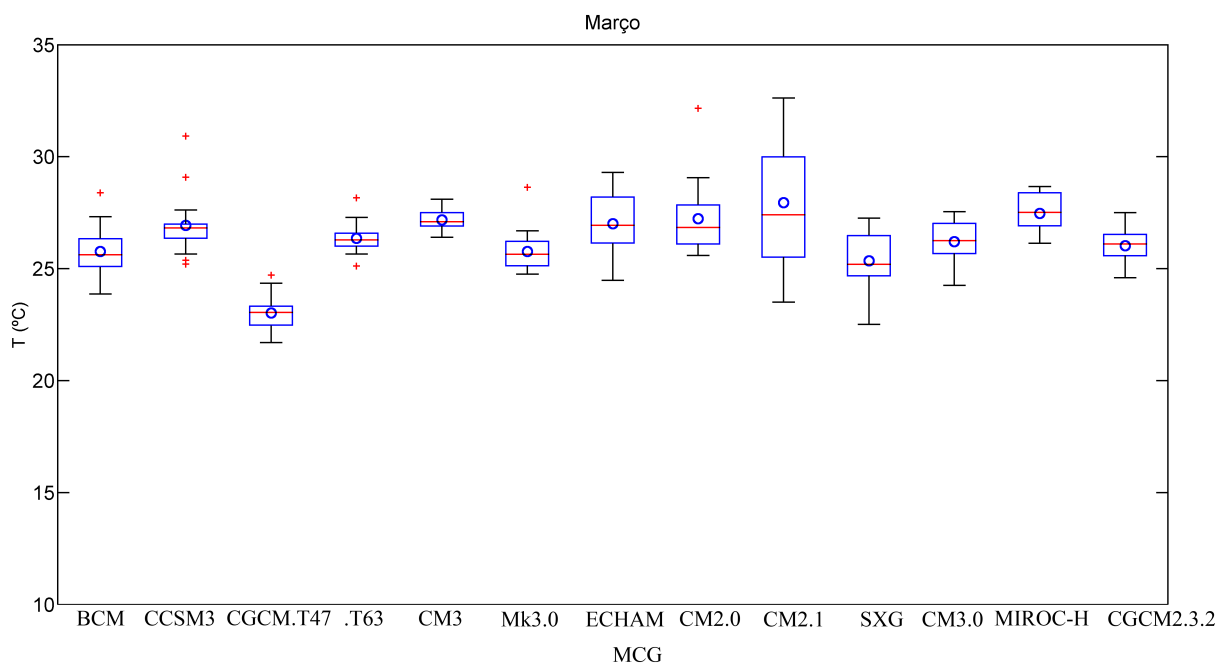
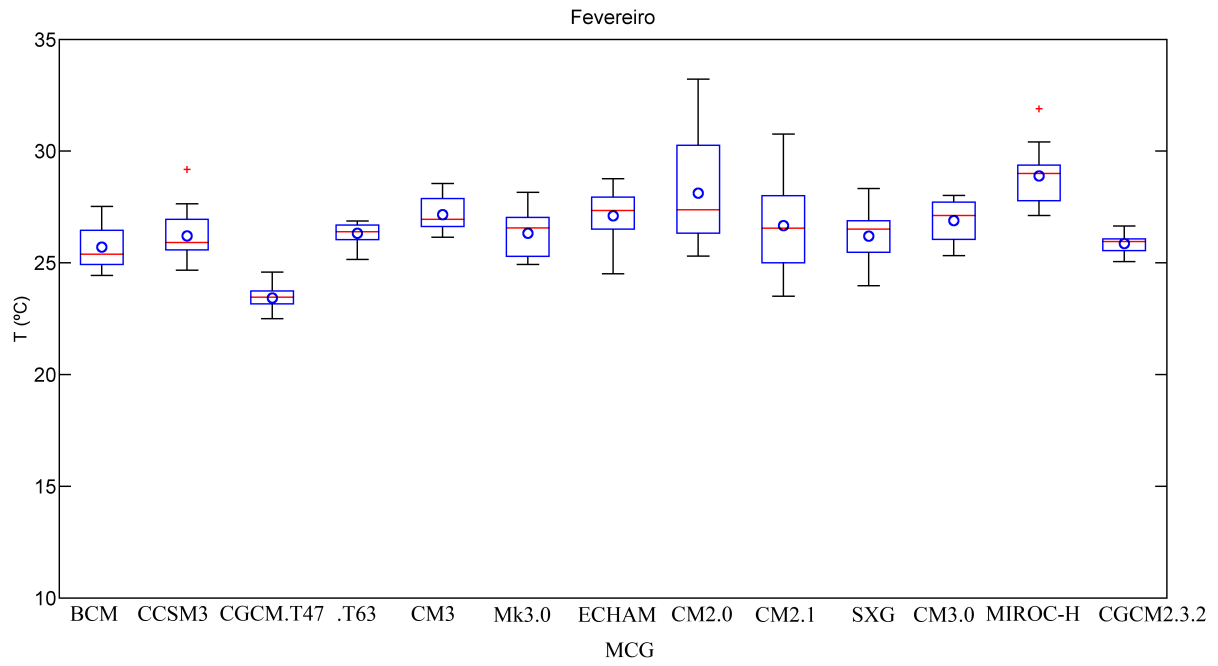


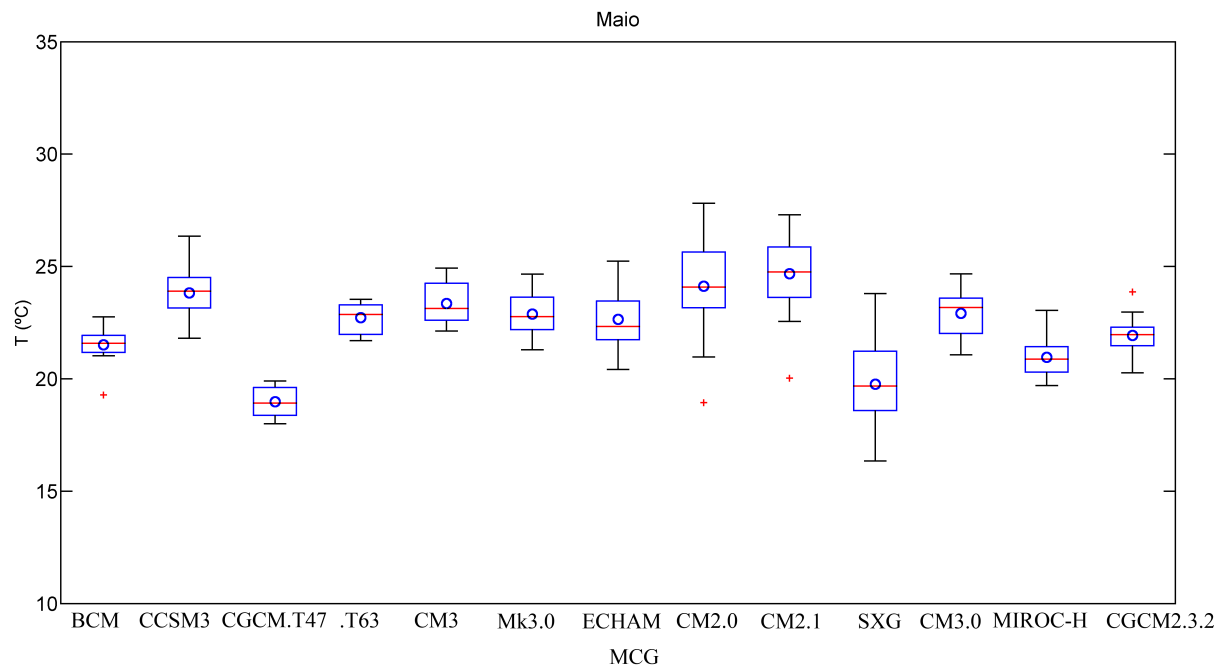
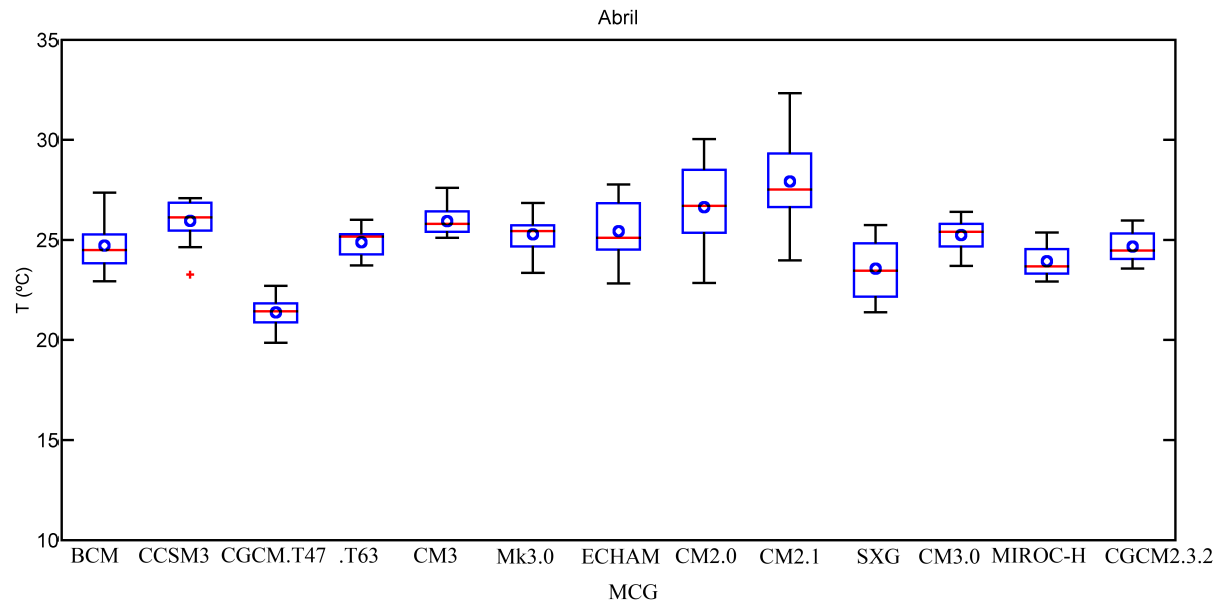
|                           |               |                |     |     |     |     |     |     |     |    |     |     |     |     |
|---------------------------|---------------|----------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|
| <b>GFDL CM<br/>2.1</b>    | <b>Media</b>  | <b>SRES A2</b> | 212 | 181 | 98  | 34  | 8   | 3   | 2   | 3  | 1   | 5   | 49  | 222 |
|                           |               | <b>Downs.</b>  | 203 | 190 | 78  | 54  | 45  | 22  | 25  | 20 | 20  | 20  | 20  | 79  |
|                           | <b>SD</b>     | <b>20C3M</b>   | 81  | 70  | 75  | 28  | 13  | 4   | 5   | 9  | 3   | 6   | 42  | 90  |
|                           |               | <b>SRES A2</b> | 108 | 82  | 79  | 36  | 10  | 8   | 3   | 9  | 7   | 33  | 61  | 110 |
| <b>INGV SXG</b>           | <b>Media</b>  | <b>Downs.</b>  | 78  | 73  | 60  | 44  | 79  | 31  | 53  | 59 | 38  | 25  | 67  | 91  |
|                           |               | <b>20C3M</b>   | 269 | 233 | 180 | 47  | 11  | 5   | 6   | 12 | 35  | 106 | 193 | 287 |
|                           | <b>SD</b>     | <b>SRES A2</b> | 249 | 293 | 178 | 45  | 15  | 15  | 12  | 11 | 34  | 116 | 201 | 286 |
|                           |               | <b>Downs.</b>  | 249 | 268 | 170 | 83  | 93  | 138 | 69  | 23 | 75  | 141 | 173 | 243 |
| <b>INM CM3.0</b>          | <b>Media</b>  | <b>20C3M</b>   | 72  | 166 | 76  | 30  | 18  | 18  | 26  | 16 | 34  | 41  | 70  | 85  |
|                           |               | <b>SRES A2</b> | 74  | 66  | 66  | 33  | 11  | 7   | 7   | 20 | 17  | 44  | 68  | 99  |
|                           | <b>SD</b>     | <b>Downs.</b>  | 66  | 151 | 73  | 57  | 109 | 163 | 141 | 34 | 78  | 51  | 62  | 74  |
|                           |               | <b>20C3M</b>   | 167 | 88  | 64  | 39  | 20  | 16  | 16  | 14 | 18  | 56  | 110 | 161 |
| <b>MIROC H</b>            | <b>Media</b>  | <b>SRES A2</b> | 158 | 114 | 76  | 34  | 19  | 15  | 11  | 8  | 12  | 38  | 72  | 147 |
|                           |               | <b>Downs.</b>  | 249 | 270 | 200 | 79  | 63  | 47  | 22  | 17 | 56  | 88  | 110 | 225 |
|                           | <b>SD</b>     | <b>20C3M</b>   | 58  | 59  | 68  | 29  | 12  | 11  | 8   | 9  | 12  | 24  | 22  | 47  |
|                           |               | <b>SRES A2</b> | 57  | 53  | 39  | 34  | 14  | 8   | 17  | 13 | 18  | 28  | 42  | 52  |
| <b>MRI CGCM<br/>2.3.2</b> | <b>Media</b>  | <b>Downs.</b>  | 93  | 141 | 184 | 68  | 39  | 33  | 16  | 18 | 54  | 55  | 34  | 73  |
|                           |               | <b>20C3M</b>   | 227 | 246 | 169 | 110 | 69  | 66  | 70  | 89 | 156 | 229 | 240 | 246 |
|                           | <b>SD</b>     | <b>SRES A2</b> | 304 | 296 | 224 | 179 | 148 | 124 | 94  | 88 | 168 | 263 | 334 | 306 |
|                           |               | <b>Downs.</b>  | 229 | 192 | 151 | 75  | 46  | 79  | 23  | 14 | 62  | 135 | 160 | 229 |
| <b>MRI CGCM<br/>2.3.2</b> | <b>Media</b>  | <b>20C3M</b>   | 116 | 83  | 65  | 72  | 99  | 79  | 73  | 68 | 106 | 85  | 113 | 87  |
|                           |               | <b>SRES A2</b> | 61  | 73  | 78  | 59  | 62  | 32  | 43  | 59 | 93  | 86  | 65  | 74  |
|                           | <b>SD</b>     | <b>Downs.</b>  | 101 | 79  | 56  | 41  | 35  | 77  | 46  | 23 | 51  | 58  | 52  | 88  |
|                           |               | <b>20C3M</b>   | 302 | 285 | 168 | 49  | 29  | 24  | 20  | 25 | 65  | 119 | 163 | 210 |
| <b>MRI CGCM<br/>2.3.2</b> | <b>Media</b>  | <b>SRES A2</b> | 283 | 301 | 143 | 48  | 31  | 38  | 29  | 52 | 72  | 119 | 144 | 237 |
|                           |               | <b>Downs.</b>  | 246 | 220 | 145 | 88  | 70  | 77  | 49  | 62 | 93  | 128 | 149 | 278 |
|                           | <b>SD</b>     | <b>20C3M</b>   | 62  | 75  | 62  | 18  | 19  | 28  | 26  | 39 | 41  | 42  | 43  | 62  |
|                           |               | <b>SRES A2</b> | 63  | 64  | 58  | 26  | 20  | 11  | 14  | 19 | 26  | 35  | 41  | 60  |
| <b>SD</b>                 | <b>Downs.</b> | 53             | 55  | 63  | 31  | 42  | 57  | 44  | 46  | 53 | 46  | 44  | 74  |     |

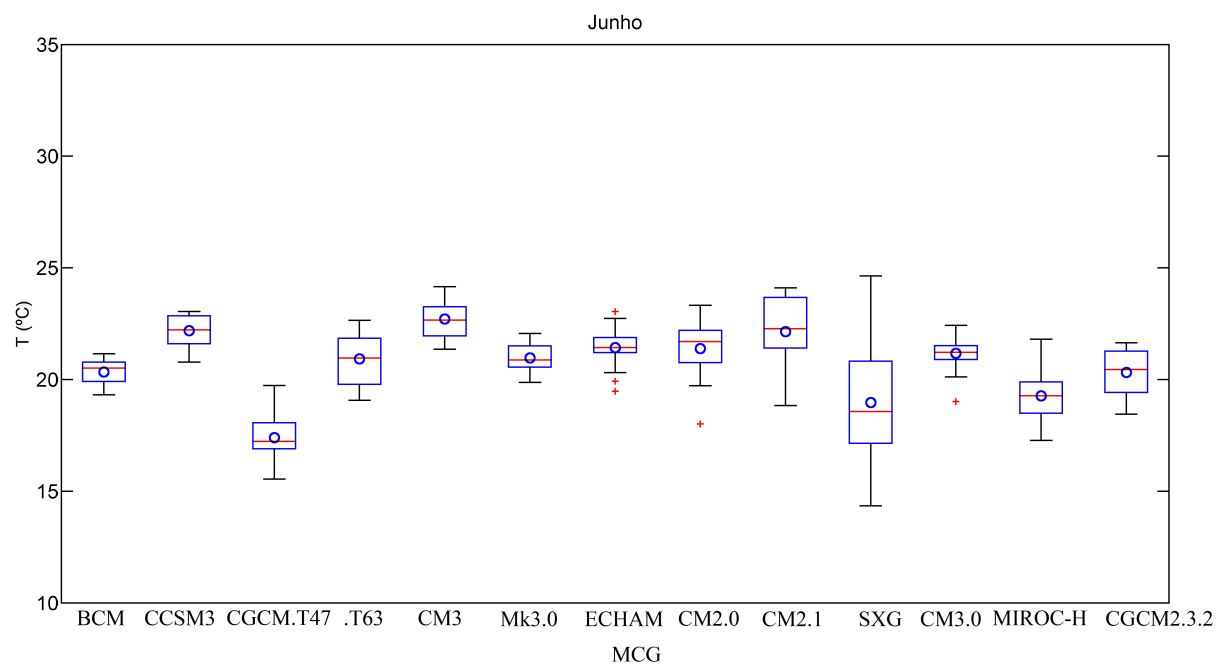
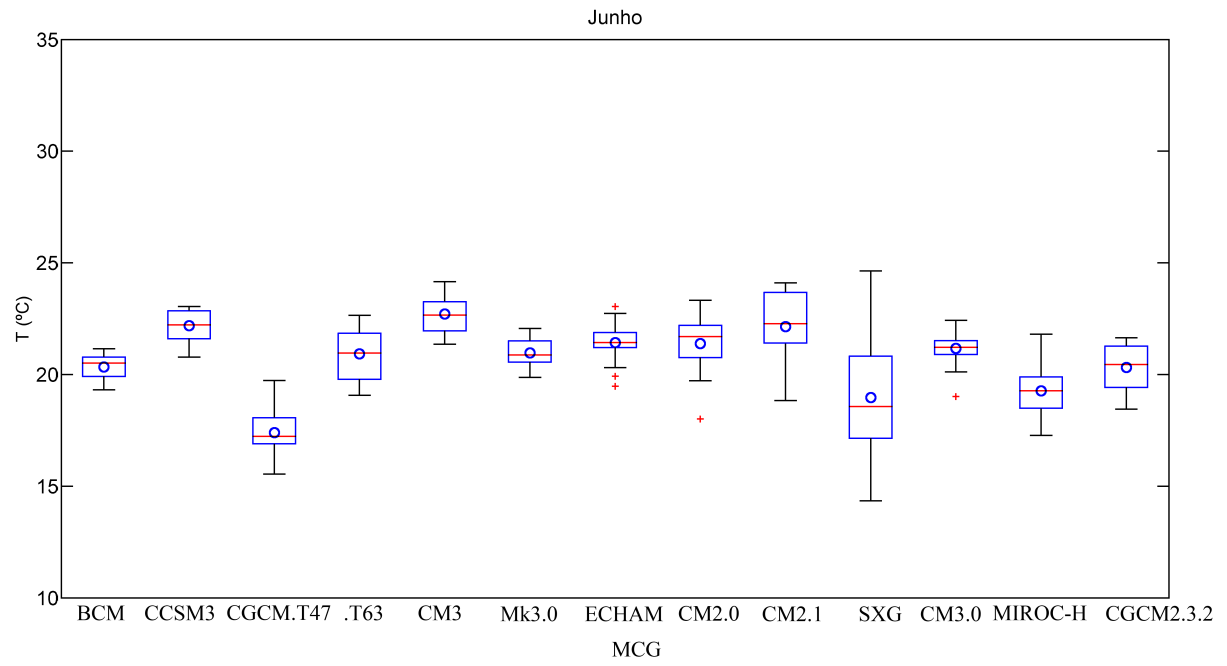


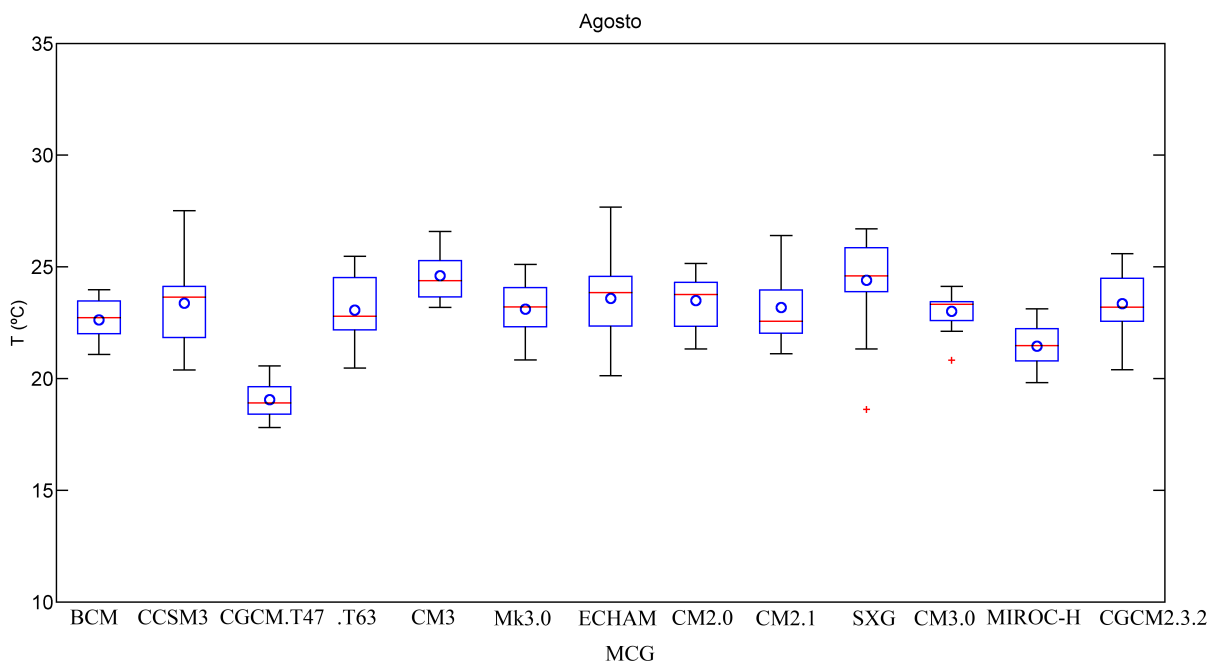
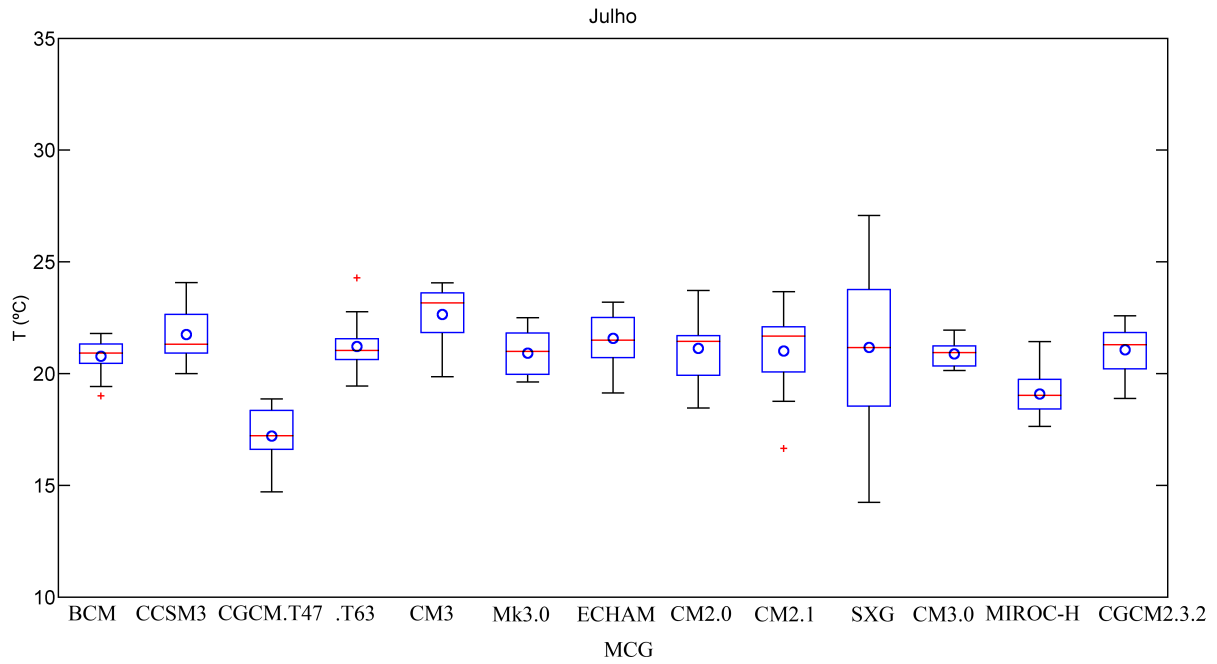
## Variabilidade das temperaturas simuladas para o período entre 2081 e 2099

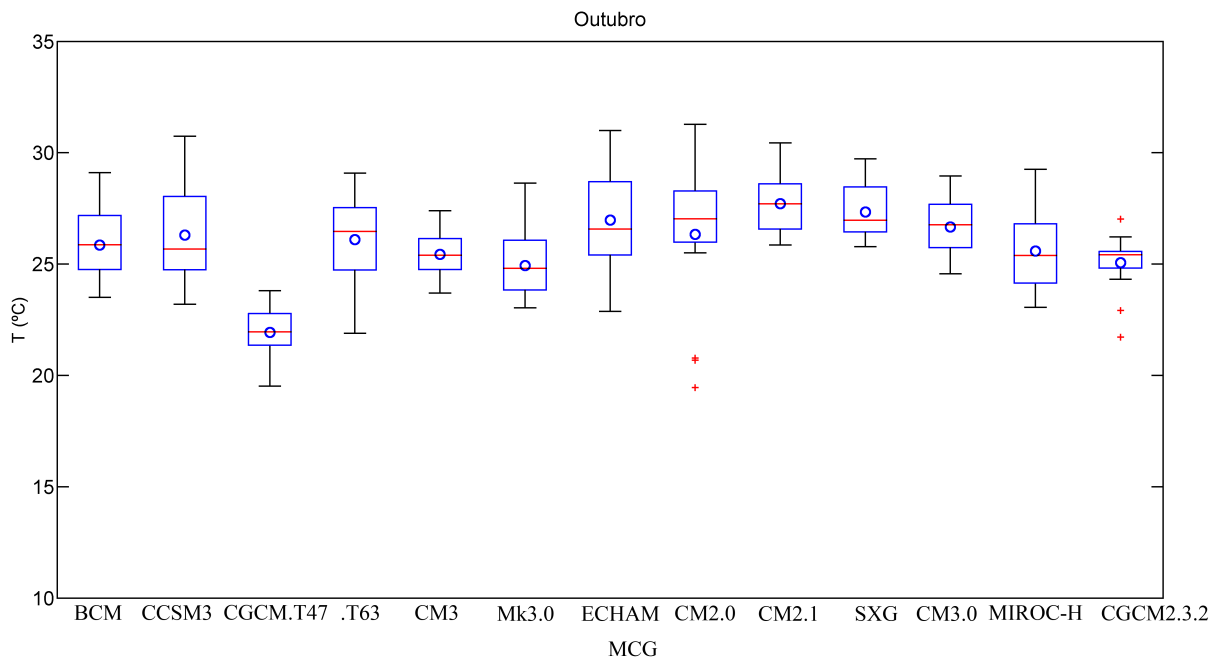
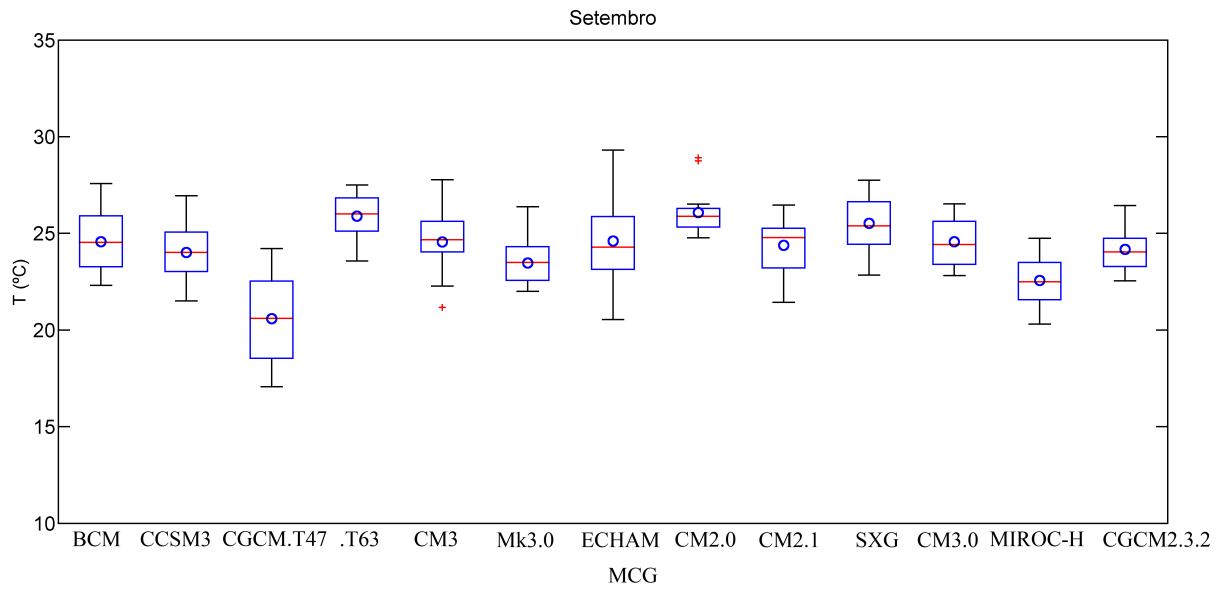




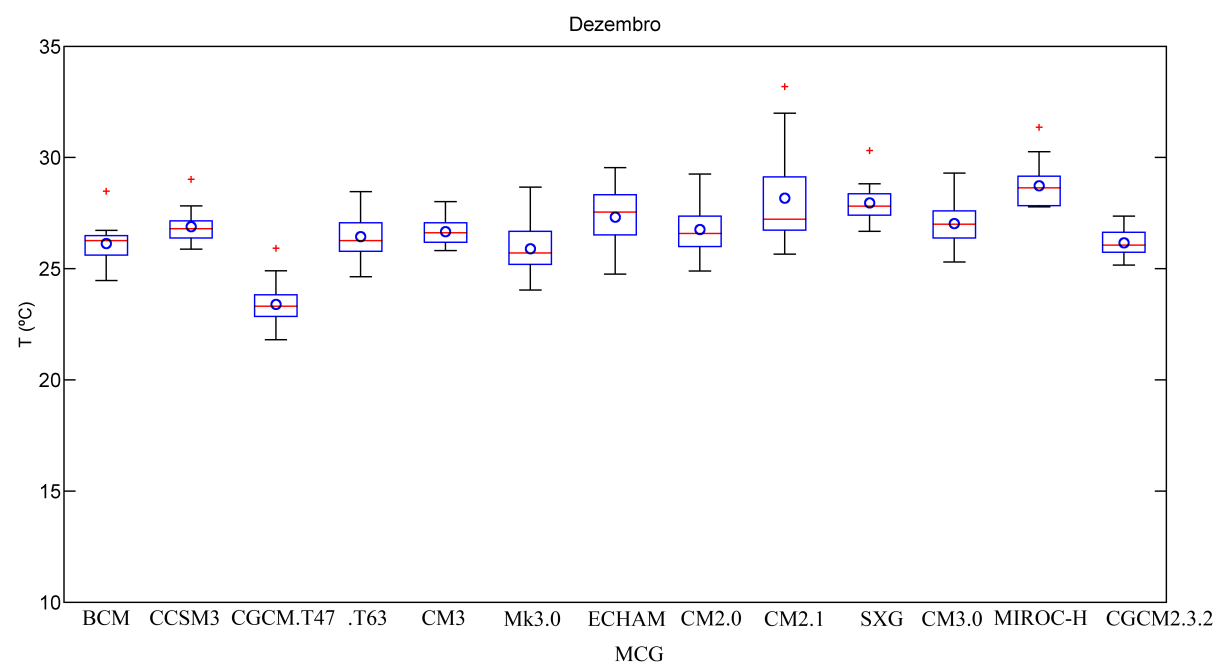
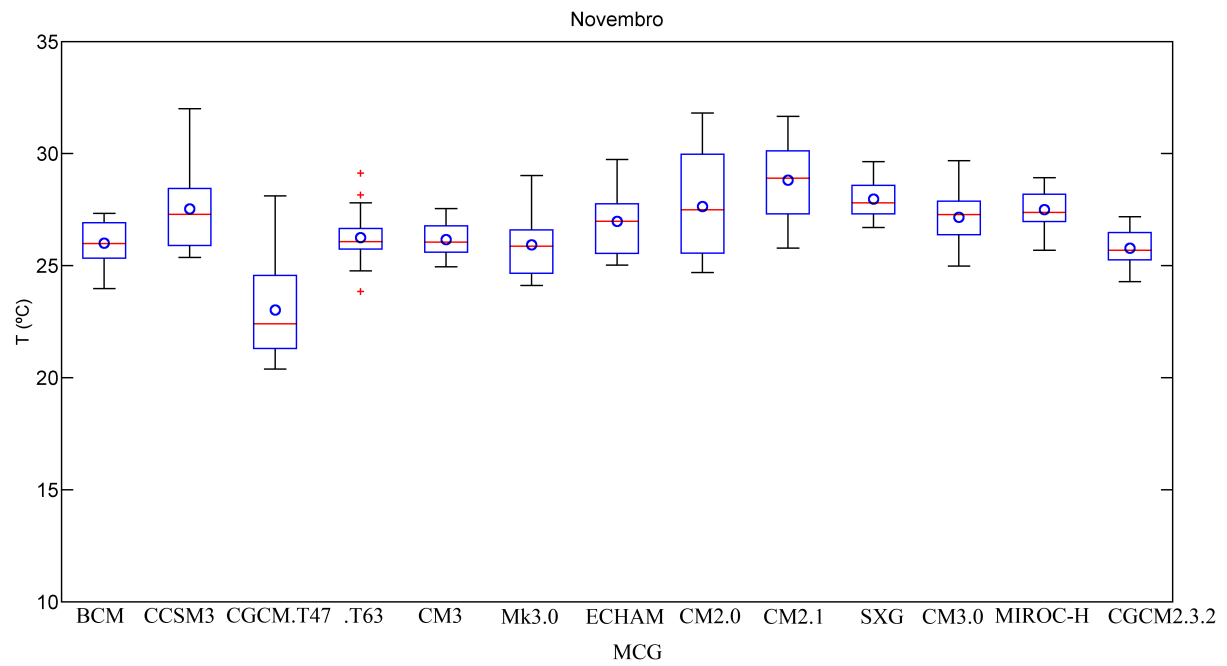






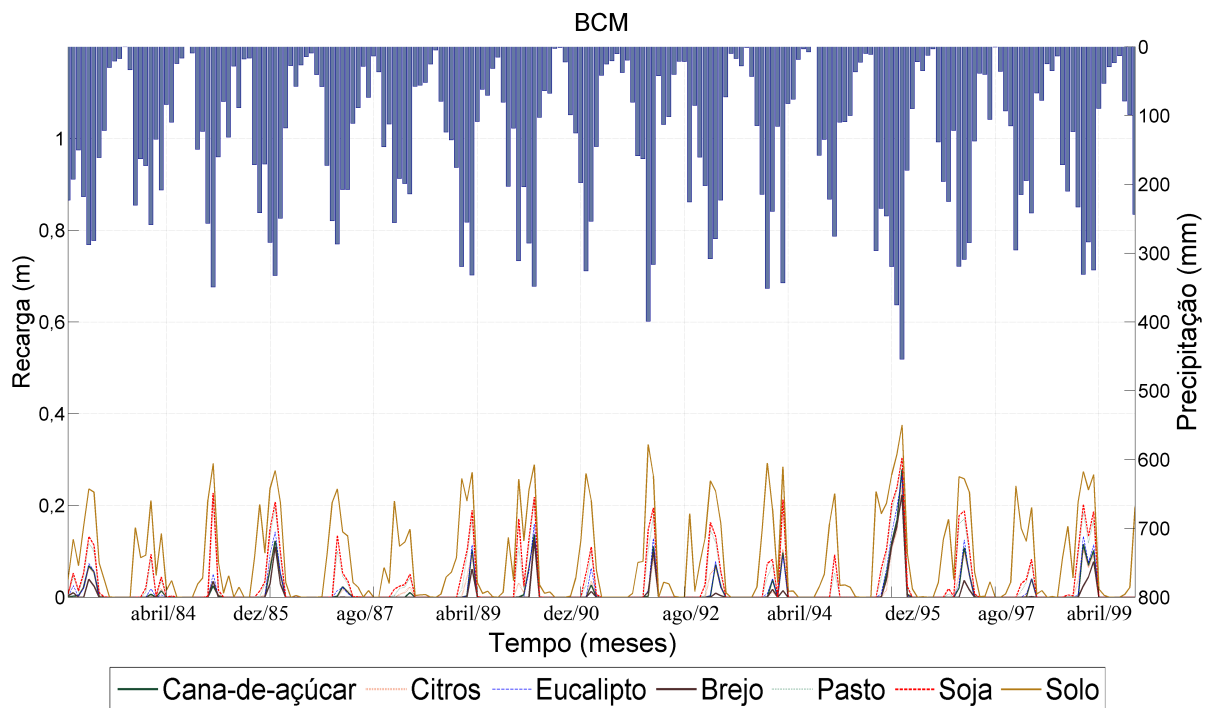


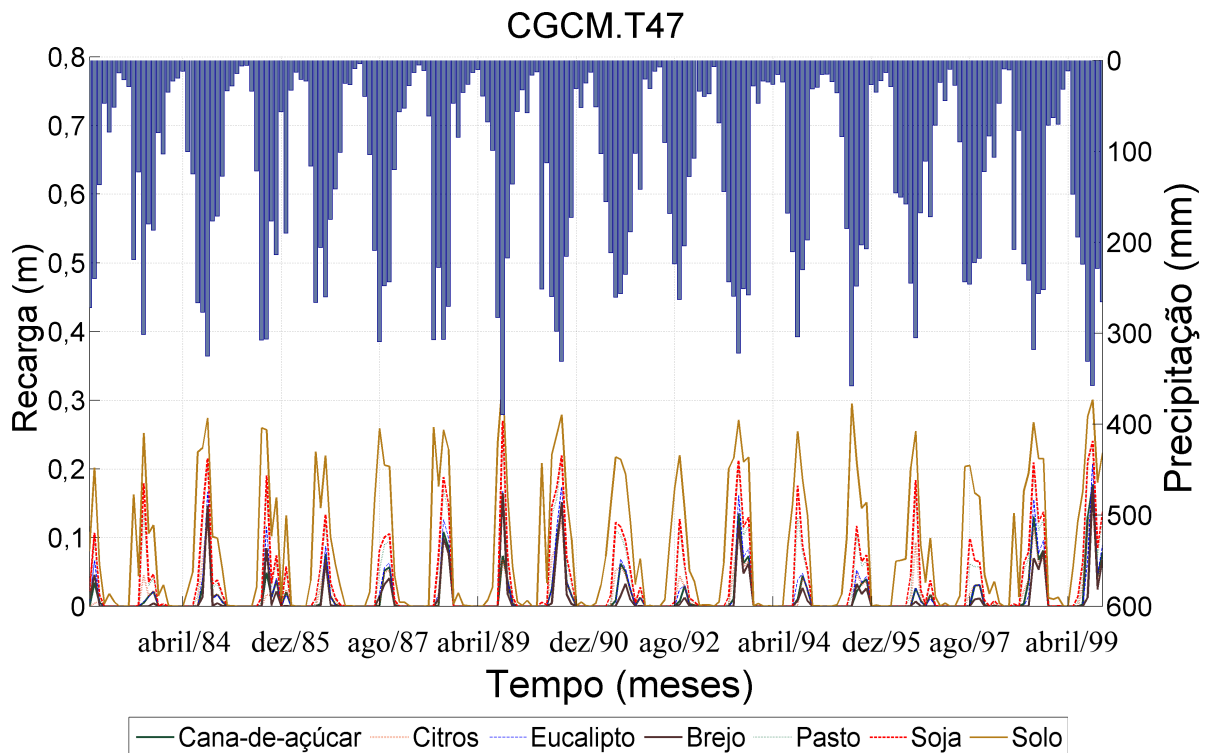
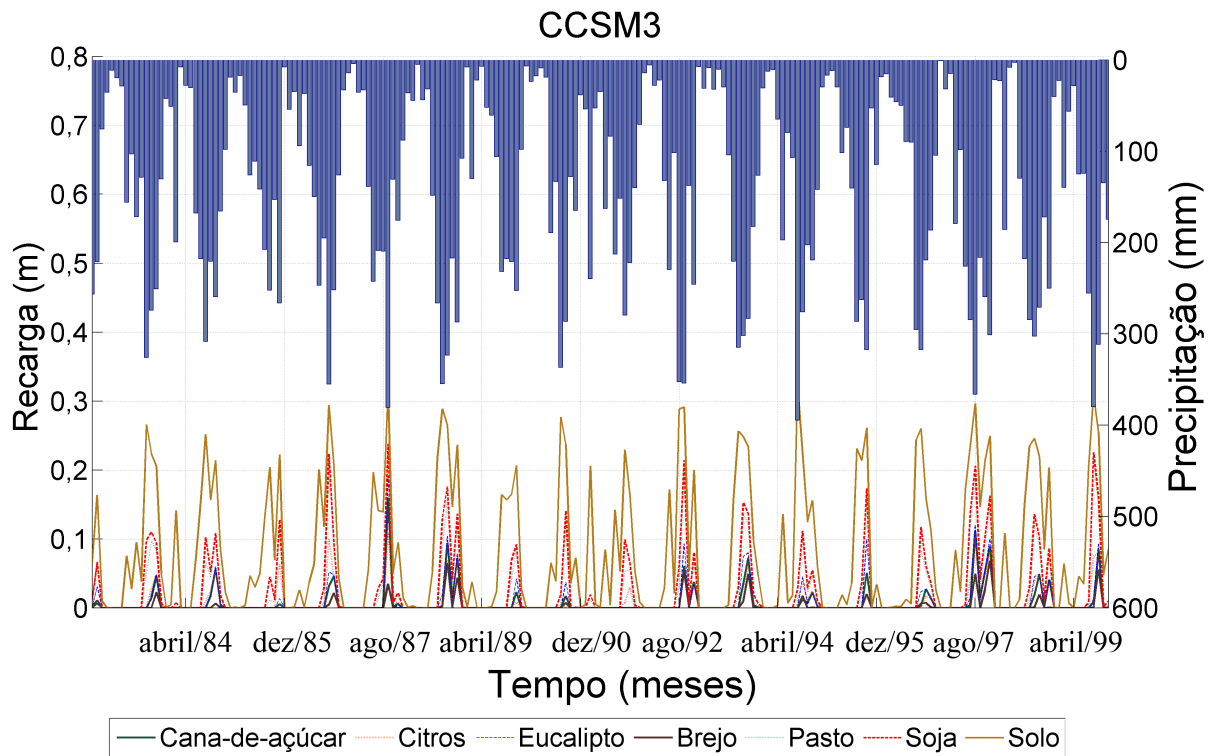


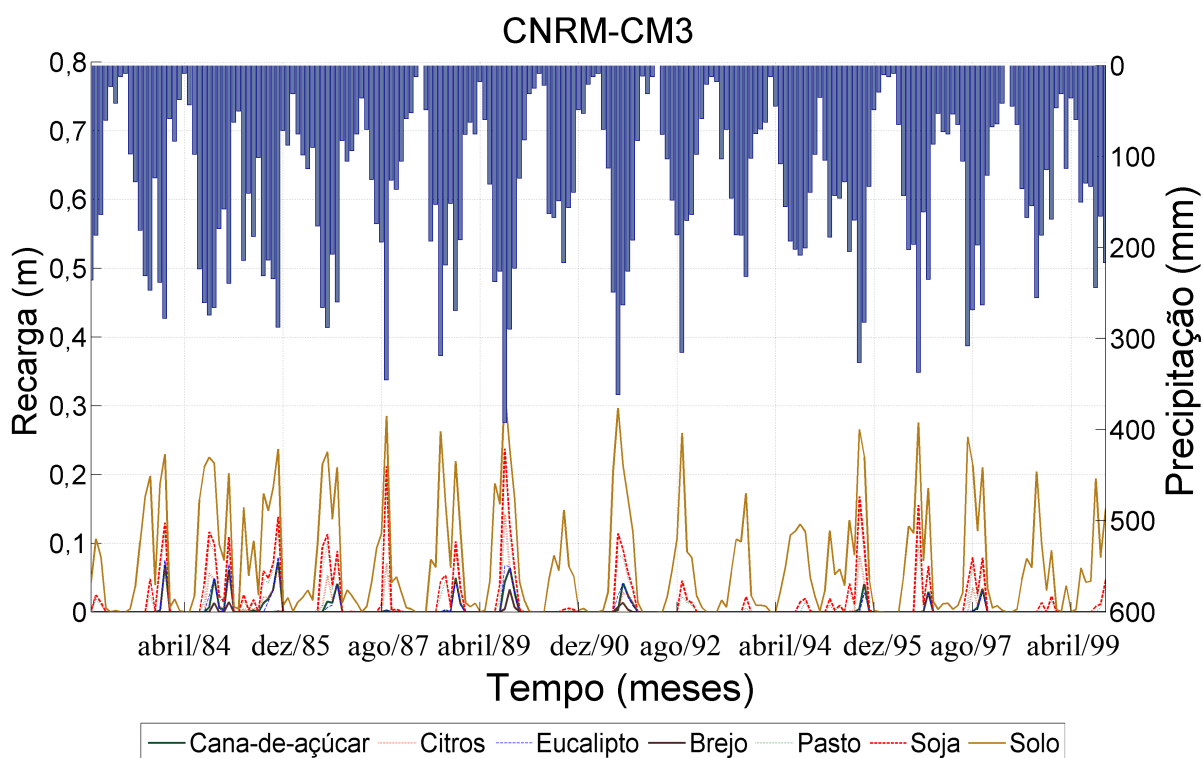
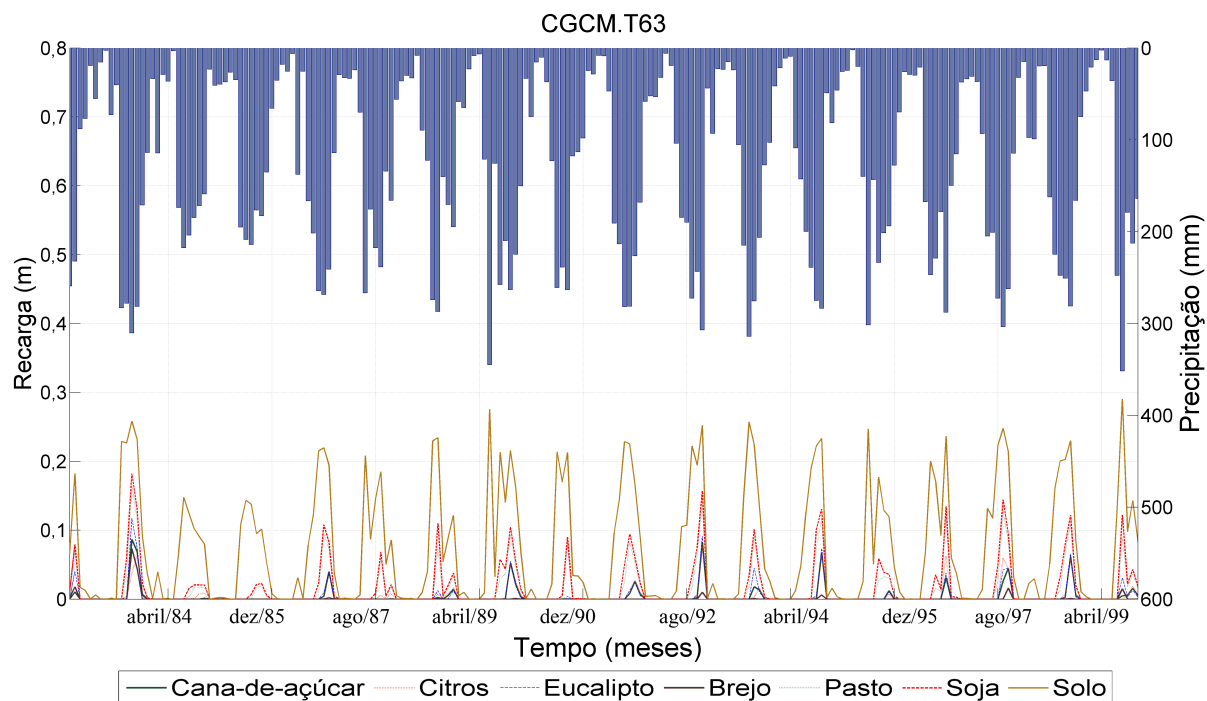


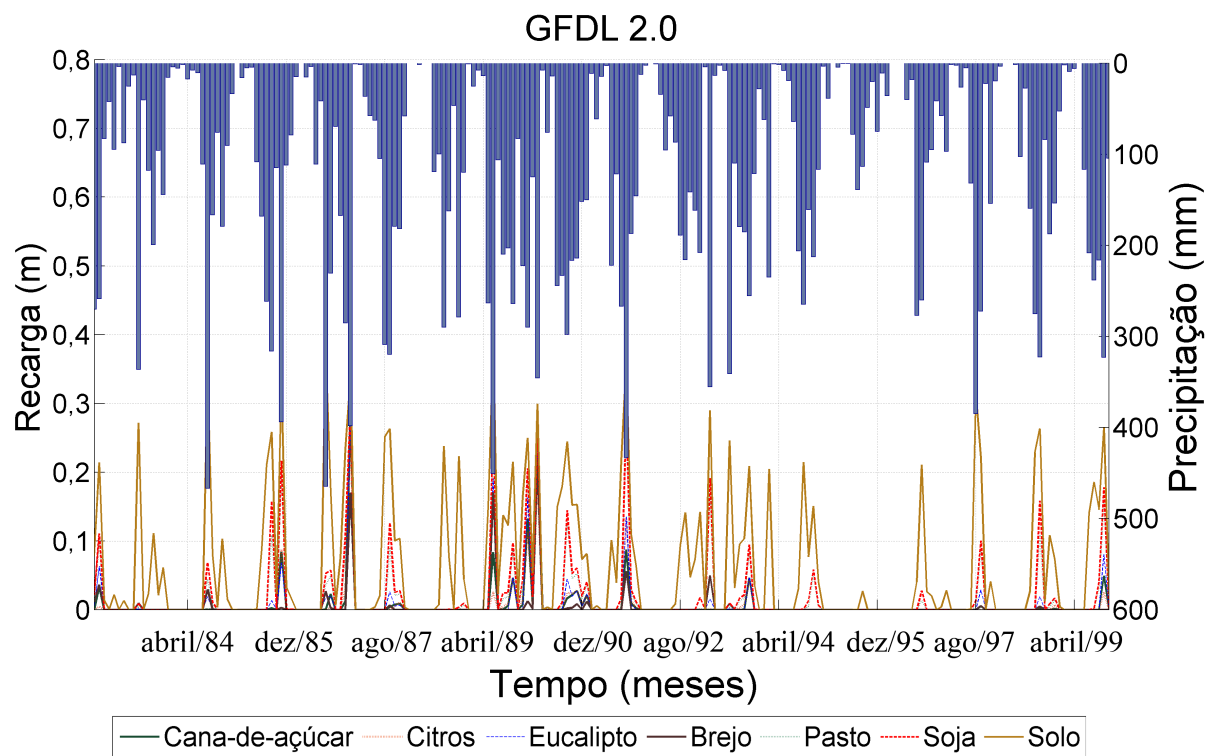
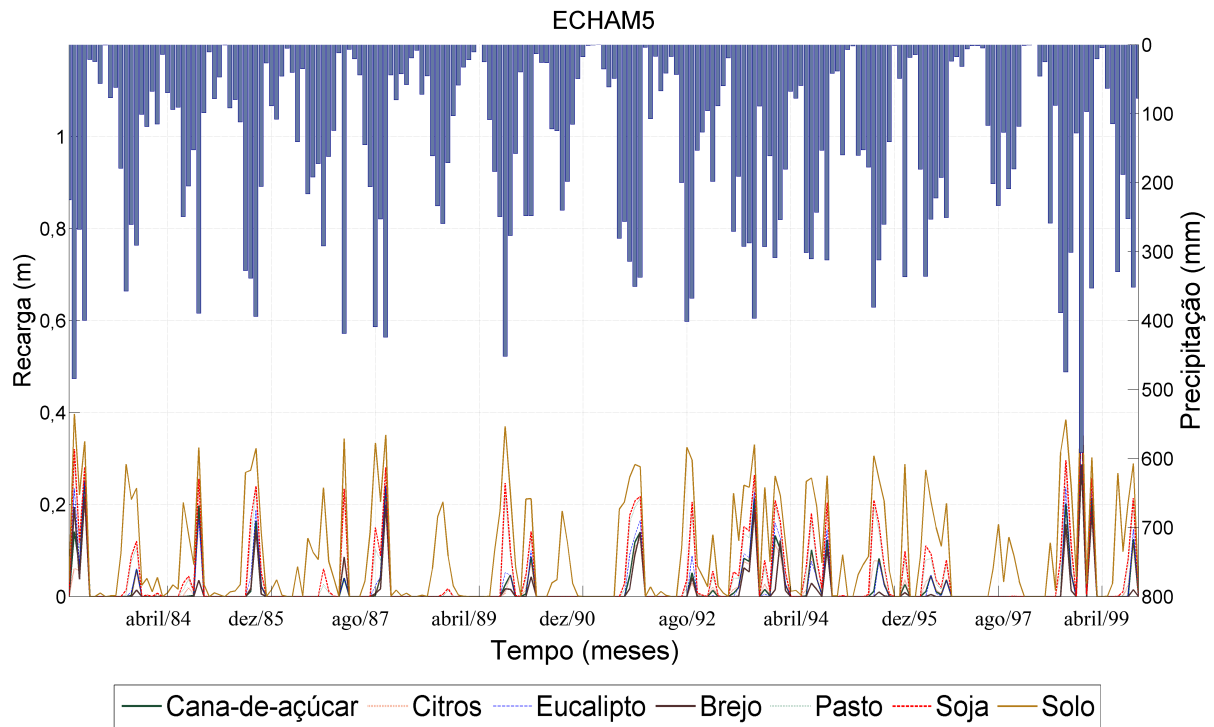


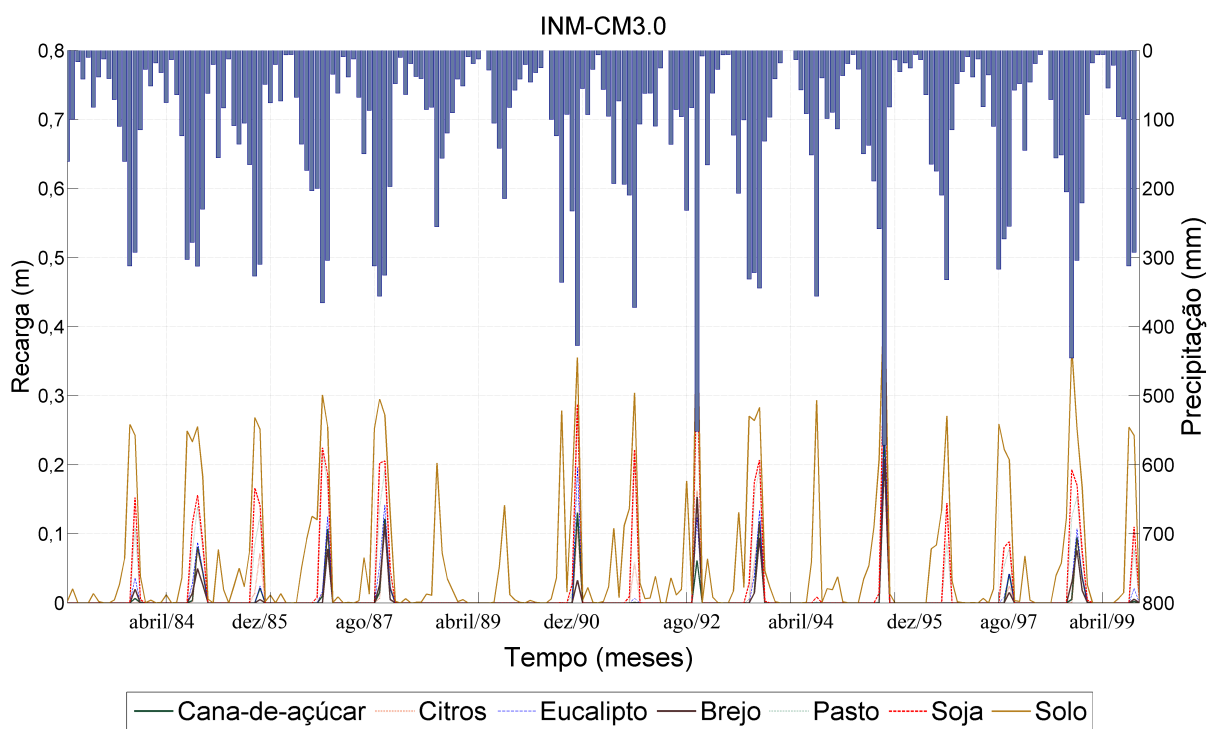
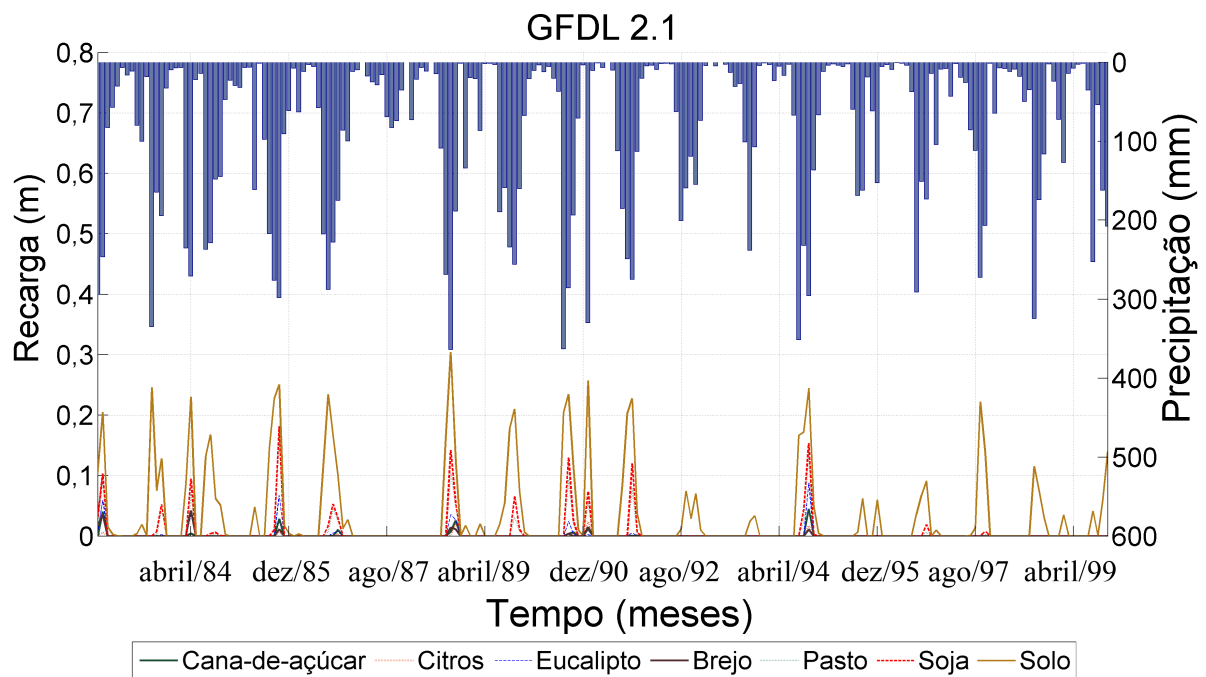
## Estimativas de recarga para o período futuro

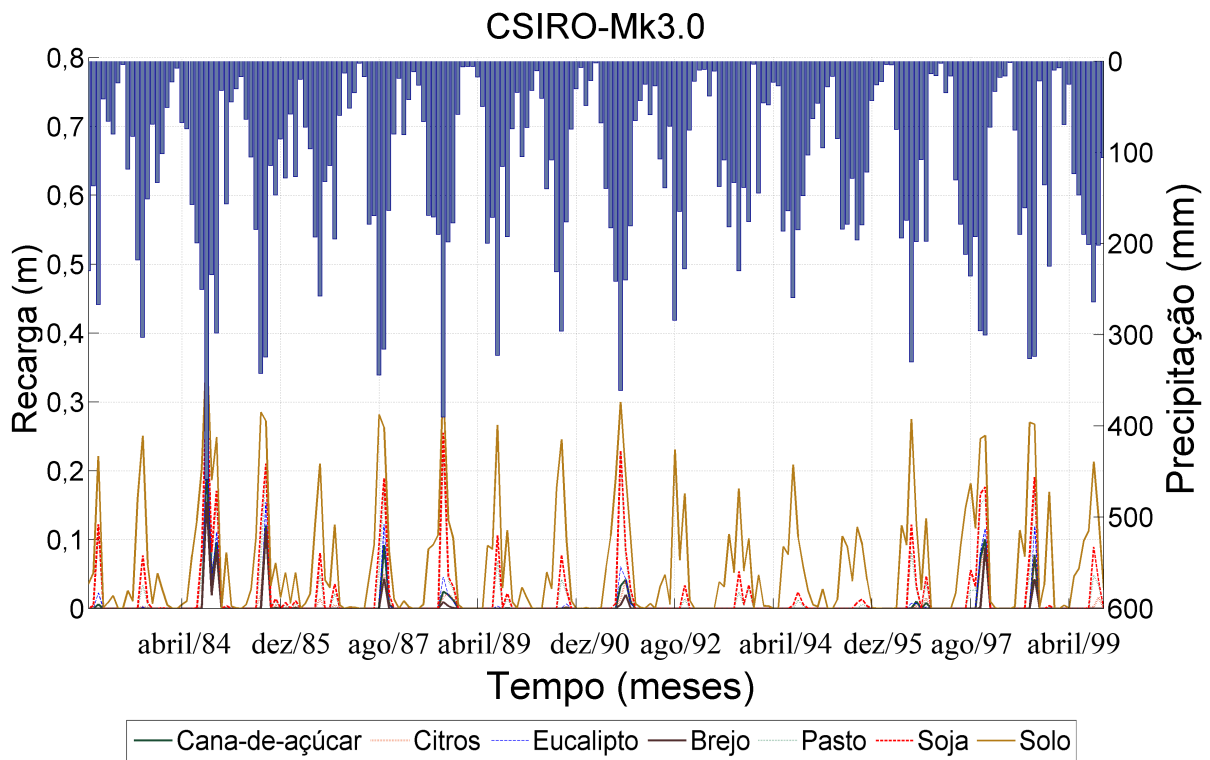
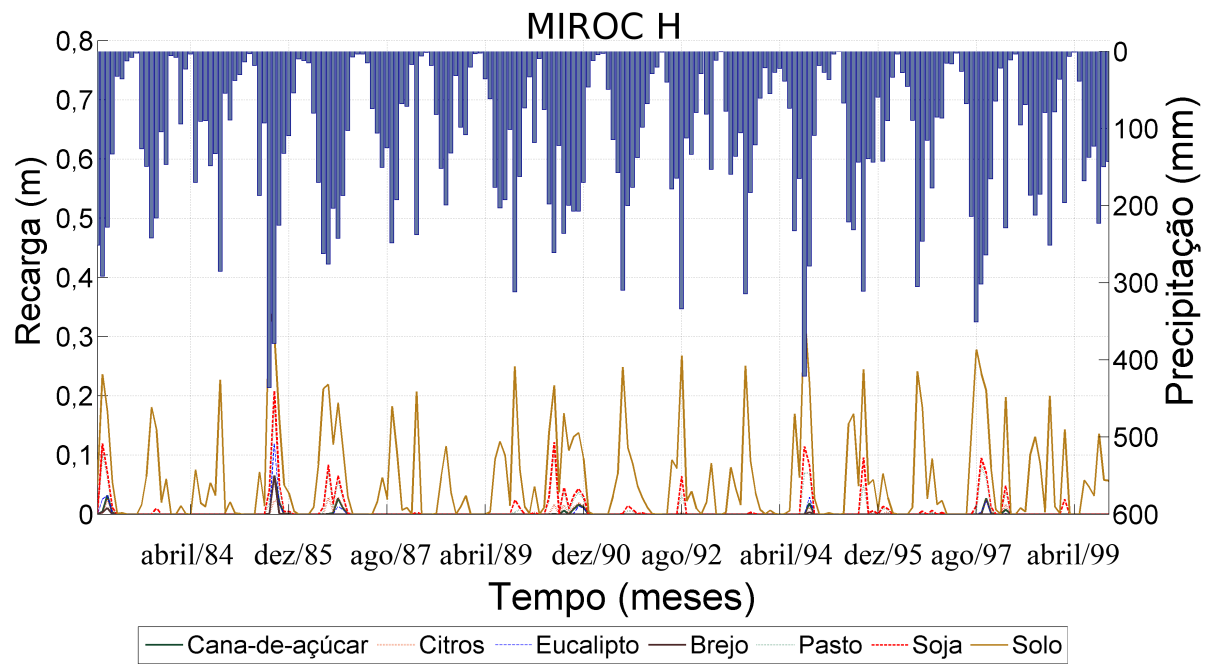




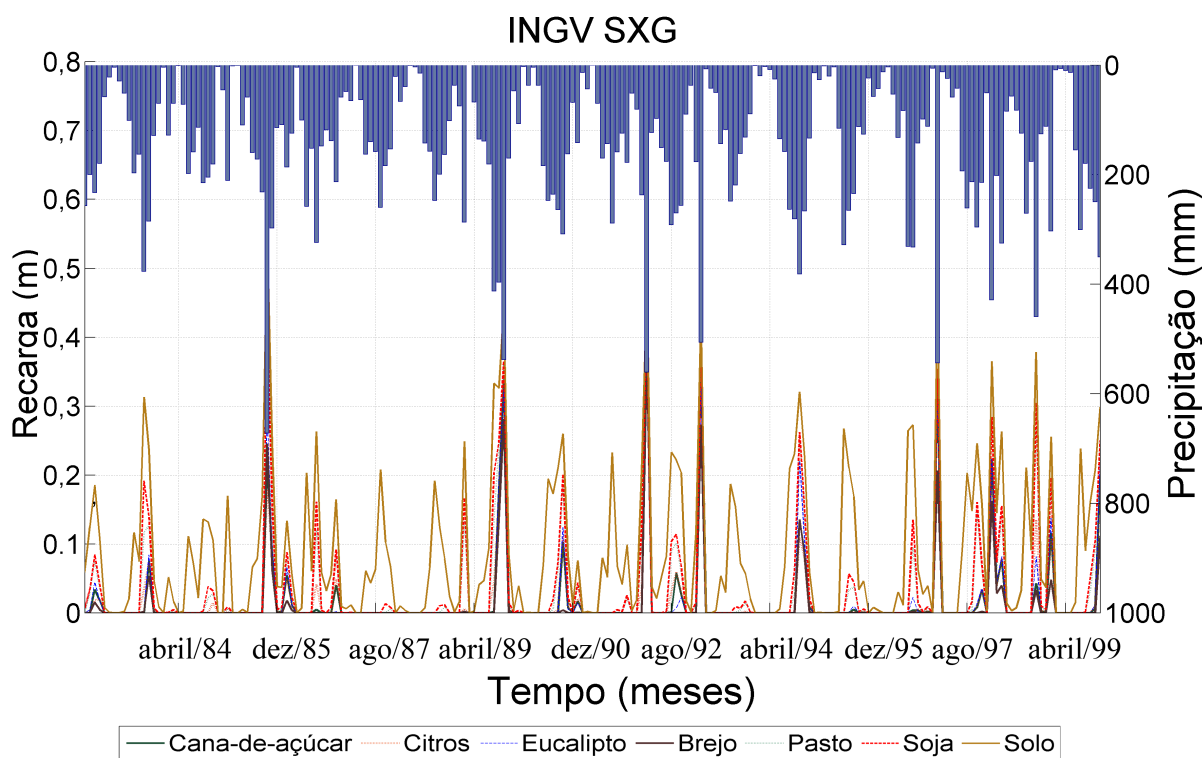
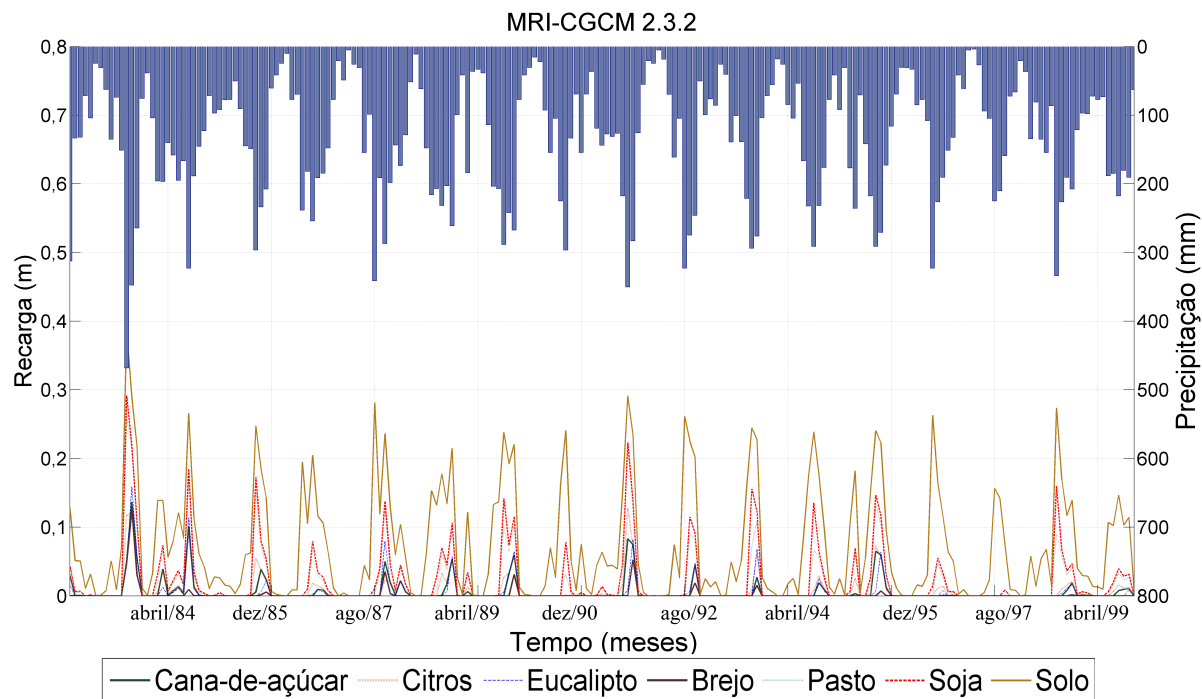








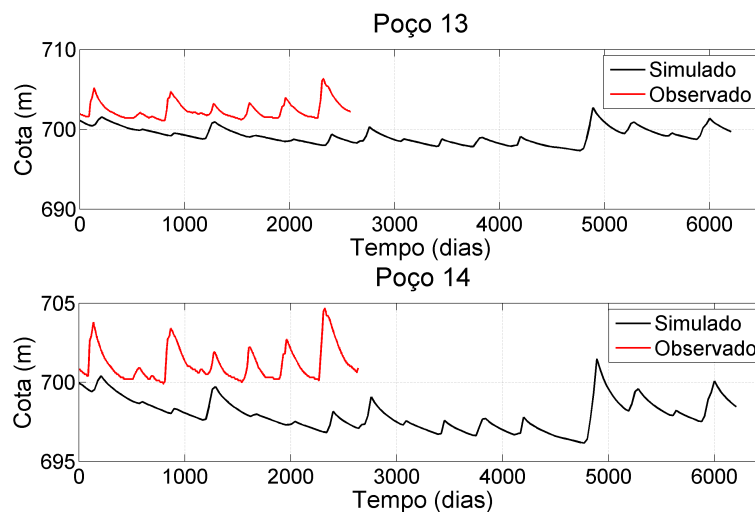


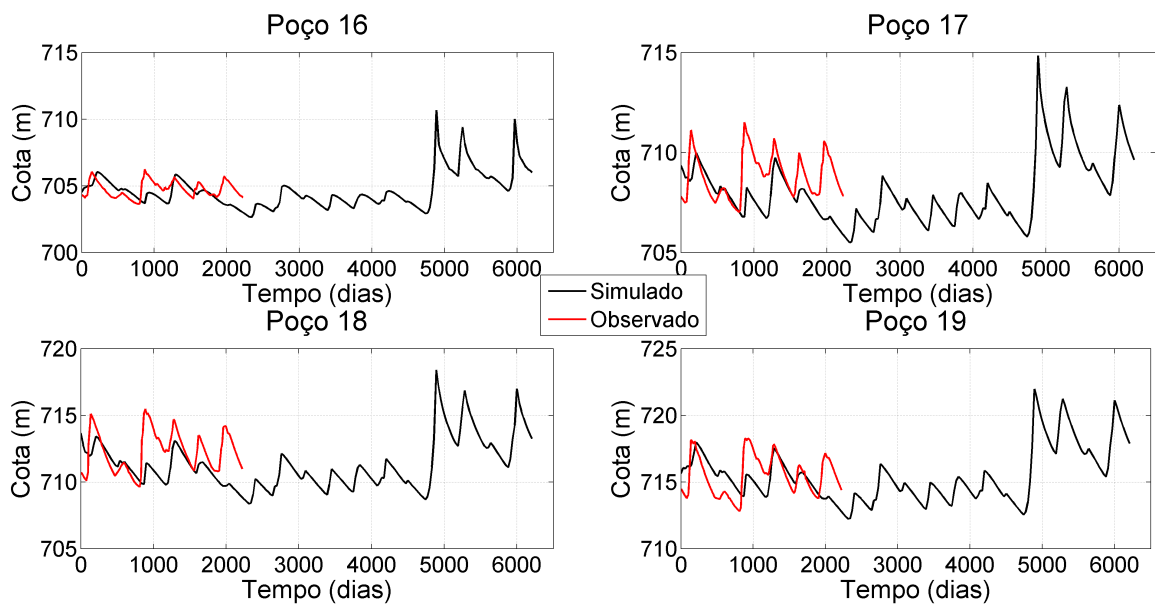




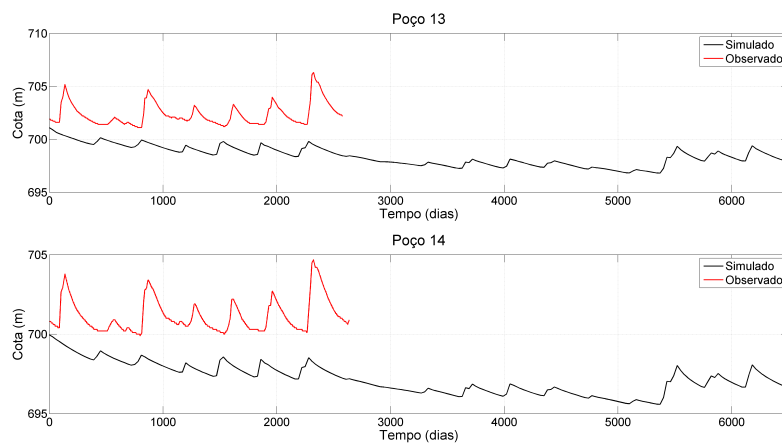
## Comparação entre medições e simulações dos níveis freáticos

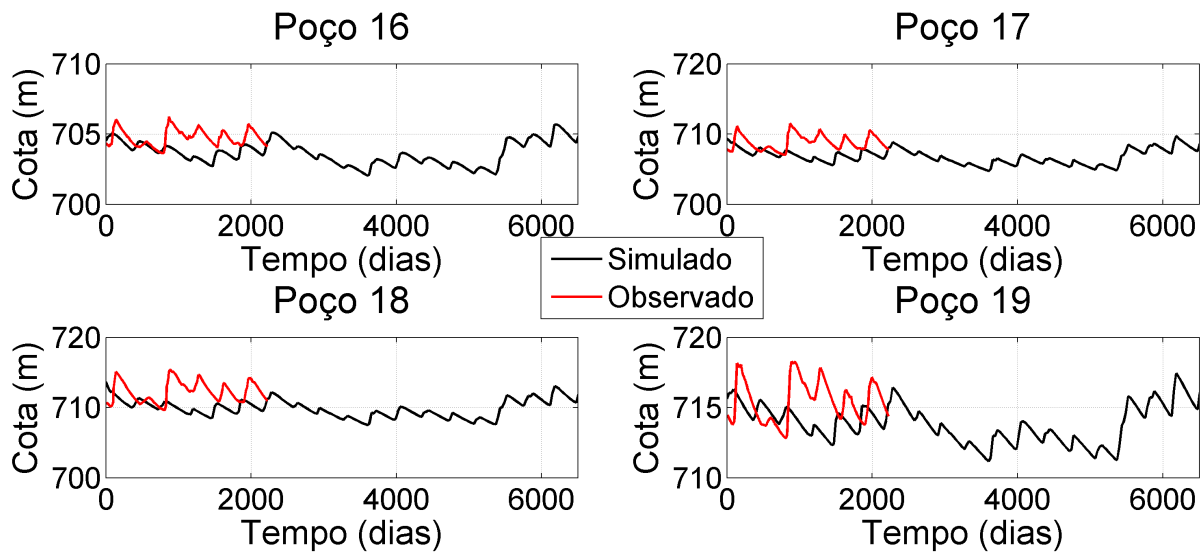
### E.1 Comparação entre níveis observados nos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG BCM



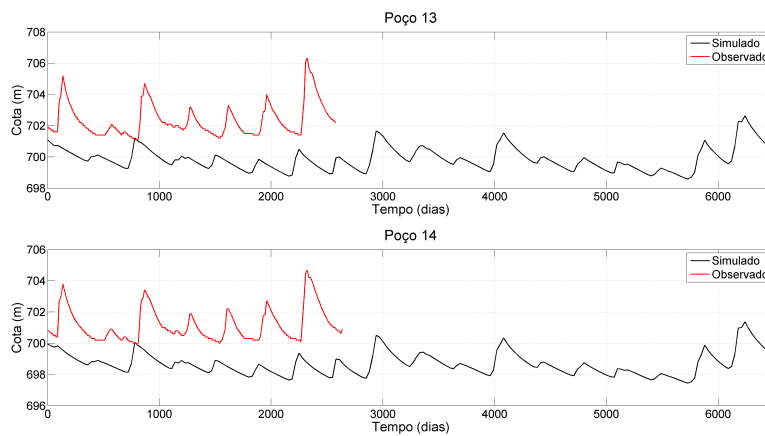


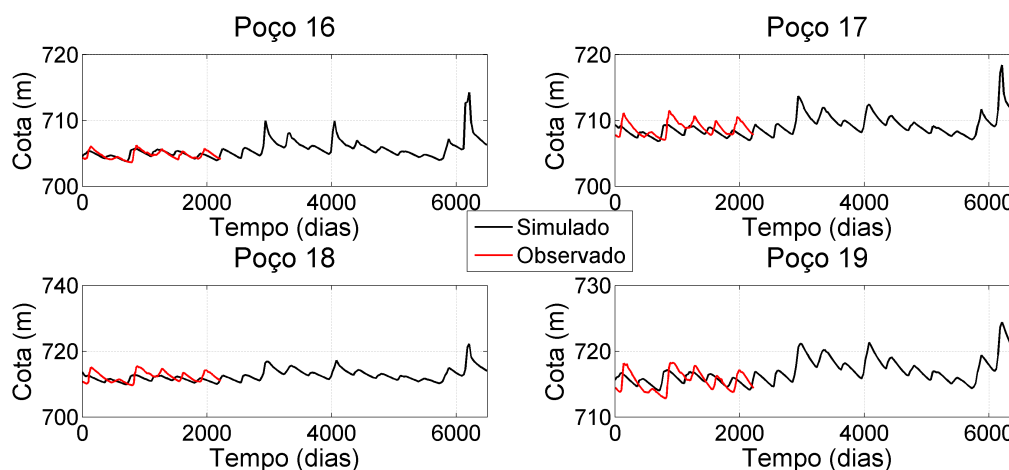
## E.2 Comparação entre níveis observados nos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG CCSM3



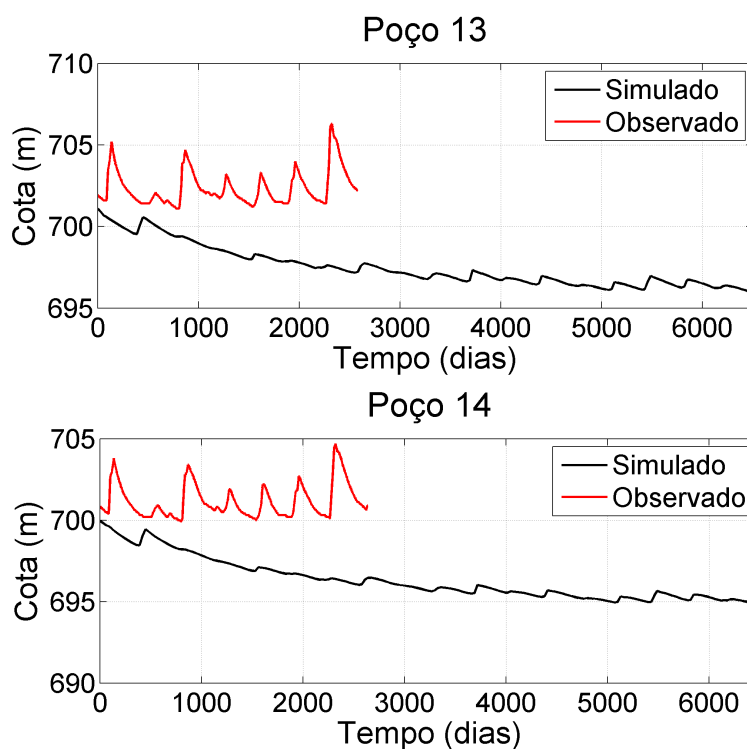


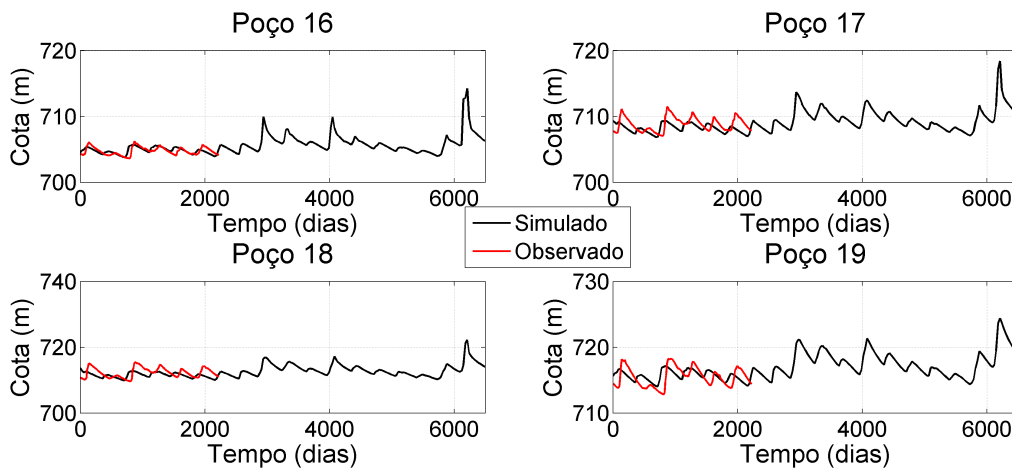
**E.3 Comparação entre níveis observados nos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG CGCM.T47**



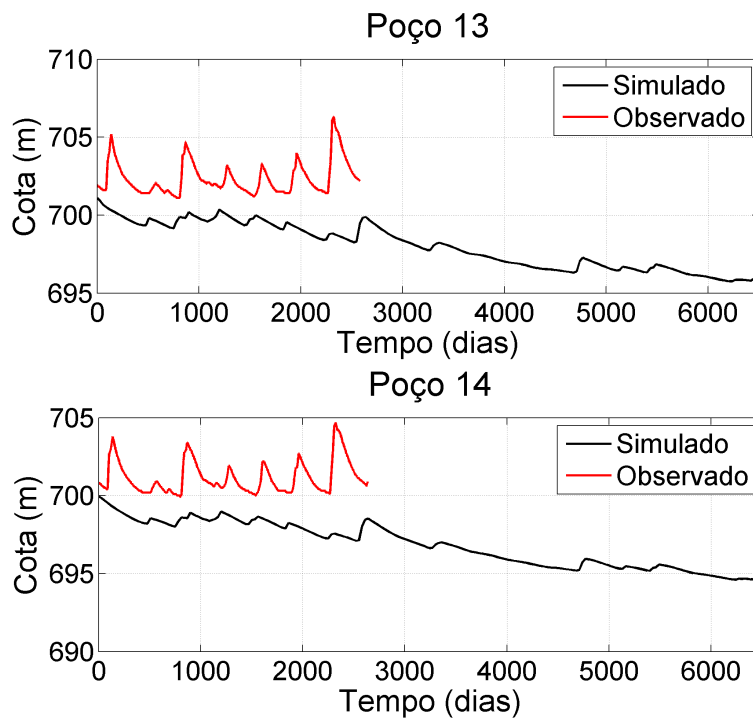


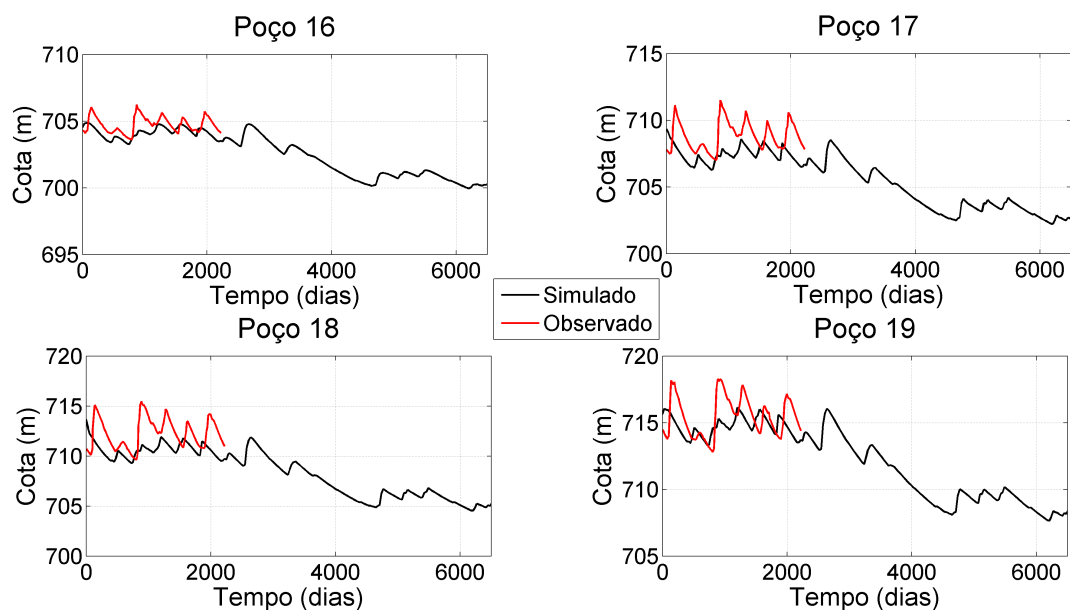
#### E.4 Comparação entre níveis observados nos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG CGCM.T63



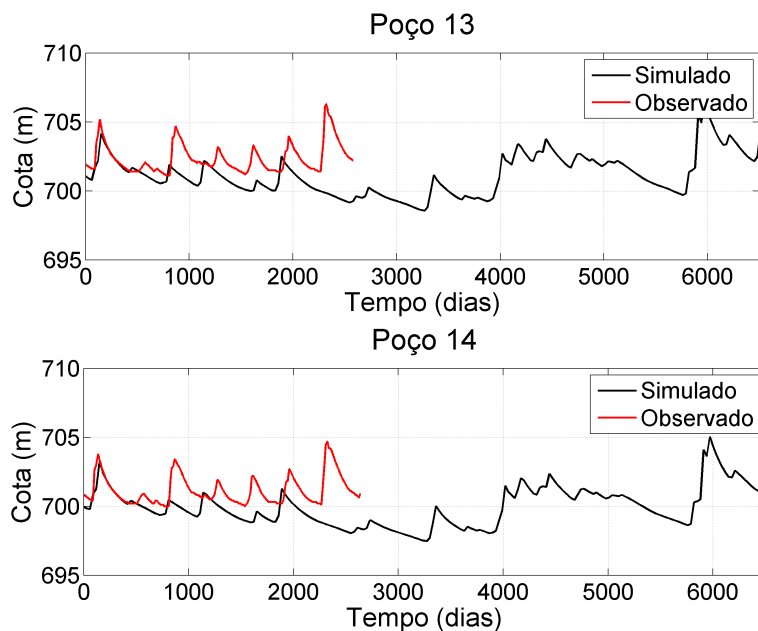


**E.5 Comparação entre níveis observados nos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG CNRM CM3**

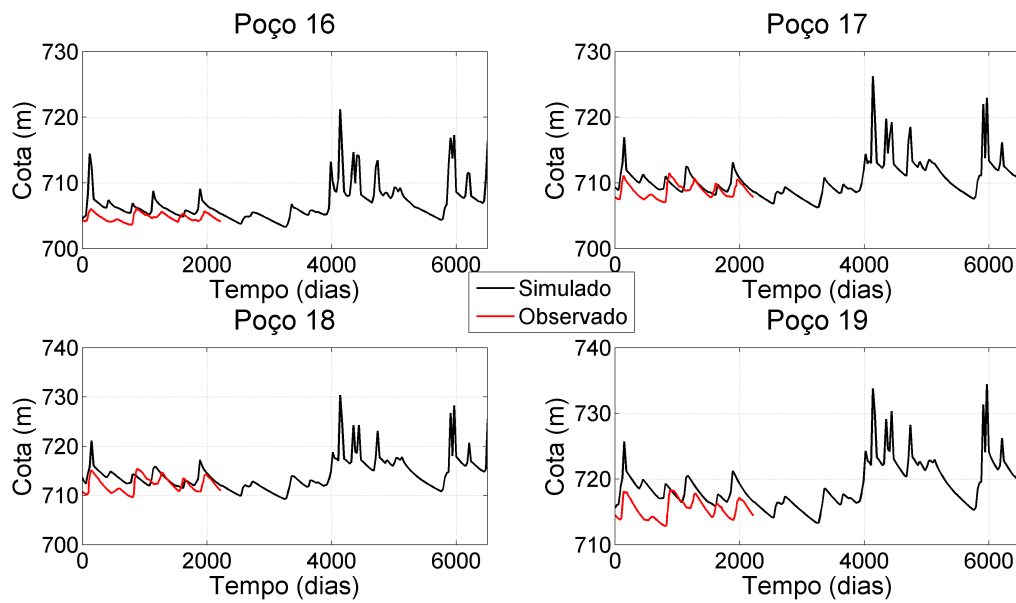




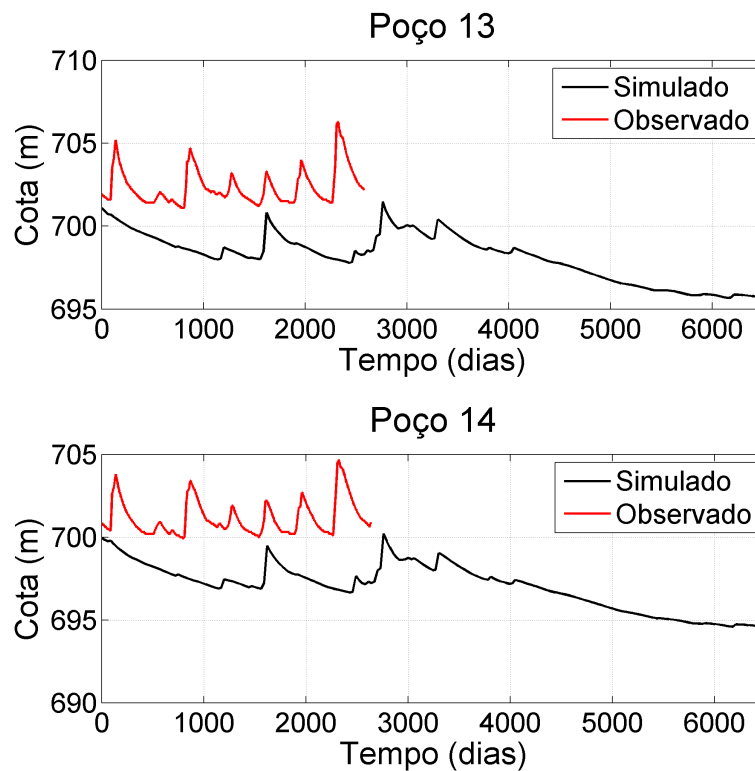
## E.6 Comparação entre níveis observados nos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG ECHAM

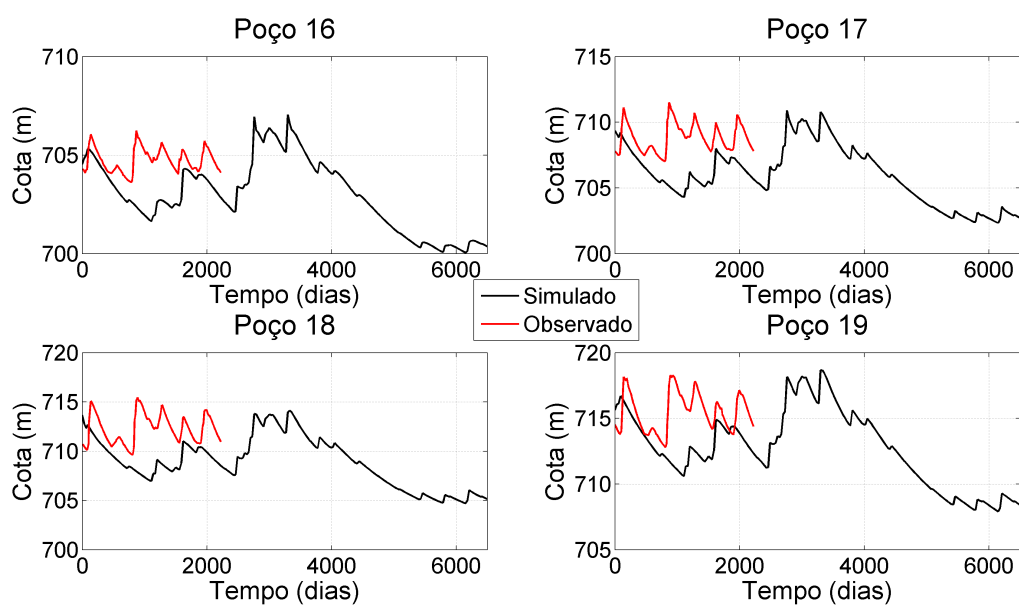




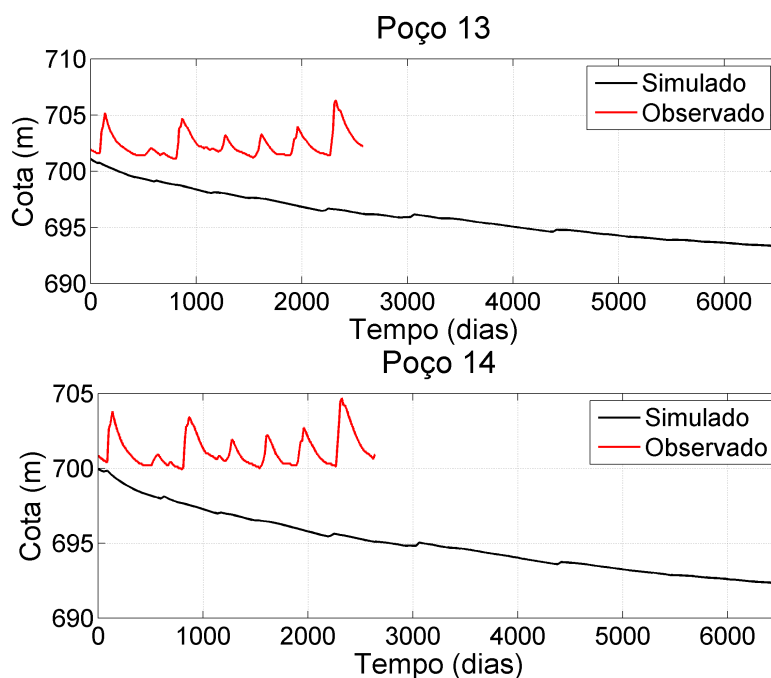


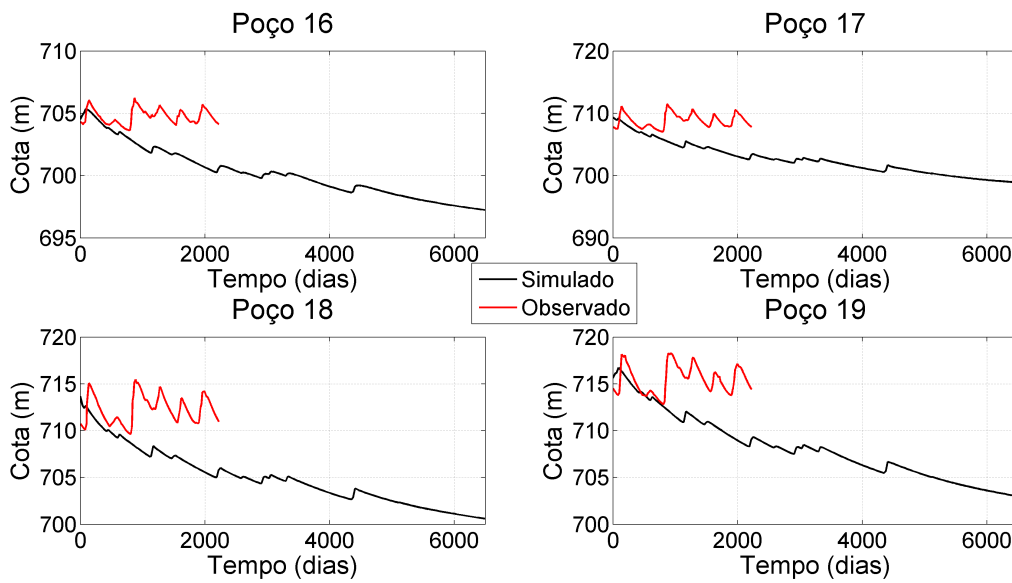
**E.7 Comparação entre níveis observados nos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG GFDL CM2.0**



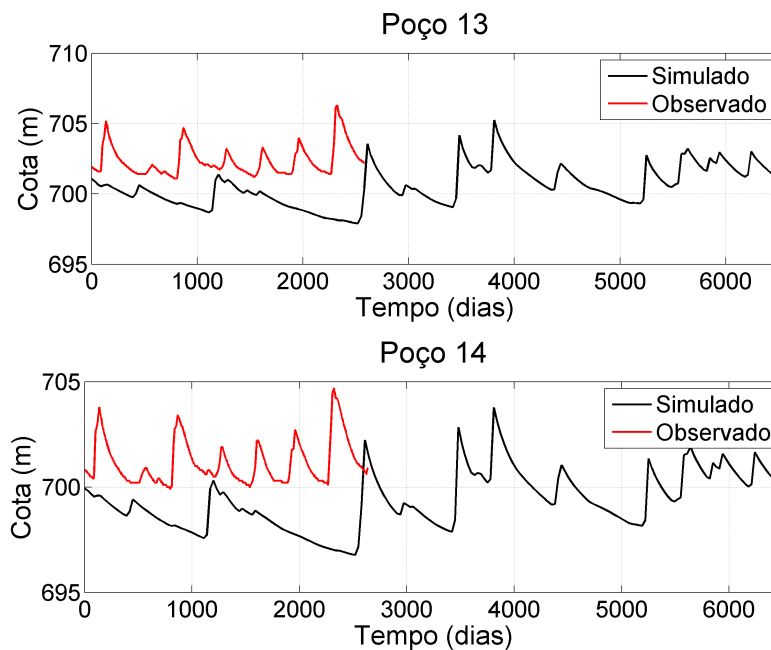


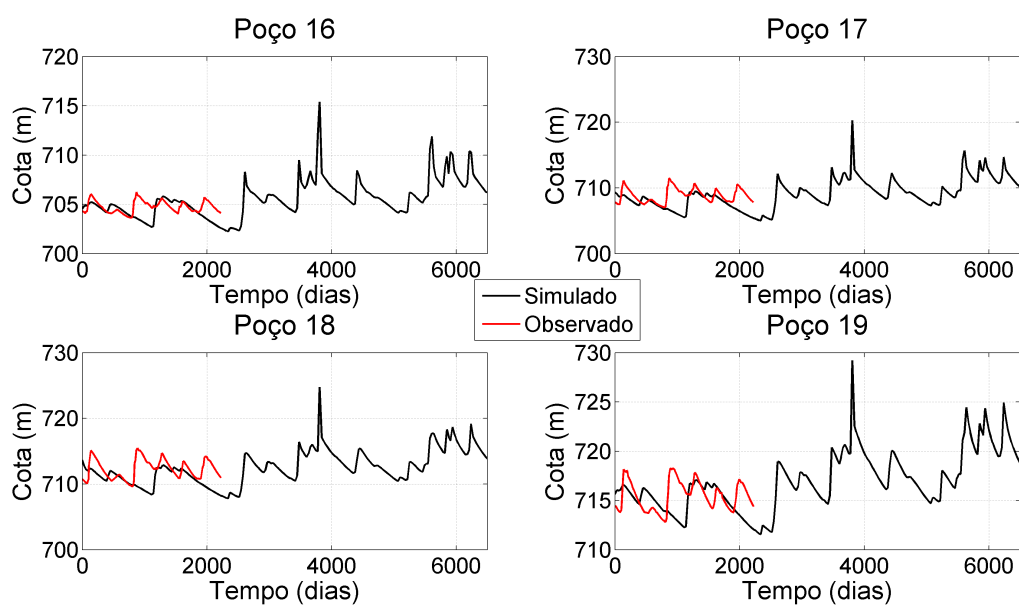
**E.8 Comparação entre níveis observados nos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG GFDL CM2.1**



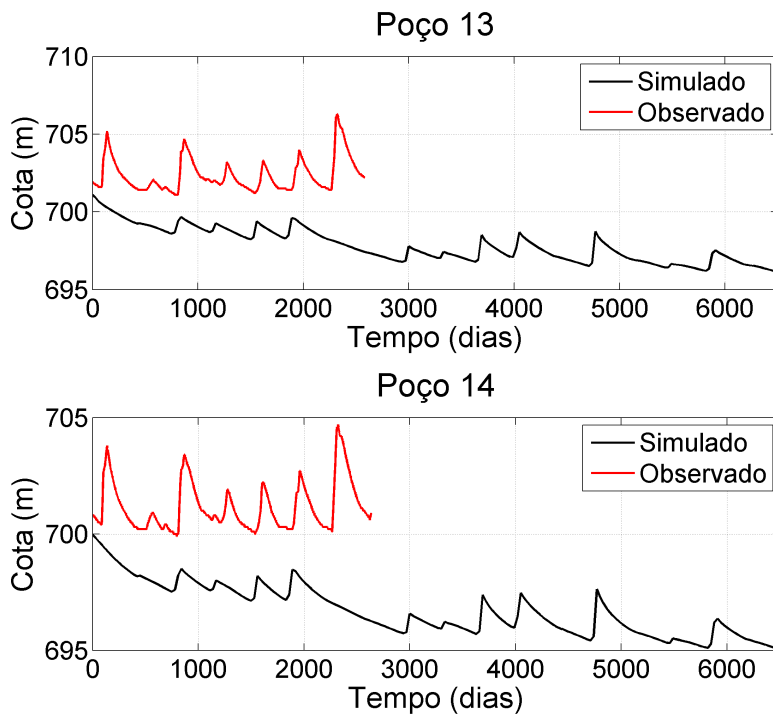


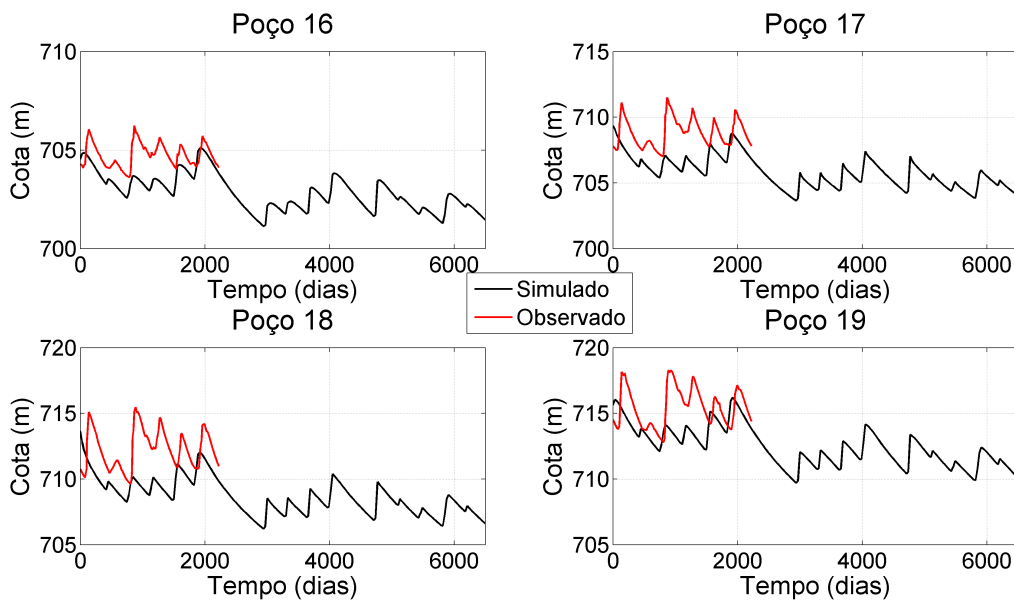
**E.9 Comparação entre níveis observados nos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG INGV SXG**



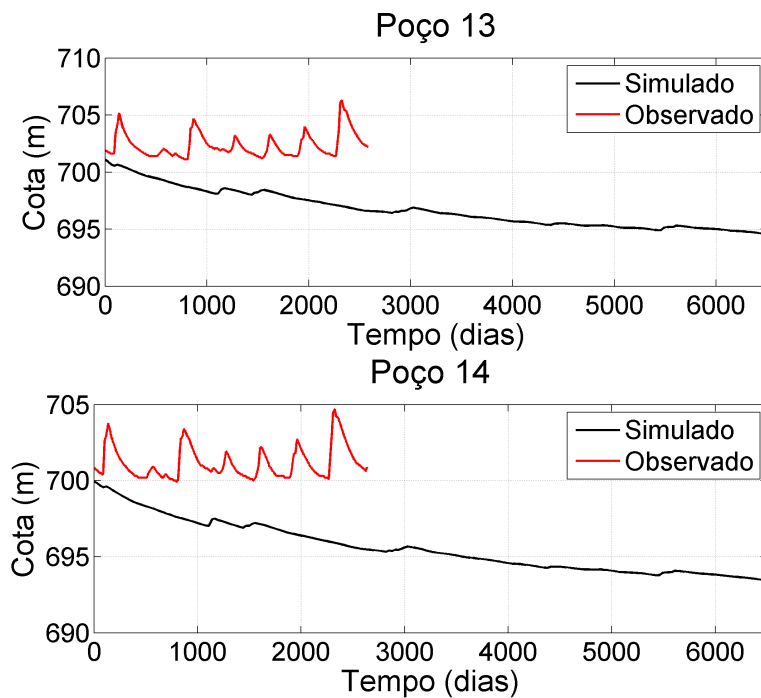


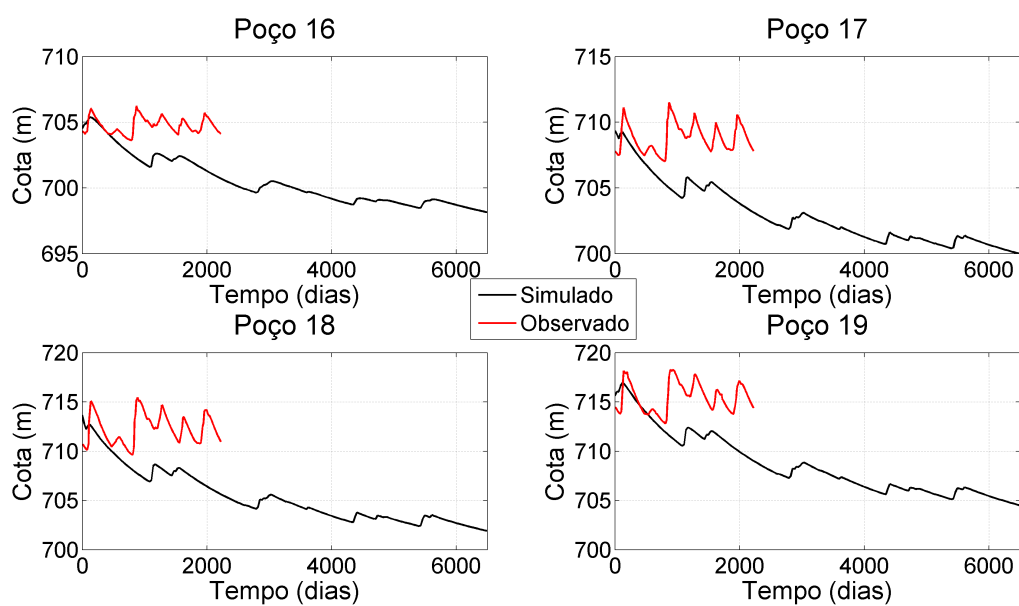
**E.10 Comparação entre níveis observados nos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG INM CM3.0**



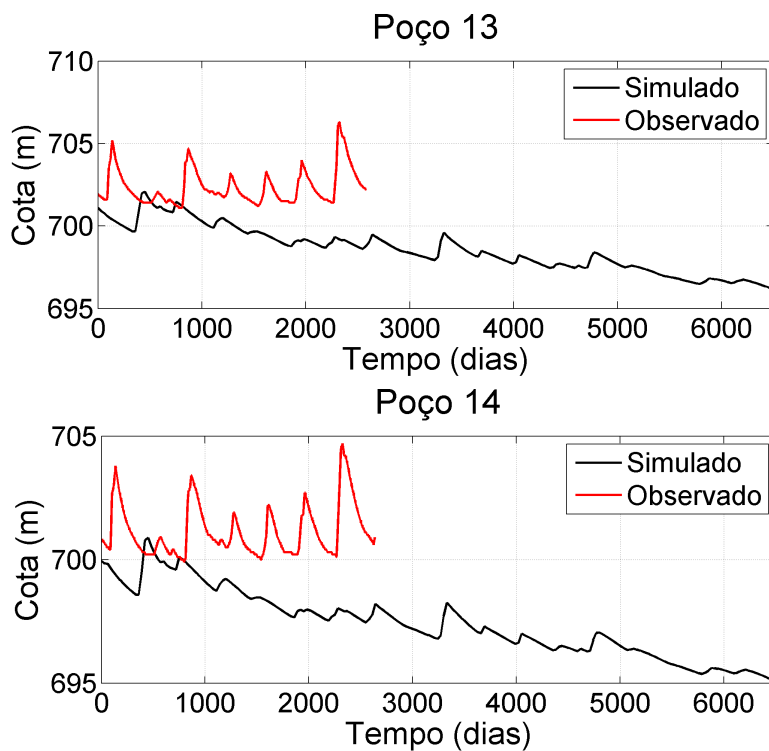


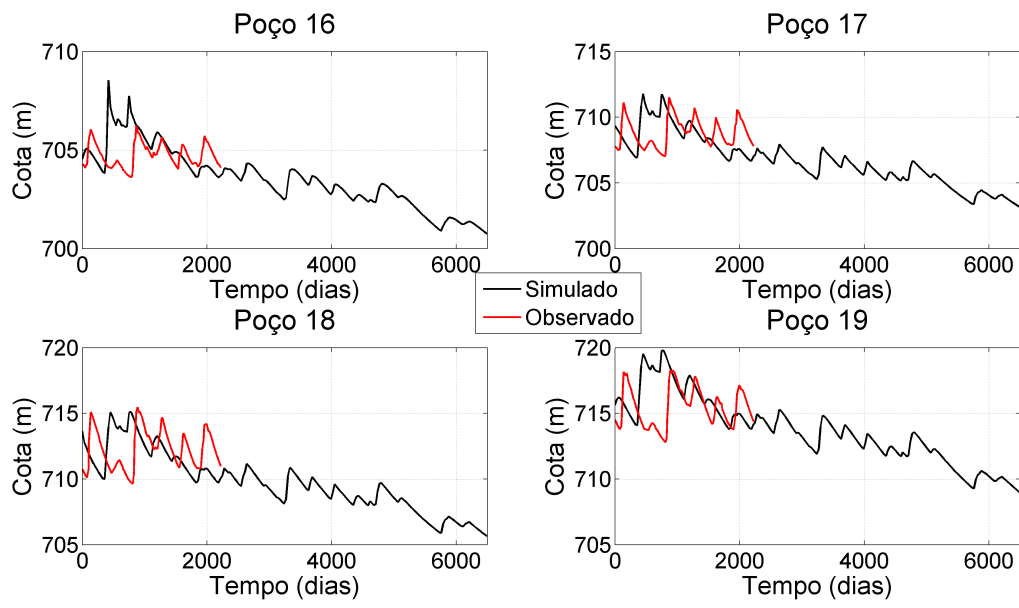
**E.11 Comparação entre níveis observados nos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG MIROC H**





**E.12 Comparação entre níveis observados nos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG MRI CGCM 2.3.2**



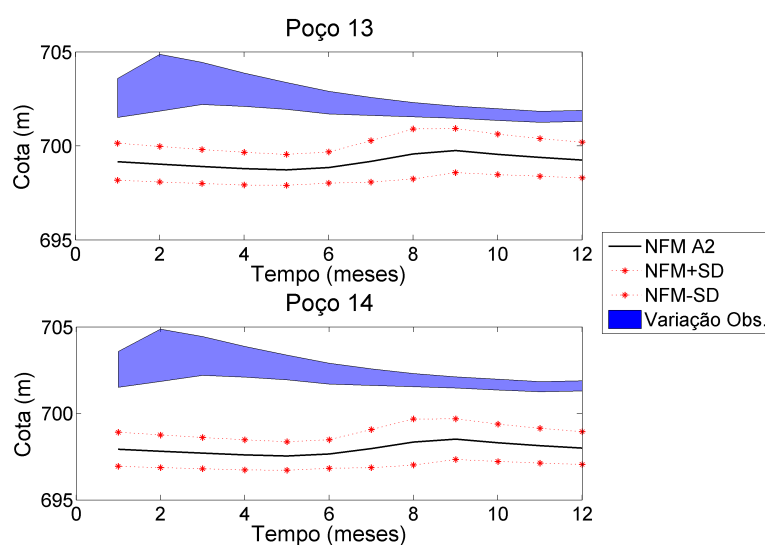


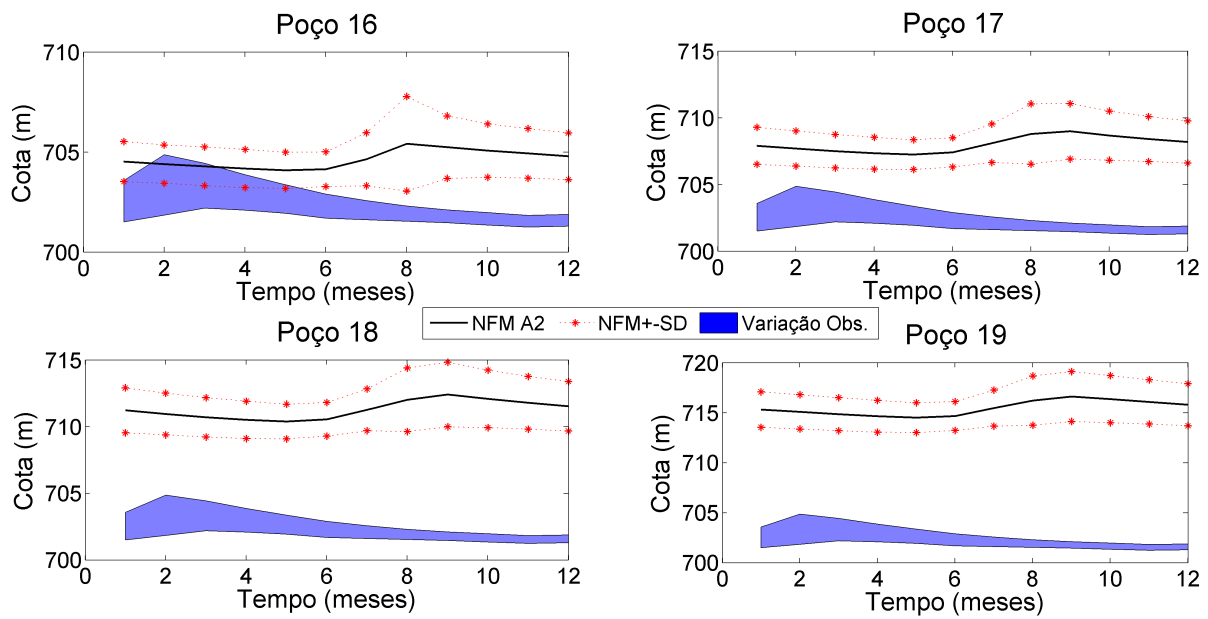




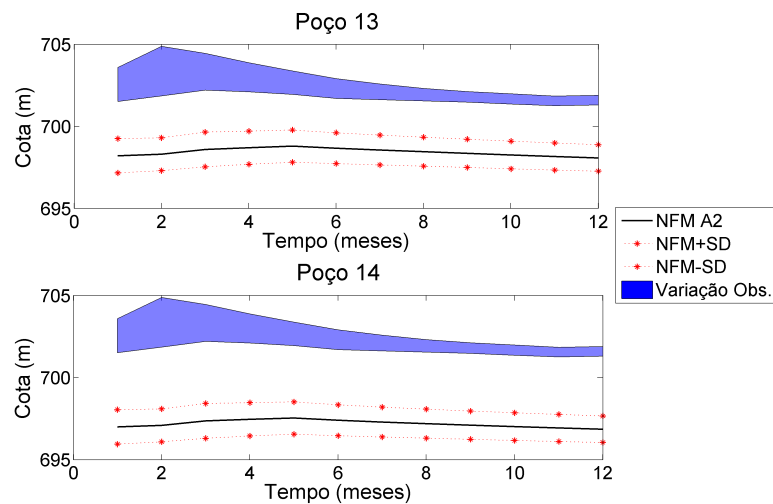
## Faixas de variação das simulações e medições de níveis freáticos

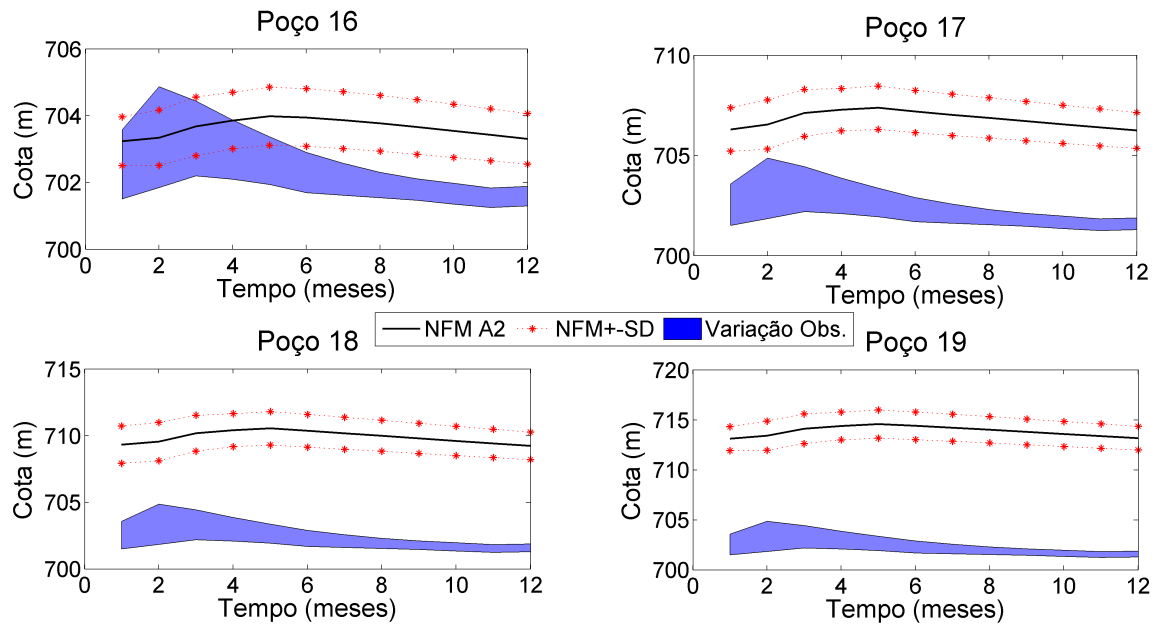
### F.1 Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG BCM



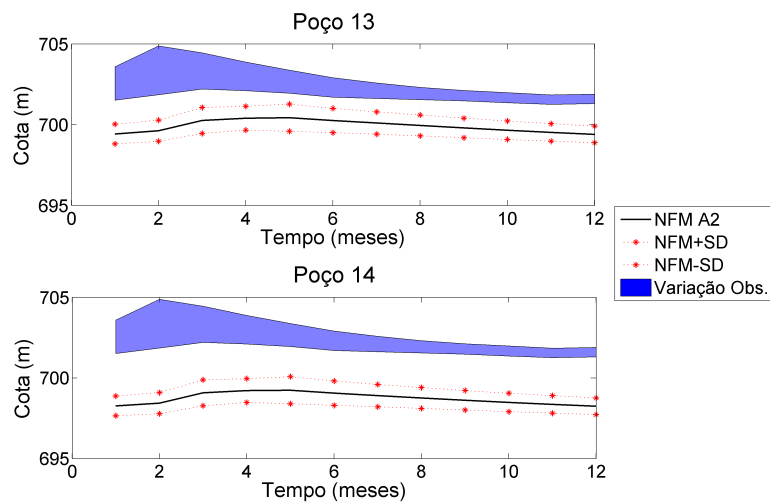


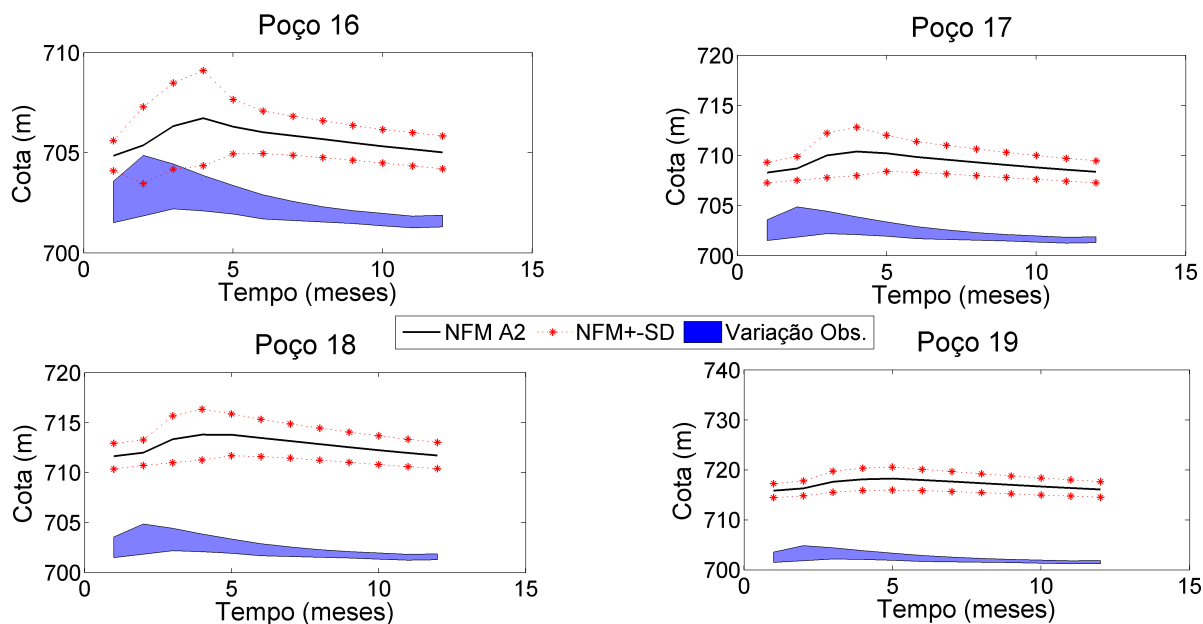
## F.2 Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG CCSM3



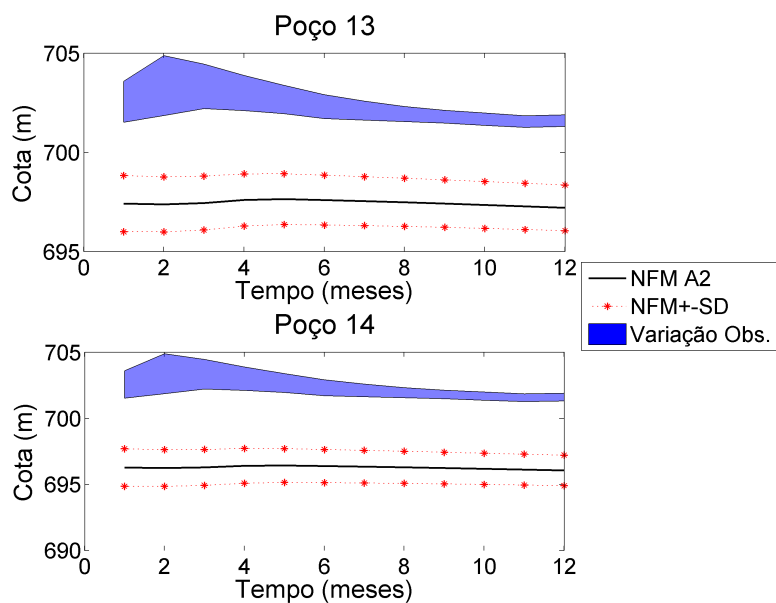


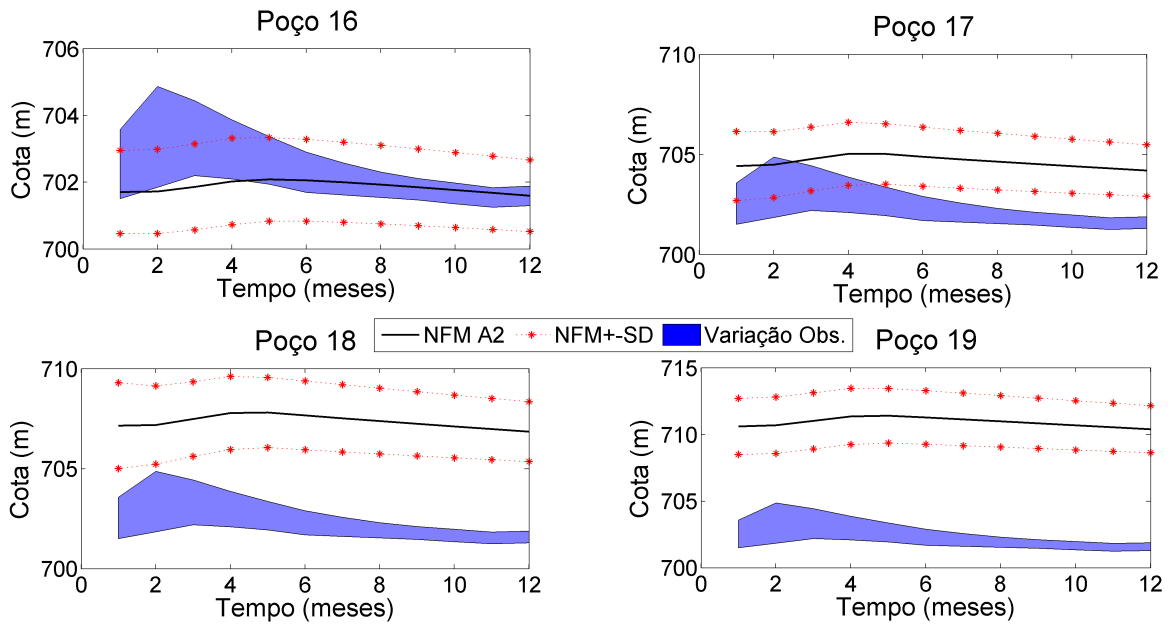
**F.3 Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG CGCM.T47**



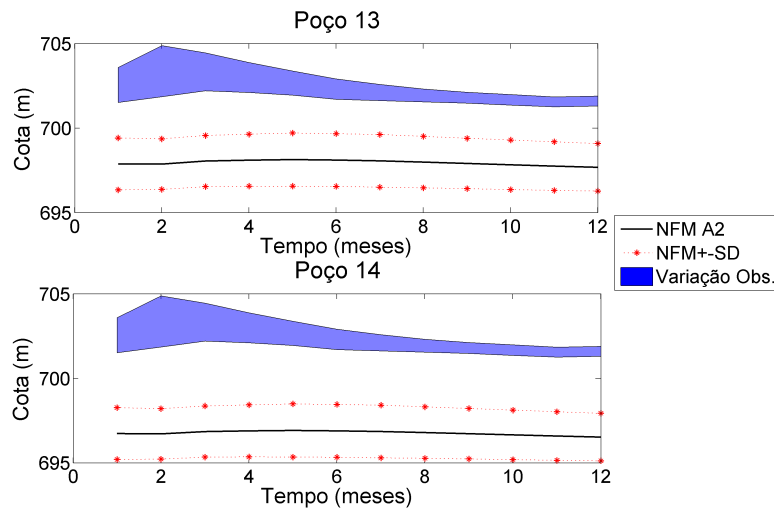


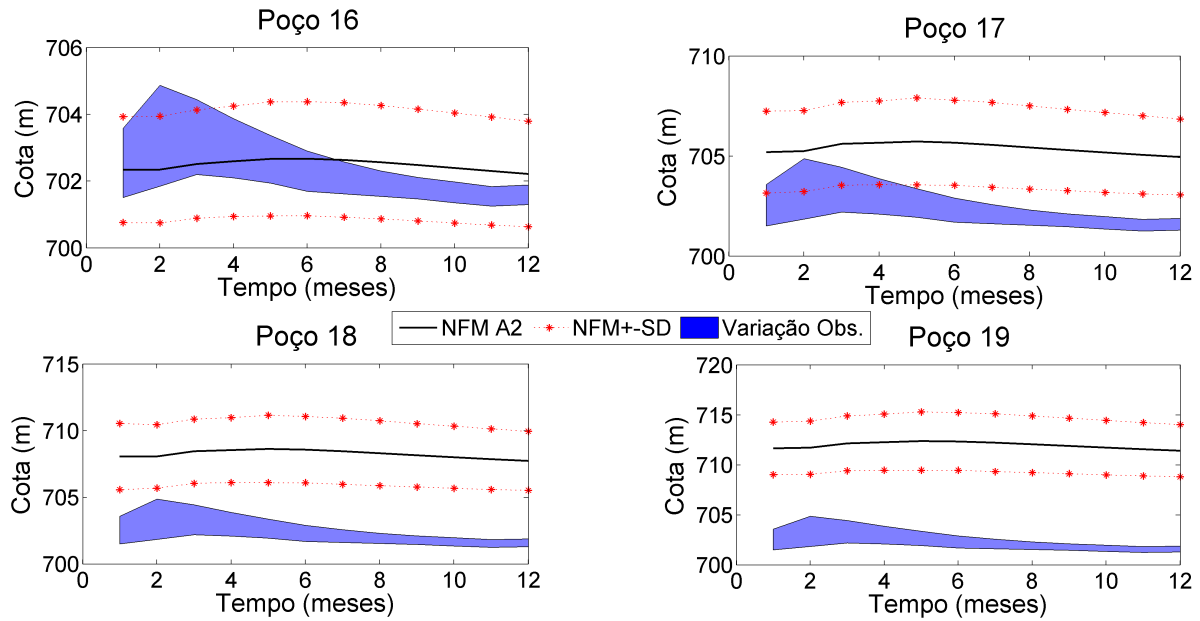
**F.4 Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG CGCM.T63**



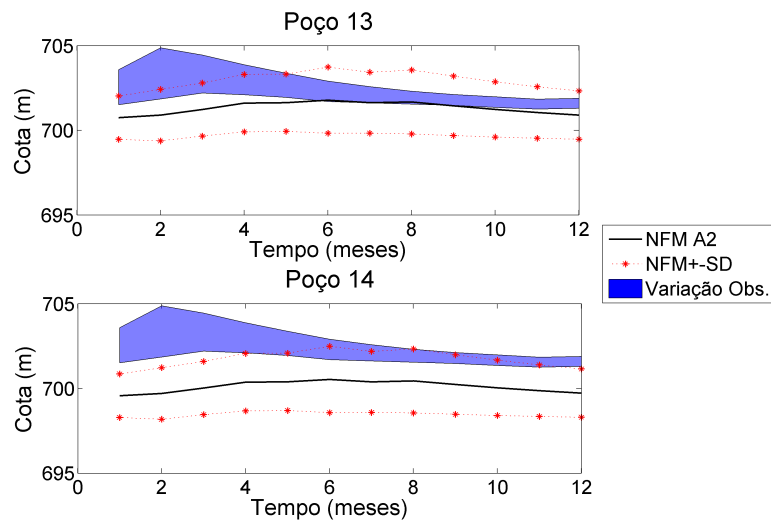


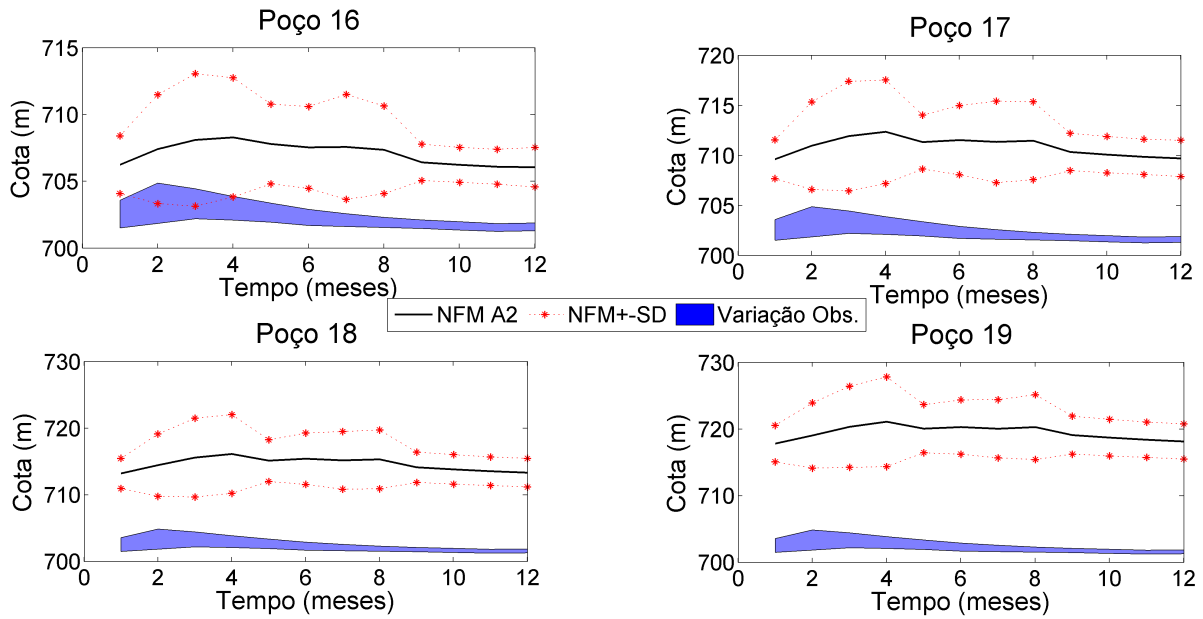
**F.5 Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG CNRM CM3**



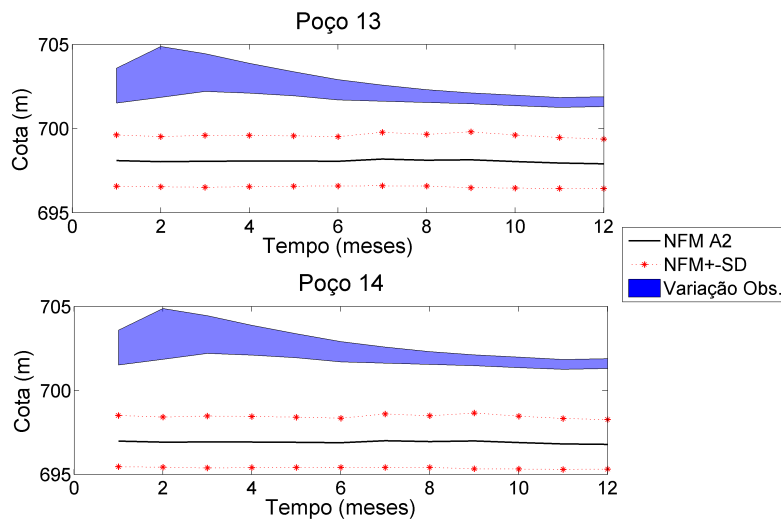


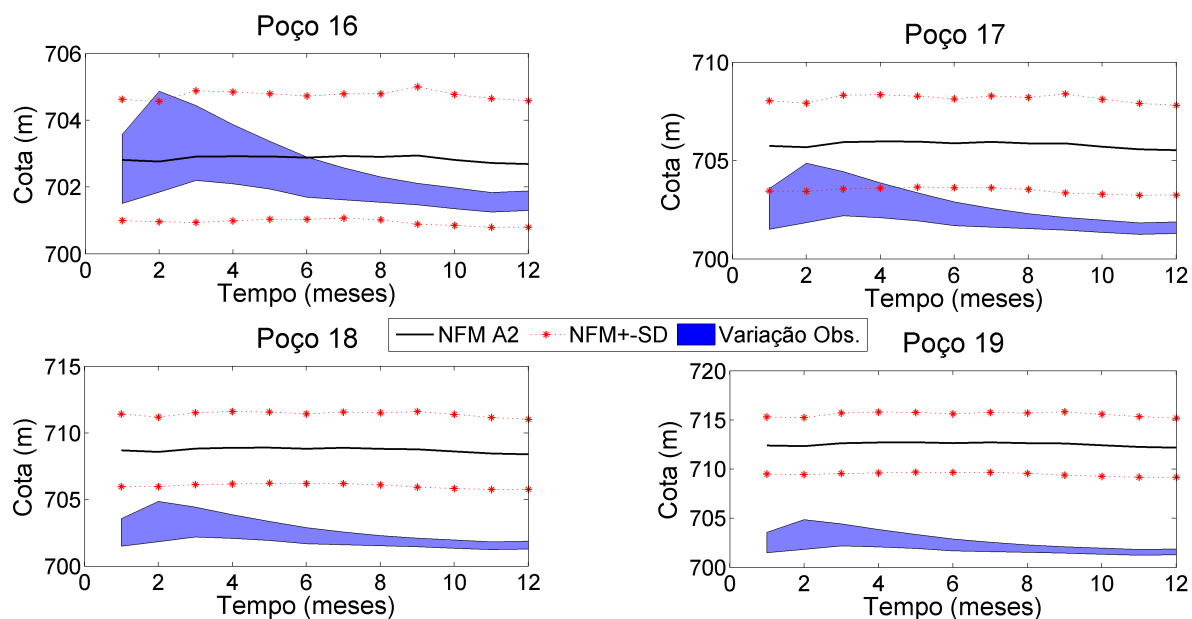
## F.6 Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG ECHAM



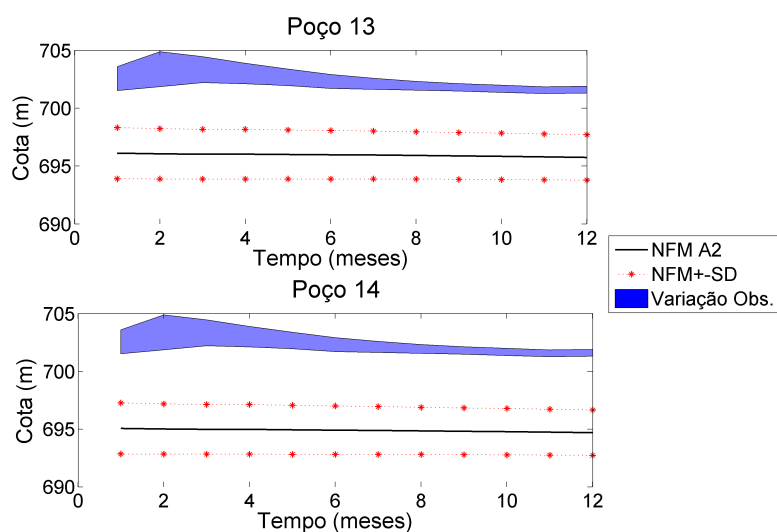


**F.7 Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG GFLD CM2.0**

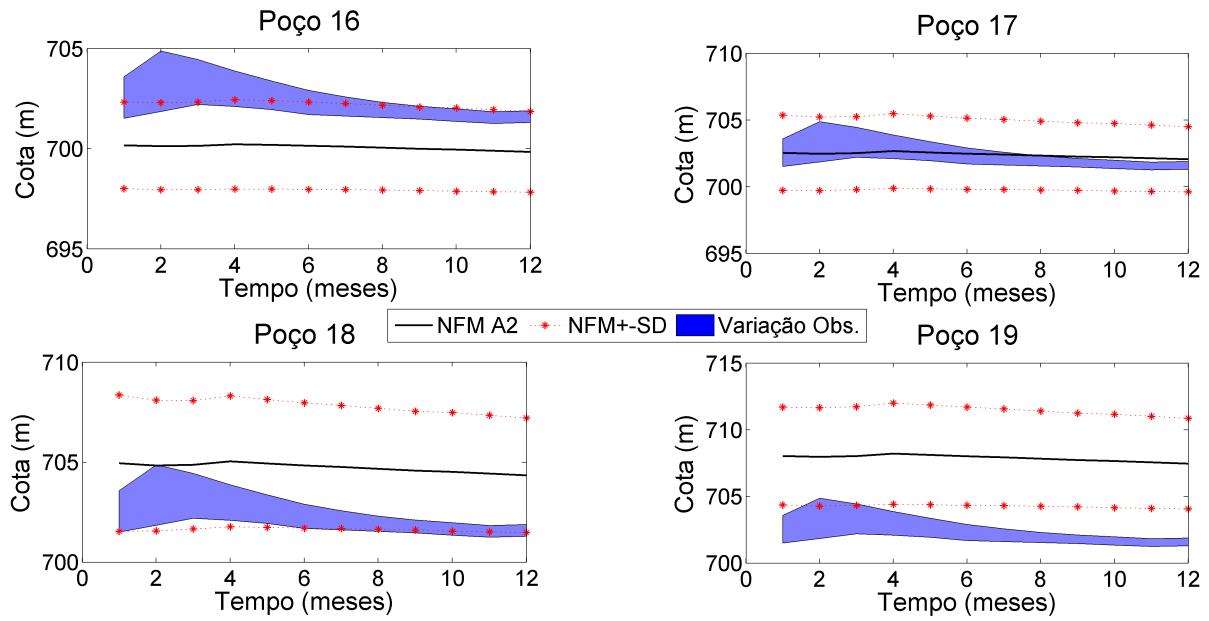




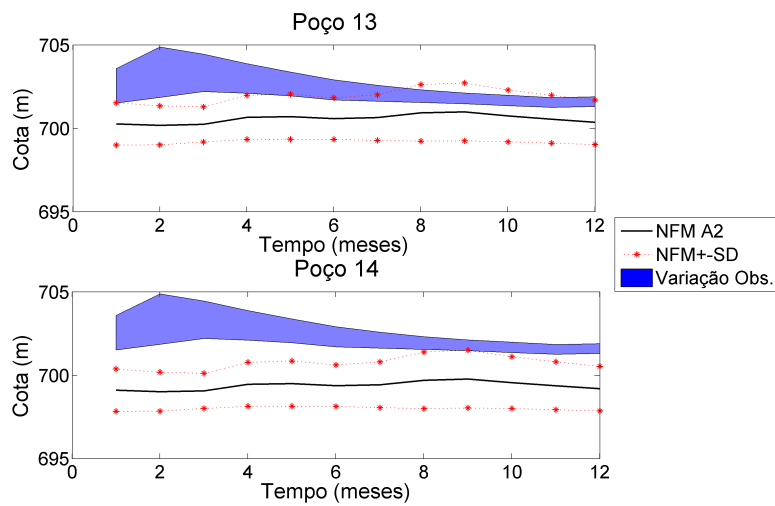
**F.8 Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG GFLD CM2.1**

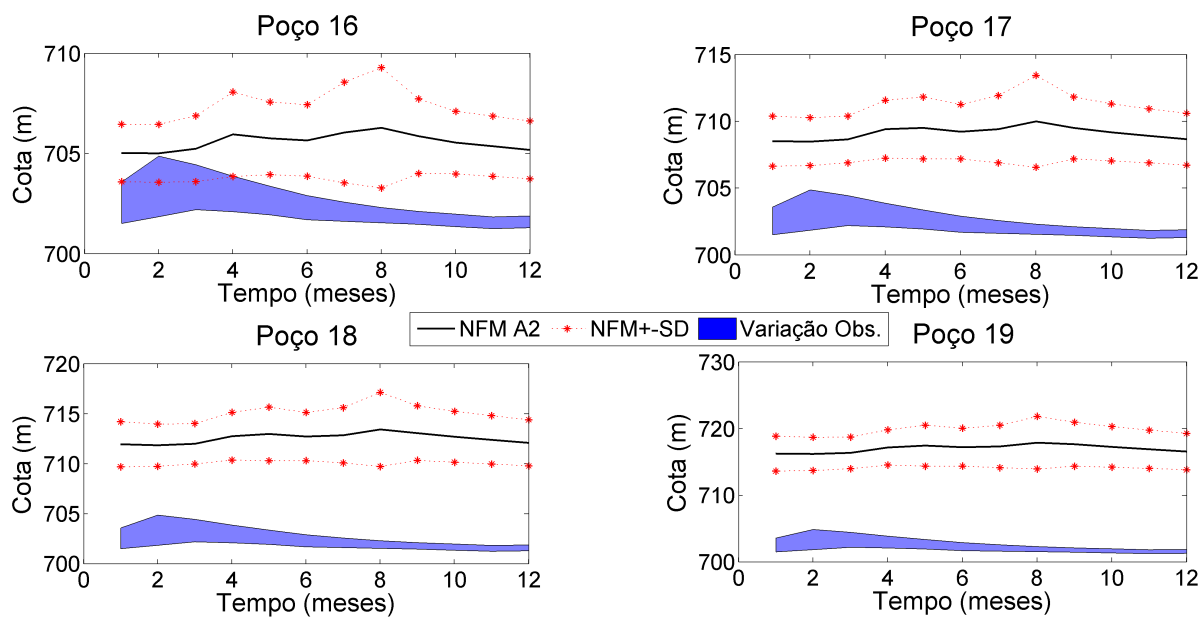




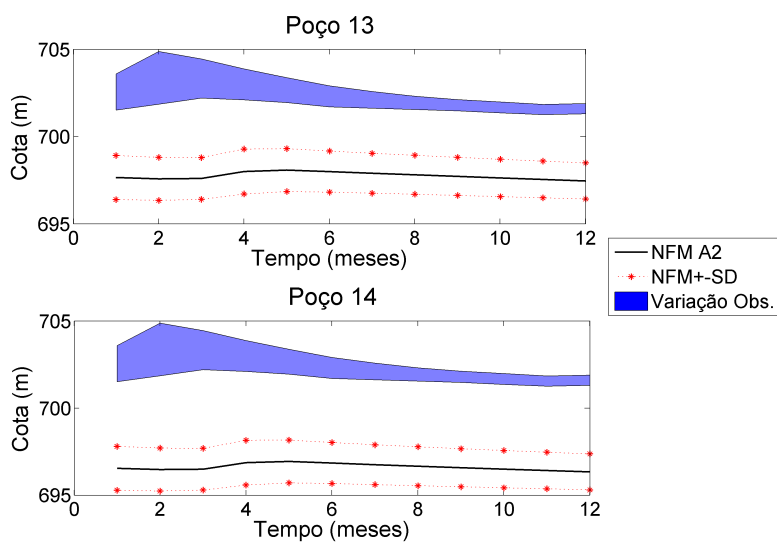


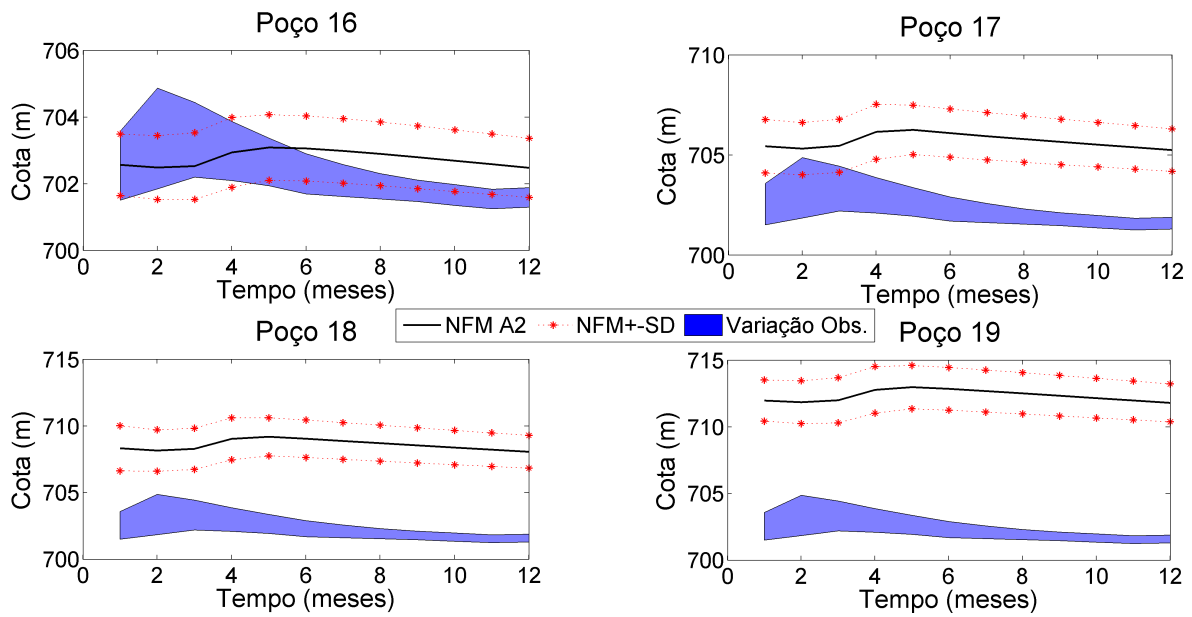
**F.9 Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG INGV SXG**



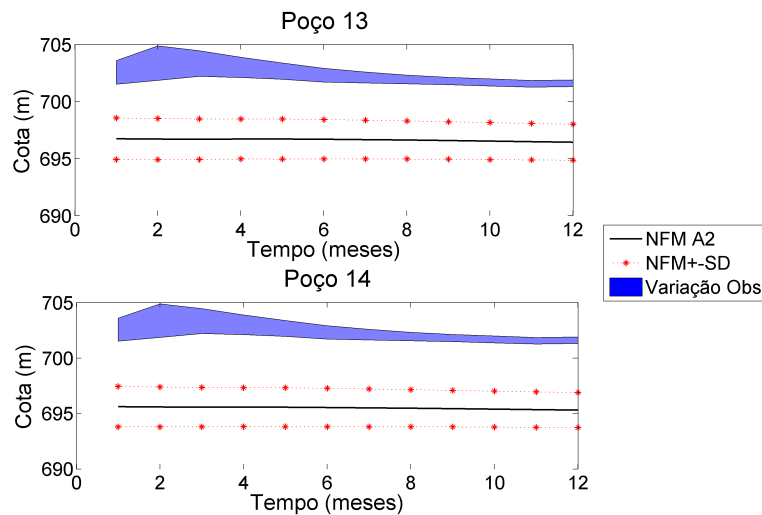


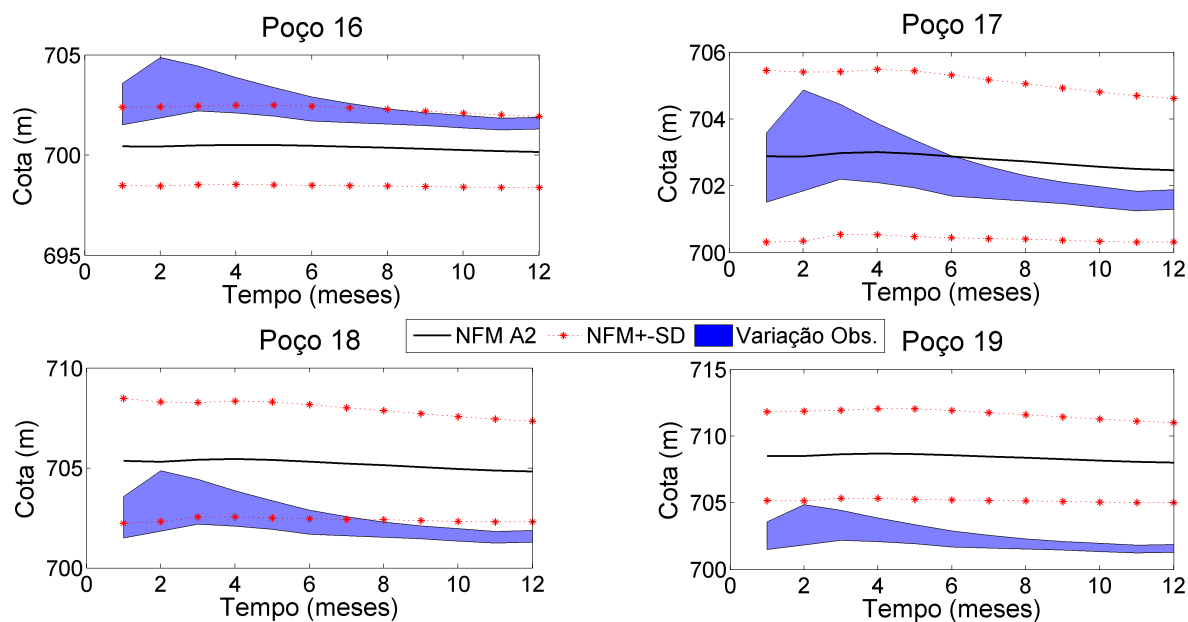
**F.10** Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG INM CM3.0



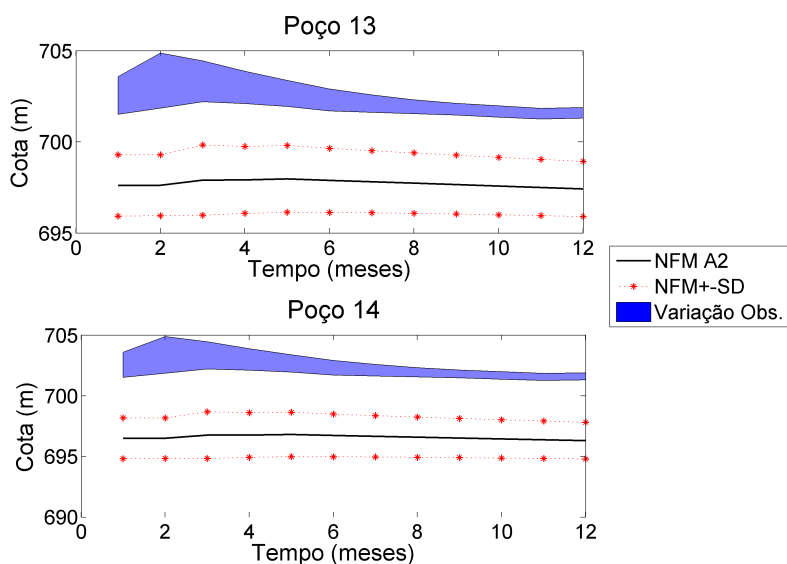


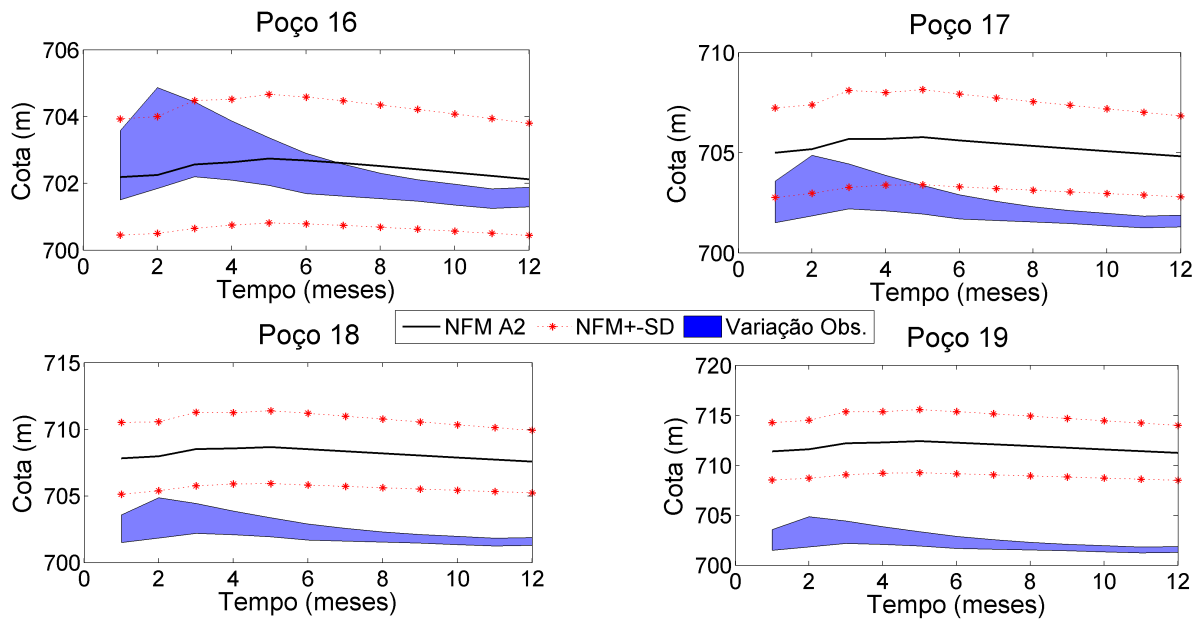
**F.11** Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG MIROC H



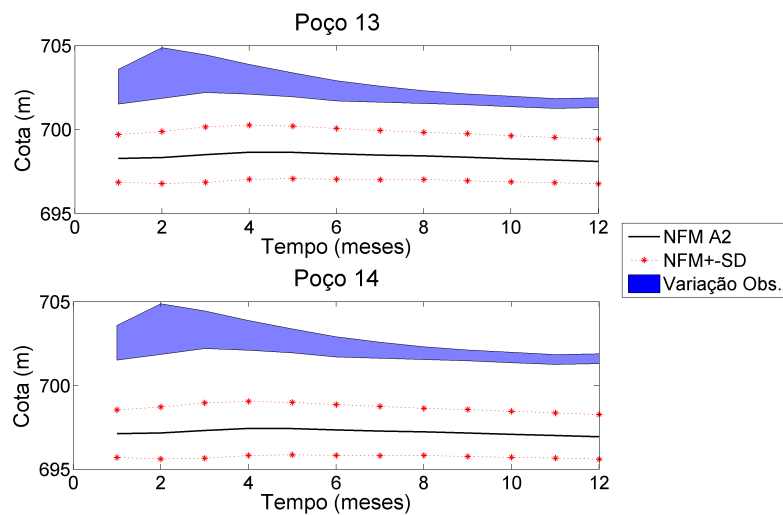


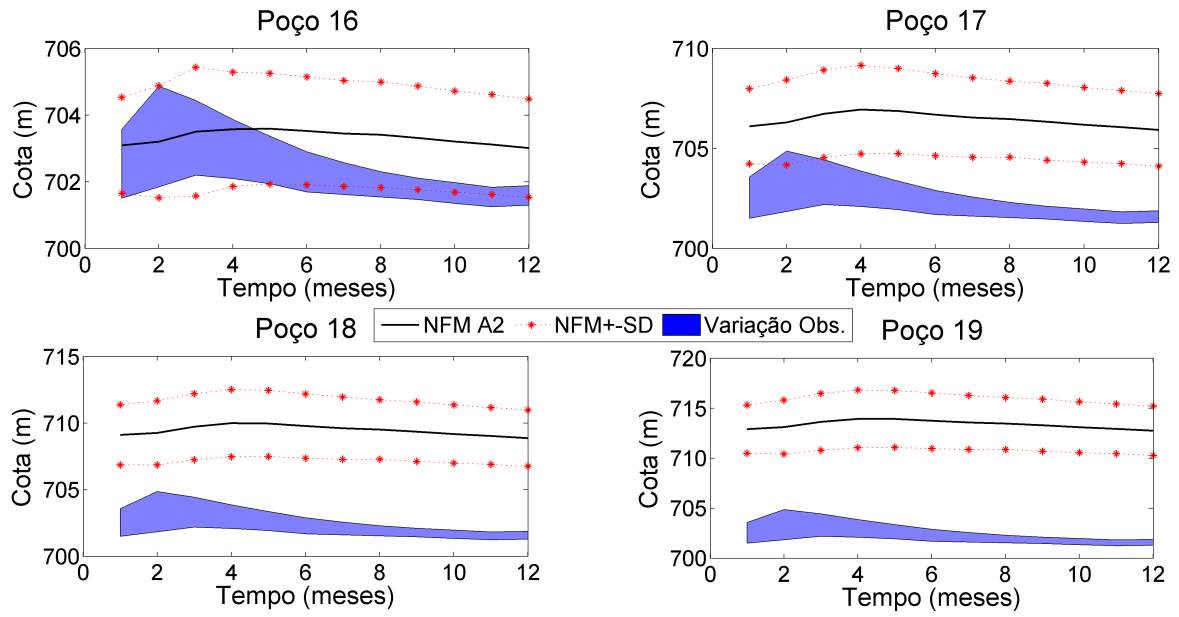
**F.12** Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG CSIRO Mk3.0





**F.13** Variação dos níveis médios mensais comparados com as medições dos poços localizados em área de citros (P13 e P14) e pasto (P16 a P19) e gerados na simulação sob mudanças climáticas: MCG MRI CGCM 2.3.2





---

## Elevações ou rebaixamentos da superfície potenciométrica

---

---

## G.1 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG BCM

### LEGENDA

Dados operados (A)-(B)

■ -10.00 - -5.00

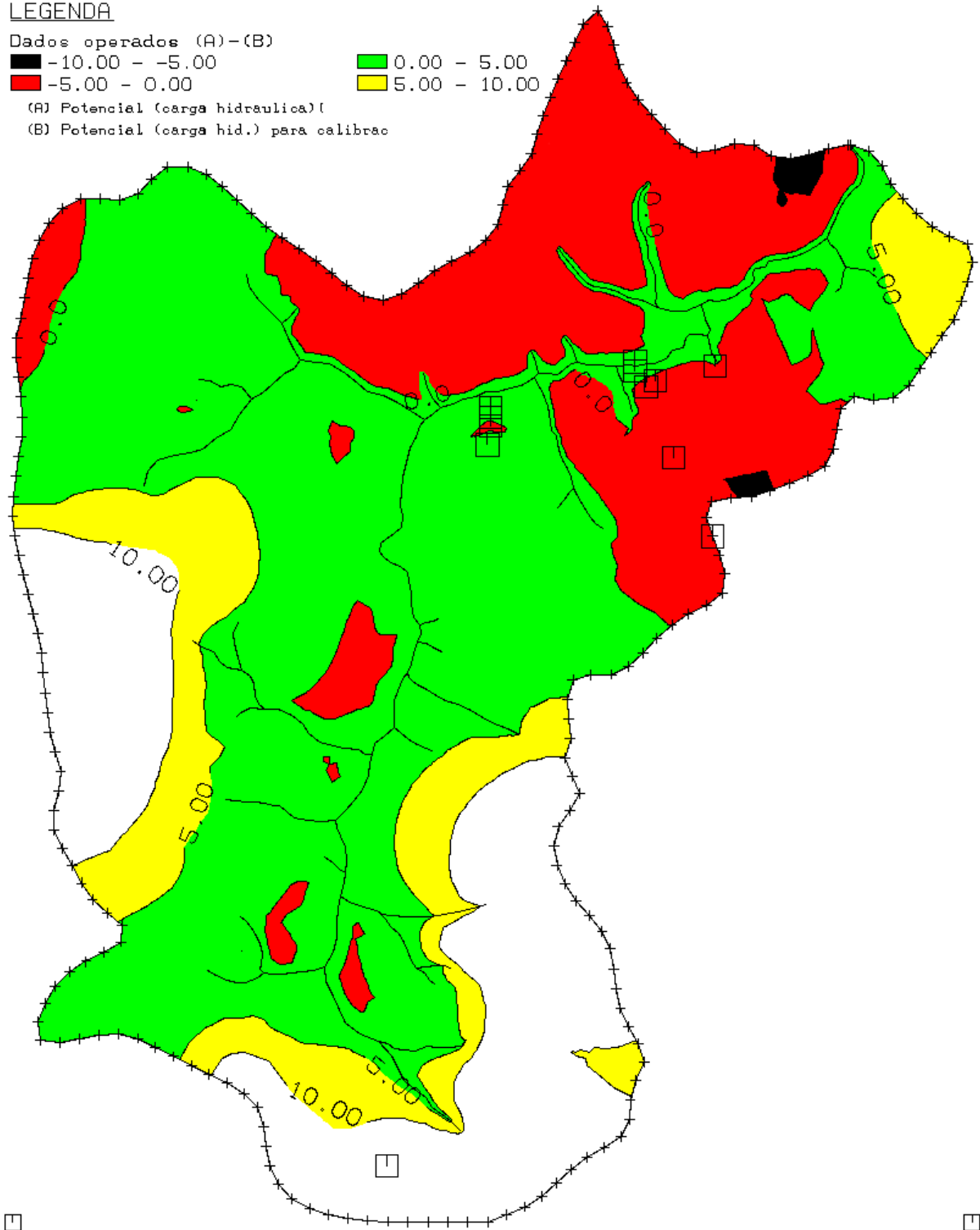
■ -5.00 - 0.00

■ 0.00 - 5.00

■ 5.00 - 10.00

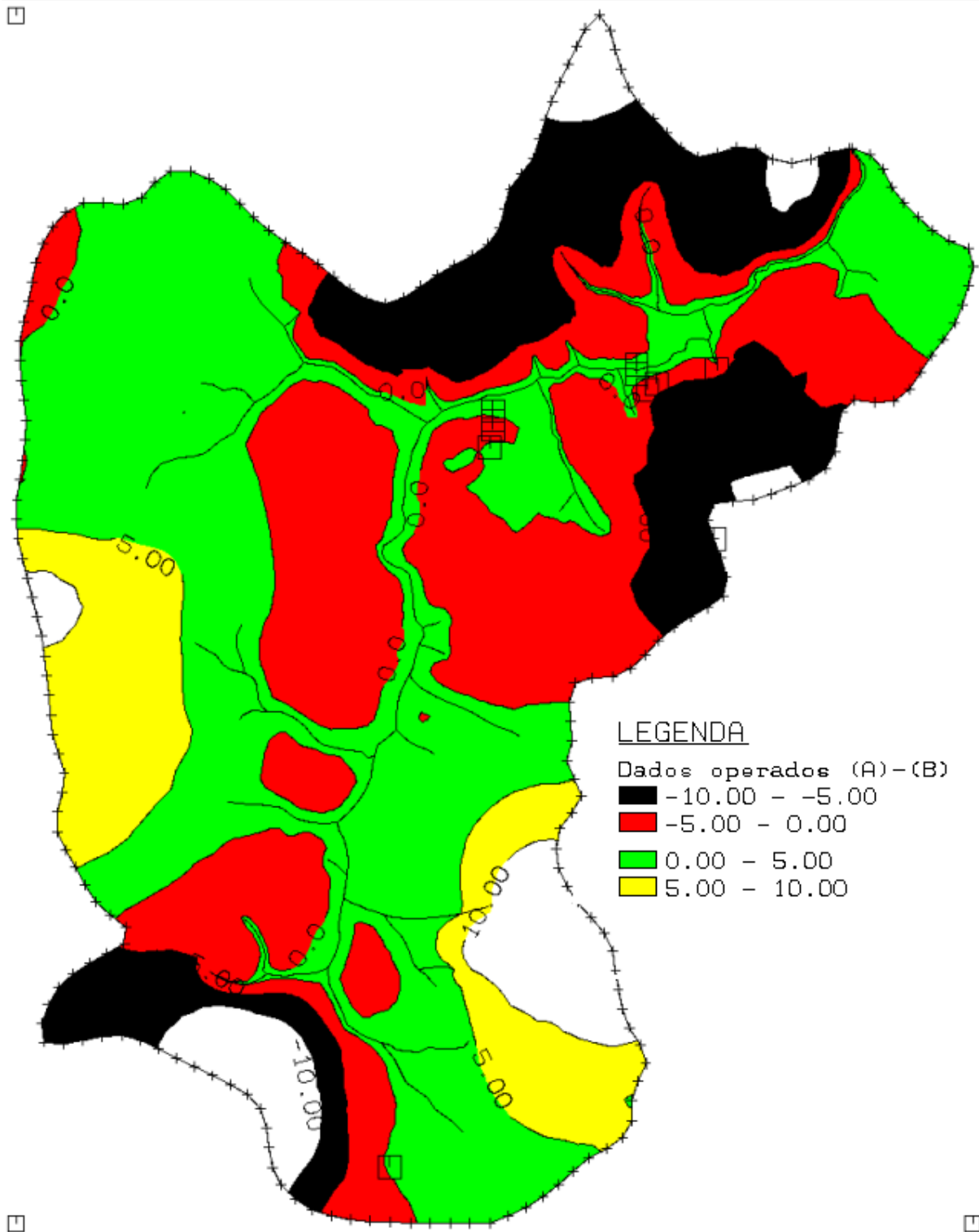
(A) Potencial (carga hidráulica)

(B) Potencial (carga hid.) para calibrac





## G.2 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG CCSM3



### G.3 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG CGCM.T47

#### LEGENDA

Dados operados (A)-(B)

■ -10.00 - -5.00

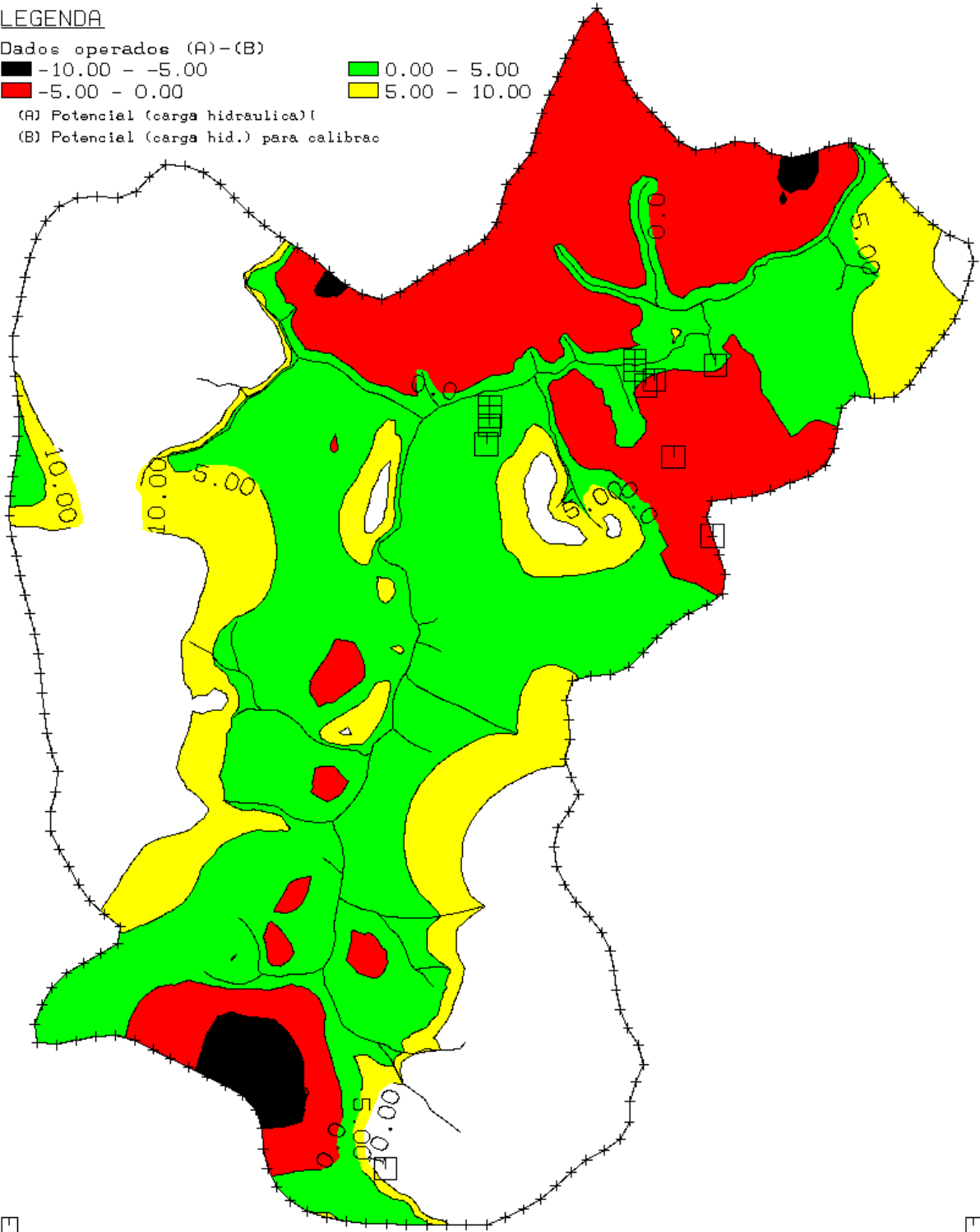
■ -5.00 - 0.00

■ 0.00 - 5.00

■ 5.00 - 10.00

(A) Potencial (carga hidráulica)

(B) Potencial (carga hid.) para calibrac



### G.4 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG CGCM.T63

**LEGENDA**

Dados operados (A)-(B)

■ -10.00 - -5.00

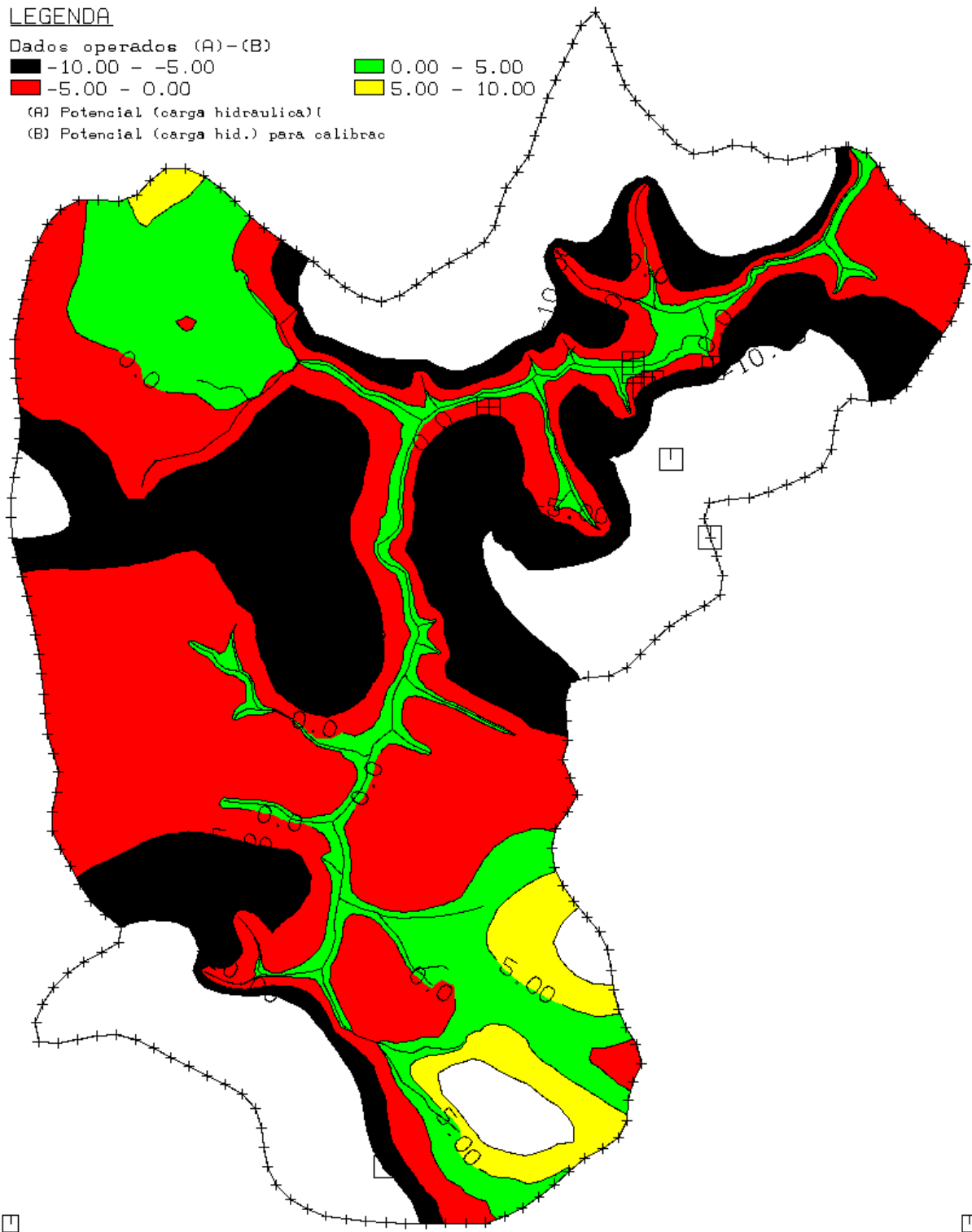
■ -5.00 - 0.00

■ 0.00 - 5.00

■ 5.00 - 10.00

(A) Potencial (carga hidráulica)

(B) Potencial (carga hid.) para calibrac



## G.5 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG CNRM CM3

### LEGENDA

Dados operados (A)-(B)

■ -10.00 - -5.00

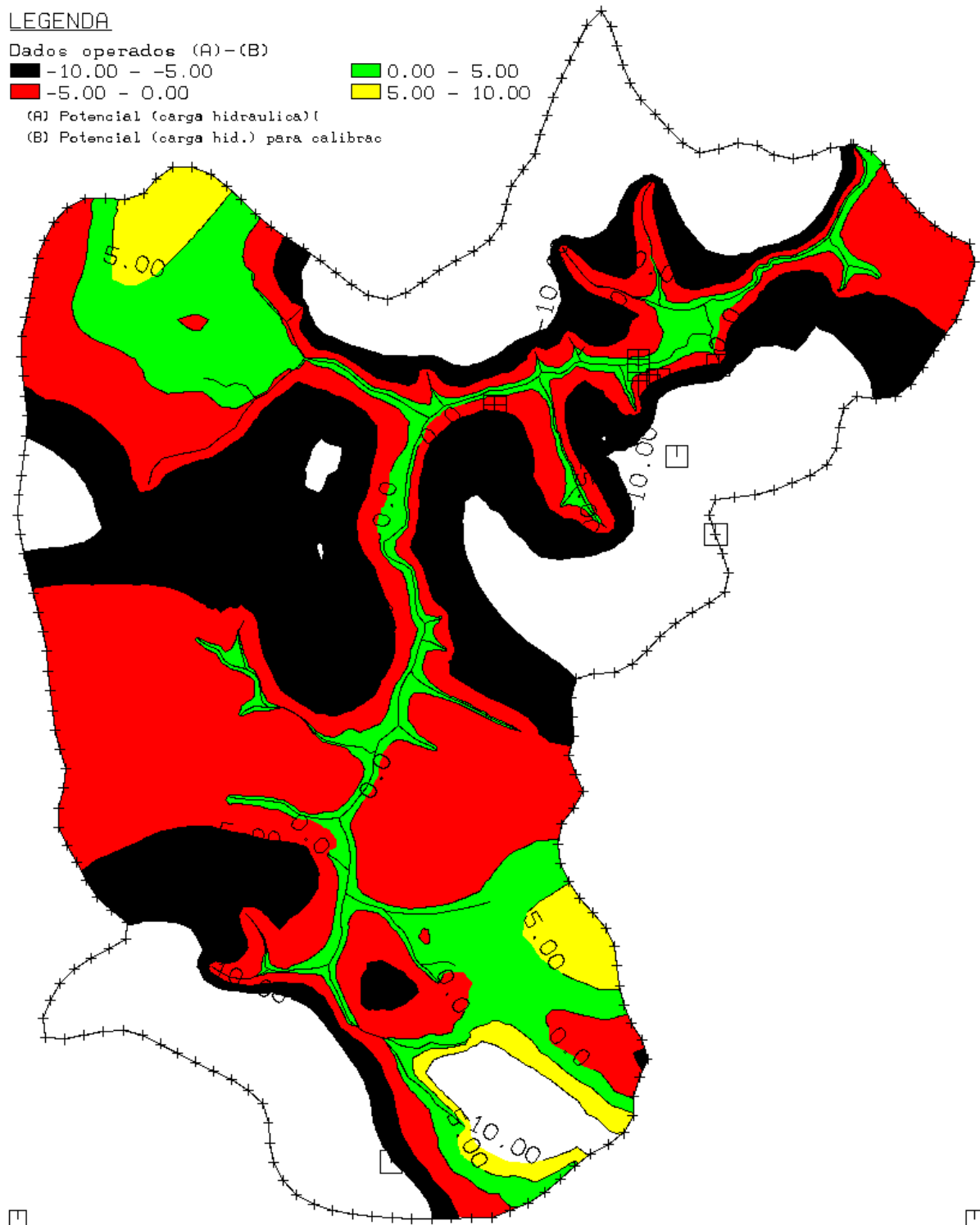
■ -5.00 - 0.00

■ 0.00 - 5.00

■ 5.00 - 10.00

(A) Potencial (carga hidráulica)

(B) Potencial (carga hid.) para calibrac



## G.6 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG CSIRO Mk3.0

### LEGENDA

Dados operados (A)-(B)

■ -10.00 - -5.00

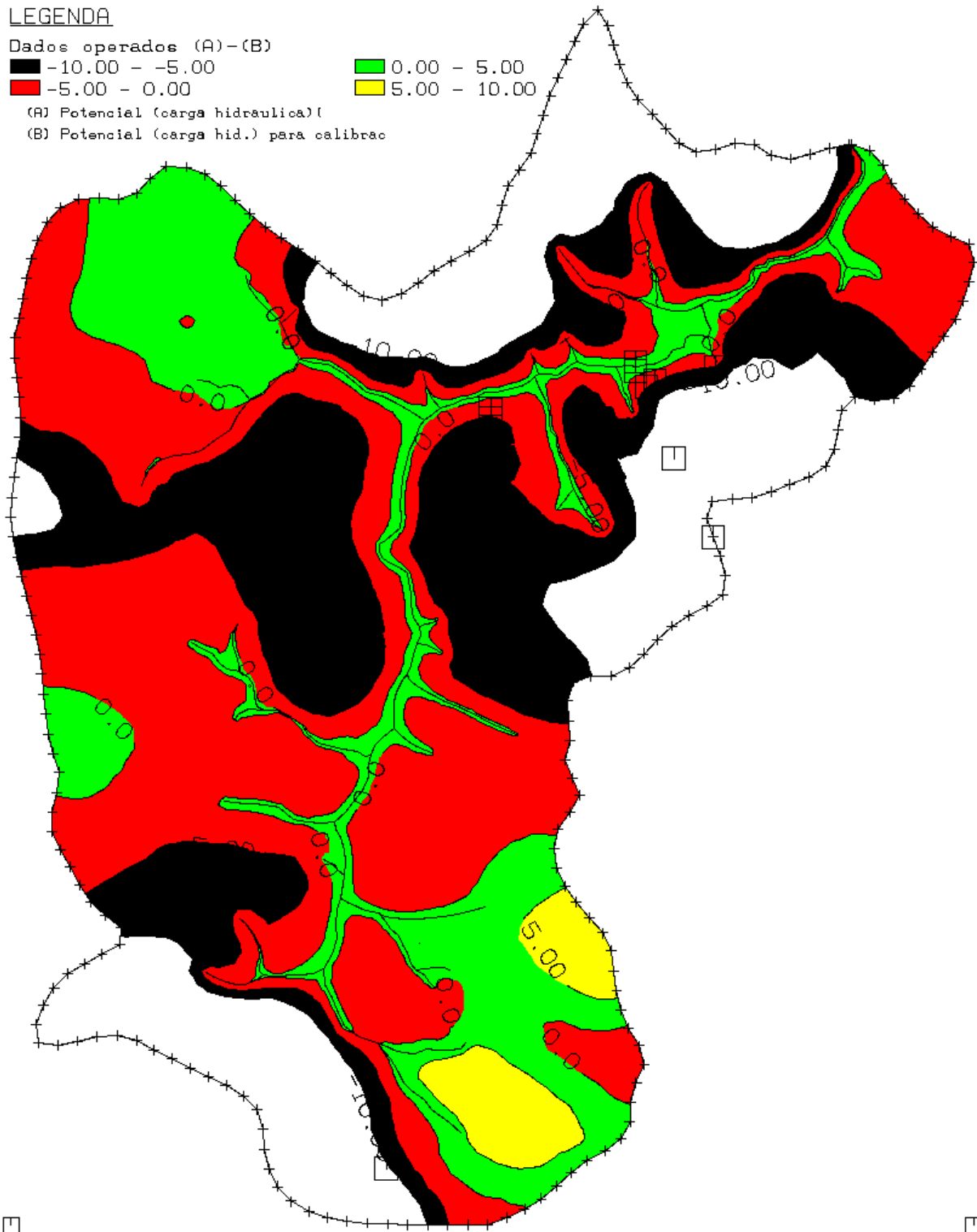
■ -5.00 - 0.00

■ 0.00 - 5.00

■ 5.00 - 10.00

(A) Potencial (carga hidráulica)

(B) Potencial (carga hid.) para calibrac



## G.7 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG ECHAM

### LEGENDA

Dados operados (A)-(B)

■ -10.00 - -5.00

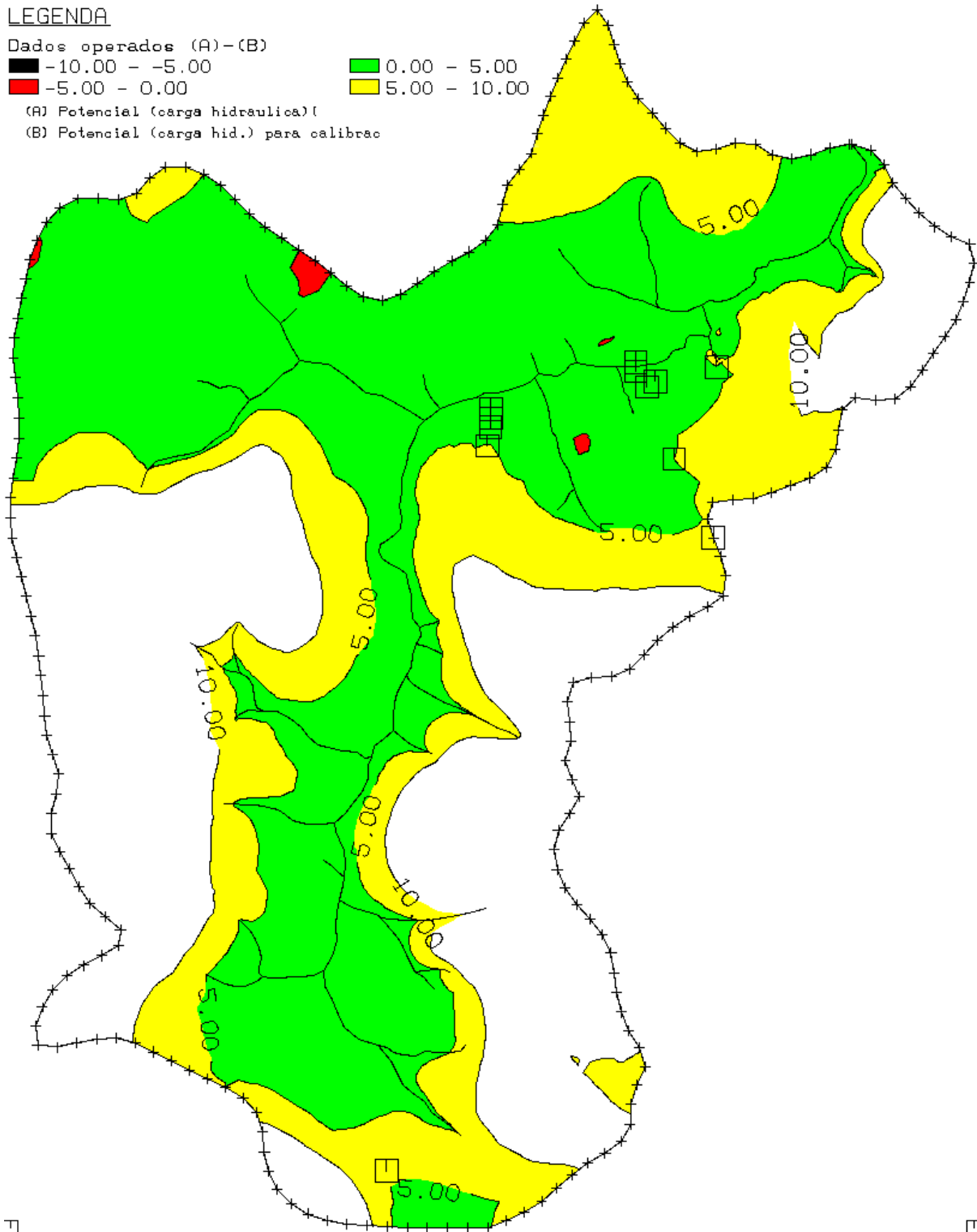
■ -5.00 - 0.00

■ 0.00 - 5.00

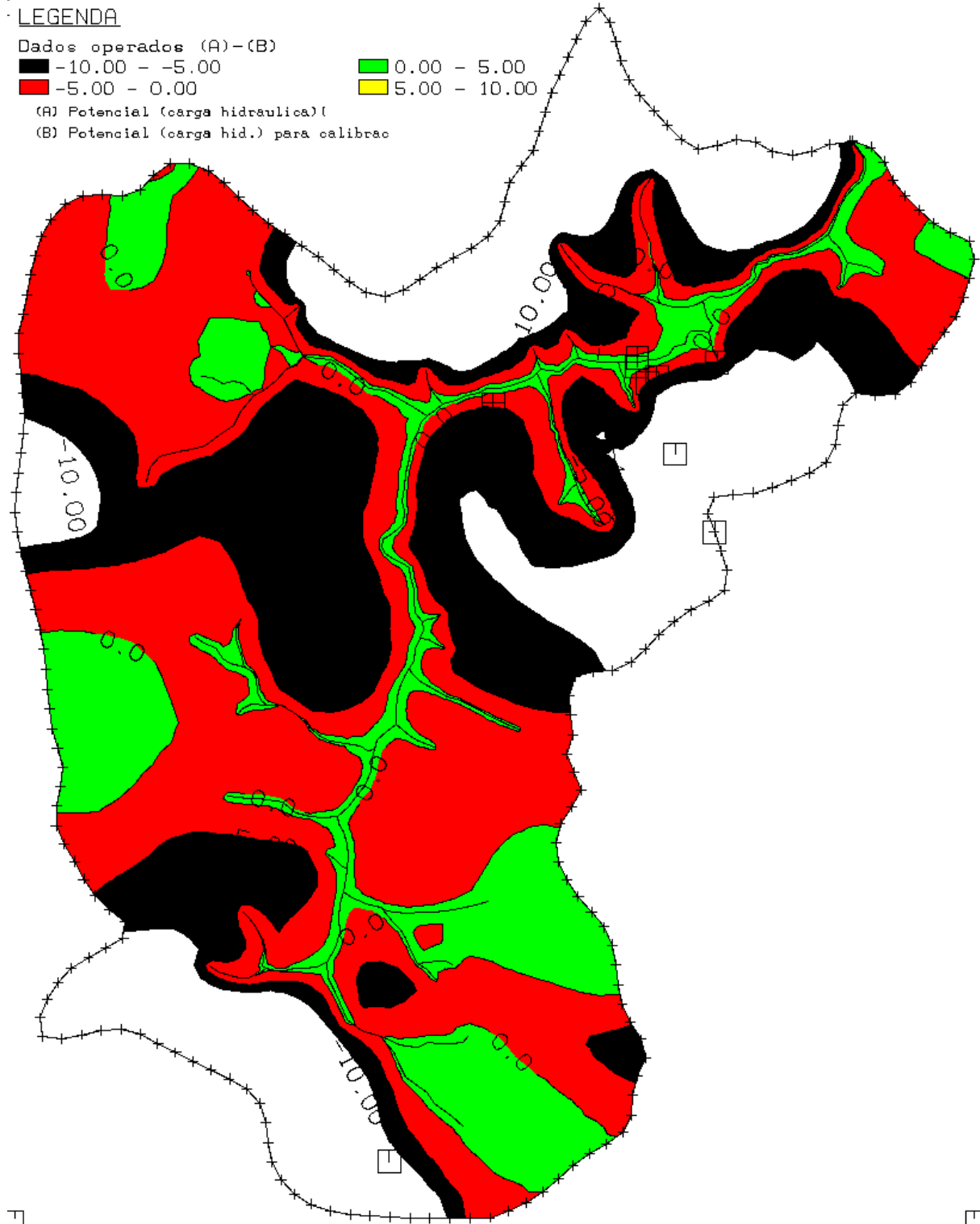
■ 5.00 - 10.00

(A) Potencial (carga hidráulica) (

(B) Potencial (carga hid.) para calibrac



## G.8 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG GFDL CM2.0



## G.9 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG GFDL CM2.1

### LEGENDA

Dados operados (A)-(B)

■ -10.00 - -5.00

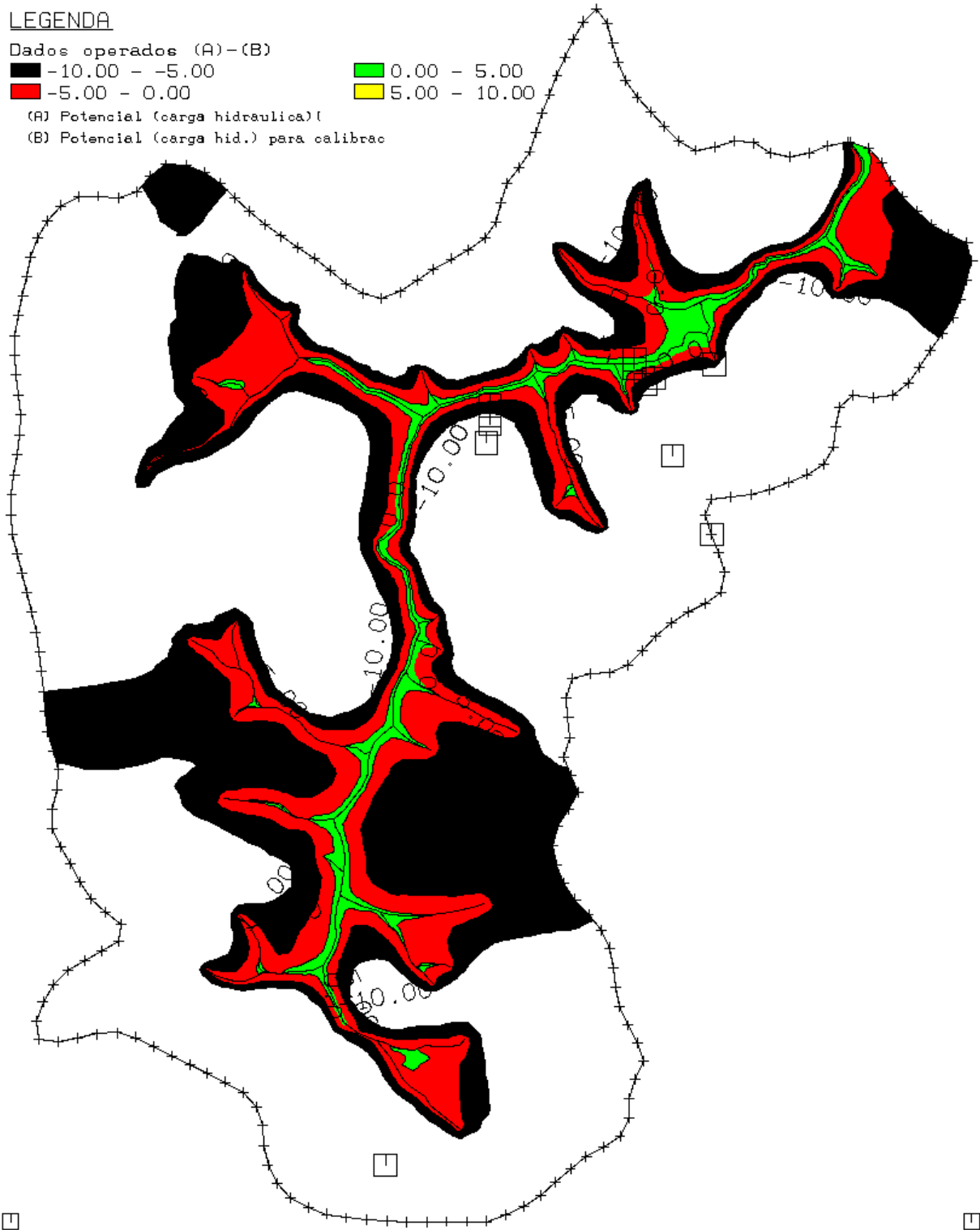
■ -5.00 - 0.00

■ 0.00 - 5.00

■ 5.00 - 10.00

(A) Potencial (carga hidráulica)

(B) Potencial (carga hid.) para calibrac





## G.10 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG INGV SXG

### LEGENDA

Dados operados (A)-(B)

■ -10.00 - -5.00

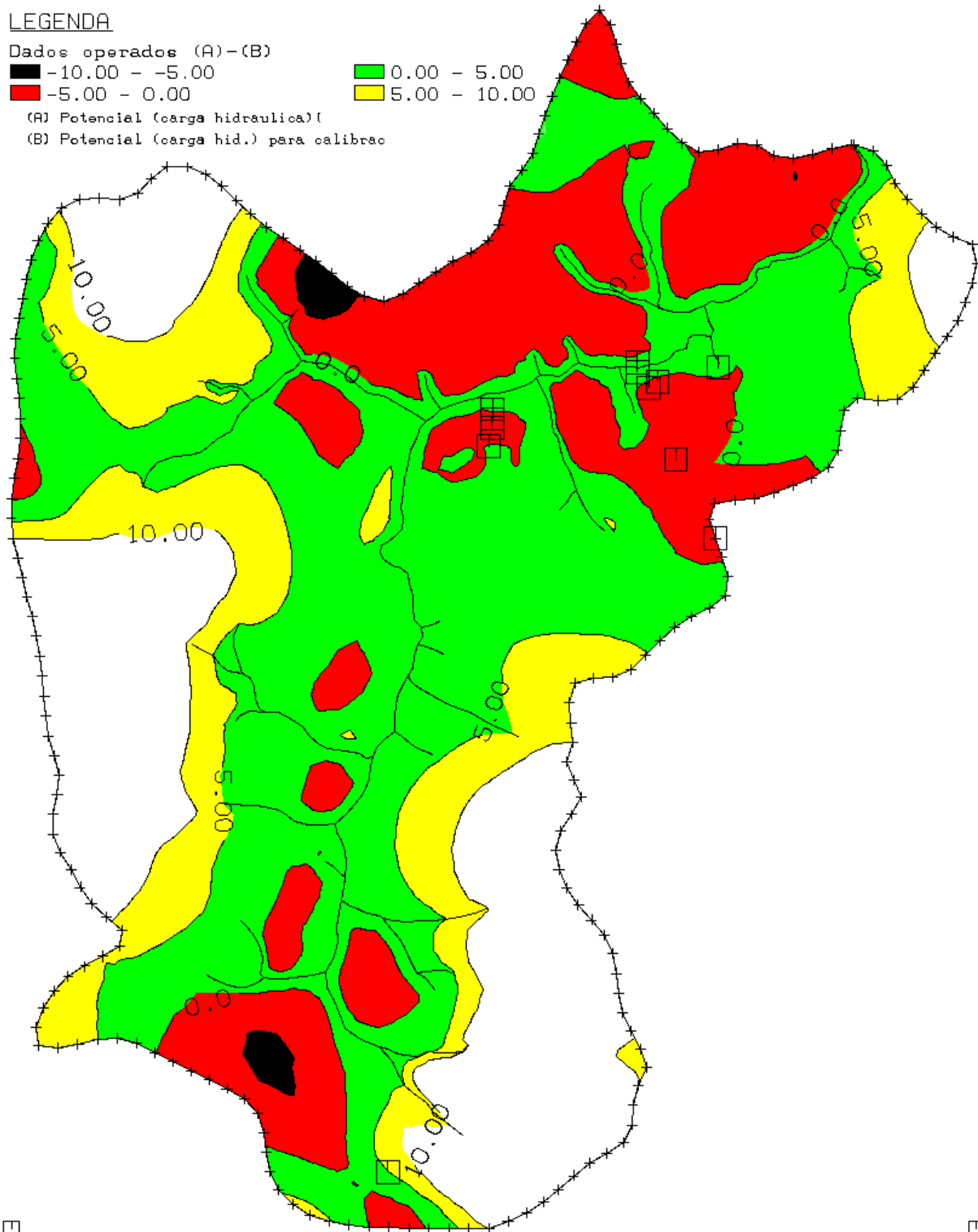
■ -5.00 - 0.00

■ 0.00 - 5.00

■ 5.00 - 10.00

(A) Potencial (carga hidráulica)

(B) Potencial (carga hid.) para calibrac



## G.11 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG INM CM3.0

### LEGENDA

Dados operados (A)-(B)

■ -10.00 - -5.00

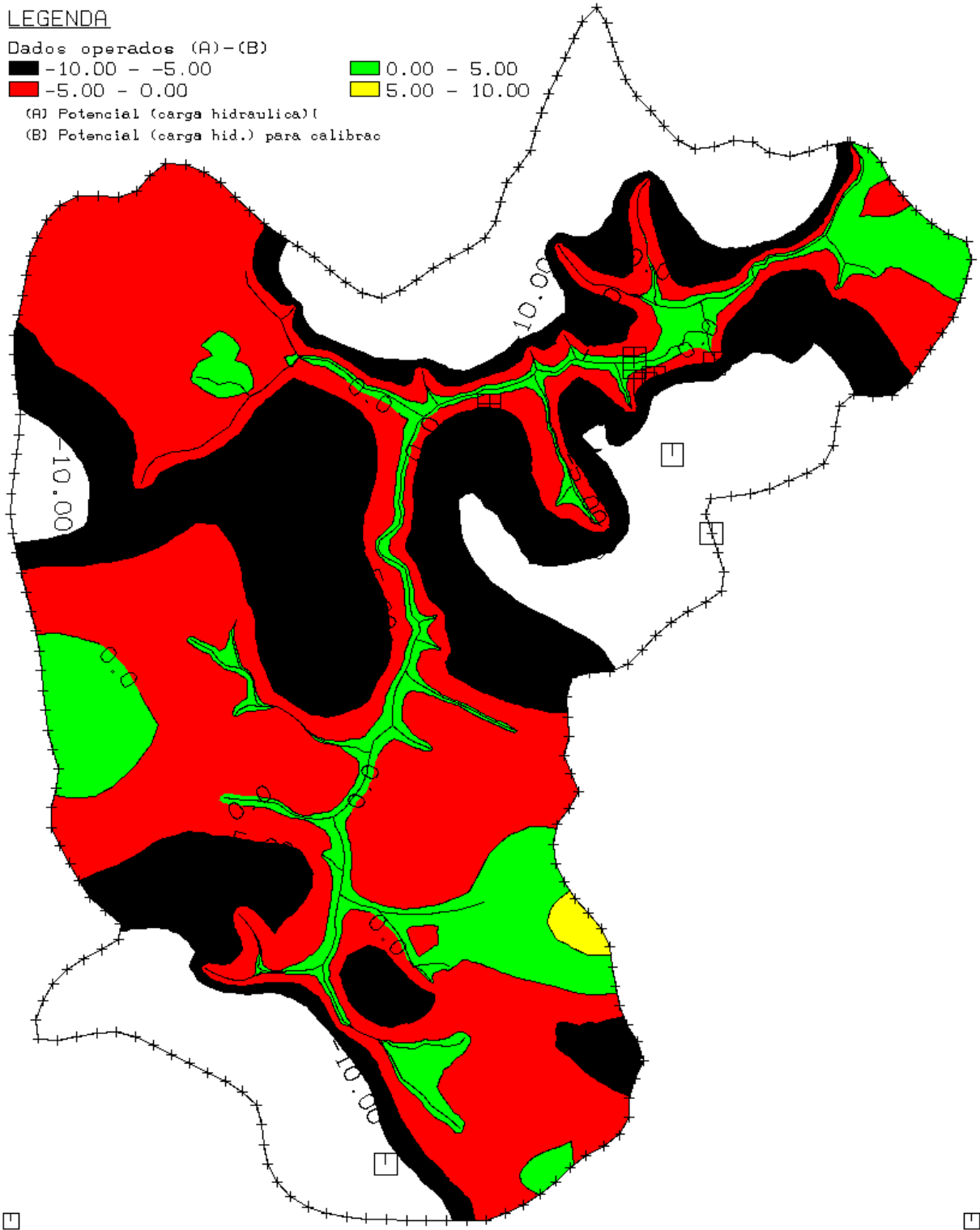
■ -5.00 - 0.00

■ 0.00 - 5.00

■ 5.00 - 10.00

(A) Potencial (carga hidráulica)

(B) Potencial (carga hid.) para calibrac



## G.12 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG MIROC H

### LEGENDA

Dados operados (A)-(B)

■ -10.00 - -5.00

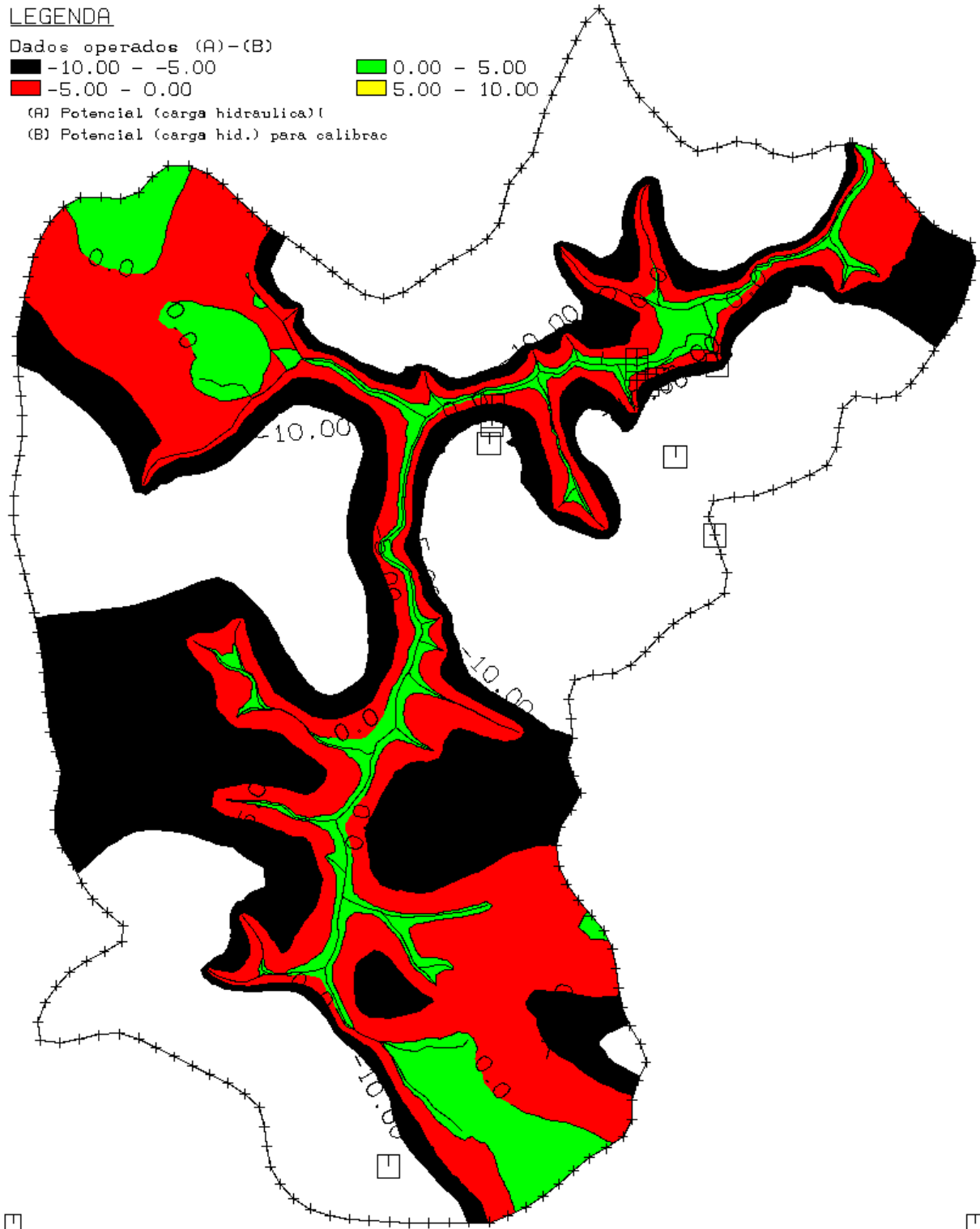
■ -5.00 - 0.00

■ 0.00 - 5.00

■ 5.00 - 10.00

(A) Potencial (carga hidráulica)

(B) Potencial (carga hid.) para calibrac



### G.13 Alterações resultantes da simulação sob mudanças climáticas: MCG MRI CGCM 2.3.2

#### LEGENDA

Dados operados (A)-(B)

■ -10.00 - -5.00

■ -5.00 - 0.00

■ 0.00 - 5.00

■ 5.00 - 10.00

(A) Potencial (carga hidráulica)

(B) Potencial (carga hid.) para calibrac

