

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
FACULDADE DE TECNOLOGIA  
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NAS VAZÕES  
MÍNIMAS DO ALTO SÃO FRANCISCO COM BASE NAS  
HIPÓTESES DE BUDYKO**

**MATHIEU DIAS GIRARD**

**ORIENTADOR: DIRCEU SILVEIRA REIS JUNIOR**

**COORIENTADOR: SAULO AIRES DE SOUZA**

**MONOGRAFIA DE PROJETO FINAL EM ENGENHARIA  
AMBIENTAL II  
BRASÍLIA/DF - MAIO/2022**

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
FACULDADE DE TECNOLOGIA  
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NAS VAZÕES  
MÍNIMAS DO ALTO SÃO FRANCISCO COM BASE NAS  
HIPÓTESES DE BUDYKO**

**MATHIEU DIAS GIRARD**

**MONOGRAFIA DE PROJETO FINAL SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE  
ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO  
GRAU DE BACHAREL EM ENGENHARIA AMBIENTAL.**

**APROVADA POR:**

---

**DIRCEU SILVEIRA REIS JUNIOR, PhD. (ENC/UNB)  
(ORIENTADOR)**

---

**RICARDO TEZINI MINOTI, DSc. (ENC/UNB)  
(EXAMINADOR INTERNO)**

---

**MÁRCIO TAVARES NÓBREGA, MSc. (ANA)  
(EXAMINADOR EXTERNO)**

**DATA: BRASÍLIA/DF, 03 DE MAIO DE 2022.**

## FICHA CATALOGRÁFICA

GIRARD, MATHIEU DIAS

IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NAS VAZÕES MÍNIMAS DO ALTO SÃO FRANCISCO COM BASE NAS HIPÓTESES DE BUDYKO.

xvi, 102 p., 210 x 297 mm (ENC/FT/UnB, Bacharel, Engenharia Ambiental, 2022)

Monografia de Projeto Final – Universidade de Brasília, Faculdade de Tecnologia.

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental.

1. Mudanças climáticas

2. Vazões mínimas

3. Modelagem hidrológica

4. Modelagem estatística

I. ENC/FT/UnB

II. Título (série)

## REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

GIRARD, M. D. (2022). *Impactos das mudanças climáticas nas vazões mínimas do Alto São Francisco com base nas hipóteses de Budyko*. Monografia de Projeto Final, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 117 p.

## CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: MATHIEU DIAS GIRARD

TÍTULO DA MONOGRAFIA DE PROJETO FINAL: IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NAS VAZÕES MÍNIMAS DO ALTO SÃO FRANCISCO COM BASE NAS HIPÓTESES DE BUDYKO

GRAU : Bacharel em Engenharia Ambiental

ANO : 2022

É concedida à Universidade de Brasília a permissão para reproduzir cópias desta monografia de Projeto Final e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta monografia de Projeto Final pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.

---

Mathieu Dias Girard

[girard.env@gmail.com](mailto:girard.env@gmail.com)

*Ao meu querido pai.*

## RESUMO

### IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NAS VAZÕES MÍNIMAS DO ALTO SÃO FRANCISCO COM BASE NAS HIPÓTESES DE BUDYKO

As mudanças climáticas afetam o ciclo hidrológico terrestre e podem modificar a disponibilidade hídrica de determinadas regiões. O entendimento dos impactos que essas mudanças terão na  $Q_{95}$  é crucial para que estratégias de adaptação possam ser definidas. Este trabalho propôs um método alternativo à modelagem hidrológica clássica para estimar mudanças nas vazões mínimas causadas por mudanças climáticas. Uma abordagem simples e parcimoniosa foi obtida desenvolvendo um modelo de regressão que incorpora um modelo baseado na hipótese de Budyko. Essa metodologia foi aplicada à região do Alto São Francisco utilizando resultados das projeções de 19 modelos climáticos globais como dados de entrada. Os resultados das projeções futuras nas variáveis climáticas consideradas indicaram uma falta de convergência no padrão de mudança da precipitação média anual, embora no período seco observou-se um padrão claro de redução na precipitação. Já para a evapotranspiração potencial, conforme esperado, observou-se um padrão de aumento nítido. Em seguida, demonstrou-se que essas mudanças climáticas projetadas promoveram a redução da  $Q_{95}$  em todas as estações analisadas. Esse padrão de redução é maior no cenário que considera uma maior taxa de emissão de gases de efeito estufa, e se intensifica ao longo do tempo. Os resultados apresentados são fundamentais no apoio à gestão e planejamento dos recursos hídricos, na medida que subsidiam os tomadores de decisão na definição de estratégias de adaptação que minimizem os impactos projetados nas vazões mínimas, garantindo assim uma maior segurança hídrica.

## **ABSTRACT**

### **IMPACT ASSESSMENT OF CLIMATE CHANGE ON LOW FLOWS IN THE UPPER SÃO FRANCISCO BASED ON BUDYKO'S HYPOTHESIS**

Climate change affects the terrestrial hydrologic cycle and may change some regions' water availability. Understanding the impacts that these changes will have on low-flows is vital for the definition of adaptation strategies. This paper proposed an alternative method to classical hydrological modelling to estimate changes in low-flows due to climate change. A simple and parsimonious approach was obtained by developing a regression model that embodies a model based on Budyko's hypothesis. This methodology was applied to the Upper São Francisco region using projection results from 19 global climate models as input data. The results obtained in the analyzed climate variables' future projections indicated non converging patterns of mean annual precipitation and a clear reduction pattern of dry period precipitation. These results also pointed out a noticeable increase in potential evapotranspiration, as expected. Following that, it was demonstrated that these projected climate changes were responsible for the reduction of all analyzed stations' low-flows. This reduction pattern is greater in the scenario where a higher greenhouse gas emission rate occurs, and intensifies itself over time. The presented results are fundamental in supporting water resources' management and planning, as they subsidize decision makers in the definition of adaptation strategies that minimize the projected impacts on low-flows, thus ensuring a greater water security.

# SUMÁRIO

<b>1 – INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>2 – OBJETIVOS .....</b>	<b>6</b>
<b>2.1 – OBJETIVO GERAL .....</b>	<b>6</b>
<b>2.2 – OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....</b>	<b>6</b>
<b>3 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>7</b>
<b>3.1 – HIPÓTESE DE BUDYKO.....</b>	<b>7</b>
<b>3.2 – EQUAÇÃO DE FU.....</b>	<b>10</b>
<b>3.3 – CONCEITO DE ELASTICIDADE-CLIMA PARA ESTIMATIVA DE MUDANÇAS DE VAZÃO.....</b>	<b>14</b>
<b>3.4 – ESTIMATIVA DE MUDANÇAS EM ESTATÍSTICAS DE VAZÕES MÍNIMAS .....</b>	<b>16</b>
<b>3.5. MOTIVAÇÃO DA ESCOLHA DOS MODELOS DO TIPO BUDYKO .....</b>	<b>18</b>
<b>4 – METODOLOGIA.....</b>	<b>20</b>
<b>4.1 – ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>21</b>
<b>4.1.1 – Clima.....</b>	<b>22</b>
<b>4.1.2 – Características físicas .....</b>	<b>24</b>
4.1.2.1 – Usos do solo .....	24
4.1.2.2 – Topografia .....	25
<b>4.2 – DADOS EMPREGADOS .....</b>	<b>27</b>
<b>4.2.1 – Dados hidrológicos no clima presente.....</b>	<b>27</b>
4.2.1.1 – Avaliação da influência de reservatórios na vazão observada das estações fluviométricas .....	28
4.2.1.2 – Análise de estacionariedade nas vazões observadas nas estações fluviométricas .....	29
<b>4.2.2 – Dados meteorológicos no clima presente .....</b>	<b>30</b>
<b>4.2.3 – Projeções climáticas de modelos climáticos globais.....</b>	<b>31</b>

4.3 – MODELO DE REGRESSÃO PARA ESTIMAR A $Q_{95}$ .....	32
4.3.1 – Identificação de covariáveis climatológicas.....	32
4.3.2 – Construção de um modelo de regressão linear .....	33
4.4 – AJUSTE DO MODELO DO TIPO BUDYKO .....	34
4.4 – DETERMINAÇÃO DOS COEFICIENTES DE ELASTICIDADE-CLIMA PARA A VAZÃO MÉDIA DE LONGO PERÍODO .....	35
4.5 – ESTIMATIVA DAS MUDANÇAS RELATIVAS NO CLIMA FUTURO DAS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS DE INTERESSE.....	35
4.6 – DETERMINAÇÃO DA MUDANÇA NA $Q_{95}$ DEVIDO AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS .....	36
5 – RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	38
5.1 – ESTAÇÕES SELECIONADAS .....	38
5.1.1 – Critérios de seleção das estações. ....	38
5.1.2 – Caracterização hidrometeorológica das estações selecionadas. ....	41
5.2 – AJUSTE DO MODELO DO TIPO BUDYKO E ELASTICIDADE-CLIMA DA VAZÃO .....	47
5.3 – AJUSTE DOS MODELOS DE REGRESSÃO LINEAR .....	50
5.3.1 – Análises de correlação .....	50
5.3.2 – Modelos de regressão múltipla linear log-transformada .....	52
5.4 – MUDANÇA RELATIVA DA PRECIPITAÇÃO .....	57
5.4.1 – Mudança relativa de $P$ por modelo.....	57
5.4.2 – Mudança relativa de $P$ nas estações.....	60
5.5 – MUDANÇA RELATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL .....	65
5.5.1 – Mudança relativa de $E_0$ por modelo .....	65
5.5.2 – Mudança relativa de $E_0$ nas estações .....	68
5.6 – MUDANÇA RELATIVA DA VAZÃO MÉDIA .....	69
5.7 – MUDANÇA RELATIVA DAS COVARIÁVEIS CLIMÁTICAS .....	73
5.8 – MUDANÇA RELATIVA DA $Q_{95}$ .....	79
5.8.1 – Mudança relativa de $Q_{95}$ por modelo.....	79



5.8.2 – Mudança relativa de <i>Q</i> 95 nas estações.....	82
6 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	89
APÊNDICES .....	92
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	98

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 4.1 – Modelos Climáticos Globais (MCGs) utilizados no presente estudo.....	32
Tabela 4.2 – Variáveis climatológicas selecionadas para o estudo .....	33
Tabela 5.1 - Covariáveis selecionadas nos modelos de regressão.....	55

## LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Relação entre $EP$ e $E0P$ nas bacias estudadas por Budyko (BUDYKO, 1974 – modificado).....	10
Figura 3.2 – Relações analisadas por Fu (1981): (a) elevada aridez, $E0$ constante; (b) elevada umidade, $P$ constante (ZHANG <i>et al.</i> , 2004 – modificado). ....	11
Figura 3.3 – Efeito da variação do parâmetro $\omega$ na relação entre precipitação e evapotranspiração analisada pela equação de Fu (1981) (ZHANG <i>et al.</i> , 2004). ....	13
Figura 3.4 – Correlação entre os resultados obtidos na abordagem clássica (NLTA) e do tipo Budyko na bacia do rio Jaguaribe (REIS <i>et al.</i> , 2013). ....	19
Figura 4.1 – Fluxograma das etapas do trabalho. ....	20
Figura 4.2 – Regiões fisiográficas da bacia do rio São Francisco (CBHSF, 2016).....	22
Figura 4.3 – Precipitação média na bacia do rio São Francisco (CBHSF, 2016).....	23
Figura 4.4 – Evaporação na bacia do rio São Francisco (CBHSF, 2016). ....	24
Figura 4.5 – Usos do solo na bacia do rio São Francisco (CBHSF, 2016). ....	25
Figura 4.6 – Hipsometria na bacia do rio São Francisco (CBHSF, 2016). ....	26
Figura 4.7 - Estações fluviométricas na bacia do rio São Francisco. Fonte de dados: ANA (2021). ....	27
Figura 5.1 – Resultados do número de anos sem falha. Fonte de dados: ANA (2021).....	39
Figura 5.2 – Resultados do índice DOR. Fonte de dados: Souza e Reis (2021). ....	40
Figura 5.3 - Resultados dos testes de Pettitt. Fonte de dados: ANA (2021). ....	41
Figura 5.4 – Evapotranspiração potencial nas estações. Fonte de dados: ANA (2021).....	42
Figura 5.5 – Distribuição espacial da evapotranspiração potencial. Fonte de dados: ANA (2021). ....	42
Figura 5.6 – Precipitação nas estações. Fonte de dados: ANA (2021).....	43
Figura 5.7 – Distribuição espacial da precipitação. Fonte de dados: ANA (2021). ....	43
Figura 5.8 – Índice de aridez nas estações. Fonte de dados: ANA (2021).....	44
Figura 5.9 – Distribuição espacial do índice de aridez. Fonte de dados: ANA (2021). ....	44
Figura 5.10 – Vazão média nas estações. Fonte de dados: ANA (2021). ....	45
Figura 5.11 – Distribuição espacial da vazão média. Fonte de dados: ANA (2021).....	45
Figura 5.12 – Vazão média e $Q95$ nas estações. Fonte de dados: ANA (2021). ....	46
Figura 5.13 – Distribuição espacial da $Q95$ . Fonte de dados: ANA (2021).....	46
Figura 5.14 – $\omega$ nas estações. Fonte de dados: ANA (2021). ....	47

Figura 5.15 – Distribuição espacial de $\omega$ na área de estudo. Fonte de dados: ANA (2021). .....	48
Figura 5.16 – Elasticidades ( $\varepsilon_1$ e $\varepsilon_2$ ) nas estações. Fonte de dados: ANA (2021). .....	49
Figura 5.17 – Distribuição espacial de $\varepsilon_1$ na área de estudo. Fonte de dados: ANA (2021). .....	49
Figura 5.18 – Distribuição espacial de $\varepsilon_2$ na área de estudo. Fonte de dados: ANA (2021). .....	50
Figura 5.19 – Correlação entre $Q_{95}$ e os potenciais preditores em todas as estações. .....	51
Figura 5.20 - Correlação entre as covariáveis climáticas para a estação 40040000. .....	52
Figura 5.21 - Modelo de regressão para a estação 40040000. .....	53
Figura 5.22 - Modelo de regressão para a estação 41890000. .....	54
Figura 5.23 – Mudança relativa de $P$ por modelo para o horizonte temporal 2021 – 2040. .....	58
Figura 5.24 – Mudança relativa de $P$ por modelo para o horizonte temporal 2041 – 2070. .....	59
Figura 5.25 – Mudança relativa de $P$ por modelo para o horizonte temporal 2071 – 2100. .....	60
Figura 5.26 – Mudança relativa de $P$ nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040. .....	61
Figura 5.27 - Mudança relativa de $P$ nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040. .....	62
Figura 5.28 - Mudança relativa de $P$ nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070. .....	62
Figura 5.29 - Mudança relativa de $P$ nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070. .....	63
Figura 5.30 - Mudança relativa de $P$ nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100. .....	64
Figura 5.31 - Mudança relativa de $P$ nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100. .....	64
Figura 5.32 – Mudança relativa de $E_0$ por modelo para o horizonte temporal 2021 – 2040. .....	66
Figura 5.33 – Mudança relativa de $E_0$ por modelo para o horizonte temporal 2041 – 2070. .....	67
Figura 5.34 – Mudança relativa de $E_0$ por modelo para o horizonte temporal 2071 – 2100. .....	68
Figura 5.35 - Mudança relativa de $Q$ nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040. .....	70

Figura 5.36 - Mudança relativa de $Q$ nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.....	70
Figura 5.37 - Mudança relativa de $Q$ nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.....	71
Figura 5.38 - Mudança relativa de $Q$ nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.....	72
Figura 5.39 - Mudança relativa de $Q$ nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.....	72
Figura 5.40 - Mudança relativa de $Q$ nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.....	73
Figura 5.41 - Mudança relativa das covariáveis climáticas no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.....	74
Figura 5.42 - Mudança relativa das covariáveis climáticas no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.....	75
Figura 5.43 - Mudança relativa das covariáveis climáticas no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.....	76
Figura 5.44 - Mudança relativa das covariáveis climáticas no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.....	77
Figura 5.45 - Mudança relativa das covariáveis climáticas no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.....	78
Figura 5.46 - Mudança relativa das covariáveis climáticas no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.....	79
Figura 5.47 – Mudança relativa da $Q_{95}$ por modelo para o horizonte temporal 2021 – 2040. .....	80
Figura 5.48 – Mudança relativa da $Q_{95}$ por modelo para o horizonte temporal 2041 – 2070. .....	81
Figura 5.49 – Mudança relativa da $Q_{95}$ por modelo para o horizonte temporal 2071 – 2100. .....	82
Figura 5.50 - Mudança relativa da $Q_{95}$ nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.....	83
Figura 5.51 - Mudança relativa da $Q_{95}$ nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.....	84
Figura 5.52 - Mudança relativa da $Q_{95}$ nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.....	85

Figura 5.53 - Mudança relativa da $Q_{95}$ nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.....	86
Figura 5.54 - Mudança relativa da $Q_{95}$ nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.....	87
Figura 5.55 - Mudança relativa da $Q_{95}$ nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.....	88
Figura 0.1 – Mapa das estações e das sub-bacias da área de estudo .....	93
Figura 0.2 – Mudança relativa de $E_0$ nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.....	95
Figura 0.3 – Mudança relativa de $E_0$ nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.....	95
Figura 0.4 – Mudança relativa de $E_0$ nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.....	96
Figura 0.5 – Mudança relativa de $E_0$ nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.....	96
Figura 0.6 – Mudança relativa de $E_0$ nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.....	97
Figura 0.7 – Mudança relativa de $E_0$ nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.....	97

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES

ANA	Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico
$\beta_i$	Parâmetro $i$ do modelo
CAPES	Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
CBHSF	Comitê da Bacia Hidrográfica do São Francisco
CC	Características climáticas
DAEE	Departamento de Águas e Energia Elétrica de São Paulo
DOR	<i>Degree Of Regulation</i>
E	Evapotranspiração
$\epsilon$	Erro do modelo
$E_0$	Evapotranspiração potencial
$\epsilon_1$	Coefficiente de elasticidade da precipitação com relação a vazão
$\epsilon_2$	Coefficiente de elasticidade da evapotranspiração potencial com relação a vazão
e.g.	<i>Exempli gratia</i>
et al.	<i>Et alia</i>
GEE	Gases de Efeito Estufa
i.e.	<i>Id est</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
MCGs	Modelos Climáticos Globais
MW	Mega Watt
NASA	Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço americana
NEX-GDDP	Base de dados de projeções climáticas disponibilizada pela NASA
P	Precipitação
Q	Vazão média de longo período
$Q_{95}$	Quantil das vazões superado em 95% do tempo
$R^2$	Coefficiente de determinação múltipla
RCP	<i>Representative Concentration Pathway</i>
RHN	Rede Hidrometeorológica Nacional
SGB/CPRM	Serviço Geológico do Brasil

UnB	Universidade de Brasília
$\omega$	Parâmetro da equação de Fu
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>



# 1 – INTRODUÇÃO

A água é a base da vida no planeta e dá sustento às mais diversas espécies que o habitam. Os rios, por sua vez, têm grande participação na sobrevivência e no desenvolvimento da espécie humana pois são responsáveis por fornecer água para o seu consumo e para irrigação, ser fonte de alimentos, sustentar rotas de navegação e gerar energia (RIPL, 2003). São, portanto, bens indissociáveis do bem estar humano e fontes de riqueza ambiental e econômica.

A vazão de um rio está sujeita ao ciclo da água e depende, entre outros, do clima e do uso e cobertura do solo da sua bacia hidrográfica (BRUTSAERT, 2005). Não restam dúvidas de que a antropização está provocando o aquecimento global em taxas sem precedentes e modificando assim todo o sistema climático do planeta, com impactos na atmosfera, no oceano e na superfície terrestre (IPCC, 2021). As interações entre mudanças climáticas e atividades antrópicas afetam o ciclo da água, alteram os processos hidrológicos em determinadas regiões (*e.g.*, alteração da evapotranspiração e mudança nos padrões continentais de precipitação) (IPCC, 2014, 2021) e são responsáveis pela mudança da vazão de diversos rios, cujo comportamento estatístico pode se tornar não estacionário (SLATER *et al.*, 2021).

Essas mudanças nas vazões dos rios apresentam variações espaciais e temporais intensas devido à variabilidade climática e à heterogeneidade das bacias. Destacam-se a intensificação de eventos extremos de cheias (YIN, 2018) e secas (VAN LOON, 2015) em algumas regiões. O impacto causado pelas secas é particularmente crítico pois foi o desastre climático que mais causou mortes no mundo nos últimos 50 anos (WMO, 2021) e um dos desastres que mais causa danos econômicos, sociais e ecológicos (VAN LOON, 2015).

Não há consenso quanto à definição de uma seca, mas uma definição comum e abrangente é a “ocorrência de uma disponibilidade hídrica abaixo do normal”, sendo as secas hidrológicas determinadas pela propagação de secas meteorológicas através do ciclo hidrológico terrestre (VAN LOON, 2015). Portanto, é indubitável que o estudo do impacto que as mudanças climáticas têm nas vazões mínimas dos rios é de grande importância. Tal conhecimento é necessário para garantir o gerenciamento adequado dos recursos hídricos,

reduzindo ao máximo os danos causados pelas secas e promovendo o desenvolvimento sustentável e o bem estar humano.

No Brasil, esse gerenciamento é feito de forma a garantir que haja disponibilidade hídrica para atender as diferentes demandas pelo uso da água. A estimação da oferta de água costuma ser efetuada com base em um valor de referência associado às vazões mínimas, reduzindo-se assim o risco de não se conseguir atender às demandas pelo uso da água. O gerenciamento dos recursos hídricos se dá pelo balanço entre oferta e demanda e é efetuado, a nível federal no Brasil, pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA).

Para estimar a oferta de água, a ANA utiliza como vazão de referência a  $Q_{95}$ , que representa um quantil das vazões diárias de dado local associado ao fato de o rio ter, em 95% do tempo, vazões maiores ou iguais a esse quantil. O conhecimento da magnitude e da frequência das vazões mínimas também é relevante em estudos ecológicos, como na determinação da vazão ambiental - *i.e.*, vazão necessária para sustentar os ecossistemas aquáticos e o bem estar dos que deles dependem - (RICHTER *et al.*, 2003; POFF *et al.*, 2010) e em estudos de qualidade da água, como no estudo do impacto que lançamentos de efluentes têm em rios (SMAKHTIN, 2000).

A avaliação de possíveis alterações em estatísticas de vazões mínimas causadas pela variabilidade ou mudança do clima pode ser efetuada através de alguns métodos. Pode-se analisar estatisticamente (*e.g.*, regressão múltipla linear) as relações históricas entre a vazão e diversos preditores (*e.g.*, precipitação, população) e efetuar a sua projeção futura (HAO *et al.*, 2018; ZHANG *et al.*, 2018). Porém, os efeitos que as mudanças climáticas têm na vazão podem ser variáveis, e existe uma possibilidade de que eles não sejam detectados no período de tempo analisado. Alternativamente, pode-se utilizar modelagem hidrológica. Nesse caso, resultados de projeções climáticas oriundas de modelos climáticos são empregados como dados de entrada dos modelos hidrológicos (SLATER *et al.*, 2021). Essa última característica possibilita a incorporação de mudanças projetadas no clima. No entanto, esse tipo de modelo tem maiores custos computacionais e uma maior necessidade de dados (HAO *et al.*, 2018, SLATER *et al.*, 2021).

Também existe uma terceira abordagem, dita Darwiniana, que pode ser vantajosa quando comparada aos dois métodos supracitados e que foi utilizada no presente trabalho. Quando

aplicados à hidrologia, os modelos Darwinianos buscam explicar variações espaciais ou temporais de comportamentos hidrológicos através da análise histórica dos processos, mecanismos e condições que contribuíram ao desenvolvimento das bacias hidrográficas (HARMAN *et al.*, 2014). Trata-se de uma abordagem bastante utilizada na área da ecologia e que consiste em entender a essência de sistemas complexos para prever seu comportamento futuro (HARTE, 2002). Considera-se o porquê de os elementos do ciclo hidrológico serem organizados de determinada forma e quais são as origens de suas semelhanças e divergências em diferentes bacias (HARMAN *et al.*, 2014). A abordagem Darwiniana pode então ser definida como um processo de inferência lógica. Esse trabalho utilizou a abordagem Darwiniana feita por Budyko em 1974.

Modelos do tipo Budyko visam repartir a precipitação entre evapotranspiração e escoamento superficial através da análise dos balanços hídrico e radiativo de longo período e das limitações das disponibilidades de água e energia em uma bacia. Em condições secas, quando não há limitação de energia disponível – ou seja, há uma elevada evapotranspiração potencial –, a evapotranspiração será limitada pela disponibilidade hídrica – equivalente à precipitação – e vice-versa (WANG *et al.*, 2014; SPOSITO, 2017). Com base na análise dados de mais de mil bacias, Budyko propôs uma relação entre a taxa de evapotranspiração, a taxa de evapotranspiração potencial e a precipitação (BUDYKO, 1974; WANG *et al.*, 2014; SPOSITO, 2017). Essa relação foi examinada e validada em diversos estudos, dentre os quais alguns propuseram um parâmetro adicional para considerar os efeitos que o clima (*e.g.*, sazonalidade da precipitação) e a as características da bacia (*e.g.*, estoque temporário da água através de interceptação) têm na repartição da precipitação (FU, 1981 *apud* ZHANG *et al.*, 2004; ZHANG *et al.*, 2004; HARMAN *et al.*, 2013).

Os modelos do tipo Budyko desenvolveram essa hipótese identificando os fenômenos que influenciam a evaporação (*e.g.*, características do clima e da bacia) e explicando como os processos do ciclo da água impõem seus limites e velocidades de variação (FU, 1981 *apud* ZHANG *et al.*, 2004; ZHANG *et al.*, 2004). Observa-se que esse método se baseia nos dois princípios básicos da física: as conservações de massa e energia. Mas destaca-se que Budyko não buscou elaborar uma lei, e sim entender e descrever um processo através de sua análise para prever seu comportamento. Essa é a essência da abordagem dita darwiniana (HARTE, 2002). Trata-se de uma abordagem diferente da abordagem de base física utilizada nas equações de Saint-Venant, por exemplo, onde se procura resolver numericamente a

discretização espacial e temporal da equação diferencial da descrição do meio contínuo (SAINT-VENANT, 1871; WANG *et al.*, 2014).

A elasticidade climática da vazão – proporção da mudança da vazão causada por mudanças em variáveis climáticas – permite avaliar a sensibilidade da vazão de um rio às mudanças climáticas que ocorrem na sua bacia hidrográfica (FU *et al.*, 2007; YANG *et al.*, 2011; REIS *et al.*, 2013). Pode-se quantificar o impacto que as mudanças climáticas, representadas através da precipitação e da evapotranspiração potencial, tem na vazão. Estudos incorporaram o conceito de elasticidade-clima nos modelos do tipo Budyko através da precipitação e da evapotranspiração potencial e de manipulações matemáticas (YANG *et al.*, 2011, REIS *et al.*, 2013). Essa associação permite quantificar o impacto que as mudanças climáticas tem na vazão anual média a longo prazo. Portanto, a projeção da variação da vazão anual média em um longo horizonte temporal é possível com o uso de modelos de projeção climática.

Mas essa aplicação dos modelos baseados na hipótese de Budyko não permite, originalmente, a análise de mudanças nas vazões mínimas, pois não há uma analogia direta entre as equações dos balanços hídrico e radiativo e essas vazões (WANG *et al.*, 2020). Para possibilitar tal análise, houve uma tentativa recente de associar um modelo do tipo Budyko à um modelo de regressão múltipla, obtido através das relações históricas entre vazões médias, mínimas e máximas e potenciais preditores climáticos (WANG *et al.*, 2020). Essa associação permite atribuir mudanças nas vazões mínimas e máximas a mudanças na vazão média e nos preditores climáticos (WANG *et al.*, 2020). Portanto, combinar as regressões obtidas pelo método estatístico com o método de Budyko permite estimar os impactos que as mudanças climáticas têm nas vazões mínimas dos rios.

O presente trabalho identificou mudanças na evapotranspiração potencial e na precipitação na região do Alto São Francisco e avaliou seus impactos na  $Q_{95}$  utilizando as metodologias propostas por Yang *et al.*, (2011), Reis *et al.*, (2013) e Wang *et al.* (2020). O Alto São Francisco se encontra na bacia hidrográfica do rio São Francisco, que apresenta pouco mais da metade do seu território no semiárido. Essa bacia tem, portanto, períodos críticos de estiagem, e tem ampla diversidade ambiental pois engloba quatro biomas (Caatinga, Cerrado, Mata Atlântica e o ecossistema do estuário do rio). Como ficará claro no decorrer do texto, os critérios adotados no processo de seleção das estações fizeram com que as

demais regiões fisiográficas da bacia do São Francisco não pudessem ser contempladas no presente trabalho.

Existem indícios consistentes de que elevados impactos climáticos e antrópicos estão presentes na bacia do São Francisco. Houve um aumento da temperatura do ar e da evaporação e uma diminuição da precipitação entre os anos de 1961 e 2014 (CBHSF, 2016). Além disso, estudos observaram um padrão de redução da vazão, causada, provavelmente, pela redução do escoamento de base (LUCAS *et al.*, 2020), uma drástica redução da produção hidrelétrica na bacia devido às mudanças climáticas e à irrigação (DE JONG *et al.*, 2018) e mudanças nos ecossistemas da bacia (DO VASCO *et al.*, 2019; FIGUEIREDO *et al.*, 2020).

Ademais, a região do semiárido é altamente vulnerável e apresenta um déficit hídrico considerável, o que foi o principal fator contribuinte para a transposição do rio São Francisco (ANA, 2005). Isso adiciona complexidade à gestão dessa bacia e ressalta a importância da análise de mudanças nas vazões mínimas das regiões fisiográficas de maior disponibilidade hídrica, responsáveis por fazer o aporte de água à parte do semiárido. E os esforços feitos para lidar com a escassez podem ser comprometidos pelos impactos supracitados. Além disso, potenciais conflitos podem surgir caso não se possa atender as diferentes demandas pelo uso da água. Portanto, o estudo de potenciais mudanças nas vazões mínimas a longo prazo é essencial para a região, o que motiva sua escolha para o presente trabalho.

## **2 – OBJETIVOS**

### **2.1 – OBJETIVO GERAL**

O presente trabalho objetiva estimar possíveis alterações na  $Q_{95}$  decorrentes das mudanças climáticas na bacia hidrográfica do rio São Francisco. Para tal, foi desenvolvido um modelo estatístico de regressão que incorpora um modelo baseado nas hipóteses de Budyko.

### **2.2 – OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Selecionar estações fluviométricas que não sofrem influência de reservatórios e cujo regime de vazões têm comportamento estatístico estacionário.
- Analisar a sensibilidade da vazão média de longo período em relação às mudanças climáticas utilizando conceitos de elasticidade-clima aplicados à um modelo do tipo Budyko.
- Construir um modelo estatístico que permita estimar a  $Q_{95}$  em função de covariáveis climáticas e da vazão média de longo período.
- Determinar a mudança na  $Q_{95}$  devido às mudanças climáticas com base no modelo estatístico, nos coeficientes de elasticidade-clima e nas mudanças relativas em variáveis climáticas apontadas em modelos climáticos globais apresentados pelo IPCC.

### **3 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

Para desenvolver um modelo que estime alterações em estatísticas de vazões mínimas devido às mudanças do clima, o bom entendimento dos seus fundamentos teóricos é indispensável. Portanto, será efetuada uma revisão bibliográfica dos modelos do tipo Budyko, da aplicação dos conceitos de elasticidade-clima a esses modelos e dos modelos estatísticos que permitem estimar mudanças em estatísticas de vazões mínimas.

#### **3.1 – HIPÓTESE DE BUDYKO**

Na América do Sul, estima-se que o fluxo médio anual de água associado ao processo de evapotranspiração é equivalente a 58% do seu fluxo associado à precipitação e é 41 % maior que o seu fluxo ligado ao escoamento superficial (RODELL *et al.*, 2015). Trata-se de um fenômeno de magnitude considerável e que é de suma importância para estudos do ciclo hidrológico. Porém, a evapotranspiração terrestre é de difícil estimação pois ocorre de forma amplamente variável no espaço e no tempo (BRUTSAERT, 2005). Sua mensuração direta pode ser efetuada através de lisímetros de pesagem, mas trata-se de um equipamento de difícil instalação e manutenção (RODELL *et al.*, 2015). A evapotranspiração costuma ser estimada de forma indireta, por meio de imagens de satélite ou de modelos, sendo sua estimação através de modelos baseados no balanço hídrico ideal em grandes bacias com dados históricos de vazão (RODELL *et al.*, 2015).

O processo de evapotranspiração é um fluxo de calor latente (envolve a transformação de água líquida a vapor de água) e está, portanto, limitado a um aporte de energia que possibilite esse fluxo (BRUTSAERT, 2005). Essa energia provém da radiação solar e é quantificada pela radiação líquida na superfície terrestre. Portanto, a evapotranspiração é uma componente do balanço radiativo. Além disso, a evapotranspiração é um fluxo de água (transporta água disponível na terra para a atmosfera), sendo também uma componente do balanço hídrico.

Na elaboração de sua hipótese, Budyko (1974) considerou que o armazenamento de água na bacia e o fluxo de calor para dentro da terra podem ser negligenciados ao se efetuar sua análise à longo prazo (BUDYKO, 1974; SPOSITO, 2017). Portanto, os balanços hídrico e

radiativo de longo período podem ser feitos considerando, respectivamente, que a água precipitada pode evapotranspirar ou escoar e que a radiação líquida na superfície terrestre se transforma em fluxos de calor sensível e latente. O fluxo de calor latente, por sua vez, depende da evapotranspiração e do calor latente de vaporização da água (BUDYKO, 1974; REIS *et al.*, 2013; SPOSITO, 2017). Logo, tais balanços podem ser escritos da seguinte maneira:

$$P = E + Q \quad (3.1)$$

onde  $P$  representa a precipitação,  $E$  a evapotranspiração e  $Q$  a vazão média de longo período.

$$R_n = L_e E + H \quad (3.2)$$

onde  $R_n$  representa a radiação líquida na superfície terrestre,  $L_e$  o calor latente de vaporização da água e  $H$  o calor sensível.

A equação 3.2 pode ser reformulada para evidenciar os limites impostos na evapotranspiração e introduzir o conceito de evapotranspiração potencial, que representa a máxima radiação líquida na superfície terrestre que pode ser utilizada na evapotranspiração (REIS *et al.*, 2013).

$$E_0 = \frac{R_n}{L_e} = E + \frac{H}{L_e} \quad (3.3)$$

onde  $E_0$  representa a evapotranspiração potencial.

Com base na análise dos dados dos quais dispunha e através de um processo de inferência lógica, Budyko (1974) buscou identificar relações entre os dois balanços acima através da evapotranspiração. Para tal, baseou-se em duas condições climáticas distintas: úmida (disponibilidade hídrica superior à energética) e seca (disponibilidade energética superior à hídrica) (BUDYKO, 1974; REIS *et al.*, 2013; SPOSITO, 2017). Em situações onde há elevada evapotranspiração potencial e baixa precipitação, grande parte do que precipita evapotranspira, sendo esse processo limitado pela disponibilidade hídrica. Inversamente, quando há elevada precipitação e baixa evapotranspiração potencial, a energia disponível é



utilizada na evapotranspiração, sendo essa última limitada pela evapotranspiração potencial. Tais colocações podem ser descritas matematicamente como:

$$\lim_{\frac{E_0}{P} \rightarrow \infty} \frac{E}{P} = 1 \quad (3.4)$$

$$\lim_{\frac{E_0}{P} \rightarrow 0} \frac{E}{P} = \frac{E_0}{P} \quad (3.5)$$

Com base nessas condições limitantes, Budyko (1974) inferiu a existência de uma relação entre a evapotranspiração, a precipitação e a evapotranspiração potencial, determinada por uma função.

$$\frac{E}{P} = \Phi\left(\frac{E_0}{P}\right) \quad (3.6)$$

Para determinar a função  $\Phi$ , Budyko (1974) utilizou as condições de contorno enunciadas nas equações 3.4 e 3.5 e dados dos balanços hídrico e radiativo de mais de mil bacias europeias, chegando à seguinte equação:

$$\frac{E}{P} = \left[ \frac{E_0}{P} \left( 1 - e^{-\frac{E_0}{P}} \right) \tanh\left(\frac{P}{E_0}\right) \right]^{1/2} \quad (3.7)$$

onde  $\tanh$  é a tangente hiperbólica.

A dependência da relação de  $E/P$  ao índice de aridez (igual à  $E_0/P$ ), os dados das bacias e as condições de contorno podem ser observados na Figura 3.1. A condição de contorno imposta pela equação 3.4, que representa uma condição extremamente seca, é representada pela reta AO. Já a condição de contorno imposta pela equação 3.5, que representa uma condição extremamente úmida, é representada pela reta AB. Observa-se que a transição entre ambas condições se dá de forma suave. Além disso, observa-se que a curva que representa a equação de Budyko (equação 3.7), é representativa dos valores reais observados nas bacias de estudo.

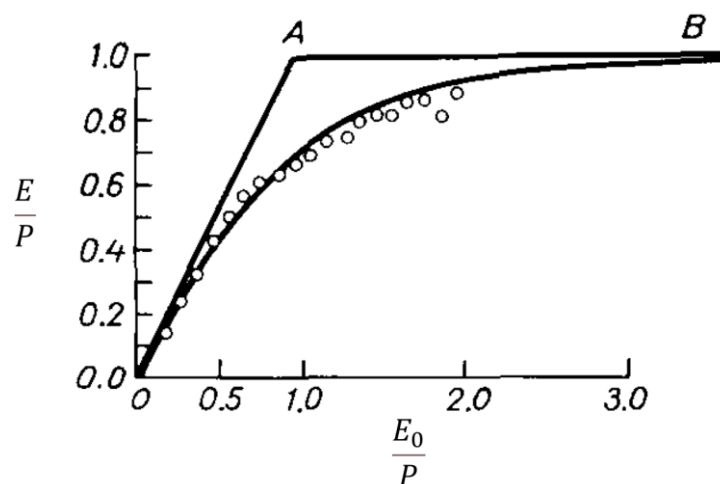


Figura 3.1 – Relação entre  $E/P$  e  $E_0/P$  nas bacias estudadas por Budyko (BUDYKO, 1974 – modificado).

Conclui-se que Budyko (1974) obteve uma repartição satisfatória da precipitação em evapotranspiração considerando apenas fatores climáticos, *i.e.*, a precipitação e a evapotranspiração potencial, na sua análise. Portanto, é razoável assumir que se tratam dos fatores mais importantes para a determinação da evapotranspiração a longo prazo em uma bacia hidrográfica.

### 3.2 – EQUAÇÃO DE FU

A equação de Fu é oriunda de um estudo desenvolvido por Fu (1981) que relaciona evapotranspiração a longo prazo e precipitação a longo prazo (FU, 1981 *apud* ZHANG *et al.*, 2004). O estudo é similar ao feito por Budyko (1974) pois foi desenvolvido a partir de análises de processos ocorrendo em situações extremas semelhantes. Fu (1981) postulou que, dada uma evapotranspiração potencial, a taxa de variação da relação entre evapotranspiração real e precipitação ( $\partial E/\partial P$ ) é maior quando a evapotranspiração potencial residual é elevada e é menor quando a precipitação é elevada (FU, 1981 *apud* ZHANG *et al.*, 2004). Similarmente, dada uma precipitação, a taxa de variação da relação entre evapotranspiração real e evapotranspiração potencial ( $\partial E/\partial E_0$ ) é maior quando a precipitação residual é elevada e é menor quando a evapotranspiração potencial é elevada (FU, 1981 *apud* ZHANG *et al.*, 2004).

Observa-se que, em ambas as condições mencionadas acima (*i.e.*, elevada aridez com evapotranspiração potencial constante e elevada umidade com precipitação constante), as

taxas de variação da evapotranspiração em relação a precipitação e a evapotranspiração potencial não são lineares. As relações explicitadas acima podem ser expressas pelas equações 3.8 e 3.9:

$$\frac{\partial E}{\partial P} = \psi(E_0 - E, P) \quad (3.8)$$

$$\frac{\partial E}{\partial E_0} = \varphi(P - E, E_0) \quad (3.9)$$

onde  $\psi$  e  $\varphi$  são funções a serem determinadas.

O comportamento das equações acima pode ser observado na Figura 3.2.

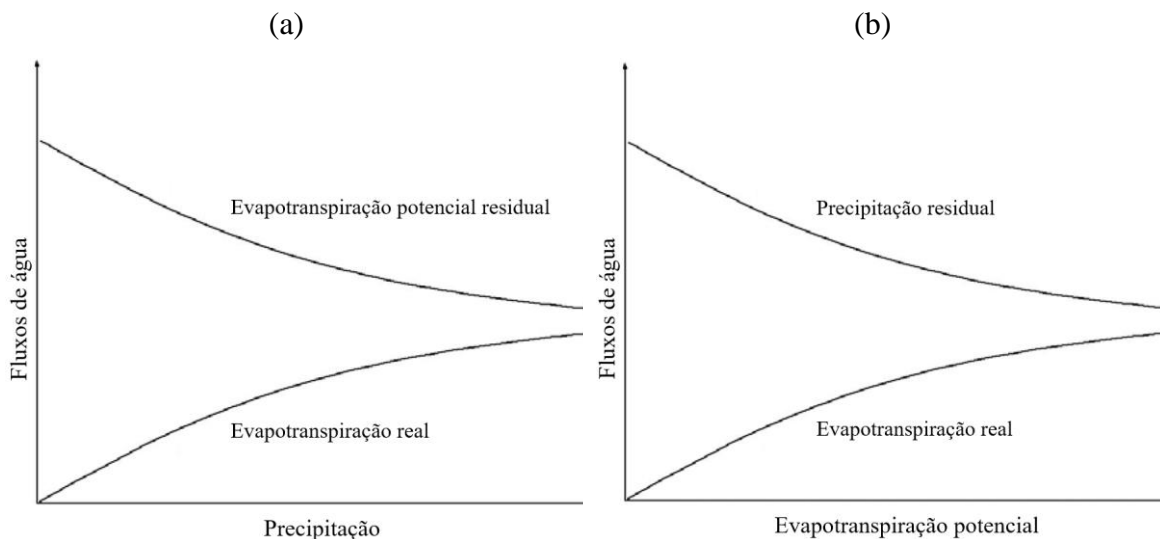


Figura 3.2 – Relações analisadas por Fu (1981): (a) elevada aridez,  $E_0$  constante; (b) elevada umidade,  $P$  constante (ZHANG *et al.*, 2004 – modificado).

Observa-se que, em situação de elevada aridez com evapotranspiração potencial constante, conforme ocorre o aumento da precipitação, há redução da energia disponível, que passa a ser o fator limitante para a evapotranspiração real. De forma análoga, quando há elevada umidade com precipitação constante, conforme ocorre o aumento da evapotranspiração potencial, há redução da água disponível, que passa a ser o fator limitante para a evapotranspiração real. Observa-se também a redução da taxa de variação dos fluxos de água analisados ao longo de ambos processos.

A definição das funções  $\psi$  e  $\varphi$ , apresentadas, respectivamente, nas equações 3.8 e 3.9, envolve técnicas de análise dimensional e o estabelecimento de condições de contorno. As técnicas de análise dimensional efetuadas por Fu (1981) *apud* Zhang *et al.* (2004) levam às duas equações seguintes:

$$\frac{\partial E}{\partial P} = \psi \left( \frac{E_0 - E}{P} \right) \quad (3.10)$$

$$\frac{\partial E}{\partial E_0} = \varphi \left( \frac{P - E}{E_0} \right) \quad (3.11)$$

Em seguida, duas condições de contorno relacionadas aos fatores limitantes observáveis na Figura 3.2 podem ser estabelecidas. A primeira diz respeito a situações de umidade extrema, onde a evapotranspiração se aproximará da evapotranspiração potencial, que se tornará o fator limitante. A partir desse ponto, um aumento de precipitação não gerará mais um aumento de evapotranspiração. A segunda contempla situações de aridez extrema, onde a evapotranspiração se aproximará da precipitação, que se tornará o fator limitante. De modo que um aumento de evapotranspiração potencial não gerará mais um aumento de evapotranspiração. Tais condições de contorno podem ser representadas matematicamente pelas equações seguintes:

$$\left. \frac{\partial E}{\partial P} \right|_{\frac{E_0 - E}{P} = 0} = 0 \quad (3.12)$$

$$\left. \frac{\partial E}{\partial E_0} \right|_{\frac{P - E}{E_0} = 0} = 0 \quad (3.13)$$

Aplicando as condições de contorno enunciadas acima, Fu (1981) *apud* Zhang *et al.* (2004) resolveram as equações 3.10 e 3.11 graças a introdução de um novo parâmetro. Duas equações foram obtidas, dentre as quais a primeira é conhecida como equação de Fu (1981) e foi utilizada para efetuar a repartição da precipitação entre evapotranspiração e vazão no presente trabalho.

$$\frac{E}{P} = 1 + \frac{E_0}{P} - \left[ 1 + \left( \frac{E_0}{P} \right)^\omega \right]^{1/\omega} \quad (3.14)$$

$$\frac{E}{E_0} = 1 + \frac{P}{E_0} - \left[ 1 + \left( \frac{P}{E_0} \right)^\omega \right]^{1/\omega} \quad (3.15)$$

onde  $\omega$  é um parâmetro do modelo.

O parâmetro  $\omega$  representa o conjunto de efeitos que as características da bacia tem no balanço hídrico. Esses efeitos são ligados ao uso e cobertura do solo, ao tipo de solo, ao tipo de vegetação e à topografia (ZHANG *et al.*, 2004; HARMAN *et al.*, 2013). Variações do parâmetro  $\omega$  levam a variações não lineares da relação entre precipitação e evapotranspiração, que dependem também do índice de aridez da bacia.

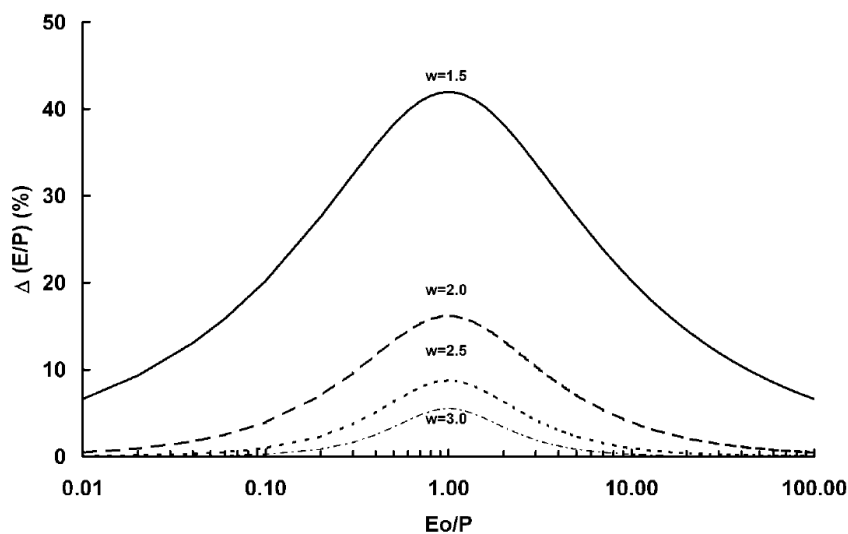


Figura 3.3 – Efeito da variação do parâmetro  $\omega$  na relação entre precipitação e evapotranspiração analisada pela equação de Fu (1981) (ZHANG *et al.*, 2004).

Pode-se observar na Figura 3.3 que há uma redução da sensibilidade da relação entre precipitação e evapotranspiração conforme há um aumento do parâmetro  $\omega$ . Observa-se também que há uma redução da influência exercida pelo parâmetro  $\omega$  em condições extremas de umidade ou aridez, com exceção de valores de  $\omega$  inferiores à 1,5. Isso se deve à dominância dos efeitos que a precipitação e a evapotranspiração potencial têm na

evapotranspiração nessas condições (FU, 1981 *apud* ZHANG *et al.*, 2004). A influência de  $\omega$  é máxima quando há igualdade entre esses efeitos, quando o índice de aridez é igual a 1.

Finalmente, observa-se que são necessários valores de evapotranspiração potencial e precipitação, assim como uma estimativa do valor de  $\omega$ , para obter os valores de evapotranspiração real de uma bacia utilizando a equação de Fu (1981).

### 3.3 – CONCEITO DE ELASTICIDADE-CLIMA PARA ESTIMATIVA DE MUDANÇAS DE VAZÃO

Pode-se definir a elasticidade-clima da vazão como a proporção da mudança de seus valores em determinado rio causada por mudanças de variáveis climáticas na bacia de tal rio (FU *et al.*, 2007; YANG *et al.*, 2011; REIS *et al.*, 2013). Trata-se de um conceito introduzido por Schaake (1990) para quantificar a sensibilidade da vazão às mudanças climáticas na escala de uma bacia hidrográfica. Existem diversas metodologias para estimar a elasticidade-clima da vazão: calibração de modelos hidrológicos, uso de métodos estatísticos multivariados ou derivação analítica de equações que contemplem fatores hidrológicos e climáticos (SANKARASUBRAMANIAN *et al.*, 2001; FU *et al.*, 2007; REIS *et al.*, 2013).

É possível aplicar o conceito de elasticidade clima da vazão na equação de Fu (equação 3.14) para estimar mudanças na vazão média de longo período devidas às mudanças climáticas, sendo elas representadas pela precipitação e pela evapotranspiração potencial (YANG *et al.*, 2011; WANG *et al.*, 2012; REIS *et al.*, 2013). Segundo a equação de Fu (equação 3.14), a evapotranspiração é função da precipitação  $P$ , da evapotranspiração potencial  $E_0$  e do parâmetro  $\omega$ , fazendo com que  $E = f(P, E_0, \omega)$ . Utilizando uma expansão em série de Taylor de primeira ordem e assumindo que as variáveis  $P$ ,  $E_0$  e  $\omega$  são independentes, a variação da evapotranspiração real pode ser representada como função de variações na precipitação, na evapotranspiração potencial e no parâmetro  $\omega$ :

$$dE = \frac{\partial f}{\partial P} dP + \frac{\partial f}{\partial E_0} dE_0 + \frac{\partial f}{\partial \omega} d\omega \quad (3.16)$$

Ora, utilizando a equação do balanço hídrico de longo período (equação 3.1), pode-se dizer que  $E = P - Q$  e, portanto,  $dE = dP - dQ$ . Utilizando essa última equação com a equação

3.16 e efetuando algumas manipulações matemáticas (dividindo todos os termos por  $Q$ , multiplicando e dividindo os três termos do lado direito, respectivamente, por  $P$ ,  $E_0$  e  $\omega$  e substituindo, nesses termos,  $Q$  por  $P - E$ , conforme a equação 3.1), obtém-se uma equação que contempla apenas variações relativas das variáveis de interesse:

$$\frac{dQ}{Q} = \left(1 - \frac{\partial f}{\partial P}\right) \left(\frac{P}{P-E}\right) \frac{dP}{P} - \frac{\partial f}{\partial E_0} \left(\frac{E_0}{P-E}\right) \frac{dE_0}{E_0} - \frac{\partial f}{\partial \omega} \left(\frac{\omega}{P-E}\right) \frac{d\omega}{\omega} \quad (3.17)$$

Para o presente trabalho, foi assumido que as características da bacia que têm efeito no balanço hídrico não sofrerão alteração considerável com o tempo, de modo a estimar as mudanças relativas da vazão ( $dQ/Q$ ) causadas exclusivamente por mudanças das variáveis climáticas selecionadas, *i.e.*, da precipitação  $P$  ( $dP/P$ ) e da evapotranspiração potencial  $E_0$  ( $dE_0/E_0$ ). Essa consideração infere que o parâmetro  $\omega$  não sofrerá alteração ao longo do tempo, de modo que  $d\omega = 0$ . Portanto a equação 3.17 pode ser reescrita como:

$$\frac{dQ}{Q} = \varepsilon_1 \frac{dP}{P} - \varepsilon_2 \frac{dE_0}{E_0} \quad (3.18)$$

onde  $\varepsilon_1$  e  $\varepsilon_2$  representam, respectivamente, os coeficientes de elasticidade da precipitação com relação a vazão e da evapotranspiração potencial com relação a vazão, definidos como:

$$\varepsilon_1 = \left(1 - \frac{\partial f}{\partial P}\right) \left(\frac{P}{P-E}\right) \quad (3.19)$$

$$\varepsilon_2 = \frac{\partial f}{\partial E_0} \left(\frac{E_0}{P-E}\right) \quad (3.20)$$

Finalmente, para obter os coeficientes de elasticidade acima, há de se derivar a equação de Fu (equação 3.14) com relação à precipitação ( $\partial f/\partial P$ ) e à evapotranspiração potencial ( $\partial f/\partial E_0$ ). Ambas derivações foram efetuadas por Reis *et al.* (2013) e seus resultados podem ser vistos nas duas equações seguintes.

$$\frac{\partial f}{\partial P} = 1 - \left[1 + \left(\frac{E_0}{P}\right)^\omega\right]^{1/\omega} + \left[1 + \left(\frac{E_0}{P}\right)^\omega\right]^{(1-\omega)/\omega} \left(\frac{E_0}{P}\right)^\omega \quad (3.21)$$

$$\frac{\partial f}{\partial E_0} = 1 - \left[ 1 + \left( \frac{E_0}{P} \right)^\omega \right]^{(1-\omega)/\omega} \left( \frac{E_0}{P} \right)^{(\omega-1)} \quad (3.22)$$

### 3.4 – ESTIMATIVA DE MUDANÇAS EM ESTATÍSTICAS DE VAZÕES MÍNIMAS

Conforme já mencionado, a estimativa de mudanças em estatísticas de vazões mínimas é de grande importância para estimar a oferta de água do futuro (estimada, por sua vez, através da  $Q_{95}$  em grande parte do país). Para conseguir estimar as mudanças relativas em diversas estatísticas de vazões (máximas e mínimas), dentre as quais a  $Q_{95}$  será destacada pois é a estatística que foi utilizada no presente estudo, Wang *et al.* (2020) relacionaram de forma empírica a variável de interesse ( $Q_{95}$ ), a vazão média de longo período ( $Q$ ) e as características climáticas da bacia hidrográfica ( $CC$ ) (*e.g.*, precipitação média dos semestres úmido e seco e evapotranspiração média desses mesmos semestres). Para estabelecer essa relação, Wang *et al.* (2020) sugeriram um modelo multiplicativo que pode ser observado abaixo, para o caso específico da  $Q_{95}$ .

$$Q_{95} = e^{\beta_0} Q^{\beta_Q} \left( \prod_{i=1}^k CC_i^{\beta_{CC_i}} \right) \epsilon \quad (3.23)$$

em que  $\epsilon$  é o erro do modelo.

Em escala logarítmica, obtém-se o seguinte modelo de regressão linear:

$$\ln(Q_{95}) = \beta_0 + \beta_Q \ln(Q) + \sum_{i=1}^k \beta_{CC_i} \ln(CC_i) + \ln(\epsilon) \quad (3.24)$$

onde  $\beta_0$ ,  $\beta_Q$  e  $\beta_{CC_i}$  são parâmetros do modelo que precisam ser estimados,  $k$  é o número de covariáveis (características) climáticas empregadas no modelo e  $\ln(\epsilon)$  é o erro do modelo na escala logarítmica, tido como normalmente distribuído, com média 0 e variância  $\sigma^2$  ( $\ln(\epsilon) \sim N(0, \sigma^2)$ ).



Adotando  $k = 1$  para fins de simplicidade de apresentação, porém sem perda de generalidade, a estimação da  $Q_{95}$  efetuada pelo modelo seria:

$$\hat{Q}_{95} = e^{\hat{\beta}_0} Q^{\hat{\beta}_Q} CC^{\hat{\beta}_{CC}} \quad (3.25)$$

Utiliza-se em seguida um procedimento análogo ao utilizado para a equação 3.16, mas dessa vez com base na equação 3.23. Observa-se que  $Q_{95}$  é função da vazão média de longo período ( $Q$ ) e das características climáticas da bacia hidrográfica ( $CC_i$ ), fazendo com que  $Q_{95} = g(Q, CC)$ . Portanto, uma expansão em série de Taylor de primeira ordem pode ser utilizada, assumindo que as variáveis  $Q_{95}$ ,  $Q$  e  $CC$  são independentes, para descrever a variação da  $Q_{95}$  em função de variações em  $Q$  e em  $CC$ :

$$dQ_{95} = \frac{\partial g}{\partial Q} dQ + \frac{\partial g}{\partial CC} dCC \quad (3.26)$$

Ora, pode-se demonstrar facilmente que:

$$\frac{\partial g}{\partial Q} = \frac{e^{\hat{\beta}_0} Q^{\hat{\beta}_Q} CC^{\hat{\beta}_{CC}} \hat{\beta}_Q}{Q} = Q_{95} \frac{\hat{\beta}_Q}{Q} \quad (3.27)$$

e

$$\frac{\partial g}{\partial CC} = \frac{e^{\hat{\beta}_0} Q^{\hat{\beta}_Q} CC^{\hat{\beta}_{CC}} \hat{\beta}_{CC}}{CC} = Q_{95} \frac{\hat{\beta}_{CC}}{CC} \quad (3.28)$$

Substituindo as equações 3.27 e 3.28 na equação 3.26 e dividindo todos os termos por  $Q_{95}$ , obtém-se a equação que permite estimar a mudança relativa da  $Q_{95}$  em função da mudança relativa da vazão média de longo período e das mudanças relativas das características climáticas que farão parte do modelo:

$$\frac{dQ_{95}}{Q_{95}} = \hat{\beta}_Q \frac{dQ}{Q} + \hat{\beta}_{CC} \frac{dCC}{CC} \quad (3.29)$$

Generalizando para os casos onde  $k > 1$ , obtém-se:

$$\frac{dQ_{95}}{Q_{95}} = \hat{\beta}_Q \frac{dQ}{Q} + \sum_{i=1}^k \hat{\beta}_{CC_i} \frac{dCC_i}{CC_i} \quad (3.30)$$

Em seguida, Wang (2020) efetuou um processo similar ao utilizado para se obter a equação 3.16. Porém, dessa vez, a equação do balanço hídrico de longo período foi utilizada para obter  $dQ = dP - dE$ . Utilizando a equação de Fu para estimar  $dE$ , obtém-se que:

$$dQ = \frac{\partial Q}{\partial P} dP + \frac{\partial Q}{\partial E_0} dE_0 + \frac{\partial Q}{\partial \omega} d\omega \quad (3.31)$$

Substituindo a equação 3.31 na equação 3.30 e assumindo que o parâmetro  $\omega$  não sofrerá alteração com o tempo ( $d\omega = 0$ ), Wang (2020) chegou à seguinte equação para estimar as mudanças relativas da  $Q_{95}$  ( $dQ_{95}/Q_{95}$ ) causadas exclusivamente por mudanças das variáveis climáticas:

$$\frac{dQ_{95}}{Q_{95}} = \hat{\beta}_Q \left( \frac{\partial Q}{\partial P} dP + \frac{\partial Q}{\partial E_0} dE_0 \right) + \sum_{i=1}^k \hat{\beta}_{CC_i} \frac{dCC_i}{CC_i} \quad (3.32)$$

### 3.5. MOTIVAÇÃO DA ESCOLHA DOS MODELOS DO TIPO BUDYKO

Conforme mencionado anteriormente, existem três principais tipos de modelos que permitem estimar as mudanças futuras na  $Q_{95}$  causadas por mudanças climáticas. Neste trabalho, serão utilizados modelos do tipo Budyko e estatístico. Uma abordagem alternativa e mais comum envolveria, portanto, a modelagem hidrológica. Em grandes bacias, como a bacia do rio São Francisco, onde há uma escassez de dados de precipitação, vazão, e evapotranspiração, modelos como o MGB-IPH teriam sua aplicação possível (COLLISCHONN *et al.*, 2007). Trata-se de um modelo que já foi utilizado para fazer a previsão de vazões na bacia do rio São Francisco e obteve resultados promissores (DA SILVA *et al.*, 2007), sendo utilizado ainda hoje em diversos estudos, como na modelagem em tempo contínuo de todos os rios da América do Sul (SIQUEIRA *et al.*, 2018).

Para comparar a eficácia dos modelos do tipo Budyko com uma abordagem mais comum, onde resultados de projeções futuras da precipitação e da temperatura são utilizados como

fonte de dados de modelos hidrológicos, Reis *et al.* (2013) efetuaram um estudo de caso na bacia do rio Jaguaribe, situada no semiárido brasileiro. A abordagem clássica foi utilizada por Martins (2011) para um estudo coordenado pelo Banco Mundial e apoiado pela ANA, cujo objetivo foi de analisar os impactos das mudanças climáticas. Os resultados entre ambas abordagens apresentam uma correlação de 0,99, conforme mostra a Figura 3.4. Portanto, a abordagem baseada no modelo do tipo Budyko, que é mais simples e necessita menos dados, forneceu resultados extremamente similares aos da abordagem mais clássica, que apresenta maiores demandas de dados e computacional.

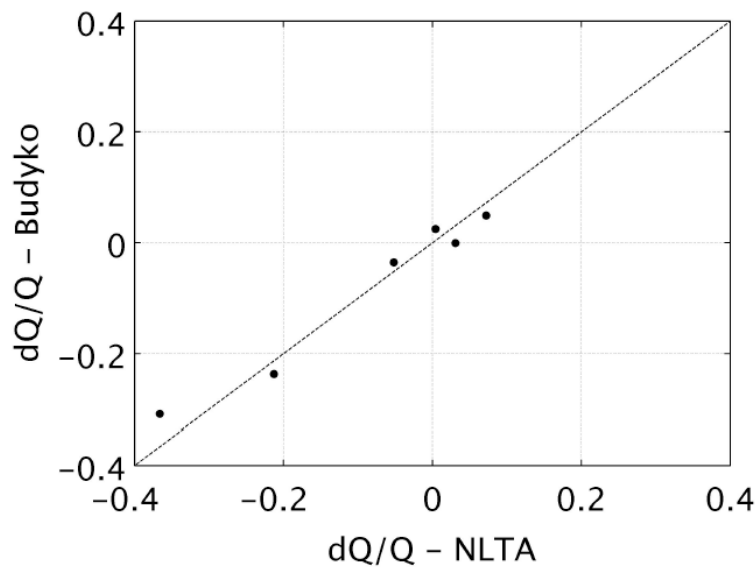


Figura 3.4 – Correlação entre os resultados obtidos na abordagem clássica (NLTA) e do tipo Budyko na bacia do rio Jaguaribe (REIS *et al.*, 2013).

Em 2015, a ANA, a CAPES e outros parceiros, dentre os quais a UnB, desenvolveram um projeto para analisar os impactos das mudanças climáticas em extremos hidrológicos, que contém a bacia do rio São Francisco. Desde então, estudos que utilizam modelos do tipo Budyko nessa bacia foram desenvolvidos pela UnB, sendo os efetuados por Dorneles (2021) e Simões (2021) os mais atuais. Além disso, a ANA utilizou um modelo do tipo Budyko para estimar os impactos das mudanças climáticas na disponibilidade hídrica do Brasil (ANA, 2021). Nesse estudo, a agência considerou que mudanças na disponibilidade hídrica (determinada pela  $Q_{95}$ ) podem ser aproximadas por mudanças na vazão média de longo período. Este é o contexto do presente trabalho, que irá propor uma metodologia alternativa para estimar os impactos que as mudanças climáticas terão especificamente na  $Q_{95}$ , de modo a melhorar as estimativas de disponibilidade hídrica efetuadas no Brasil.

## 4 – METODOLOGIA

Para determinar a mudança na  $Q_{95}$  devido a mudanças climáticas e atingir os objetivos elencados no capítulo 2, o presente trabalho adotou a estratégia de ação representada na Figura 4.1. Em um primeiro momento, foram efetuadas a seleção dos dados hidrometeorológicos utilizados com base em critérios apresentados posteriormente. Em seguida, foram utilizados dados no clima presente para atingir duas metas: construir um modelo estatístico de regressão que permita estimar a  $Q_{95}$  através de variáveis hidroclimatológicas e determinar os coeficientes de elasticidade-clima com relação à vazão. Já os dados no clima futuro foram utilizados para estimar as mudanças nas variáveis climatológicas de interesse. Finalmente, a partir dessa estimativa de mudanças nas variáveis climatológicas futuras, dos coeficientes de elasticidade-clima e do modelo estatístico desenvolvido, a determinação das mudanças que ocorrerão na  $Q_{95}$  pôde ser efetuada.

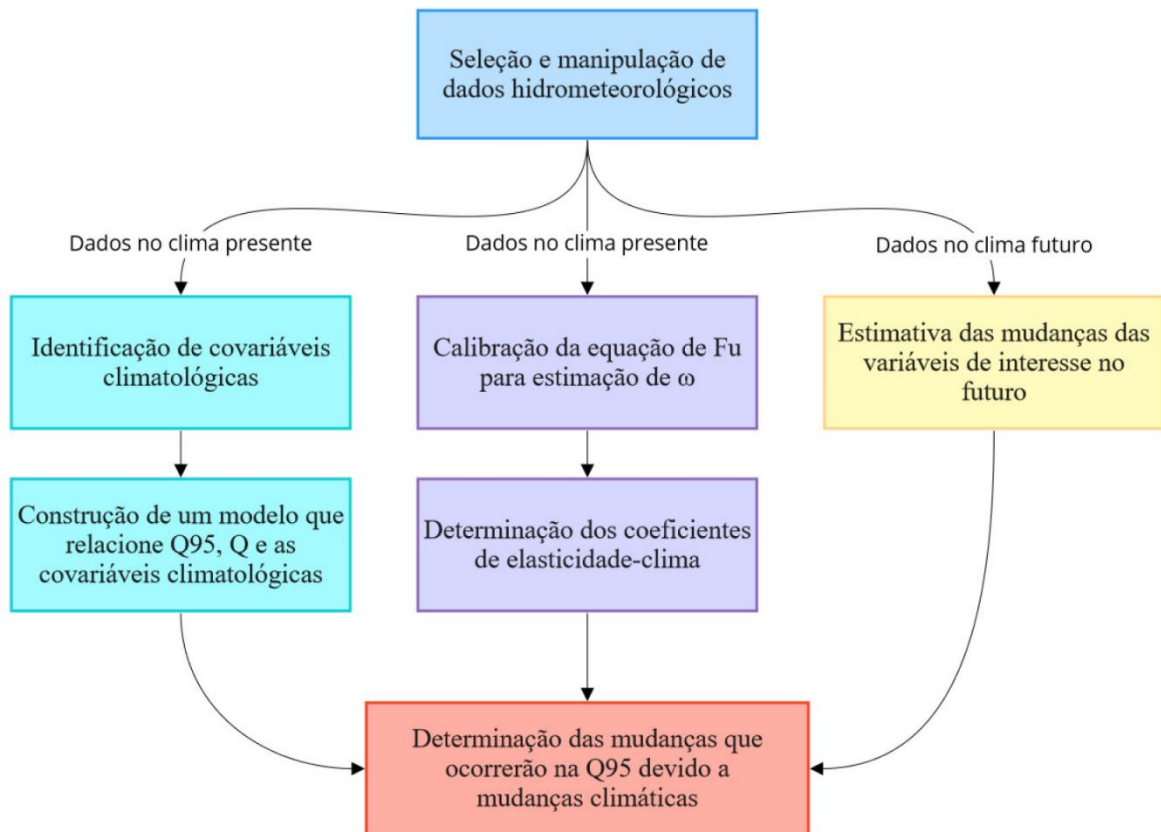


Figura 4.1 – Fluxograma das etapas do trabalho.

#### 4.1 – ÁREA DE ESTUDO

O presente trabalho foi aplicado à bacia hidrográfica do rio São Francisco. A bacia corresponde a aproximadamente 8% do território nacional, é uma das 12 regiões hidrográficas do Brasil, possui uma extensão de aproximadamente 2860 km e uma área de drenagem próxima de 640 mil km<sup>2</sup>, integrando as regiões Nordeste e Sudeste do Brasil (CBHSF, 2016). Para fins de planejamento, o território da bacia hidrográfica do São Francisco é dividido em 4 regiões fisiográficas: Alto São Francisco (19,8 % da área da bacia), Médio São Francisco (38,9 % da área da bacia), Submédio São Francisco (16,6 % da área da bacia) e Baixo São Francisco (4,7 % da área da bacia) (CBHSF, 2016). A vazão média e a  $Q_{95}$  do rio São Francisco são, respectivamente, 2057,3 e 821,0 m<sup>3</sup>/s (ANA, 2020).

O uso da água na bacia do São Francisco é dedicado em maioria à irrigação (trata-se da bacia hidrográfica que mais retira água com essa finalidade no Brasil, retirando 178,8 m<sup>3</sup>/s) e ao abastecimento urbano (29,6 m<sup>3</sup>/s) (ANA, 2020). O sistema hidroelétrico da bacia do rio São Francisco é robusto (produção de 51809 MW/mês) e composto de 20 barragens hidroelétricas, dentre as quais três podem ser destacadas devido à sua maior capacidade: Três Marias (volume de 15278 hm<sup>3</sup> e área de 1040 km<sup>2</sup>), Sobradinho (volume de 28669 hm<sup>3</sup> e área de 4214 km<sup>2</sup>) e Itaparica (volume de 3549 hm<sup>3</sup> e área de 828 km<sup>2</sup>) (DE JONG *et al.*, 2018). Além de barragens hidroelétricas, existem diversos reservatórios na bacia (cerca de 950, que inundam uma área de aproximadamente 650 mil hectares) efetuados para garantir a disponibilidade hídrica para o abastecimento humano e a irrigação, por exemplo (CBHSF, 2016).

Como pode ser observado na Figura 4.2, a bacia apresenta pouco mais da metade do seu território no semiárido, que é uma região de fragilidade natural e vulnerável à desertificação. Trata-se de uma região com rios de regime essencialmente intermitente, com períodos críticos de estiagem e com precipitação e escoamento superficial pouco expressivos quando comparados as demais regiões do país (CBHSF, 2016). A população total da bacia hidrográfica é de aproximadamente 5,5 milhões de habitantes, dentre os quais cerca de 38 % residem no semiárido (CBHSF, 2016). Finalmente, trata-se de uma região de ampla diversidade ambiental pois engloba quatro biomas, sendo eles a caatinga, o cerrado, a mata atlântica e o ecossistema do estuário do rio.

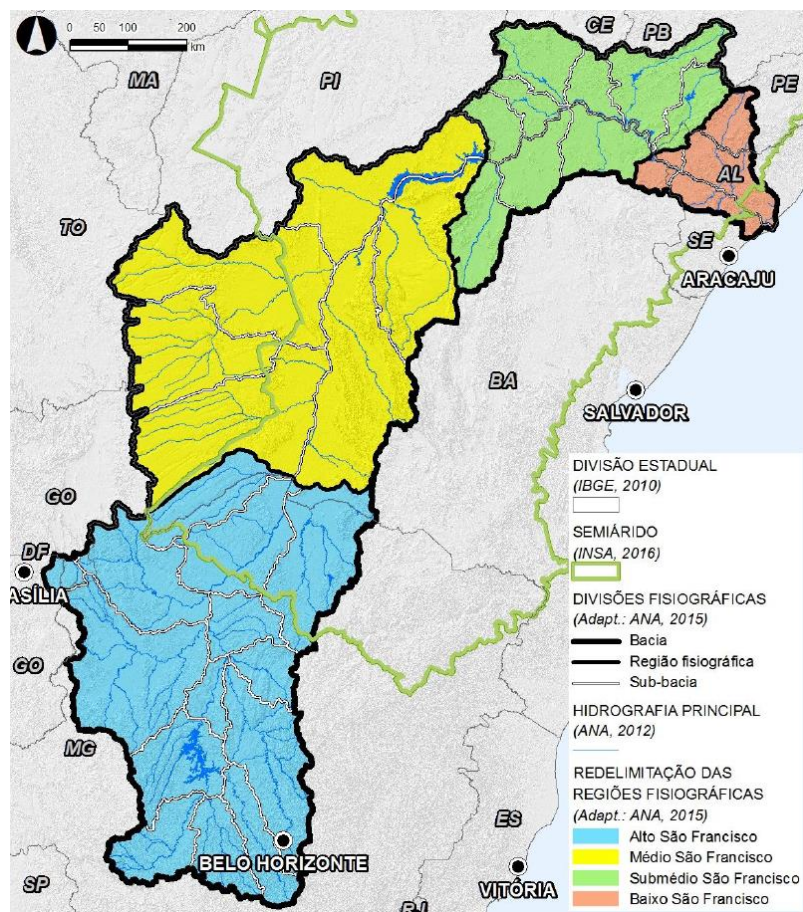


Figura 4.2 – Regiões fisiográficas da bacia do rio São Francisco (CBHSF, 2016).

#### 4.1.1 – Clima

Cada região fisiográfica da bacia hidrográfica do rio São Francisco pode ser caracterizada segundo a classificação climática de Köppen pois se trata de uma bacia com elevada variabilidade climática (BERNARDES, 1951, *apud* CBHSF, 2016). O Alto São Francisco tem clima predominante de tipo Aw, *i.e.*, quente e úmido com chuvas de verão, com 60 % do total das chuvas concentrado entre novembro e janeiro. O Médio São Francisco também possui clima predominante de tipo Aw, mas também apresenta clima BShw, definido como semiárido. O Submédio São Francisco apresenta, na sua totalidade, clima BShw. Já o Baixo São Francisco tem clima predominante de tipo AS, *i.e.*, quente e úmido com chuva de inverno, com zonas a noroeste com clima BSh, *i.e.*, clima semiárido com curta estação chuvosa no outono/inverno.

Ao se observar a precipitação média na bacia na Figura 4.3, pode-se ver que as regiões do Baixo e Submédio São Francisco apresenta baixos valores de precipitação, da ordem de 2

mm/dia. Já as regiões do Alto e Médio São Francisco possuem meses chuvosos (coincidentes com o verão) cujos máximos de precipitação são, respectivamente, 7,5 mm/dia e 4,5 mm/dia.

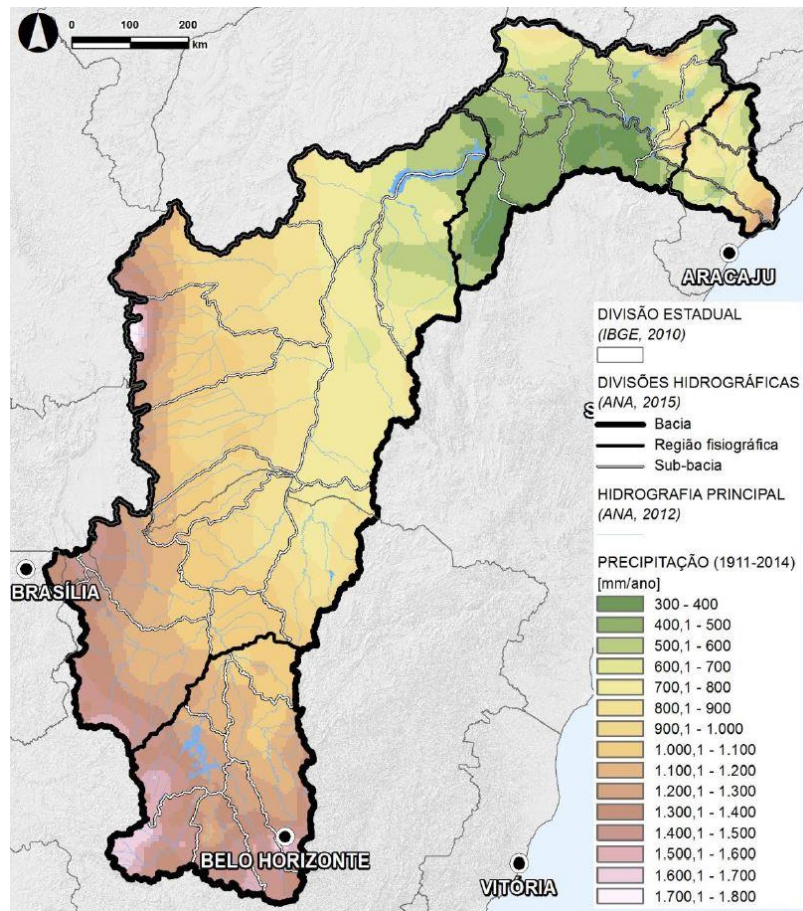


Figura 4.3 – Precipitação média na bacia do rio São Francisco (CBHSF, 2016).

A evapotranspiração na bacia do rio São Francisco, apresentada na Figura 4.4, está ligada à precipitação, ao vento, à umidade relativa do ar, à temperatura e à insolação que nela ocorrem. Os valores máximos de evapotranspiração ocorrem entre agosto e outubro no Alto e Médio São Francisco, entre setembro e dezembro no Submédio São Francisco e entre novembro e fevereiro para o Baixo São Francisco (CBHSF, 2016). Os máximos coincidem com os meses em que a temperatura do ar é mais elevada na região. Pode-se observar que os maiores valores de evapotranspiração ocorrem ao norte e nordeste da bacia, nas regiões do Médio e Submédio São Francisco. Ademais, a região do Alto São Francisco apresenta os menores valores de evapotranspiração da região hidrográfica em questão.

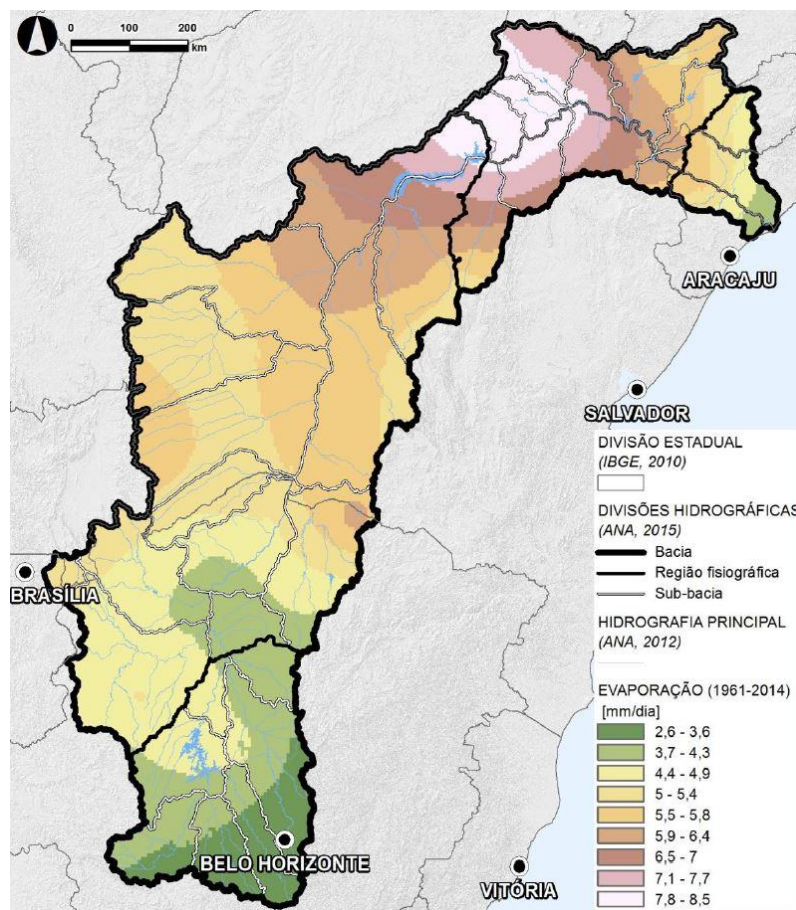


Figura 4.4 – Evaporação na bacia do rio São Francisco (CBHSF, 2016).

## 4.1.2 – Características físicas

### 4.1.2.1 – Usos do solo

A bacia hidrográfica do rio São Francisco apresenta grande parte de sua área ligada a atividades antrópicas: apenas 9,7 % dessa área é composta de matas e/ou florestas. Dentre as diversas atividades na bacia, destacam-se os estabelecimentos agropecuários (ocupando cerca de 57 % da área da bacia, 58 % da área do Médio São Francisco e 73 % da área do Submédio São Francisco) e as pastagens (ocupando cerca de 20 % da área da bacia, 53 % da área do Baixo São Francisco e 33 % da área do Alto São Francisco) (IBGE, 2010 *apud* CBHSF, 2016).



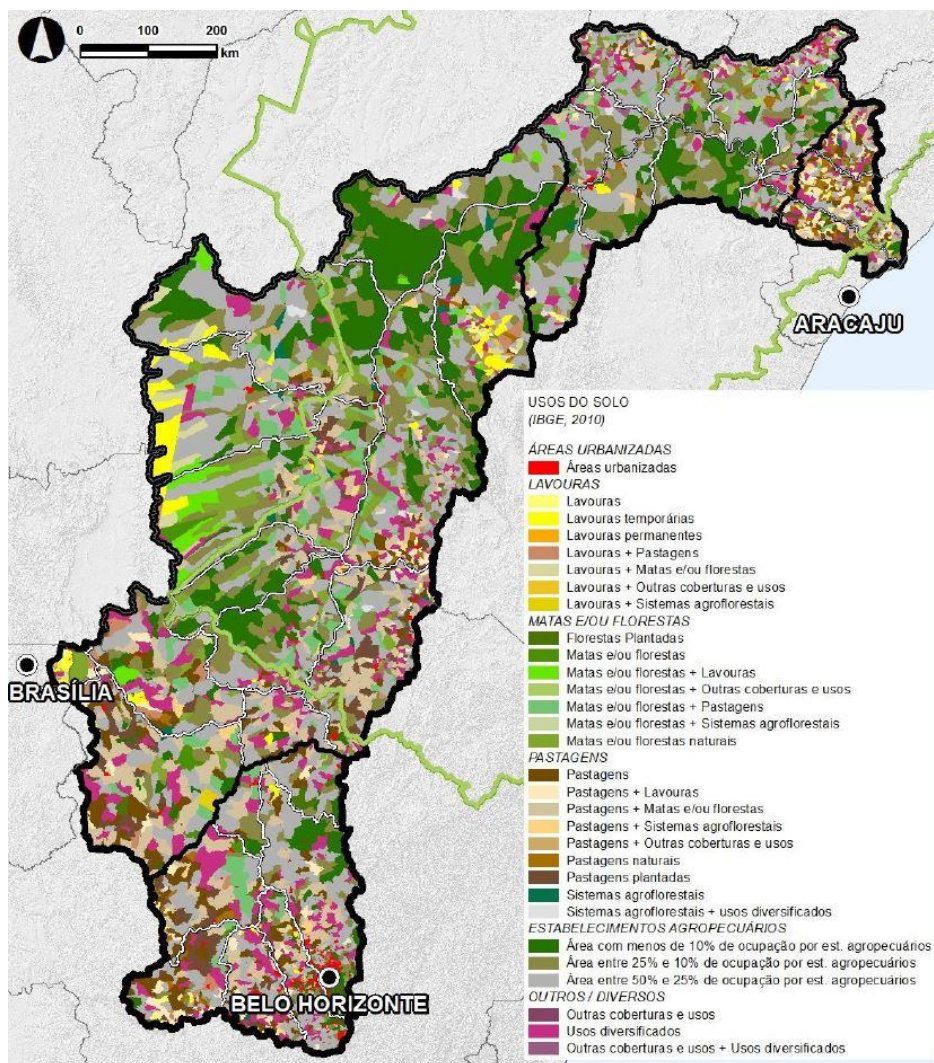


Figura 4.5 – Usos do solo na bacia do rio São Francisco (CBHSF, 2016).

Pode ser observado que existem duas grandes tendências de padrão de uso do solo. A primeira contempla as regiões Alto, Médio e Submédio São Francisco, onde existe dominância territorial dos estabelecimentos agropecuários. Em seguida, há o Baixo São Francisco, cuja maioria do território é ocupado por pastagens. Observa-se também que as áreas urbanas têm baixa abrangência geográfica na bacia, ocupando apenas cerca de 1 % da sua área (CBHSF, 2016). Além disso, estima-se que aproximadamente metade da vegetação nativa da região foi desmatada até 2009 (IBAMA, 2015).

#### 4.1.2.2 – Topografia

Devido ao seu tamanho e à diversidade do território que ocupa, a bacia do rio São Francisco apresenta elevada amplitude altimétrica. Cotas de até 2050 m são atingidas na região centro-

leste da bacia (CBHSF, 2016). Já as menores cotas observadas na bacia ocorrem no Baixo São Francisco. Observa-se que grande parte da bacia do rio São Francisco é plana (metade da bacia apresenta declividade inferior à 3%) e que declividades acentuadas ocorrem de forma pontual nos locais de maiores altitudes da bacia, situados no Alto e Médio São Francisco (CBHSF, 2016).

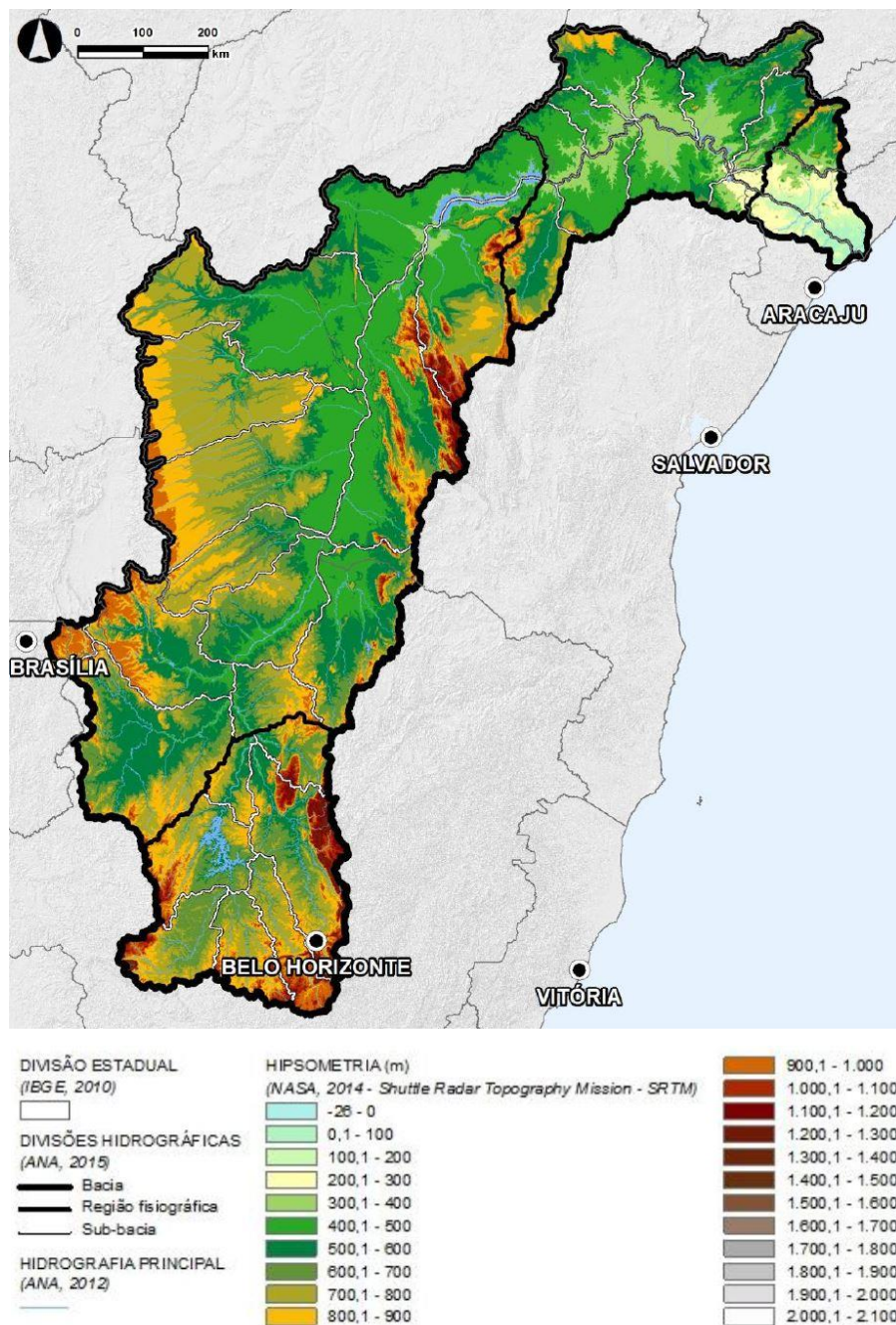


Figura 4.6 – Hipsometria na bacia do rio São Francisco (CBHSF, 2016).

## 4.2 – DADOS EMPREGADOS

Foram utilizados dados hidrometeorológicos tanto do clima presente como do futuro. As fontes de tais dados e os eventuais métodos utilizados para efetuar sua seleção e manipulação, de modo a adequá-los as necessidades do estudo, serão abordados neste tópico.

### 4.2.1 – Dados hidrológicos no clima presente

Os dados hidrológicos utilizados são oriundos da Rede Hidrometeorológica Nacional (RHN), um sistema que comporta cerca de 1900 pontos de monitoramento fluviométrico de responsabilidade da Agência Nacional de Águas (ANA) e operados por diversos parceiros (*e.g.*, Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM). Os dados de vazão da RHN são diários e foram utilizados para o cálculo de séries anuais de vazão média e da  $Q_{95}$ .

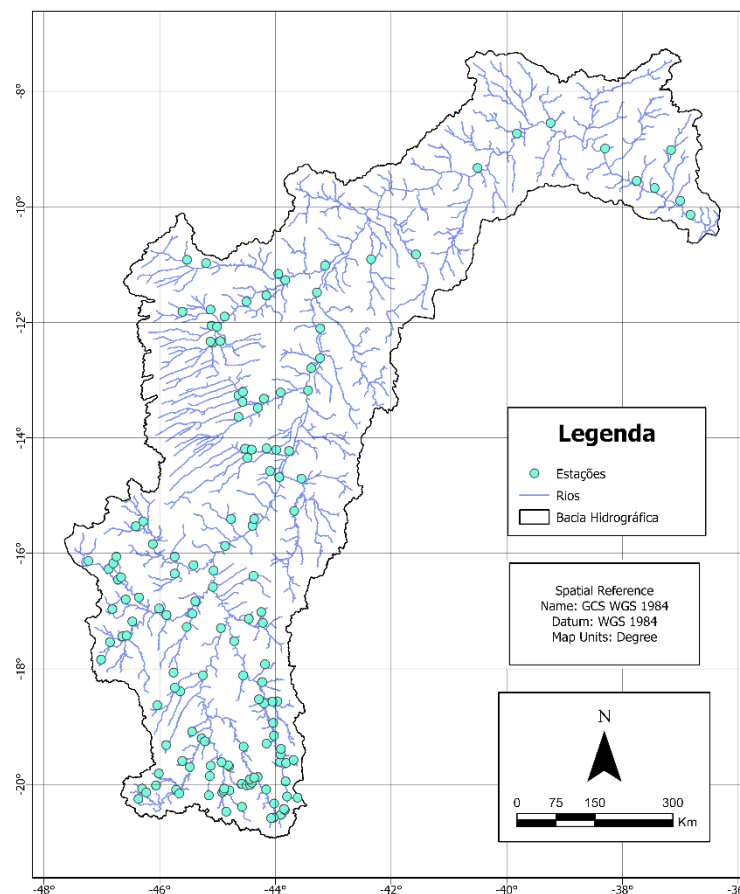


Figura 4.7 - Estações fluviométricas na bacia do rio São Francisco. Fonte de dados: ANA (2021).

Foram selecionadas apenas as estações na bacia do rio São Francisco com pelo menos 30 anos de dados sem falha, sem influência de reservatórios e cuja hipótese de um regime de vazões estacionário não pode ser rejeitada.

#### 4.2.1.1 – Avaliação da influência de reservatórios na vazão observada das estações fluviométricas

Para estimar o grau de influência de reservatórios na vazão de jusante, utilizou-se o índice *degree of regulation* (DOR), sugerido por Lehner *et al.* (2011). Sua obtenção se dá através da análise da relação entre a somatória da capacidade de armazenamento de água de reservatórios a montante e a vazão média de longo período do rio em determinado local, conforme a equação 4.1 (GRILL *et al.*, 2019).

$$DOR_j = 100 \frac{1}{VA_j} \sum_{i=1}^n VR_i \quad (4.1)$$

onde  $DOR_j$  representa o índice *degree of regulation* no trecho  $j$  do rio,  $VA_j$  representa o volume médio anual de água que escoar no trecho  $j$  do rio,  $n$  representa o número de reservatórios a montante do trecho  $j$  do rio e  $VR_i$  representa a capacidade de armazenamento de água dos reservatórios  $i$  a montante do trecho  $j$  do rio.

Elevados valores de DOR sugerem que existem reservatórios com potencial para causar impacto considerável nas vazões a jusante, *e.g.*, redução de vazões de pico e mudança nas características temporais da vazão (LEHNER *et al.*, 2011; GRILL *et al.*, 2019). Este trabalho considerou que estações fluviométricas cujos valores de DOR no trecho de rio em que estão localizadas forem superiores a 5% sofrem influências de reservatórios de forma significativa. Essas estações serão, portanto, excluídas da seleção de dados hidrológicos a serem usados. Trata-se de uma escolha subjetiva, que depende da vazão a ser analisada e do tipo de operação dos reservatórios, demandando assim uma análise mais aprofundada (LEHNER *et al.*, 2011).

Os valores de DOR para todos os reservatórios artificiais cadastrados na Base Hidrográfica Ottocodificada brasileira foram calculados por Souza e Reis (2021), e seus resultados foram

utilizados no presente estudo para avaliar as estações da bacia do rio São Francisco que sofrem influências de reservatórios.

#### 4.2.1.2 – Análise de estacionariedade nas vazões observadas nas estações fluviométricas

Para seleccionar as estações cujo regime de vazão tem comportamento estatístico estacionário, foi utilizado como critério a não rejeição da hipótese nula de estacionariedade do teste de mudança abrupta de Pettitt (1979) considerando o nível de significância de 5%. Esse teste detecta um ponto de mudança  $t$  em uma sequência de variáveis aleatórias  $x_1, \dots, x_T$  caso as funções de distribuição das variáveis  $x_1, \dots, x_t$  e  $x_{t+1}, \dots, x_T$  sejam diferentes (PETTIT, 1979). O teste é não paramétrico e utiliza uma versão do teste de Mann-Whitney para testar se rejeita-se ou não a hipótese nula de não haver um ponto de mudança na série. O procedimento do teste pode ser observado a seguir.

$$D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j) \quad (4.2)$$

Onde  $D_{ij}$  representa o sinal da diferença entre  $X_i$  e  $X_j$  e  $\text{sgn}$  representa uma função tal que:

$$\text{sgn}(y) = \begin{cases} 1 & \text{se } y > 0 \\ 0 & \text{se } y = 0 \\ -1 & \text{se } y < 0 \end{cases}$$

Em seguida, considera-se:

$$U_{t,T} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^T D_{ij} \quad (4.3)$$

onde  $U_{t,T}$  é uma versão da estatística de Mann-Whitney que testa se duas amostras  $x_1, \dots, x_t$  e  $x_{t+1}, \dots, x_T$  vêm da mesma população.

Para efetuar o teste, considera-se a estatística  $U_{t,T}$  para valores de  $t$  tais que  $1 \leq t < T$ , de modo que:

$$U_{t,T} = U_{t-1,T} + \sum_{j=1}^T D_{tj} \quad (4.4)$$

O máximo da soma dos valores absolutos  $|U_{t,T}|$ , representado pela estatística  $K_T$ , fornece a posição de um possível ponto de mudança abrupta e pode ser utilizado para averiguar se rejeita-se ou não a hipótese nula do teste.

$$K_T = \max_{1 \leq t < T} |U_{t,T}| \quad (4.5)$$

O nível de significância associado ao valor de  $K_T$  pode ser obtido por:

$$p \approx 2e^{-\frac{6K_T^2}{T^3+T^2}} \quad (4.6)$$

#### 4.2.2 – Dados meteorológicos no clima presente

Além de dados de vazão, também são necessários dados de precipitação, evapotranspiração real e evapotranspiração potencial. Os dados de precipitação e evapotranspiração potencial provém da base de dados disponibilizada por Xavier *et al.* (2015). Já os dados de evapotranspiração real serão obtidos a partir de dados de vazão e precipitação através do balanço hídrico de longo período (equação 3.1).

A base de dados disponibilizada por Xavier *et al.* (2015) contém dados de resolução temporal diária e de resolução espacial de 0,25° de latitude. Tais dados foram disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), pela ANA e pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica de São Paulo (DAEE). Esses dados provém de diversas estações de monitoramento que cobrem todo o território nacional e apresentam valores de 1980 a 2017. Foram disponibilizados valores de precipitação e das variáveis necessárias para estimar a evapotranspiração potencial com base na equação de Penman-Monteith:

$$E_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273,16} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (4.7)$$

onde  $\Delta$  é a inclinação da curva de pressão de vapor,  $R_n$  é a radiação na superfície terrestre,  $G$  é o fluxo de calor no solo,  $\gamma$  é a inclinação da curva de pressão de vapor,  $T$  é a temperatura

média a 2 m da superfície,  $U_2$  é a velocidade do vento medida ou estimada a 2 m da superfície,  $e_s$  é a pressão de vapor de saturação e  $e_a$  é a pressão de vapor.

Os valores de precipitação e das variáveis necessárias para obter a evapotranspiração potencial observados nas estações de monitoramento foram interpolados com seis métodos diferentes (*e.g.*, inverso do quadrado das distâncias e krigagem convencional). Para comparar a precisão desses métodos, foi efetuada uma validação cruzada (*i.e.*, remover um ponto da base de dados, estimar seu valor através dos métodos de interpolação e comparar o valor estimado ao valor real). A seleção do melhor método de interpolação a ser aplicado em cada parte da grade (quadrada com lado de  $0,25^\circ$  de latitude-longitude) foi baseada em estimadores estatísticos (*e.g.*, coeficiente de correlação, raiz do erro quadrático médio e média dos erros absolutos).

#### **4.2.3 – Projeções climáticas de modelos climáticos globais**

A projeção futura do clima é efetuada através de modelos climáticos globais (MCGs) que simulam diversas variáveis em escala global, com resolução espacial geralmente superior a 100km (AVILA-DIAZ *et al.*, 2020). Os MCGs efetuam projeções climáticas de variáveis como temperatura e precipitação (IPCC, 2013). Para fins de estudos hidrológicos, a elevada resolução espacial desses modelos limita sua aplicação em escala regional.

Para contornar essa limitação, são utilizadas técnicas conhecidas na literatura como *downscaling*, que podem ser tanto estatísticas como dinâmicas (TRASHER *et al.*, 2012; AVILA-DIAZ *et al.*, 2020). As técnicas de *downscaling* dinâmicas utilizam modelos de alta resolução espacial para interpolar as informações fornecidas pelos MCGs, ao passo que as técnicas de *downscaling* estatísticas utilizam relações empíricas entre as variáveis contempladas pelos MCGs e variáveis climáticas locais (TRASHER *et al.*, 2012).

A Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço americana (NASA) efetuou o *downscaling* estatístico dos MCGs utilizados na elaboração do quinto relatório do IPCC para dois dos quatro cenários de emissões de gases de efeito estufa utilizados pelo IPCC (RCP4.5 e RCP8.5). Os resultados obtidos foram disponibilizados na base de dados NEX-GDDP, que comporta 42 projeções climáticas de 21 MCGs em dois cenários RCP, com dados diários de temperaturas (máxima, média e mínima) e precipitação até 2100. A resolução espacial dos

dados disponibilizados no NEX-GDDP é de 0,25° de latitude-longitude para todos os MCGs. Tendo em vista que os resultados apresentados em dois MCGs tiveram inconsistências, foram utilizados no presente trabalho os resultados obtidos com 19 MCGs, sendo eles:

Tabela 4.1 – Modelos Climáticos Globais (MCGs) utilizados no presente estudo

Modelos Climáticos Globais (MCGs)	
BCC-CSM1-1	INMCM4
BNU-ESM	IPSL-CM5A-LR
CanESM2	IPSL-CM5A-MR
CCSM4	MIROC-ESM-CHEM
CESM1-BGC	MIROC5
CNRM-CM5	MPI-ESM-LR
CSIRO-MK3-6-0	MPI-ESM-MR
GFDL-CM3	MRI-CGCM3
GFDL-ESM2G	NorESM1-M
GFDL-ESM2M	

Os dados de todos os MCGs utilizados nesse estudo foram fornecidos pela Agência Nacional de Águas (2021), que os utilizou na elaboração do seu informe anual da conjuntura dos recursos hídricos no Brasil.

### 4.3 – MODELO DE REGRESSÃO PARA ESTIMAR A $Q_{95}$

Conforme já mencionado anteriormente, é notória a interação entre variáveis climatológicas e vazão. No presente estudo, essa relação foi utilizada para construir um modelo linear de regressão que possibilite estimar a  $Q_{95}$ . O desenvolvimento desse modelo foi baseado nos estudos de Ekström *et al.* (2018), Zhang *et al.* (2018) e Wang *et al.* (2020). A regressão é um método relativamente simples de relacionar as variáveis climatológicas e as vazões, mas tem precisão limitada quando há elevado grau de não estacionariedade (ZHANG *et al.*, 2018; SLATER *et al.*, 2021). Esse é um dos motivos que levou à exclusão das estações com regime de vazão identificado como não estacionário do presente estudo.

#### 4.3.1 – Identificação de covariáveis climatológicas

Dois principais critérios foram utilizados para estabelecer a seleção de covariáveis climatológicas a serem utilizadas, sendo eles: ter um possível impacto nas vazões (em



especial em vazões mínimas) e ter sua estimação com base nas projeções climáticas descritas anteriormente possível. Ao todo, foram selecionadas 7 potenciais covariáveis referentes à precipitação e 7 potenciais covariáveis referentes à evapotranspiração potencial, que podem ser observadas na tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Variáveis climatológicas selecionadas para o estudo

Abreviação	Métrica climatológica
Media_P	Precipitação média anual
Max_P_6	Precipitação média do semestre úmido
Max_P_3	Precipitação média do trimestre úmido
Min_P_6	Precipitação média do semestre seco
Min_P_3	Precipitação média do trimestre seco
CoefVar_P	Coeficiente de variação da precipitação anual
Razao_P_6	Razão entre a precipitação média do semestre úmido e a precipitação média do semestre seco
Media_E0	Evapotranspiração potencial média anual
Max_E0_6	Evapotranspiração potencial média do semestre úmido
Max_E0_3	Evapotranspiração potencial média do trimestre úmido
Min_E0_6	Evapotranspiração potencial média do semestre seco
Min_E0_3	Evapotranspiração potencial média do trimestre seco
CoefVar_E0	Coeficiente de variação do evapotranspiração potencial média anual
Razao_E0_6	Razão entre a evapotranspiração potencial média do semestre úmido e a evapotranspiração potencial média do semestre seco

Além disso, a relação entre a  $Q_{95}$  e a vazão média anual ( $Q$ ) também foi utilizada em todos modelos de regressão.

#### 4.3.2 – Construção de um modelo de regressão linear

O modelo construído foi baseado no modelo de regressão linear proposto por Wang (2020), que foi enunciado nas equações 3.23 e 3.24. As relações entre  $Q_{95}$ ,  $Q$  e as potencias

covariáveis climatológicas foram utilizadas para construir um modelo de regressão múltipla linear com transformação logarítmica. A seleção do melhor modelo de regressão pode ser efetuada através de dois métodos: regressão *stepwise* e estimação de todas as equações de regressões possíveis. Este último método pode apresentar elevada demanda computacional, mas o uso de 14 potenciais regressores (apresentados na tabela 4.1) o torna acessível. Portanto, este estudo avaliou todas as equações de regressões possíveis. Dentre os modelos elaborados, foram selecionados os que melhor se ajustam aos dados e utilizam preditores com baixa correlação entre si. O nível de ajuste do modelo foi avaliado com base no estimador *Bayesian Information Criterion* (BIC).

Os parâmetros de cada regressão possível foram determinados utilizando o método dos mínimos quadrados. Tal método consiste em minimizar a função dos mínimos quadrados, conforme pode ser visto na equação a seguir.

$$S(\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_n) = \sum_{i=1}^n \epsilon_i^2 \quad (4.8)$$

onde  $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_n$  representam os parâmetros do modelo de regressão e  $\epsilon_i$  é o resíduo desse modelo, tido como normalmente distribuído com média 0 e variância  $\sigma^2$  ( $\epsilon \sim N(0, \sigma^2)$ ).

Para o caso do modelo enunciado na equação 3.24, a função dos mínimos quadrados a ser minimizada pode ser escrita como:

$$S(\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_n) = \sum_{i=1}^n \left( \ln(Q_{95}) - \beta_0 - \sum_{j=1}^k \beta_j \ln(x_{ij}) \right)^2 \quad (4.9)$$

onde  $x_{ij}$  representam as variáveis aleatórias do modelo, *i.e.*, a vazão média de longo período e as covariáveis climatológicas.

#### 4.4 – AJUSTE DO MODELO DO TIPO BUDYKO

O modelo do tipo Budyko adotado é aquele da equação de Fu descrita no item 3.2 deste trabalho. Conforme já mencionado, o modelo precisa de uma estimação do parâmetro  $\omega$  e

de dados de evapotranspiração potencial e precipitação para calcular os valores de evapotranspiração real de uma bacia. Tendo em vista que a obtenção dos dados necessários já foi descrita no item 4.2, apenas a estimação do parâmetro  $\omega$  será descrita a seguir. Trata-se de um parâmetro fundamental pois é o único a representar os efeitos que as características físicas da bacia tem no balanço hídrico (ZHANG *et al.*, 2004; HARMAN *et al.*, 2013).

Para estimar  $\omega$ , são requeridos valores médios anuais de precipitação ( $P$ ), vazão ( $Q$ ), evapotranspiração real ( $E$ ) e potencial ( $E_0$ ). Dentre esses, apenas a evapotranspiração real ainda não foi obtida. Seu cálculo pode ser efetuado por meio da equação 3.1, que retrata o balanço hídrico de longo período, graças aos dados médios anuais de precipitação e vazão já calculados anteriormente. Em seguida, utilizam-se os valores de  $\bar{E}/\bar{P}$  e suas estimações  $\hat{E}/\hat{P}$  fornecidas pela equação de Fu para obter o valor de  $\omega$ . Calcula-se, através de um método numérico, a raiz da diferença entre  $\bar{E}/\bar{P} - \hat{E}/\hat{P}$ , que deve ser igual à 0. Substituindo  $\hat{E}/\hat{P}$  pela equação de Fu, deve-se encontrar o  $\omega$  que torne essa relação real.

#### **4.4 – DETERMINAÇÃO DOS COEFICIENTES DE ELASTICIDADE-CLIMA PARA A VAZÃO MÉDIA DE LONGO PERÍODO**

A determinação dos coeficientes de elasticidade-clima para a vazão média de longo período necessita os valores médios de precipitação ( $P$ ), evapotranspiração real ( $E$ ) e potencial ( $E_0$ ), cujas obtenções foram descritas nos itens 4.2 e 4.4 e a estimação do parâmetro  $\hat{\omega}$  da equação de Fu, obtida através do método descrito no item 4.4. Com tais valores, pode-se obter os valores das derivadas da equação de Fu com relação a precipitação ( $\partial f/\partial P$ ) e a evapotranspiração potencial ( $\partial f/\partial E_0$ ) por meio, respectivamente, das equações 3.21 e 3.22. Em seguida, os coeficientes de elasticidade da precipitação com relação a vazão ( $\varepsilon_1$ ) e da evapotranspiração potencial com relação a vazão ( $\varepsilon_2$ ) podem ser obtidos através das equações 3.19 e 3.20, respectivamente.

#### **4.5 – ESTIMATIVA DAS MUDANÇAS RELATIVAS NO CLIMA FUTURO DAS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS DE INTERESSE**

Conforme elencado na seção 4.2.3 do presente trabalho, o clima futuro foi retratado através de projeções climáticas de 20 MCGs que fornecem dados diários de temperaturas (máxima,

média e mínima) e precipitação para o período de 2022 a 2100 com base em dois cenários de emissões de gases de efeito estufa (RCP4.5 e RCP8.5). Uma forma de estimar a evapotranspiração potencial foi proposta por Hargreaves e Samani (1985):

$$E_0 = 0,0023R_a(T_m + 17,8)T_r^{0,5} \quad (4.10)$$

onde  $R_a$  representa a radiação solar extraterrestre,  $T_m$  representa a temperatura média e  $T_r$  é a amplitude de temperatura ( $T_r = T_{max} - T_{min}$ ).

Os valores da radiação solar extraterrestre podem ser obtidos com escala temporal diária em função da constante solar e da latitude (TEH, 2006). Portanto, Com base nos dados diários de temperatura disponibilizados no NEX-GDDP, é possível estimar a evapotranspiração potencial diária através da equação 4.11.

A ANA (2021) efetuou os cálculos de  $E_0$  para todos os MCGs em ambos os cenários no âmbito da elaboração do seu informe anual da conjuntura dos recursos hídricos no Brasil e forneceu seus resultados para a execução do presente trabalho. Finalmente, obtidos os valores diários de precipitação e evapotranspiração potencial, torna-se possível calcular as mudanças relativas de todas as variáveis climáticas que serão utilizadas no modelo.

#### **4.6 – DETERMINAÇÃO DA MUDANÇA NA $Q_{95}$ DEVIDO AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS**

Para determinar a mudança em  $Q_{95}$  devido as mudanças climáticas, utilizou-se um procedimento similar ao efetuado por Wang (2020) e enunciado no item 3.4 desse trabalho. O modelo proposto foi obtido a partir das equações 3.18 e 3.29. A equação 3.29 permite estimar  $dQ_{95}/Q_{95}$  em função de  $dQ/Q$  e das características climáticas que fazem parte do modelo descrito no item 4.3. Já a equação 3.18 permite estimar  $dQ/Q$  a partir dos coeficientes de elasticidade da precipitação com relação a vazão ( $\varepsilon_1$ ), da evapotranspiração potencial com relação a vazão ( $\varepsilon_2$ ) e de mudanças em  $P$  e  $E_0$ . Combinando as duas equações, obtém-se que:

$$\frac{dQ_{95}}{Q_{95}} = \hat{\beta}_Q \left( \varepsilon_1 \frac{dP}{P} - \varepsilon_2 \frac{dE_0}{E_0} \right) + \hat{\beta}_{CC} \frac{dCC}{CC} \quad (4.11)$$

A equação acima pode ser generalizada para o caso onde mais de uma covariável climática seja empregada no modelo ( $k > 1$ , *c.f.*, item 3.4). Feito isso, obtém-se o modelo que pode estimar a mudança relativa da  $Q_{95}$  em função dos coeficientes de elasticidade-clima e das covariáveis climáticas que farão parte do modelo:

$$\frac{dQ_{95}}{Q_{95}} = \hat{\beta}_Q \left( \varepsilon_1 \frac{dP}{P} - \varepsilon_2 \frac{dE_0}{E_0} \right) + \sum_{i=1}^k \hat{\beta}_{CC_i} \frac{dCC_i}{CC_i} \quad (4.12)$$

onde os valores de  $dP/P$ ,  $dE_0/E_0$  e  $dCC_i/CC_i$  devem ser estimados com base nos procedimentos descritos no item 4.5.

## **5 – RESULTADOS E DISCUSSÃO**

Nesta seção, os resultados obtidos através da aplicação da metodologia supracitada serão apresentados. Em um primeiro momento, as estações fluviométricas selecionadas e suas características hidrometeorológicas serão apresentadas. Posteriormente, serão discutidos os resultados do modelo do tipo Budyko e os coeficientes de elasticidade-clima da vazão. Em seguida, os modelos de regressão obtidos serão apresentados. E, finalmente, as mudanças relativas das variáveis climáticas, da vazão e da  $Q_{95}$  devido às mudanças climáticas apontadas pelos MCGs serão analisadas.

### **5.1 – ESTAÇÕES SELECIONADAS**

Conforme descrito na metodologia deste trabalho, foram consideradas apenas as estações que dispunham de trinta anos de dados sem falhas, não sofriam influência de reservatórios e tinham um regime de vazão de comportamento estatístico estacionário. Esses dois últimos critérios foram definidos, respectivamente, com base no índice DOR e no teste de Pettitt. Os resultados dessa seleção serão apresentados em um primeiro momento, e uma breve caracterização hidrometeorológica das estações selecionadas será efetuada em seguida.

#### **5.1.1 – Critérios de seleção das estações.**

Pode-se observar na Figura 5.1 que existem diversas estações que satisfazem o critério de trinta anos sem falhas, e que todas as regiões fisiográficas da bacia do rio São Francisco contém estações que satisfaçam este critério. Cento e seis estações contam com uma série de dados superior a trinta anos.

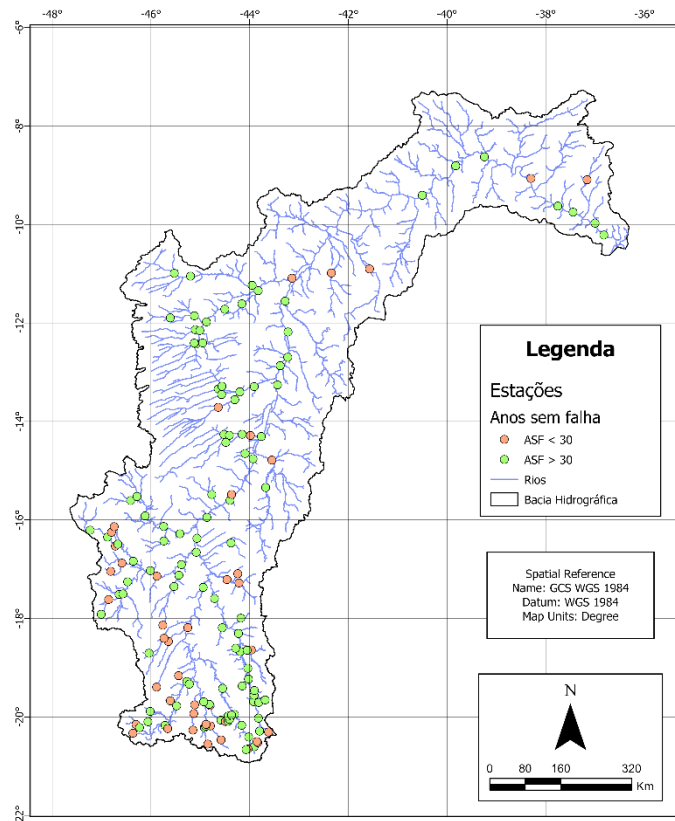


Figura 5.1 – Resultados do número de anos sem falha. Fonte de dados: ANA (2021).

Em seguida, observa-se na Figura 5.2 que todas as estações nas regiões fisiográfica do Baixo e Submédio São Francisco apresentam valores de DOR superiores à 0,05. A maioria das estações situadas na calha do rio São Francisco também sofre uma influência de reservatórios demasiadamente elevada. Essas estações foram, portanto, removidas do presente estudo. Das 150 estações analisadas, 100 apresentam valores de DOR inferiores à 0,05, e apenas 69 estações satisfazem ambos os critérios de seleção apresentados acima.

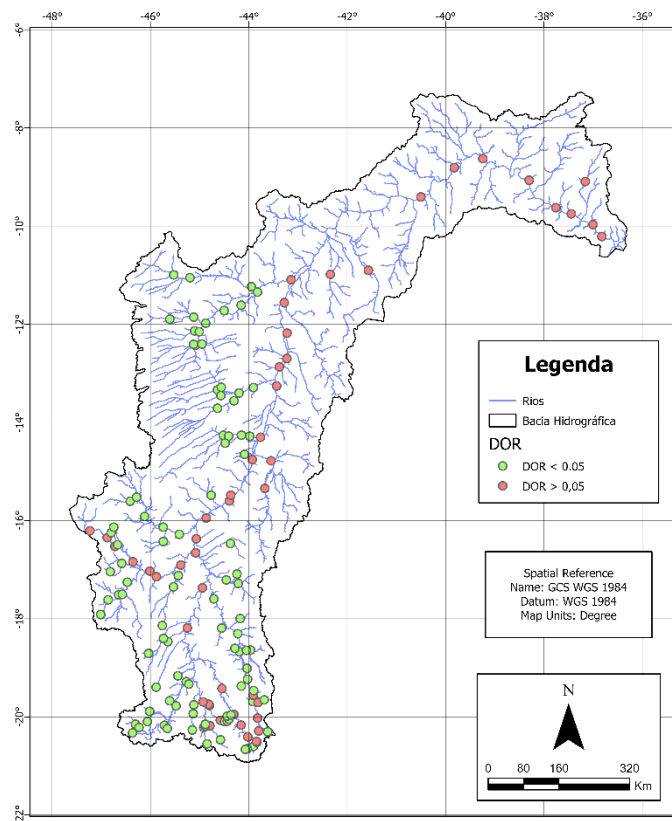


Figura 5.2 – Resultados do índice DOR. Fonte de dados: Souza e Reis (2021).

Por fim, foi realizado o estudo de estacionariedade das 69 estações selecionadas acima, e os resultados podem ser visualizados na Figura 5.3. Das 69 estações analisadas, apenas 33 apresentam um regime de vazão estacionário e serão, portanto, objeto do presente estudo.

Ao final do processo de seleção das estações, apenas aquelas localizadas no Alto São Francisco foram objeto deste estudo. Trata-se da região de maior disponibilidade hídrica na bacia, contando com maiores valores de precipitação e menores valores de evapotranspiração potencial em comparação às demais regiões.

Uma possível explicação para esse resultado pode estar nas diferenças entre os usos dos solos nas duas regiões fisiográficas. O Alto São Francisco possui aproximadamente 20 % de sua vegetação nativa removida, ao passo que, no Submédio São Francisco, esse valor passa a ser de aproximadamente 57 % (CBHSF, 2016). Além disso, regimes de vazão não estacionários foram observados em climas mais áridos, como os do Submédio São Francisco e de outras regiões do Nordeste do Brasil (SLATER, 2021).



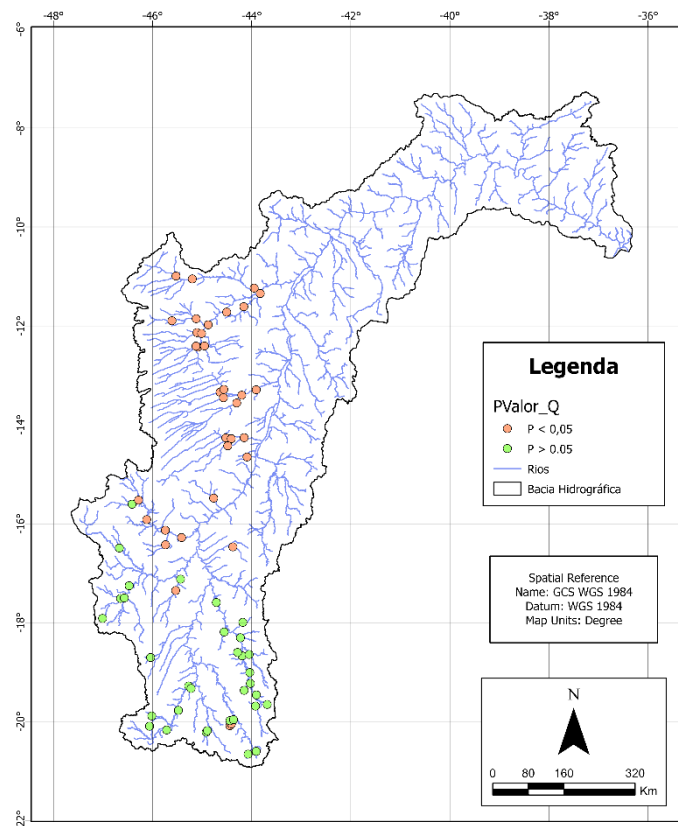


Figura 5.3 - Resultados dos testes de Pettitt. Fonte de dados: ANA (2021).

### 5.1.2 – Caracterização hidrometeorológica das estações selecionadas.

Para entender as variações futuras das variáveis climáticas, da vazão  $Q$  e da  $Q_{95}$ , o entendimento dos seus padrões de distribuição na área de estudo é indispensável. Levando em conta que todas as estações se encontram na mesma região fisiográfica, espera-se que estes padrões sejam similares. Para melhor discretização espacial das características hidrometeorológicas, uma análise por sub-bacia foi efetuada. Um mapa permitindo que as sub-bacias e as estações de monitoramento sejam visualizadas em conjunto foi desenvolvido e pode ser encontrado na Figura 6.1 do Apêndice A deste trabalho.

A evapotranspiração potencial média nas estações e sua distribuição espacial podem ser observadas, respectivamente, nas Figuras 5.4 e 5.5. Tais valores variam entre 3,37 mm/d e 3,99 mm/d, sendo seu valor médio igual a 3,68 mm/d. Por mais que a amplitude de variação desses valores seja baixa, pode-se observar que as estações mais ao norte apresentam

maiores valores de evapotranspiração potencial, o que é esperado haja vista a maior proximidade do semiárido brasileiro.

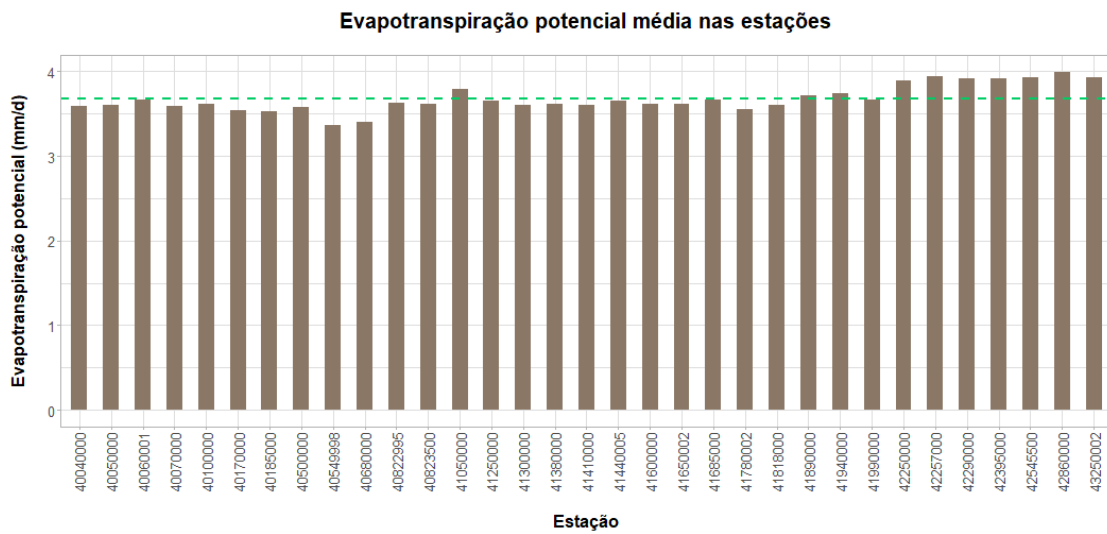


Figura 5.4 – Evapotranspiração potencial nas estações. Fonte de dados: ANA (2021).

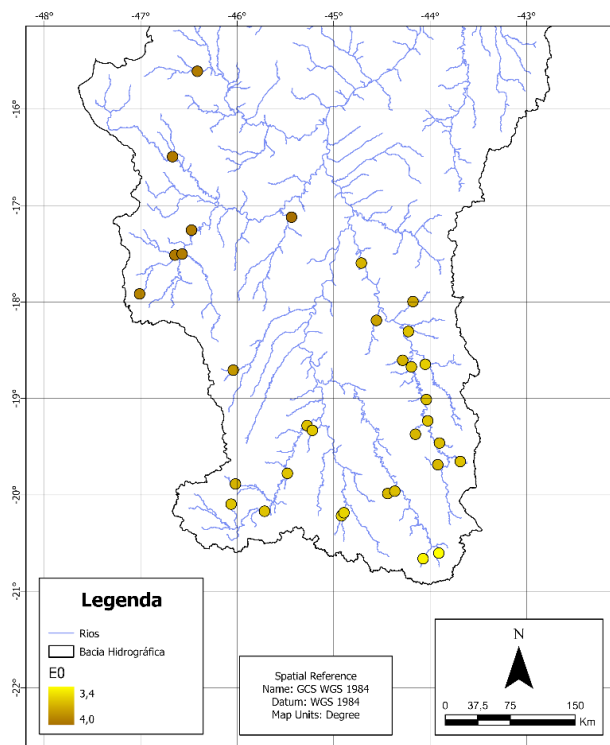


Figura 5.5 – Distribuição espacial da evapotranspiração potencial. Fonte de dados: ANA (2021).

No que diz respeito à precipitação média nessas estações, observa-se na Figura 5.6 uma maior variabilidade entre seus valores. A precipitação média de todas as estações é de 3,78

mm/d e seus valores mínimos e máximos são, respectivamente, de 3,08 mm/d e 4,32 mm/d. Um comportamento inverso ao da evapotranspiração potencial pode ser observado na Figura 5.7: os valores de precipitação são menores nas estações mais ao norte, devido ao clima mais seco nesta região.

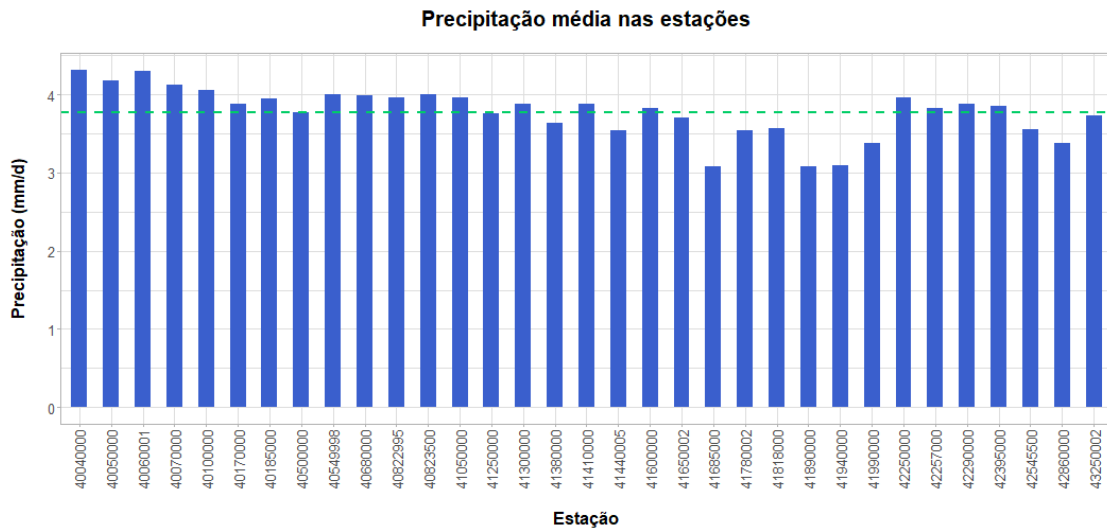


Figura 5.6 – Precipitação nas estações. Fonte de dados: ANA (2021).

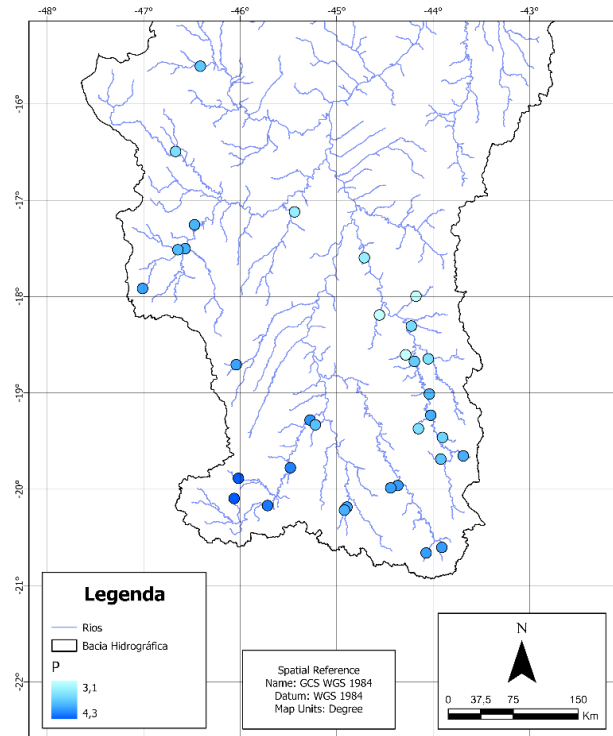


Figura 5.7 – Distribuição espacial da precipitação. Fonte de dados: ANA (2021).

O índice de aridez apresenta um valor médio de 0,98 e varia ente 0,83 e 1,21. Estações cujo índice é superior à 1 podem ser caracterizadas como áridas. Observa-se nas Figura 5.8 e 5.9 um maior grau de aridez na bacia do rio Das Velhas e nas estações ao norte da região do Alto São Francisco.

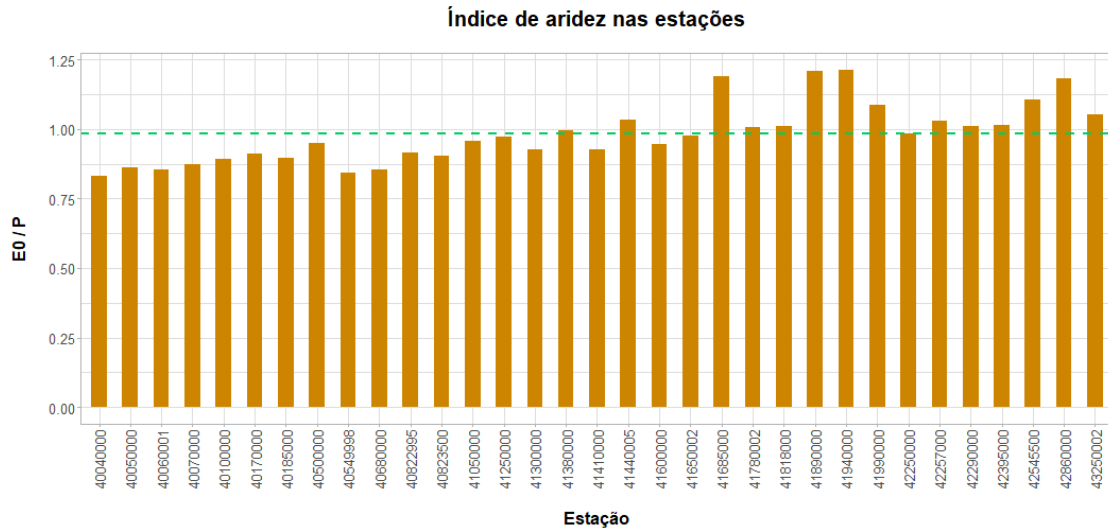


Figura 5.8 – Índice de aridez nas estações. Fonte de dados: ANA (2021).

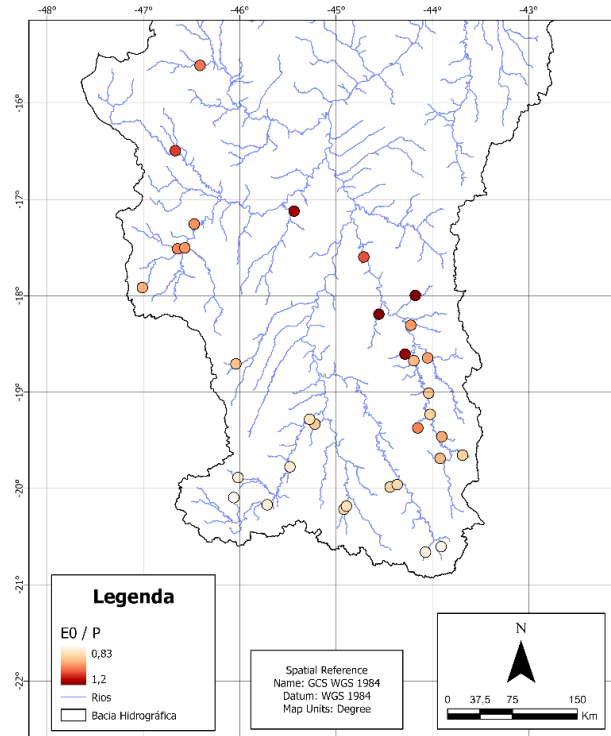


Figura 5.9 – Distribuição espacial do índice de aridez. Fonte de dados: ANA (2021).

A vazão média nas estações tem uma grande amplitude de variação, como pode se observar na Figura 5.10. Observam-se valores entre 0,45 mm/d e 1,97 mm/d e um valor médio para todas as estações de 1,20 mm/d. Observa-se na Figura 5.11 que as estações com maiores valores médios de vazão estão no sul da bacia do rio São Francisco.

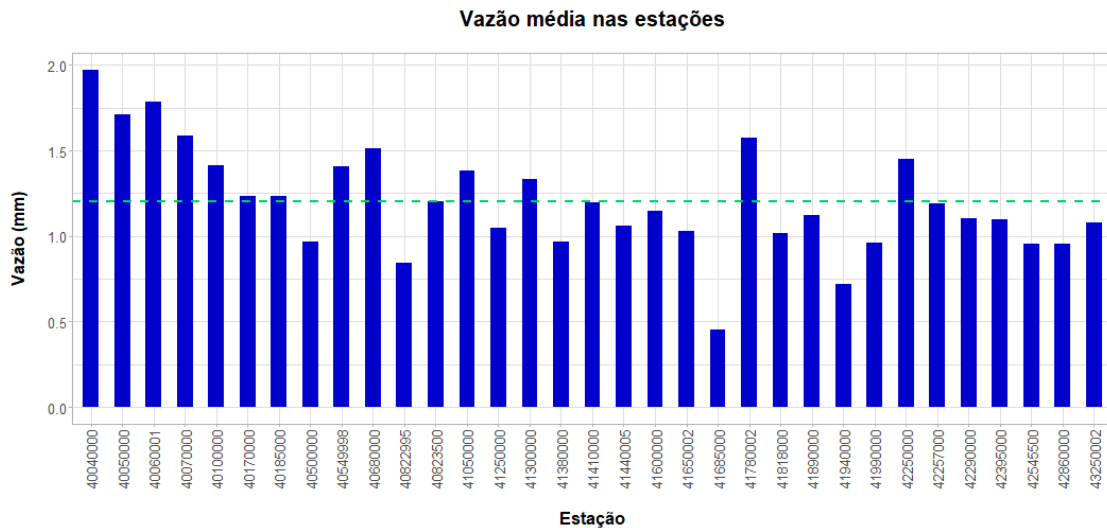


Figura 5.10 – Vazão média nas estações. Fonte de dados: ANA (2021).

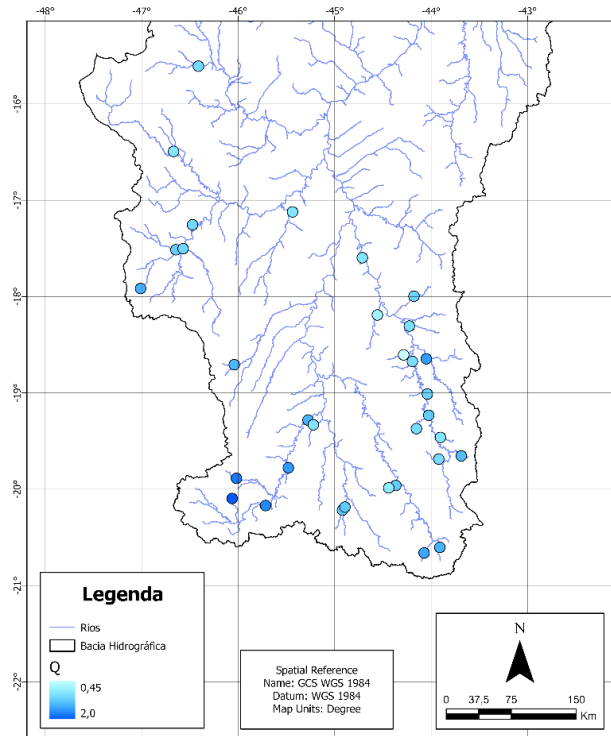


Figura 5.11 – Distribuição espacial da vazão média. Fonte de dados: ANA (2021).

Finalmente, a  $Q_{95}$  apresenta valores médio, mínimo e máximo de, respectivamente, 0,32, 0,04 e 0,76 mm/d. Observa-se nas Figuras 5.12 e 5.13 que esses valores são maiores no sul da bacia e tendem a se reduzir conforme se avança para jusante. Ressalta-se que esse valor é baixo nas estações 41685000, 41890000 e 41940000. Isso aponta para um comportamento hidrológico próximo de um rio intermitente nessas estações, com baixas contribuições do escoamento de base no período seco.

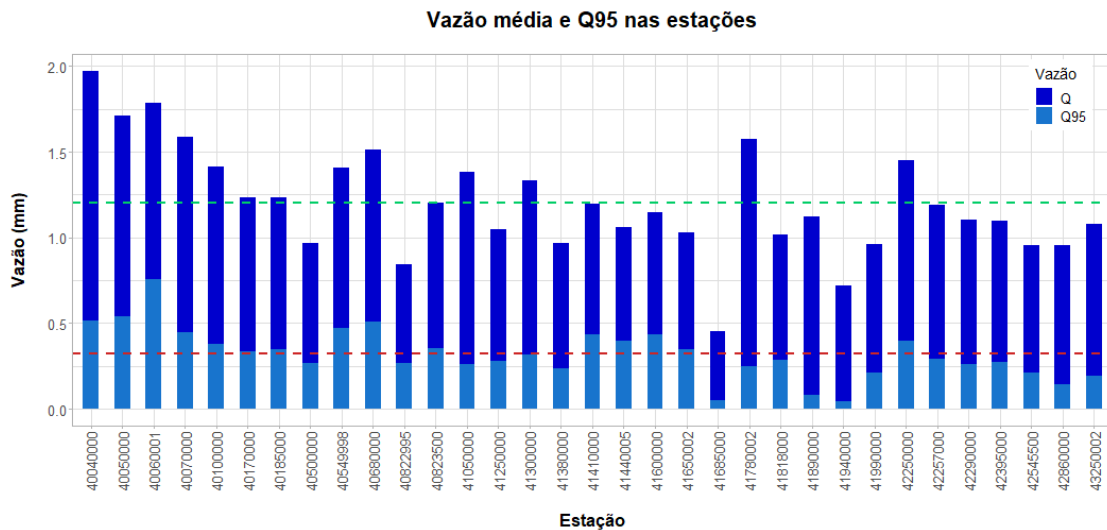


Figura 5.12 – Vazão média e  $Q_{95}$  nas estações. Fonte de dados: ANA (2021).

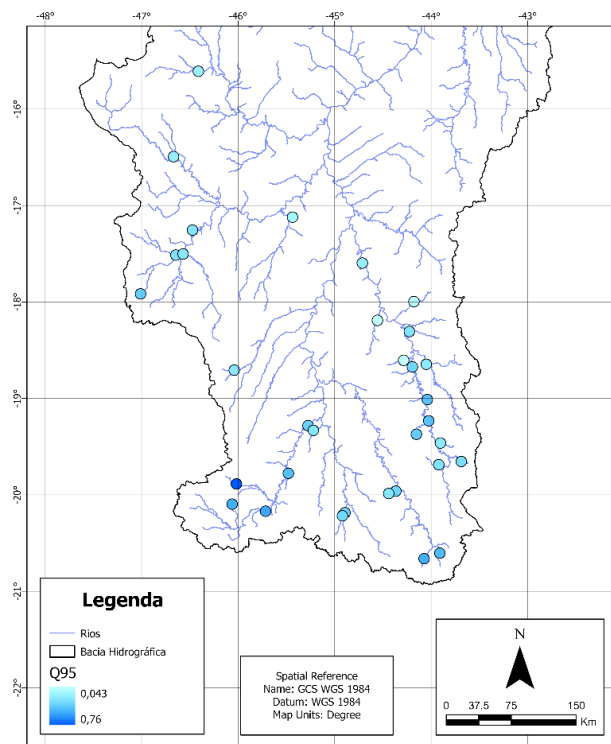


Figura 5.13 – Distribuição espacial da  $Q_{95}$ . Fonte de dados: ANA (2021).

## 5.2 – AJUSTE DO MODELO DO TIPO BUDYKO E ELASTICIDADE-CLIMA DA VAZÃO

Uma vez que o cálculo da evapotranspiração real foi efetuado, o valor de  $\omega$  para cada estação analisada pode ser obtido, conforme descrito na metodologia deste trabalho. O valor médio de  $\omega$  é de 2,67 e seu intervalo de variação está entre 1,88 e 4,30. Observa-se na Figura 5.14 que parte das estações apresenta em valores próximos à média, mas existem algumas exceções, tanto de valores superiores como inferiores (como, respectivamente, as estações 40822995 e 41780002).

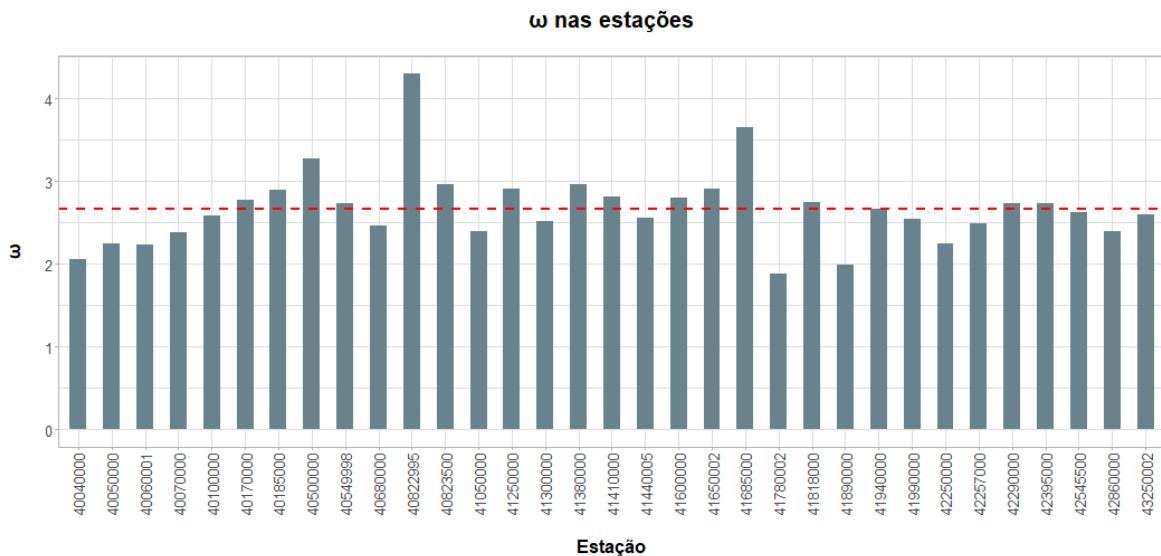


Figura 5.14 –  $\omega$  nas estações. Fonte de dados: ANA (2021).

Na Figura 5.15, pode-se ver que os valores de  $\omega$  mais elevados estão nas bacias dos rios das Velhas, Pará e Paraopeba. Já os menores valores de  $\omega$  estão nas primeiras nascentes do rio São Francisco e no leste da região fisiográfica do Alto São Francisco.

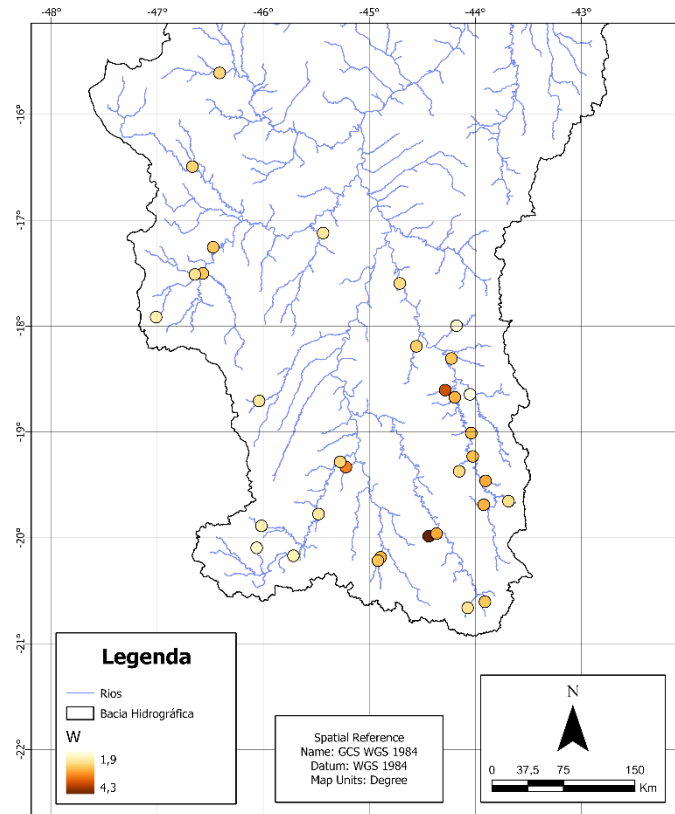


Figura 5.15 – Distribuição espacial de  $\omega$  na área de estudo. Fonte de dados: ANA (2021).

Para entender melhor como se dá a influência de variações na evapotranspiração potencial e na precipitação nas vazões médias, utiliza-se o conceito de elasticidade-clima da vazão, cujo método de obtenção foi descrito anteriormente. Os resultados dessa avaliação estão ilustrados nas Figuras 5.16 a 5.18.

Observando a Figura 5.16, vê-se que o valor médio da elasticidade da precipitação com relação à vazão ( $\varepsilon_1$ ) é de 2,16. Já o valor médio da elasticidade da evapotranspiração potencial ( $\varepsilon_2$ ) é de 1,16. Pode-se inferir que as vazões médias apresentam uma maior sensibilidade à variações de chuvas do que à variações da evapotranspiração potencial. Os valores de  $\varepsilon_1$  variam entre 1,62 e 3,15, e os valores de  $\varepsilon_2$  estão entre 0,62 e 2,15. Destaca-se a estação 41685000, que apresenta os maiores coeficientes de elasticidade-clima e os menores valores de vazão média e de  $Q_{95}$ .



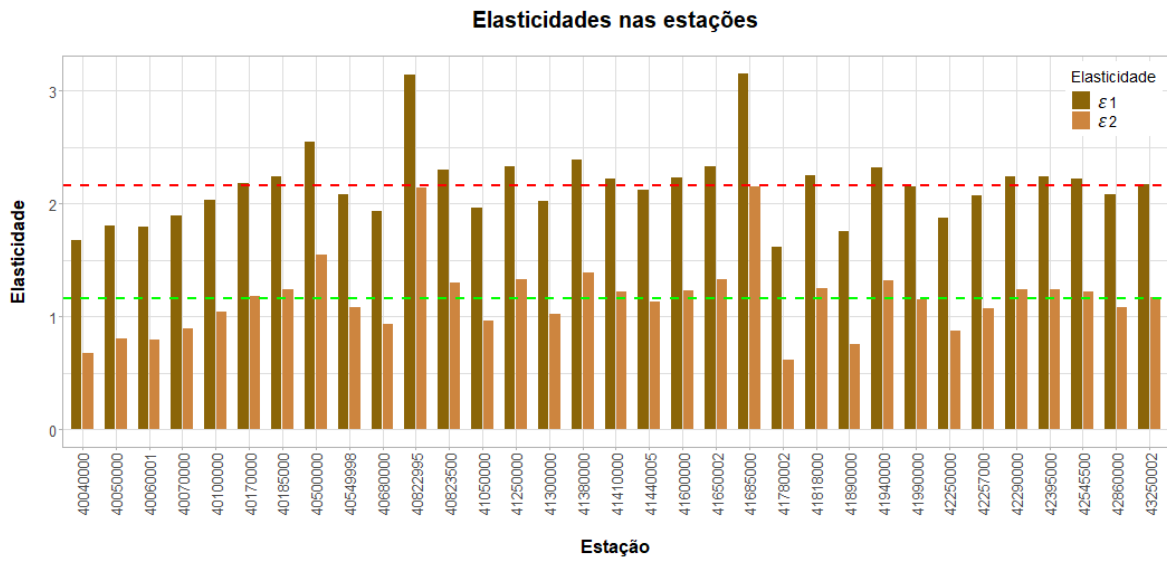


Figura 5.16 – Elasticidades ( $\epsilon_1$  e  $\epsilon_2$ ) nas estações. Fonte de dados: ANA (2021).

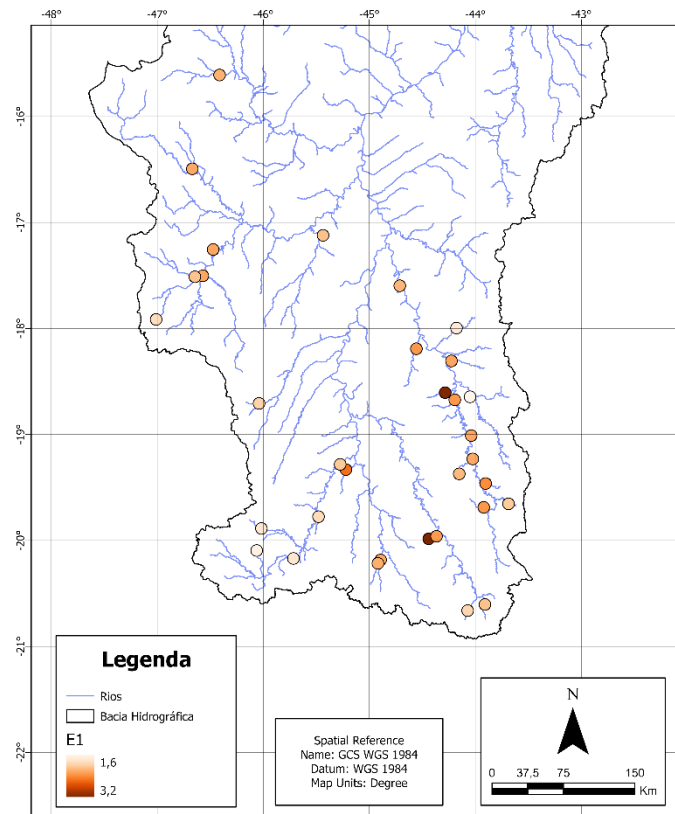


Figura 5.17 – Distribuição espacial de  $\epsilon_1$  na área de estudo. Fonte de dados: ANA (2021).

Nas Figuras 5.17 e 5.18, pode-se verificar que há uma maior sensibilidade da vazão à precipitação nas bacias dos rios das Velhas e Paraopeba. Além disso, observam-se menores valores de  $\epsilon_1$  nas nascentes dos rios. Esse padrão também é observado para a elasticidade da

evapotranspiração potencial com relação à vazão. Portanto, o regime de vazões destes locais poderia ser mais sensível caso haja elevadas mudanças na precipitação e baixas mudanças na evapotranspiração potencial.

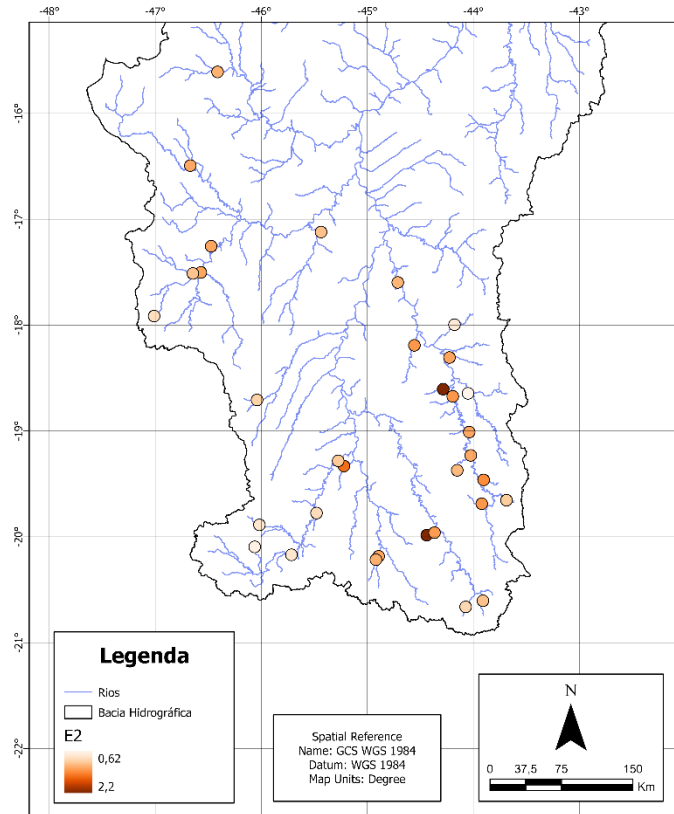


Figura 5.18 – Distribuição espacial de  $\varepsilon_2$  na área de estudo. Fonte de dados: ANA (2021).

### 5.3 – AJUSTE DOS MODELOS DE REGRESSÃO LINEAR

Como pode ser visto na metodologia desse trabalho, desenvolver um modelo relacionando a  $Q_{95}$ ,  $Q$  e as covariáveis climáticas é fundamental para estimar as mudanças relativas nas vazões mínimas. Em um primeiro momento, as análises de correlação efetuadas são apresentadas. Em seguida, os modelos de regressão selecionados serão analisados.

#### 5.3.1 – Análises de correlação

Uma análise de correlação entre  $Q_{95}$  e todas as variáveis que poderiam ser utilizadas no modelo de regressão foi efetuada. Trata-se de uma etapa importante para avaliar quais os preditores do modelo estão mais associados à  $Q_{95}$ . Na Figura 5.19, observa-se que a  $Q_{95}$

apresenta elevada correlação com  $Q$  em todas as estações. Observa-se também que, de modo geral, há uma elevada correlação entre a  $Q_{95}$  e os preditores associados às médias, mínimas e máximas da evapotranspiração potencial. Esse fenômeno não é inesperado. Tendo em vista que as precipitações em épocas de seca são escassas e que as vazões mínimas ocorrem nesse período, é razoável inferir que a evapotranspiração potencial está relacionada à  $Q_{95}$ . Porém, também existe uma correlação significativa entre a  $Q_{95}$  e os preditores ligados à precipitação. Afinal, trata-se de um fenômeno que fornece água para a bacia. Essa correlação se dá, em maioria, com a precipitação média, com seus máximos e com a precipitação mínima semestral. Porém, também foram obtidos valores significativos de correlação com os demais preditores (tanto de  $P$  como de  $E_0$ ) em estações específicas.



Figura 5.19 – Correlação entre  $Q_{95}$  e os potenciais preditores em todas as estações.

Além de averiguar a correlação entre  $Q_{95}$  e as demais covariáveis, também é importante analisar a correlação entre tais covariáveis em cada estação. Tendo em vista que esse estudo foi feito para 33 estações, somente a análise de correlação da estação 40040000 será

apresentada a seguir. Trata-se de uma estação localizada em uma das primeiras nascentes do rio São Francisco. Pode-se observar na Figura 5.20 que diversos potenciais preditores apresentam um elevado grau de correlação entre si. Para não utilizar covariáveis redundantes e reduzir a precisão da estimação de  $Q_{95}$ , o modelo da estação deve conciliar um bom ajuste e o uso de covariáveis correlacionadas com a  $Q_{95}$  e de baixa correlação entre si. Portanto, observa-se que apenas uma covariável associada aos máximos e mínimos de  $E_0$  poderia ser utilizada. Além disso, considerando que diversas covariáveis apresentam elevada correlação mútua, a seleção dos preditores do modelo deve ser efetuada com cautela.

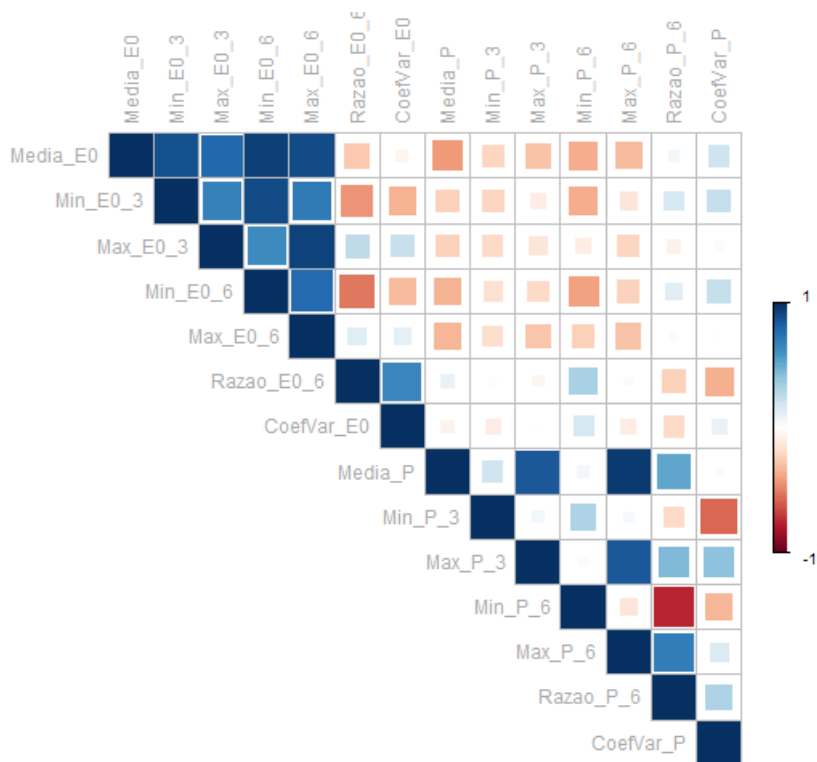


Figura 5.20 - Correlação entre as covariáveis climáticas para a estação 40040000.

### 5.3.2 – Modelos de regressão múltipla linear log-transformada

Conforme mencionado na metodologia, a seleção dos modelos de regressão foi efetuada através da avaliação de todos os possíveis modelos de regressão para cada estação. Buscou-se conciliar o melhor ajuste, o uso de covariáveis correlacionadas com  $Q_{95}$  e de baixa correlação entre si. Além disso, a adição de um preditor no modelo deve ser feita com cautela, pois aumenta fortemente seu grau de incerteza. Portanto, foram inseridos preditores adicionais nos modelos somente se o ganho de ajuste, mensurado através do BIC, foi

considerado elevado, sendo esse processo subjetivo. Trata-se de um estimador que penaliza a adição de parâmetros no modelo de forma mais intensa que o  $R^2$  ajustado e o *Akaike Information Criterion* (AIC).

Tendo em vista que o valor do BIC é relativo aos outros modelos analisados, o  $R^2$  ajustado também será apresentado para auxiliar a mensurar a adequação do ajuste. Na Figura 5.21, observa-se o modelo de regressão para a estação 40040000. Trata-se de um modelo que retratou corretamente os padrões de variação da  $Q_{95}$  ao longo do período utilizado para o ajuste. Observa-se que o intervalo de confiança de 95% possui baixa amplitude, o que retrata um grau de incerteza controlado.

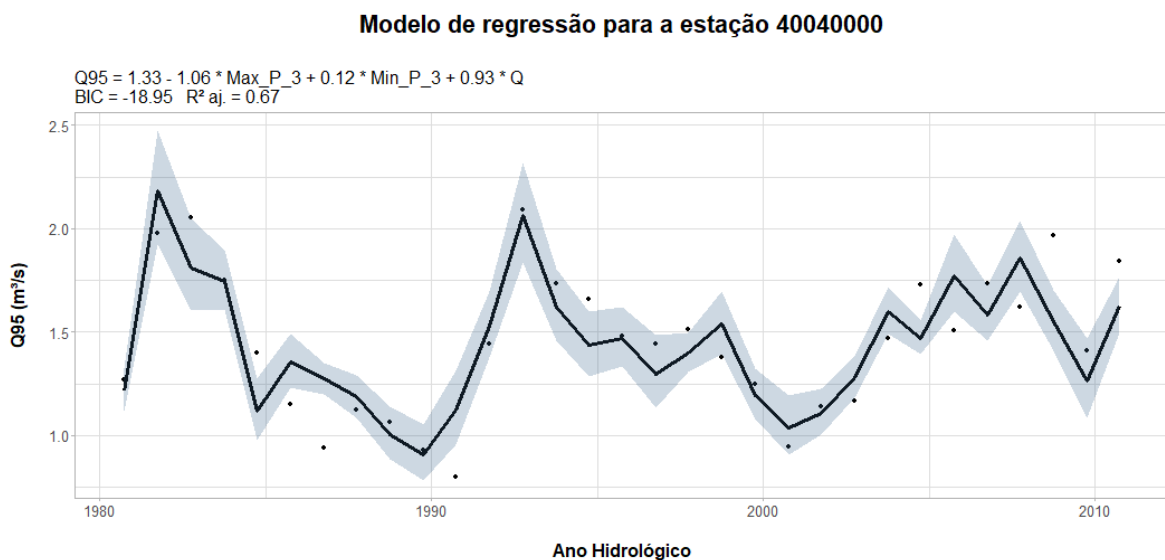


Figura 5.21 - Modelo de regressão para a estação 40040000.

Na Figura 5.22, pode-se observar o modelo de pior  $R^2$  ajustado, que foi obtido na estação 41890000. Trata-se de uma estação na bacia do rio Das Velhas. De modo geral, os modelos não apresentaram um elevado nível de ajuste nessa bacia, sendo a média dos seus  $R^2$  ajustados de 0,52. Pode-se observar que há uma grande variabilidade da  $Q_{95}$  nessa estação e que seu intervalo de confiança apresenta maior amplitude quando comparado ao modelo anterior, o que retrata um maior grau de incerteza do modelo. Porém, mesmo se os valores da  $Q_{95}$  não foram corretamente representados pelo modelo, seus padrões de variação estão condizentes com os valores reais. Portanto, pode-se dizer que os padrões de aumento ou de redução da  $Q_{95}$  fornecidos pelo modelo representam corretamente a variação real da  $Q_{95}$ .

### Modelo de regressão para a estação 41890000

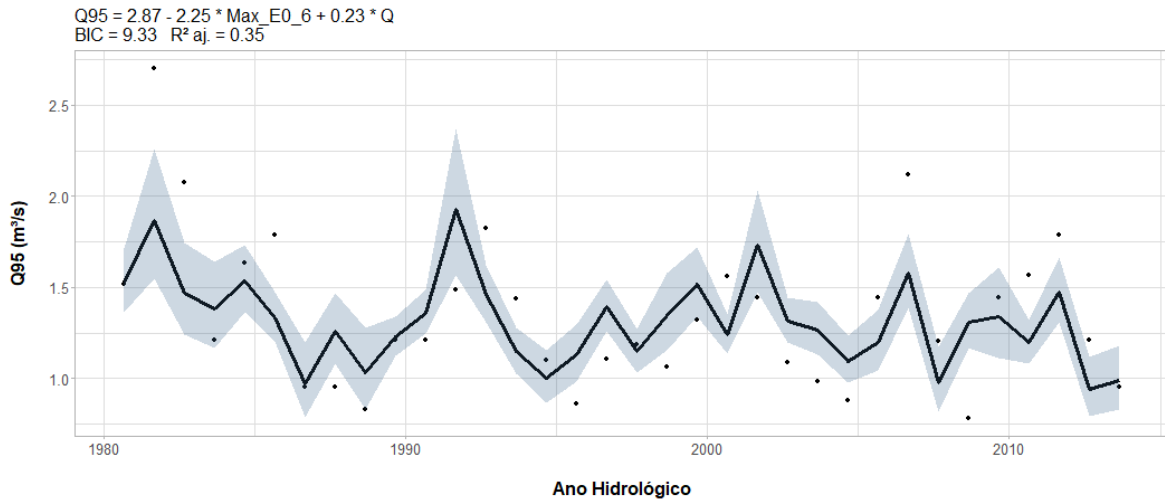


Figura 5.22 - Modelo de regressão para a estação 41890000.

Uma tabela contendo todos os modelos elaborados e seus  $R^2$  ajustados encontra-se na tabela 0.1 do Apêndice B desse trabalho. Os estimadores de ajuste de todos os modelos estão entre 0,35 e 0,87. Todos os modelos representaram fielmente os padrões de variação da  $Q_{95}$  no período histórico. Portanto, por mais que um valor preciso de  $dQ_{95}/Q_{95}$  não seja necessariamente fornecido por esses modelos, seu sinal de variação pode ser representativo da realidade futura.

Na próxima página, a Tabela 5.1 apresenta todas as covariáveis utilizadas nos modelos pode ser visualizada. Observa-se que as médias e máximas de  $E_0$  foram utilizada em diversos modelos, assim como as máximas de  $P$  e seu coeficiente de variação. Além disso, também pode se observar que os modelos possuem um número de covariáveis inferior ou igual à três. A adição de uma quarta covariável que não apresente elevada correlação com as demais e que melhore o modelo de regressão não foi possível neste estudo. Observa-se também que os modelos de regressão para algumas estações, como a 40500000, apresentam apenas um preditor e têm um bom desempenho, como pode ser visto na Tabela 0.1 do Apêndice B.

Tabela 5.1 - Covariáveis selecionadas nos modelos de regressão.

	Media _E0	Min _E0_3	Max _E0_3	Min _E0_6	Max _E0_6	Razao _E0_6	Coef Var_E0	Media _P	Min _P_3	Max _P_3	Min _P_6	Max _P_6	Razao _P_6	Coef Var_P
40040000									X	X				
40050000					X					X	X			
40060001			X									X		X
40070000	X								X	X				
40100000			X							X	X			
40170000			X					X						
40185000			X								X	X		
40500000					X									
40549998												X		
40680000			X							X				
40822995				X						X				
40823500				X						X				
41050000			X											
41250000												X		X
41300000												X		X
41380000					X									
41410000												X		X
41440005					X					X				
41600000												X		X
41650002					X								X	
41685000					X						X			
41780002					X								X	
41818000	X									X				

	Media _E0	Min _E0_3	Max _E0_3	Min _E0_6	Max _E0_6	Razao _E0_6	Coef Var_E0	Media _P	Min _P_3	Max _P_3	Min _P_6	Max _P_6	Razao _P_6	Coef Var_P
41890000					<b>X</b>									
41940000										<b>X</b>	<b>X</b>			
41990000	<b>X</b>												<b>X</b>	
42250000														<b>X</b>
42257000	<b>X</b>							<b>X</b>	<b>X</b>					
42290000					<b>X</b>									
42395000	<b>X</b>							<b>X</b>	<b>X</b>					
42545500					<b>X</b>									<b>X</b>
42860000	<b>X</b>													
43250002	<b>X</b>											<b>X</b>		



## 5.4 – MUDANÇA RELATIVA DA PRECIPITAÇÃO

As mudanças na precipitação apontadas pelos MCGs para três horizontes temporais serão discutidas neste tópico. Os modelos foram discretizados nos seguintes horizontes temporais: 2021 – 2040, 2041 – 2070 e 2071 – 2100. Conforme já mencionado, os modelos se baseiam em dois cenários de emissão de gases de efeito estufa para realizar projeções de variáveis climáticas. As mudanças apontadas na precipitação em ambos cenários e para cada horizonte temporal serão analisadas nesta seção. Em um primeiro momento, as mudanças apontadas por cada um dos modelos utilizados será discutida. Posteriormente, a mudança prevista em cada uma das estações será analisada.

### 5.4.1 – Mudança relativa de $P$ por modelo

Pode-se observar na Figura 5.23 que as projeções medianas nos dois cenários são opostas. No cenário RCP 4.5, a mediana dos modelos é de 0,02. Já no cenário RCP 8.5, essa mediana é de 0,025. Não obstante, observam-se dois padrões de projeções diferentes. No cenário RCP 4.5, 11 dos 19 modelos projetam uma mudança mediana de 7,5 % na precipitação. Os outros 8 modelos apontam para uma redução de  $dP/P$  de 0,1. No segundo cenário, 7 modelos apontam para um acréscimo de  $dP/P$  com um padrão mediano de 0,04. Inversamente, os 12 outros modelos projetam sua redução em 6%.

Observa-se que as projeções de alguns modelos, como o NorESM1M são opostas entre os dois cenários. Além disso, houve uma redução da precipitação prevista entre os dois cenários por modelos como o MRICGCM3. Por outro lado, modelos como o IPSLCM5AMR tem suas projeções acentuadas com o aumento da presença de gases de efeito estufa, o que seria o comportamento esperado. Observa-se também o aumento da variabilidade dos modelos de projeção entre os dois cenários, como no modelo MIROC5, por exemplo.

### Mudança relativa de P por modelo

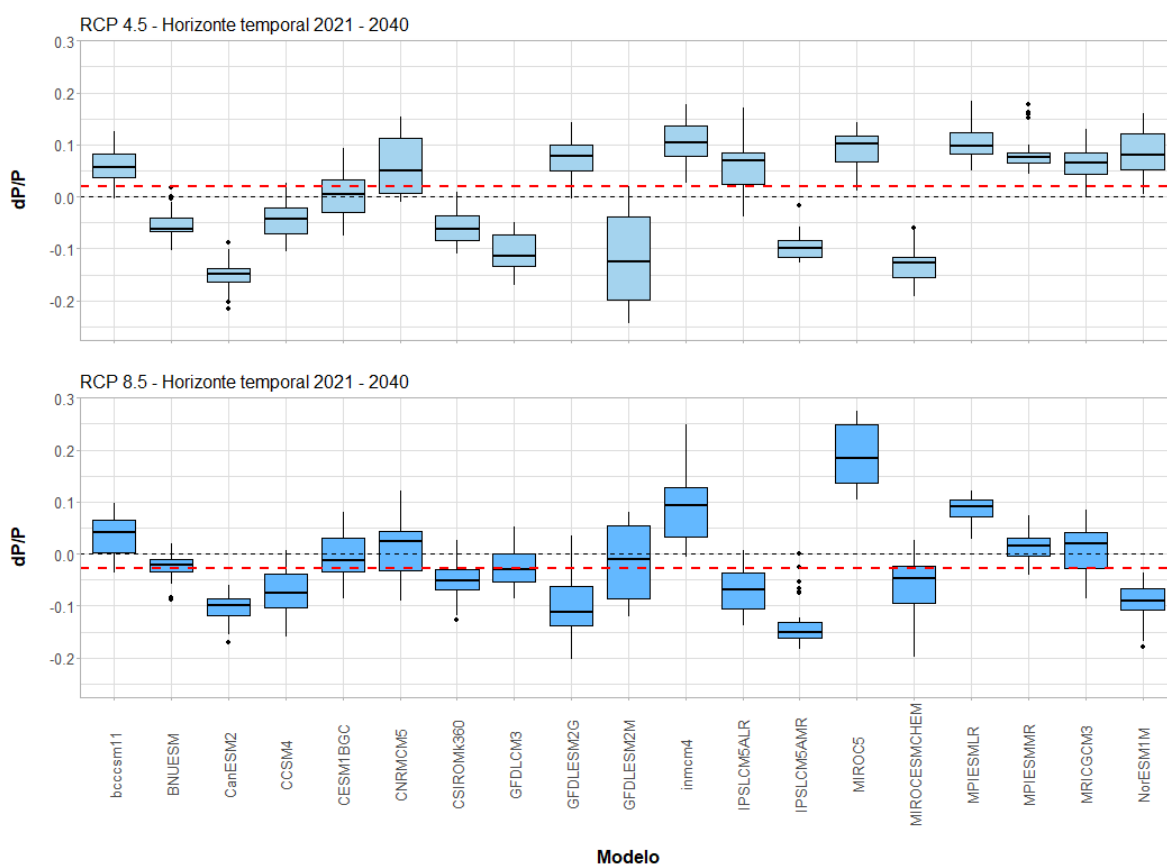


Figura 5.23 – Mudança relativa de  $P$  por modelo para o horizonte temporal 2021 – 2040.

Na Figura 5.24, observa-se que a existência de dois padrões de projeção continua ocorrendo: existem 9 modelos com projeções medianas positivas no primeiro cenário e 11 no segundo. Além disso, existem modelos cuja projeção se inverte entre os dois cenários, como o modelo CCSM4, que indica uma redução da precipitação para o primeiro cenário e um acréscimo da mesma para o segundo. Já modelos como o MPIESMLR se mostram menos sensíveis ao aumento da concentração de gases de efeito estufa na atmosfera. Finalmente, existem diversos modelos, como o BNUESM, que têm seus padrões de projeção acentuados entre os dois cenários.

Também existem diferenças de padrões dos modelos entre os dois horizontes temporais. No cenário RPC 4.5, modelos como o NorESM1M apontam para variações opostas de  $dP/P$ . Existem modelos que apresentam o comportamento esperado, como o MPIESMMR, que aponta para uma variação mais intensas no segundo horizonte temporal. Mas também existem modelos que indicam uma redução da velocidade da variação neste horizonte, como o CSIROmk360. Esse padrão se repete no cenário RCP 8.5, onde uma inversão de padrões

de projeção pode ser observada em modelos como o GFDLESM2G. Também se vê a redução da intensidade de variação da chuva, como no modelo MIROC5. E, finalmente, modelos como o bccsm11 apontam para uma variação mais intensa da precipitação no segundo horizonte temporal. Há uma redução da variabilidade das projeções para este horizonte em ambos os cenários, quando comparados ao horizonte anterior. Ademais, observa-se um aumento da variabilidade das projeções de alguns modelos entre os dois cenários neste horizonte temporal (como o IPSLCM5ALR).

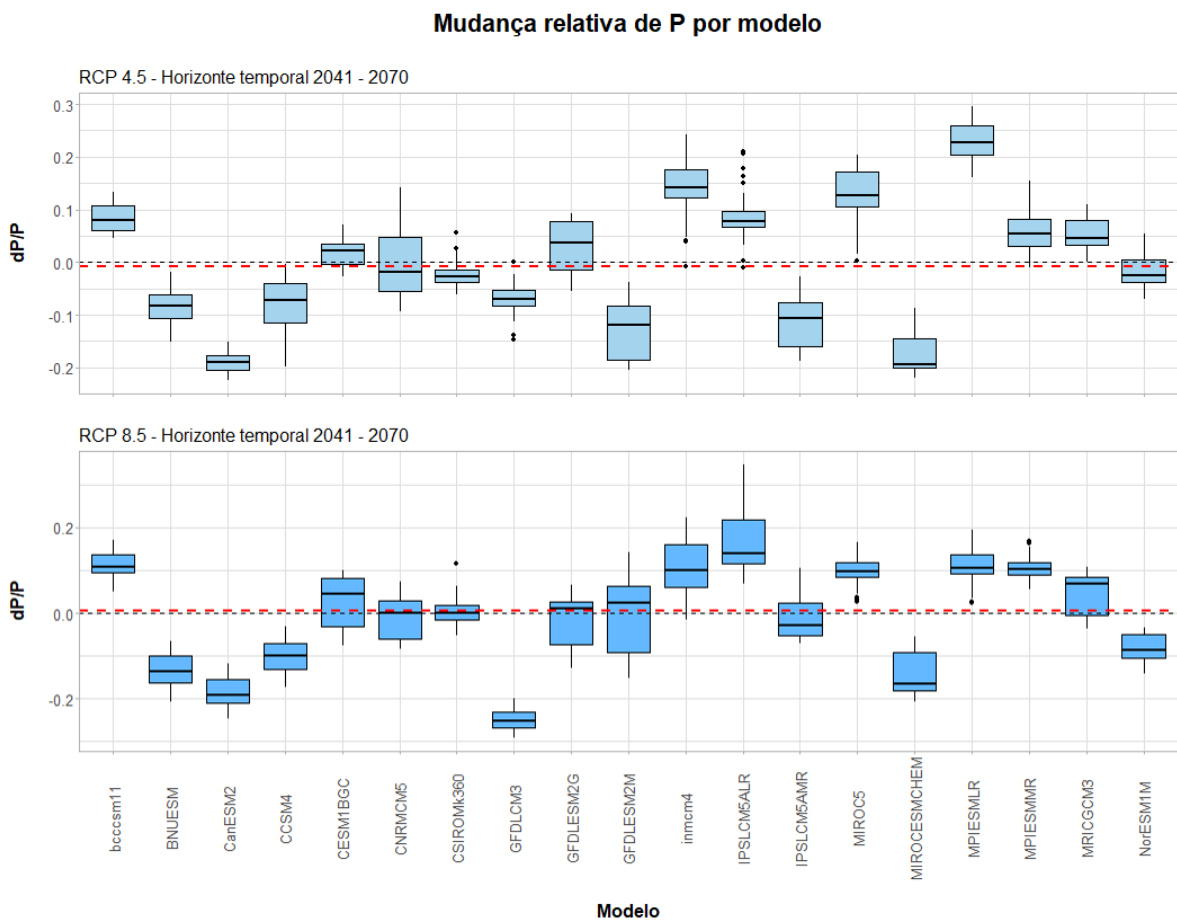


Figura 5.24 – Mudança relativa de  $P$  por modelo para o horizonte temporal 2041 – 2070.

Para o último horizonte temporal, pode-se ver na Figura 5.25 que há dois grupos de modelos continuam ocorrendo em ambos os cenários. No cenário RCP 4.5, 10 modelos apontam para uma variação negativa da precipitação de 9% e os outros 9 modelos projetam seu aumento em 10%. Já no cenário RCP 8.5, os 8 modelos que projetam variações negativas apontam para a redução de  $dP/P$  de 0,18, e os demais modelos apontam para seu aumento de 0,14. Pode-se ver claramente a oposição dos padrões de projeção desses dois grupos.

Para o cenário RCP 4.5, observa-se uma inversão do padrão de alguns modelos em relação ao horizonte temporal anterior, como para o *inmcm4*. Além disso, diversos modelos, como o *MPIESMLR*, projetam mudanças em  $dP/P$  menos intensas. Há tanto um aumento como uma redução da variabilidade de modelos como pode ser observado, respectivamente, nos modelos *IPSLCM5ALR* e *CNRMCM5*. No cenário RCP 8.5, também podem ser observadas mudanças do sinal das projeções em modelos como o *GFDLESM2G*. Além disso, a maioria dos modelos apresentou uma redução da sua variabilidade em relação ao horizonte temporal anterior.

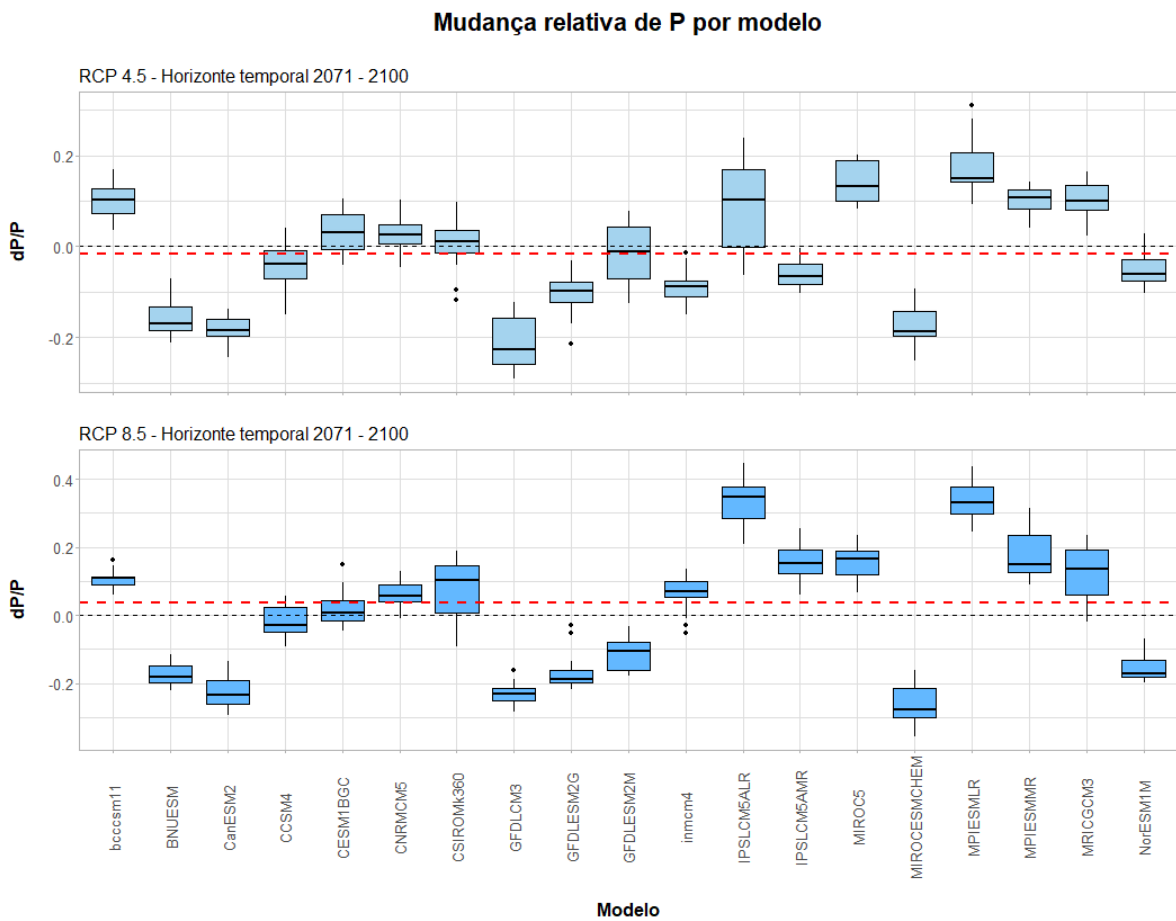


Figura 5.25 – Mudança relativa de  $P$  por modelo para o horizonte temporal 2071 – 2100.

#### 5.4.2 – Mudança relativa de $P$ nas estações

A análise da distribuição espacial das projeções de  $dP/P$  é importante para entender como ocorrerão os impactos sobre o ciclo hidrológico em diferentes locais da região do Alto São Francisco.

Para o primeiro horizonte temporal e no cenário RCP 4.5, observa-se na Figura 5.26 um leve padrão aumento da precipitação em parte das estações. As estações situadas na bacia do rio das Velhas apresentam uma projeção de variação próxima de zero (estações 41300000 a 41990000), ao passo que as estações ao sudoeste da região do Alto São Francisco apresentam os maiores padrões de mudança (estações 40040000 a 40100000 e 41050000). Mas é importante ressaltar a variabilidade das projeções neste cenário: as mudanças previstas dentro da amplitude interquartil estão entre -0,1 e 0,1. Isso é devido à duplicidade dos padrões previstos pelos modelos, discutida na seção anterior.

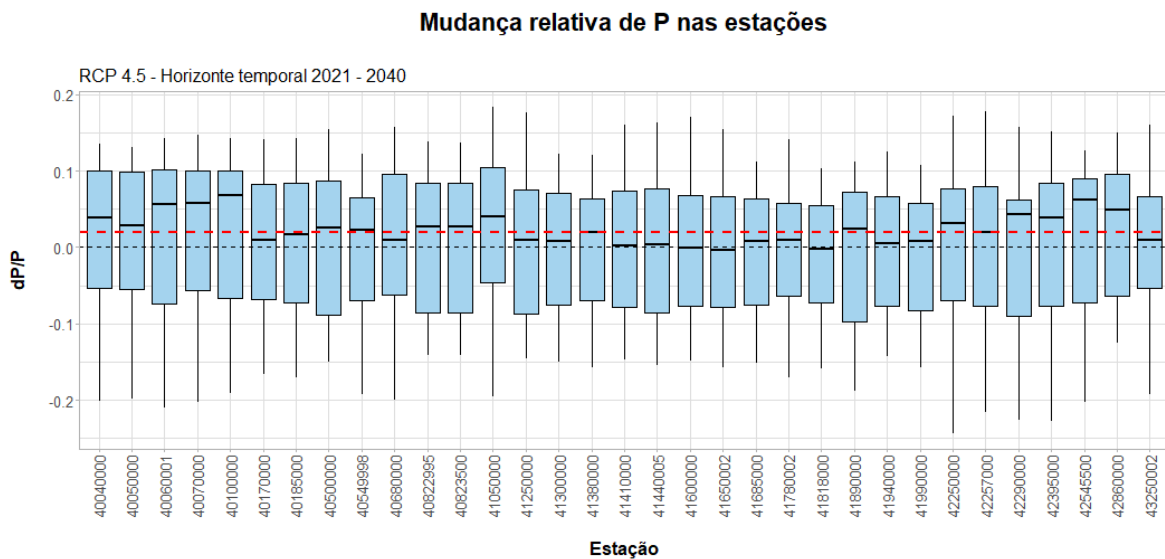


Figura 5.26 – Mudança relativa de  $P$  nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.

Já o cenário RCP 8.5 aponta, em média, para uma leve redução de  $dP/P$  nas estações analisadas, conforme apresentado na Figura 5.27. Esse padrão é menor nas estações da bacia do rio Paraopeba (estações 40549998 a 40822995) e maior nas estações do sudoeste e do oeste da região. Observa-se a redução da amplitude interquartil em comparação ao cenário anterior, e um leve padrão de redução da precipitação nas estações.

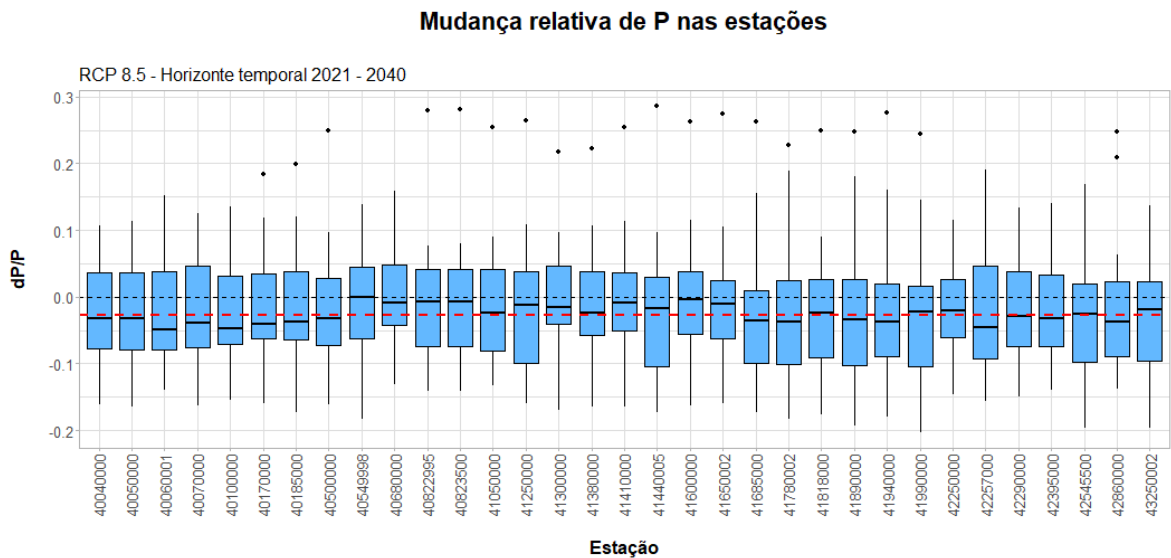


Figura 5.27 - Mudança relativa de  $P$  nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.

Para o horizonte temporal de 2041 a 2070 e no cenário RCP 4.5, observa-se na Figura 5.28 que os MCGs indicam mudanças um pouco mais significativas que no horizonte anterior, mas há o aumento da amplitude interquartil, o que indica o aumento da variabilidade das previsões. Os modelos apontam para uma redução da precipitação em parte da bacia do rio das Velhas (estações 41300000 a 41990000) e nas primeiras nascentes do rio São Francisco (estações 40040000 a 40100000 e 41050000). Nas demais regiões, observa-se uma discreta tendência de aumento das precipitações.

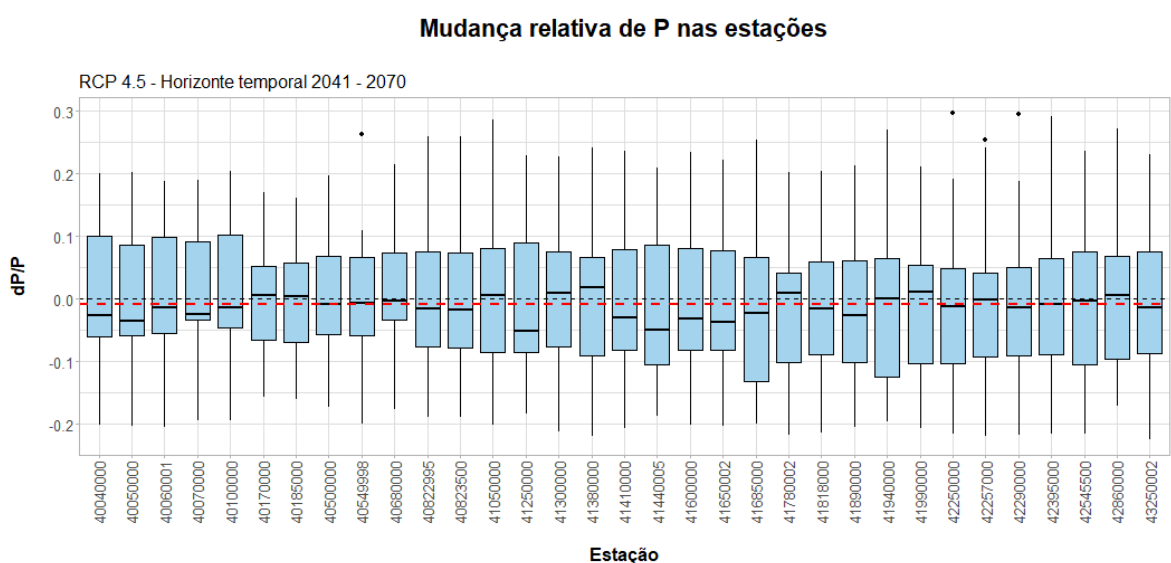


Figura 5.28 - Mudança relativa de  $P$  nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.

No cenário RCP 8.5, observa-se na Figura 5.29 um padrão de aumento de  $dP/P$  na bacia do rio das Velhas (estações 41300000 a 41990000) e, de forma mais discreta, nas bacias dos rios Para (estações 40170000 a 40500000) e Paraopeba (estações 40549998 a 40822995). Os padrões medianos desse cenário são maiores que os do horizonte temporal anterior para todas as estações, indicando um aumento da precipitação nessa situação. Novamente, observa-se o aumento da amplitude interquartil em relação ao horizonte temporal anterior, o que indica um aumento da incerteza das projeções.

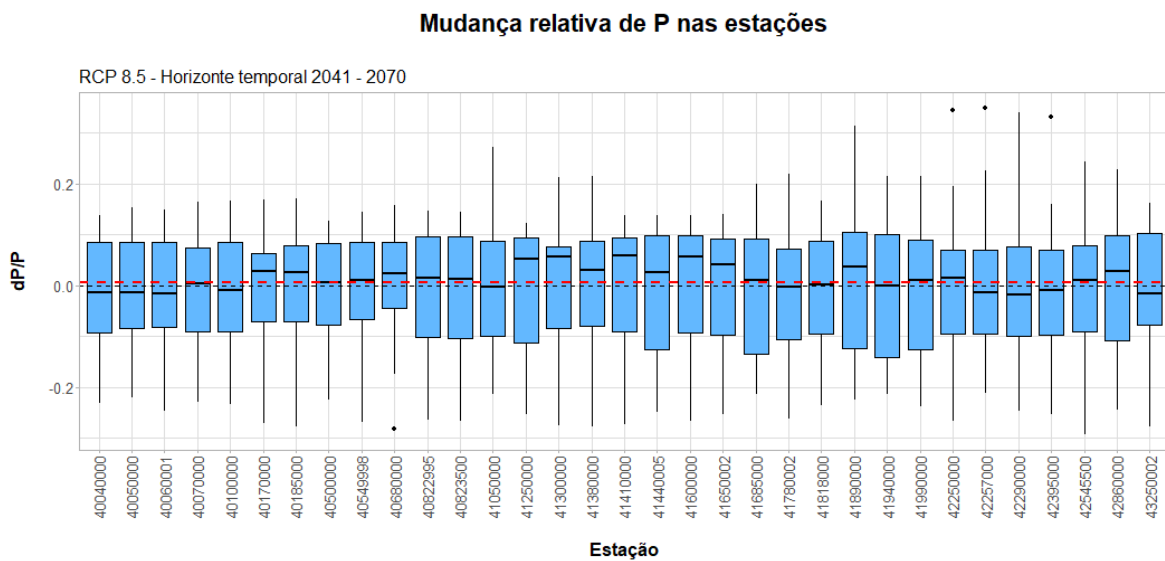


Figura 5.29 - Mudança relativa de  $P$  nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.

No último horizonte temporal, apresentado na Figura 5.30, observam-se projeções de variações da precipitação levemente superiores às do horizonte temporal anterior. É previsto um leve aumento da precipitação na bacia do rio das Velhas (estações 41300000 a 41990000). No horizonte anterior, sua leve redução onde estava prevista. Esse comportamento também é esperado na bacia do rio Paraopeba. Nas demais regiões, é prevista uma leve redução de  $dP/P$ .

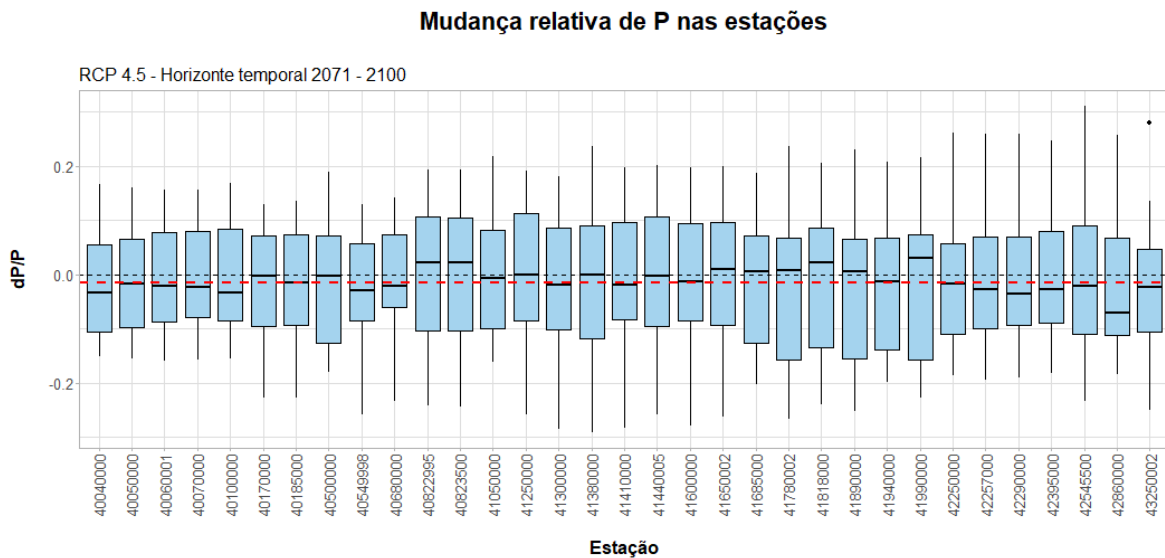


Figura 5.30 - Mudança relativa de  $P$  nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.

No cenário RCP 8.5 apresentado na Figura 5.31, observa-se claramente o aumento da variabilidade e da incerteza das projeções efetuadas pelos MCGs. Além disso, observa-se um padrão global de um leve aumento de  $dP/P$ , havendo apenas duas estações no norte da região fisiográfica onde a mediana das projeções é negativa. Novamente, se prevê um aumento mais significativo de  $dP/P$  na bacia do rio das Velhas (estações 41300000 a 41990000).

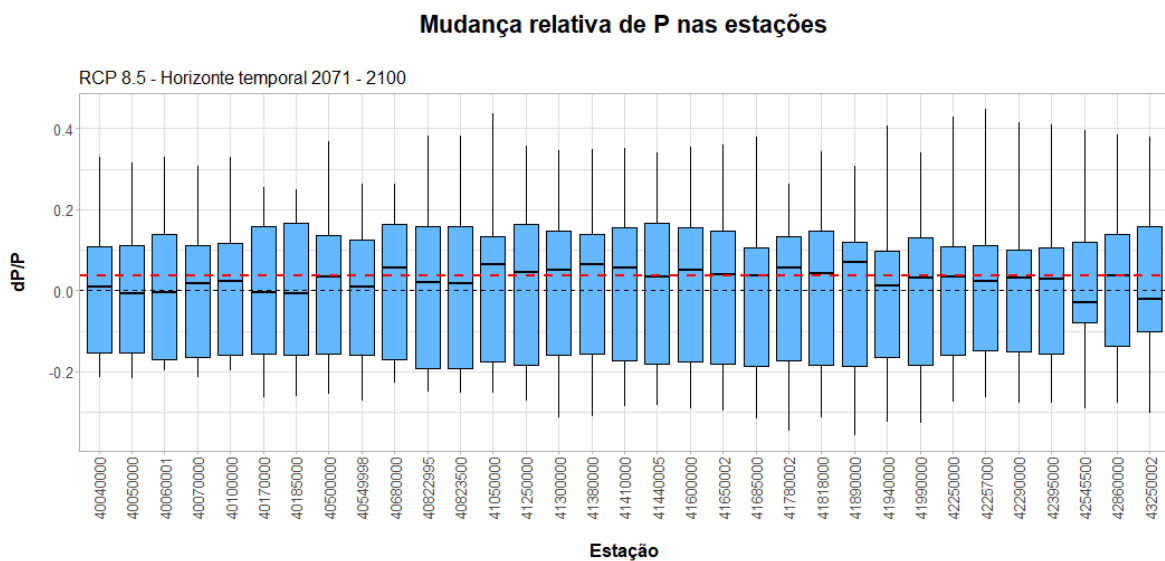


Figura 5.31 - Mudança relativa de  $P$  nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.



Finalmente, pode-se concluir que não há um padrão claro apontado pelos MCGs na região do Alto São Francisco. Uma elevada amplitude interquartil é observada em todos os cenários e modelos, o que pode indicar tanto o aumento como a redução de  $dP/P$ . Além disso, observa-se que essa variabilidade tende a aumentar conforme se avança no tempo. Portanto, o gerenciamento dos recursos hídricos deve ser efetuado levando em consideração ambos os cenários.

## **5.5 – MUDANÇA RELATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL**

Nesta seção, a análise das mudanças relativas da evapotranspiração potencial se dará de forma análoga à feita na seção anterior. Será feita a análise das mudanças apontadas pelos MCGs em ambos os cenários e para os três horizontes temporais. Inicialmente, os resultados de cada MCG serão comparados. Em seguida, a distribuição espacial das mudanças previstas será analisada.

### **5.5.1 – Mudança relativa de $E_0$ por modelo**

Para o primeiro horizonte temporal, observa-se na Figura 5.32 um padrão claro de aumento de  $dE_0/E_0$  nos dois cenários para a grande maioria dos modelos, havendo apenas uma exceção. As projeções medianas de aumento são iguais em ambos os cenários, e o modelo MIROCESM-CHEM é responsável por este comportamento. Observam-se elevadas projeções do mesmo no primeiro cenário, aumentando assim a mediana global. Mas suas projeções são menores e menos variáveis no segundo cenário. Parte dos modelos, como o IPSLCM5ALR, preveem um maior aumento da evapotranspiração potencial no segundo cenário, mas a maioria dos modelos projeta uma mudança relativa similar à do primeiro.

### Mudança relativa de $E_0$ por modelo

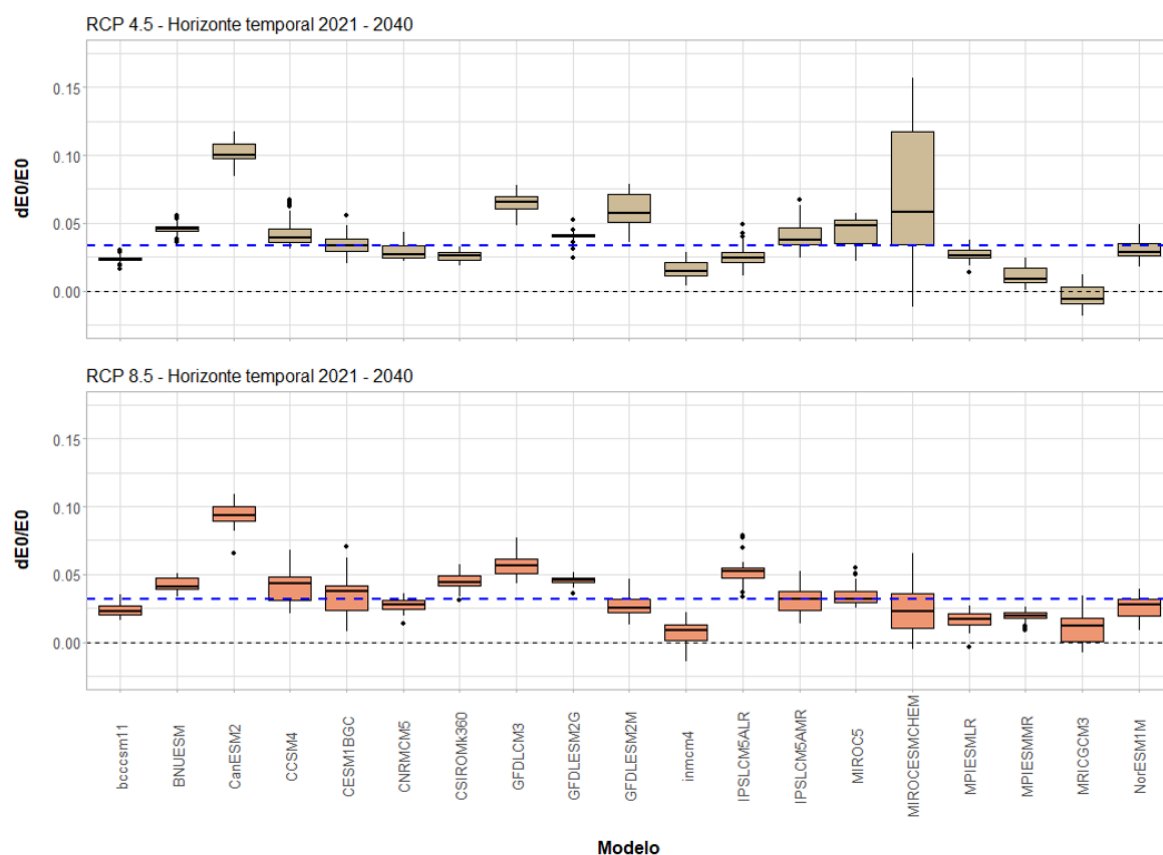


Figura 5.32 – Mudança relativa de  $E_0$  por modelo para o horizonte temporal 2021 – 2040.

Para o segundo horizonte temporal, observa-se na Figura 5.33 um padrão de aumento da mudança relativa superior ao horizonte anterior, em ambos os cenários e para a maior parte dos modelos. Os valores medianos das projeções são, respectivamente, de 0,055 e 0,06 para os dois cenários. Grande parte dos modelos indicam um maior aumento de  $dE_0/E_0$  no cenário de RCP 8.5, sendo os modelos MIROCESM-CHEM e GFDL ESM2M as duas principais exceções. Observa-se um leve aumento da variabilidade dos modelos em relação ao horizonte temporal anterior.

### Mudança relativa de $E_0$ por modelo

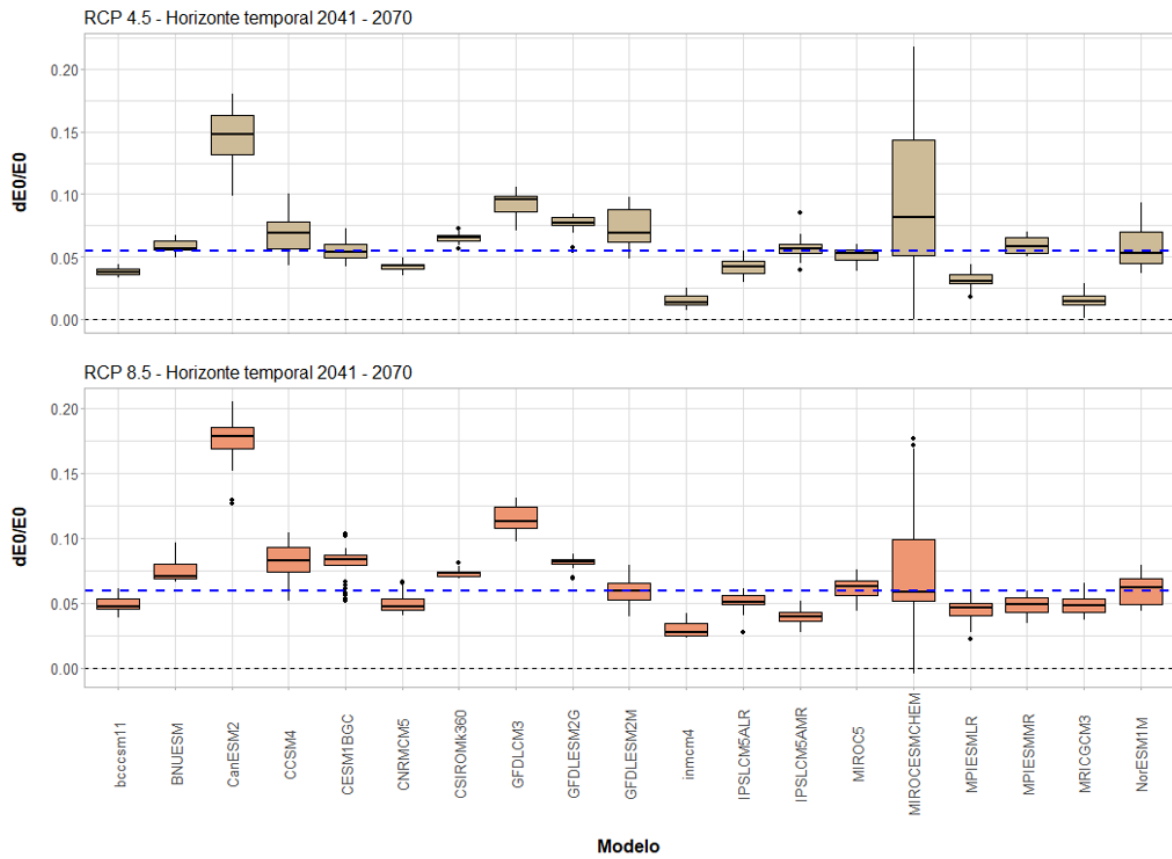


Figura 5.33 – Mudança relativa de  $E_0$  por modelo para o horizonte temporal 2041 – 2070.

Finalmente, os MCGs analisados indicam uma maior taxa de mudança na evapotranspiração potencial no último horizonte temporal, apresentado na Figura 5.34. São esperados, respectivamente, mudanças relativas de 0,065 e 0,11 para os dois cenários estudados. Todos os MCGs apontam para uma maior mudança em relação ao último horizonte temporal. Além disso, todos os modelos apresentam uma maior mudança em  $dE_0/E_0$  no cenário RCP 8.5.

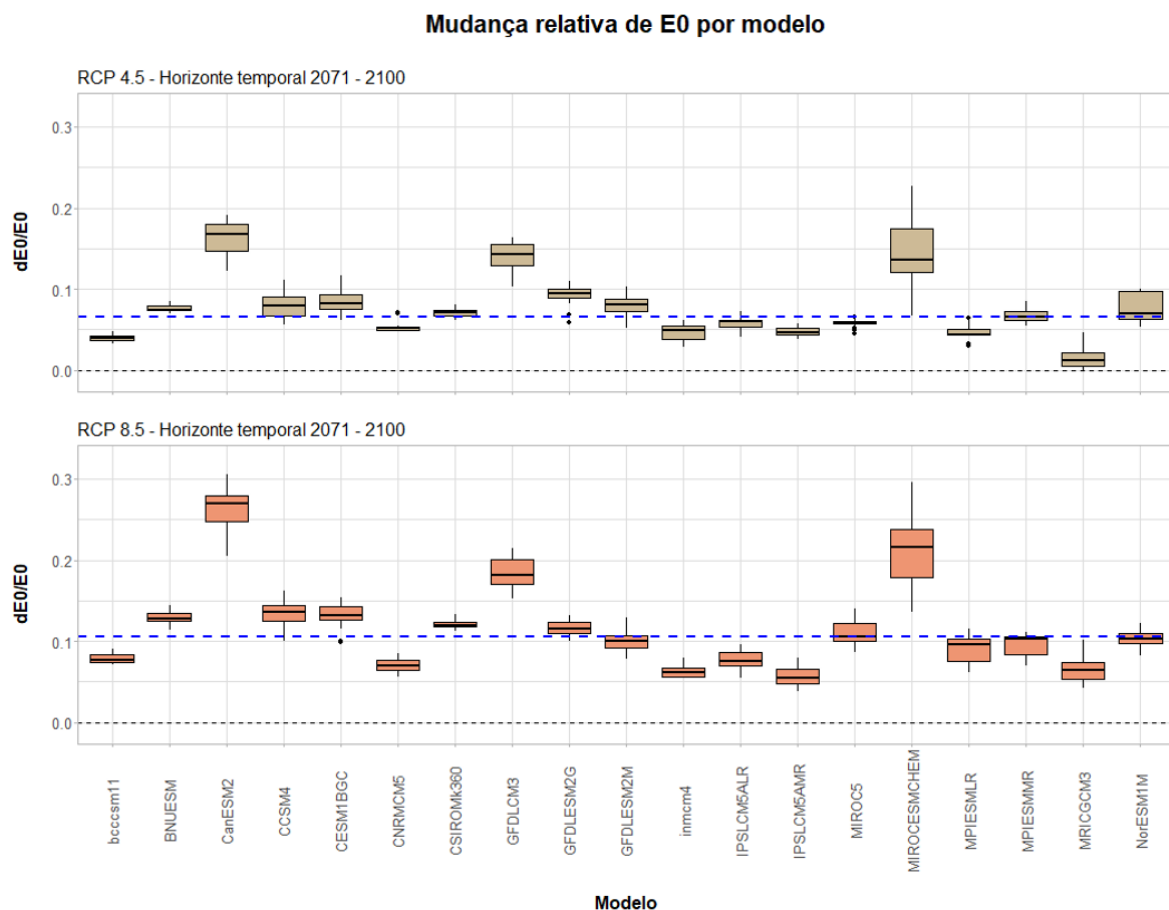


Figura 5.34 – Mudança relativa de  $E_0$  por modelo para o horizonte temporal 2071 – 2100.

Pode-se concluir que as projeções efetuadas pelos MCGs apresentam mudanças na evapotranspiração potencial dentro do esperado. Os padrões medianos globais indicam maiores variações ao longo do tempo e no cenário RCP 8.5. Além disso, as projeções das mudanças em  $E_0$  apresentam uma menor incerteza do que as projeções em  $P$ , e um claro padrão de aumento.

### 5.5.2 – Mudança relativa de $E_0$ nas estações

Em todos os horizontes temporais analisados e para os dois cenários RCP, as projeções efetuadas em todas as estações sugerem a mesma tendência global de mudanças, que é de um acréscimo de  $dE_0/E_0$ . As amplitudes interquartis de todas as projeções são positivas, havendo apenas alguns valores negativos nos seus *lower whiskers*. Ademais, essas amplitudes interquartis são semelhantes para todas as estações, indicando uma variabilidade constante do modelo em cada horizonte temporal e cenário para a região. Destaca-se que as variabilidades das projeções são levemente superiores no cenário RCP 8.5, assim como as

suas medianas. Conforme já mencionado, essa mediana global evolui em intensidade ao longo dos horizontes. A presença de outliers também aumenta conforme se avança no tempo, o que é um reflexo do aumento da incerteza das projeções.

No primeiro horizonte, observa-se um valor mediano levemente diferente dos demais na estação 40500000, que está localizada no rio São Francisco. Isso se deve ao modelo CanESM2, que prevê uma mudança no limite de um outlier e, portanto, aumentou o valor mediano da estação. Nos três primeiros horizontes e no cenário RCP 4.5, observa-se um aumento levemente superior nas nascentes do rio São Francisco. Essa tendência se repete no segundo horizonte temporal com o cenário RCP 8.5. Nos demais horizontes, são projetadas mudanças igualmente distribuídas na região fisiográfica do Alto São Francisco. As Figuras 0.2 a 0.7, no anexo C, contém as projeções por estação.

## **5.6 – MUDANÇA RELATIVA DA VAZÃO MÉDIA**

Obtidas as projeções de mudanças relativas em  $P$  e em  $E_0$ , pode-se estimar o impacto de suas variações em  $Q$  através da elasticidade-clima da vazão, conforme mencionado na metodologia.

Para o primeiro horizonte temporal, observam-se dois padrões de mudanças na vazão no cenário RCP 4.5 na Figura 5.35. Espera-se um leve aumento da vazão nas nascentes dos rios São Francisco (estações 40040000 a 40100000 e 41050000) e Urucua (estação 43250002), com um valor mediano de 4%. Nas demais estações, espera-se a manutenção dos níveis da vazão, e eventualmente sua leve redução. Destaca-se a elevada amplitude interquartil das projeções. Isso retrata, principalmente, o grau de incerteza associado às projeções das mudanças na precipitação. Observa-se uma maior amplitude interquartil nas estações 40822995 e 41685000 pois seus coeficientes de elasticidade-clima da vazão são mais elevados.

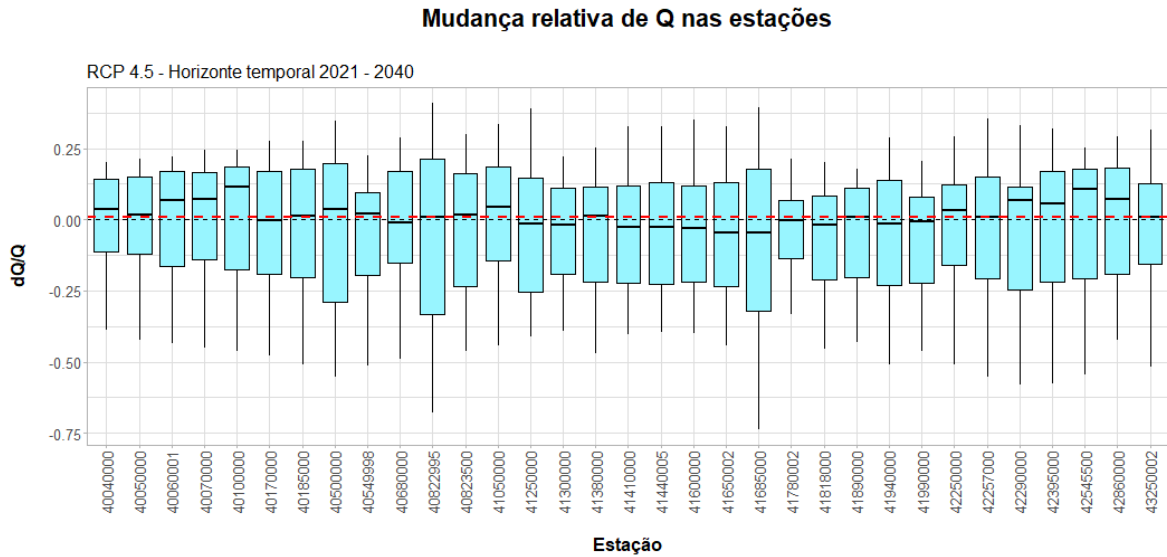


Figura 5.35 - Mudança relativa de  $Q$  nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.

No cenário RCP 8.5, observa-se na Figura 5.36 um padrão mediano de redução da vazão em todas as estações. É um resultado esperado, tendo em vista os padrões projetados de redução da precipitação e de aumento da evapotranspiração potencial. Consta-se a presença de alguns outliers positivos associados, em grande maioria, às projeções feitas pelo modelo MIROC5, que projetou mudanças na precipitação extremamente elevadas. O padrão global mediano de mudanças em  $dQ/Q$  é de -0,09. Não se identificou uma região onde a mudança na vazão seja mais significativa em relação às demais.

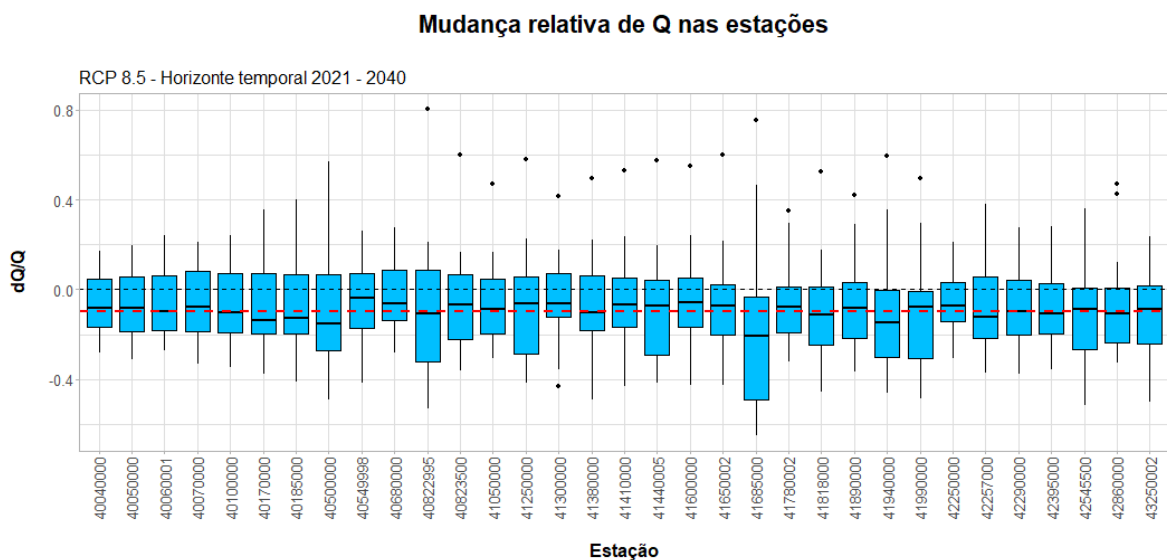


Figura 5.36 - Mudança relativa de  $Q$  nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.

Entre os anos 2041 e 2070 e no cenário RCP 4.5, os MCGs apontam para um padrão mediano de redução da vazão média de -0,09. As medianas das projeções de todas as estações são negativas, ainda que exista parte dos seus interquartis que apontam para um aumento de  $dQ/Q$ . Essas projeções, apresentadas na Figura 5.37, indicam mudanças um pouco mais intensas na bacia do rio das Velhas (estações 41300000 a 41990000), que é uma região que já apresentava um padrão de redução da vazão no horizonte temporal anterior. Nas demais regiões, observa-se que o discreto aumento de precipitação previsto não foi suficiente para aumentar a vazão média, devido à projeção de aumento da evapotranspiração potencial. Observa-se uma redução da variabilidade das projeções em relação ao horizonte temporal anterior, causada pela menor variabilidade das projeções de chuva.

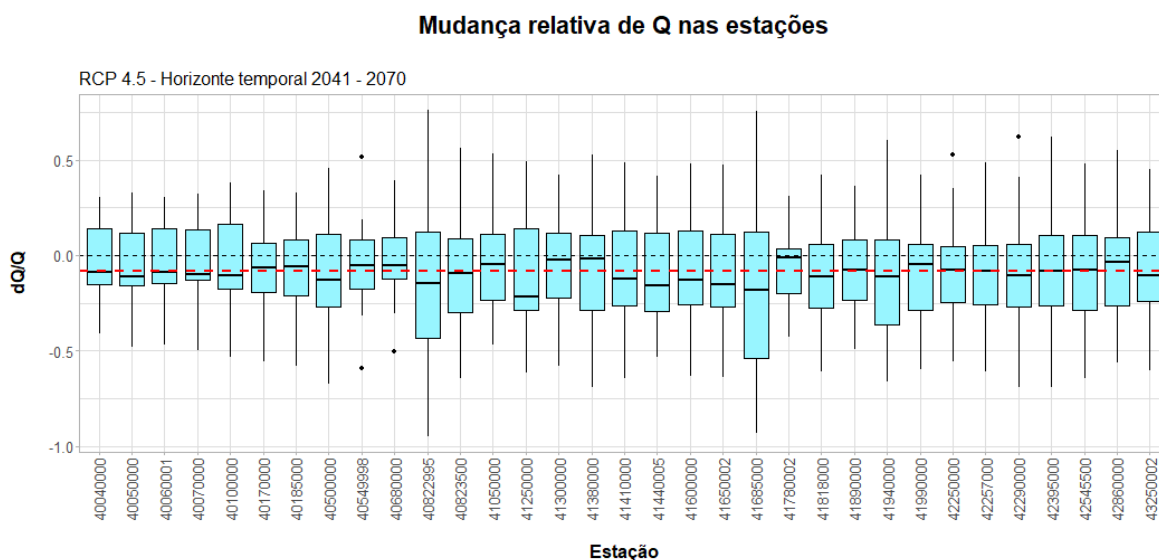


Figura 5.37 - Mudança relativa de  $Q$  nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.

Já para o cenário RCP 8.5, observa-se na Figura 5.38 um padrão global de redução de  $dQ/Q$  mais discreto quando comparado ao horizonte temporal anterior. Espera-se um leve aumento da vazão média nas bacias dos rios Das Velhas (estações 41300000 a 41990000), Para (estações 40170000 a 40500000) e Paraopeba (estações 40549998 a 40822995), e sua redução nas demais regiões. Isso ocorre principalmente em razão das mudanças da precipitação projetadas para essas regiões.

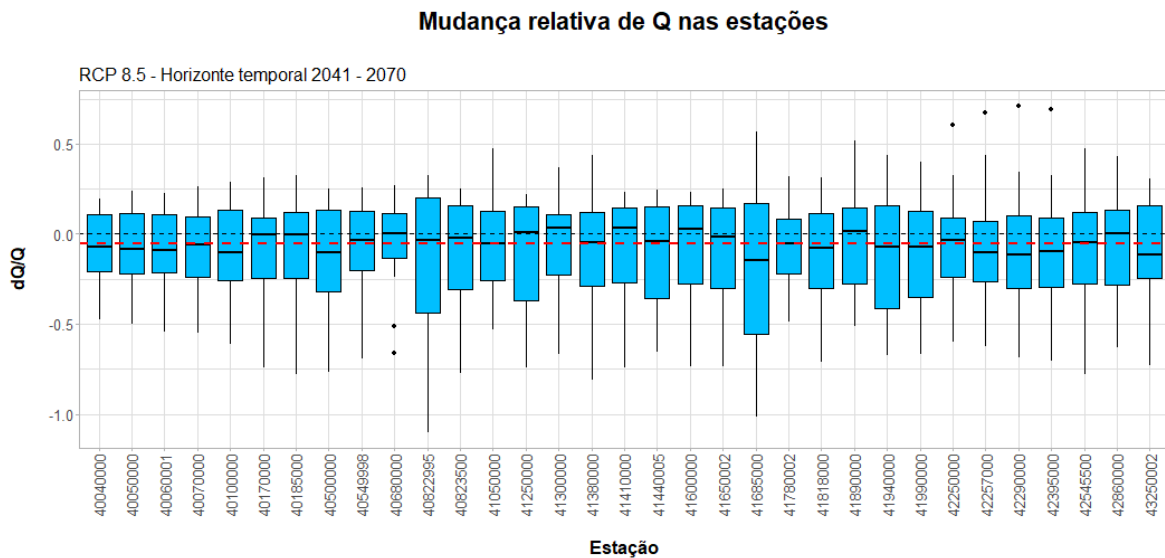


Figura 5.38 - Mudança relativa de  $Q$  nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.

Para o último horizonte temporal, observa-se na Figura 5.39 um padrão mediano de redução da vazão média no cenário RCP 4.5 de aproximadamente 0,1. Essa redução se dá de forma mais discreta em parte da bacia do rio das Velhas (estações 41300000 a 41990000), mas observa-se que grande parte dos intervalos interquartis das projeções de todas as estações aponta para a redução de  $dQ/Q$ . Esse resultado é função, principalmente, do aumento da evapotranspiração potencial previsto para este período.

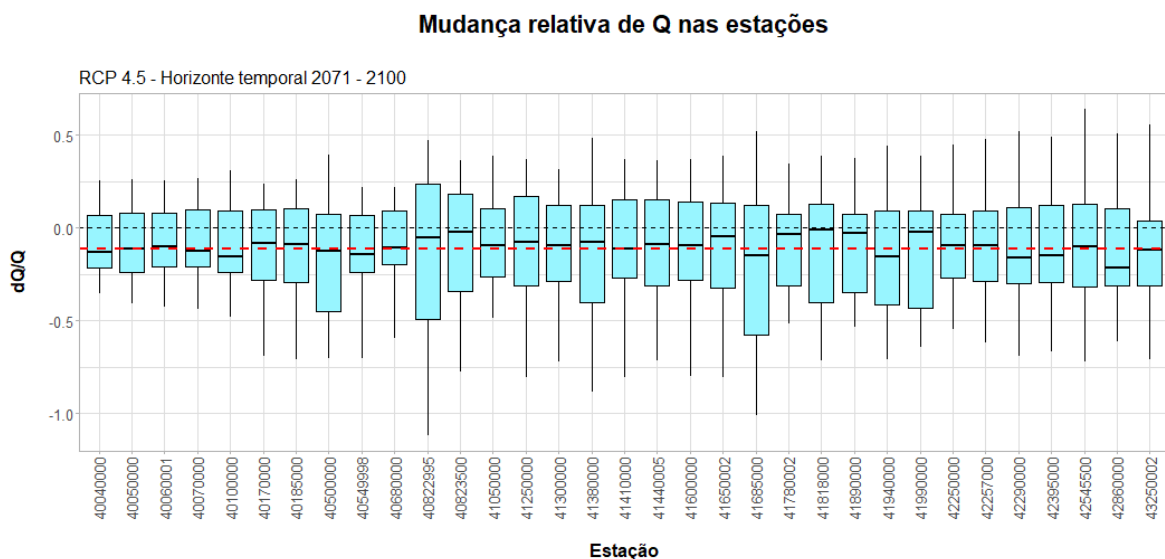


Figura 5.39 - Mudança relativa de  $Q$  nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.



No cenário RCP 8.5 apresentado na Figura 5.40, observa-se um padrão de manutenção da vazão, cujo valor mediano da mudança relativa é de -0,06. Mesmo se está previsto um elevado aumento da evapotranspiração potencial nesse cenário, também se espera um aumento da precipitação. Essas mudanças levaram à projeção mediana de uma manutenção da vazão média nas estações. Não obstante, observa-se um padrão claro de redução da vazão média nas duas estações mais ao norte da região do Alto São Francisco.

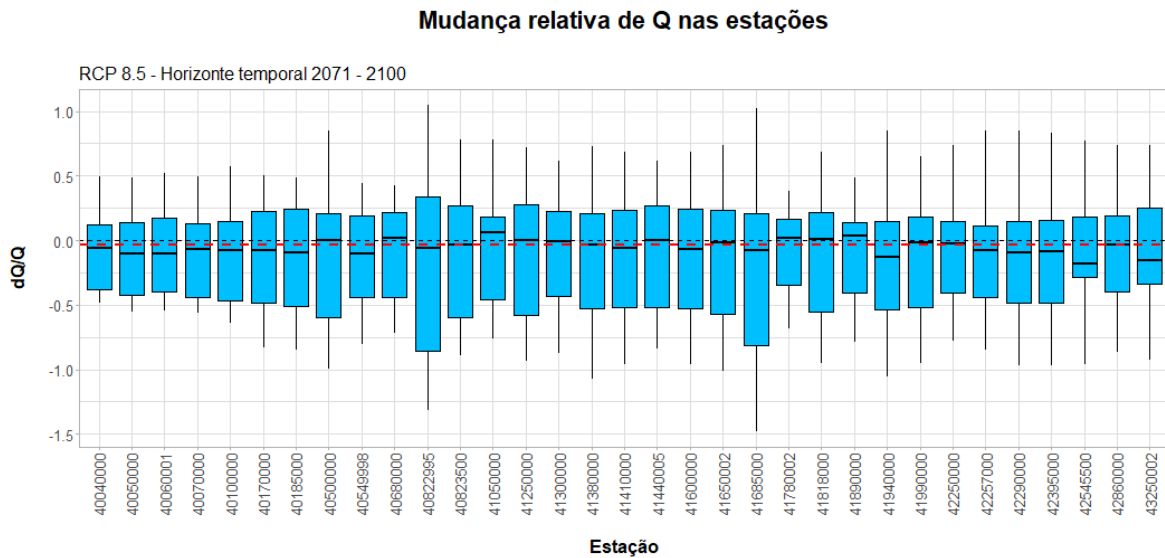


Figura 5.40 - Mudança relativa de  $Q$  nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.

## 5.7 – MUDANÇA RELATIVA DAS COVARIÁVEIS CLIMÁTICAS

Nesta seção, serão apresentadas as mudanças relativas das covariáveis climáticas para os três horizontes temporais e os dois cenários analisados. Essas mudanças são fundamentais pois estabelecem a conexão entre as mudanças na vazão média e as mudanças na  $Q_{95}$ .

Primeiramente, observou-se um elevado grau de incerteza nas projeções de chuva em todos os horizontes temporais e em ambos os cenários. Incerteza essa representada pela elevada amplitude interquartil e pela presença de outliers na maioria das covariáveis ligadas à precipitação. A incerteza associada às mudanças relativas da precipitação média, analisadas anteriormente, já foram consideradas elevadas. Mas a incerteza associada às mudanças nos mínimos de precipitação são ainda maiores.

Para o primeiro horizonte temporal e o cenário RCP 4.5, pode-se observar na Figura 5.41 um leve aumento de todas as covariáveis associadas à evapotranspiração potencial (igual, em média, à 0,03), com a exceção do seu coeficiente de variação, que tende a permanecer estável. Observa-se também que as máximas de precipitação em 3 e 6 meses apresentam uma leve tendência de aumento. Quanto às mínimas de precipitação, observa-se um padrão mediano de leve redução da mínima semestral e de manutenção da mínima trimestral. Porém, ressalta-se o grau de incerteza das projeções dessa última covariável, onde há uma elevada presença de outliers e um elevado intervalo interquartil.

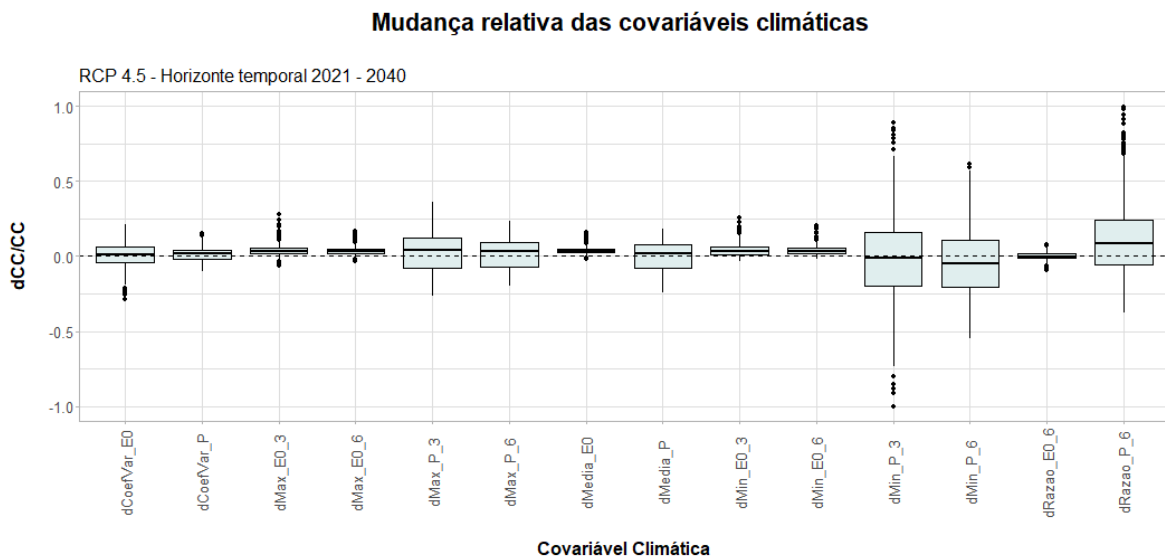


Figura 5.41 - Mudança relativa das covariáveis climáticas no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.

Para o cenário RCP 8.5, observa-se nitidamente na Figura 5.42 a tendência mediana de redução das mínimas de precipitação, com uma projeção de redução relativa, em média, de 0,1. As máximas de precipitação tenderão a permanecer estáveis, o que é coerente com a projeção de redução da precipitação média efetuada anteriormente. Quanto à evapotranspiração, observa-se um aumento de todas as covariáveis climáticas em um valor médio de 0,03. Trata-se de uma projeção menos incerta, pois sua amplitude interquartil é extremamente baixa.

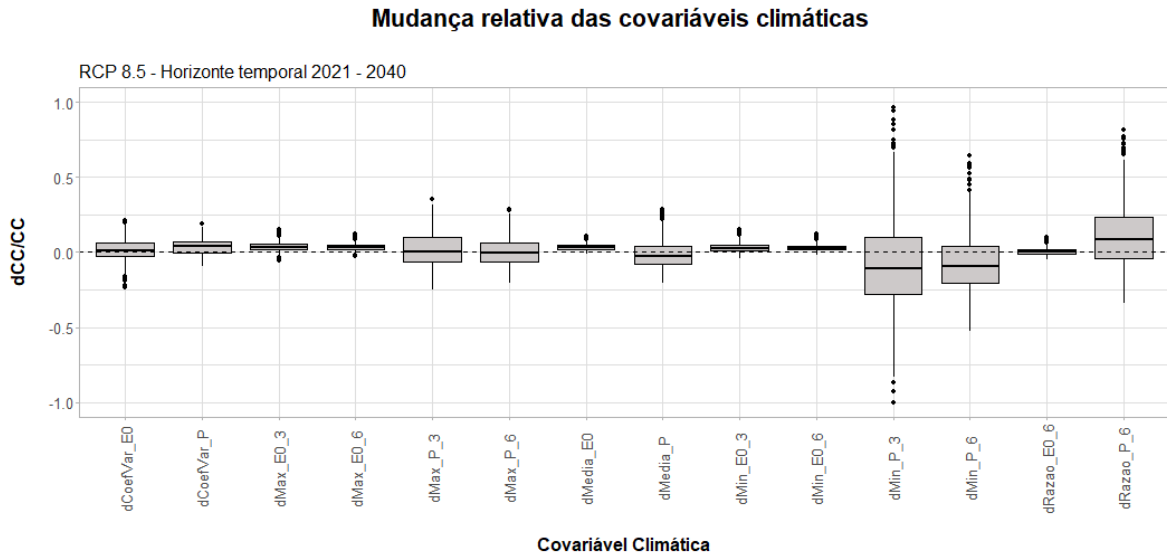


Figura 5.42 - Mudança relativa das covariáveis climáticas no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.

Para o próximo horizonte temporal, observam-se tendências similares para os dois cenários RCP, apresentados, respectivamente, nas Figura 5.43 e 5.44. Os MCGs apontam para uma redução das precipitações mínimas trimestrais e semestrais de, respectivamente, 0,19 e 0,08 para o cenário RCP 4.5. Por mais que a elevada incerteza das projeções dificulte quantificar estas variações com precisão, a tendência de redução da precipitação nos semestres e trimestres mais secos é nítida.

Para o cenário RCP 4.5, espera-se uma manutenção das precipitações no período chuvoso, mas há uma leve tendência de aumento do coeficiente de variação da chuva, o que pode indicar uma discreta intensificação dos episódios de chuva. Quanto às covariáveis associadas à evapotranspiração potencial, constata-se seu aumento constante ao longo do ano, com valores medianos das mudanças relativas destas covariáveis em torno de 0,06.

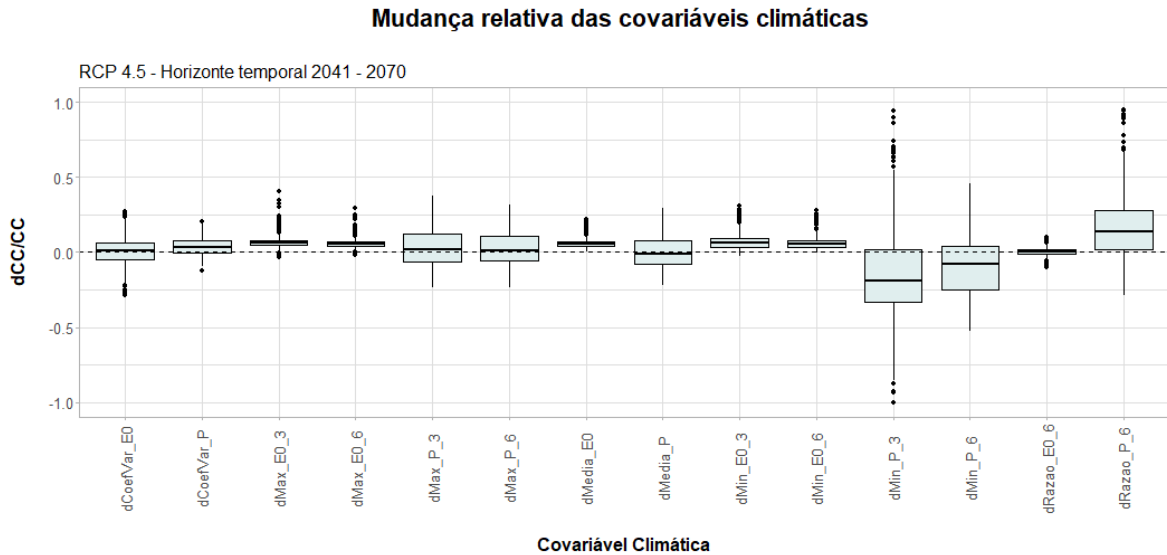


Figura 5.43 - Mudança relativa das covariáveis climáticas no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.

Para o cenário RCP 8.5, espera-se uma redução das precipitações mínimas trimestrais e semestrais mais intensa quando comparada ao cenário anterior. Essas reduções seriam de aproximadamente de 0,26 para a precipitação trimestral e de 0,18 para a precipitação semestral. Há uma leve tendência de aumento da precipitação no trimestre mais úmido e do coeficiente de variação da precipitação, o que pode indicar um agrupamento dos episódios de chuva. Quanto à evapotranspiração potencial, espera-se um aumento similar para seus valores médio, máximo semestral e mínimo trimestral e semestral. Os modelos indicam um maior aumento da evapotranspiração máxima trimestral, e há projeção de um leve aumento do coeficiente de variação de  $E_0$ , o que pode indicar uma intensificação das ondas de calor.

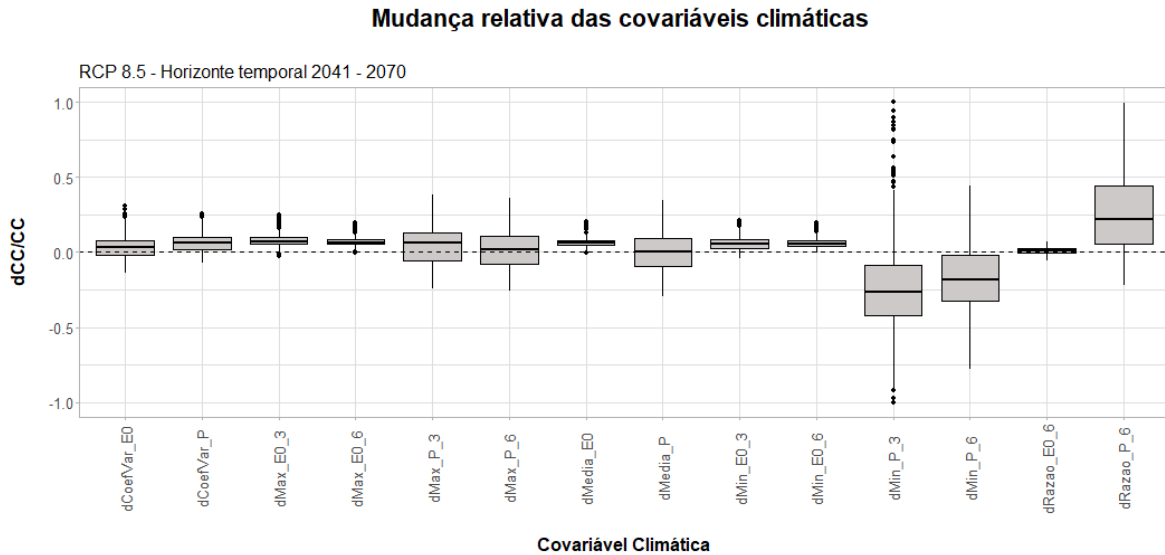


Figura 5.44 - Mudança relativa das covariáveis climáticas no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.

Para o último horizonte temporal e o cenário RCP 4.5, observam-se tendências iguais às do horizonte anterior na Figura 5.45, mas com uma intensidade levemente superior. Pode-se ver a redução da precipitação esperada nos trimestres e semestres mais secos, com um valor mediano de -0,2 e -0,17, respectivamente. As demais covariáveis representando a precipitação tenderão a se manter constantes, com exceção da razão entre as chuvas dos semestres úmido e seco (devido à redução da precipitação no período seco) e do coeficiente de variação da precipitação, onde as projeções indicam seu acréscimo. Quanto à evapotranspiração potencial, observa-se um comportamento semelhante ao do cenário RCP 8.5 no horizonte temporal anterior. Os modelos apontam para um aumento da evapotranspiração potencial do trimestre mais seco em uma taxa superior às demais covariáveis, e apontam para um aumento do seu coeficiente de variação.

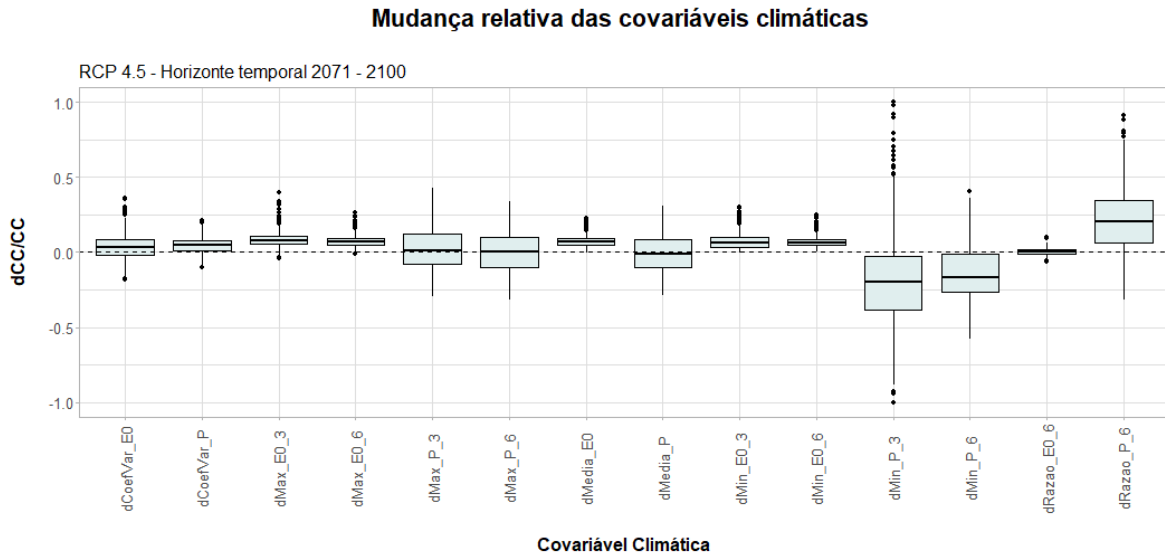


Figura 5.45 - Mudança relativa das covariáveis climáticas no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.

Finalmente, para o último horizonte temporal no cenário RCP 8.5, observa-se na Figura 5.46 uma intensificação da situação descrita no horizonte temporal anterior. As reduções esperadas das mudanças relativas nas precipitações dos trimestres e semestres mais secos são de 0,33 e 0,18, respectivamente. Há também uma leve tendência de aumento da precipitação nos trimestres e semestres mais úmidos. Pode-se observar claramente a indicação do aumento do coeficiente de variação, o que pode indicar um aumento da concentração desses eventos. Quanto à  $E_0$ , observa-se um aumento de todas as covariáveis que a representam, havendo um aumento da evapotranspiração potencial do trimestre mais seco em uma taxa superior aos demais. Além disso, também se espera um aumento no coeficiente de variação de  $E_0$ .

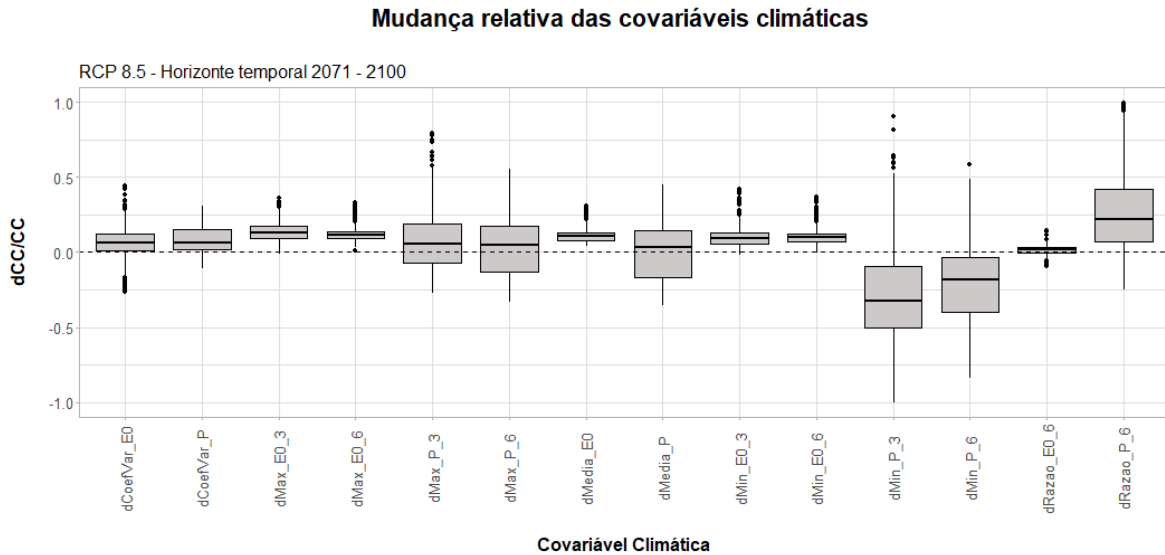


Figura 5.46 - Mudança relativa das covariáveis climáticas no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.

## 5.8 – MUDANÇA RELATIVA DA Q95

Em um primeiro momento, foram obtidos os valores das mudanças relativas das covariáveis climáticas e da vazão média com base nos dados dos modelos. Através dessas mudanças relativas, é possível calcular os valores futuros dessas variáveis utilizando os dados observados do presente. Em seguida, os modelos de regressão serão aplicados com estes dados, permitindo assim a projeção dos valores da  $Q_{95}$  no futuro. Finalmente, uma vez obtidos estes valores, pode-se calcular a mudança relativa da  $Q_{95}$  para todos os horizontes temporais e os dois cenários utilizados. Em um primeiro momento, as projeções das mudanças relativas da  $Q_{95}$  feitas por cada modelo serão analisadas. Em seguida, as mudanças previstas nas estações contempladas por este estudo serão apresentadas.

### 5.8.1 – Mudança relativa de $Q_{95}$ por modelo

No primeiro horizonte temporal, pode-se ver claramente que há um padrão de redução da mudança relativa de  $Q_{95}$ . Esse padrão se acentua no cenário de maior concentração atmosférica de GEE. A maior parte dos modelos aponta para a redução de  $dQ_{95}/Q_{95}$  em ambos os cenários RCP, sendo os modelos *inmcm4* e *MRICGCM3* os únicos a preverem mudanças medianas positivas, o que ocorre em ambos os cenários. Além disso, observa-se que todos os modelos apontam para um menor valor mediano de  $dQ_{95}/Q_{95}$  no segundo

cenário, conforme o esperado. Observa-se na Figura 5.47 que as amplitudes interquartis dos modelos não são elevadas. Porém, existe a presença de alguns *outliers* na maioria dos modelos, o que retrata novamente a incerteza associada às projeções. Finalmente, a amplitude entre as projeções medianas máxima e mínima de todos os modelos não é elevada, sendo igual à 0,48 para o cenário RCP 4.5 e à 0,38 para o cenário RCP 8.5.

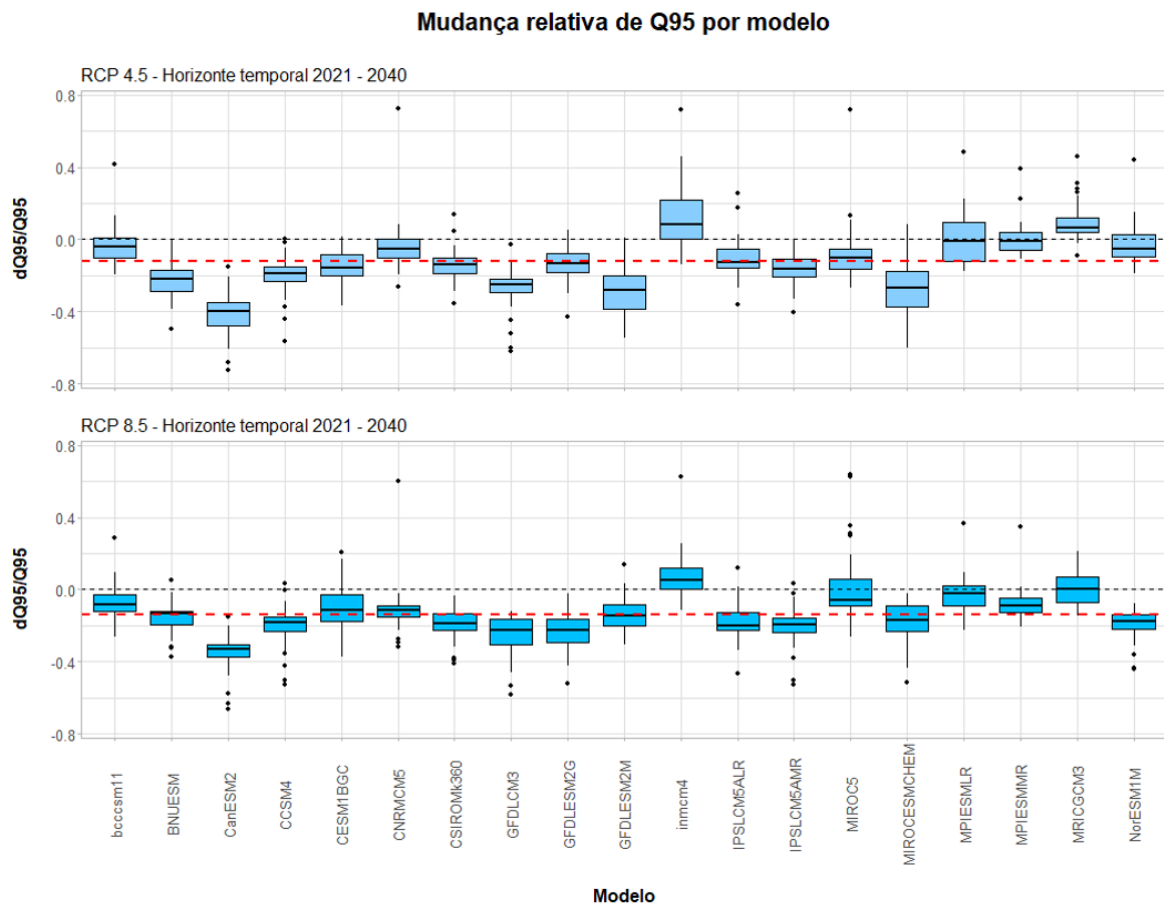


Figura 5.47 – Mudança relativa da  $Q_{95}$  por modelo para o horizonte temporal 2021 – 2040.

No segundo horizonte temporal, observa-se na Figura 5.48 um padrão de redução da  $Q_{95}$  mais pronunciado que no horizonte temporal anterior para quase todos os modelos. Apenas três modelos no cenário RCP 4.5 e 2 modelos no cenário RCP 8.5 estimam um acréscimo da  $Q_{95}$  em suas amplitudes interquartis. Além disso, somente o modelo *inmcm4* apresenta uma projeção mediana positiva de  $dQ_{95}/Q_{95}$  para o cenário RCP 4.5. Porém, observa-se que alguns modelos, como o *bccsm11* e o *MPIESMMR* preveem menores mudanças na  $Q_{95}$  no segundo cenário, o que é um comportamento inesperado. Novamente, os modelos apresentam baixas amplitudes interquartis e há uma presença de *outliers* na sua grande maioria. Há um leve aumento da amplitude entre as medianas máxima e mínima dos modelos



para o cenário RCP 4.5, sendo esse valor igual à 0,56. Já para o cenário RCP 8.5, essa amplitude é de 0,29, valor inferior ao do horizonte temporal anterior.

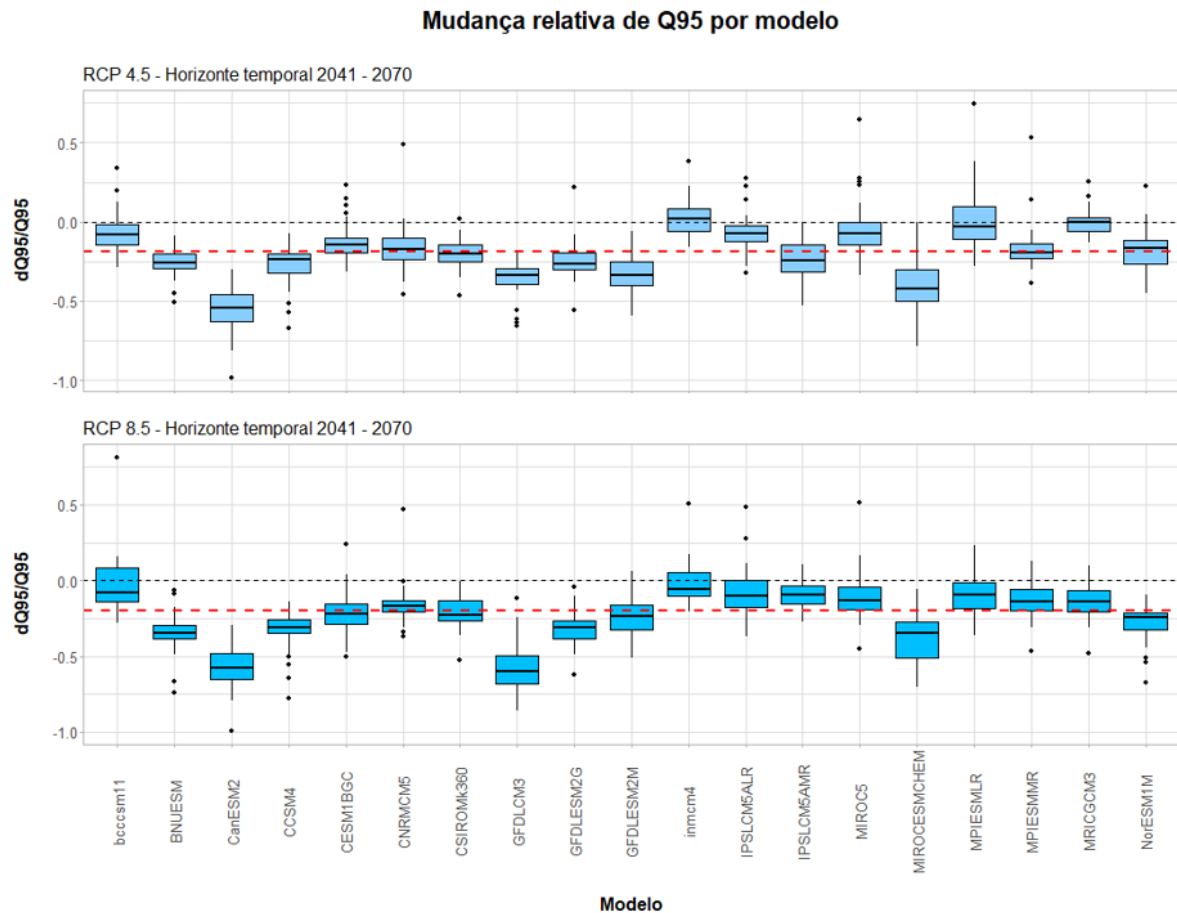


Figura 5.48 – Mudança relativa da  $Q_{95}$  por modelo para o horizonte temporal 2041 – 2070.

Finalmente, observa-se na Figura 5.49 um padrão de redução de  $dQ_{95}/Q_{95}$  mais intenso no último horizonte temporal. O modelo MRICGCM3 é o único a apresentar uma mediana positiva, o que ocorre no cenário no cenário RCP 4.5. Logo, a grande maioria dos modelos aponta para a redução da  $Q_{95}$ . Conforme o esperado, esse padrão de mudança é mais intenso no cenário RCP 8.5. Houve alguns modelos, como o IPSLCM5AMR e o MPIESMLR, onde a projeção de mudança relativa no segundo cenário é levemente inferior à do primeiro, mas foram as únicas exceções. Pode-se ver que as amplitudes interquartis são um pouco mais elevadas no segundo cenário, mas as projeções continuam apresentando incertezas controladas. Porém, constata-se novamente a presença de outliers em boa parte dos modelos. Quanto à amplitude entre as projeções máxima e mínima de todos os modelos, houve um leve aumento em relação ao horizonte temporal anterior: 0,61 para o cenário RCP 4.5 e 0,46 para o cenário RCP 8.5.

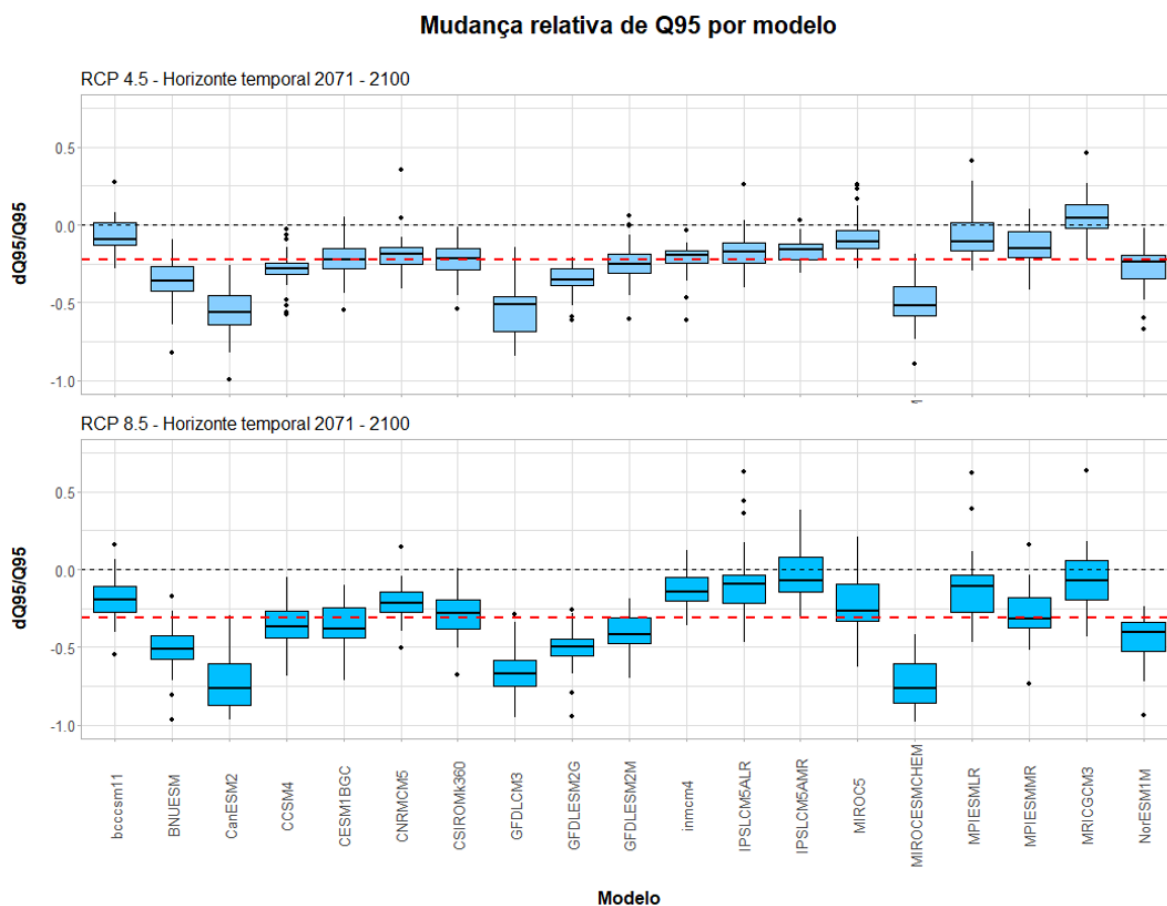


Figura 5.49 – Mudança relativa da  $Q_{95}$  por modelo para o horizonte temporal 2071 – 2100.

### 5.8.2 – Mudança relativa de $Q_{95}$ nas estações

Pode-se observar, novamente, o padrão de redução de  $dQ_{95}/Q_{95}$  no primeiro horizonte com o cenário RCP 4.5, apresentado na Figura 5.50. Nesse quadro, espera-se uma redução mediana de 12 %. Os MCGs apontam para uma redução um pouco mais intensa nas bacias dos rios Para (estações 40170000 a 40500000) e Paraopeba (estações 40549998 a 40822995) e em parte da bacia do rio Das Velhas (estações 41300000 a 41990000). Essa última bacia conta com tendências de aumentos leves e fortes, e, na estação 41940000, a mudança mediana projetada é de um acréscimo da  $Q_{95}$ . Porém, ressalta-se o elevado grau de incerteza associado à essa última projeção, oriunda de um modelo de regressão de baixo ajuste que utiliza covariáveis climatológicas altamente incertas. Quanto às demais estações, observa-se uma amplitude interquartil controlada que aponta em grande maioria para uma redução da  $Q_{95}$ . Ressalta-se que há uma elevada presença de outliers, associados ao alto grau de incerteza das covariáveis climatológicas e das projeções efetuadas pelos MCGs. Está

prevista uma maior redução da  $Q_{95}$  na estação 41685000, situada na bacia do rio das Velhas. Isso é devido à elevada sensibilidade às mudanças climáticas que esse local apresenta, conforme indicado pelos seus coeficientes de elasticidade.

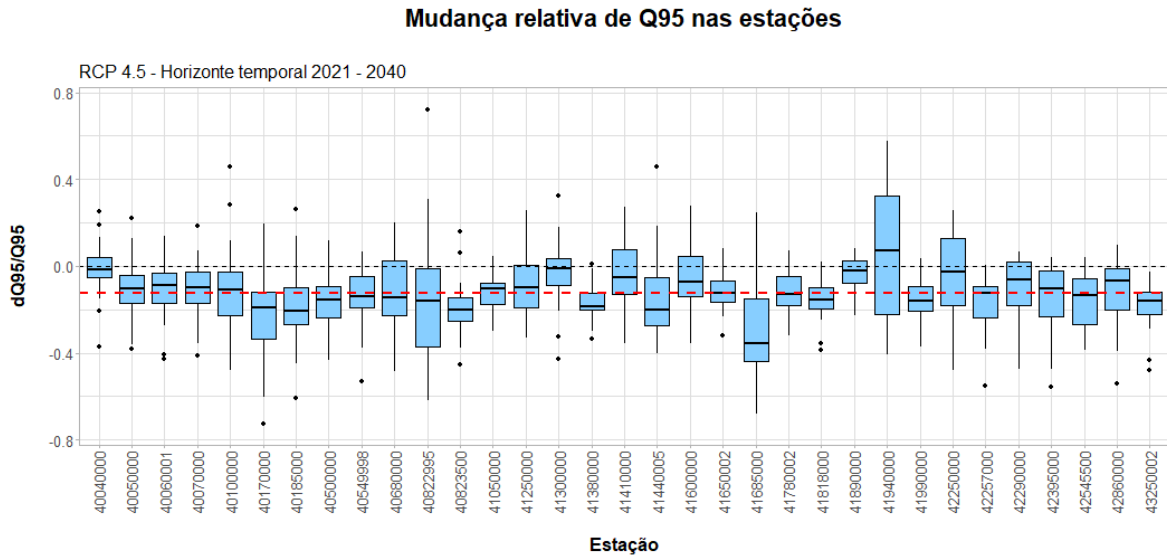


Figura 5.50 - Mudança relativa da  $Q_{95}$  nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.

No cenário RCP 8.5, observa-se na Figura 5.51 um padrão de redução de  $dQ_{95}/Q_{95}$  um pouco mais intenso quando comparado ao cenário RCP 4.5, sendo projetada uma mudança mediana -14%. As reduções das medianas das projeções para cada estação ocorre em 22 das 33 estações. Além disso, as projeções medianas de todas as estações apontam para uma redução da  $Q_{95}$ . As amplitudes interquartis são menores e observa-se um menor número de *outliers*, o que pode indicar uma projeção menos incerta. Isso está dentro do esperado, tendo em vista que os sinais apontados pelas mudanças relativas nas covariáveis é mais claro nesse cenário. Nesse contexto, são esperadas mudanças mais significativas nas bacias dos rios Pará (estações 40170000 a 40500000), Paraopeba (estações 40549998 a 40822995) e Urucuia (estação 43250002).

### Mudança relativa de Q95 nas estações

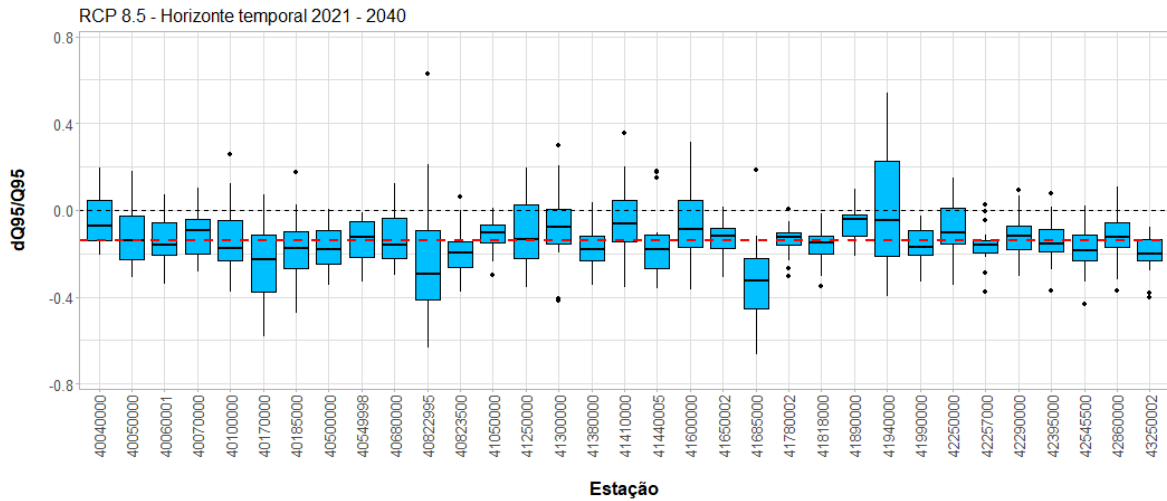


Figura 5.51 - Mudança relativa da  $Q_{95}$  nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040.

Para o cenário RCP 4.5 e o horizonte temporal 2041 – 2070 apresentado na Figura 5.52, os MCGs apontam para um padrão de redução da  $Q_{95}$  mais intenso que os previstos até então, de valor mediano igual à -19%. Essa acentuação é esperada pois observou-se, novamente, a acentuação dos padrões de mudanças das covariáveis climatológicas. Além disso, as incertezas dessas projeções são menores em grande parte das estações, assim como o número de *outliers*. As medianas para as projeções de cada estação também está mais concentrada em torno da mediana global, indicando a existência de um padrão para toda a região. Isso faz com as sub-bacias da região apresentem um padrão similar de mudança relativa de  $dQ_{95}/Q_{95}$ .

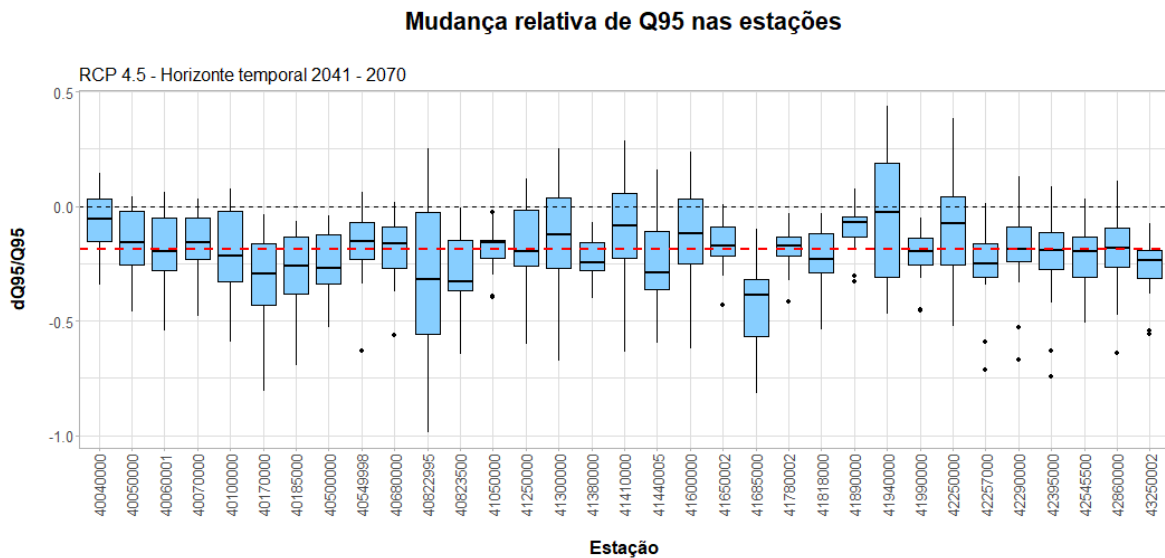


Figura 5.52 - Mudança relativa da  $Q_{95}$  nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.

Para o mesmo horizonte temporal, mas no cenário RCP 8.5, observa-se na Figura 5.53 um padrão mediano de redução de  $dQ_{95}/Q_{95}$  de -0,21, indicando uma mudança mais intensa em comparação à do cenário anterior. Pode-se observar uma maior proximidade das medianas das projeções para cada estação à projeção mediana global, acentuando a probabilidade de existência de um padrão para a região como um todo. Ademais, grande parte das amplitudes interquartis aponta para uma redução da  $Q_{95}$ . Existem apenas 5 estações onde projeções dentro da amplitude interquartil indicam variações positivas da  $Q_{95}$ . Além disso, observa-se uma redução dessa amplitude interquartil e a redução das medianas das projeções em 23 das 33 estações em relação ao cenário anterior. Novamente, esses fatos podem ser associados à intensificação dos padrões observados nas mudanças relativas das covariáveis climatológicas. Finalmente, esperam-se mudanças levemente superiores nas bacias dos rios Pará (estações 40170000 a 40500000), Paracatu (estações 42250000 a 42860000) e Urucuia (estação 43250002).

### Mudança relativa de Q95 nas estações

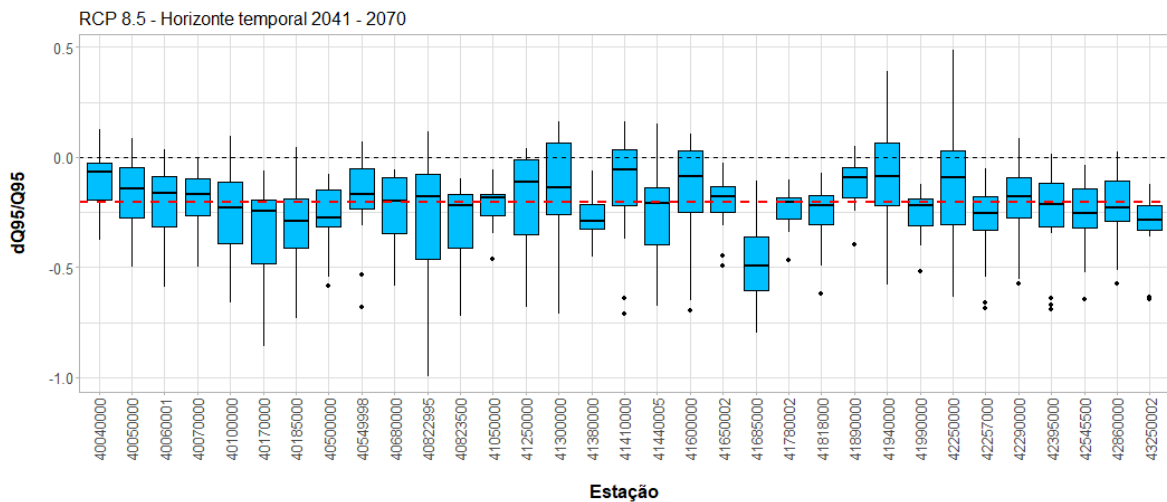


Figura 5.53 - Mudança relativa da  $Q_{95}$  nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070.

Para o último horizonte temporal, observa-se na Figura 5.54 um padrão de redução global da  $Q_{95}$  de 22 % no cenário RCP 4.5, valor superior aos dos horizontes temporais anteriores. Observa-se uma discreta redução da amplitude interquartil, mas um aumento do número de *outliers*. Isso indica uma convergência entre grande parte das projeções feitas pelos MCGs. Novamente, observa-se um padrão mediano de redução da  $Q_{95}$  em todas as estações, sendo suas dispersões em torno da mediana global da ordem de 0,2. Quatro estações contam com projeções no intervalo interquartil indicando o aumento da  $Q_{95}$ , o que indica um padrão claro de redução da  $Q_{95}$  para toda a região fisiográfica. Finalmente, são esperadas mudanças da  $Q_{95}$  levemente superiores na bacia do rio Pará (estações 40170000 a 40500000).

### Mudança relativa de Q95 nas estações

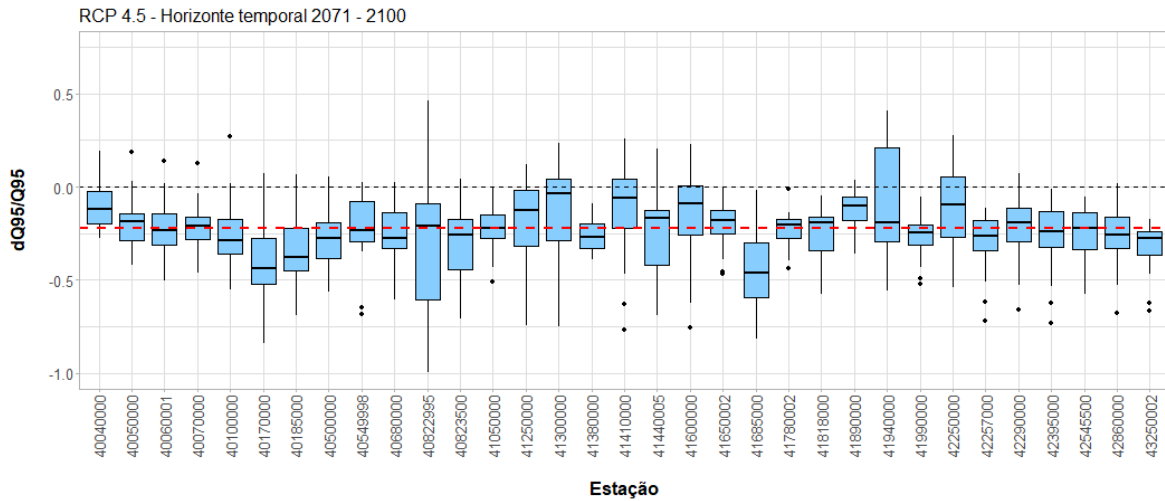


Figura 5.54 - Mudança relativa da  $Q_{95}$  nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.

Já no cenário RCP 8.5, observa-se na Figura 5.55 a maior mudança mediana projetada de  $dQ_{95}/Q_{95}$ , sendo ela de -0,31, ou aproximadamente um terço da  $Q_{95}$ . Trata-se, portanto, da maior mudança projetada até então. Nesse cenário, apenas 3 estações contam com previsões medianas superiores às do cenário RCP 4.5. Isso indica com clareza que os impactos serão mais críticos em um contexto de maior concentração de GEE. Porém, também há um aumento da incerteza desses padrões, traduzido pelo aumento dos intervalos interquartis. Mas há uma redução do número de *outliers*, indicando uma maior convergência das projeções dos modelos. Nesse contexto, são esperadas mudanças levemente superiores nas bacias dos rios Pará (estações 40170000 a 40500000) e Urucuia (estação 43250002).

### Mudança relativa de Q95 nas estações

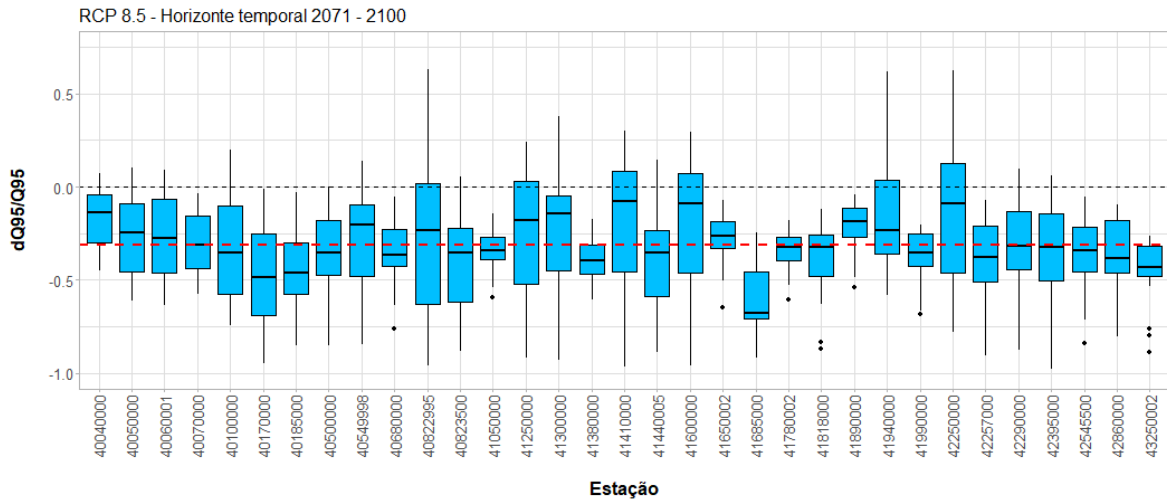


Figura 5.55 - Mudança relativa da  $Q_{95}$  nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100.

É possível indicar, claramente, que há um padrão de redução da  $Q_{95}$  na região do Alto São Francisco. As divergências entre as sub-bacias são leves, e projeções negativas de  $dQ_{95}/Q_{95}$  são presentes na região como um todo. Além disso, espera-se uma redução mais intensa no cenário RCP 8.5 e conforme se avança no tempo. Portanto, maiores mudanças climáticas causarão variações negativas da  $Q_{95}$  mais intensas ao longo do tempo.



## 6 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este trabalho propôs uma metodologia alternativa para estimar os impactos das mudanças climáticas na disponibilidade hídrica da região fisiográfica do Alto São Francisco. A metodologia desenvolvida obteve sucesso em unir um modelo baseado nas hipóteses de Budyko, conceitos de elasticidade-clima da vazão e modelos estatísticos de regressão para averiguar potenciais mudanças na  $Q_{95}$  até 2100.

Inicialmente, foi explicitado que o uso de modelos do tipo Budyko que utilizam o conceito de elasticidade-clima da vazão é atrativo por sua baixa demanda de dados, o que permite sua aplicação em grandes bacias, como a do rio São Francisco. Porém, essa abordagem é limitada a vazões médias, não permitindo a análise de impactos em extremos hidrológicos, como a  $Q_{95}$ . Este trabalho contornou essa limitação com êxito através do acoplamento dessa abordagem com modelos de regressão unindo a  $Q_{95}$ , covariáveis climáticas e a vazão média.

O presente trabalho identificou que há uma forte influência de reservatórios na bacia do rio São Francisco e mostrou que muitas das suas estações apresentam um regime de vazão não estacionário. Esses resultados fizeram com que a área de estudo fosse limitada à região fisiográfica do Alto São Francisco. A estimação dos impactos que as mudanças climáticas terão na  $Q_{95}$  das estações excluídas do presente estudo são de grande importância, tendo em vista que se situam no semiárido brasileiro e espera-se, portanto, que sejam mais vulneráveis à tais mudanças. Recomenda-se que essa estimativa seja feita no futuro utilizando uma metodologia similar à do presente trabalho, mas adotando, por exemplo, modelos de regressão generalizados aditivos que consideram a não estacionariedade dos processos hidrometeorológicos.

Também foram calculados coeficientes de elasticidade-clima para analisar a sensibilidade da vazão média às mudanças climáticas, e se constatou que as bacias dos rios Das Velhas e Paraopeba são mais vulneráveis a essas mudanças. Para estimar os impactos das mudanças climáticas na  $Q_{95}$ , foi definido um modelo estatístico para cada estação utilizando covariáveis climáticas e a vazão média. A seleção do melhor modelo foi efetuada com base em análises de correlação e no estimador BIC, e foram inseridos preditores adicionais somente quando se constatou um elevado ganho de ajuste. Os modelos selecionados

apresentaram um bom desempenho, estimando com êxito os padrões de variação da  $Q_{95}$  para o período de ajuste. Como estudo futuro, recomenda-se desenvolver um modelo hierárquico bayesiano para analisar as estações em grupo, reduzindo assim o número de modelos estatísticos necessários, a demanda computacional e, por conseguinte, permitindo uma análise em maior escala espacial.

Em seguida, verificou-se que os MCGs utilizados neste estudo projetam dois padrões opostos de mudanças na precipitação para a área de estudo, indicando que pode haver tanto seu aumento como sua redução. Portanto, os gestores da área de recursos hídricos devem se preparar para ambos os cenários. Quanto à evapotranspiração potencial, observou-se que todos os MCGs apontaram para seu aumento. Esse aumento foi mais intenso no cenário de maior emissão de GEE e nos horizontes temporais mais distantes. A análise das projeções dos MCGs para a bacia do rio São Francisco não foi objeto do presente trabalho, mas é importante para validar os resultados obtidos nos estudos que os utilizaram como fontes de dados. Em razão da não convergência entre as projeções de  $dP/P$ , a aplicação do modelo do tipo Budyko e dos coeficientes de elasticidade-clima não forneceu um padrão claro de mudança na vazão média de longo período.

Porém, o presente trabalho identificou padrões de mudanças claros nas covariáveis climáticas estudadas. Esses padrões se intensificaram nos horizontes temporais mais distantes e no cenário de maior emissão de GEE considerado. Os MCGs apontam para a redução da precipitação nos trimestres e semestres mais secos e o aumento do coeficiente de variação de  $P$ , o que pode sugerir uma intensificação dos episódios de seca e de extremos de chuvas máximas. Também houve um padrão de aumento no coeficiente de variação da evapotranspiração potencial, ainda que mais discreto. Todas as covariáveis associadas às máximas e mínimas de  $E_0$  apresentaram um padrão de mudança relativa positivo. Esses padrões de mudança foram determinantes para as mudanças relativas detectadas na  $Q_{95}$ .

Finalmente, este trabalho demonstrou que há um padrão claro de redução da  $Q_{95}$  para os cenários de mudanças climáticas considerados na região fisiográfica do Alto São Francisco. Esse padrão foi observado em todas as estações contempladas pelo estudo, sendo mais pronunciado nos cenários de maior emissão de GEE e se intensificando ao longo do tempo. Isso indica a redução da disponibilidade hídrica, fato de extrema relevância para a gestão dos recursos hídricos na área de estudo. Os impactos projetados nesse estudo deverão ser

minimizados, de modo a garantir que o recurso permaneça disponível no futuro próximo. Além disso, ressalta-se que o sexto relatório do IPCC indicou que as mudanças climáticas estão ocorrendo em um ritmo mais acelerado do que o projetado pelos cenários utilizados no presente estudo. Portanto, essa redução da  $Q_{95}$  em pode ocorrer de forma ainda mais rápida e de forma mais intensa do que o projetado nesse trabalho.

## **APÊNDICES**

## APÊNDICE A - MAPA DAS ESTAÇÕES E DAS SUB-BACIAS

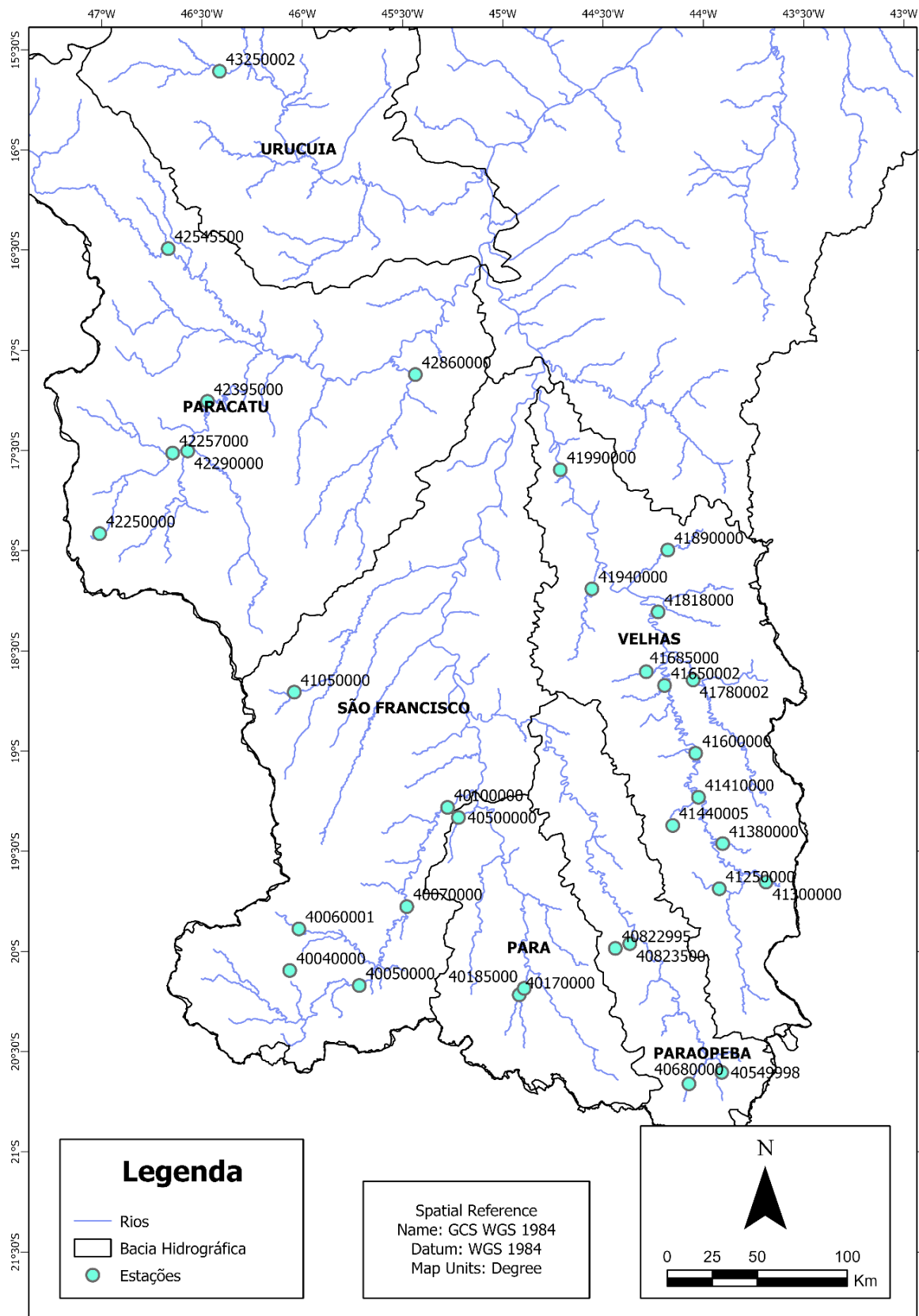


Figura 0.1 – Mapa das estações e das sub-bacias da área de estudo

## APÊNDICE B - MODELOS DE REGRESSÃO PARA TODAS AS ESTAÇÕES

Tabela 0.1 – Modelos de regressão para todas as estações

Estação	Modelo	R <sup>2</sup> aj.
40040000	$Q95=1.33-1.06*Max\_P\_3+0.12*Min\_P\_3+0.93*Q$	0,67
40050000	$Q95=2.69-0.76*Max\_E0\_3-0.66*Max\_P\_3+0.19*Min\_P\_6+0.73*Q$	0,87
40060001	$Q95=1.90-0.59*CoefVar\_P-0.89*Max\_E0\_3-0.75*Max\_P\_6+1.01*Q$	0,68
40070000	$Q95=4.44-0.69*Max\_P\_3-1.79*Media\_E0+0.05*Min\_P\_3+0.65*Q$	0,87
40100000	$Q95=3.71-1.58*Max\_E0\_3-0.66*Max\_P\_3+0.32*Min\_P\_6+0.77*Q$	0,78
40170000	$Q95=4.22-2.94*Max\_E0\_3-2.03*Media\_P+1.56*Q$	0,68
40185000	$Q95=5.94-2.69*Max\_E0\_3-1.25*Max\_P\_6+0.28*Min\_P\_6+0.73*Q$	0,78
40500000	$Q95=4.10-2.72*Max\_E0\_6+0.28*Q$	0,45
40549998	$Q95=1.56-1.74*Max\_P\_6+1.34*Q$	0,64
40680000	$Q95=5.11-2.01*Max\_E0\_3-1.46*Max\_P\_3+0.93*Q$	0,60
40822995	$Q95=4.27-1.65*Max\_P\_3-1.56*Min\_E0\_6+1.41*Q$	0,51
40823500	$Q95=3.63-0.94*Max\_P\_3-2.28*Min\_E0\_6+0.78*Q$	0,58
41050000	$Q95=6.54-3.73*Max\_E0\_6+0.04*Q$	0,54
41250000	$Q95=0.94-1.06*CoefVar\_P-1.13*Max\_P\_6+1.00*Q$	0,55
41300000	$Q95=1.26-1.22*CoefVar\_P-2.08*Max\_P\_6+1.62*Q$	0,63
41380000	$Q95=8.10-5.08*Max\_E0\_6-0.24*Q$	0,53
41410000	$Q95=0.70-0.57*CoefVar\_P-1.29*Max\_P\_6+1.18*Q$	0,78
41440005	$Q95=4.98-2.02*Max\_E0\_6-1.47*Max\_P\_3+1.09*Q$	0,58
41600000	$Q95=0.73-0.72*CoefVar\_P-1.06*Max\_P\_6+1.08*Q$	0,62
41650002	$Q95=5.64-1.84*Max\_E0\_6-0.17*Razao\_P\_6+0.23*Q$	0,40
41685000	$Q95=9.22-7.42*Max\_E0\_6+0.55*Min\_P\_6+0.18*Q$	0,44
41780002	$Q95=6.37-2.87*Max\_E0\_6-0.20*Razao\_P\_6+0.12*Q$	0,35
41818000	$Q95=6.91-0.65*Max\_P\_3-3.16*Media\_E0+0.48*Q$	0,54
41890000	$Q95=2.87-2.25*Max\_E0\_6+0.23*Q$	0,35
41940000	$Q95=2.01-3.19*Max\_E0\_6+1.59*Max\_P\_3+0.66*Min\_P\_6-0.16*Q$	0,39
41990000	$Q95=8.79-3.74*Media\_E0-0.16*Razao\_P\_6+0.09*Q$	0,58
42250000	$Q95=-1.01-0.92*CoefVar\_P+0.89*Q$	0,65
42257000	$Q95=5.22-3.50*Media\_E0-1.75*Media\_P-0.04*Min\_P\_3+1.12*Q$	0,74
42290000	$Q95=5.02-2.66*Max\_E0\_6+0.44*Q$	0,55
42395000	$Q95=3.27-2.30*Media\_E0-1.56*Media\_P-0.04*Min\_P\_3+1.10*Q$	0,81
42545500	$Q95=2.73-1.40*CoefVar\_P-1.99*Max\_E0\_6+0.36*Q$	0,38
42860000	$Q95=8.35-5.16*Media\_E0+0.24*Q$	0,42
43250002	$Q95=7.07-1.02*Max\_P\_6-4.05*Media\_E0+0.63*Q$	0,55

## APÊNDICE C – MUDANÇA RELATIVA DE $E_0$ NAS ESTAÇÕES

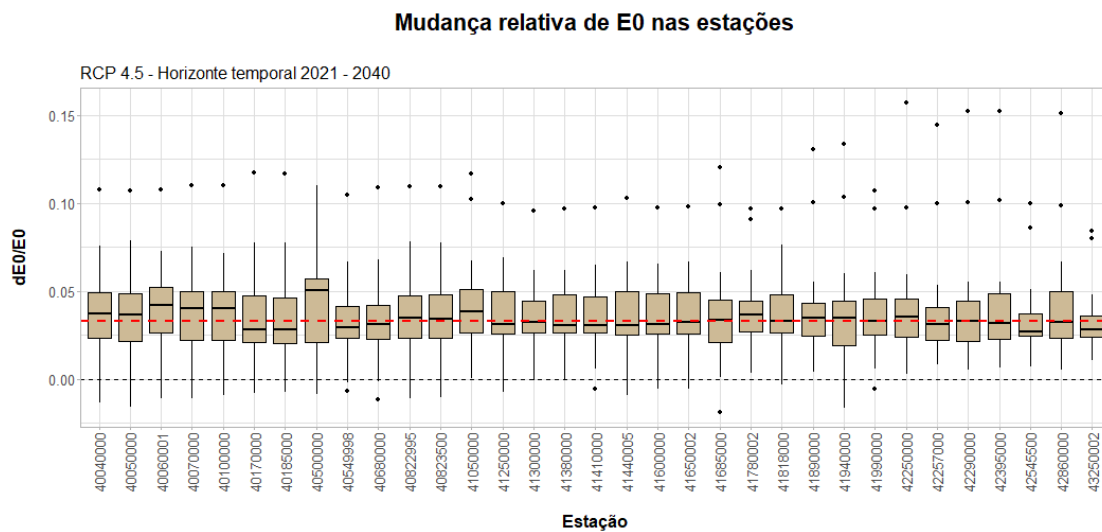


Figura 0.2 – Mudança relativa de  $E_0$  nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040

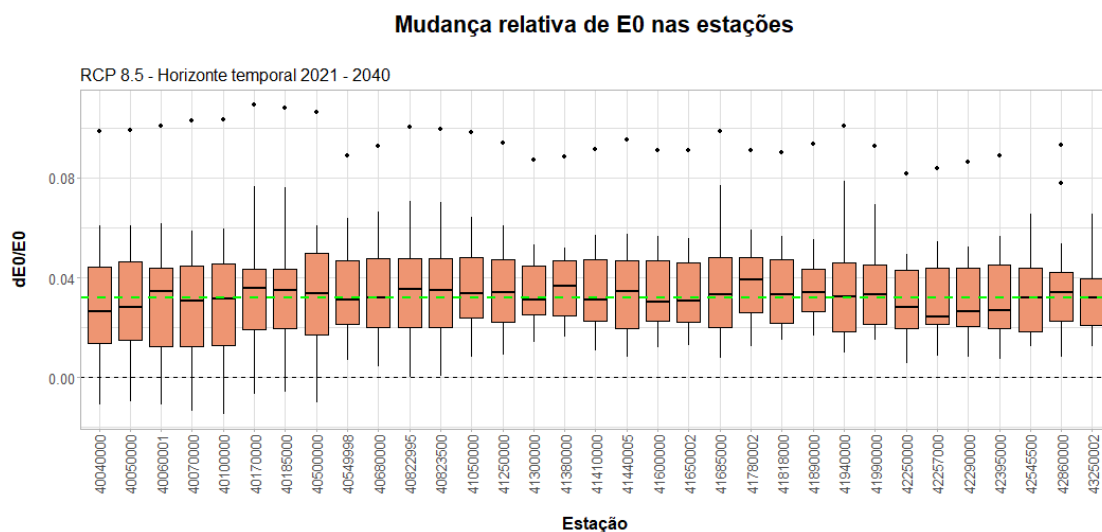


Figura 0.3 – Mudança relativa de  $E_0$  nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2021 – 2040

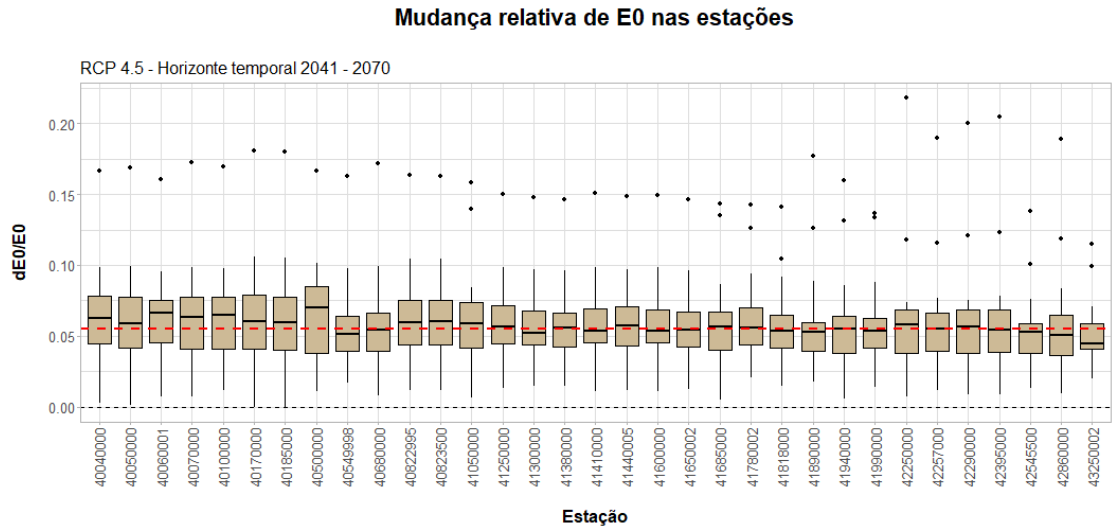


Figura 0.4 – Mudança relativa de  $E_0$  nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070

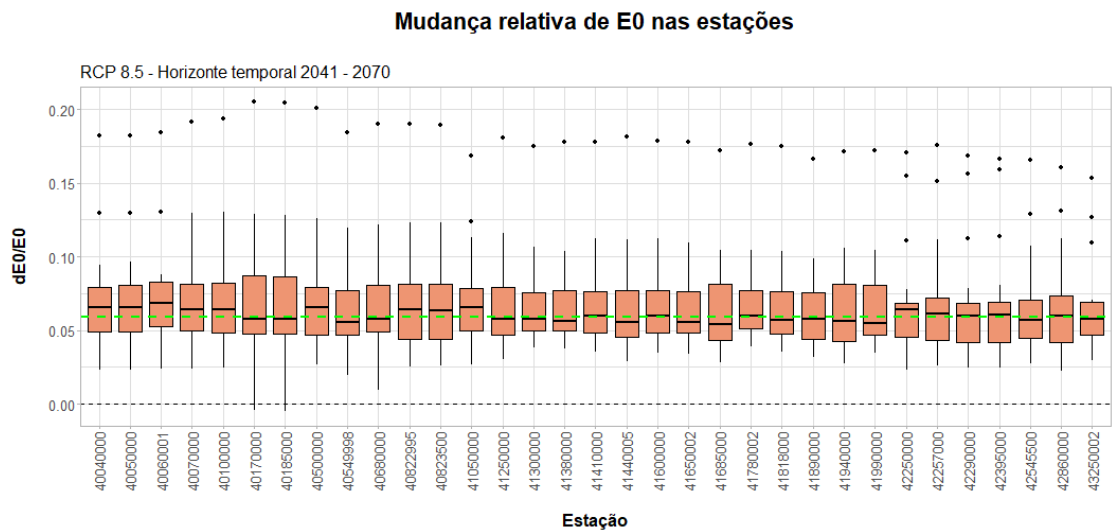


Figura 0.5 – Mudança relativa de  $E_0$  nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2041 – 2070



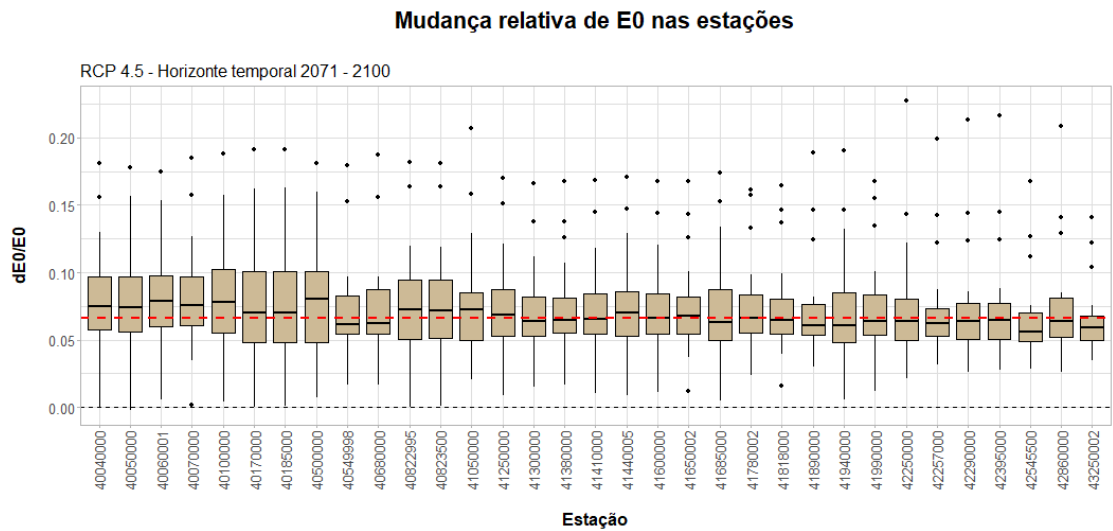


Figura 0.6 – Mudança relativa de  $E_0$  nas estações no cenário RCP 4.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100

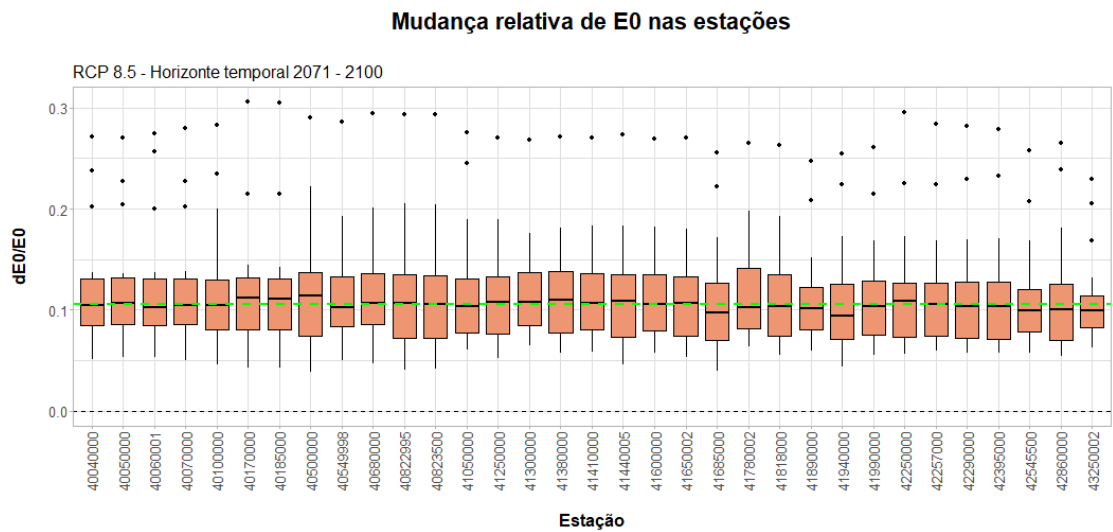


Figura 0.7 – Mudança relativa de  $E_0$  nas estações no cenário RCP 8.5 e para o horizonte temporal 2071 – 2100

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agência Nacional de Águas (ANA) (2005). “Nota técnica nº 390 / 2005”. 57 p.
- Agência Nacional de Águas (ANA) (2020). “Conjunturas dos recursos hídricos no Brasil 2020: informe anual”. 129 p.
- Agência Nacional de Águas (ANA) (2021). “Conjunturas dos recursos hídricos no Brasil 2020: informe anual”.
- Avila-Diaz, A., Benezoli, V., Justino, F. et al. (2020). “Assessing current and future trends of climate extremes across Brazil based on reanalyses and earth system model projections”. In: *Climate Dynamics*, 55, 1403 – 1426.
- Bernardes, L. M. C. (1951). “Os tipos de clima do Brasil”. In: *Boletim de Geografia*, 9, 998 – 997.
- Brutsaert, W. (2005). “Hydrology: An Introduction”. 605 p.
- Budyko, M. I. (1974). “Climate and Life”. 508 p.
- Collischonn, W., Allasia, D., Da Silva, B. C., Tucci, C. E. M. (2007). “The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling”. In: *Hydrological Sciences Journal*, 52:5, 878-895.
- Comitê da bacia hidrográfica do rio São Francisco (2016). “Plano de recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio São Francisco 2016 – 2025”. 520 p.
- Da Silva, B. C., Tucci, C. E. M., Clarke, R. T., Collischonn, W., Corbo, M. D. (2007). “Previsão Hidroclimática de Vazão de Curto Prazo na Bacia do Rio São Francisco”. In: *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 12:3, 31-41.
- De Jong, P., Tanajura, C. A. S., Sánchez, A. S., Dargaville, et al. (2018). “Hydroelectric production from Brazil's São Francisco River could cease due to climate change and inter-annual variability”. In: *Science of the Total Environment*, 634, 1540–1553.
- Do Vasco, A. N., Netto, A. O. A. e Da Silva, M. G. (2019). “The influence of dams on ecohydrological conditions in the São Francisco River Basin, Brazil”. In: *Ecohydrology & Hydrobiology*, 19, 556–565.
- Dorneles, G. (2021). Atribuição das mudanças na vazão média de longo período devido às atividades humanas e alterações no clima. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 97 p.
- Ekström, M., Gutmann, E. D., Wilby, R. et al. (2018). “Robustness of hydroclimate metrics for climate change impact research”. In: *WIREs Water*, 5, e1288.

- Figueiredo, A. V. A., Agra Filho, S. S., Santos, A. C. A. (2020). “Efeito da regulação da vazão sobre os atributos ecológicos da ictiofauna – rio São Francisco”. In: *III Simpósio da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco*.
- Fu, B. P. (1981). “On the calculation of the evaporation from land surface”. In: *Scientitia Atmospherica Sinica*, 5, 23–31.
- Fu, G., Charles S. P. e Chiew, F. H. S. (2007). “A two-parameter climate elasticity of streamflow index to assess climate change effects on annual streamflow”. In: *Water Resources Research*, 43, W11419.
- Grill, G., Lehner, B., Thieme, M. et al. (2019). “Mapping the world’s free-flowing rivers”. In: *Nature*, 569, 215 – 221.
- Harte, J. (2002). “Toward a Synthesis of the Newtonian and Darwinian Worldviews”. In: *Physics Today*, 55, 29 – 34.
- Hao, Z., Singh, V. P., Xia, Y. (2017). “Seasonal Drought Prediction: Advances, Challenges, and Future Prospects”. In: *Reviews of Geophysics*, 56, 108 – 141.
- Harman, C. e Troch, P. A. (2014). “What makes Darwinian hydrology “Darwinian”? Asking a different kind of question about landscapes”. In: *Hydrology Earth System Sciences*, 18, 417 – 433.
- Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA) (2015). “Projeto de monitoramento do desmatamento dos biomas brasileiros por satélite”.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2014). “Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change”. 668 p.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2021). “Summary for Policymakers”. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. 3949 p.
- Lehner, B., Liermann, C. R., Revenga, C. et al. (2011). “High-resolution mapping of the world’s reservoirs and dams for sustainable river-flow management”. In: *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9 (9), 494 – 502.
- Lucas, M. C., Kublik, N., Rodrigues, D. B. B. et al. (2020). “Significant Baseflow Reduction in the Sao Francisco River Basin”. In: *Water 2021*, 13, 2.

- Martins, E.S.P.R. (2011). “Adapting water resources planning and operation to climate variability and climate change in selected river basins in northeast Brazil”. In: *Desk Review: Climatic and Hydrologic Components, World Bank Report*.
- Pettitt, A. N. (1979). “A non-parametric approach to the change-point problem”. In: *Applied Statistics*, 28, 126 – 135.
- Poff, N. L., Richter, B. D., Arthington, A. H. et al. (2010). “The ecological limits of hydrologic alteration (ELOHA): a new framework for developing regional environmental flow standards”. In: *Freshwater Biology*, 55, 147 – 170.
- Reis, D. S., Cerqueira, C. M., Vieira, R. F. et al. (2013). “Budyko’s Framework and Climate Elasticity Concept in the Estimation of Climate Change Impacts on the Long-Term Mean Annual Streamflow”. In: *World Environmental and Water Resources Congress 2013: Showcasing the Future*, 1110–1120.
- Richter, B. D., Mathews, R., Harrison, D. L. et al. (2003). “Ecologically sustainable water management: managing river flows for ecological integrity”. In: *Ecological Applications*, 13, 206 – 224.
- Ripl, W. (2003). “Water: the bloodstream of the biosphere”. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 358, 1921–1934.
- Rodell, M., Beaudoin, H. K., L’Ecuyer, T. S. et al. (2015). “The Observed State of the Water Cycle in the Early Twenty-First Century”. In: *Journal Of Climate*, 28, 8289 – 8318.
- Saint-Venant, A. J. C. (1871). “Théorie du mouvement non-permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et à l’introduction des marées dans leur lit”. In : *Comptes-rendus hebdomadaires des séances de l’Académie des sciences de Paris*, 73, 147 – 154.
- Sankarasubramanian, A., Vogel, R.M., Limbrunner, J.F. (2001). “Climate Elasticity of Streamflow in the United States.” In: *Water Resources Research*, 37 (6): 1771 – 1781.
- Schaake, J. C. (1990). “From climate to flow”. In: *Climate Change and U.S. Water Resources*, 177 – 206.
- Simões, F. T. A. (2021) Sensibilidade da vazão média anual ao clima na bacia hidrográfica do rio São Francisco. Monografia de Projeto Final, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 87 p.

- Siqueira, V. A., Paiva, R. C. D., Fleischmann, A. S. et al. (2018). “Toward continental hydrologic–hydrodynamic modeling in South America”. In: *Hydrology and Earth System Sciences*, 2, 4815 – 4842.
- Slater, L. J., Anderson, B., Buechel, M. et al. (2021). “Nonstationary weather and water extremes: a review of methods for their detection, attribution, and management”. In: *Hydrology and Earth System Sciences*, 25, 3897 – 3935.
- Smakhtin, V. U. (2000). “Low flow hydrology: a review”. In: *Journal of Hydrology*, 240, 147 – 186.
- Souza, S. A., Reis, D. S. (2021). “Avaliação do impacto de reservatórios na hidrografia do Brasil”. In: *XXIV SBRH - Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*.
- Sposito, G. (2017). “Understanding the Budyko Equation”. In: *Water 2017*, 9, 236 – 250.
- TEH, C. B. S. (2006). “Introduction to Mathematical Modeling of Crop Growth: How the Equations are Derived and Assembled into a Computer Program”. 276 p.
- Trasher, B., Maurer, E. P., McKellar, C. et al. (2012). “Technical Note: Bias correcting climate model simulated daily temperature extremes with quantile mapping”. In: *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 3309 – 3314.
- Van Loon, A. (2015). “Hydrological drought explained”. In: *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 2, 359–392.
- Wang, K e Dickinson, R. E. (2012). “A review of global terrestrial evapotranspiration: observation, modeling, climatology, and climatic variability”.
- Wang, D. e Tang, Y. (2014). “A one-parameter Budyko model for water balance captures emergent behavior in Darwinian hydrologic models”. In: *Geophysical Research Letters*, 41, 4569–4577.
- Wang, W., Zhang, Y. e Tang, Q. (2020). “Impact assessment of climate change and human activities on streamflow signatures in the Yellow River Basin using the Budyko hypothesis and derived differential equation”. In: *Journal of Hydrology*, 591, 125460.
- World Meteorological Association (2021). “WMO atlas of mortality and economic losses from weather, climate and water extremes (1970-2019)”. In: WMO-No. 1267.
- Xavier, A. C., King, C. W. e Scanlon, B. R. (2016). “Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980 – 2013)”. In: *International Journal of Climatology*, 36, 2644 – 2659.
- Yang, H. e Yang, D. (2011). “Derivation of climate elasticity of runoff to assess the effects of climate change on annual runoff”. In: *Water Resources Research*, 47, W07526.

- Yin, J., Gentile, P., Zhou, S. et al. (2018). “Large increase in global storm runoff extremes driven by climate and anthropogenic changes”. In: *Nature Communications*, 9, 4389.
- Zhang, L., Hickel, K., Dawes, W. R. et al. (2004). “A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration”. In: *Water Resources Research*, 40, W02502.
- Zhang, Y., Chiew, F. H. S., Li, M. et al. (2018). “Predicting runoff signatures using regression and hydrological modeling approaches”. In: *Water Resources Research*, 54, 7859–7878.