

**COOPERAÇÃO EM TECNOLOGIAS PARA
ANÁLISES HIDROLÓGICAS EM ESCALA
NACIONAL**

SUBPROJETO – CLIMA

**Sensibilidade de vazões a variabilidade e
mudanças climáticas – Relatório Final**

IPH-ANA-HGE-CLIMA-A2

Porto Alegre - RS

Abril 2024

ESTE MATERIAL FAZ PARTE DE UM CONJUNTO DE RELATÓRIOS ELABORADOS NO CONTEXTO DO PROJETO DE COOPERAÇÃO EM TECNOLOGIAS PARA ANÁLISES HIDROLÓGICAS EM ESCALA NACIONAL, ENTRE O INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS (IPH-UFRGS) E A AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO (ANA)

AUTORES: Rodrigo Cauduro Dias de Paiva, Walter Collischonn, Arthur Kolling Neto e Pedro Torres Miranda

COMO CITAR: Paiva, R. C. D., Collischonn, W., Kolling, A., Miranda, P. T., 2024. Cooperação em tecnologias para análises hidrológicas em escala nacional. CLIMA: Sensibilidade de vazões a variabilidade e mudanças climáticas – Relatório Final. IPH-ANA-HGE-CLIMA-A2. UFRGS: IPH, [Porto Alegre]. ANA, [Brasília].

Porto Alegre – RS

Abril 2024

Sumário

1	<i>Apresentação</i>	6
2	<i>Introdução e contexto</i>	7
3	<i>Revisão de sensibilidade hidrológica à variabilidade e mudanças climáticas</i>	9
3.1	Contexto	9
3.2	Síntese de fatores governantes da variabilidade das vazões	9
3.3	Definição de sensibilidade hidrológica	10
3.4	Definição de Elasticidade	11
3.5	Interpretação física da elasticidade da vazão média	11
3.6	Abordagens para estimar a elasticidade	13
3.6.1	Curva de Budyko e fluxos médios de longo período	13
3.6.2	Regressão estatística com base em observações anuais.....	13
3.6.3	Estimador não paramétrico com base em observações anuais	14
3.6.4	Regionalização (space for time).....	15
3.6.5	Panel Regression.....	15
3.6.6	Modelagem hidrológica	16
3.7	Variabilidade da elasticidade da vazão média e fatores governantes	16
3.8	Sensibilidade das vazões mínimas	20
3.8.1	Análises de sensibilidade de vazões mínimas em outros países	21
3.8.2	Análises de sensibilidade de vazões mínimas no Brasil	22
3.8.3	Crítica dos métodos de avaliação de sensibilidade para vazões mínimas	23
3.9	Sensibilidade das vazões máximas	25
3.9.1	Análises de sensibilidade de vazões máximas em outros países.....	25
3.9.2	Crítica dos métodos de avaliação de sensibilidade para vazões máximas	27
3.10	Elasticidade da curva de permanência	27
4	<i>Interpretação física da sensibilidade de vazões de cheia e mínimas às mudanças climáticas</i>	29
4.1	Resumo	29
4.2	Resumo para o público geral:	30
4.3	Introdução	30
4.4	Sensibilidade de vazões de cheias	32
4.4.1	Evidências passadas.....	32
4.4.2	Modelo conceitual	33
4.4.3	Avaliação em rios brasileiros	36
4.5	Sensibilidade de vazões mínimas	41

4.5.1	Evidências passadas.....	41
4.5.2	Modelo conceitual.....	41
4.5.3	Avaliação em rios brasileiros.....	48
4.6	Síntese e conclusão.....	52
5	<i>Análise de sensibilidade de vazões de cheias e estiagens utilizando o modelo MGB da América do Sul.....</i>	56
5.1	Introdução.....	56
5.2	Área de estudo.....	57
5.3	Metodologia.....	60
5.3.1	Cálculo da elasticidade.....	60
5.3.2	Curvas de elasticidade.....	62
5.4	Resultados e discussão.....	63
5.4.1	Sensibilidade da vazão à alteração do volume de precipitação.....	63
5.4.2	Sensibilidade da vazão à distribuição sazonal da precipitação.....	65
5.4.3	Sensibilidade da vazão à distribuição diária da precipitação.....	67
5.4.4	Sensibilidade da vazão à evapotranspiração potencial.....	69
5.4.5	Sensibilidade média da vazão média à precipitação e evapotranspiração potencial.....	70
5.4.6	Curvas de elasticidade da vazão à mudança de precipitação em rios brasileiros.....	72
5.4.7	Curvas de elasticidade da vazão à mudança de precipitação na América do Sul.....	75
5.4.8	Curvas de elasticidade por bioma.....	76
5.4.9	Curvas de elasticidade por tipologia climática.....	78
5.4.10	Curvas de elasticidade por bacias hidrográficas.....	80
5.5	Conclusões.....	84
6	<i>Comparação de diferentes modelos na representação de alteração de extremos hidrológicos.....</i>	86
6.1	Introdução.....	86
6.1.1	Avaliação de mudanças climáticas na hidrologia.....	86
6.1.2	Limitações da modelagem hidrológica.....	87
6.1.3	Objetivo.....	88
6.2	Metodologia.....	88
6.2.1	Bases de dados.....	89
6.2.2	Seleção de períodos seco e úmido.....	91
6.2.3	Desempenho dos modelos.....	91
6.3	Resultados.....	93
6.3.1	Variabilidade interanual.....	93
6.3.2	Vazão do período seco e do úmido.....	94
6.3.3	Amplitude ΔQ entre período seco e úmido.....	94
6.3.4	Sensibilidade.....	95

6.4	Discussão	98
6.4.1	Comparação entre modelos	98
6.4.2	Implicações para avaliação de mudanças climáticas	99
6.4.3	Limitações.....	100
6.5	Síntese e conclusão.....	100
7	Referências	102

1 APRESENTAÇÃO

Este documento apresenta o relatório “Sensibilidade de vazões a variabilidade e mudanças climáticas – Relatório Final” do subprojeto “Clima”, no contexto do projeto “Cooperação em tecnologias para análises hidrológicas em escala nacional”, na forma de um Termo de Execução Descentralizada (TED) entre o Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IPH/UFRGS) e a Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA). Este relatório apresenta quatro contribuições principais:

- 1) Revisão bibliográfica sobre estudos de sensibilidade hidrológica a alterações;
- 2) Interpretação física e conceitual da sensibilidade de cheias e vazões mínimas a mudanças climáticas;
- 3) Análise de sensibilidade de vazões de cheias e estiagens utilizando o modelo MGB da América do Sul;
- 4) Análise da capacidade de modelos hidrológicos (MGB e modelos globais) em representar alterações nos extremos de vazões.

2 INTRODUÇÃO E CONTEXTO

Eventos hidroclimáticos extremos como a seca recente da bacia do Prata (Naumann et al., 2022) e as inundações em diversas regiões do Brasil em 2021 a 2023 (Amazonas, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, Paraná, Bahia, litoral paulista) causam inúmeros prejuízos econômicos, ambientais e à vida humana. No momento que este relatório é finalizado, o Brasil se recupera de cheias extremas ocorridas na região sul e seca histórica na região amazônica. Estes eventos levantam questões sobre como secas e cheias extremas podem se repetir no futuro em termos de frequência e magnitude, e como a variabilidade e mudanças climáticas devem ser consideradas em futuras ações relacionadas a gestão de recursos hídricos.

No contexto nacional, as Mudanças Climáticas vêm sendo incorporadas às atividades da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) desde a Instituição da Política Nacional de Mudança no Clima (Lei no 12.187, de 29 de dezembro de 2009) até recentemente o desenvolvimento do tema para inclusão no âmbito do novo Plano Nacional de Recursos Hídricos (PNRH 2022-2040) e do 1o Relatório de Conjuntura de Mudanças Climáticas em Recursos Hídricos da ANA.

O Glossário Hidrológico Internacional Organização Mundial de Meteorologia (WMO, 2012) define a variabilidade climática como o desvio de estatísticas climáticas durante um determinado período (mês, estação ou ano) das estatísticas climáticas de longo prazo relativas ao período correspondente do calendário. A mudança climática é definida como uma modificação de longo prazo do clima resultante de um ou mais dos seguintes fatores: (i) mudanças internas no sistema climático; (ii) interação entre os componentes climáticos; (iii) mudanças nas forças externas causadas por fenômenos naturais ou por atividades humanas.

A preocupação com variabilidade climática está presente na prática hidrológica há décadas, incluindo estudos de detecção de tendência e alteração hidrológica passadas, como recentemente demonstrado por Chagas et al., (2022) no Brasil, o reconhecimento da existência de longos períodos úmidos e secos (O’Connell et al., 2016) e avaliações de como estas questões deveriam ser tratadas no contexto da gestão de recursos hídricos (Milly et al., 2015).

Por outro lado, conforme estudos do Painel Intergovernamental sobre Mudanças no Clima - IPCC (Arias, 2021), mudanças climáticas antropogênicas causadas por emissões de gases de efeito estufa (GEE) resultam no aquecimento da atmosfera e alterações no regime de chuvas e do clima e na frequência e magnitude de eventos hidrológicos extremos (e.g. Alfieri et al., 2015; Hirabayashi et al., 2013).

Recentemente, a comunidade hidrológica internacional (Blöschl et al., 2019) definiu diversas perguntas científicas relacionadas à variabilidade e mudanças climáticas e impactos em extremos entre os problemas hidrológicos não resolvidos, incluindo:

O ciclo hidrológico está acelerando/desacelerando regionalmente sob as mudanças climáticas e ambientais, e há pontos de inflexão (mudanças irreversíveis)?

Quais são os mecanismos pelos quais as mudanças climáticas e o uso da água alteram os rios efêmeros e as águas subterrâneas nas regiões semiáridas?

Como surgem os períodos ricos em inundações e ricos em secas, eles estão mudando e, em caso afirmativo, por quê?

Por que os extremos em algumas bacias hidrográficas são mais sensíveis? Como os modelos hidrológicos podem ser adaptados para serem capazes de extrapolar para mudanças nas condições?

Neste contexto, há a necessidade de compreender o quanto as diferentes regiões brasileiras podem ser sensíveis à variabilidade e mudanças climáticas, principalmente relacionado a secas e cheias. Estas quantificações são tipicamente desenvolvidas com base em observações (e.g. Chiew et al., 2006, Anderson et al., 2023; Bertola et al., 2021; Chagas et al., 2022) ou modelos de simulação hidrológica (Olsson et al., 2016, Hakala et al., 2019).

No contexto nacional, o modelo de base física MGB-SA (Siqueira et al., 2018) é capaz de representar adequadamente processos hidrológicos conforme inúmeras validações, e vem sendo considerado adequado para estudos de projeções de alterações hidrológicas, incluindo mudanças climáticas (e.g. Brêda et al., 2023, Brêda et al., 2020, Sorribas et al., 2015). Este tipo de modelo pode ser utilizado para estudar a sensibilidade dos rios a mudanças climáticas antropogênicas ou variabilidade natural. Este tipo de estudo já foi realizado para avaliar a sensibilidade das vazões médias, onde se demonstrou uma maior sensibilidade em rios com baixo coeficiente de escoamento e baixa precipitação, como as regiões mais áridas (Brêda et al., 2020). Entretanto, a sensibilidade de vazões de cheias e estiagens ainda é desconhecida, havendo a oportunidade de serem avaliadas através de simulações com o modelo MGB SA. Por outro lado, existem dúvidas sobre o quanto modelos hidrológicos são realmente acurados na representação de extremos e em condições de mudanças (Blöschl et al., 2019)

O objetivo deste estudo é caracterizar e mapear a sensibilidade de vazões de cheias e estiagens de rios brasileiros devido à variabilidade e mudanças climáticas. Adicionalmente, é avaliada a capacidade de um modelo hidrológico como o MGB na representação de mudanças nas vazões.

3 REVISÃO DE SENSIBILIDADE HIDROLÓGICA À VARIABILIDADE E MUDANÇAS CLIMÁTICAS

3.1 CONTEXTO

Os estudos de possíveis impactos das mudanças climáticas sobre os recursos hídricos normalmente consistem em aplicar resultados de cenários futuros, obtidos a partir de modelos de circulação atmosférica e oceânica globais, sobre modelos hidrológicos que representam uma determinada bacia hidrográfica ou sistema hídrico.

A etapa de modelagem hidrológica é importante porque nem todas as mudanças climáticas vão repercutir na forma de mudanças hidrológicas. Por outro lado, há mudanças de variáveis do clima que serão amplificadas, resultando em mudanças ainda maiores em variáveis hidrológicas. Este comportamento depende da sensibilidade das bacias hidrográficas às variáveis climáticas.

A análise da sensibilidade das bacias hidrográficas às mudanças climáticas permite obter indicadores de quão resiliente são as variáveis como a vazão dos rios frente às mudanças de variáveis meteorológicas, como a precipitação e outras (Sankarasubramanian et al. 2001; Chiew et al. 2014). Além disso, possibilita o foco nos fatores causais que impulsionam mudanças futuras na hidrologia do sistema, bem como, permite identificar regiões que são mais vulneráveis a mudanças ou onde áreas de grande incerteza nas respostas hidrológicas justificam observações adicionais in situ (Vano e Lettenmaier, 2014; Deusdará-Leal et al. 2022).

Pode se classificar a análise de sensibilidade das bacias hidrográficas como uma forma preliminar de avaliação de possíveis impactos das mudanças climáticas.

3.2 SÍNTESE DE FATORES GOVERNANTES DA VARIABILIDADE DAS VAZÕES

Os fatores governantes da variabilidade das vazões foram sintetizados no contexto esforços para predição em bacias não monitoradas (“Prediction in Ungauged Basins” – PUB, Blöschl et al., 2013):

Vazões médias (McMahon et al., 2013):

A variabilidade do escoamento anual é resultado e governado pela relação entre disponibilidade de água (precipitação anual) e energia (evapotranspiração potencial). Em consequência, o índice de aridez (razão entre evaporação potencial e precipitação) é a medida de similaridade mais utilizada para descrever o escoamento anual.

Vazões mínimas e secas (Laaha et al., 2013):

As vazões mínimas descrevem situações em que há pouca água disponível nos rios. Podem ser descritas como a mínima vazão anual ou a magnitude de vazões que é excedida em 95% do tempo, por exemplo. As vazões mínimas são resultado de diversos fatores: o clima durante o período seco do ano, armazenamento de água no subsolo (incluindo aquíferos profundos) e os caminhos longos de escoamento, evaporação (especialmente da vegetação da zona ripária) e em climas frios, efeitos de armazenamento de neve. Vazões mínimas no inverno em regiões frias são controladas pela temperatura e precipitação antecedente. Vazões mínimas no verão (ou regiões quentes) são resultado de longos períodos de seca e controlados pela aridez da bacia, pela sequência de eventos de chuva durante a época seca, pelo armazenamento na subsuperfície e pela vegetação

Vazões máximas e cheias (Rosbjerg et al., 2013):

A curva de frequência de cheias é uma assinatura da variabilidade interanual das vazões máximas. A frequência e magnitude das cheias emerge da interação entre a variabilidade da precipitação e diversos processos na bacia, como a geração do escoamento, a propagação de ondas de cheias, a evaporação e umidade do solo antecedente.

A curva de frequência de vazões máximas reflete a distribuição da precipitação no tempo (duração, intensidade e frequência) e no espaço (heterogeneidades, efeitos orográficos, trajetória da tormenta), a distribuição dos caminhos de escoamento (superficial, subsuperficial, fluvial), a sazonalidade do clima e o resultado na umidade do solo, e a inter-relação desses fatores.

Por outro lado, as cheias moldam a paisagem através de processos de erosão e deposição do solo, gerando e mantendo redes de drenagem e padrões de solo e vegetação. Essas variáveis co-evoluem podendo ser entendidos tanto como padrões emergentes e também variáveis preditoras (e.g. densidade de drenagem) da frequência de cheias.

3.3 DEFINIÇÃO DE SENSIBILIDADE HIDROLÓGICA

Os termos sensibilidade e análise de sensibilidade são definidos pelo Glossário Hidrológico Internacional Organização Mundial de Meteorologia (WMO, 2012) como:

Sensibilidade:

Capacidade de obter uma mudança significativa na saída de um modelo hidrológico devido a uma mudança na entrada.

Análise de Sensibilidade:

Procedimento para avaliar a sensibilidade dos resultados de um modelo hidrológico numérico a mudanças nos parâmetros desse modelo, a fim de avaliar as incertezas dos parâmetros.

3.4 DEFINIÇÃO DE ELASTICIDADE

A sensibilidade de um sistema hidrológico à variação e mudanças climáticas foi abordada de forma conceitual por Dooge (1992) e tem sido avaliada e quantificada em diversos estudos através do conceito de elasticidade, introduzido por Schaake (1990), conforme (Chiew, 2006; Chiew et al., 2006; Sankarasubramaniam et al., 2001; Anderson et al., 2023).

A elasticidade da vazão em relação à precipitação é definida por Chiew (2006) e Chiew et al. (2006) como a mudança proporcional na vazão média anual dividida pela mudança proporcional na precipitação média anual. Por exemplo, a elasticidade de 2.0, indica que a mudança de 10% na precipitação resulta na mudança de 20% na vazão.

A elasticidade da vazão também pode ser estudada em relação à outras variáveis, diferentes da precipitação média. Por exemplo, Anderson et al. (2023) define que a elasticidade da vazão descreve a sensibilidade da vazão às mudanças (em relação à média de longo prazo da série temporal relevante) em relação a qualquer variável climática e é definida com mais frequência como a variação percentual no balanço hídrico anual ou vazão média anual, resultante de uma mudança de um por cento em uma variável de interesse.

Conforme as definições acima, a elasticidade da vazão média Q à mudança de uma variável X por ser expressa por:

$$\varepsilon = \frac{\Delta Q}{Q} / \frac{\Delta X}{X}$$

3.5 INTERPRETAÇÃO FÍSICA DA ELASTICIDADE DA VAZÃO MÉDIA

Dooge (1992) avalia a sensibilidade da vazão a mudanças climáticas seguindo uma abordagem que seria adotada por Horton. Em suas contribuições fundamentais à hidrologia, Horton se baseou em observações para definir relações entre as variáveis envolvidas no fenômeno estudado e construir um modelo que seja simples e suficientemente realístico.

A premissa básica inicial é que os fluxos médios de precipitação P , vazão Q e evapotranspiração ET são relacionados por:

$$Q = P - ET$$

Os fluxos médios de vazão e evapotranspiração dependem de fatores climáticos e condições locais da vegetação e solo. Em acordo com a hipótese de Budyko, as condições hidrológicas de uma determinada região (solo e vegetação) e a resposta em termos e fluxos médios de evapotranspiração e vazão são governadas pelos fatores climáticos médios precipitação e evapotranspiração potencial PET resumidos pelo índice de aridez PET/P ou índice de umidade P/PET . Conseqüentemente, os fluxos médios de vazão ou evapotranspiração podem ser estimados por uma relação do tipo:

$$\frac{ET}{PET} = \phi \left(\frac{P}{PET} \right)$$

onde ϕ é uma função (curva de Budyko) que pode ser expressa por inúmeras formulações empíricas baseadas em observações, conforme ilustrado na Figura 3.1.

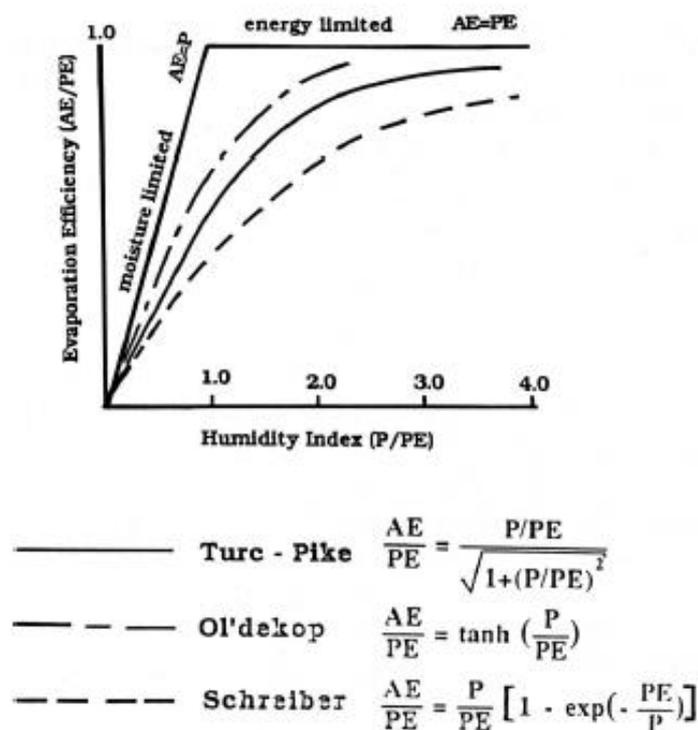


Figura 3.1. Relações entre evapotranspiração real e índice de umidade e modelos empíricos de curvas de Budyko (Fonte: Dooge, 1992)

Considerando válida a hipótese de Budyko, a sensibilidade da vazão média de longo período em função de mudanças na precipitação e evapotranspiração potencial médias é dada por:

$$\frac{\Delta Q}{Q} = \varepsilon \frac{\Delta P}{P} - (\varepsilon - 1) \frac{\Delta PET}{PET}$$

Neste caso, o coeficiente de elasticidade é função da derivada $\phi' \left(\frac{P}{PET} \right)$ da curva de Budyko $\phi \left(\frac{P}{PET} \right)$ e do índice de umidade:

$$\varepsilon = \frac{P/PET \left[1 - \phi' \left(\frac{P}{PET} \right) \right]}{\frac{P}{PET} - \phi \left(\frac{P}{PET} \right)}$$

3.6 ABORDAGENS PARA ESTIMAR A ELASTICIDADE

As abordagens para estimativa da elasticidade podem ser classificadas nas baseadas em (i) modelos físicos ou conceituais, e em (ii) observações. Segue abaixo diversas abordagens que têm sido utilizadas:

3.6.1 Curva de Budyko e fluxos médios de longo período

.Estimativa da elasticidade da vazão média com relação à precipitação por meio do modelo da base física de Budyko (conforme mencionado acima) e em observações de precipitação e evapotranspiração potencial médias de longo período. Aplicações deste método incluem Reis et al. (2013), Arora et al. (2002) e Donohue et al. (2011).

3.6.2 Regressão estatística com base em observações anuais

Estimativa da elasticidade da vazão em relação à precipitação (ε_P) e evapotranspiração potencial (ε_{PET}) com base em ajuste de modelo de regressão linear utilizando observações de fluxos médios anuais Q_t , P_t e PET_t :

$$Q_t = \varepsilon_P P_t + \varepsilon_{PET} PET_t + \dots$$

Neste caso, as elasticidades da vazão são os coeficientes do modelo de regressão linear. Este método com diferentes variantes foi aplicado em inúmeros estudos, incluindo (Deusdará-Leal et al. 2022; Anderson et al., 2023; Sankarasubramaniam et al., 2001). A vantagem deste método é o foco em informação de utilização de observações.

A limitação deste método é assumir que os fluxos anuais são independentes, desprezando a memória e dependência interanual que pode ocorrer devido a processos de armazenamento ou mudanças permanentes na bacia hidrográfica.

Uma crítica importante a abordagens baseadas em observações anuais realizada por Zhang et al. (2022), refere-se à diferença entre escalas temporais da análise. Normalmente, em abordagens deste tipo utiliza-se séries de dados de vazão e precipitação em intervalo de tempo anual. Dessa forma, a variabilidade interanual

destas variáveis é interpretada como representativa da sensibilidade da bacia à variação do clima.

Zhang et al. (2022) argumentam que, se a elasticidade estimada com base em variações interanuais for aplicada para avaliar a resposta potencial à mudança climática na escala decadal, há uma suposição implícita de que a elasticidade não depende da escala de tempo, ou seja, a resposta da vazão às variações climáticas anuais é idêntica à resposta da vazão para variações climáticas decadais. A elasticidade, no entanto, pode depender da escala de tempo. Por exemplo, um período anual anormalmente úmido pode se transformar em um aumento de vazão maior ou menor do que uma década anormalmente úmida. Em um clima em mudança, onde as variáveis mudam dinamicamente em várias escalas de tempo, pode, portanto, ser mais relevante considerar a elasticidade condicionada à escala de tempo de interesse.

Em bacias nas quais a água subterrânea contribui significativamente para a vazão, pode-se esperar que a sensibilidade da vazão à precipitação seja maior em escalas de tempo maiores, compatíveis com o tempo de resposta das águas subterrâneas. Nestas bacias, a avaliação da elasticidade deveria ser realizada, portanto, com base em variações de chuva e vazão em intervalos de 5 ou 10 anos, por exemplo, o que pode limitar a aplicabilidade do método quando aplicado com dados anuais.

3.6.3 Estimador não paramétrico com base em observações anuais

O estimador não paramétrico da elasticidade da vazão em relação a precipitação (ou outra variável X) proposto por Sankarasubramaniam et al. (2001) se baseia na mediana da elasticidade calculada com séries temporais dos desvios dos valores médios anuais Q_t e X_t em relação às médias de longo período \bar{Q} e \bar{X} :

$$\epsilon_X = \text{median} \left(\frac{Q_t - \bar{Q}}{\bar{Q}} \frac{\bar{X}}{X_t - \bar{X}} \right)$$

Esta metodologia se destaca pela simplicidade, sendo aplicada em inúmeros estudos incluindo Chiew (2006), Chiew et al. (2006) e Sankarasubramaniam et al. (2001).

Este método tem como vantagem a sua simplicidade e apoio em observações. A sua limitação está em assumir que os fluxos anuais são independentes entre anos, desprezando a memória e dependência interanual que pode ocorrer devido a processos de armazenamento ou mudanças permanentes na bacia hidrográfica, conforme discutido por Zhang et al. (2022).

3.6.4 Regionalização (space for time)

Uma abordagem que pode ser adotada para estimar a sensibilidade da vazão às variáveis climáticas é baseada em modelos regionais de regressão entre vazões de referência observadas e variáveis que representam os efeitos do clima e das características da bacia. No Brasil este tipo de procedimento é bastante difundido como Regionalização de Vazões.

Por exemplo, Rego et al. (2014) encontraram a seguinte equação de regionalização para estimar a Q_{95} em qualquer ponto da bacia do rio Paraopeba (MG), com base na área de drenagem (A) e na precipitação média anual (P):

$$Q_{95} = 1,04 \cdot 10^{-21} \cdot A^{0,9172} \cdot P^{5,9978}$$

Com base nesta equação, e substituindo uma modificação da precipitação no espaço por uma modificação no tempo, poderia se dizer que, na bacia do rio Paraopeba, um aumento de 1% na precipitação média anual resultaria num aumento de cerca de 6% na Q_{95} , e que um aumento de 10% na precipitação média anual resultaria num aumento de cerca de 77% na Q_{95} .

De acordo com Bassiouni et al. (2006), a abordagem da estimativa da sensibilidade da vazão às variáveis climáticas está sujeita a erros originados pela eventual colinearidade entre variáveis (altitude e precipitação, por exemplo), e pela ausência de variáveis relevantes na regressão, porque os dados não estão prontamente acessíveis (características hidrogeológicas, por exemplo).

Talvez por conta de fragilidades como essas, em muitos modelos de regressão regional a precipitação raramente aparece como uma das variáveis independentes em equações de regionalização no Brasil, ou está presente com uma influência relativamente pequena (Alexandre e Martins, 2005) ou até com sinal negativo (Ferreira et al., 2013; Melati e Marcuzzo, 2015) sugerindo que a vazão diminui com o aumento da chuva.

Esses problemas podem ser reduzidos por abordagens como *Panel Regression* (Bassiouni et al., 2016; Chagas et al., 2022), conforme apresentado no item a seguir.

3.6.5 Panel Regression

Estudos recentes têm aprimorado a metodologia de regressão com observações anuais incorporando informações regionais usando a metodologia chamada *Panel Regression*. Esta metodologia foi utilizada inicialmente no contexto da hidrologia por Steinschneider et al. (2013) e posteriormente utilizada para estudos de sensibilidade a variações do clima (Anderson et al., 2023; Bassiouni, 2016) e atribuição de causas de alterações observadas no histórico recente (Chagas et al., 2022).

3.6.6 Modelagem hidrológica

A sensibilidade ou elasticidade pode ser estimada através resultados de modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão. Séries temporais de vazão são simuladas pelo modelo forçado com séries históricas de precipitação e evapotranspiração (ou outras variáveis climáticas) e em um segundo cenário onde as séries de entrada são reescaladas por um determinado fator. A elasticidade é então estimada em função de médias de longo período (\bar{Q} e \bar{X}) e suas respectivas alterações (ΔQ e ΔX) em relação ao cenário de referência como:

$$\varepsilon_x = \frac{\Delta Q}{\bar{Q}} / \frac{\Delta X}{\bar{X}}$$

Este método pode facilmente ser adaptado para estudar a sensibilidade de outras variáveis. Este tipo de metodologia foi aplicado em diversos estudos (e.g. Brêda et al., 2020; Paiva et al., 2010, Chiew, 2006, Prudhomme et al., 2013).

Modelos de base física como o MGB SA (Siqueira et al., 2018) têm sido cada vez mais capazes em representar o regime de vazões incluindo cheias e secas (e.g. Wongchuig Correa et al., 2017; Fleischmann et al., 2021) podendo ser aplicados neste tipo de estudo.

Entretanto, a acurácia desta metodologia depende da acurácia do modelo hidrológico e sua capacidade de representar processos hidrológicos em condições de mudanças. Diversas pesquisas apontam para as limitações dos modelos de simulação hidrológica, seja em termos da incerteza dos parâmetros de calibração como na sua estrutura (Peel e Blöschl, 2011; Olsson, et al. 2016; Hakala et al. 2019; Majone et al., 2022; Brunner et al., 2021).

Por exemplo, em muitos casos secas e cheias evidenciam limitações em sua representação por modelos hidrológicos (Fowler et al., 2016). Valores simulados não costumam mostrar valores tão acentuados quanto as observações, o que indica uma falta de sensibilidade sistemática nos modelos. Esse comportamento é mais acentuado em escalas de tempo maiores (Fowler et al., 2016; Her et al., 2019; Zhang et al., 2022), ou quando a aplicação ocorre em condições diferentes das do período de calibração (e.g. mudanças climáticas, ou períodos secos/úmidos; Fowler et al., 2016; Saavedra et al., 2021), e autores relacionam isso à má representação da conectividade entre água superficial e subterrânea (Fowler et al., 2016; Hughes et al., 2021; Zhang et al., 2022).

3.7 VARIABILIDADE DA ELASTICIDADE DA VAZÃO MÉDIA E FATORES GOVERNANTES

Valores realísticos de elasticidade da vazão média em relação à precipitação podem ser obtidos através dos argumentos teóricos baseados na curva de Budyko (Dooge ,1992).

Em regiões muito úmidas ($P/PET > 3$) a elasticidade é pequena $\varepsilon_p = 1$, regiões úmidas ($1 < P/PET < 3$), $\varepsilon_p = 1 - 2,5$, em regiões com limitação de umidade ($P/PET < 1$) a elasticidade é maior ($\varepsilon_p = 2 - 3$) sendo ainda maior em regiões muito áridas ($P/PET < 1/3$, $\varepsilon_p > 3$).

Diversos estudos empíricos estimaram a elasticidade com base em observações. Chiew et al. (2006) avaliaram mais de 500 bacias no mundo, estimando valores medianos para regiões tropicais $\varepsilon_p = 1.7$ ($\varepsilon_p = 1.2$ muito úmidas a $\varepsilon_p = 2.0$ para umidade moderada), regiões áridas $\varepsilon_p = 1.6 - 2$, temperadas $\varepsilon_p = 1.8 - 2$ e frias $\varepsilon_p = 1.1$. Para cada uma das classes climáticas, a variabilidade é grande (0.4 a 3.1). Foram avaliados os fatores governantes, sendo a elasticidade maior em bacias com menor coeficiente de escoamento (Q/P), menor precipitação e maior temperatura. Os resultados desse estudo são mostrados na Figura 3.2 e na Figura 3.3.

Table 1 Range of ε_p values for the major climate types.

Climate zone*	Number of catchments	Precipitation elasticity of streamflow:	
		Median	10th and 90th percentiles in brackets
Tropical (A)	79	1.7	(0.8 – 3.1)
Very wet (Af, Am)	20	1.2	(0.8 – 1.9)
Moderately wet (Aw)	59	2.0	(0.9 – 3.3)
Arid (B)	45	1.8	(0.4 – 2.9)
Cold arid (BWk, BSk)	32	1.6	(0.4 – 3.1)
Warm arid (BWh, BSh)	13	2.0	(0.5 – 2.5)
Temperate (C)	262	1.9	(0.9 – 3.1)
Wet winter (Csa, Csb, Csc)	32	2.0	(0.9 – 3.4)
Wet summer (Cwa, Cwb, Cwc)	35	1.8	(0.8 – 2.8)
No seasonality (Cfa, Cfb, Cfc)	195	1.9	(1.0 – 3.1)
Cold (D)	135	1.1	(0.5 – 1.9)

* The climate types are described using the Koppen climate classification scheme (indicated by the letters in brackets).

Table 2 Range of runoff coefficients for the major climate types.

Climate zone	Number of catchments	Runoff coefficient:	
		Median	10th and 90th percentiles
Tropical (A)	79	0.24	(0.06 – 0.67)
Very wet (Af, Am)	20	0.58	(0.34 – 0.83)
Moderately wet (Aw)	59	0.19	(0.05 – 0.40)
Arid (B)	45	0.09	(0.02 – 0.45)
Cold arid (BWk, BSk)	32	0.08	(0.02 – 0.59)
Warm arid (BWh, BSh)	13	0.13	(0.07 – 0.22)
Temperate (C)	262	0.32	(0.09 – 0.75)
Wet winter (Csa, Csb, Csc)	32	0.27	(0.09 – 0.71)
Wet summer (Cwa, Cwb, Cwc)	35	0.14	(0.05 – 0.50)
No seasonality (Cfa, Cfb, Cfc)	195	0.34	(0.12 – 0.77)
Cold (D)	135	0.54	(0.21 – 0.82)

Figura 3.2 Relação entre elasticidade ε_p e coeficiente de escoamento para diferentes climas estimado para mais de 500 bacias no mundo por Chiew et al. (2006).

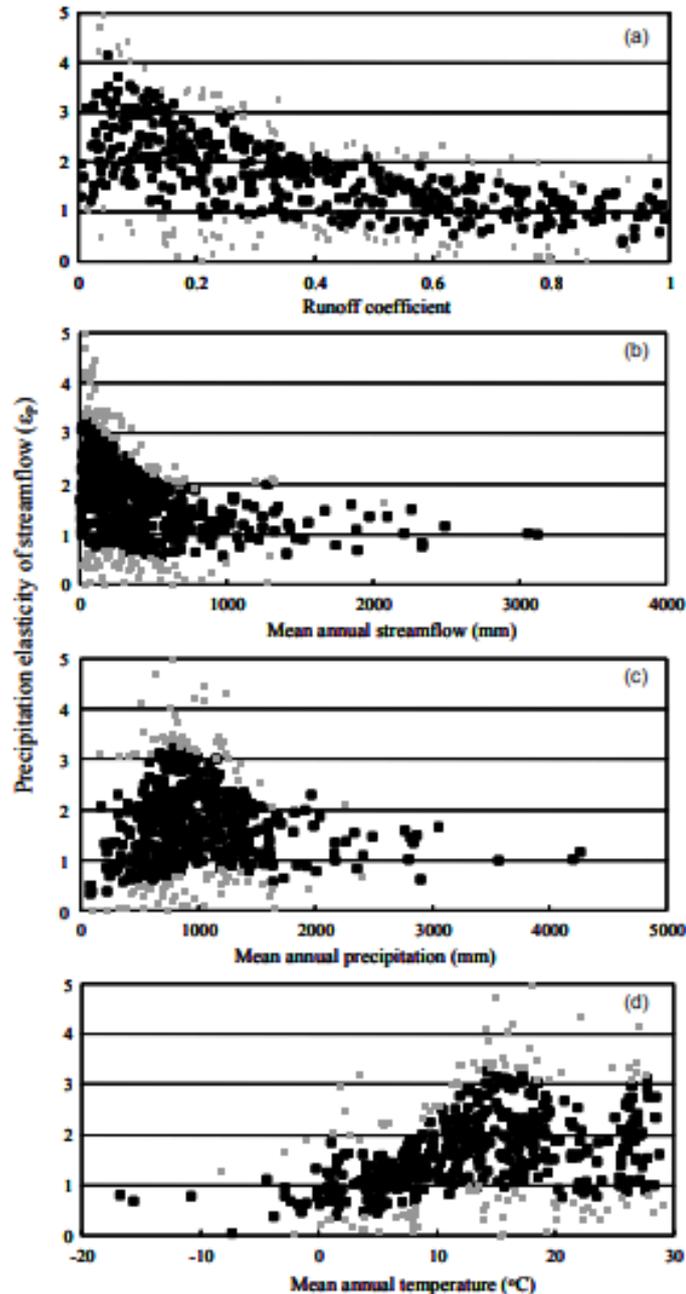


Figura 3.3 Variação da elasticidade ϵ_p e características hidroclimáticas (coeficiente de escoamento, vazão, precipitação e temperatura médias anuais) de 500 bacias no mundo estimadas por Chiew et al., (2006).

A sensibilidade/elasticidade das vazões médias às variáveis climáticas foi investigada em diversos outros estudos ao longo dos anos. Em estudos no sudoeste da Austrália, foi constatado que a contribuição média do clima e da vegetação para a elasticidade de vazão é quase igual. A elasticidade do escoamento da chuva variou entre 2.0 e 3.5 em 70% das 219 bacias hidrográficas (Chiew, 2006), indicando que as anomalias do escoamento (em termos de diferença percentual a longo prazo) são, em média, 2 a 3 vezes maiores do que as anomalias da chuva (Potter et al., 2010).

No Brasil, os valores de elasticidade variaram de 0.54 a 9.79, com média ponderada global de 1.84, caracterizando sensibilidade mediana em impactos projetados das mudanças climáticas. Os valores mais baixos foram encontrados na Amazonia e nas áreas centro-oeste do país, enquanto o Nordeste do Brasil apresentou os valores mais altos (média ponderada de 5.53 e variação de 1.51 a 9.79) (Ribeiro Neto et al., 2016). Resultado que corrobora com as conclusões obtidas por (Chiew, 2006) na Austrália, onde o autor observou que a vazão é mais sensível às mudanças de chuva em bacias mais secas, porém, a incerteza na estimativa também é maior, principalmente devido à maior variabilidade da vazão nessas bacias.

No estudo desenvolvido na bacia do rio Nepalesa – Nepal, caracterizada por clima temperado e precipitação dominada pelo sistema de monções, a elasticidade variou de +1.3 a +2.0 (aproximadamente +1.5), o que indica que uma mudança de 1.0% na precipitação resultará em uma mudança de 1.5% na vazão do rio (Talchabhadel et al., 2021). As elasticidades de precipitação do escoamento do rio Amarelo (região de Hekou-Longmen, Huangfuchuan e Yanhe), na China, foram 1.11, 1.09 e 1.26, respectivamente. Ou seja, quando a precipitação varia 10%, o escoamento varia 11.1%, 10.7% e 12.6%, respectivamente (Li et al., 2014).

Na bacia do rio Níger da África Ocidental, Grijzen et al. (2013) calcularam a elasticidade do escoamento superficial em cerca de 2.5, o que significa que uma alteração de 10% na precipitação produz uma alteração de 25% no escoamento superficial, consistente com os resultados obtidos utilizando o modelo de atribuição de recursos hídricos da bacia do Níger. Na Bacia do Nilo Azul, Conway e Hulme (1996) mostraram que um aumento da precipitação de 10% produziria 25-30% de variação no escoamento superficial (Conway e Hulme, 1996).

A aplicação destes métodos em várias bacias hidrográficas permite o mapeamento da elasticidade (Figura 3.4). Por exemplo, Sankarasubramanian (2001) mapearam a sensibilidade das vazões médias à precipitação para os Estados Unidos na forma de isolinhas de elasticidade. Brêda et al., (2020) mapearam a elasticidade da vazão e evapotranspiração médias para os grandes rios da América do Sul utilizando simulações com o modelo MGB SA (Siqueira et al., 2018). Ao analisar mapas auxiliares de fatores governantes, observou-se maior sensibilidade em rios com baixo coeficiente de escoamento e baixa precipitação, como as regiões mais áridas, em acordo com os estudos anteriores.

Além dos estudos que avaliaram impacto da precipitação na vazão (e.g. Schaake, 1990; Sankarasubramanian et al., 2001; Chiew, 2006; Potter et al., 2011; Ribeiro et al., 2010; Talchabhadel et al., 2021; Zhang et al., 2022), outros estudos avaliaram a influência de outras variáveis como temperatura (Fu et al., 2007), evapotranspiração (Wang et al., 2021), bem como a combinação de variáveis como precipitação e evapotranspiração

(Zheng et al., 2009; Andréassian et al., 2015; Brêda et al., 2020; Deusdará-Leal et al., 2022) ou precipitação e temperatura (Potter et al., 2011; Vano e Lettenmaier, 2014; Chiew et al., 2014; Grantham et al., 2018).

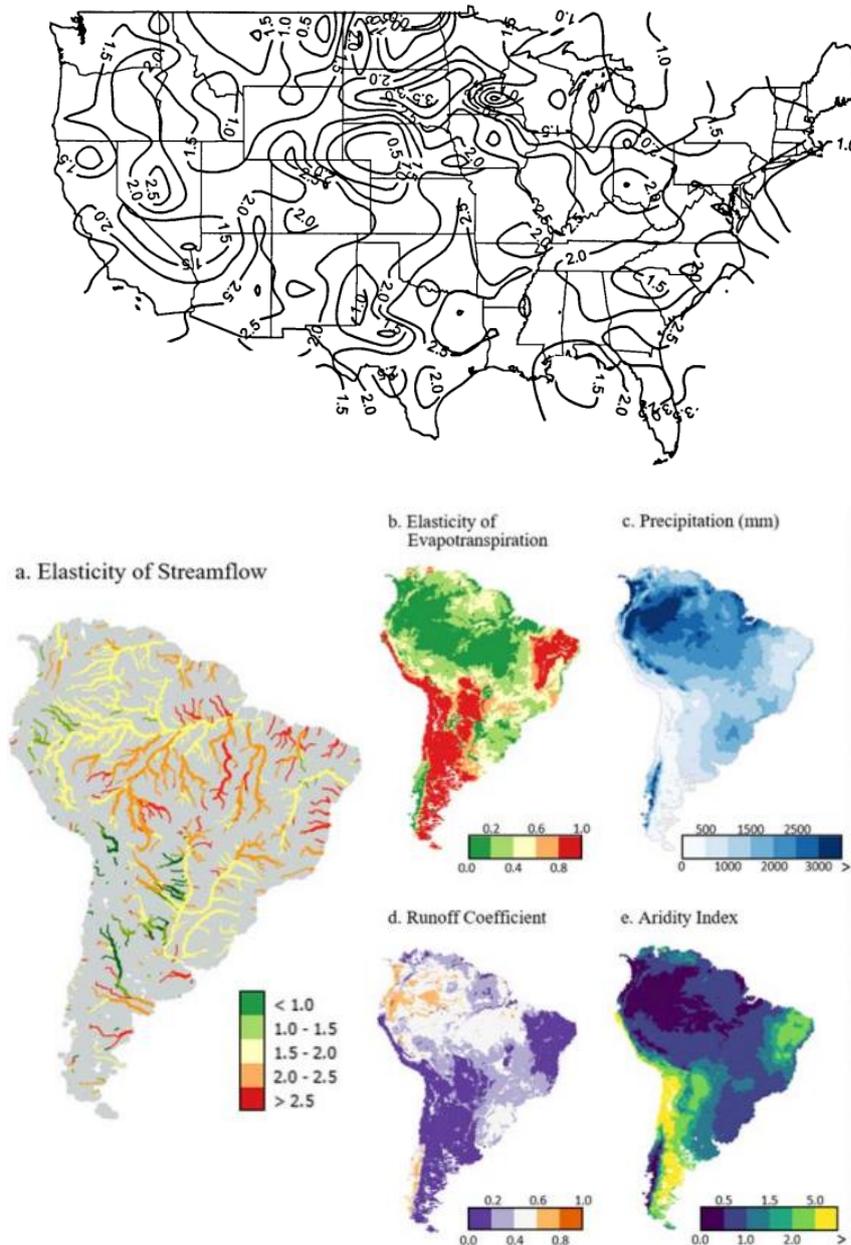


Figura 3.4 Mapeamento da elasticidade da vazão média à alteração na precipitação média para os Estados Unidos (Sankarasubramanian, 2001) e para os rios da América do Sul com base em simulações com o modelo MGB (Brêda et al., 2020).

3.8 SENSIBILIDADE DAS VAZÕES MÍNIMAS

A sensibilidade das vazões mínimas às modificações e variações do clima são particularmente relevantes, porque diversas situações críticas para os usos da água e para a manutenção dos ecossistemas dependem das condições dos rios nas situações

mais secas. Além disso, há motivos para acreditar que períodos anômalos secos podem ter efeitos mais persistentes do que períodos anômalos úmidos, o que pode significar que as bacias são mais sensíveis em extremos mínimos do que em extremos máximos (Eltahir e Yeh, 1999).

A literatura sobre sensibilidade de vazões máximas e mínimas às mudanças de precipitação e outras variáveis climáticas é mais reduzida. Isto ocorre porque a maior parte dos estudos de sensibilidade e elasticidade foi realizada considerando as mudanças da vazão média, ou mediana.

3.8.1 Análises de sensibilidade de vazões mínimas em outros países

Kormos et al. (2016) avaliaram a sensibilidade da vazão mínima ($Q_{7,10}$) à mudança da precipitação no Noroeste dos EUA. Entretanto, esses autores não usaram os dados de precipitação de forma explícita, apenas consideraram a vazão média anual como uma variável proxy da precipitação. Dessa forma, não encontraram valores de elasticidade da vazão mínima à precipitação.

Bassiouni et al. (2016) utilizaram o método de regressão Panel Regression para analisar a sensibilidade das vazões Q_{50} , Q_{70} e Q_{90} à precipitação em postos fluviométricos do Havaí. Estes autores encontraram valores de elasticidade desde, aproximadamente, 2, até menos do que 1. Os valores inferiores a 1 ocorreram, sobretudo, em bacias com vazões mínimas relativamente altas, o que sugere que o efeito da escala temporal, citado por Zhang et al. (2022), possa estar presente. É possível que valores mais altos de elasticidade fossem encontrados nesses mesmos locais caso a análise fosse analisada com séries de dados em intervalo de tempo de 5 anos, ou de 10 anos, conforme o que se observou em outros estudos (Zhang et al., 2022; Deusdará-Leal et al., 2022).

Tsai et al (2017) estimaram a elasticidade da vazão média e da vazão mínima à chuva e outras variáveis na região Leste dos EUA. Eles observaram que, em uma mesma região, a elasticidade da vazão mínima à precipitação pode ser bastante diferente da elasticidade da vazão média.

Cooper et al. (2018) analisaram a elasticidade da vazão mínima de diversos rios no Oeste dos EUA. Eles concluíram que a vazão mínima é mais sensível à evapotranspiração potencial do verão do que à precipitação do inverno. Eles também observaram que a elasticidade da vazão mínima à vazão é menor em bacias com maior contribuição de água subterrânea na vazão do rio. Novamente, isso pode estar relacionado à metodologia utilizada, baseada em séries temporais de valores em intervalo de tempo anual.

Staudinger et al (2015) avaliaram a sensibilidade de diversas bacias hidrográficas na Suíça a condições de secas progressivas, definidas por cenários de precipitação e temperatura. Eles utilizaram a abordagem baseada na modelagem hidrológica, com o modelo hidrológico HBV, e concluíram que bacias hidrográficas em regiões de menor altitude, e com menor declividade, são mais sensíveis à modificação do clima.

Em um trabalho recente, Anderson et al. (2023) mostraram que a sensibilidade da vazão à variação da chuva não é constante ao longo da curva de permanência. Algumas bacias têm maior sensibilidade na vazão baixa. Outras bacias têm maior sensibilidade nas vazões médias. Outras tem sensibilidade maior nas vazões altas. Nos EUA, onde foi realizado o trabalho de Anderson et al. (2023), a grande maioria das bacias (91%) testadas apresentou sensibilidade maior nas vazões mais altas do que nas vazões médias e baixas. Apenas em 7% das bacias analisadas as vazões baixas apresentaram maior sensibilidade do que as vazões médias e altas.

Alvarez-Garreton et al. (2021) mostraram que, no Chile, bacias hidrográficas com memória mais longa, considerando a contribuição da água subterrânea no fluxo total, apresentaram as maiores modificações na relação entre precipitação e vazão ao longo da prolongada seca de 2010 a 2020, o que revelaria uma maior sensibilidade a períodos secos de múltiplos anos. O efeito cumulativo de períodos secos de múltiplos anos não são adequadamente capturados por análises baseadas em séries de dados anuais.

Brunner et al. (2020) analisou não apenas a modificação da vazão máxima ou mínima, mas a modificação de todo o regime hidrológico, de rios dos EUA. Mas os resultados não são traduzidos facilmente em termos de uma elasticidade, ou um fator de sensibilidade.

3.8.2 *Análises de sensibilidade de vazões mínimas no Brasil*

No Brasil, Chagas et al. (2022) analisaram as modificações das vazões mínimas em postos fluviométricos de todo o país, e relacionaram estas modificações com alterações de variáveis climáticas, de cobertura vegetal e de usos da água. Estes autores observaram que existem regiões do Brasil em que houve aumento das vazões mínimas e outras regiões em que houve diminuição. Além disso, observaram que em pelo menos uma região houve redução das vazões mínimas ao mesmo tempo em que houve aumento das vazões máximas.

Chagas et al. (2022) utilizaram o método de análise por regressão, utilizando a técnica de Panel Regression, em que potencialmente poderia ser estimada a elasticidade da vazão mínima a um termo que combina a precipitação e a evapotranspiração anual, porém os valores desta elasticidade não são apresentados como resultados no artigo.

Deusdará-Leal et al. (2022) também realizaram uma análise no Brasil, mas apenas para bacias localizadas no Sudeste, e apenas considerando as vazões médias. Entretanto,

estes autores obtiveram resultados de elasticidade, e a metodologia aplicada por eles poderia ser estendida para a análise de vazões mínimas.

Em um estudo um pouco mais antigo, Meller et al. (2005) analisaram a resposta de duas sub-bacias hidrográficas do rio Cuiabá a modificações da precipitação, utilizando a técnica da modelagem hidrológica. Eles compararam os resultados das modificações das vazões altas (Q_{10}) medianas (Q_{50}) e baixas (Q_{90} e Q_{95}), nas bacias dos rios Cuiabazinho e Casca, que são muito diferentes em termos de regime hidrológico, embora estejam sujeitas aproximadamente ao mesmo clima, já que estão relativamente próximas. De acordo com o resultado de Meller et al. (2005), a bacia do rio Casca, em que a contribuição da vazão de base é maior, tem uma sensibilidade relativamente maior nas vazões baixas (Q_{90} e Q_{95}), do que a bacia do rio Cuiabazinho, em que o hidrograma é dominado pelo escoamento mais rápido, imediatamente ou logo após as chuvas.

Mais recentemente, Collischonn et al. (2021) mostraram que a forte redução da vazão mínima observada no rio Carinhanha no período de 1990 a 2020, aproximadamente, pode ser adequadamente representada utilizando o modelo hidrológico MGB, com os dados de chuva observada.

É importante ressaltar que os trabalhos baseados em análises de séries temporais em intervalo de tempo anual, como os de Anderson et al. (2023) e de Chagas et al. (2022), podem não capturar de forma adequada a sensibilidade de bacias hidrográficas de longa memória.

3.8.3 *Crítica dos métodos de avaliação de sensibilidade para vazões mínimas*

A análise de sensibilidade de bacias hidrográficas às mudanças das variáveis climáticas (temperatura, precipitação etc.) é tipicamente realizada utilizando uma de duas abordagens: 1) usando modelos hidrológicos; 2) usando análise empírica das séries temporais disponíveis.

Estas duas abordagens têm sido utilizadas principalmente para estimar a sensibilidade das bacias em termos de sua vazão média, mas também podem ser adaptadas para estimar a sensibilidade das bacias em termos de vazões mínimas. Entretanto, no contexto das vazões mínimas, cada uma das abordagens tem algumas vantagens e algumas desvantagens.

Abordagem empírica

A abordagem baseada em análise empírica tem a vantagem de não ser dependente das hipóteses e simplificações adotadas nos modelos hidrológicos.

Por outro lado, a abordagem baseada em análise empírica de séries de dados observados tem a desvantagem de depender das séries de dados observados. O tamanho destas séries pode ser relativamente curto, em alguns casos. Como resultado, as análises são, normalmente, realizadas considerando séries de dados em intervalo de tempo anual, o que dificulta a identificação da sensibilidade das bacias às modificações mais prolongadas das variáveis climáticas, que é justamente o efeito que se deseja identificar, no contexto da projeção de possíveis impactos das mudanças climáticas. Este problema é ainda mais importante no caso das vazões mínimas (Saft et al., 2015).

Abordagem teórica (baseada em modelos de simulação)

A abordagem baseada em modelos de simulação tem a vantagem de permitir o uso de séries sintéticas de precipitação e de outras variáveis. Tipicamente são realizados estudos que perturbam as séries observadas por algum fator constante, por exemplo a redução de 1% do valor da precipitação em todos os intervalos de tempo da série utilizada como dado de entrada para o modelo hidrológico.

A abordagem baseada em modelos de simulação também facilita a estimativa da sensibilidade em diferentes situações hidrológicas, como secas, cheias ou situações médias. Isso favorece o seu uso para a estimativa da sensibilidade das bacias em termos de vazões mínimas (Collischonn et al., 2021).

Por outro lado, diversos estudos recentes sugerem que os modelos hidrológicos podem não representar, adequadamente, toda a alteração da vazão que pode ocorrer em função das alterações das variáveis climáticas (Barreto et al., 2023; Coron et al., 2012, Coron et al., 2016; Deb e Kiem, 2020; Duethmann et al., 2020; Fowler et al., 2020; Saft et al., 2016). Esta dificuldade pode ser decorrente de uma mudança com comportamento do sistema após um prolongado período seco (Saft et al. 2015). Em alguns casos, o desempenho dos modelos pode ser aprimorado com um cuidado mais específico na calibração dos parâmetros (Fowler et al., 2016; Fowler et al., 2018a; Fowler et al., 2018b; Seiller e Anctil, 2017; Shen et al. 2022; Stephens et al., 2019). Em outros casos, talvez seja necessário modificar a estrutura do modelo, para aprimorar seu desempenho em representar condições climáticas alteradas (Fowler et al., 2021; Hulsman et al. 2021).

Outra desvantagem do método baseado na simulação com modelo hidrológico é a necessidade de gerar séries modificadas das variáveis climáticas, que são os dados de entrada para o modelo, pois não está estabelecido como esta modificação deve ser realizada. Uma opção simples é multiplicar o valor de chuva de cada intervalo de tempo da série observada por um fator constante (0.9 para uma redução de 10%, ou 1.1 para um aumento de 10%, por exemplo), como realizado em alguns trabalhos (Le Lay e Galle, 2005). Entretanto, em alguns casos a redução da precipitação em uma bacia hidrográfica

pode ocorrer pelo aumento na frequência de dias sem chuva, mais do que uma redução na quantidade de chuva nos dias em que ela ocorre (Collischonn et al., 2001). Assim, não é simples definir as séries de variáveis climáticas perturbadas, e a sensibilidade resultante pode ser dependente das hipóteses adotadas.

Em bacias hidrográficas relativamente pequenas, uma alternativa interessante para criar séries temporais sintéticas de clima perturbado foi apresentada por Staudinger et al. (2015). Esses autores calcularam a chuva total anual de cada ano da série, e criaram séries sintéticas reorganizando os anos em ordem decrescente de precipitação. Dessa forma, criaram séries temporais de precipitação sintéticas com um padrão de aridez crescente, sem ter de recorrer a fatores de redução arbitrários. Em bacias hidrográficas maiores, ou em análises continentais, esta abordagem é menos adequada, uma vez que em um determinado ano pode ter ocorrido uma seca severa em uma região, e uma cheia em outra.

3.9 SENSIBILIDADE DAS VAZÕES MÁXIMAS

Uma das consequências previstas do aquecimento global é a intensificação do ciclo hidrológico, em função de um aumento da pressão de saturação de vapor da água na atmosfera. Em função disso, a atmosfera poderá, potencialmente, conter mais água durante eventos de chuva extrema, e, assim, estes eventos poderão se intensificar.

Entretanto, não necessariamente as alterações nas precipitações máximas são refletidas diretamente nas vazões máximas (Ivancic and Shaw, 2015).

3.9.1 Análises de sensibilidade de vazões máximas em outros países

Em uma análise baseada em dados dos EUA, Lins e Cohn (2022) concluíram que a sensibilidade das vazões máximas à precipitação média é menor do que a sensibilidade das vazões médias. Além disso, estes autores observaram que a sensibilidade diminui com o aumento do tempo de retorno.

Em um estudo baseado em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão realizado no Reino Unido, Prudhomme et al. (2013) mostraram que a sensibilidade das vazões máximas à precipitação varia muito entre bacias, sendo que algumas são muito mais sensíveis do que outras. Eles classificaram os padrões de resposta de 154 bacias em 5 grupos: 1) Neutras – onde a elasticidade é próxima de 1; 2) Atenuadas – onde a elasticidade é menor do que 1; 3) Amplificadas – onde a elasticidade é maior do que 1; 4) Mistas – onde a elasticidade depende da magnitude e da sazonalidade; 5) Sensíveis – onde a elasticidade é bastante maior do que 1. Os autores também procuraram identificar padrões espaciais nos padrões de resposta, mas não tiveram sucesso.

Considerando que as precipitações intensas devem, potencialmente, aumentar com o aumento da temperatura atmosférica, e que as vazões máximas devem aumentar com o aumento das precipitações intensas, Wasko e Sharma (2017) analisaram como as vazões máximas e as precipitações máximas observadas se modificam com a temperatura. Em outras palavras, eles analisaram a sensibilidade de chuvas e vazões máximas à temperatura. Eles observaram que o sinal da mudança das chuvas intensas com o aumento da temperatura pode ser positivo ou negativo, dependendo da região. Isto significa que existem regiões do globo em que um aumento da temperatura está associado a uma redução da precipitação máxima. Já no caso das vazões máximas, a maior parte do globo tem uma sensibilidade inversa ao esperado, isto é, a vazão máxima diminui com o aumento da temperatura. A redução da vazão máxima ocorre até mesmo em regiões em que as chuvas intensas aumentam com o aumento da temperatura, o que pode estar relacionado às condições iniciais. Apenas em bacias hidrográficas muito pequenas, Wasko e Sharma (2017) concluíram que tanto a chuva como a vazão máxima aumentam com o aumento da temperatura.

Os resultados de Wasko e Sharma (2017) levam à conclusão de que, possivelmente na maioria das bacias hidrográficas, o eventual aumento das precipitações intensas não é traduzido como um aumento das vazões máximas, ou, pelo menos, que o aumento das vazões máximas não terá a mesma intensidade do aumento das precipitações máximas. Isto sugere que, tipicamente, a elasticidade das vazões máximas às precipitações máximas é menor do que 1.

Bertola et al. (2021) analisaram a sensibilidade de vazões máximas na Europa, usando dados observados, e concluíram que a elasticidade das vazões máximas às chuvas intensas é próxima de 1, ou até mesmo inferior a 1, na Europa. Além disso estes autores mostraram que existem algumas diferenças regionais. Por outro lado, o coeficiente de elasticidade não parece se alterar muito com o Tempo de Retorno da cheia, pois os valores obtidos para cheias com 2 e 100 anos de tempo de retorno são semelhantes.

Também é relevante mencionar o trabalho de Anderson et al. (2023), que não trabalharam especificamente com eventos extremos, mas analisaram a sensibilidade da vazão à variação da chuva ao longo de toda a curva de permanência, incluindo vazões altas. Nos EUA, onde foi realizado o trabalho de Anderson et al. (2023), a grande maioria das bacias (91%) testadas apresentou sensibilidade maior nas vazões mais altas do que nas vazões médias e baixas. Apenas em 7% das bacias analisadas as vazões baixas apresentaram maior sensibilidade do que as vazões médias e altas.

3.9.2 Crítica dos métodos de avaliação de sensibilidade para vazões máximas

A análise de sensibilidade de vazões máximas à precipitação pode ser realizada utilizando procedimentos empíricos ou teóricos (baseados em modelos do tipo chuva-vazão). Cada uma destas abordagens tem suas vantagens e suas desvantagens.

Abordagem empírica

A abordagem baseada em análise empírica tem a vantagem de não ser dependente das hipóteses e simplificações adotadas nos modelos hidrológicos.

Por outro lado, a abordagem baseada em análise empírica de séries de dados observados tem a desvantagem de depender das séries de dados observados. As séries observadas podem ser muito curtas, no caso das vazões máximas há um componente adicional devido à incerteza da curva-chave, e por causa de falhas na observação. Além disso, na abordagem empírica é difícil isolar um único fator, pois as cheias observadas são dependentes da chuva intensa, do armazenamento antecedente na bacia, de alterações antrópicas, e da distribuição temporal e espacial da precipitação.

Abordagem teórica (baseada em modelos de simulação)

A abordagem baseada em modelos de simulação tem a vantagem de permitir o uso de séries sintéticas de precipitação e de outras variáveis. Isso permite isolar os efeitos da chuva intensa e da umidade antecedente sobre a magnitude da vazão.

Por outro lado, a acurácia de um modelo hidrológico chuva-vazão para a estimativa de vazões máximas pode ser questionada, especialmente quando o objetivo do modelo é estimar vazões máximas superiores às observadas no período de calibração do modelo. Por exemplo, Seibert (2003) mostrou que um modelo hidrológico, utilizado para estimar vazões máximas bastante superiores às maiores vazões observadas no período de calibração, sistematicamente subestima os picos de vazão.

3.10 ELASTICIDADE DA CURVA DE PERMANÊNCIA

Recentemente, Anderson et al. (2023) propuseram um novo conceito em que a elasticidade é estimada para toda a curva de permanência de vazões, incluindo as situações de cheias e estiagens. A curva de elasticidade permite uma avaliação mais completa de como a vazão responde a mudanças na precipitação. Foram avaliadas as elasticidades a precipitação e evapotranspiração para permanências a cada 5% utilizando dados observados. As curvas foram utilizadas para análise de agrupamento dos rios dos Estados Unidos. Foram definidos 3 tipos de curvas relacionadas a bacias que respondem a alterações da precipitação através de alteração nas vazões de cheias (A),

todas as vazões (B) e vazões mínimas (C). Conforme a Figura 3.5, a maioria das bacias apresentou comportamento do tipo A, sendo mais sensível nas cheias na escalas anual, inverno e outono. As bacias do tipo C mais sensíveis nas vazões mínimas foram associadas ao comportamento de vazões mínimas com variação rápida. O armazenamento de água na bacia é um dos fatores relevantes que controlam a resposta em termos de elasticidade.

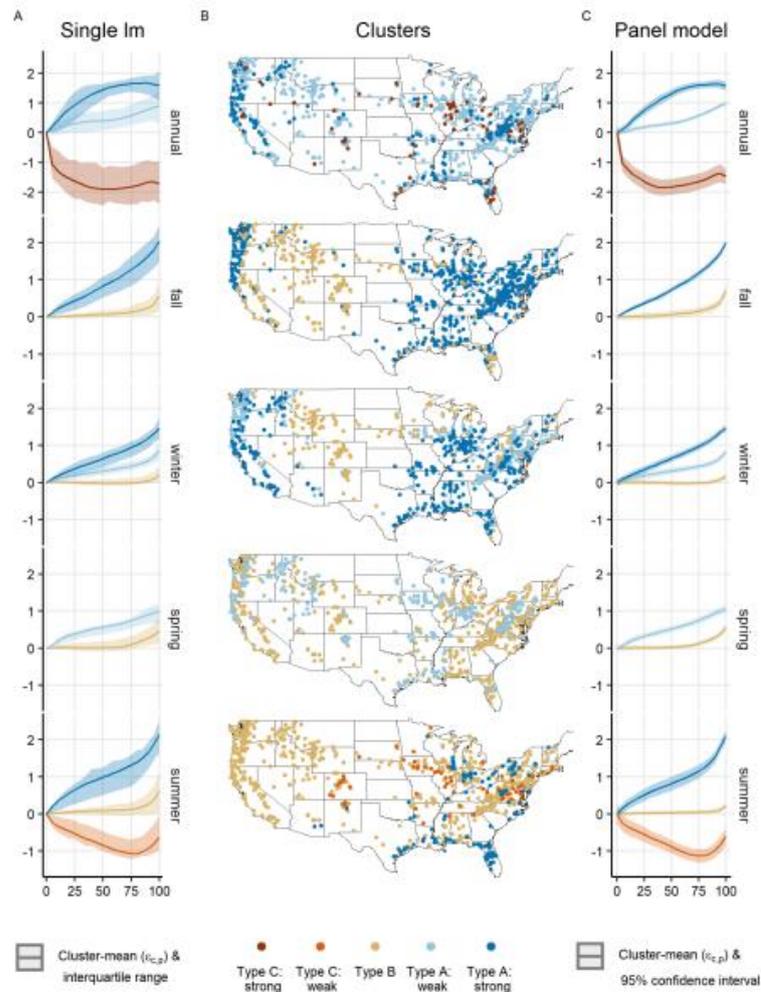


Figura 3.5 Curvas de elasticidade normalizadas para os Estados Unidos (Anderson et al., 2023). Curvas de elasticidade com sensibilidade de vazões de diferentes permanências (0 para mínimas e 100 para máximas) estimadas pelo método de regressão linear (A) e Panel Regression (C) para diferentes comportamentos em diferentes regiões dos Estados Unidos e estações do ano (A).

4 INTERPRETAÇÃO FÍSICA DA SENSIBILIDADE DE VAZÕES DE CHEIA E MÍNIMAS ÀS MUDANÇAS CLIMÁTICAS

4.1 RESUMO

Interpretações físicas da sensibilidade de cheias e vazões mínimas a mudanças climáticas foram desenvolvidas. Modelos conceituais de elasticidade foram deduzidos com base em representações simples e realísticas de processos de cheias e vazões mínimas que foram originalmente desenvolvidas com base em observações. O realismo destes modelos foi demonstrado usando séries temporais hidrometeorológicas no território brasileiro cobrindo diversas condições hidrológicas. Os parâmetros dos modelos concordaram com características regionais e as sensibilidades previstas seguem o mesmo padrão espacial da variabilidade hidrológica passada. As vazões de cheia aumentam (diminuem) com a mudanças na precipitação da tormenta (capacidade de armazenamento). As alterações climáticas são amplificadas sobre vazões de cheias quando o armazenamento e perdas iniciais são grandes, são neutras para precipitações elevadas e são atenuadas devido a alta vazão de base e atenuação de ondas de cheia em rios de baixa declividade com planícies de inundação. A elasticidade à precipitação é menor com efeitos de atenuação a neutros em regiões úmidas ($\varepsilon < 1$), e são grandes com efeitos de amplificação em regiões áridas ($\varepsilon > 2$). Vazões mínimas aumentam com a precipitação e diminuem com a evapotranspiração potencial e duração do período seco. Vazões mínimas e a sensibilidade a mudanças na precipitação e evapotranspiração potencial são reguladas pelo balanço entre entradas de precipitação e os potenciais da bacia se umedecer e de vaporização para atmosfera. Mudanças nas vazões mínimas são atenuadas quando a precipitação é alta como em regiões úmidas dominadas por escoamento rápido ($\varepsilon < 1$); neutras se a capacidade de umedecimento é alta como em regiões úmidas dominadas por vazão de base ($\varepsilon \sim 1$). Amplificadas se o potencial de vaporização é alto como em regiões áridas ($\varepsilon > 3$). A sensibilidade a duração do período seco é maior em regiões com aquíferos que drenam rapidamente. Estes resultados podem ser úteis para estimativas preliminares e análises regionais.

Palavras chave: mudanças climáticas, cheias, vazões mínimas, sensibilidade

Highlights:

- Desenvolveu-se modelos conceituais simples e interpretações físicas da sensibilidade de cheias e vazões mínimas a mudanças climáticas
- Mudanças em cheias são amplificadas quando armazenamento e perdas são grandes, neutras para precipitação elevada e atenuadas devido a vazão de base e planícies de inundação

- Mudanças em vazões mínimas são amplificadas em regiões áridas, neutras em regiões úmidas dominadas por vazão de base e atenuadas em regiões úmidas dominadas por escoamento rápido

4.2 RESUMO PARA O PÚBLICO GERAL:

Mudanças climáticas podem impactar cheias e secas em rios. É necessário compreender o quanto e por que estas mudanças podem ser intensificadas ou enfraquecidas em diferentes regiões. Neste artigo, desenvolvemos interpretações físicas da sensibilidade de cheias e vazões mínimas a mudanças climáticas. Mudanças em cheias são amplificadas quando o armazenamento e perdas são grandes como em regiões áridas, neutras quando a precipitação é elevada e atenuadas devido a vazão de base e planícies de inundação como em regiões úmidas. Mudanças nas vazões mínimas devido à precipitação e perdas para a atmosfera são intensificadas em regiões áridas; neutras em regiões úmidas dominadas por vazão de base e atenuadas em regiões úmidas dominadas por escoamento rápido. Mudanças em vazões mínimas relacionadas a duração do período seco são intensificadas em regiões com aquíferos que drenam rapidamente. Estas descobertas podem apoiar estimativas preliminares, análises regionais e comunicação de impactos de mudanças climáticas para tomadores de decisão.

4.3 INTRODUÇÃO

Inundações e secas são o desastre natural mais comum e danoso, causando muitos impactos aos ecossistemas e sociedade, incluindo perda de vidas humanas, danos a infraestrutura e reduzida disponibilidade hídrica para produção de alimentos e energia (Bloschl, 2022; Mishra et al., 2022; Mishra and Singh, 2010; Van Loon 201). A mudança climática associada ao aquecimento global pode causar alterações em cheias e vazões mínimas dos rios (Arias et al. 2021) e estratégias de adaptação requerem previsões adequadas para diferentes regiões. Embora existam alguns esforços para estimar mudanças em cheias e vazões mínimas (e.g. Hirabayashi et al., 2013,2021; Brêda et al., 2023; He et al., 2022; Marx et al. 2018), ainda é necessário compreender o quanto e porque extremos hidrológicos são sensíveis a mudança climática em diferentes regiões (Blöschl et al., 2019).

A sensibilidade a mudanças climáticas é normalmente estudada por meio do conceito de elasticidade, introduzido por Schaake em 1990 e explorado em diversos trabalhos (e.g. Chiew, 2006; Chiew et al., 2006; Sankarasubramaniam et al., 2001; Anderson et al., 2023). A elasticidade é definida como a mudança relativa da vazão média anual Q causada por uma mudança relativa unitária na precipitação média anual. Este conceito pode ser estendido para outras variáveis climáticas X , e para vazões de cheias e mínimas

como $\varepsilon = \frac{\Delta Q}{Q} / \frac{\Delta X}{X}$. A elasticidade é normalmente estimada empiricamente usando series anuais observadas (e.g. vazão, precipitação, evapotranspiração) e métodos estatísticos como regressões lineares (Deusdará-Leal et al. 2022; Anderson et al., 2023; Sankarasubramaniam et al., 2001; Bassiouni, 2016), estimadores não paramétricos (Chiew, 2006; Chiew et al. 2006; Sankarasubramaniam et al. , 2001) e também por meio de modelos hidrológicos calibrados (e.g. Brêda et al., 2020; Paiva et al., 2010, Chiew, 2006, Prudhomme et al., 2013).

Uma descoberta comum de muitos estudos ao longo do globo é que a elasticidade da vazão média anual a mudança na precipitação é menor em áreas úmidas com alto coeficiente de escoamento ($1 < \varepsilon_p < 1.5$) e grande em regiões áridas ($\varepsilon_p > 2.0$) (e.g. Chiew et al. , 2006; Dooge, 1992, Brêda et al., 2020; Ribeiro Neto et al., 2016; Talchabhadel et al., 2021; Li et al., 2014; Grijzen et al., 2013; Conway and Hulme, 1996; Sankarasubramaniam, 2001). Entretanto, ainda não há consenso acerca da sensibilidade de cheias e vazões mínimas a mudanças climáticas. Além disso, estas abordagens empíricas estão sujeitas a incertezas (Zang et al., 2022) e não explicam totalmente por que algumas regiões são mais sensíveis que outras.

Por outro lado, Dooge (1992) desenvolveu um modelo conceitual da elasticidade de vazões médias a mudanças climáticas, permitindo uma interpretação física do problema. Ele seguiu a “abordagem de Horton”, postulando “...com base em observações, relações simples entre as variáveis envolvidas e construindo um modelo...” que é “... suficientemente realista e razoavelmente simples”. É baseado na (i) relação de balanço hídrico em equilíbrio, onde a precipitação média anual $P = Q + ET$ é particionada em evapotranspiração ET e vazão média Q ; (ii) na hipótese de que em grandes escalas, controles locais do particionamento de água (e.g. vegetação e solos) são governados pelo clima resultado da competição entre água (P) e energia (PET); e (iii) que a relação entre estas variáveis em termos de razão evaporativa ET/P e índice de umidade ou aridez PET/P podem ser representada pela curva de Budyko, que é um modelo baseado em observações. As elasticidades da vazão média a mudança na precipitação e evapotranspiração potencial podem então ser obtidas analiticamente pela equação de balanço hídrico e a declividade da curva de Budyko. E as interpretações resultantes são as mesmas obtidas nos estudos empíricos mencionados acima. Desde então, este modelo foi adotado em diversos estudos (e.g. Reis et al. 2013; Arora et al. 2002; Donohue et al., 2011). Entretanto, embora modelos conceituais possam fornecer maior compreensão da sensibilidade hidrológica a mudanças climáticas, os extremos hidrológicos são governados por controles adicionais (Rosbjerg et al., 2013, Laaha et al., 2013), sendo então necessário desenvolver formulações alternativas.

Neste artigo desenvolveu-se interpretações físicas da sensibilidade de vazões de cheia e mínimas a mudanças climáticas. Com base em evidências passadas sobre os controles de cheias e vazões mínimas e de estudos empíricos para desenvolver modelos

conceituais simples de elasticidade a mudanças climáticas. A aplicabilidade destes modelos e seu realismo foi demonstrada para os rios brasileiros cobrindo diversas condições hidrológicas. A sensibilidade de cheias e vazões mínimas são avaliadas deparadamente nos itens 4.4 e 4.5. Cada seção inicia com uma revisão de evidências passadas, seguida do desenvolvimento de modelos conceituais e sua aplicação com interpretações. Por fim, o item final apresenta síntese e conclusões.

4.4 SENSIBILIDADE DE VAZÕES DE CHEIAS

4.4.1 Evidências passadas

Cheias em rios são normalmente caracterizadas pelos níveis d'água, áreas inundadas e principalmente pela vazão em termos do seu valor de pico, duração e volume (Mishra et al., 2022; Brunner et al., 2021). A vazão de pico (ou vazão máxima) é a principal variável utilizada para descrever a magnitude da cheia para diferentes tipos de tomada de decisão. A curva de frequência de cheias é tipicamente construída usando dados históricos e relaciona vazões máximas anuais e um nível de risco expresso pelo tempo de retorno (anos). Conforme a síntese de Rosbjerg et al., (2013), “é uma assinatura da variabilidade das vazões que descreve a distribuição interanual das vazões máximas. [...] A curva de frequência de cheias é resultado da interação da variabilidade do evento de precipitação intensa e processos da bacia (e.g. geração de escoamento, propagação do escoamento, evaporação e umidade do solo antecedente). A curva de frequência de cheias reflete a distribuição da precipitação no tempo (duração, intensidade e frequência) e no espaço (heterogeneidade, efeitos orográficos, trajetória da tormenta), e a distribuição dos caminhos de escoamento da água (superficial, subsuperficial, rede de drenagem), a sazonalidade do clima e a variação da umidade do solo, além da interação destes fatores”.

Por exemplo, é perceptível em análises regionais que as curvas de frequência de cheias são mais suaves em bacias úmidas e pronunciadas em regiões áridas (e.g., Smith et al., 2015; Rosbjerg et al., 2013). Isto pode sugerir que esta informação acerca da variabilidade histórica de cheias também contém evidência sobre controles hidrológicos da sensibilidade a mudanças climáticas.

Mudanças climáticas podem levar a intensificação do ciclo hidrológico, aumentando a temperatura da atmosfera, o vapor de água e precipitações intensas (Huntington, 2010). Isto pode causar o aumento de cheias devido ao aumento da precipitação, principalmente em bacias pequenas (e.g. Wasko e Sharma, 2017). Entretanto, também pode causar a diminuição de cheias devido ao aumento da evapotranspiração e redução da umidade do solo (Sharma et al., 2018; Brêda et al., 2023).

Estudos empíricos demonstram que as elasticidades de cheias, vazões médias e mínimas podem ser diferentes (Lins and Cohn, 2003; Anderson et al., 2023). A elasticidade de cheias a precipitação apresenta efeitos de atenuação ($\epsilon \ll 1$), neutralidade ($\epsilon \approx 1$) ou amplificação ($\epsilon \gg 1$) de mudanças climáticas (Prudhomme et al., 2013. Bertola et al., 2021; Wasko and Sharma, 2017). Além disso, em alguns casos a elasticidade diminui para maiores magnitudes de vazão e tempos de retorno (Lins e Cohn 2003) e é constante em outros casos (Bertola et al., 2021).

4.4.2 Modelo conceitual

Nesta seção, buscamos um modelo suficientemente realista e razoavelmente simples para representar a sensibilidade da vazão de pico da cheia a mudanças climáticas. A vazão de pico da cheia é governada por controles locais e climáticos (eq. 4.1, Figura 4.1). Os fatores climáticos podem ser sintetizados em termos do volume da precipitação que forma a cheia (P – precipitação da tormenta) e a umidade do solo antecedente (S – capacidade de armazenamento) e a função f representa controles locais:

$$Q = f(P, S) \quad (4.1)$$

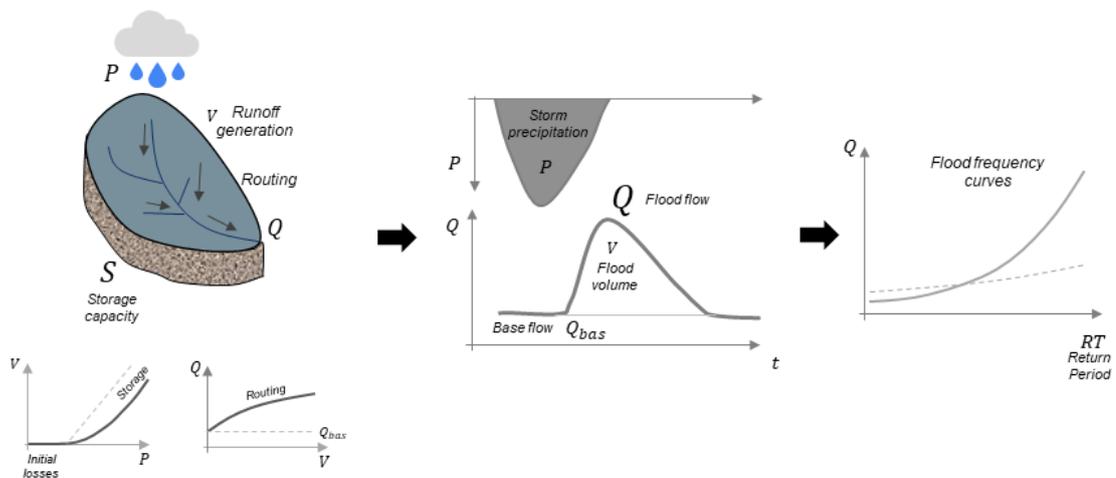


Figura 4.1. Representação conceitual de processos hidrológicos de vazão de cheias.

A duração de P pode estar relacionada ao tempo de trânsito de ondas de cheia ao longo de diferentes caminhos na bacia hidrográfica (tempo de concentração, ver Beven, 2020) ou o tempo necessário para a precipitação umedecer o solo e gerar escoamento (e.g. Chagas et al., 2022). Em alguns casos, como em grandes bacias, o volume da tormenta não representa um evento individual e deve ser interpretado como o saldo líquido entre precipitação e evapotranspiração. S deve ser interpretado como o potencial máximo de retenção de água no solo, que inclui efeitos climáticos e características do solo.

Mudanças relativas na vazão de pico ($\frac{\Delta Q}{Q}$) devido a mudanças climáticas podem ser representadas por:

$$\frac{\Delta Q}{Q} = \varepsilon_P \frac{\Delta P}{P} + \varepsilon_S \frac{\Delta S}{S} \quad (4.2)$$

sendo $\varepsilon_P = \frac{\partial Q}{\partial P} \frac{P}{Q}$ e $\varepsilon_S = \frac{\partial Q}{\partial S} \frac{S}{Q}$ as elasticidades da vazão de pico da cheia em relação a precipitação e armazenamento.

A precipitação intensa e a magnitude de vazão de cheia também podem ser representadas em termos do período de retorno (RT). Neste caso, quando observações históricas estão disponíveis, a elasticidade da vazão de cheia a precipitação pode ser aproximada pela razão entre as declividades de curvas intensidade-duração-frequência ($P' = \frac{\partial P}{\partial RT}$) e curvas de frequência de cheias ($Q' = \frac{\partial Q}{\partial RT}$):

$$\varepsilon_P(TR) \approx \frac{Q'/Q}{P'/P} \quad (4.3)$$

Geração de escoamento da cheia

O volume total da cheia V é resultado do volume de precipitação e da capacidade de armazenamento da bacia. Esta relação é sintetizada pelo modelo SCS-CN (*Soil Conservation Service Curve Number*) que foi desenvolvido em 1954 com base em investigações de campo exaustivas. Este é um dos métodos mais populares da prática hidrológica dado a sua simplicidade e realismo. (Mishra and Singh, 2003; Beven, 2021). De acordo com o modelo SCS-CN's, o volume de escoamento direto aumenta com a precipitação e diminui com a capacidade de armazenamento:

$$V = \frac{P'^2}{P' + S} \quad (4.4)$$

sendo $P' = P - \alpha S$ a precipitação reduzida de perdas iniciais que são estimadas em função da capacidade de armazenamento com o parâmetro $\alpha = 0.2$. De acordo com este modelo apoiado por observações, um limiar de precipitação é necessário para produzir-se escoamento direto e a precipitação abaixo deste valor torna-se armazenamento (e.g. perda por interceptação). Além disso, existe um limite superior de armazenamento (e.g. água infiltrando no solo), quando o solo é saturado então volume de escoamento direto aumenta sem limite e cresce na mesma taxa da precipitação.

Atenuação

A vazão de pico da cheia é de alguma forma proporcional ao volume de escoamento. O método clássico do hidrograma unitário (Sherman, 1932) assume uma relação linear entre o volume de escoamento e a vazão de pico. Entretanto, a propagação do escoamento ao longo de diferentes caminhos (superfície, subsuperfície, rede de drenagem) pode causar mudanças na vazão de pico relativa para diferentes volumes de escoamento. Devido a não linearidades na celeridade de ondas de cheias, a vazão de pico relativa pode ser amplificada (Beven 2011; Minshall, 1960; Collischonn et al., 2017) em rios de alta declividade ou atenuada devido ao armazenamento em planícies de inundação (Paiva e Lima, 2024; Fleishmann et al., 2016). Uma forma simples de representar este fenômeno é através de uma função potencial aV^b , onde o expoente é definido como atenuação devido a propagação e indica uma resposta linear ($b = 1$), amplificação ($b > 1$) ou atenuação ($b < 1$) da vazão de pico em relação ao volume da cheia.

Vazão de base

A vazão antecedente a cheia é normalmente referida como vazão de base Q_{bas} e é mantida pela contribuição de águas subterrâneas. Neste caso, a vazão de pico da cheia pode ser representada pela soma da vazão de base e a contribuição do escoamento da cheia como:

$$Q = aV^b + Q_{bas} \quad (4.5)$$

Elasticidade

A elasticidade da vazão de pico da cheia em relação a precipitação da tormenta pode ser deduzida pelas eqs. 4.2, 4.4 e 4.5 como:

$$\varepsilon_p = \left(1 - \frac{Q_{bas}}{Q}\right) b \frac{P' + 2S}{P' + S} \frac{P}{P'} \quad (4.6)$$

Análises desta equação de elasticidade indicam que mudanças na precipitação da tormenta podem ser tanto atenuadas ($0 < \varepsilon_p < 1$) como amplificadas ($\varepsilon_p > 1$) nas mudanças das cheias. A vazão de base causa um fator de atenuação $\left(1 - \frac{Q_{bas}}{Q}\right)$ que varia entre 1 quando a vazão de base é nula a 0 quando há apenas vazão de base. Processos de propagação representados pelo termo b provem tanto atenuação como amplificação. Efeitos de armazenamento no solo representados pelo termo $\frac{P' + 2S}{P' + S}$ amplificam as mudanças na precipitação sobre a vazão de pico, com um fator que varia

entre 1 quando a precipitação é elevada e 2 para grande capacidade de armazenamento. Perdas iniciais representadas por $\frac{P}{P'}$ causam grande amplificação na elasticidade com um fator que varia entre 1 e ∞ . Por fim, cheias pequenas são mais sensíveis que cheias elevadas.

A elasticidade da vazão de pico em relação a umidade do solo em termos da capacidade de armazenamento é:

$$\varepsilon_S = - \left(1 - \frac{Q_{bas}}{Q} \right) b \frac{S}{P' + S} \frac{(1 + \alpha)P' + 2\alpha S}{P'} \quad (4.7)$$

Esta elasticidade é negativa, o que significa que a vazão de pico da cheia diminui quando a capacidade de armazenamento aumenta ou a umidade do solo diminui. Análises desta equação indicam que esta elasticidade é menor que a elasticidade a precipitação. A vazão de base e processos de propagação causam efeitos similares aos descritos para a elasticidade a precipitação. O efeito da capacidade de armazenamento representado pelo termo $\frac{S}{P'+S}$ atenua estas mudanças sobre alteração na vazão de pico, com um fator que varia entre 0 quando a precipitação é elevada e 1 quando a capacidade de armazenamento é grande. Perdas iniciais representadas pelo último termo podem causar grande amplificação com um fator que varia entre ~ 1 e ∞ . Por fim, cheias pequenas também são mais sensíveis que grandes cheias.

Estas interpretações físicas estão de acordo com as evidências passadas baseadas em estudos com observações, em que a mudanças na precipitação podem ser tanto atenuadas como amplificadas em mudanças na vazão de cheias, e que a elasticidade diminui com a magnitude da cheia.

4.4.3 Avaliação em rios brasileiros

A aplicabilidade e realismo do modelo conceitual de sensibilidade de cheias a mudanças climáticas foram avaliados utilizando séries temporais hidrometeorológicas observadas para diversas condições hidrológicas. Os parâmetros do modelo foram ajustados as observações para estimar as elasticidades e os resultados foram interpretados e comparados com características conhecidas de diferentes regiões e com a variabilidade interanual histórica.

O território brasileiro foi selecionado para esta análise (Figura 4.2). Abrange rios pequenos e grandes, áreas áridas no Nordeste, uma região úmida com rios declivosos, solos rasos e cheias rápidas não sazonais no sul, um clima sazonal e solos arenosos e profundos na região do Cerrado no centro do Brasil, e a Amazônia ao norte, que é úmida

e coberta pela floresta tropical e drenada por grandes rios de baixa declividade com extensas planícies de inundação.

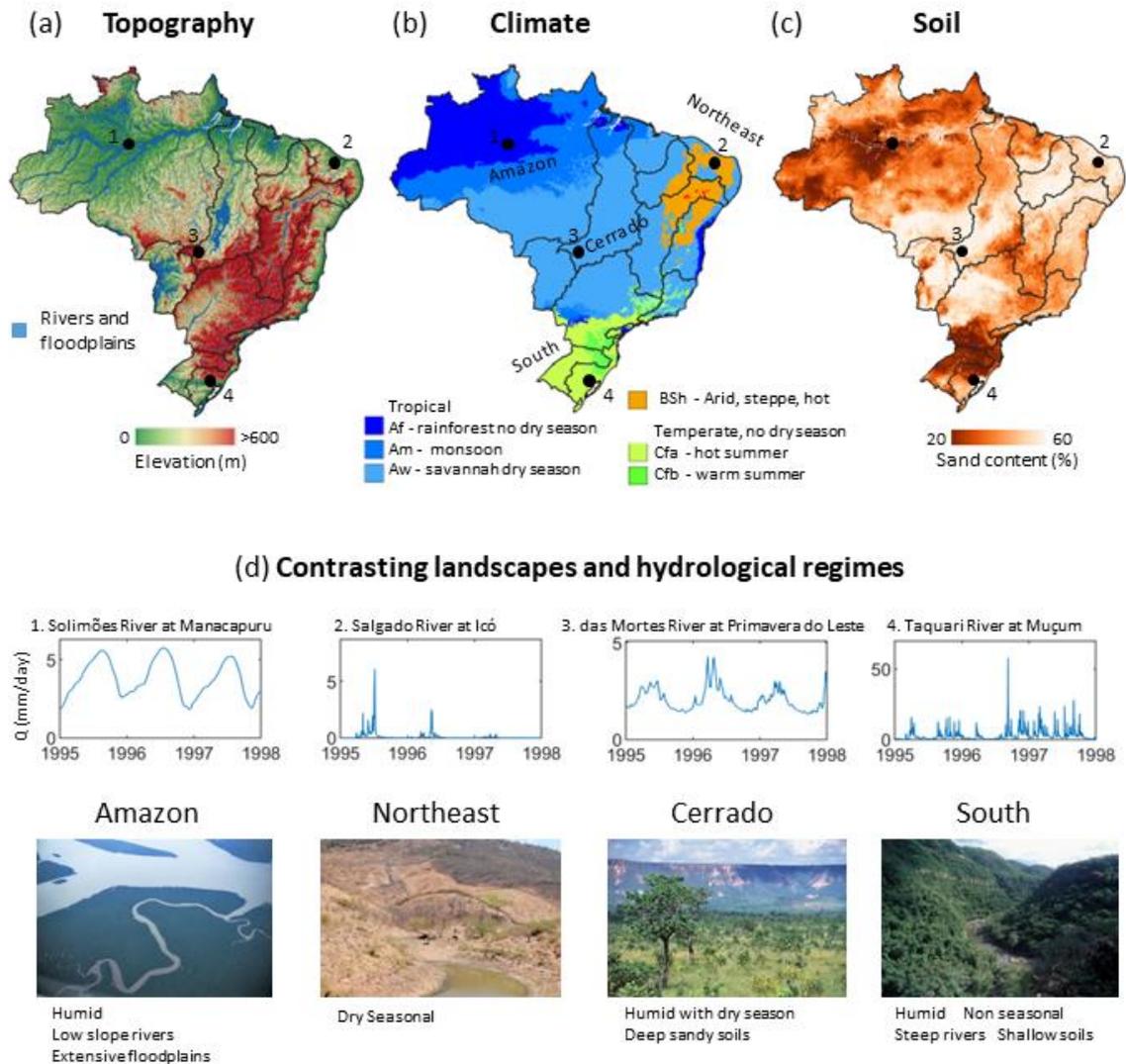


Figura 4.2. Território brasileiro e sua diversidade de características físicas e hidrológicas. a) Mapa topográfico mostrando elevações e rios e planícies de inundação (MERIT-DEM de Yamazaki et al., 2017; GPLAIN250 de Nardi et al., 2019). b) Classificação climática de Köppen-Geiger para o período de 1991 a 2020 (Beck et al., 2023). c) Fração de areia nos solos para profundidades de 15 a 30 cm (SoilGrids 2.0 de Poggio et al., 2021). d) Paisagens e regimes hidrológicos contrastantes entre diferentes regiões (dados de vazão do CAMELS-BR, Chagas et al., 2018; fotografias de Faquini, 2010 e Cavalcanti, 2010a,b,c).

Métodos

Séries temporais diárias de vazões observadas e precipitação e evapotranspiração medias na bacia foram obtidas para 718 estações da base de dados CAMEL-BR (Chagas et al., 2018) entre 1980 e 2018. Bacias impactadas por reservatórios tendo índice de

regularização maior que 10% foram excluídas. Para cada estação foram aplicados os seguintes procedimentos. A duração típica do evento de precipitação foi estimada como 2x o deslocamento no tempo em que a autocorrelação (estimada com as séries diárias) fosse menor que $e^{-1} \sim 1/3$. A escala temporal das cheias foi estimada como 4x o tempo de resposta da bacia entre a precipitação e vazão, calculada pelo método de Giani et al., (2021). O máximo entre esses dois valores foi assumido como a escala temporal da análise para estimar séries temporais de precipitação menos evapotranspiração e volume de escoamento acumulados. A mediana do dia do ano em que ocorre a vazão mínima foi estimada para delimitar o ano hidrológico para análise de cheias. Séries temporais anuais de valores máximos de precipitação P , volume de escoamento V e vazão de pico Q foram extraídos. Para cada ano, a vazão de base foi estimada como a vazão mínima observada na mesma janela temporal do máximo volume, o valor mediano foi adotado para o parâmetro Q_{bas} e a série temporal de V foi então corrigida subtraindo a vazão de base. As series temporais foram ordenadas em ordem crescente como em análises de frequência. O parâmetro de armazenamento S foi estimado para cada par P e V resolvendo a eq. 4.4 e o valor mediano foi adotado. Os parâmetros a e b foram ajustados usando o critério de mínimos quadrados às séries temporais $Q - Q_{bas}$ e V (eq. 4.5). O modelo simplificado com estes parâmetros ajustados (eq. 4.4 e 4.5) forneceu estimativas acuradas de vazão de pico das cheias se comparado a observações (valor mediano de $R^2 = 0.85$). Estes parâmetros foram utilizados para estimar as elasticidades usando as equações 4.6 e 4.7 e os resultados são apresentados na Figura 4.3. Considerando que estas análises não estão livres de subjetividade, elas foram repetidas variando os critérios acima e forneceram resultados e conclusões similares.

Resultados

Os padrões espaciais das características das cheias foram inicialmente analisados em termos da cheia média anual (Figura 4.3a) e sua variabilidade (Figura 4.3b) estimados como a média e coeficiente de variação das séries temporais de vazões máximas anuais, respectivamente. Vazões de cheia mais elevadas de dezenas de mm/dia ocorrem na região úmida, montanhosa e com solos rasos ao sul do Brasil (e.g. Rio Taquari na Figura 4.2d). A magnitude das cheias é reduzida (alguns mm/dia) em direção a região árida no Nordeste e também na Amazônia. Por outro lado, a variabilidade interanual das cheias é maior (até 100%) na região árida no Nordeste (e.g. Rio Salgado na Figura 4.2d). A variabilidade é moderada na direção sul e é muito baixa na região amazônica (<10%). Cheias rápidas ocorrem nas regiões Sul e Nordeste, onde a escala temporal é de um a alguns dias, conforme estimado a partir das observações (Figura 4.2d e Figura 4.3c). Cheias sazonais com Escala temporal de mais de três meses são encontradas no Cerrado e Amazônia.

Os padrões especiais dos parâmetros ajustados do modelo (Figura 4.3d, Figura 4.3e e Figura 4.3f) concordam com as características regionais (Figura 4.2a, Figura 4.2b e Figura 4.2c), o que confirma o realismo físico do modelo conceitual. O parâmetro de armazenamento no solo é menor ($S < 50 \text{ mm}$) no Sul onde solos rasos são encontrados, e é maior ($S > 800 \text{ mm}$) no Cerrado que é caracterizado por solos arenosos e profundos (Figura 4.2c). O parâmetro de atenuação devido a propagação é maior no Sul ($b \sim 1$) indicando baixa atenuação nesta região que é caracterizada por cheias rápidas em rios de montanha. Mas é menor na região amazônica onde a atenuação de ondas de cheia ocorre em rios de baixa declividade em extensas planícies inundáveis (Figura 4.2a). Vazões de base pequenas e elevadas foram encontradas em todas as regiões.

A sensibilidade das cheias a mudanças climáticas (Figura 4.3g e Figura 4.3h) segue o mesmo padrão especial da variabilidade interanual (Figura 4.3b), e das diferenças regionais das características físicas. A elasticidade das cheias à precipitação é maior nas regiões áridas no Nordeste em que efeitos de amplificação foram encontrados ($\varepsilon_p > 2$), onde a precipitação é pequena se comparada ao armazenamento no solo e perdas iniciais. Sensibilidade moderada é encontrada em direção às regiões úmidas ao Sul ($\varepsilon_p \sim 1$), onde a capacidade de armazenamento é pequena se comparada à precipitação. Baixa sensibilidade com efeitos de atenuação são encontrados na região amazônica ($\varepsilon_p < 0.5$), onde a precipitação, atenuação e vazão de base são elevados. A elasticidade das cheias ao armazenamento no solo segue o mesmo padrão especial, mas com sinal negativo e menores magnitudes. A sensibilidade é maior em regiões áridas ($\varepsilon_s < -1$), moderada no sul úmido ($\varepsilon_s \sim -0.5$), e menor na Amazônia ($-0.5 < \varepsilon_s$). As elasticidades ε_p e ε_s são em geral maiores para cheias menores se comparadas a grandes cheias. Por exemplo, as diferenças em ε_p calculada para cheias de 2 e 25 anos de tempo de retorno são 15% (mediana) e mais de 50% quando ε_p é elevada. Entretanto, esta interpretação não deve ser extrapolada para cheias extremas e raras causadas por diferentes processos hidrológicos (Merz et al., 2021, 2022). Os resultados desta seção concordam com a evidências de estudos passados (Item 4.4.1) e as interpretações do modelo conceitual (Item 4.4.2).

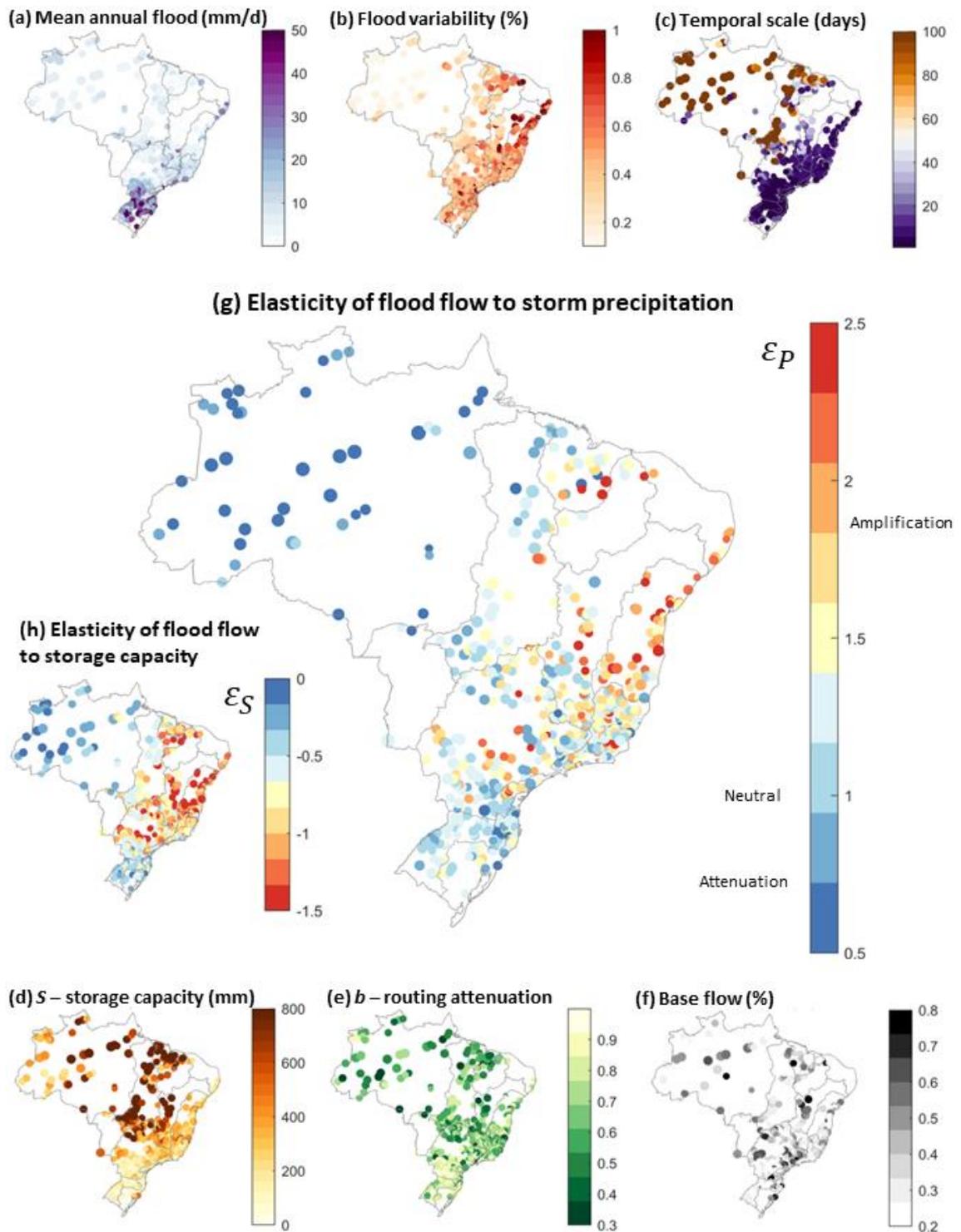


Figura 4.3. Sensibilidade da vazão de cheia a mudanças climáticas no Brasil baseado em modelagem conceitual e observações hidrometeorológicas da base de dados CAMELS-BR. Cheia média anual histórica (a), sua variabilidade em termos do coeficiente de variação (b) e escala temporal (c). Parâmetros do modelo: (d) capacidade de armazenamento, (e) atenuação devido a propagação e (f) vazão de base. Elasticidade da vazão máxima (2 anos de tempo de retorno) a mudança na precipitação da tormenta (g) e capacidade de armazenamento (h).

4.5 SENSIBILIDADE DE VAZÕES MÍNIMAS

4.5.1 Evidências passadas

Vazões mínimas descrevem situações em que há baixa disponibilidade de água nos rios. São normalmente definidas como vazões mínimas anuais durante um determinado período (e.g. 7 dias) ou a magnitude da vazão que é excedida em 95% do tempo, por exemplo. De acordo com a síntese de Laaha et al. (2013), a variabilidade das vazões mínimas é resultado da “interação de diversos fatores: o clima durante o período seco, o armazenamento de água na sub superfície (incluindo aquíferos profundos) e os longos caminhos de escoamento, a evaporação (especialmente da vegetação ripária) e, em climas frios, o efeito do armazenamento de neve. Vazões mínimas no inverno em climas frios afetados pela neve são controlados pela temperatura e precipitação antecedente. Vazões mínimas em climas quentes são resultado de períodos secos prolongados e controlados pela aridez da bacia, a sequência de chuvas durante o período seco, as propriedades de armazenamento de águas subterrâneas, e pela vegetação.”

Estudos passados demonstram que a sensibilidade de vazões mínimas a mudanças climáticas da precipitação é diferente da sensibilidade da vazão média (Tsai et al., 2017, Anderson et al., 2023). Extremos de vazões mínimas são normalmente regulados pelo volume de precipitação (e.g. Kormos et al., 2016), mas também podem ser mais sensíveis a evapotranspiração durante o período seco (e.g. Cooper et al., 2018). A elasticidade das vazões mínimas à precipitação indica que a mudança climática pode ser tanto amplificada ($\varepsilon \gg 1$) ou atenuada ($\varepsilon \ll 1$) (Bassiouni et al., 2016). Em alguns casos, a elasticidade das vazões mínimas é menor em bacias com grande vazão mínima (e.g. Bassiouni et al., 2016, Cooper et al., 2018). Mas elasticidades elevadas também foram encontradas em bacias com memória longa associadas a contribuição do aquífero para o escoamento (Alvarez-Garreton et al. 2021). Estas conclusões contrastantes podem estar associadas a diferenças na elasticidade quando calculada considerando análises anuais ou plurianuais (Zhang et al., 2022; Deusdará-Leal et al., 2022). Como vazões mínimas podem exibir longa memória, a sensibilidade a variabilidade interanual do clima pode ser menor que a sensibilidade a mudanças climáticas de longo prazo.

4.5.2 Modelo conceitual

Nesta seção, buscou-se um modelo simples e realístico para representar a sensibilidade de vazões mínimas a mudanças climáticas (Figura 4.4). O foco está em vazões mínimas resultantes de longos períodos secos e em mudanças climáticas de longo prazo. Os controles climáticos incluem a precipitação média anual P e a evapotranspiração potencial PET que governam as entradas e perdas de água, além da duração do período seco T . Os controles locais incluem a maneira com que o volume de precipitação é

transformado em vazão de base através da recarga do aquífero e posteriormente drenada para o rio. A mudança relativa na vazão mínima ($\frac{\Delta Q}{Q}$) devido a mudanças climáticas pode ser representada por:

$$\frac{\Delta Q}{Q} = \varepsilon_P \frac{\Delta P}{P} + \varepsilon_{PET} \frac{\Delta PET}{PET} + \varepsilon_T \frac{\Delta T}{T} \quad (4.8)$$

sendo $\varepsilon_P = \frac{\partial Q}{\partial P} \frac{P}{Q}$, $\varepsilon_{PET} = \frac{\partial Q}{\partial PET} \frac{PET}{Q}$ e $\varepsilon_T = \frac{\partial Q}{\partial T} \frac{T}{Q}$ as elasticidades da vazão mínima em relação a precipitação, evapotranspiração potencial e duração do período seco.

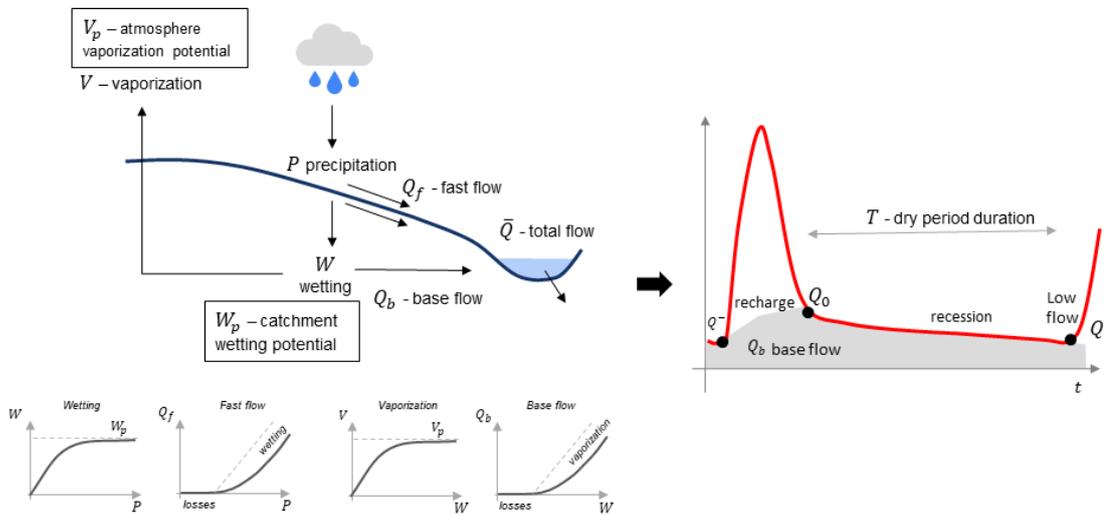


Figura 4.4. Representação conceitual de processos hidrológicos associados a vazões mínimas. (a) Balanço hídrico em dois estágios dividindo (1) a precipitação em escoamento rápido e umedecimento da bacia e (2) o umedecimento em vazão de base e vaporização para atmosfera. (b) Vazão durante o período seco resultante do ciclo de recarga do aquífero e recessão.

Recessão durante o período seco

O hidrograma durante o período de estiagem normalmente segue uma recessão exponencial associada ao esvaziamento e drenagem do aquífero para o rio mantendo a vazão de base (Brutsaert, 2005; WMO, 2008; Chagas et al., 2024). Esta é a solução da representação mais comum do aquífero como um reservatório linear $\frac{dS}{dt} = I - O$, admitindo a vazão de entrada nula $I = 0$ e de saída proporcional ao armazenamento $O = S/k$. A vazão no final do período seco com duração T partindo da vazão inicial Q_0 é:

$$Q = Q_0 e^{-T/k} \quad (4.9)$$

sendo k a constante de recessão que regula a taxa em que o aquífero descarrega para o rio em função do armazenamento de água S . Este parâmetro representa a escala temporal do esvaziamento do aquífero e valores pequenos (grandes) resultam em recessões rápidas (lentas).

A elasticidade da vazão mínima a duração do período seco é conseqüentemente uma função da contante de recessão e da duração como:

$$\varepsilon_T = -\frac{T}{k} \quad (4.10)$$

O sinal negativo desta expressão indica que o aumento do período seco diminui a vazão mínima. Além disso, rios onde as vazões mínimas são mais reguladas pelo aquífero (alto k) são menos sensíveis a mudança na duração do período seco se comparado a rios com recessões rápidas.

Ciclo de recarga e recessão

A vazão no início do período seco Q_0 indica a quantidade inicial de água armazenada no aquífero. Conforme a eq. (4.8), existe uma relação direta entre a vazão inicial e a vazão mínima ao final do período seco ($\varepsilon_{Q_0} = 1$). Entretanto, o armazenamento e Q_0 podem variar de acordo com a quantidade e duração da recarga para o aquífero, que são regulados por controles climáticos e locais. A vazão inicial Q_0 pode ser estimada como a solução do reservatório linear ao final de um período de recarga com duração T_R como $Q_0 = Q^- e^{-\frac{T_R}{k}} + \left(1 - e^{-\frac{T_R}{k}}\right) \frac{T_R + T}{T_R} Q_b$, onde Q_b é a recarga média ajustada por $\frac{T_R + T}{T_R}$, e Q^- é a vazão de saída no início da recarga. No caso de repetidos ciclos de recarga e recessão em equilíbrio ($Q^- = Q_0 e^{-\frac{T}{k}}$), então a vazão mínima é governada pela recarga média, a duração da recarga e da recessão, e a taxa de esvaziamento do aquífero:

$$Q = \frac{\left(1 - e^{-\frac{T_R}{k}}\right) e^{-\frac{T}{k}}}{1 - e^{-\frac{T_R + T}{k}}} \frac{T_R + T}{T_R} Q_b \quad (4.11)$$

Esta expressão indica que a vazão mínima é menor quanto menor a duração da recarga T_R , maior a duração da recessão T , e mais rápida a recessão (baixo k). As mudanças na duração do período seco podem ser compensadas por alterações opostas na duração da recarga se o período do ciclo de recarga/recessão se mantém constante ($T_R + T = cte$). Neste caso, a elasticidade da vazão mínima à T é:

$$\varepsilon_T = -\frac{T}{k} \left(\frac{1}{1 - e^{-\frac{T_R}{k}}} - \frac{k}{T_R} \right) \quad (4.12)$$

A sensibilidade é maior para elevada duração do período seco e recessão rápida ($-\frac{T}{k}$) como na eq. 4.10, mas é reduzida por um fator que é 0.5 para aquíferos de descarga lenta ($T_R \ll k$) e 1 para recarga de longa duração ($T_R \gg k$).

Conforme a equação 4.11, a elasticidade da vazão mínima à recarga e volume de vazão de base é $\varepsilon_{Q_b} = \frac{\partial Q}{\partial Q_b} \frac{Q_b}{Q} = 1$. Significa que mudanças de longo prazo causam o mesmo impacto no volume de vazão de base e na vazão mínima. Entretanto, para o caso de mudanças de curto prazo, como a variabilidade interanual, a elasticidade é reduzida pelo fator $\left(1 - e^{-\frac{T_R+T}{k}}\right)$ quanto avaliada considerando $Q^- = cte$. Isto significa que se a descarga do aquífero é lenta (alto k) e a Escala do ciclo de recarga/recessão ($T_R + T$) é curto, então mudanças de curto prazo são atenuadas se comparadas as mudanças de longo prazo. Esta interpretação está de acordo com observações empíricas de Zhang et al. (2022) que a elasticidade aumenta com a escala temporal de análise na maioria das bacias do mundo.

Precipitação à vazão de base

A recarga e vazão de base são consequência dos fluxos de água e energia na bacia hidrográfica e como são particionados em diferentes fluxos hidrológicos. Este fenômeno pode ser estudado com o modelo de Ponce-Shetty formulado por Ponce and Shetty (1995) seguindo achados empíricos de L'vovich (1979). Estes conceitos foram posteriormente revisados por Sivapalan et al. (2011) e explorados em diversos estudos (e.g. Harman et al., 2011; Gnan et al., 2019). Este modelo representa o balanço hídrico anual em dois estágios, em que a precipitação é particionada em escoamento rápido, escoamento de base e vaporização para atmosfera (Figura 4.4). No primeiro estágio, a precipitação é dividida em escoamento rápido Q_f (superficial e/ou subsuperficial) e umedecimento da bacia W . No segundo estágio, o umedecimento é particionado em escoamento de base Q_b e vaporização V para a atmosfera influenciando transpiração da vegetação e evaporação.

$$\begin{aligned} P &= W + Q_f \\ W &= V + Q_b \end{aligned} \quad (4.13)$$

O escoamento total é a soma dos escoamentos rápido e de base e *BFI* é o *Base Flow Index*:

$$\bar{Q} = Q_f + Q_b \quad (4.14)$$

$$BFI = \frac{Q_b}{\bar{Q}}$$

Conforme discutido por Sivapalan et al., (2011), as análises empíricas de L'vovich (1979) demonstram que um limiar mínimo de precipitação é necessário para produzir escoamento rápido; o volume de precipitação abaixo deste limite é convertido em umedecimento (e.g. perdas por interceptação); existe um limite superior para o umedecimento (i.e. o volume de água absorvido pelo solo), e o escoamento rápido não é limitado e aumenta na mesma taxa que a precipitação quanto o umedecimento atinge seu limite máximo. A mesma forma, um limiar mínimo de umedecimento é necessário para produzir escoamento de base; o umedecimento abaixo deste limite é convertido em vaporização (e.g. perda por interceptação); existe um limite superior para a vaporização e o escoamento de base não é limitado e cresce na mesma taxa que o umedecimento quanto a vaporização atinge seu limite máximo. Além disso, Horton (1933) e outros autores encontraram que a razão V/W é constante entre anos, o que significa que a vaporização é proporcional ao umedecimento.

Ponce e Shetty (1995) interpretaram estas relações empíricas e propuseram uma representação matemática simples inspirada no modelo clássico SCS-CN que relaciona precipitação e escoamento para um evento individual de precipitação. O escoamento rápido é resultado do balanço entre o aporte de precipitação e o umedecimento potencial W_p :

$$Q_f = \frac{P'^2}{P' + W_p'} \quad (4.15)$$

sendo $P' = P - \lambda_P W_p$ e $W_p' = (1 - \lambda_P) W_p$ a precipitação e umedecimento potencial reduzidos das perdas iniciais $\lambda_P W_p$ pelo coeficiente de abstração do escoamento rápido λ_P .

O escoamento de base é governado pelo balanço entre o umedecimento disponível e a vaporização potencial V_p :

$$Q_b = \frac{W'^2}{W' + V_p'} \quad (4.16)$$

sendo $W' = W - \lambda_W V_p$ e $V_p' = (1 - \lambda_W) V_p$ o umedecimento e vaporização potencial reduzidos das perdas inicial $\lambda_W V_p$ pelo coeficiente de abstração do escoamento de base λ_W .

A elasticidade do escoamento de base e vazão mínima a mudanças na precipitação $\varepsilon_P = \frac{\partial Q_b}{\partial P} \frac{P}{Q_b}$ pode ser estimada pelas relações acima como $\varepsilon_P = \frac{\partial W}{\partial P} \frac{\partial Q_b}{\partial W'} \frac{P}{Q_b}$ e:

$$\varepsilon_P = \frac{W_p'^2}{(P' + W_p')^2} \frac{W' + 2V_p'}{W' + V_p'} \frac{P}{W'} \quad (4.17)$$

Análises desta expressão indicam que mudanças na precipitação podem ser tanto atenuadas ($0 < \varepsilon_P < 1$) quanto amplificadas ($\varepsilon_P > 1$) em mudanças na vazão mínima, sendo o resultado do balanço entre o aporte de precipitação e os potenciais da bacia e atmosfera em absorver água. O primeiro termo representa o quanto o umedecimento é sensível a mudanças na precipitação ($\frac{\partial W}{\partial P}$) devido o balanço entre o aporte de precipitação e o umedecimento potencial da bacia. Este fator varia entre 0 e 1 causando atenuação. Se o umedecimento potencial W_p' é pequeno comparado a precipitação P' , como em regiões úmidas com pouco armazenamento, então a bacia satura, e o umedecimento é menos sensível a mudança na precipitação que é convertida principalmente em escoamento rápido e este termo se aproxima de zero. É igual a 1 se W_p' é grande, então o umedecimento e escoamento de base são mais sensíveis a P' . O segundo termo representa o quanto o escoamento de base se altera devido o balanço entre o aporte de umedecimento e a vaporização potencial. A sensibilidade é neutra se V_p' é pequeno, uma vez que a atmosfera satura com o umedecimento disponível, como em bacias úmidas com grande armazenamento. E a sensibilidade aumenta até um fator igual a 2 se o potencial de vaporização é elevado comparado ao umedecimento da bacia, como em regiões áridas. O terceiro termo indica que se o umedecimento efeito é pequeno devido a grandes perdas por vaporização comparado a precipitação, então pode ocorrer grande amplificação da sensibilidade por um fator que varia entre 1 e ∞ .

Evapotranspiração potencial

A evapotranspiração potencial pode impactar tanto o escoamento de base como as perdas durante o período seco. A elasticidade da vazão mínima a PET relacionada à vazão de base pode ser obtida pela eq. 4.14. Perdas durante o período seco podem ser consideradas proporcionais a própria vazão mínima e estimadas como $ET_{dry} = ET_{dry\%} Q$. Se as perdas forem diretamente proporcionais a evapotranspiração potencial, então:

$$\varepsilon_{PET} = - \frac{W' + 2\lambda_p V_p'}{W' + V_p'} \frac{V_p}{W'} (1 + ET_{dry\%}) - ET_{dry\%} \quad (4.18)$$

O aumento de PET diminui a vazão mínima ($\varepsilon_{PET} < 0$). O primeiro termo se refere a quanto a vazão mínima se altera com a vazão de base governada pelo balanço entre o

umedecimento da bacia e vaporização potencial. Mudanças na *PET* sobre a vazão mínima podem ser atenuadas se o umedecimento é elevado, e amplificadas se a vaporização potencial é alta. A segunda parte se refere a perdas por evapotranspiração durante o período seco, significando que a elasticidade é ligada diretamente a magnitude destas perdas em relação a vazão mínima.

Sensibilidade vazão média X mínima

A elasticidade da vazão mínima a mudança na vazão média \bar{Q} devido a precipitação ou evapotranspiração potencial pode ser estudada por $\varepsilon_{\bar{Q}} = \frac{\partial Q_b}{\partial \bar{Q}} \frac{\bar{Q}}{Q_b} = \left(\frac{\partial Q_b}{\partial X} / \frac{\partial \bar{Q}}{\partial X} \right) \frac{\bar{Q}}{Q_b}$. Para o caso de mudanças na precipitação, a elasticidade da vazão mínima a vazão média é:

$$\varepsilon_{\bar{Q}} = \frac{\varepsilon_p}{\varepsilon_{f,p}(1 - BFI) + \varepsilon_p BFI} \quad (4.19)$$

onde $\varepsilon_{f,p}$ é a elasticidade do escoamento rápido a precipitação. Através da desta expressão e da equação 4.17 pode-se verificar alguns casos limites de sensibilidade da vazão mínima em relação à média:

- 1) Bacias dominadas por escoamento de base ($BFI \rightarrow 1$). Sensibilidade neutra $\varepsilon_{\bar{Q}} \rightarrow 1$. Ocorre em regiões úmidas onde o umedecimento potencial é grande comparado com a precipitação e vaporização potencial.
- 2) Bacias dominadas por escoamento rápido ($BFI \rightarrow 0$) sensíveis no escoamento rápido ($\varepsilon_{f,p} > \varepsilon_p$). Sensibilidade atenuada ($\varepsilon_{\bar{Q}} \rightarrow \varepsilon_p / \varepsilon_{f,p}$ and $\varepsilon_{\bar{Q}} < 1$). Ocorre em regiões úmidas em que o umedecimento potencial é pequeno e precipitação é maior que vaporização potencial.
- 3) Bacias dominadas por escoamento rápido ($BFI \rightarrow 0$) e vazão de base mais sensível ($\varepsilon_{f,p} < \varepsilon_p$). Sensibilidade amplificada $\varepsilon_{\bar{Q}} \rightarrow \varepsilon_p / \varepsilon_{f,p}$ and $\varepsilon_{\bar{Q}} > 1$). Ocorre em regiões secas onde a vaporização potencial é alta e umedecimento é suficiente para produzir escoamento de base.
- 4) Rios intermitentes com baixa vazão de base ($BFI \rightarrow 0$). ($\varepsilon_p = 0$). Insensível $\varepsilon_{\bar{Q}} = 0$. Ocorre em regiões secas em que a vaporização potencial é elevada, umedecimento é pequeno e perdido para vaporização, anulando a vazão de base e resultando em fluxo intermitente

Para os casos de mudanças relacionadas a evapotranspiração potencial, então as mudanças na vazão média são amplificadas sobre a vazão mínima em função da fração de vazão de base por $\varepsilon_{\bar{Q}} = \frac{1}{BFI}$.

4.5.3 Avaliação em rios brasileiros

O modelo conceitual de sensibilidade da vazão mínima a mudanças climáticas também foi aplicado no território brasileiro (Figure 2) usando séries temporais de observações hidrometeorológicas em diversas condições hidrológicas. Os parâmetros do modelo foram estimados com base nestas observações para estimar as elasticidades. Os resultados foram interpretados e comparados com características regionais conhecidas e a variabilidade interanual histórica.

Métodos

Séries temporais diárias de observações de vazão e precipitação, evapotranspiração real e potencial na bacia foram obtidas para 688 estações fluviométricas da base de dados CAMEL-BR dataset (Chagas et al., 2018) entre 1980 e 2018. Foram excluídas as bacias impactadas por reservatórios com grau de regularização ou usos consumptivos de água maior que 10%. Os seguintes procedimentos foram aplicados para cada bacia. Foram calculadas séries temporais de médias de 7 dias de duração para a vazão, precipitação e evapotranspiração. Dias secos foram definidos como aqueles em que a precipitação é menor que a evapotranspiração e séries temporais de número de dias secos consecutivos foram estimadas. O dia mediano de ocorrência da vazão máxima foi estimado para delimitar o ano hidrológico para análises de vazão mínima. Foram extraídas series anuais de vazão mínima Q , precipitação P and evapotranspiração PET anuais e número máximo de dias secos consecutivos como a duração do período seco T . A duração da recarga típica T_R foi estimada como 2x o tempo de defasagem em que a autocorrelação (estimada das séries $P - ET$) se reduz a menos que $e^{-1} \sim 1/3$. A constante de recessão do aquífero $k = -1/\ln(Q_{t+1}/Q_t)$ foi estimada como a mediana dos resultados usando pares de vazões consecutivas decrescentes, menores que a vazão com 80% de permanência e durante um período seco. O parâmetro *Base Flow Index* $BFI \sim Q_{90\%}/Q_{50\%}$ foi aproximado pela razão entre vazão baixa e mediana da curva de permanência, seguindo Collischonn e Fan (2013). Os parâmetros de umedecimento e de vaporização potenciais W_p e V_p foram estimados usando valores medianos de P e \bar{Q} , usando as equações 4.13, 4.14, 4.15 e 4.16, e adotando coeficientes de abstração λ_p e λ_w iguais a 0.2 como valores razoáveis com base nas estimativas de Ponce e Shetty (1995). $ET_{dry\%}$ não foi considerado nesta análise. As elasticidades foram estimadas usando as equações 4.12, 4.17 e 4.18 e os resultados são apresentados na Figura 4.5. Considerando que estas análises não estão livres de subjetividade, elas foram repetidas variando os critérios acima e forneceram resultados e conclusões similares.

Resultados

Os padrões espaciais das características das vazões mínimas foram inicialmente analisados em termos da média histórica e sua variabilidade interanual (Figura 4.5a e Figura 4.5b). Vazões mínimas pequenas (< 0.2 mm/dia) são encontradas em diferentes condições climáticas, como na região árida do Nordeste (e.g. Rio Salgado na Figura 4.2d), úmida no Sul (e.g. Rio Taquari na Figura 4.2d) e em partes do sul da Amazônia. Vazões mínimas elevadas (0.8 mm/dia) são encontradas no centro do Brasil no cerrado (e.g. Rio das Mortes na Figura 4.2d) e na Amazônia (e.g. Rio Amazonas na Figura 4.2d). A variabilidade interanual é elevada ($>60\%$) na região seca no Nordeste, no extremo Sul e noroeste da Amazônia. A variabilidade é moderada a muito baixa ($<30\%$) no centro do Brasil e restante da Amazônia.

Os fatores governantes da variabilidade histórica passada das vazões mínimas foram analisados em termos da correlação com series anuais de precipitação P , evapotranspiração potencial PET e duração do período seco T (Figura 4.5c). T é o principal controle da variabilidade da vazão mínima em regiões úmidas de precipitação não sazonal, como no sul do Brasil e noroeste da Amazônia (Figura 4.2c). PET governa a variabilidade da vazão mínima no Cerrado e parte do sul da Amazônia, onde um clima úmido e sazonal é encontrado. P tem um papel predominante em parte do sul ao sul onde o clima é úmido e sazonal. P e PET têm papel importante no Sudeste e Nordeste.

A fração de vazão de base BFI (Figura 4.5d) segue padrão espacial similar as vazões mínimas e das características do solo (Figura 4.2c). É pequena no extremo sul, sul da Amazônia e partes do nordeste. A vazão de base é alta no centro do Brasil, onde solos arenosos e profundos são encontrados. A duração do período seco T (Figura 4.5f) é curta (< 1 mês) no Sul e nordeste da Amazônia e muito longo (> 4 meses) no centro, como na região do Cerrado, seguindo o mesmo padrão espacial do mapa de classificação climática (Figura 4.2b). Por outro lado, a constante de recessão do aquífero k (Figura 4.5e) é pequena (< 1 mês) no Sul, Nordeste e Amazônia, e é elevada (> 4 meses) no centro do Brasil. Este mapa compartilha o mesmo padrão especial da fração de vazão de base (Figura 4.5d) e características do solo (Figura 4.2c).

A hidrologia da região também foi caracterizada (Figura 4.5g) em termos da competição entre o aporte de precipitação (P) e os potenciais de umedecimento da bacia (W_p) e de vaporização para atmosfera (V_p). Isto confirma o realismo dos parâmetros do modelo e também explica os padrões espaciais das vazões mínimas e sua sensibilidade a mudanças climáticas. A precipitação é maior comparada ao armazenamento e vaporização principalmente no sul do Brasil, que é uma região úmida com solos rasos (Figura 4.2) e também no norte da Amazônia. O potencial de vaporização é a principal forçante na região seca no Nordeste. O Cerrado no centro do Brasil é onde o potencial de umedecimento é maior, e também é a região que tem solos profundos e arenosos e

clima sazonal. Padrões mistos são encontrados na Amazônia, com elevada precipitação e potencial de vaporização nas regiões sazonais ao sul e nordeste.

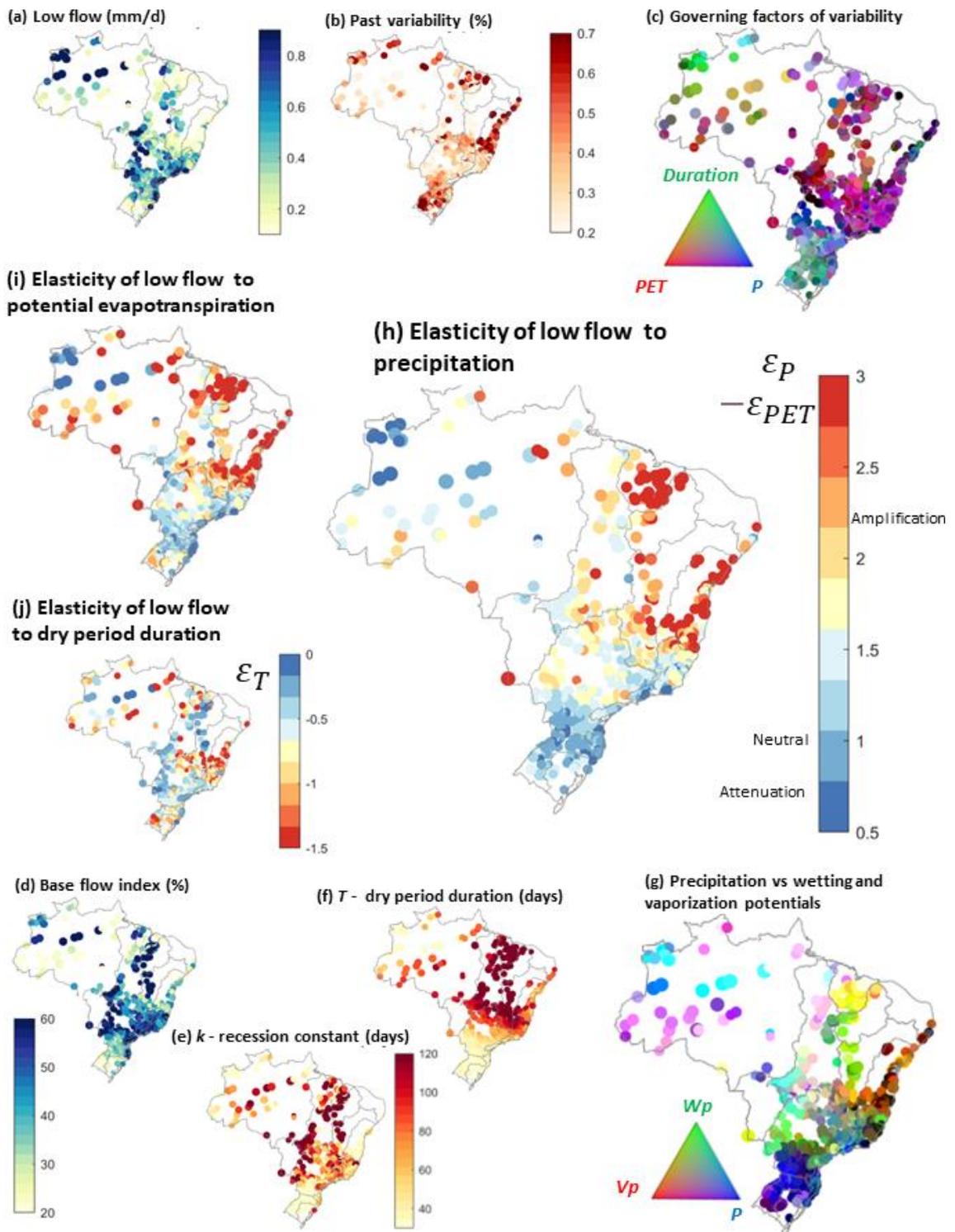


Figura 4.5. Sensibilidade da vazão mínima a mudanças climáticas no Brasil com base em modelagem conceitual e observações hidrometeorológicas da base de dados CAMELS-BR. (a) Média histórica da vazão mínima com 7 dias de duração, sua (b) variabilidade interanual em termos do coeficiente de variação. (c) O papel de fatores governantes da variabilidade interanual da vazão mínima em termos de correlação com precipitação (azul), evapotranspiração potencial (vermelho) e duração do período seco (verde). (d) Fração de

vazão de base (BFI). (e) Constante de recessão do aquífero. (f) Duração do período seco. (g) Importância relativa do aporte de precipitação (azul) e potenciais de umedecimento da bacia (verde) e vaporização para atmosfera (vermelho) (com base em percentis 10% e 90%). Elasticidades da vazão mínima a mudanças climáticas da precipitação (h), evapotranspiração potencial (i) e duração do período seco (j).

A sensibilidade das vazões mínimas a mudanças climáticas (Figura 4.5h, Figura 4.5i e Figura 4.5j) segue o mesmo padrão espacial da variabilidade histórica (Figura 4.5b), de seus fatores governantes (Figura 4.5c), e das diferenças regionais das características físicas. Por exemplo, regiões com baixa elasticidade a todas variáveis P , PET and T também apresentam baixa variabilidade histórica, como no rio Amazonas e partes do Brasil central. Regiões com grande elasticidade a pelo menos uma das variáveis apresentam maior variabilidade histórica.

A elasticidade a precipitação ε_P é menor que 1 na região Sul e no norte da Amazônia. Significa que mudanças em P são atenuadas sobre vazões mínimas já que a maioria a água é convertida em escoamento rápido devido a baixo potencial de umedecimento, e o umedecimento e escoamento de base saturam sendo menos sensíveis. Valores elevados de ε_P são encontrados no nordeste com efeitos de amplificação >3x. Esta também é a região com maior variabilidade histórica. É uma região seca onde a vaporização potencial e perdas são grandes e a vazão mínima pequena. Sensibilidades intermediárias (1 - 2) são encontradas no centro do Brasil e sul da Amazônia, onde P e V_p não são dominantes.

A sensibilidade da vazão mínima a PET segue o mesmo padrão especial de ε_P mas com sinal contrário e maiores valores indicando efeito de amplificação em mais casos. A vazão mínima é menos sensível à PET no norte da Amazônia e parte do sul onde a vaporização é pequena comparada a precipitação e umedecimento. É maior no nordeste e elevada em regiões sazonais no centro do Brasil, sul da Amazônia e também no Sul. Estas elasticidades podem estar subestimadas já que a amplificação devido a perdas da vazão mínima por evapotranspiração durante o período seco não foi considerada.

A sensibilidade à duração do período seco ε_T é elevada (>1) onde a recessão é acentuada (baixo k) se comparada a duração, como no sul do Brasil, tributários do Amazonas e Nordeste. Por exemplo, regiões com grande variabilidade histórica (Figura 4.5b) associada a duração do período seco (Figura 4.5c) também apresentam grande elasticidade, como no sul do Brasil e norte da Amazônia. Baixa sensibilidade (menor que 0.5) é encontrada no centro do Brasil associado a aquíferos bem regularizados.

Estes resultados concordam com evidências de estudos observacionais passados (Item 4.5.1) e as interpretações do modelo conceitual (Item 4.5.2).

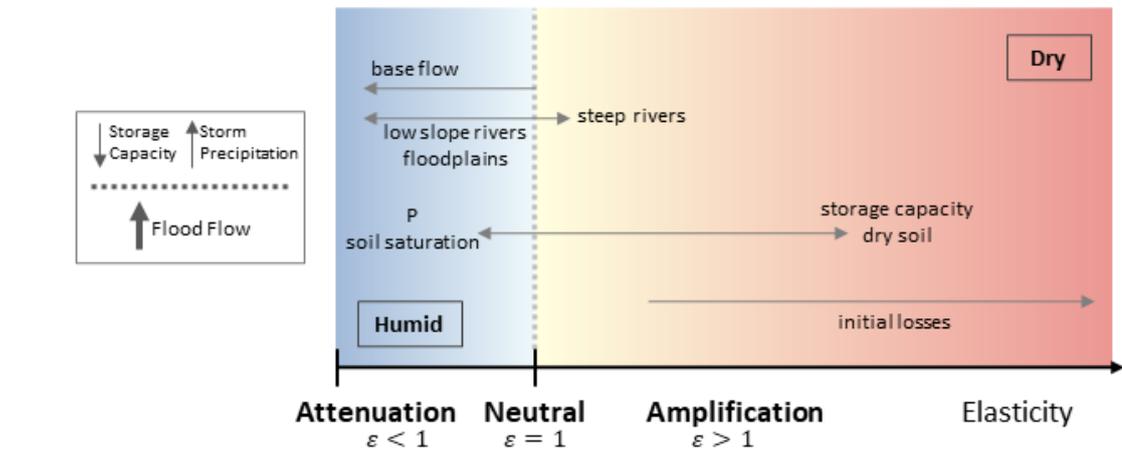
4.6 SÍNTESE E CONCLUSÃO

Interpretações físicas da sensibilidade de cheias e vazões mínimas a mudanças climáticas foram desenvolvidas. Modelos conceituais de elasticidade foram deduzidos com base em representações simples e realísticas de processos de cheias e vazões mínimas que foram originalmente desenvolvidas com base em observações. A geração de escoamento da cheia é representada pelo balanço entre a precipitação da tormenta e a capacidade de armazenamento (umidade do solo) pelo modelo clássico SCS-CN. Os efeitos de vazão de base e atenuação devido a propagação do escoamento também foram representados. E elasticidades da vazão de cheia a precipitação (ε_P , eq. 4.6) e capacidade de armazenamento (ε_S , eq. 4.7) foram deduzidas. Elasticidades da vazão mínima a mudanças na precipitação (ε_P , eq. 4.17), evapotranspiração potencial (ε_{PET} , eq. 4.18) e duração do período seco (ε_T , eq. 4.12) também foram desenvolvidas. Processos hidrológicos governantes das vazões mínimas incluem o ciclo de recarga e recessão do aquífero e geração de escoamento de base resultante do aporte de precipitação e potenciais de umedecimento da bacia e vaporização da atmosfera representados com balanço hídrico em dois estágios e o modelo de Ponce e Shetty.

O realismo dos modelos foi demonstrado usando series temporais de observações hidrometeorológicas em rios brasileiros cobrindo diversas condições hidrológicas. Os parâmetros do modelo concordam com características regionais conhecidas. E as elasticidades estimadas para cheias e vazões mínimas seguem o mesmo padrão especial da variabilidade interanual histórica.

A Figura 4.6 apresenta uma síntese da sensibilidade de cheias e vazões mínimas a mudanças climáticas para diferentes condições hidrológicas elaborada com base na interpretação dos modelos conceituais, na análise para região brasileira, e evidências de estudos empíricos passados.

Sensitivity of flood flow to climate change



Sensitivity of low flow to climate change

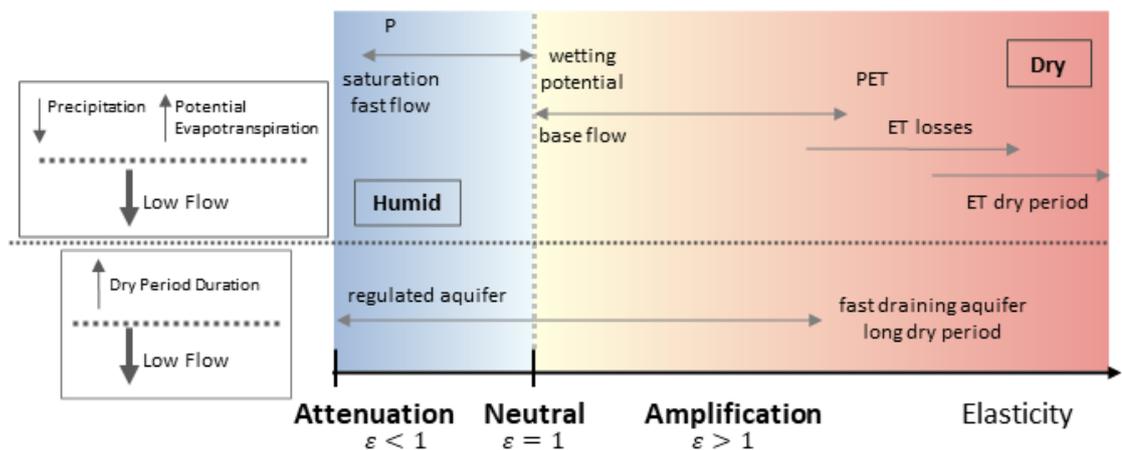


Figura 4.6. Síntese da sensibilidade de vazões de cheia e mínimas a mudanças climáticas para diferentes condições hidrológicas.

A vazão de cheia aumenta com a precipitação durante a tormenta e diminui com a capacidade de armazenamento da bacia (ou com menor umidade do solo). Estas mudanças climáticas podem ser atenuadas ($\epsilon < 1$), neutras ($\epsilon = 1$) ou amplificadas ($\epsilon > 1$) ao alterar a vazão de cheia. Vazão de base elevada diminui as elasticidades. A propagação do escoamento ao longo da bacia e rede de drenagem pode reduzir a sensibilidade em rios de baixa declividade com planícies de inundação, e promover efeitos neutros ou de pequena amplificação em rios com alta declividade. O balanço entre a precipitação e a capacidade de armazenamento exercem a maior influência. Mudanças na precipitação promovem mudanças iguais na vazão de cheias quando a capacidade de armazenamento é baixa (e.g. solos rasos ou saturados). Mas as mudanças

na cheia podem ser amplificadas se a capacidade de armazenamento é elevada comparada com a precipitação (e.g. solos profundos ou secos). Cheias são menos sensíveis a mudanças na umidade do solo em casos que a precipitação é elevada e sensibilidade é neutra quando a capacidade de armazenamento é alta. Perdas iniciais promovem grande amplificação na sensibilidade. A elasticidade é maior para cheias pequenas se comparado a grandes cheias. Em geral, as elasticidades de vazões de cheia a mudanças climáticas são menores causando efeitos de atenuação ou neutros em regiões muito úmidas ($\varepsilon < 1$), e são maiores com efeitos de amplificação em regiões áridas ($\varepsilon > 2$).

Vazões mínimas aumentam com a precipitação e diminuem com a evapotranspiração potencial e duração do período seco. Estas mudanças climáticas podem ser atenuadas ($\varepsilon < 1$), neutras ($\varepsilon = 1$) ou amplificadas ($\varepsilon > 1$) na alteração da vazão mínima. A sensibilidade a evapotranspiração potencial é maior que a precipitação. A vazão mínima e sua sensibilidade relacionada ao escoamento de base são regulados pelo balanço entre o aporte de precipitação e os potenciais de umedecimento da bacia e de vaporização para a atmosfera. A vazão mínima é menos sensível (atenuação $\varepsilon < 1$) onde a precipitação é grande comparada com os potenciais de umedecimento e vaporização, como em regiões úmidas dominadas por escoamento rápido e baixo escoamento de base. A sensibilidade é neutra em casos em que o potencial de umedecimento é um fator dominante, como em regiões úmidas com grande vazão de base (e.g. solos arenosos e profundos). A sensibilidade é elevada ($\varepsilon > 3$) com grande amplificação das mudanças climáticas sobre as vazões mínimas onde o potencial de vaporização é elevado, e é aumentado devido a perdas iniciais (e.g. interceptação) ou grandes perdas de evapotranspiração durante o período seco como em regiões áridas. No caso limite em que a vaporização absorve todo umedecimento da bacia, o rio se torna intermitente e a vazão mínima é nula e insensível. A sensibilidade a duração do período seco é relacionada a escala temporal de esvaziamento do aquífero. É baixa em regiões com aquíferos bem regularizados e é elevada em aquíferos que drenam rapidamente apresentando recessões acentuadas e longas. A regularização do aquífero também pode promover a atenuação do impacto em vazões mínimas causados por mudanças climáticas de curto prazo se comparadas às de longo prazo.

Estas interpretações e modelos representam estimativas de efeitos de primeira ordem de mudanças climáticas sobre vazões de cheias e mínimas. Não foram considerados feedbacks e a coevolução da paisagem, sociedade e sistemas hídricos (Brunner et al., 2021; Sivapalan e Blöschl 2015, Troch et al., 2015), como o efeito do ciclo hidrológico alterando propriedades do solo, a geomorfologia de redes de drenagem, a vegetação e intervenções humanas como usos de água, reservatórios e controles de cheias. Estes fatores também podem alterar as vazões de cheia e mínimas, embora a sua extensão e a atual capacidade de predição sejam limitadas. Além disso, a sensibilidade a mudanças climáticas não representa necessariamente maior vulnerabilidade e impactos negativos

associados a cheias e secas, já que outros fatores devem ser considerados. Estes aspectos merecem atenção em investigações futuras.

Por fim, as descobertas aqui apresentadas podem ser uteis para apoiar estimativas preliminares, análises regionais e comunicação de potenciais impactos de mudanças climáticas para tomadores de decisão.

5 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DE VAZÕES DE CHEIAS E ESTIAGENS UTILIZANDO O MODELO MGB DA AMÉRICA DO SUL

5.1 INTRODUÇÃO

As mudanças climáticas e a variabilidade interanual do clima representam desafios significativos para a gestão dos recursos hídricos em escala global (Tang & Lettenmaier, 2012; Yang & Yang, 2011). É esperado um aumento de 1.5°C na temperatura global até metade deste século, caso mantido os padrões atuais de emissão de Gases de Efeito Estufa (IPCC, 2022). Mudança que influenciará nos padrões de precipitação em escala global, causando variações substanciais na distribuição e intensidade das chuvas e, conseqüentemente, alterará a evaporação e a vazão (Stocker et al., 2014a).

Tendências de aceleração e desaceleração do ciclo hidrológico foram observados na América do Sul (AS) (Brêda et al., 2023; Chagas et al., 2022). Em escala global, o Brasil é uma das regiões mais suscetíveis às mudanças climáticas (Stocker et al., 2014b). Nas últimas décadas a ocorrência de eventos hidrológicos extremos e desastres provocaram impactos negativos em várias regiões. A estiagem prolongada afetou usinas hidrelétricas e causou crises de apagão na maior parte do país, em 2002 (Valverde and Marengo, 2014). Eventos de secas foram registrados no Nordeste, de 2012 a 2016, no Sudeste, de 2014 a 2015 (Cuartas et al., 2022), no Pantanal, de 2020 a 2021 (Libonati et al., 2022) e no Sul, em 2020 (Grimm et al., 2020). Além disso, a bacia do rio Amazonas tem enfrentado vários eventos extremos, desde o aumento dos níveis máximos d'água, na década de 90 (Barichivich et al., 2018), até secas extremas nos anos de 2005 e 2010 (Fleischmann et al., 2023). Este comportamento advém de mudanças na dinâmica do ciclo hidrológico e está relacionado a chuvas extremas e ao desmatamento (Chagas et al., 2022).

A mudança climática é uma questão transversal que afeta muitos setores e está ligada a outros desafios globais (Feulner, 2017). E compreender os fatores que estão atuando nas modificações observadas na vazão não é uma tarefa trivial. Mudanças no regime de precipitação impactam a dinâmica de eventos de cheias e secas (Alimonti et al., 2022), influenciam na taxa de evapotranspiração e na umidade do solo (Fu and Wang, 2019) e, conseqüentemente, no escoamento das bacias hidrográficas. As vazões respondem de forma diferente às mesmas variações climáticas, e um método de medir e comparar esses impactos em bacias de diferentes regiões é a elasticidade climática da vazão (Deusdará-Leal et al., 2022).

O conceito de elasticidade foi introduzido por Schaake, (1990) e adaptado por diversos estudos ao longo dos anos. Em geral, a elasticidade da vazão pode ser definida como a

mudança proporcional na vazão relacionada à mudança em uma variável climática (Chiew, 2006; Sankarasubramanian et al., 2001). Por exemplo, uma elasticidade igual a 2, indica que a mudança de 1% na precipitação resulta na mudança de 2% na vazão.

Uma forma de entender as especificidades das bacias hidrográficas em detrimento do seu comportamento hidrológico foi proposta por Anderson et al. (2023) a partir do conceito de elasticidade, estimada para toda a curva de permanência de vazões. Desse modo, foi possível verificar onde e por que bacias fisicamente diferentes exibem comportamento semelhante, ou vice-versa. Tal alternativa pode ser ferramenta importante para discernir a física dos sistemas hidrológicos usando grandes conjuntos de dados observados, como ocorre na AS.

A determinação da sensibilidade de vazões possibilita avaliar a influência da precipitação e demais variáveis sobre as mudanças na hidrologia do sistema, bem como, identificar locais que são mais vulneráveis a mudanças das respostas hidrológicas (Deusdará-Leal et al., 2022). A elasticidade é controlada por diferentes processos hidrológicos em diferentes escalas temporais (Zhang et al., 2022). Desse modo, o objetivo deste estudo é avaliar a sensibilidade das vazões mínima, média máxima à magnitude e distribuição temporal da precipitação na América do Sul; e avaliar a elasticidade da vazão, ao longo da curva de permanência, às mudanças de precipitação na América do Sul.

5.2 ÁREA DE ESTUDO

A América do Sul está situada entre os oceanos Atlântico e Pacífico (latitudes 11° norte e - 60° sul), possui uma área de aproximadamente 17,8 milhões de km² (representando 12% da superfície terrestre) e contribui com cerca de 30% da água doce drenada para os oceanos (Clark et al., 2015).

No continente sul-americano estão contidas algumas das maiores bacias do mundo (Amazônia e La Plata) e 6 dos 10 maiores rios do mundo em termos de vazão média anual, como o rio Amazonas, maior rio do planeta com vazão média anual ≈ 200.000 m³/s, e rio Orinoco (≈ 35.000 m³/s) (Siqueira, 2022). Além destas grandes bacias hidrográficas transnacionais (Amazônia, La Plata e Orinoco), a AS abarca outras bacias com relevância nacional, como a do São Francisco, Tocantins-Araguaia, Parnaíba e Magdalena.

A topografia do continente varia desde planícies aluviais com batimetrias abaixo do nível do mar (Fagundes et al., 2023) até cadeias montanhosas que alcançam altitudes superiores a 4 km, como a Cordilheira dos Andes, que se estende ao longo do lado oeste do continente entre as regiões norte e sul (10° N–55° S) (Garreaud, 2009).

A tipologia climática na AS é diversificada temporal e espacialmente. O clima é predominantemente tropical em cerca de 80% do seu território (Brêda et al., 2023), com precipitações próximas a 2.000 mm/ano. Na região leste do continente o clima semiárido provoca longos períodos de estiagem com precipitação inferior à 1,000 mm/ano. No sul do continente, o clima polar em partes da Cordilheira dos Andes associado à altitude gera precipitação anual que pode alcançar volumes elevados na costa oeste dos Andes (> 4,000 mm), mas que reduz exponencialmente com o afastamento da cordilheira na direção leste (Paruelo et al., 2007). Além disso, precipitações anuais próximas de zero são registradas nas áreas desérticas da Argentina e do Chile.

Na Figura 5.1 é apresentado o mapa de elevação, tipologias climáticas, biomas e precipitação da América do Sul.

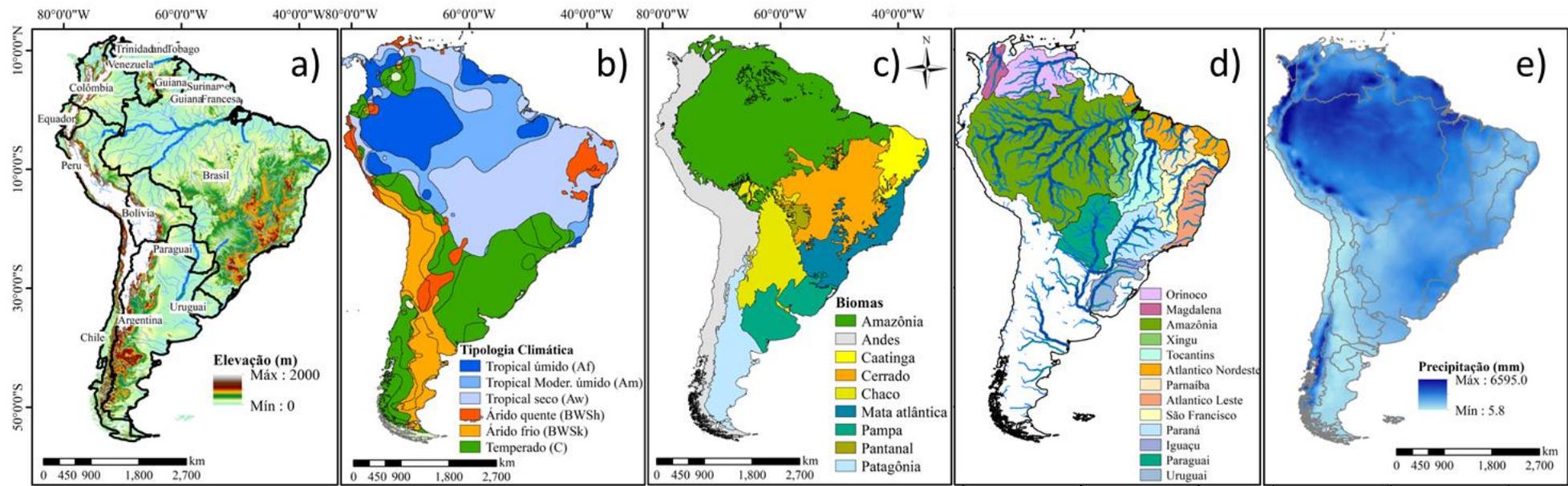


Figura 5.1. Mapas da América do Sul mostrando (a) divisão geopolítica e altitude; (b) tipologias climáticas (Peel et al., 2007); (c) biomas (Olson et al., 2001); (d) principais bacias hidrográficas; (e) precipitação (Beck et al., 2017).

5.3 METODOLOGIA

A elasticidade da vazão foi calculada para toda América do Sul, utilizando informações de precipitação obtidas a partir do conjunto de dados MSWEP (*Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation*), que possui resolução espacial de 0,25° e temporal diária. O período de análise foi compreendido entre os anos de 1981 a 2014. Os dados de vazão foram obtidos por meio de simulação com o modelo hidrodinâmico-hidrológico MGB SA (Modelo de Grandes Bacias da América do Sul), desenvolvido por Siqueira et al., (2018). As vazões foram espacializadas na hidrografia com trechos de rios maiores que 10,000 km².

5.3.1 Cálculo da elasticidade

A elasticidade das vazões à precipitação foi avaliada considerando alterações na magnitude e na variabilidade temporal (sazonal/diária) da chuva. Os dados de precipitação foram intencionalmente perturbados por um fator de ±20%, conforme mostrado na Equação 5.1.

$$P'(t) = P_{ref}(t) \cdot (1 + fator) \quad (5.1)$$

em que, P' é a precipitação modificada; P_{ref} é a precipitação de referência no tempo t ; e $fator$ é equivalente ao percentual de alteração ± 20%.

Perturbações multiplicativas nas variáveis climáticas também foram adotadas em outros estudos de avaliação da elasticidade (Brêda et al., 2020; Sankarasubramanian et al., 2001; Vano et al., 2012).

Para a avaliação da sensibilidade da vazão à magnitude das chuvas (Figura 5.2a), considerou-se a alteração no volume total de precipitação, conforme a Equação 1. Já, a alteração na distribuição temporal da precipitação foi realizada de acordo com a sazonalidade, caracterizada pelos períodos de cheias e estiagem, e pela variação diária (períodos de curta duração).

Na modificação da distribuição sazonal (Figura 5.2b) considerou-se a intensificação (atenuação) das chuvas durante os meses mais chuvosos e a diminuição (aumento) na estiagem. Um fator multiplicativo de 0,2 foi adotado para perturbar a intensidade das chuvas. E delimitou-se uma janela sazonal que acumulou metade do volume anual de precipitação. Com base nesta definição, a precipitação foi classificada em períodos de "alta" ou "baixa" pluviosidade, e sua intensidade foi ajustada conforme tal categorização. O volume total de precipitação permaneceu inalterado.

Na intensificação da distribuição temporal diária da precipitação (Figura 5.2c), intensificaram-se as chuvas intensas, enquanto as chuvas mais fracas foram diminuídas. Para atenuação, as chuvas mais fracas foram aumentadas e as mais intensas reduzidas. Os dados de precipitação foram organizados em ordem crescente, e a partir da soma acumulada, identificou-se o valor de 50% do volume total. Também se utilizou um fator multiplicativo de 0.2 para perturbar a intensidade das chuvas. Este ponto de referência foi empregado para classificar os eventos de precipitação como "intensos" ou "leves". O volume total de precipitação foi mantido constante.

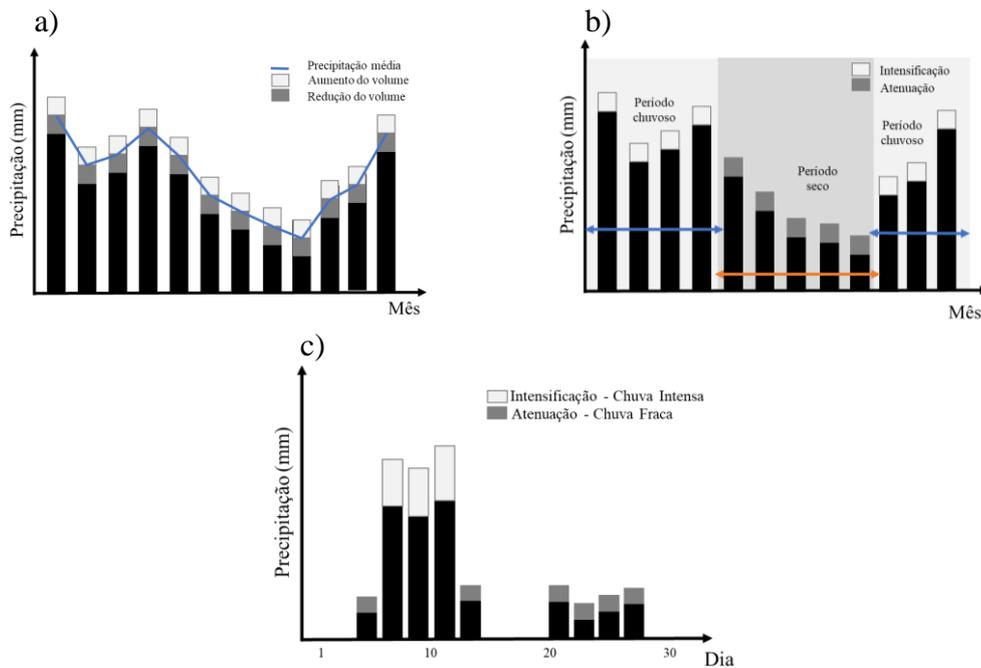


Figura 5.2. Representação esquemática da (a) alteração da precipitação no total (b) intensificação da distribuição temporal sazonal e; (c) intensificação da distribuição temporal diária.

A elasticidade (ϵ) pode ser entendida como a mudança proporcional da vazão em detrimento da mudança proporcional numa variável hidrológica (Tang et al., 2020). A sensibilidade média das vazões (Q_{max} , Q_{med} e Q_{min}) à precipitação foi estimada pela seguinte equação:

$$\epsilon = \frac{\frac{(Q' - Q_{ref})}{Q_{ref}}}{\Delta\%} \quad (5.2)$$

em que ϵ é a elasticidade; Q' é a vazão para o cenário definido; Q_{ref} é a vazão de referência; P' é a precipitação para o cenário modificado; P_{ref} é a precipitação de referência. Neste estudo adotamos $\Delta = 20\%$. Foram testados outros valores para perturbação na magnitude da precipitação (10%, 20% e 50%), não havendo diferenças substanciais na elasticidade, indicando que a aplicação do percentual intermediário (20%) é representativa, e também adotado por (Brêda et al., 2020).

5.3.2 Curvas de elasticidade

Com o intuito de compreender as respostas hidrológicas das bacias hidrográficas à mudança da precipitação, foram elaboradas “curvas de elasticidade” a partir dos dados de vazão obtidos com a alteração do volume, conforme o conceito proposto por Anderson et al., (2023). A elasticidade da vazão às mudanças na precipitação foi estimada para cada percentil de 5% da vazão anual, para toda a curva de permanência de vazões (5% a 95%).

Para a avaliação das curvas de elasticidade, excluíram-se aquelas com valores negativos de vazão e com curva de elasticidade nula ao longo da permanência no tempo. A curva de elasticidade de cada mini bacia foi normalizada individualmente por meio do método z-score, retornando o valor z para cada elemento x, de modo que as colunas x fossem centralizadas para ter média 0 e dimensionadas para ter desvio padrão 1.

Posteriormente, foi realizada a análise de cluster pelo método k-means para agrupar as curvas de elasticidade para as bacias hidrográficas com formas semelhantes. O método de agrupamento k-means encontra soluções localmente ótimas em relação ao erro de agrupamento (Likas et al., 2003). Cada cluster baseia-se no cálculo dos centroides para cada cluster, minimizando a soma das distâncias entre o centroide e todos os objetos membros do cluster. O vetor de dados foi composto pelas curvas de elasticidade de cada mini bacia, definidos pelos percentis de 5% a 95%, com intervalo de 5%. As distâncias entre o vetor de dados atual x_i foram calculadas pela soma das diferenças absolutas. Cada centroide é a mediana dos componentes dos pontos nesse cluster. O algoritmo é iterado até que cada x_i esteja mais próxima de sua média de grupo; ou seja, até que um ciclo completo por todos os n vetores de dados não repita atribuições (Wilks, 2011).

O número de clusters foi selecionado por meio de inspeção visual do formato das curvas, método de *elbow* e métricas estatísticas da função. A principal desvantagem do método reside na sua sensibilidade às posições iniciais dos centros do cluster. No procedimento adotado, o algoritmo k-means foi configurado para realizar 20 iterações independentes. Em cada iteração, os centros dos clusters foram inicializados de maneira distinta, e ao final, a solução que apresentou o menor erro quadrático total foi selecionada como a melhor clusterização.

Além disso, analisamos diferentes conjunturas das curvas, na qual ajustamos 2, 3, 4 e 5 clusters aos dados e examinamos a distribuição espacial. Por fim, a seleção de 3 clusters gerou configuração coerente com comportamento espacial. Os erros de cada cluster foi calculada com base nos percentis de 25% e 75% para cada intervalo de 5% da curva de elasticidade (Figura 5.10b). A implementação da metodologia foi realizada usando o software Matlab.

Para analisar as informações de distribuição espacial e a interação das características físicas e climáticas das regiões sobre os padrões do mapa de elasticidade da América do Sul, foram elaboradas curvas de elasticidade para os principais biomas, zonas climáticas e bacias hidrográficas da área de estudo.

5.4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.4.1 Sensibilidade da vazão à alteração do volume de precipitação

De acordo com a Figura 5.3, os valores de elasticidade das vazões mínima (Q_{95}), média ($Q_{\text{média}}$) e máxima (Q_{10}) para América do Sul, considerando a alteração média de 20% no volume de precipitação, variaram, principalmente, entre 1 e 2.5. Ressalta-se que, as vazões média e máxima apresentaram maior distribuição espacial de elasticidades de maior magnitude (cores quentes no mapa).

No período de estiagem (Figura 5.3a), os menores valores de elasticidade foram registrados, principalmente, na bacia do Atlântico Nordeste, do rio Paraguai (Figura 5.1d) e no sudoeste do continente. Estes locais são caracterizados por rios com baixas vazões e com regime intermitente, logo a sensibilidade em períodos secos é quase nula. Por sua vez, os maiores valores de elasticidade ocorreram em regiões áridas (temperaturas elevadas/baixas), como na bacia do Atlântico Leste (Figura 5.1d), na Patagônia (Figura 5.1c) e no norte da AS (e.g. bacia do Orinoco).

Regiões de clima árido (Figura 5.1b), apresentaram baixa elasticidade ($\varepsilon \sim 0$) nas vazões mínimas e elevada elasticidade nas vazões média e máxima ($\varepsilon \sim 4$). Comportamento que evidencia a fragilidade dessas regiões, e que pode estar relacionado às características da bacia (tipo de solo, geologia etc.), em que limitação da capacidade de absorção de água, favorece o rápido escoamento superficial. Além disso, a ausência de estações fluviométricas em locais remotos pode representar uma limitação na performance do modelo MGB AS, principalmente em regiões como os Andes e Patagônia (Figura 5.1c), que são de difícil acesso e possuem neve.

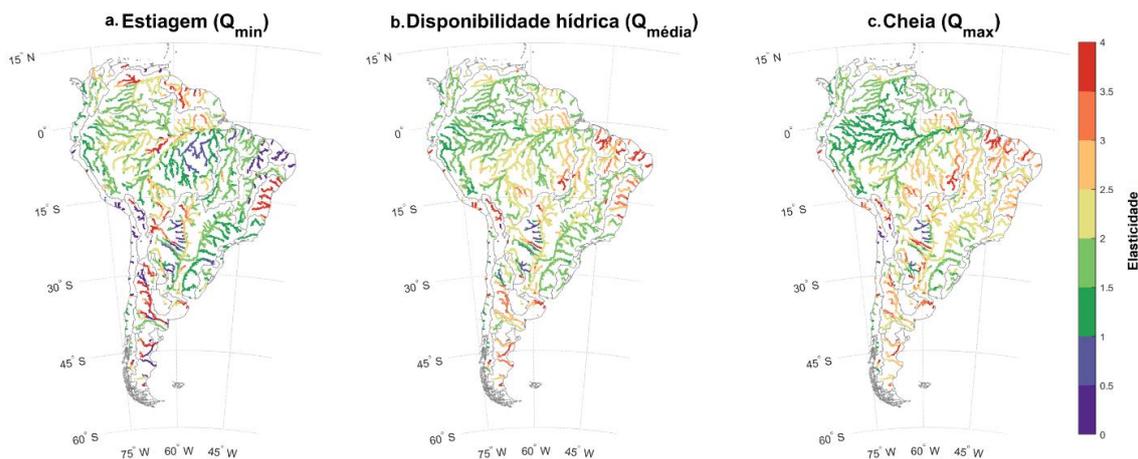


Figura 5.3. Elasticidade das vazões de (a) estiagem (Q_{95}), (b) disponibilidade hídrica ($Q_{média}$) e (c) cheia (Q_{10}), à alteração de 20% no volume de precipitação na América do Sul. Foram selecionados rios com área de drenagem superior a 10,000 km².

A vazão média apresentou maior sensibilidade em regiões com baixa precipitação anual, como nos biomas Patagônia e Caatinga (Figura 5.1c), e na região de cabeceira da bacia do rio Xingu (Figura 5.1d), região úmida (Brêda et al., 2020). Tais resultados reforçam a influência da precipitação sobre a elasticidade da vazão, uma vez que esta reflete a aridez, e, por conseguinte, o coeficiente de escoamento. De fato, regiões áridas quentes tendem a apresentar uma elasticidade elevada, conforme corroborado por outros estudos (Berghuijs et al., 2017; Chiew, 2006; Ribeiro Neto et al., 2016; Tan et al., 2023). E bacias situadas em zonas áridas frias e altitude elevada, como os Andes, tendem a apresentar valores de elasticidade mais baixos (Barrera et al., 2020; Dooge, 1992).

Além da região dos Andes, áreas influenciadas por planícies de inundação e rios intermitentes também apresentaram baixa elasticidade. Comportamento observado nos afluentes da margem direita do rio Paraguai, cujas vazantes funcionam como riachos rasos que drenam água predominantemente nas estações chuvosas, atenuando as vazões de pico (Assine and Silva, 2009; Bravo et al., 2005).

Em geral, os valores de elasticidade para a disponibilidade hídrica estiveram majoritariamente concentrados entre 1.5 e 2.5. Desse modo, uma alteração de 20% no volume de precipitação provocaria mudança de 30% e 50%, respectivamente, no escoamento. Valores de elasticidade de precipitação próximos a 2 também foram registrados, por Chiew et al., (2006), no estudo com 521 bacias hidrográficas em todo o mundo. Esta faixa de mudança também é consistente com estudos regionais de elasticidade de precipitação oriunda de dados observados (Chiew, 2006; Sankarasubramanian e Vogel, 2003).

Elasticidades da vazão à precipitação média foram calculadas para 194 bacias hidrográficas globais, e variaram de 1 a 3 (Tang and Lettenmaier, 2012b). Yang & Yang, (2011) relataram elasticidade de precipitação variando de 1.3 a 3.9 em 89 bacias

hidrográficas das bacias do rio Hai e do rio Amarelo e Chiew (2006) encontrou valores de 2 a 3,5 no sudoeste da Austrália. Roderick and Farquhar, (2011) avaliaram a sensibilidade numa região do semiárido da Austrália e verificaram que uma mudança de 10% no longo prazo na precipitação resultaria em uma mudança de aproximadamente 26% na vazão média. Na América do Sul, a faixa de variação dos valores (0,5 a 4,5) pode contribuir no âmbito da gestão e planejamento dos recursos hídricos, sinalizando que regiões, como semiárido, estão mais vulneráveis a variabilidade climática.

Para as cheias (Q_{10}), os valores de elasticidade concentraram-se acima de 2 na maior parte das regiões. Rios com planícies de inundação (e.g. Amazonas e Paraguai) foram mais sensíveis às estiagens do que as cheias, enquanto regiões menos úmidas (bacia do rio São Francisco, Tocantins e Paraná) as vazões máximas foram mais influenciadas pela mudança na precipitação.

5.4.2 Sensibilidade da vazão à distribuição sazonal da precipitação

Mudanças no ciclo hidrológico podem variar não apenas regionalmente, mas também sazonalmente. Mesmo que o balanço hídrico de longo período possa não se alterar em algumas regiões, uma mudança na distribuição temporal de precipitação pode ter impactos significativos (Jacob and Hagemann, 2007).

Nas vazões de estiagem (Figura 5.4a), a intensificação da sazonalidade indicou impacto na redução das vazões mínimas (e.g. bacia do Atlântico Leste, no norte e sudoeste da AS). Regiões com regime de chuvas fortemente sazonais exibiram maior sensibilidade. Neste contexto, a sensibilidade negativa reflete a redução prevista, já que a precipitação no período seco diminui para manter o volume anual. Estudos sugerem que elasticidades negativas podem estar atreladas a decréscimos mais acentuados na precipitação (Fu et al., 2007; Tang et al., 2019; Yang and Yang, 2011b). Os valores positivos de elasticidade para a Q_{min} foram registrados em porções da região do Nordeste do Brasil (e.g. bacia do Parnaíba), bem como em partes do Brasil Central, norte da Argentina e Paraguai (Figura 5.4a).

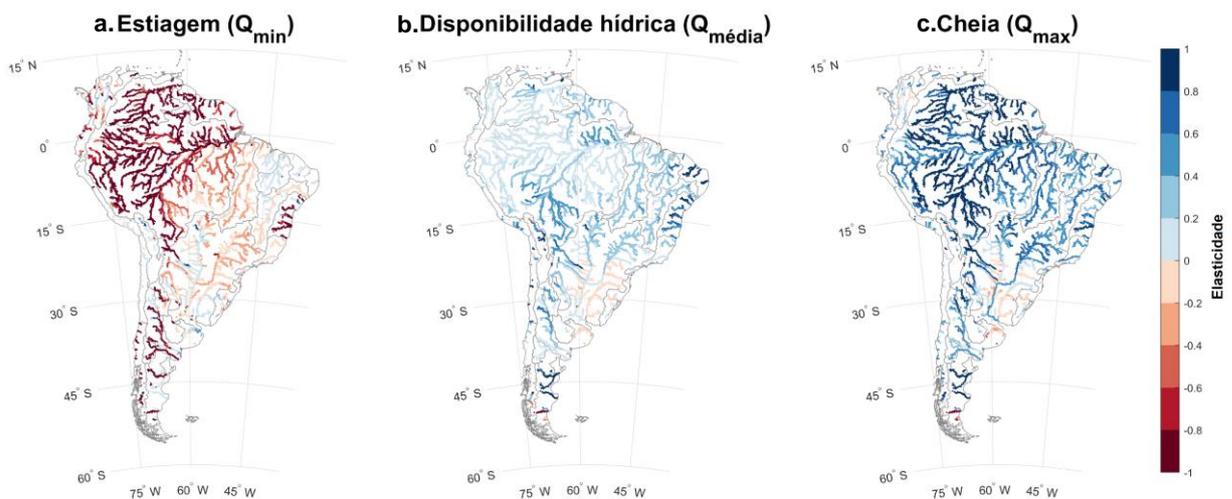


Figura 5.4. Elasticidade das vazões de (a) estiagem (Q_{95}), (b) disponibilidade hídrica ($Q_{m\acute{e}dia}$) e (c) cheia (Q_{10}) na America do Sul, considerando a alteração de 20% na distribuição temporal sazonal da precipitação. Foram selecionados rios com área de drenagem superior a 10,000 km².

A elasticidade sazonal da vazão média (Figura 5.4b) apresentou valores que se concentraram em torno 0.4. A intensificação da sazonalidade da $Q_{m\acute{e}dia}$ teve maior impacto nos rios menores. Maiores elasticidades foram registradas no sul da bacia Amazônica e em parte do semiárido ($\epsilon > 0.6$). Feng et al., (2012) afirmam que o aumento na precipitação sazonal pode resultar em uma redução na taxa de evaporação anual. E, em contrapartida, valores negativos ocorreram em parte da região sul, como nos rios Uruguai e Iguaçu, indicando redução da vazão em regiões com baixa sazonalidade ($\epsilon = -0.2$).

Para a vazão máxima (Figura 5.4c), valores de altos de elasticidade ($\epsilon > 0,6$) foram mais frequentes e tiveram maior distribuição espacial que a vazão média (Figura 5.4b). Locais com cheias sazonais mais intensas, como bacia do Amazonas, ao longo do bioma Cerrado e parte do sudeste brasileiro (Chagas et al., 2022b) tiveram maior sensibilidade, enquanto as cheias são menos sazonais, no sul e em parte da costa leste do Nordeste geraram valores baixos.

A intensificação da sazonalidade pode provocar danos socioeconomicos e ecológicos diversos. Períodos mais longos de seca ou enchentes podem causar a perda de ecossistemas úmidos na Amazônia e, conseqüentemente, causar mudanas na composição e distribuição de espécies de fauna e flora adaptadas a esses ambientes, caracterizados por flutuaoes nos regimes fluviais-lacustres e fluviais-marinhos (Barros e Albernaz, 2014). O aumento da frequência de enchentes e inundaoes em grandes cidades acarretaria prejuzos economicos (Valverde e Marengo, 2014), com riscos de desastres e perdas de vidas humanas. Além disso, a intensificação da estiagem em regiões como planalto brasileiro poderia afetar a produtividade agrícola e a segurança alimentar global (Chagas et al., 2022).

Liu et al., (2018) investigaram os efeitos das alterações na cobertura vegetal e na sazonalidade climática sobre a vazão e a evapotranspiração global. Constataram que a sazonalidade climática contribui com 51% da variação anual dos parâmetros de Budyko (umidade e índice de aridez). A análise interanual do clima é particularmente importante na América do Sul, onde a maioria das barragens de potencial hidrelétrico são projetadas com base no armazenamento sazonal. Portanto, a ocorrência de uma seca plurianual, como foi observado em 2014-2019, comprometeria a produção hidrelétrica (Jong et al., 2021).

5.4.3 Sensibilidade da vazão à distribuição diária da precipitação

Além dos impactos trazidos pela variabilidade sazonal da precipitação, sua alteração em escala diária também gera danos irreparáveis. Frich et al., (2002) indicaram o crescimento global nas áreas atingidas por precipitações diárias mais intensas. E, do mesmo modo, Asadieh and Krakauer, (2015), constataram que a precipitação diária máxima anual apresentou um aumento médio de 5,73 mm por dia ao longo dos últimos 110 anos, representando um acréscimo de 8,53% em termos relativos.

Em concordância com os resultados do CMIP5, projeções do CMIP6 indicam que a intensidade diária da precipitação tende a se elevar de forma mais acentuada do que a média da precipitação em grande parte das áreas terrestres (Scoccimarro and Gualdi, 2020). Estes extremos climáticos frequentemente desencadeiam eventos catastróficos, tais como inundações, alagamentos e secas, e resultam em prejuízos significativos para a população, com ênfase nos países em desenvolvimento (Field et al., 2012; IPCC, 2014; Marengo et al., 2020).

Para a elasticidade à intensificação da distribuição temporal das chuvas diárias (Figura 5.5), os valores negativos estiveram concentrados na bacia do Atlântico Leste, no norte e sudoeste da AS. Já os valores positivos ocorreram, principalmente, na bacia do Atlântico Nordeste Oriental e em trechos da bacia do rio Paraguai.

No período de estiagem a elasticidade negativa indica que a redução da precipitação gera maior impacto na diminuição da vazão (Figura 5.5a). Comportamento que pode ser entendido pela incapacidade de recarga das vazões de base, responsáveis pela manutenção das vazões mínimas. Afluentes de grandes rios, principalmente em regiões de cabeceira, mostraram-se mais sensíveis às chuvas diárias, mas não apresentaram propagação dos valores ao longo de grandes rios.

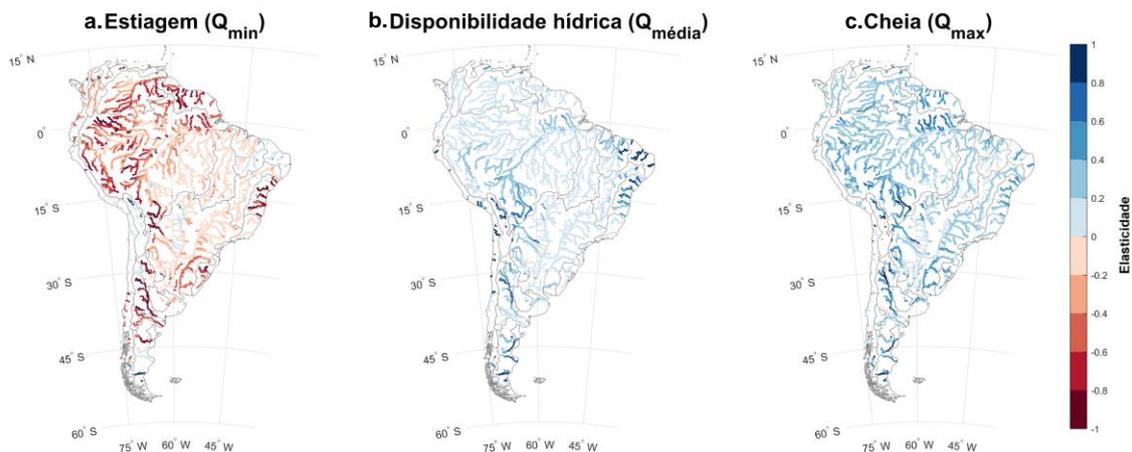


Figura 5.5. Elasticidade das vazões de (a) estiagem (Q_{95}), (b) disponibilidade hídrica ($Q_{m\acute{e}dia}$) e (c) cheia (Q_{10}) na America do Sul, considerando a intensificação de 20% na distribuição temporal diária de precipitação. Foram selecionados rios com área de drenagem superior a 10,000 km².

A elasticidade da vazão média  mudança da distribuição precipitação diária (Figura 5.5b) apresentou padrões espaciais correspondentes  alteração da distribuição sazonal da chuva. Comportamento que pode ser atribuído às precipitações mais intensas que ocorrem no período úmido; portanto, o impacto  atenuado, uma vez que a distribuição não segue estritamente um padrão sazonal. Maiores valores de elasticidade ocorreram na região do semiárido (Atlântico Nordeste e Atlântico Leste) e ao sul da bacia Amazônica (rios Mamoré e Beni). Para a cheia (Figura 5.5c) a intensificação da precipitação diária teve pouca variação na magnitude da elasticidade ($\epsilon = 0.2$ a 0.6). E grandes rios (e.g. Amazonas, Tocantins, Paraguai, Paraná) foram menos sensíveis que os cursos d’água menores ($\epsilon > 0.4$).

Uma mudança no regime de chuvas pode ocorrer por uma combinação de fatores, de modo que um período em que a precipitação anual  maior pode ocorrer devido ao aumento na frequência das chuvas e/ou porque as chuvas são de maior intensidade. Para determinar se tais fatores operam,  necessário analisar sequências de chuvas diárias (Collischonn et al., 2001). O aumento da intensidade da precipitação implicou no aumento do escoamento das vazões média e máxima. Chuvas de grande intensidade, em curtos intervalos de tempo, provocam grandes escoamentos superfciais, mesmo em solos não saturados, podendo ocasionar enchentes, deslizamentos e inundações (Hewlett, 1982).

Diferentemente da alteração do volume de precipitação, nas intensificações sazonal e diária a variação do volume de precipitação anual foi de fato nula (onde o período seco/fraco compensou o mais úmido/intenso, $\Delta = 0$). Apesar disso, a variação da distribuição temporal da precipitação foi maior que 10% na $Q_{m\acute{e}dia}$ anual ($\epsilon = 0.5$, sabendo que $\epsilon = 10\%/20\%$) em 20% das bacias. Portanto, apenas com a alteração da

dinâmica dos períodos de sazonalidade e eventos de chuvas diárias é possível impactar na disponibilidade hídrica de modo substancial.

5.4.4 Sensibilidade da vazão à evapotranspiração potencial

A Figura 5.6, apresenta mapas de elasticidade da vazão à evapotranspiração potencial (ET_p) na América do Sul. Os valores de elasticidade das vazões mínima (Q_{95}), média (Q_{media}) e máxima (Q_{10}) à ET_p , variaram de 0 a -3, de modo que, as maiores magnitudes (cores quentes) sugerem que pequenas mudanças na ET_p podem resultar em variações significativas na vazão.

Durante períodos de estiagem, a ET_p é mais acentuada em regiões secas, como o nordeste brasileiro, que apresentam alta sensibilidade devido à limitada disponibilidade de água, amplificando os seus impactos. Além disso, planícies de inundação no sudoeste do continente (e.g. rio Paraguai) também mostram sensibilidade elevada, podendo estar associada à sua dependência às condições de vazão para manutenção dos ecossistemas de área úmida e da agricultura. Em contrapartida, locais úmidos, como na bacia Amazônica e no rio Uruguai, são menos sensíveis à modificação da ET_p . Comportamento que pode ser atribuído à abundante precipitação anual, que contribui para mitigação dos efeitos da evapotranspiração na vazão. A região central do continente (e.g. rios Tocantins, São Francisco, Paraná) possui predominância de ET_p elasticidade entre 1 e 1.5, sugerindo sensibilidade moderada. Desse modo, o impacto das variações da ET_p não provoca grandes alterações na vazão.

Para a disponibilidade hídrica, os rios, predominantemente, mantêm um escoamento médio mais estável ao longo do tempo, indicando uma elasticidade menor (0.5 a 1) independentemente das flutuações na evapotranspiração. Valores de sensibilidade moderada são encontrados em regiões centrais, (rios Tocantins, São Francisco e Paraná) refletindo a capacidade de adaptação do sistema. Por fim, áreas com valores próximos de 0 indicam menor elasticidade menor, e, portanto, uma resiliência maior às variações da ET_p . Regiões como a bacia Amazônica mostram esta característica, devido à grande disponibilidade hídrica da região, é capaz de absorver variações na evapotranspiração sem mudanças significativas na vazão média.

O mapa de cheia (Figura 5.6c) apresenta valores baixos de elasticidade para regiões como a bacia Amazônica, onde a alta capacidade de armazenamento e a rede fluvial atenuam o efeito da ET_p sobre as vazões máximas. Por outro lado, maiores valores de elasticidade ocorrem no nordeste do Brasil e nas planícies de inundação do sudoeste do continente, indicando que mesmo durante eventos de cheia, essas áreas são sensíveis às variações da ET_p . Isso pode resultar em inundações mais severas ou menos previsíveis, afetando a gestão de riscos e a capacidade de resposta a eventos extremos.

Já a prevalência de valores próximos de 0 (tons roxos) na região norte, particularmente na bacia Amazônica, sugerem baixa sensibilidade e uma capacidade significativa de gerenciar grandes volumes de água, possivelmente influenciada pelas extensas áreas úmidas que atuam como sistemas naturais de armazenamento de água.

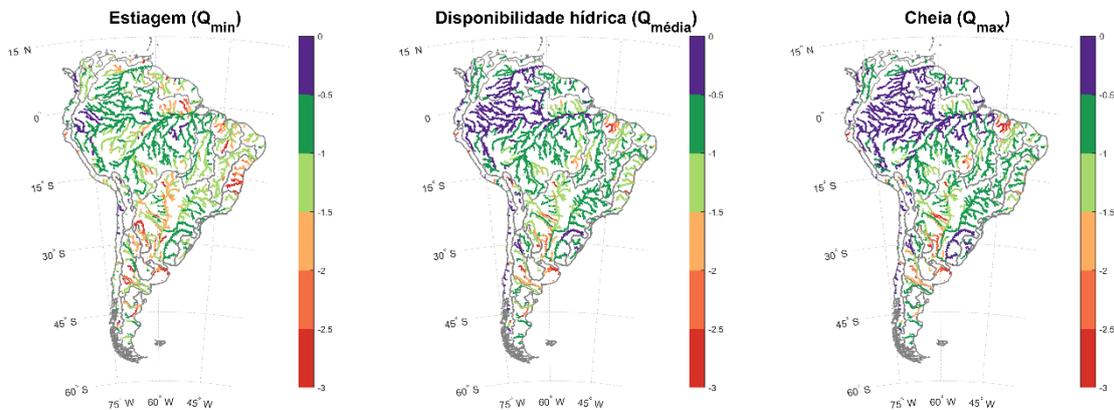


Figura 5.6 Elasticidade das vazões de (a) estiagem (Q_{95}), (b) disponibilidade hídrica ($Q_{m\acute{e}dia}$) e (c) cheia (Q_{10}), à alteração de 20% na evapotranspiração potencial da América do Sul. Foram selecionados rios com área de drenagem superior a 10,000 km².

5.4.5 Sensibilidade média da vazão média à precipitação e evapotranspiração potencial

Os mapas a seguir (Figura 5.7 e Figura 5.8) mostram a razão entre a elasticidade das vazões mínima (Q_{95}) e máxima (Q_{10}) e as vazões médias (Q_m) para as variáveis climáticas precipitação (P) e evapotranspiração potencial (ET_o), respectivamente. Deste modo geral, como abordado no Capítulo 4, as mudanças nas vazões podem ser amplificadas ($\epsilon \gg 1$), neutras ($\epsilon \sim 1$) ou atenuadas ($\epsilon \ll 1$).

Valores de ϵ menores que 1 sugerem que há atenuação na alteração da vazão. Ou seja, um aumento na precipitação não resulta em um aumento proporcional da vazão. Isso pode ser devido à absorção de água pelo solo, infiltração eficiente, ou armazenamento em reservatórios, o que resulta em uma reação amortecida do sistema fluvial. Em termos de gestão hídrica, isso indica que a área pode ser menos suscetível a aumento de enchentes durante períodos de chuva intensa, mas também pode sugerir uma resiliência maior durante períodos de seca.

Valores de ϵ em torno de 1 indicam uma relação neutra entre a variável climática e a vazão. Um aumento na variável climática tende a resultar em um aumento correspondente na vazão, e vice-versa. E valores de ϵ maiores que 1 mostram que a

vazão é sensível às variáveis climáticas, com um comportamento de amplificação, que significa que pequenas mudanças na precipitação podem causar grandes mudanças na vazão. Em termos de enchentes, indica um risco maior de inundações severas. Além disso, pode sinalizar que durante períodos de pouca chuva, a vazão mínima tende a diminuir, aumentando os impactos e riscos de seca.

Na Figura 5.7, áreas marcadas por tonalidades quentes, indicam que a sensibilidade das vazões mínimas e máximas é superior à vazão média ($\epsilon \gg 1$), isto é, ocorre a amplificação da sensibilidade da vazão. Para a vazão mínima, há maior sensibilidade nas regiões Amazônica (e.g. bacia do Amazonas e Orinoco) e Nordeste (e.g. bacia do Atlântico Leste). Já, as vazões máximas apresentam sensibilidade semelhante a vazão média na maior parte da América do Sul, sendo caracterizada como uma sensibilidade neutra. Esse padrão pode ser atribuído à capacidade do ambiente, como a presença de áreas úmidas, em reter e absorver o excesso de água, bem como, em regiões úmidas dominadas por vazão de base em que capacidade de umedecimento é alta.

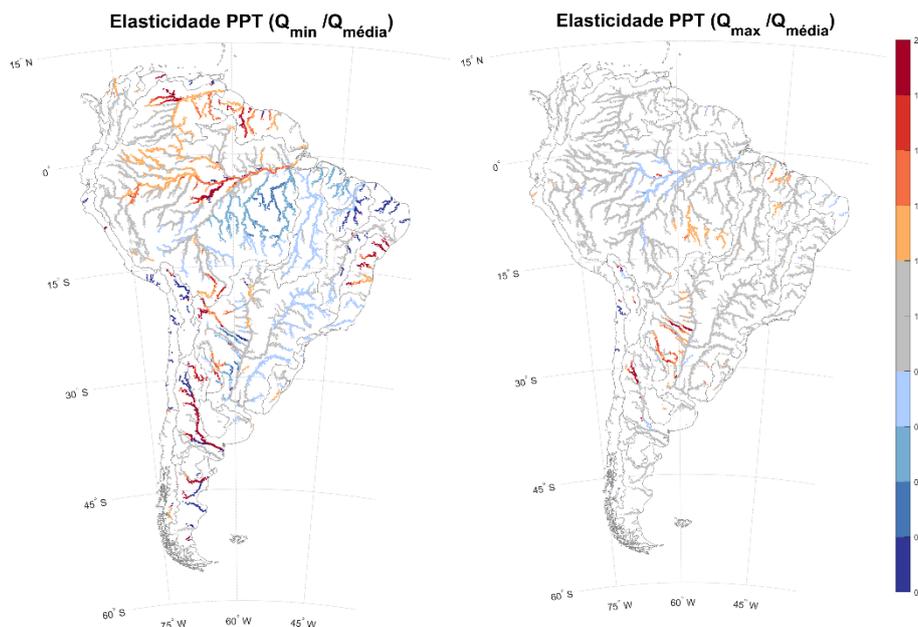


Figura 5.7 Elasticidade média das vazões à precipitação para (a) estiagem ($Q_{95} / Q_{média}$), (b) cheia ($Q_{10} / Q_{média}$)

Na Figura 5.8 é apresentada a razão entre a elasticidade das vazões mínima (Q_{95}) e máxima (Q_{10}) e as vazões médias (Q_m) à evapotranspiração potencial. Nesse caso, o aumento da sensibilidade à ET_0 resulta na redução da vazão. Nas vazões mínimas, regiões com alta elasticidade são predominantes, desse modo, ocorre o maior efeito da elasticidade da ET_0 (amplificação) no Norte, Nordeste e parte da região Central da América do Sul. Isto pode representar uma diminuição significativa da vazão mínima,

apontando para uma vulnerabilidade acentuada durante períodos de alta evapotranspiração. Por outro lado, na vazão máxima ocorre o efeito de atenuação do efeito da elasticidade $\varepsilon \ll 1$, em que o aumento na evapotranspiração não implica em reduções proporcionais significativas na vazão máxima. Isso pode ser típico de regiões com ampla disponibilidade de água ou climas amenos, onde a evapotranspiração é naturalmente menor, como a região da bacia Amazônica. Este efeito de atenuação também foi encontrado para elasticidade à precipitação na região amazônica ($\varepsilon_p < 0.5$), onde a precipitação, atenuação e vazão de base são elevados.

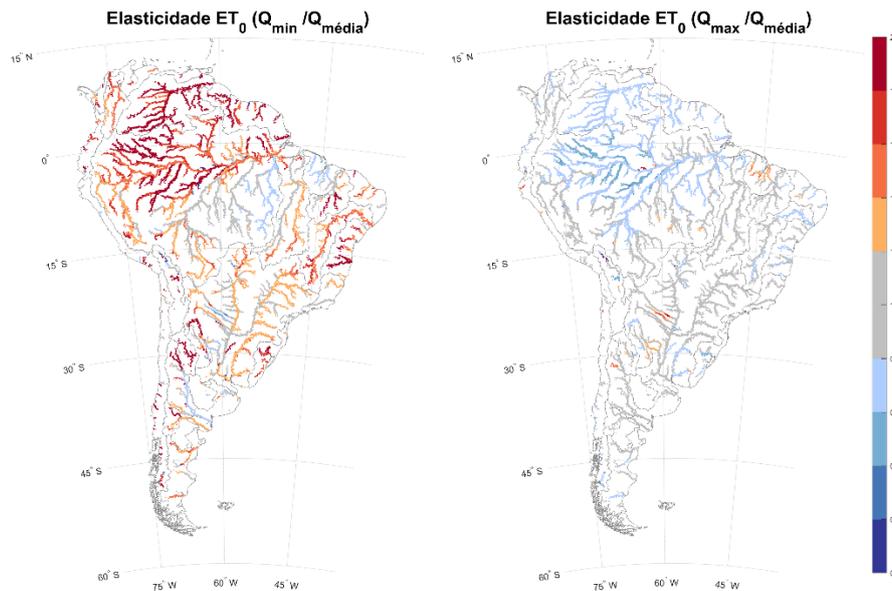


Figura 5.8 Elasticidade média das vazões à evapotranspiração potencial para (a) estiagem ($Q_{95}/Q_{média}$), (b) cheia ($Q_{10}/Q_{média}$)

5.4.6 Curvas de elasticidade da vazão à mudança de precipitação em rios brasileiros

Na Figura 5.9 são apresentados hidrogramas e curvas de elasticidade dos rios (a) Araguaia (Foz), (b) Paraguai, em Assunção (PY), (c) Parnaíba (Foz) e (d) Amazonas (Foz), considerando alterações de $\pm 20\%$ no volume total de precipitação.

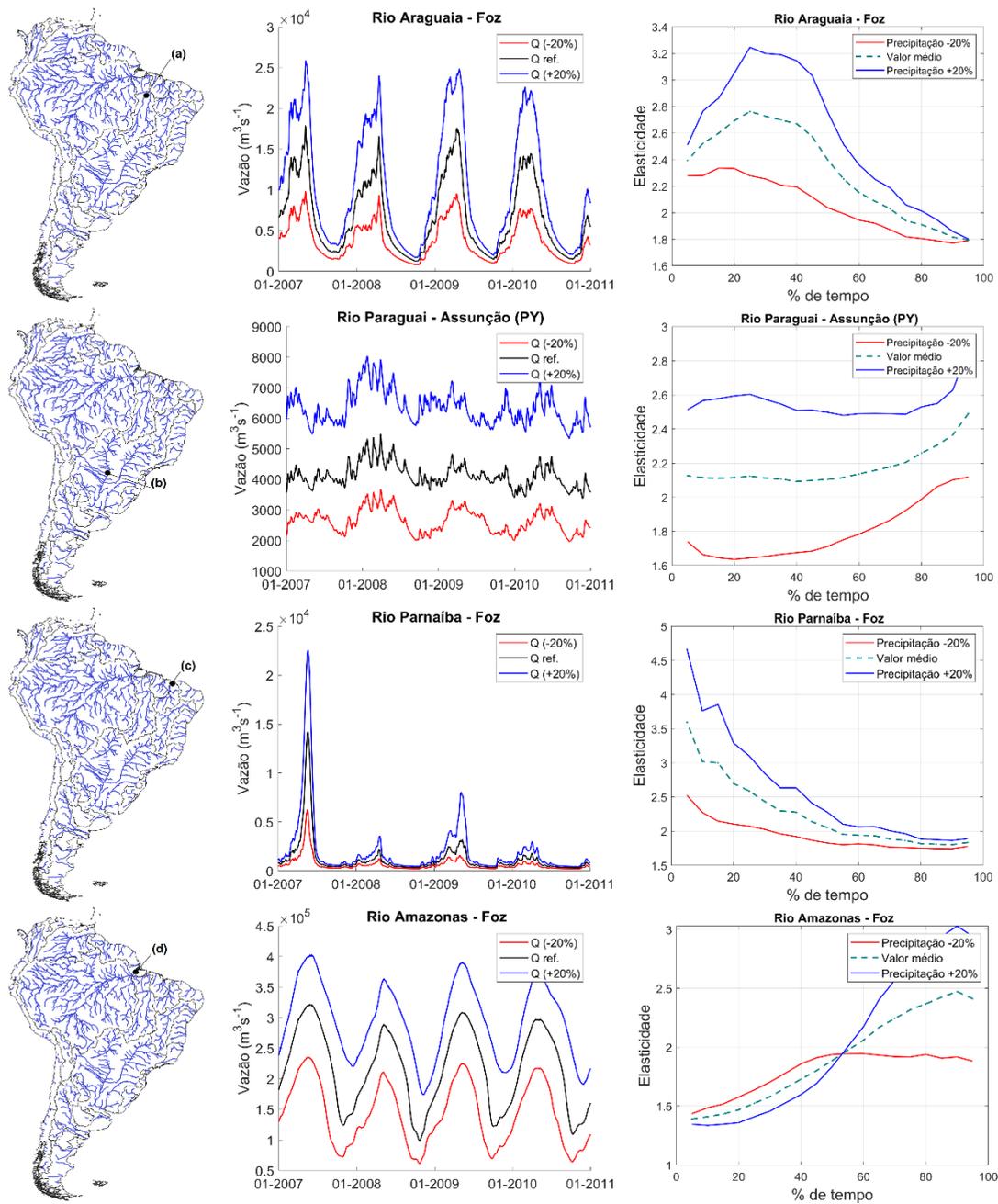


Figura 5.9. Hidrogramas e Curvas de elasticidade dos rios (a) foz do Araguaia (b) Paraguai, em Assunção, (c) foz Parnaíba e (d) foz do Amazonas, simuladas com o modelo hidrológico MGB AS, considerando alterações de $\pm 20\%$ no volume total de precipitação

Segundo Anderson et al., (2023), a sensibilidade da vazão à variação da chuva não é constante ao longo da curva de permanência. No rio Araguaia (Figura 5.9a), localizado na bacia do rio Tocantins, o regime hidrológico é caracterizado por altos picos de vazões durante meses chuvosos, picos secundários nos períodos de vazantes (repiquetes) e períodos de estiagem (Aquino et al., 2005). A curva de elasticidade apresentou maior sensibilidade entre o intervalo de permanência de 20 a 40% no tempo e, decresceu,

cerca de uma unidade, à medida que se aproximou da vazão mínima. Apesar disso, o rio ainda se mostrou sensível à variação da precipitação na estiagem ($\varepsilon = 1,8$).

No estudo realizado por Gomes et al., (2022) na bacia do rio Araguaia, foi evidenciado que as mudanças no uso e cobertura do solo provocaram impactos maiores e mais significativos sobre o regime hidrológico em relação a fatores naturais. Entretanto, vale ressaltar que a região do Baixo Araguaia apresenta sérias condições de risco, por ser climatologicamente mais chuvosa e sensível aos eventos de La Niña.

O rio Paraguai (Figura 5.9b) é caracterizado por uma vasta área de inundação, considerada uma das maiores áreas úmidas contínuas do mundo, apresenta amplitude do pulso de inundação e hidrodinâmica à sazonalidade (Oliveira et al., 2013). A curva de elasticidade apresentou comportamento aplanado até vazões de 60 % permanência no tempo, aumentando a sensibilidade nas vazões mínimas. Curvas aplanadas foram obtidas por Anderson et al., (2023) e atribuídas às características físicas das bacias hidrográficas uma vez que indica que as vazões altas e baixas têm aproximadamente a mesma resposta às mudanças de precipitação dentro de uma bacia particular.

No rio Parnaíba (Figura 5.9c), localizado no semiárido, a variação no nível das águas reflete a influência da estação chuvosa, com uma vazão quase torrencial, e no período de estiagem, composto por rios intermitentes (Lins and de Andrade, 1975). Além da alta magnitude da elasticidade ($\varepsilon > 4$), a curva de elasticidade demonstrou que vazões altas foram mais sensíveis à mudança da precipitação, porém mesmo na estiagem, a sensibilidade possuiu valor de elasticidade igual a 2. Desse modo, a alteração de 20% na precipitação provocaria mudança de 40% no escoamento.

A bacia do rio Amazonas (Figura 5.9d) é o maior sistema fluvial da Terra e possui regime hidrológico com pulsos de inundação sazonal com duração de meses, e dita a estrutura ecológica e a função de suas planícies aluviais (Fleischmann et al., 2023). Na curva de elasticidade as vazões máximas são menos sensíveis que as mínimas. Além disso, a inversão do sinal entre as curvas de aumento/redução da precipitação pode ter sido influenciada pelo efeito das planícies de inundação, uma vez que grandes variações sazonais e interanuais na profundidade e extensão da inundação provocam variações nos níveis de água, a proporção de habitats aquáticos muda consideravelmente (Sorribas et al., 2016).

Cabe salientar que, do ponto de vista do setor hidrelétrico, a sensibilidade das vazões mínimas e médias à mudança do regime de chuvas pode afetar a manutenção dos reservatórios, uma vez que as usinas hidrelétricas são projetadas para atender regimes específicos de vazão (ANA, 2017). Queiroz, (2016) afirma que alterações substanciais nas vazões mínimas e regime sazonal podem afetar fortemente a produção de energia. Além disso, a persistência de déficits de chuvas nos últimos anos tem comprometido a

produção de energia de muitas usinas hidrelétricas em todo o Brasil (Amorim & Chaffe, 2019).

No estudo realizado por Anderson et al., (2023) para os rios dos Estados Unidos, foram encontradas curvas de elasticidade com três formas. Curvas decrescentes com maior sensibilidade às vazões mais altas (e.g., rio Parnaíba), curvas planas sensíveis nos extremos hidrológicos e influenciadas pelas características da bacia (e.g., rio Paraguai) e curvas crescentes, com bacias de maior sensibilidade na vazão baixa (e.g., rio Amazonas), outras bacias têm maior sensibilidade nas vazões médias. Além das curvas citadas por Anderson et al. (2023), neste estudo foram encontradas com novos formatos, concavas e convexas (e.g., rio Araguaia) e que, portanto, podem ser exploradas em estudos posteriores.

5.4.7 Curvas de elasticidade da vazão à mudança de precipitação na América do Sul

Na Figura 5.10 são apresentadas curvas de elasticidade dos rios da América do Sul, considerando alterações de $\pm 20\%$ no volume total de precipitação.

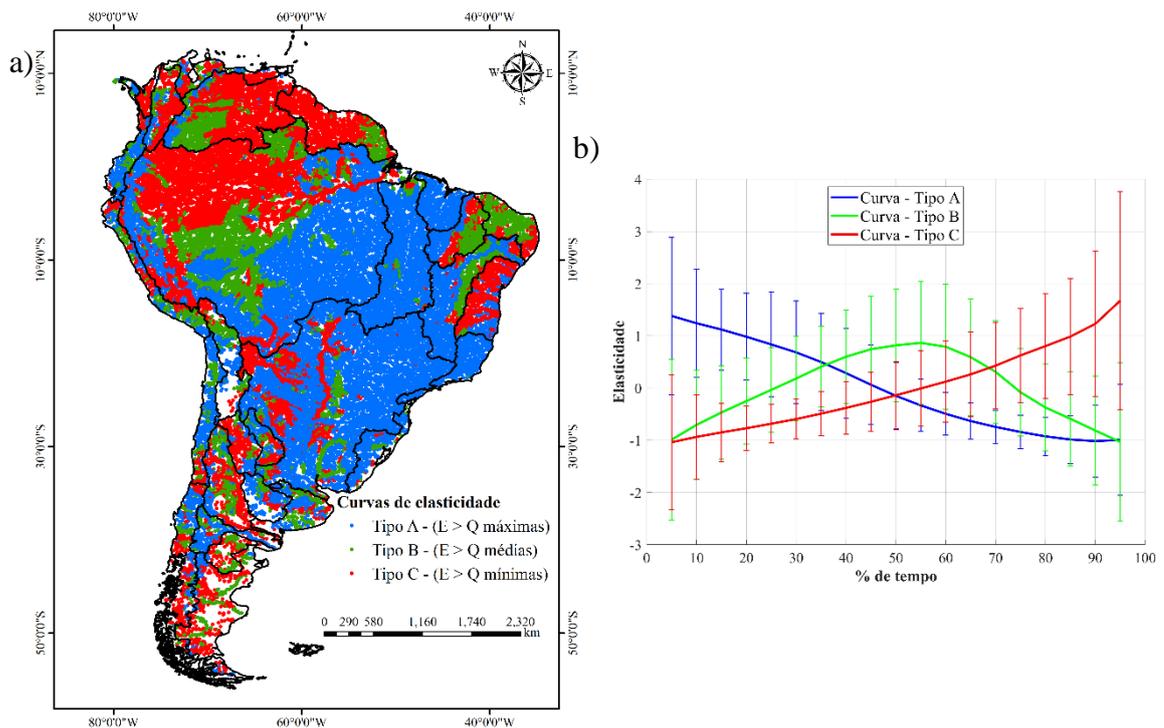


Figura 5.10. (a) Distribuição espacial das curvas de elasticidade das vazões mínima (vermelho), média (verde) e máxima (azul) na América do Sul, considerando alteração média de 20% no volume total de precipitação; (b) Representação gráfica das curvas de elasticidade pela permanência no tempo, Curva - Tipo A (azul), Curva - Tipo B (vermelho) e Curva - Tipo C (verde), contendo barras verticais de erros definidos pelos quartis (25% e 75%).

As curvas normalizadas foram agrupadas de modo que as bacias hidrográficas com formatos de curva semelhantes estivessem no mesmo grupo. A partir da análise de

cluster foram definidos três tipos de curva (A, B e C) representativas do comportamento hidrológico das bacias hidrográficas sul-americanas (Figura 5.10b). A curva do tipo A (Curva Azul) apresenta maior sensibilidade nas maiores vazões, ou seja, aquelas cuja permanência no tempo é menor ($P_{(Q \geq Q_x)} < 30\%$). A curva do tipo B mostra-se mais sensível às vazões médias (Curva Verde), intervalo compreendido entre os percentis de 35% e 70% de permanência no tempo. A curva do tipo C denota maior sensibilidade para vazões mínimas (Curva Vermelha), características do período de estiagem, cuja permanência no tempo é maior ($P_{(Q \geq Q_x)} > 30\%$).

Curvas do tipo A ocuparam a maior parte do continente, principalmente, a região central do Brasil (e.g. Tocantins, São Francisco, La Plata). Curvas do tipo B representaram o comportamento de regiões de transição entre as curvas A e C, como pode ser observado na região do bioma Amazônia e Caatinga (Figura 5.1c). Curvas do tipo C ocorreram com maior frequência na região do Nordeste brasileiro e extremo Sul e Noroeste da América do Sul (e.g. Amazônia, Orinoco e Magdalena).

No estudo realizado por Anderson et al., (2023) para os rios dos Estados Unidos, foram encontradas curvas de elasticidade com três formas. Curvas decrescentes com maior sensibilidade às vazões mais altas, curvas planas sensíveis aos extremos hidrológicos e influenciadas pelas características da bacia e curvas crescentes, mais sensíveis na vazão baixa. Além das curvas citadas do tipo A e C, encontradas por Anderson et al. (2023), neste estudo foram encontradas com novo formato, nesse caso, com formato convexo e maior sensibilidade nas vazões médias.

5.4.8 *Curvas de elasticidade por bioma*

A relação entre precipitação e vazão nos ecossistemas é de fundamental importância para a compreensão dos processos hidrológicos e suas respostas a variabilidades climáticas. Os biomas apresentaram respostas características de elasticidade da vazão às variações na precipitação.

O bioma Amazônia (Figura 5.11) apresentou comportamento caracterizado por maior sensibilidade às vazões médias e mínimas. O regime hidrológico particular da bacia amazônica é diverso, com pulsos de inundação sazonal com duração de meses e planícies aluviais (Fleischmann et al., 2023). Como mostrado na Figura 5.10, a bacia amazônica é composta pelos três tipos de curvas (A, B e C), cujo comportamento conjunto pode ter culminado na menor sensibilidade às altas vazões e o comportamento aplanado na faixa intermediária dos percentis (40% a 60%). Além disso, a curva de elasticidade do bioma Amazônia refletiu a vasta rede fluvial e as grandes extensões de florestas tropicais úmidas, onde a evapotranspiração é significativa. Em períodos de maior precipitação, a capacidade de retenção de água pelo solo e pela vegetação pode explicar a elasticidade negativa, onde o excesso de água é liberado para os rios.

A Caatinga, um bioma semiárido, mostrou variações substanciais ao longo da permanência no tempo e maior sensibilidade nas vazões mínimas. Este bioma, é caracterizado por regiões com temperaturas elevadas, climas árido e semiárido e rios de regime intermitente. Em decorrência da sua adaptação a longos períodos de seca, os solos da Caatinga podem ter capacidade limitada de absorção de água, levando a um escoamento rápido durante chuvas intensas e, conseqüentemente, oscilações na elasticidade da vazão. A curva média de elasticidade apresenta coerência com o comportamento hidrológico, denotando maior sensibilidade às vazões mínimas, como pode ser observado pelo pico em torno do percentil de 60% da permanência no tempo.

Os biomas Cerrado, Mata Atlântica, Chaco, Pantanal, Pampa e Andes tiveram maior sensibilidade nas vazões altas. Apesar disso, cada região possui características particulares. No Cerrado observa-se um decréscimo constante da elasticidade ao longo do tempo de permanência da vazão. Este comportamento pode estar relacionado à sua vegetação adaptada a condições de estresse hídrico, e aos solos profundos e arenosos. Em contrapartida, o Chaco, com sua vegetação esparsa e solos predominantemente argilosos, apresenta uma resposta inicial de declínio na elasticidade seguida de um aumento. Tal dinâmica sugere uma interação entre o escoamento superficial e a infiltração, variando conforme a intensidade e duração da precipitação.

No bioma Pantanal, reconhecido como a maior área úmida do mundo, a classificação de área úmida arenosa é atribuída com base na granulometria dos seus sedimentos (Iriondo, 2004). Este bioma exibiu uma curva de elasticidade com suavização na faixa de 50% a 80%, refletindo sua dinâmica de inundação (e.g. Amazônia). Característica que permite um efeito tampão contra variações rápidas na vazão, atenuando variações abruptas na vazão (e.g. rio Paraguai) (Bravo et al., 2005).

A Mata Atlântica, por outro lado, possui solos ricos em matéria orgânica e uma vegetação densa, resultando em uma maior capacidade de retenção de água. O declínio acentuado observado pode ser reflexo de uma resposta retardada da vazão às variações na precipitação. Já, no Pampa, a predominância de vegetação rasteira (gramíneas e arbustos) e solos rasos (moderadamente) pode resultar em uma rápida resposta da vazão à precipitação, evidenciada pelo declínio da curva de elasticidade.

Os biomas Patagônia e Andes estão em regiões com climas frios, altitude elevada, com presença de neve e, portanto, de difícil representação por meio da modelagem hidrológica. Apesar disso, na Patagônia, onde o clima é, predominantemente, árido frio, e a topografia montanhosa ocorre uma complexa interação entre precipitação, escoamento superficial e infiltração, levando a uma curva suave de elasticidade. Neste bioma a curva de elasticidade foi mais sensível às vazões mínimas, mostrando aspectos similares ao comportamento da Caatinga que possui clima árido quente (Figura 5.11d).

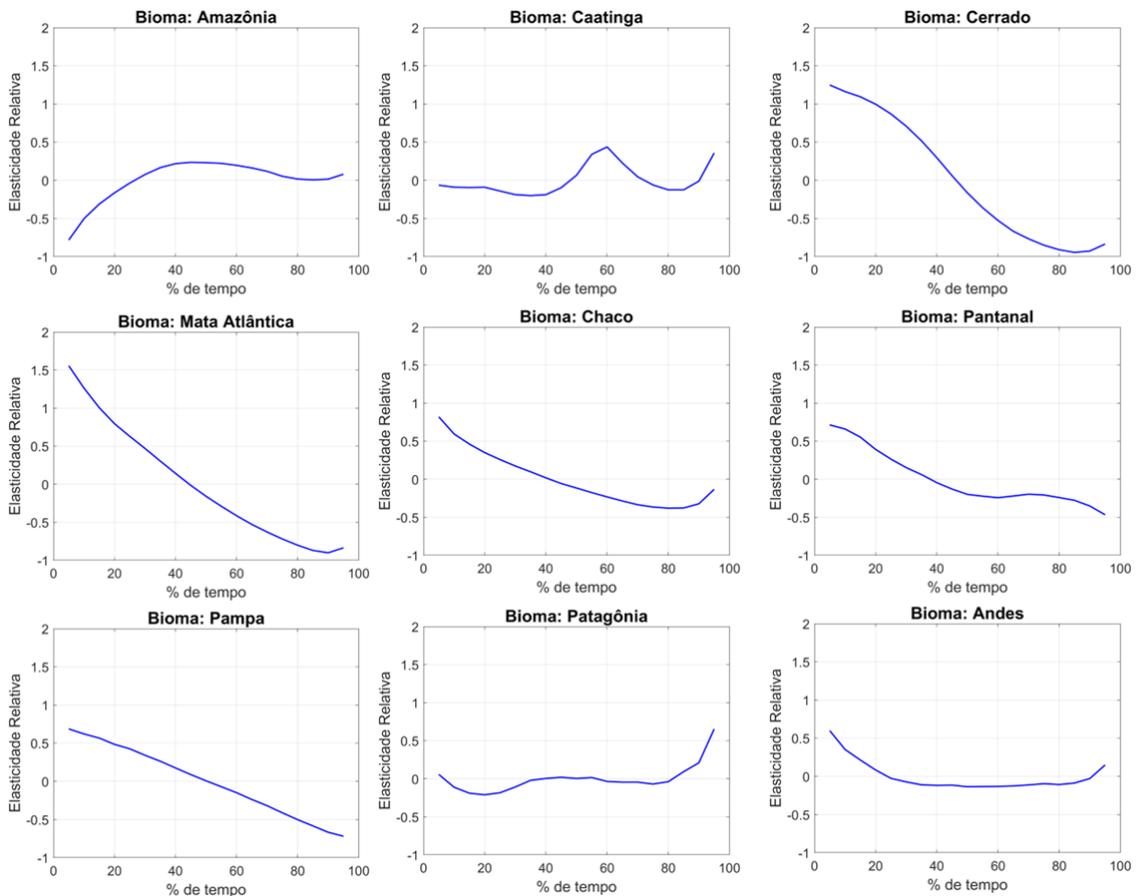


Figura 5.11. Curvas de elasticidade relativa média, considerando a alteração de 20% no volume de precipitação, para os principais biomas da América do Sul.

Nos Andes, houve maior sensibilidade nas vazões altas e comportamento aplanado nas vazões médias (percentis de 30% a 70%). Nesse sentido, Barrera et al., (2020) analisaram a elasticidade da vazão em relação à diminuição de 25% na precipitação e ao aumento de 0.5°C na temperatura de 12 bacias hidrográficas andinas do centro-norte do Chile. A elasticidade da vazão às mudanças de precipitação variou de -0.5 a -1.2, indicando redução na vazão com a diminuição da precipitação. Já a elasticidade da vazão às mudanças de temperatura variou de 0.1 a 0.4, indicando o seu aumento.

5.4.9 Curvas de elasticidade por tipologia climática

O clima tropical úmido (Figura 5.12) apresentou elasticidade crescente à medida que se aproximou das vazões mínimas, enquanto no clima tropical moderadamente úmido as vazões médias mostraram-se mais sensíveis. Os climas Tropical seco e Temperado apresentaram maior sensibilidade nas vazões máximas, enquanto o clima Árido foi mais sensível nas vazões médias e mínimas.

Os climas e biomas tiveram curvas de elasticidade que responderam de modo correspondente em relação a localização geográfica. O bioma amazônico, composto

majoritariamente pelos climas Tropical Úmido e Tropical Moderadamente Úmido, apresentou curva de elasticidade que refletiu a influência de ambos, com curva no formato parabólico, com maior sensibilidade nas vazões médias e mínimas.

O clima Tropical Seco abrange os biomas Cerrado, Pantanal e parte do Chaco (Figura 5.1c). Padrões similares são encontrados em ambas as curvas de elasticidade, com maior sensibilidade nas vazões máximas e menor nas mínimas. As curvas de elasticidade no clima Temperado, bem como, os biomas abrangidos por ele, (Pampa, porções do Chaco e Mata Atlântica) apresentaram inclinação negativa, indicando que mudanças na magnitude das chuvas tendem a causar maiores impactos nas altas vazões destes biomas.

O clima árido está presente nos biomas Caatinga e Patagônia, com temperaturas opostas, classificado em Árido quente (BWS_h) e frio (BWS_k), respectivamente. Apesar disso, os comportamentos climáticos e fisiográficos responderam de modo correspondente, evidenciando maior sensibilidade nas vazões média e mínima, e picos quase coincidentes na permanência da vazão no tempo. Por exemplo, para Caatinga e clima Árido quente, o maior valor ocorreu em torno do percentil de 60%, já para Patagônia e Árido frio ocorreu entre os percentis de 40% e 60%.

De acordo com a Figura 5.12, no clima Tropical Úmido (Af), grande parte da precipitação do período úmido é convertida em vazão ($E \sim 1$). No período seco, parte da precipitação ainda se destina à evapotranspiração, enquanto o aumento de 20% influencia diretamente a vazão mínima. Em contrapartida, no clima Tropical Seco (Aw), cuja estação seca no inverno é bem definida, o aumento de 20% no período seco também possui uma parcela destinada à evapotranspiração, e que durante o período úmido é direcionado a vazão máxima.

O clima Tropical Moderadamente Úmido (Am) é uma transição entre o tipo climático Af e Aw, apresentando temperaturas altas e estação seca de pequena duração, compensada por chuvas intensas. Essa dinâmica atenua efeitos sazonais, tornando as vazões médias mais sensíveis à variação de 20% na precipitação. Já, o clima Temperado (C) é caracterizado por estações bem definidas, com verões amenos e invernos frios, e do mesmo modo que clima Tropical seco, o aumento da precipitação no período úmido implicou no acréscimo da vazão máxima.

O clima BWS_h é caracterizado por escassez de chuvas, grande irregularidade em sua distribuição, forte insolação e índices elevados de evaporação. Apesar da capacidade limitada absorção de água pelo solo, levando a um escoamento rápido durante chuvas intensas, favorecendo a sensibilidade às vazões máximas. O aumento de 20% da precipitação no período seco, às características climáticas e à distribuição desigual das chuvas produz uma curva de elasticidade irregular. Comportamento similar foi

observado no clima BWSk, porém as características que o regulam baseiam-se baixa pluviosidade e temperaturas, incluindo regiões com neve.

Os valores medianos de elasticidade encontrados por Chiew et al. (2006) para diferentes tipologias climáticas em mais de 500 bacias no mundo mostraram-se próximos e correspondentes aos encontrados para América do Sul. Destes, houve maior variação na categoria Af, (Tropical Úmido), sendo $\varepsilon = 1.7$ na América do Sul e $\varepsilon = 1.2$ encontrada por Chiew et al. (2006). Em contrapartida, para o clima 'Temperado' (C, Cs, Cw, Cf) os valores foram maiores que as demais zonas e mostraram-se consistentes.

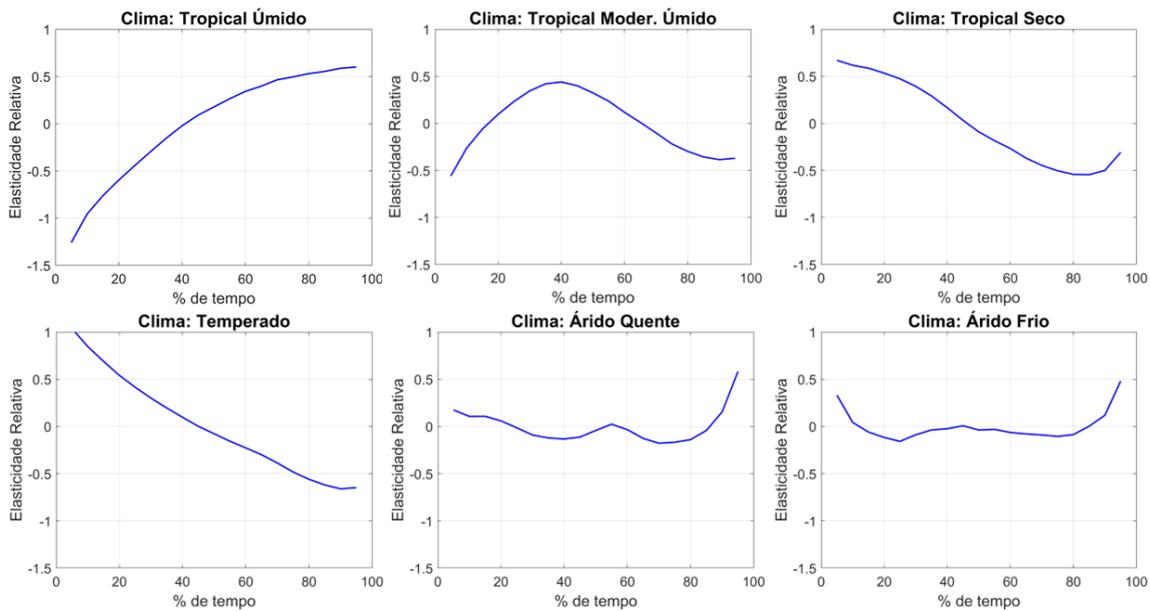


Figura 5.12. Curvas de elasticidade média, considerando a alteração de 20% no volume de precipitação, para as principais tipologias climáticas da América do Sul.

5.4.10 Curvas de elasticidade por bacias hidrográficas

As bacias hidrográficas de grandes rios, geralmente, estão inseridas em regiões com climas e biomas diferentes e, portanto, podem ser influenciadas pela interação destes. Foram selecionadas as principais bacias hidrográficas da América do Sul com intuito de avaliar o comportamento das respectivas curvas de elasticidade. Na Figura 5.13 são apresentadas as curvas de elasticidade para as principais bacias hidrográficas da América do Sul.

A curva de elasticidade da bacia amazônica é o resultado da interação das curvas do bioma Amazônia e dos climas Tropical úmido e Tropical moderadamente úmido, cuja maior sensibilidade ocorre na vazão média. Apesar da diminuição da faixa de variação dos valores da elasticidade, o formato da curva se assemelha ao bioma e clima predominantes (Tropical moderadamente úmido). De acordo com classificação de clusters (Figura 5.10) a bacia Amazônica apresentou curvas do tipo A, B e C, com predominância de curvas do tipo A (42.8%) e transição espacial bem definida entre as

demais curvas B (20.8%) e C (36.3%). E a curva de elasticidade média reflete essa interação entre as curvas.

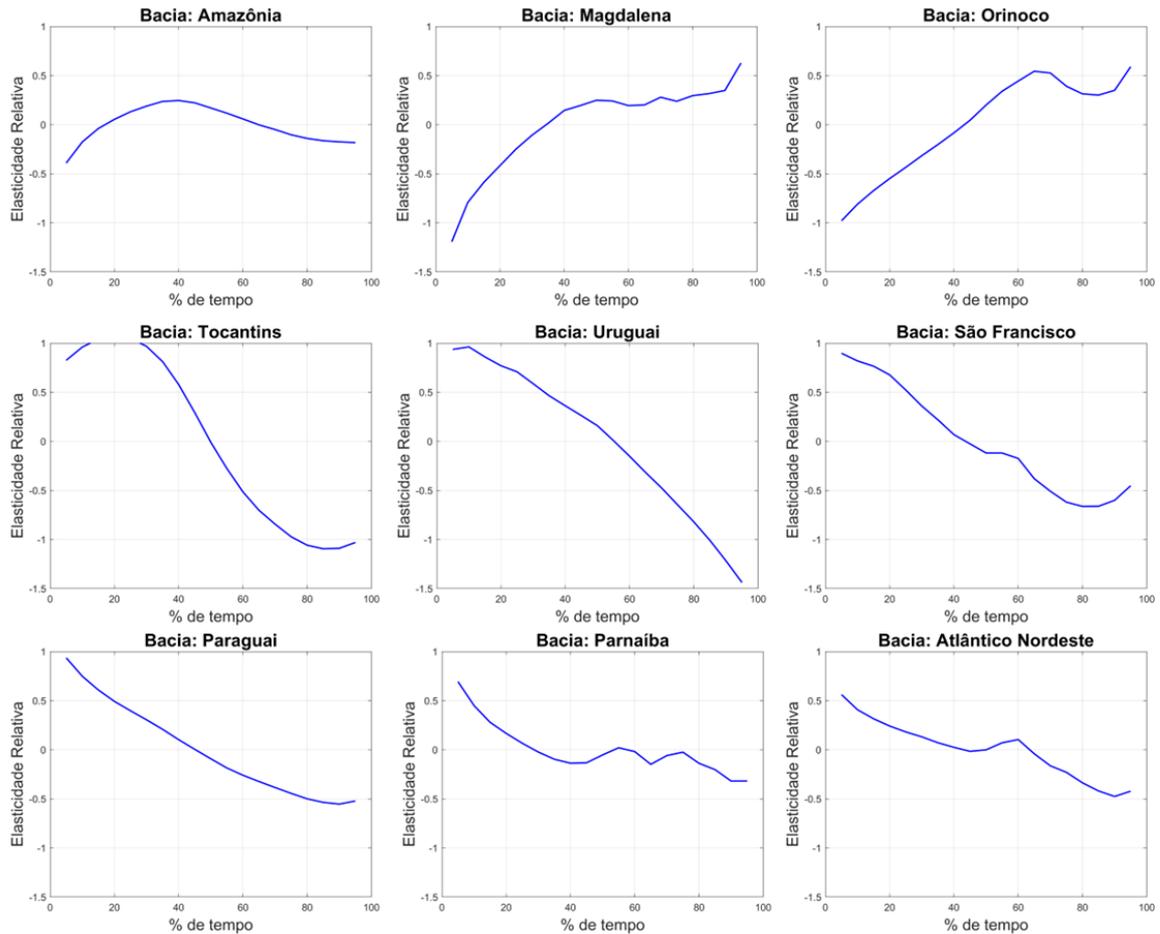


Figura 5.13. Curvas de elasticidade média, considerando a alteração de 20% no volume de precipitação, para as principais bacias hidrográficas da América do Sul.

Apesar da curva média da bacia amazônica apresentar maior sensibilidade nas vazões médias, o seu regime hidrológico é complexo, e caracterizado por regiões mais sensíveis às vazões mínimas e máximas (Figura 5.10). Segundo Fleischmann et al., (2023), na Amazônia tem ocorrido à intensificação do ciclo hidrológico e essas mudanças são capazes de alterar em grande parte as interações rio-várzea. Além disso, mudanças no regime de inundação da bacia amazônica podem produzir impactos sem precedentes em escalas local e global.

As bacias Magdalena e Orinoco tiveram curvas com comportamento próximo, denotando maior sensibilidade nas vazões mínimas, como é mostrado na Figura 5.13. Apesar da predominância de curvas do tipo C, assim como na bacia amazônica, na bacia do rio Magdalena tem-se influência das demais curvas (tipo A e B), que podem ser responsáveis pela atenuação das vazões com permanências de 40% a 80% no tempo.

Na bacia rio Tocantins a curva de elasticidade teve formato similar ao clima Tropical Seco e bioma Cerrado, predominantes na bacia. Comportamento que também ocorreu na bacia do rio Uruguai (bioma Pampa com clima Temperado) e bacia do rio Paraguai (predominantemente, biomas Chaco e Pantanal e o clima Tropical Seco). Salienta-se que o regime de vazão dos afluentes do rio Paraguai é governado principalmente pelo processo de inundação, que reduz as vazões de pico para mais da metade (Bravo et al., 2005) e modifica fortemente a forma dos hidrogramas de montante para jusante ao longo de cada rio.

A bacia do rio São Francisco está inserida numa região que com diferentes tipologias climáticas e características fisiográficas. Nela estão contidos, majoritariamente, os biomas Cerrado e Caatinga e os climas Temperado Seco e Árido quente. O comportamento médio das curvas de elasticidade demonstrou maior sensibilidade nas vazões máximas (e.g. Cerrado e Temperado Seco), com leve aplanamento entre as permanências de 50% a 60% (e.g. Caatinga e Árido quente). Por fim, as bacias do rio Parnaíba e Atlântico Oriental Nordeste, localizadas no semiárido brasileiro, tiveram maior sensibilidade nas vazões máximas. Apesar do declínio da curva ao longo do tempo de permanência, houve aumento em torno de 60%, correspondente ao registrado no clima Árido quente e bioma Caatinga.

Conforme Anderson et al. (2023), a resposta da vazão às variações de precipitação varia ao longo da curva de permanência. Bacias com inclinação positiva têm seus percentis superiores de vazão mais influenciados pelas alterações na precipitação, enquanto em bacias com inclinação negativa, o impacto é maior nos percentis inferiores.

A análise das curvas de elasticidade é uma ferramenta que permite compreender o comportamento hidrológico nas bacias hidrográficas. Esta abordagem, fornece recomendações mais precisas sobre as possíveis fragilidades nos diferentes percentis de permanência da vazão (quantidade de água), visando aspectos de disponibilidade, cheias e estiagens. Informações que podem servir de subsídios para avaliação das demandas ecológicas e ambientais de água em relação aos padrões de vazão em rios com recursos de monitoramento ecológico limitados ou inexistentes (Patil et al., 2022).

A predominância de bacias hidrográficas com maior sensibilidade nas vazões máximas pode implicar em diversos riscos potenciais, como inundações, erosão do solo, danos à infraestrutura, contaminação da água, deslocamento de comunidades, perdas agrícolas e impactos ecológicos. Tiezzi et al. (2019) afirmou que no sul do Brasil todos os modelos de mudanças climáticas indicaram aumento significativo na vazão, agravando os danos inundações que já ocorrem na região.

Fleischmann et al. (2023) salientam que as alterações climáticas observadas na bacia amazônica têm desencadeado consequências significativas para as comunidades ribeirinhas. Informação que, geralmente, contrasta com a noção dos gestores da área

de desastres no Brasil, que sugere que as populações locais da Amazônia são adaptadas às dinâmicas dos sistemas fluviais da região. Os autores reforçam a necessidade de melhorar mapeamento de desastres naturais e seus impactos nas populações humanas. Nesse sentido, compreender a sensibilidade do regime hidrológico nesta bacia pode trazer informações relevantes para o gerenciamento dos recursos/investimentos em meio as mudanças climáticas.

Segundo Jong et al., (2021), nas próximas décadas o Norte e Nordeste do Brasil enfrentarão menos chuvas, mais secas e temperaturas elevadas devido às mudanças climáticas. Isso provocará conflitos pela água e prejudicará comunidades dependentes de hidroeletricidade, agricultura e produção alimentar. A redução na vazão significará menor abastecimento e possíveis prejuízos econômicos (Yates, 1997). Maior sensibilidade nas vazões mínimas pode indicar períodos mais frequentes ou severos de escassez de água. Também pode afetar a disponibilidade de água potável, a irrigação agrícola e outros usos essenciais, bem como os ecossistemas aquáticos, especialmente os habitats ribeirinhos, dependem de vazões mínimas para sustentar biodiversidade e funções ecológicas.

Tiezzi et al., (2019) relataram que, com base nas simulações de vazão média anual feitas pelos modelos hidrológicos SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*) e SLM (*Stochastic Linear Model*) para o período de 2011-2100, prevê-se um decréscimo significativo da vazão no norte do Brasil. Tendo em vista as regiões com maior elasticidade de vazões mínimas e médias, esses resultados sinalizam a necessidade de reconsiderar a política energética atual do país, que visa expandir a produção de energia hidrelétrica na região amazônica.

A sensibilidade das vazões mínimas no semiárido brasileiro pode representar riscos futuros aos usos da água e vulnerabilidade para a população. Considerando a variabilidade da precipitação no Brasil (300 mm/ano a mais de 3.500 mm/ano), uma redução de 10% na precipitação ou vazão em áreas de baixa pluviosidade, como a região semiárida brasileira, habitada por mais de 25 milhões de pessoas, pode resultar em impactos significativos setores de abastecimento de água e a irrigação (Tiezzi et al., 2019).

Cabe salientar que, do ponto de vista do setor hidrelétrico, a sensibilidade das vazões mínimas e médias à mudança do regime de chuvas pode afetar a manutenção dos reservatórios, uma vez que as usinas hidrelétricas são projetadas para atender regimes específicos de vazão (ANA, 2017). Queiroz, (2016) afirma que alterações substanciais nas vazões mínimas e regime sazonal podem afetar fortemente a produção de energia. Além disso, a persistência de déficits de chuvas nos últimos anos tem comprometido a produção de energia de muitas usinas hidrelétricas em todo o Brasil (Amorim and Chaffe, 2019).

A mudança climática pode levar a uma ruptura em relação ao que tem sido geralmente observado nas décadas anteriores. Tanto o aumento quanto a redução no escoamento dos rios implicam em mudanças nas condições de projeto hidrológico. O aumento na vazão tem consequências diretas em infraestruturas, podendo significar um reservatório ou vertedouro subdimensionado, acarretando riscos potenciais de enchentes (Yates, 1997). Além disso, aumentos súbitos da vazão podem causar erosão nas margens dos rios, levando a problemas como sedimentação e alterações no curso dos rios.

Embora este estudo não investigue a causalidade das curvas de elasticidade, os resultados apresentaram estimativas coerentes e correspondentes acerca dos padrões geográficos, climáticos e físicos da AS. Estas informações podem ser aprimoradas e podem apoiar estudos adicionais para investigar os fatores determinantes das mudanças de precipitação.

A resposta dos rios às mudanças climáticas é de fundamental importância para a gestão sustentável dos recursos hídricos, uma vez que a vazão é o principal regulador do ciclo hidrológico. Neste contexto, a análise das curvas de elasticidade da vazão para América do Sul oferece subsídios importantes para avaliação de como os ecossistemas responderão às alterações de precipitação decorrentes das mudanças climáticas.

5.5 CONCLUSÕES

A compreensão das mudanças climáticas ainda é desafiadora, porém a partir de metodologias como a análise de sensibilidade é possível observar tendências e quantificar variações no ciclo hidrológico. Neste estudo, avaliamos a sensibilidade das vazões à variabilidade da precipitação na América do Sul, levando em consideração alterações no volume precipitado e intensificação da sazonalidade e das chuvas diárias. Também foram calculadas curvas de elasticidade para identificação dos diferentes comportamentos das bacias hidrográficas mediante as variações no volume de precipitação.

As vazões mostraram-se sensíveis à alteração no volume da precipitação, gerando altos valores de elasticidade. A intensificação/atenuação da distribuição temporal das chuvas sazonais ou diárias podem comprometer a disponibilidade hídrica. Regiões semiáridas demonstraram maior sensibilidade nas vazões mínima, média e máxima em relação a alterações no volume de precipitação. E observou-se maior consistência espacial na elasticidade para vazões médias e máximas.

A vazão mínima apresentou maior sensibilidade a reduções na variabilidade sazonal da precipitação, enquanto as vazões média e máxima exibiram tendência de aumento. Por sua vez, a sensibilidade da vazão à mudança de distribuição temporal das chuvas diárias

apresentou menor variação espacial e magnitude, nas quais para vazão mínima houve alta elasticidade em regiões de cabeceira dos rios e para as vazões média e máxima menores sensibilidades foram registradas nos grandes rios.

As curvas de elasticidade da vazão para a América do Sul apresentaram três formatos. O Tipo A mostrou-se mais sensível às vazões máximas, enquanto o Tipo B evidenciou maior sensibilidade às vazões medianas. O Tipo C, por sua vez, destacou-se pela sua sensibilidade pronunciada nas vazões mínimas. Esses formatos contribuem significativamente para um entendimento mais aprofundado das respostas das bacias hidrográficas aos eventos hidrológicos extremos.

O comportamento das curvas das bacias hidrográficas, tipologias climáticas e biomas denotou correspondências entre si. Além disso, ressalta-se que as curvas de elasticidade das tipologias climáticas apresentaram padrões bem definidos, que favoreciam o entendimento da sua dinâmica e que influenciaram nas formas das demais curvas (bioma e bacias hidrográficas).

O conceito das curvas de elasticidade pode apoiar a compreensão de como as mudanças na disponibilidade de água afetam a resposta da vazão ao longo do tempo. Além disso, a utilização de uma ferramenta mais robusta, como o modelo hidrológico MGB AS, permitiu a representação do comportamento médio das bacias na América do Sul para cálculo regional de elasticidade e estimativa em locais não medidos.

As descobertas sobre as curvas de elasticidade na América do Sul destacam a importância de uma gestão adaptativa dos recursos hídricos, levando em conta o comportamento hidrológico das bacias hidrográficas às alterações climáticas. O entendimento dessas curvas fornece informações importantes sobre a relação entre precipitação e vazão, servindo como ferramenta na previsão e gestão de eventos extremos e na otimização do uso dos recursos hídricos. Ademais, possibilita o desenvolvimento de estratégias que mitiguem impactos adversos da alteração dos cursos d'água em cada região.

Como mecanismo efetivo de gestão, é imprescindível estreitar e otimizar a comunicação entre cientistas, gestores públicos e profissionais das ciências sociais. Os dados climáticos, especialmente as informações derivadas das curvas de elasticidade, não são aproveitados no processo decisório. Entretanto, a aplicação dessas informações e sua divulgação, juntamente com um engajamento efetivo com formuladores de políticas em escalas locais e nacionais, são passos essenciais (Thornton et al., 2014).

6 COMPARAÇÃO DE DIFERENTES MODELOS NA REPRESENTAÇÃO DE ALTERAÇÃO DE EXTREMOS HIDROLÓGICOS

6.1 INTRODUÇÃO

O ciclo hidrológico terrestre global pode apresentar alterações significativas nas próximas décadas devido a mudanças climáticas (IPCC, 2023). Esses efeitos podem se manifestar tanto em termos hidrológicos médios, como também em mínimos e máximos (e.g. secas e cheias). Eventos extremos impactam diferentes setores ligados a recursos hídricos e a própria gestão da água entre seus usos. Para desenvolver estratégias de adaptação às mudanças climáticas, é necessário entender e prever o comportamento de secas e cheias em contextos futuros.

Dentre desastres naturais, secas são responsáveis pela maior parte do prejuízo econômico (FAO, 2021; Mishra e Singh, 2010; UNDRR, 2021), enquanto cheias são a causa direta de óbitos e danos em infraestruturas (Blöschl, 2022; Mishra et al., 2022). Evidências mostram que mudanças climáticas podem alterar esses eventos em termos de magnitude e frequência (IPCC, 2023). O histórico recente já mostra intensificações de eventos extremos em diversas regiões ao redor do globo (e.g. Chagas et al., 2022; Cui et al., 2018; IPCC, 2023; Wang et al., 2023), o que ressalta a importância de avaliar condições futuras sob essa ótica.

6.1.1 Avaliação de mudanças climáticas na hidrologia

Nesse sentido, alterações futuras de secas e cheias têm sido projetadas para diversas regiões do mundo (e.g. Blöschl et al., 2019; Hirabayashi et al., 2013; Marx et al., 2018; Prudhomme et al., 2013; Satoh et al., 2022), incluindo a América do Sul (e.g. Brêda et al., 2023; Ribeiro Neto et al., 2016). Essas avaliações costumam ser feitas a partir de modelos climáticos e hidrológicos (Hakala et al., 2019). Modelos de Circulação Geral (*General Circulation Model*; GCM) simulam as circulações atmosférica e oceânica de forma acoplada globalmente e são a principal ferramenta para estimativa de condições climáticas futuras. Aplicações em escalas local e regional na hidrologia podem requerer representações mais detalhadas dos processos envolvidos e/ou maior resolução espacial. Dessa forma, resultados de GCMs são normalmente utilizados como dado de entrada em modelos hidrológicos (MH).

Apesar de ser uma prática comum na avaliação de mudanças climáticas, existem limitações importantes relacionadas a essa abordagem. Ela apresenta múltiplas fontes de incerteza, como a definição de práticas socioeconômicas e de manejo do solo futuras

e limitações metodológicas (e.g. parâmetros de calibração e estrutura do modelo; Clark et al., 2016; Hakala et al., 2019; Melsen et al., 2018; Wilby and Dessai, 2010). A influência dessas fontes varia de acordo com a área de estudo e metodologia aplicada (Clark et al., 2016; Hakala et al., 2019). Contudo, quando há convergência entre resultados de GCMs, MHs se tornam uma fonte principal de incerteza se tratando de estimativas de mudanças de longo termo (Melsen et al., 2018).

6.1.2 Limitações da modelagem hidrológica

A capacidade dos MHs em representar extremos sob diferentes condições climáticas ainda é objeto de pesquisa. Modelos tipo *bucket* carecem de dinâmicas lentas em variáveis de estado da bacia (i.e. nível de água subterrânea e umidade do solo), relevantes para a geração de escoamento em condições secas e em grandes escalas de tempo (Fowler et al., 2020; 2021). Essas flutuações podem alterar a relação chuva-vazão da bacia (Chiew et al., 2014; Fowler et al., 2022; Hughes et al., 2012), e sua má representação é principalmente atribuída aos processos de interação entre águas superficiais e subterrâneas. Fowler et al. (2022) avaliaram hipóteses multidisciplinares sobre as causas dessas mudanças após a Seca do Milênio na Austrália. Os autores indicam que a duração da seca e seus impactos sobre o armazenamento de água subterrânea e na zona vadosa foram os principais responsáveis por essas mudanças. Liu et al. (2021) chegaram a uma conclusão semelhante sobre essas causas a partir de uma abordagem de modelagem, mostrando que o armazenamento de água e a disponibilidade para evapotranspiração são fatores importantes para mudanças na relação chuva-vazão.

Como consequência dessas alterações, o desempenho de MHs sob diferentes condições climáticas pode não ser o mesmo, representando um problema para avaliações de vazão no futuro. Isso envolve não apenas a estrutura do modelo, como mencionado anteriormente, mas também seu conjunto de parâmetros. A ausência ou má representação de alguns processos pode gerar respostas equivocadas do modelo em um clima diferente, assim como a calibração pode compensar erros no período de calibração e piorar a representação dos processos (Clark et al., 2016).

Nesse sentido, estudos abordaram as limitações de MHs em projeções futuras (e.g. Brigode et al., 2013; Fowler et al., 2016; Saavedra et al., 2022). A maioria dos estudos avalia modelos por meio de *Differential Split Sample Tests* (DSST; Klemeš, 1986). O método separa séries temporais em períodos contrastantes (i.e. secos e úmidos), nos quais a calibração e validação do modelo são realizadas. Sua eficácia depende não apenas da extensão das séries temporais, mas se contém períodos contrastantes ou não, uma vez que as mudanças climáticas podem levar a estados sem precedentes nas bacias. Ainda assim, pode ser um bom indicativo do desempenho de MHs sob possíveis resultados futuros (Fowler et al., 2016).

Apesar das evidências existentes do desempenho de MHs sob uma perspectiva de mudança climática, a maior parte avaliou modelos concentrados e conceituais. Dessa forma, ainda falta uma análise sobre MHs distribuídos em grande escala e de base fisicamente.

6.1.3 *Objetivo*

O presente estudo avalia MHs de grande escala (regionais e globais) de base física comumente usados em avaliações de mudanças climáticas. A questão abordada é: Os modelos hidrológicos de grande escala são adequados para avaliação de mudanças climáticas se tratando de inundações e secas? A pesquisa quantifica erros entre séries temporais simuladas e observadas para vazões mínimas e máximas anuais e multianuais nos rios da América do Sul.

6.2 METODOLOGIA

Avaliamos a capacidade de MHs na avaliação de alteração de vazões anuais e multianuais extremas sob mudança climática. Na escala anual, abordamos a variabilidade interanual de vazões por meio da métrica KGE (Figura 6.1 – Painel direito 1). Para a avaliação multianual (Figura 6.1 – Painel direito 2), selecionamos períodos secos e úmidos de 5 anos consecutivos a partir de séries temporais observadas (1990-2010) para simular o efeito de uma mudança climática (Figura 6.1 – Painel superior esquerdo). Esta análise foi conduzida para séries de vazões mínimas (Q_{95}) e máximas (Q_{max}) anuais. Tendo selecionado os períodos, comparamos a alteração (ΔQ) entre suas respectivas vazões (Q_{dry} – período seco; Q_{wet} – período úmido; painel superior esquerdo da Figura 6.1) através do que chamamos de "métrica de sensibilidade" (S : razão entre ΔQ simulado e observado; Figura 6.1 – Painel direito 2).

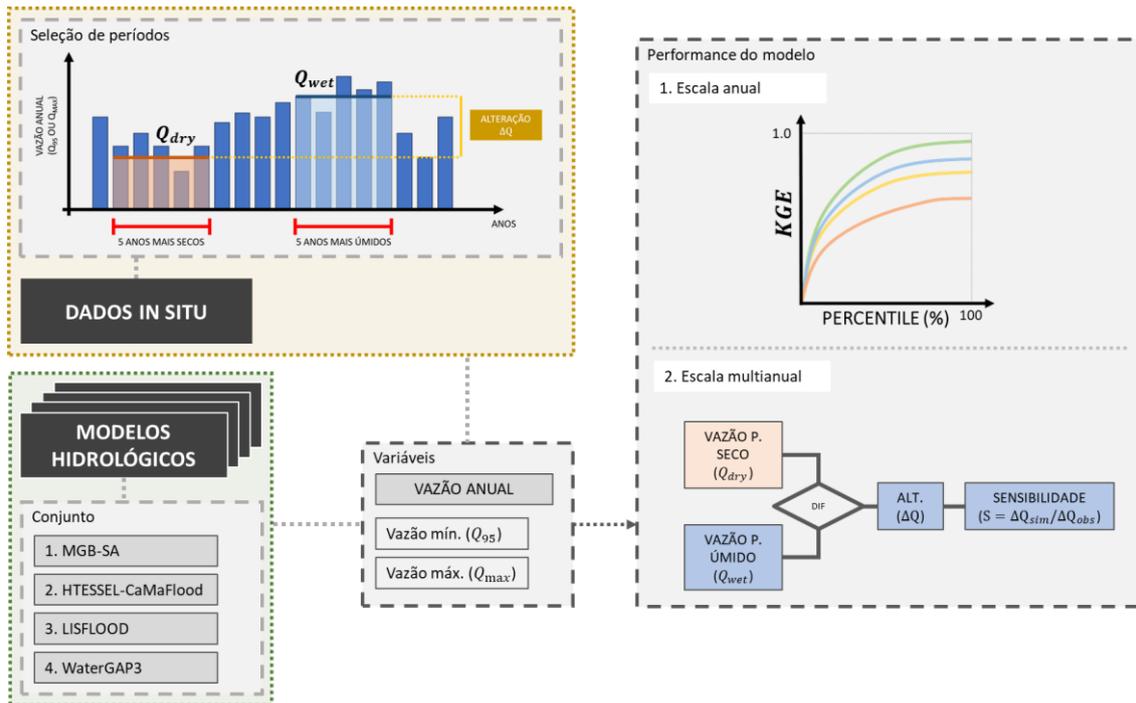


Figura 6.1. Fluxograma representando a avaliação de desempenho dos modelos. O painel superior esquerdo mostra a seleção do período seco/úmido (baseada em dados in situ) e as definições de Q_{dry} , Q_{wet} e ΔQ , enquanto o painel direito mostra a avaliação de desempenho nas escalas (1) anual e (2) multianual.

6.2.1 Bases de dados

Foram avaliados quatro modelos diferentes: MGB-SA (MH regional), HTESSSEL (Modelo de superfície terrestre – LSM global) acoplado com o modelo hidrodinâmico CaMaFlood, LISFLOOD (MH global) e WaterGAP3 (MH global). As bases de dados utilizadas na análise, incluindo as estações de monitoramento, são as mesmas descritas em Siqueira et al. (2018) e são brevemente descritas nos tópicos seguintes. Para informações mais detalhadas, consultar Siqueira et al. (2018).

Modelos hidrológicos

Modelo de Grandes Bacias (MGB-SA; Siqueira et al., 2018): modelo hidrológico-hidrodinâmico para a América do Sul. Ele representa rios com área de drenagem acumulada superior a 1000 km^2 , discretizados em trechos de aproximadamente 15 km . Cada área de contribuição é discretizada em unidades de resposta hidrológicas (URHs), de características homogêneas, onde ocorre o cálculo do balanço hídrico para a posterior propagação até o final do trecho.

Modelos Hidrológicos Globais (GHM) e Modelos de Superfície Terrestre (LSM): as séries de vazão de GHMs e de LSM são as mesmas utilizadas na comparação com o MGB-SA descrita por Siqueira et al. (2018). Os dados são provenientes da base earth2Observe

Water Cycle Integrator (WCI; <ftp://wci.earth2observe.eu>, último acesso: 24 de abril de 2018). Os modelos são listados a seguir:

- (i) HTESEL (LSM) acoplado com CaMa-Flood (modelo hidrodinâmico)
- (ii) LISFLOOD (GHM)
- (iii) WaterGAP3 (GHM)

A Tabela 6.1 mostra algumas informações referentes aos processos considerados nos modelos utilizados, como também à sua estrutura e às bases de dados de entrada:

Tabela 6.1. Comparação da estrutura e das bases de dados dos modelos hidrológicos.
Adaptado de Siqueira et al. (2018)

Modelo	MGB	HTESEL-CaMaFlood	LISFLOOD	WaterGAP3
Interceptação	1 reservatório + evaporação potencial	1 reservatório + evaporação potencial	1 reservatório + evaporação potencial	1 reservatório
Evaporação	Penman-Monteith	Penman-Monteith	Penman-Monteith	Priestley-Taylor
Camadas de solo	Camada única	9 camadas	3 camadas	Camada única
Água subterrânea	Sim	Não	Sim	Sim
Geração de escoamento	Excesso de saturação	Excesso de saturação	Excesso de saturação e de infiltração	Função Beta
Lagos e reservatórios	Não	Não	Sim	Sim
Propagação hidrodinâmica	Propagação inercial 1D no canal, e armazenamento na planície de inundação	CaMa-Flood (propagação inercial 1D)	Onda cinemática dupla 1D (canal + planície de inundação)	Manning-Strickler
Processos na planície de inundação	Evaporação e infiltração	Não	Não	Não
Usos d'água	Não	Não	Sim	Sim
Resolução	Comprimento fixo (~15 km)	0.25 ^o	0.1 ^o	0.0833 ^o
Precipitação	MSWEP v1.1*	MSWEP v1.1	MSWEP v1.1	MSWEP v1.1
Clima	CRU v2**	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim

MSWEP – *Multi-Source Weighted Ensemble Precipitation**
CRU – *Climate Research Unit Global Climate***

Dados observados

Estações de medição de várias agências de água sul-americanas foram utilizadas como referência: Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA – Brasil; <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>, último acesso: 24 de abril de 2018), Operador Nacional do Serviço Elétrico (ONS – Brasil; <http://ons.org.br/>, último acesso: 24 de abril de 2018), Instituto Nacional del Agua (INA – Argentina; <http://bdhi.hidricosargentina.gob.ar/>, último acesso: 24 de abril de 2018), Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM – Colômbia; <http://www.ideam.gov.co/solicitud-de-informacion>, último acesso: 24 de abril de 2018), Servicio Nacional de Meteorología y Hidrología (SENAMHI – Peru e Bolívia), Dirección General de Aguas (DGA – Chile; <http://snia.dga.cl/BNAConsultas/>, último acesso: 24 de abril de 2018). Além desses listados, duas fontes adicionais de dados foram utilizadas: Amazon Basin Water Resources Observation Service (ORE-HYBAM; <http://www.ore-hybam.org>, último acesso: 24 de abril de 2018) e Global Runoff Data Centre (GRDC; <http://www.bafg.de/GRDC/>, último acesso: 24 de abril de 2018). As estações selecionadas correspondem a áreas de drenagem de pelo menos 10 000 km² e com um mínimo de 15 anos de dados entre 1990 e 2010.

6.2.2 Seleção de períodos seco e úmido

A seleção dos períodos seco e úmido foi feita a partir da série de dados observados, e seguiu um método similar ao de outros estudos (e.g., Fowler et al., 2016; Saavedra et al., 2022). Aplicamos uma média móvel de 5 anos nas séries anuais de vazão (Q_{95} e Q_{max}) para identificar os 5 anos consecutivos mais secos/úmidos. Foram consideradas apenas estações com um total de 4 anos com dados (sem falhas) dentro da janela. Após a identificação dos períodos, definimos Q_{dry} e Q_{wet} como a média da vazão anual na janela respectiva.

6.2.3 Desempenho dos modelos

Variabilidade interanual

Avaliamos o desempenho dos modelos quanto à variabilidade interanual a partir de séries de Q_{95} e Q_{max} anuais. A análise foi feita a partir da métrica de eficiência de Kling-Gupta (KGE ; Gupta et al., 2009), que compara os termos de correlação, de viés e de coeficiente de variação das séries simulada e observada, conforme a Equação 6.1:

$$KGE = 1 - \sqrt{(1) \quad (2) \quad (3)} \quad (6.1)$$

onde r é a correlação linear entre simulação e observação, $\frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{obs}}$ é o erro da variabilidade da vazão (chamado de amplitude no presente estudo), dado pela razão entre desvios padrão e $\frac{\mu_{sim}}{\mu_{obs}}$ é o viés, dado pela razão entre as médias. A métrica possui um valor ótimo igual a 1.0. Na análise, foram consideradas apenas estações fluviométricas que continham 75% ou mais de anos com dados no período avaliado, sendo “ano com dado” um ano sem falhas.

Além do cálculo do KGE pela equação descrita, calculamos três variações deste índice referentes a cada termo dela: $KGE_{correlação}$, $KGE_{amplitude}$ e $KGE_{viés}$. Essas variações foram calculadas anulando os demais termos que compõem o KGE tradicional. Por exemplo, para a correlação ($KGE_{correlação}$) consideramos os termos de variação (termo 2) e de viés (termo 3) iguais a zero, medindo apenas o efeito da correlação. Isso foi repetido para os demais termos, a fim de analisar a representação de cada um deles sob um mesmo padrão.

Sensibilidade a extremos

Os modelos foram comparados com dados observados em termos de (i) erro de $Q_{período}$ (Q_{dry} e Q_{wet}), (ii) distribuição de ΔQ e (iii) pela métrica de sensibilidade. O erro de $Q_{período}$ indica a acurácia do modelo ao estimar extremos de vazão de longo termo. Ele é dado pela Equação 6.2, onde $Q_{períodoSIM}$ e $Q_{períodoOBS}$ são vazões do período (seco ou úmido) simuladas e observadas, respectivamente.

$$Erro (\%) = 100 \times \frac{Q_{períodoSIM} - Q_{períodoOBS}}{Q_{períodoOBS}} \quad (6.2)$$

A distribuição de ΔQ mostra a capacidade do modelo em chegar a valores contrastantes entre os períodos seco e úmido. ΔQ é calculado pela Equação 6.3, onde Q_{dry} e Q_{wet} são as vazões do período seco e do período úmido, respectivamente.

$$\Delta Q (\%) = 100 \times \frac{Q_{wet} - Q_{dry}}{Q_{dry}} \quad (6.3)$$

A métrica de sensibilidade (S) é definida pela Equação 6.4, que é a razão entre a amplitude ΔQ simulada e observada. Esse indicador mostra o quanto de uma amplitude observada de vazão é representada pelo modelo em determinado local. Valores maiores (menores) do que 1.0 indicam uma superestimativa (subestimativa) do contraste entre períodos seco e úmido.

$$S = \frac{\Delta Q_{sim}}{\Delta Q_{obs}} \quad (6.4)$$

6.3 RESULTADOS

Os modelos foram avaliados quanto à variabilidade interanual de vazões e quanto às suas estimativas de Q_{dry} e Q_{wet} , de ΔQ e de sensibilidade, e os resultados mostram que as diferenças entre os MHs foram amenizadas ao longo da análise. Apesar de suas diferenças estruturais (ver Tabela 1), os modelos apresentaram sensibilidades similares entre si, com predominância de subestimativas tanto para vazões mínimas, quanto para máximas. Baixos valores de sensibilidade são mais intensos e espalhados na América do Sul para vazões mínimas. Já para as máximas, a sensibilidade é mais equilibrada entre subestimativas e superestimativas, com uma maior mistura na distribuição espacial.

6.3.1 Variabilidade interanual

Os resultados para a variabilidade interanual de vazões apontam para um melhor desempenho do modelo MGB (

Figura 6.2a – vazões mínimas;

Figura 6.2b – vazões máximas), principalmente para as vazões máximas. O parâmetro mais similar entre os modelos globais e o modelo regional se refere à correlação da série. Já para os demais termos (KGE , $KGE_{amplitude}$ e $KGE_{viés}$) as métricas do MGB ficam mais destacadas. Esses resultados indicam que o modelo regional representa melhor valores médios e de variação das vazões anuais em comparação com modelos de maior escala. Contudo, essa diferença se torna menor para vazões mínimas.

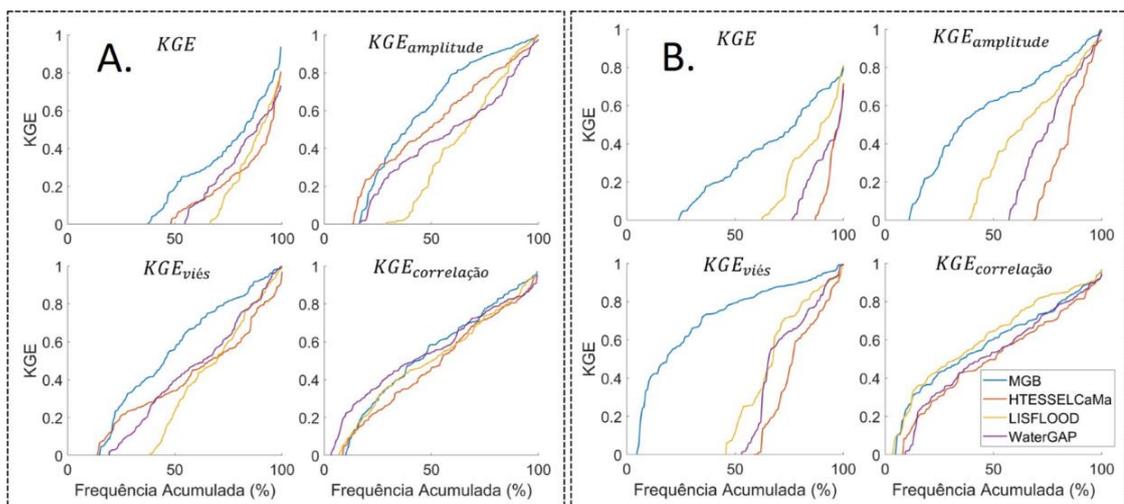


Figura 6.2. Resultados das métricas de representação da variabilidade interanual para vazões (a) mínimas (Q_{95}) e (b) máximas (Q_{max}) para os modelos MGB, HTESEL-CaMaFlood, LISFLOOD e WaterGAP3.

6.3.2 Vazão do período seco e do úmido

O modelo regional MGB apresentou melhores estimativas de Q_{dry} e Q_{wet} em comparação aos modelos globais, principalmente para vazões máximas (Figura 6.3). Ele apresentou uma distribuição centrada em erros baixos, enquanto HTESSEL-CaMaFlood e WaterGAP3 subestimaram as vazões mínimas e superestimaram as máximas. O LISFLOOD foi mais equilibrado entre subestimativas e superestimativas para ambas as vazões avaliadas. No caso do MGB, Q_{dry} (Q_{wet}) é sistematicamente superestimado (subestimado). No entanto, essa distinção não é tão evidente para os demais modelos hidrológicos.

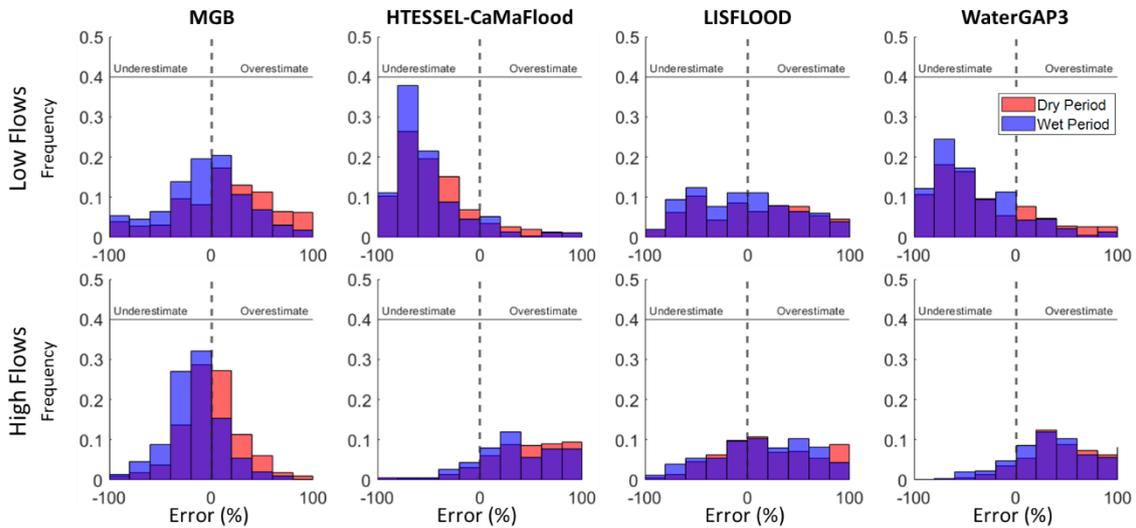


Figura 6.3. Histograma do erro médio de vazões dos períodos seco (Q_{dry} ; vermelho) e úmido (Q_{wet} ; azul). O painel superior se refere às vazões mínimas, e o inferior às máximas. O eixo horizontal indica o erro percentual e o vertical, a frequência em termos de probabilidade.

6.3.3 Amplitude ΔQ entre período seco e úmido

Modelos não conseguem representar a diferença de vazão entre condições climáticas contrastantes (Figura 6.4). Valores simulados de ΔQ para vazões mínimas são restritos a 0-60 % ou 0-100 % e se concentram entre 0-40 %, enquanto os valores observados chegam a 160 % e são mais espalhados ao longo de altas porcentagens. A distribuição de ΔQ para vazões máximas é menos atenuada pelos modelos, especialmente pelo HTESSEL-CaMaFlood e pelo WaterGAP3, embora ainda haja uma predominância de valores baixos de ΔQ simulado. Apesar do melhor desempenho do MGB na estimativa de extremos multianuais de vazão (Q_{dry} e Q_{wet} Figura 6.3), a performance não se traduziu em uma melhor representação de ΔQ . O modelo MGB foi o que mais subestimou a amplitude ΔQ tanto para vazões mínimas, quanto para as máximas, ao lado do modelo LISFLOOD.

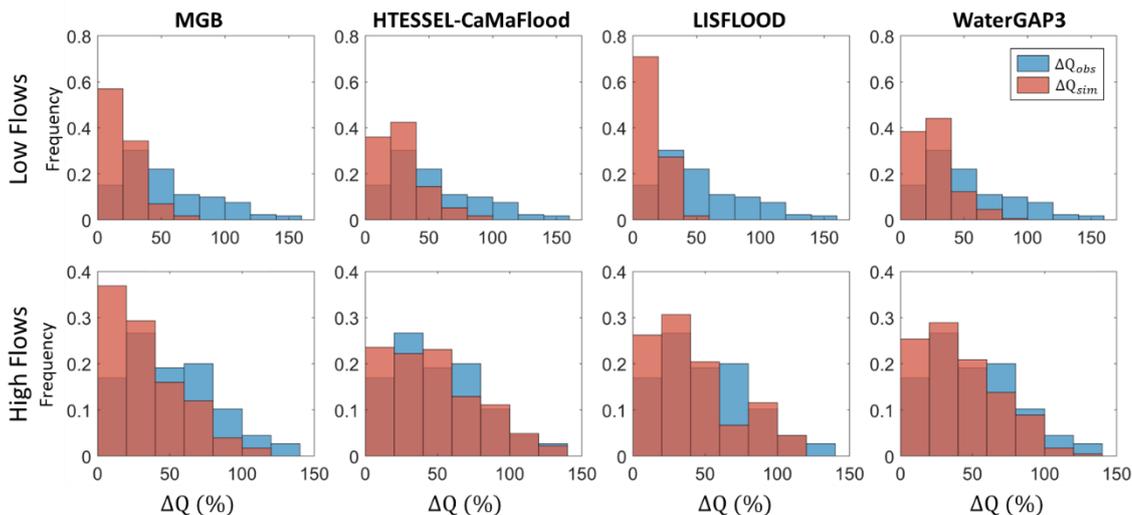


Figura 6.4. Histograma da amplitude de vazão (ΔQ) entre períodos seco e úmido para dados observados (azul) e simulados (vermelho). O painel superior mostra resultados para vazões mínimas, o inferior, para as máximas.

6.3.4 Sensibilidade

Apesar das diferenças entre modelos descritas nos itens anteriores, todos mostraram resultados similares na análise de sensibilidade. A variabilidade multianual de vazões mínimas é amplamente atenuada pelos modelos (especialmente pelo MGB e pelo LISFLOOD; Figura 6.5). Para vazões máximas, seus valores são mais distribuídos entre baixa e alta sensibilidade, embora ainda com uma predominância de subestimativas (Figura 6.5). As regiões sudeste e norte da América do Sul apresentam as maiores concentrações de estações com $S < 1$ para vazões mínimas, enquanto para as máximas, a distribuição espacial é mais divergente entre modelos, sem um padrão claro (Figura 6.6). É interessante notar que grande parte das estações apresenta uma coerência entre valores de sensibilidade para um mesmo trecho de rio, o que pode indicar um comportamento sistemático dos modelos.

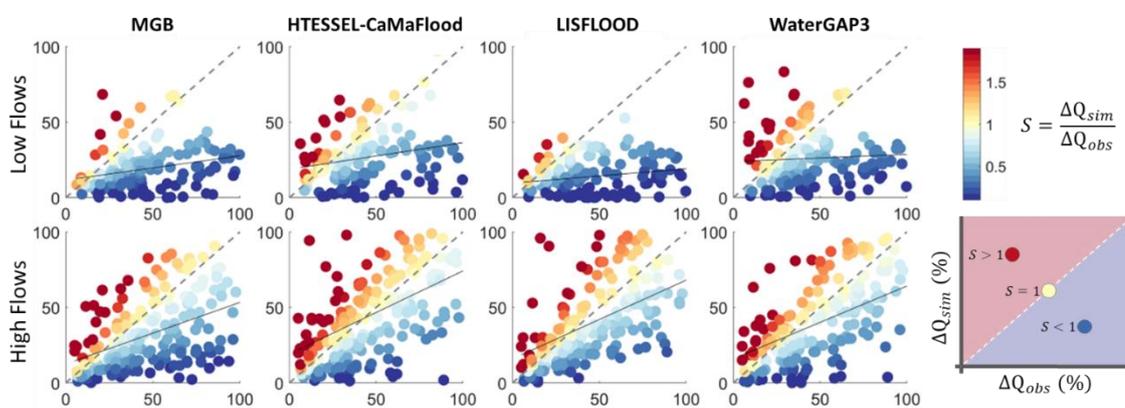


Figura 6.5. Gráfico de dispersão de ΔQ_{obs} (eixo horizontal) e ΔQ_{sim} (eixo vertical) para vazões mínimas (painel superior) e máximas (painel inferior). As cores se referem ao valor de sensibilidade S , com cores avermelhadas indicando alta sensibilidade ($S > 1$) e cores azuladas

indicando baixa sensibilidade ($S < 1$). A linha tracejada representa o comportamento ideal da métrica ($S = 1$), enquanto a linha sólida mostra a regressão linear dos dados.

A Figura 6.6 também mostra a Função de Distribuição Acumulada (FDA) dos valores de sensibilidade para cada modelo. Todas as curvas estão longe do comportamento ideal (painel superior direito da Figura 6.6). Elas mostram uma mistura entre características sistemáticas (painel central direito da Figura 6.6) e aleatórias (painel inferior direito da Figura 6.6). Os modelos MGB e LISFLOOD apresentaram as curvas mais planas para vazões mínimas, e ~90 % das estações indicaram baixa sensibilidade. O HTESSSEL-CaMaFlood e o WaterGAP3 mostraram valores mais distribuídos (~75 % das estações com $S < 1$). Para vazões máximas, a sensibilidade se mostrou mais aleatório, com aproximadamente metade das estações indicando subestimativas e superestimativas (principalmente por parte do HTESSSEL-CaMaFlood e WaterGAP3). Uma série de análises de conjunto de modelos foi realizada, contudo, nenhum resultado se mostrou significativamente melhor do que o dos modelos individuais.

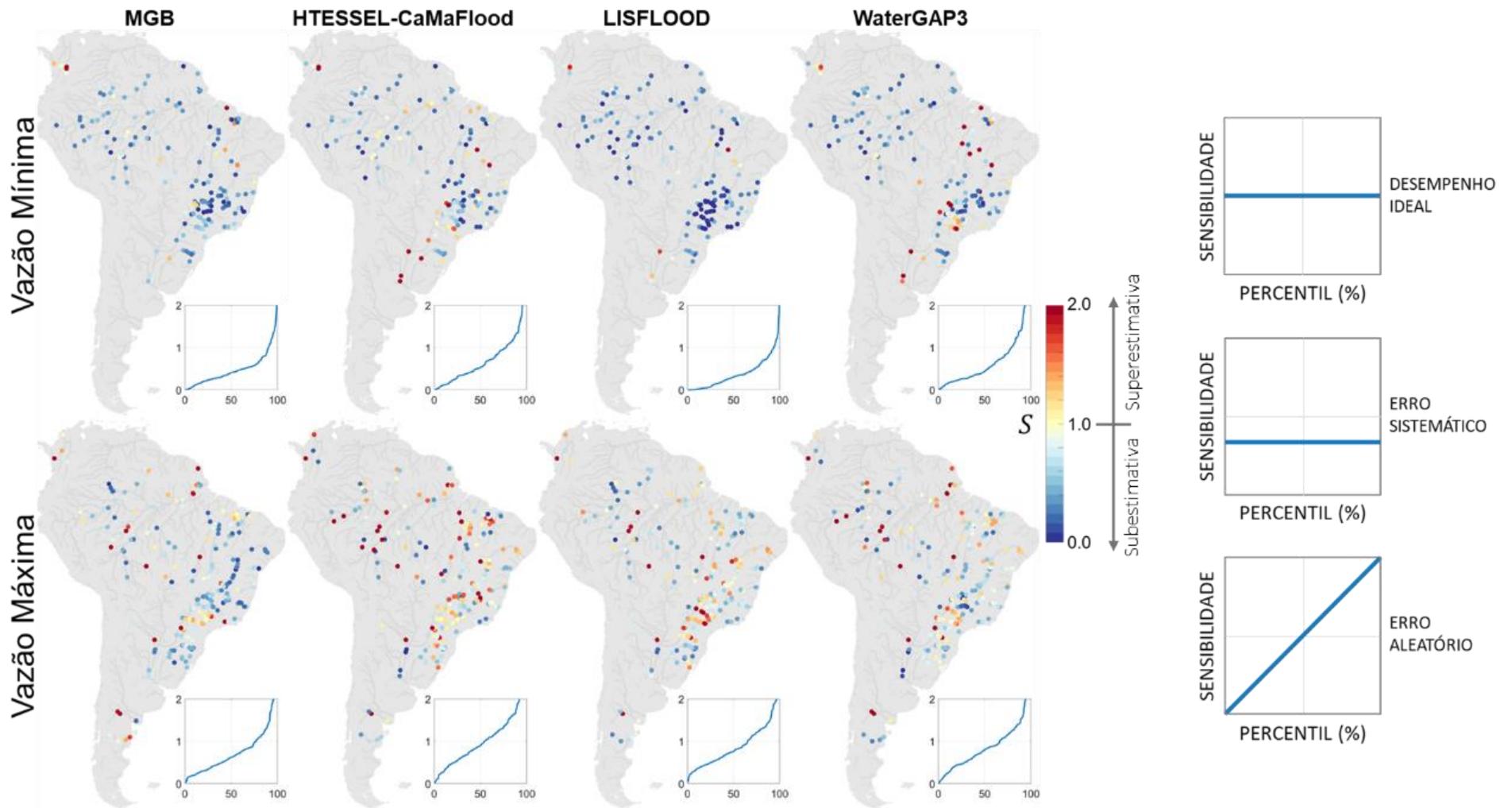


Figura 6.6. Mapas de sensibilidade para vazões mínimas (painel superior) e máximas (painel inferior). Ao lado de cada mapa, consta uma curva de Função de Distribuição Acumulada (FDA) para valores de sensibilidade indo de 0 a 2.

6.4 DISCUSSÃO

6.4.1 Comparação entre modelos

Os MHs avaliados apresentaram sensibilidade similar às dinâmicas multianuais apesar de suas diferenças estruturais, especialmente para vazões mínimas. Comportamentos particulares de cada modelo parecem se suavizar ao comparar a alteração entre períodos secos e úmidos, ao invés de cada período individualmente, ou em escala anual. As estimativas do modelo regional MGB-SA em escalas curtas de tempo (i.e. diária, sazonal e anual) de diferentes variáveis foram mais precisas do que as dos GHMs (Siqueira et al., 2018). Os autores mostraram que essa vantagem diminui conforme a calibração e os processos hidrodinâmicos (i.e. propagação hidrodinâmica e balanço vertical em planícies de inundação) são desconsiderados, concluindo que o conhecimento regional (e.g. representação de processos, conjunto de parâmetros e maior resolução espacial) é relevante nesse contexto. Isso se manteve na análise *KGE* (Seção 6.3.1), que avaliou a variabilidade interanual de vazões extremas. No entanto, ao expandir a escala de tempo da análise, essa vantagem não é tão perceptível, especialmente se tratando da alteração entre período úmido-seco ΔQ . Isso sugere que, em escalas de tempo maiores e condições climáticas diferentes, a influência da calibração e dos processos regionais diminui frente às questões estruturais.

Trotter et al. (2023) mostraram que anos secos consecutivos degradam o desempenho de MHs devido ao acúmulo de viés de superestimativas do balanço hídrico, o que também é apoiado por Fowler et al. (2022) e Liu et al. (2021). As variáveis de estado dos modelos geralmente apresentam flutuações sazonais normais em vez de tendências de declínio observadas em secas prolongadas, principalmente devido à delimitação do armazenamento do solo (Fowler et al., 2020). Essas evidências foram obtidas a partir da avaliação da Seca do Milênio na Austrália, e, embora tenham uma visão baseada em processos, podem motivar pesquisas sobre casos análogos em outras regiões para apoiá-las.

Quanto à representação de flutuações multianuais de vazões máximas, a literatura não é tão ampla quanto para as mínimas. Nossos resultados mostraram que a sensibilidade das vazões máximas apresenta um comportamento aleatório, o que pode não motivar investigações detalhadas focadas na estrutura do modelo. Trotter et al. (2023) encontraram um declínio semelhante para vazões máximas e mínimas, discutindo se essas variáveis compartilham processos responsáveis por suas mudanças na relação chuva-vazão. Essa inconsistência com os resultados aqui apresentados pode ser devido à severidade e à duração do evento avaliado por Trotter et al. (2023). A Seca do Milênio na Austrália durou mais de uma década, enquanto nossa análise foi conduzida para períodos de 5 anos. Além disso, esse evento é conhecido por ter causado mudanças na

relação chuva-vazão, enquanto o período de 1990-2010 não necessariamente tenha apresentado casos semelhantes na América do Sul.

Em nossa análise, a sensibilidade de vazões máximas pode estar mais associada às incertezas das medições, que podem ser elevadas em eventos de cheia. Os MHs também exibiram mais diferenças quando comparados aos resultados para vazões mínimas, particularmente ao comparar o MGB com os outros modelos. Isso poderia ser causado por divergências em alguns conjuntos de dados de entrada. Por exemplo, o MGB usa médias mensais de longo prazo para variáveis climáticas (e.g. radiação), enquanto os outros modelos usam dados diários. Outro tópico está relacionado aos dados de precipitação. Enquanto os GHMs usam produtos de precipitação em *grid* diretamente, o MGB interpola dados de chuva, o que poderia atenuar sua variabilidade nos extremos. Como esses assuntos não são o foco do presente trabalho, eles não são discutidos mais adiante.

6.4.2 Implicações para avaliação de mudanças climáticas

Eventos multianuais extremos (e.g. “mega-secas”) podem alterar a resposta da bacia à precipitação, influenciada pelo armazenamento local e características hidrogeológicas (Chiew et al., 2014; Fowler et al., 2022). Modelos hidrológicos falham em capturar essas mudanças na relação chuva-vazão, especialmente ao lidar com períodos secos, sob condições diferentes àquelas usadas para calibração (Duethmann et al., 2020; Fowler et al., 2016; Saavedra et al., 2022). Projeções climáticas para a América do Sul indicam predominantemente condições mais secas no futuro (Brêda et al., 2020; Cook et al., 2020; IPCC; 2023; Prudhomme et al., 2013; Satoh et al., 2022). Isso pode levar a regimes hidrológicos sem precedentes em várias regiões, comprometendo a validade dos conjuntos de calibração estacionários (Brigode et al., 2013; Deb e Kiem, 2020; Duethmann et al., 2020; Fowler et al., 2016; 2020; Saavedra et al., 2021; Trotter et al., 2023; Vora e Singh, 2022).

Análises de impacto da mudança climática frequentemente consideram a incerteza da modelagem adotando conjuntos de modelos (Brunner et al., 2020; Clark et al., 2016; Hakala et al., 2019; Wilby e Dessai, 2010). Esta abordagem assume uma independência entre os membros do conjunto, e que sua variabilidade abrange a incerteza da modelagem. Nossa análise mostra que mesmo MHs com diferentes estruturas e desempenhos em escalas de tempo pequenas (e.g. diária e anual) apresentam limitações semelhantes em relação à dinâmicas lentas (e.g. escala multianual) de extremos hidrológicos, especialmente vazões mínimas. Levando isso em conta, os resultados indicam que essa questão pode não ser contornada ao utilizar uma abordagem de conjunto de modelos. Ao invés de equilibrar os valores de sensibilidade, um conjunto com deficiências semelhantes de sensibilidade dá um peso maior aos erros.

Assim, é possível que avaliações típicas de mudança climática na hidrologia subestimem o impacto sobre fluxos baixos.

6.4.3 Limitações

Aqui reconhecemos limitações metodológicas do estudo. Primeiramente, o desempenho do modelo foi avaliado sem separar a influência da base de dados de entrada da influência dos parâmetros. Isso pode ser um problema, porque estamos avaliando o desempenho da simulação em vez do desempenho do modelo. Se imaginarmos um bom modelo forçado com conjuntos ruins de dados, é provável que seu resultado não seja tão bom quanto poderia ser. O mesmo pode ser dito para bons conjuntos de dados e calibração ruim ou inexistente. Portanto, nossos resultados correspondem à combinação de estrutura-base de dados-calibração. Apesar disso, todos os modelos avaliados usaram o mesmo conjunto de dados de precipitação (MSWEP v1.1), que é o principal dado de entrada de MHs. Dessa forma, a comparação entre modelos é coerente.

O conjunto de modelos é limitado a apenas quatro MHs. Embora sejam usados em diversas aplicações em hidrologia, algumas avaliações de mudanças climáticas (e.g. Gudmundsson et al., 2021; Satoh et al., 2022; Schewe et al., 2019) têm utilizado um conjunto maior de MHs através do Projeto de Intercomparação de Modelos de Impacto Inter-Setorial (*Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project*; ISIMIP).

Finalmente, a extensão da série temporal (20 anos) limitou a análise a períodos de 5 anos. Não expandimos para escalas de tempo maiores para evitar sobreposições entre períodos secos e úmidos. Independentemente disso, análises com diferentes períodos ainda são importantes, já que a relação chuva-vazão pode responder de maneira diferente a múltiplas escalas de tempo (Zhang et al., 2022b). Muitas avaliações de mudança climática são conduzidas para períodos de pelo menos 20 anos (e.g. Brêda et al., 2020; 2023; Marx et al., 2018), portanto, a sensibilidade poderia variar consideravelmente dos valores apresentados em nosso estudo.

6.5 SÍNTESE E CONCLUSÃO

Este artigo avalia a capacidade de quatro modelos hidrológicos de grande escala em representar mudanças climáticas em vazões mínimas e máximas. Os modelos foram avaliados por sua representação da variabilidade interanual de extremos através da métrica *KGE* e por sua representação de diferentes condições climáticas multianuais. Para isso, selecionamos períodos secos e úmidos de 5 anos no histórico de 1990-2010 para entender como os MHs se comportam sob condições climáticas contrastantes passadas. A análise mostra erros consistentes dos MHs na alteração de vazões mínimas multianuais, corroborando evidências existentes sobre modelos concentrados. O

desempenho para vazões máximas mostrou um comportamento mais aleatório dos modelos.

Nosso estudo mostrou que o atual estado-da-arte da modelagem hidrológica tem limitações na identificação de mudanças de vazão em grandes escalas de tempo (multianuais), especialmente para vazões mínimas. Isso é um problema para a avaliação de mudanças climáticas, uma vez que mudanças de longo prazo são o principal objeto de análise. A consistência entre os resultados dos modelos também mostra que a incerteza dos MHs em relação a este assunto não é capturada por análise de conjunto, pois é uma limitação comum entre diferentes modelos.

Além disso, a má representação de dinâmicas de longo prazo vai além do conhecimento regional. O MH regional teve um desempenho melhor do que os GHMs na escala anual. Isso está de acordo com a comparação de Siqueira et al. (2018) do MGB-SA com os GHMs em escala diária. Isso mostra que o conhecimento regional (i.e. calibração) e a representação de processos mais detalhada (e.g. balanço hídrico em planícies de inundação) são importantes em escalas de tempo diárias a anuais. No entanto, essa relevância é atenuada ao lidar com vazões multianuais sob condições contrastantes (i.e. períodos secos e úmidos).

A modelagem hidrológica é uma ferramenta útil para avaliação de mudanças climáticas. Ela possui grande valor ao fornecer estimativas integradas, informando quais regiões podem esperar mais/menos mudanças do que outras, e se essas projeções são significativas diante da variabilidade natural. No entanto, é preciso ter cuidados ao interpretar resultados quantitativamente. Aspectos de mitigação e adaptação às mudanças climáticas (e.g. projetos estruturais e políticas de outorga de água) precisam de estimativas mais precisas do que as fornecidas pelos MHs nesse contexto. Assim, esforços devem ser feitos para avançar no entendimento de processos a fim de aprimorar MHs na representação de dinâmicas de longo prazo.

7 REFERÊNCIAS

- Ahmadi Dehrashid, A., Valizadeh, N., Gholizadeh, M. H., Ahmadi Dehrashid, H., & Nasrollahizadeh, B. (2022). Perspectives of Climate Change. In *Climate Change: The Social and Scientific Construct* (pp. 369-388). Cham: Springer International Publishing.
- Alexandre, A.M.B., Martins, E.S. (2005). "Regionalização de Vazões Médias de Longo Período para o Estado do Ceará", *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 10(3).
- Alfieri, L., Burek, P., Feyen, L. and Forzieri, G. (2015). 'Global warming increases the frequency of river floods in Europe', *Hydrology and Earth System Sciences* 19(5), 2247–2260 (DOI: 10.5194/hess-19-2247-2015).
- Alimonti, G., Mariani, L., Prodi, F., Ricci, R.A., 2022. A critical assessment of extreme events trends in times of global warming. *The European Physical Journal Plus* 2022 137:1 137, 1–20. <https://doi.org/10.1140/EPJP/S13360-021-02243-9>
- Alvarez-Garreton, C., Boisier, J. P., Garreaud, R., Seibert, J., & Vis, M. (2021). Progressive water deficits during multiyear droughts in basins with long hydrological memory in Chile. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(1), 429-446.
- Amorim, P.B. de, Chaffe, P.B., 2019. Towards a comprehensive characterization of evidence in synthesis assessments: the climate change impacts on the Brazilian water resources. *Clim Change* 155, 37–57. <https://doi.org/10.1007/S10584-019-02430-9>
- ANA, Agência Nacional de Águas (2017). *Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2017: relatório pleno*. Brasília.
- Anderson, B. J., Brunner, M. I., Slater, L. J., and Dadson, S. J.: Elasticity curves describe streamflow sensitivity to precipitation across the entire flow distribution, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. [preprint], <https://doi.org/10.5194/hess-2022-407>, in review, 2023.
- Andréassian, V., Coron, L., Lerat, J., & Le Moine, N. (2015). Climate elasticity of streamflow revisited—an elasticity index based on long-term hydrometeorological records. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss*, 12(4), 3645-3679.
- Aquino, S., Stevaux, J. C., & Latrubesse, E. M. (2005). Regime hidrológico e aspectos do comportamento morfohidráulico do rio Araguaia. In *Ano* (Vol. 6).
- Arias, P.A., et al. 2021: Technical Summary. 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. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 33–144, doi:10.1017/9781009157896.002.

Arora, V. K. (2002). The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of hydrology*, 265(1-4), 164-177.

Asadieh, B., Krakauer, N.Y., 2015. Global trends in extreme precipitation: Climate models versus observations. *Hydrol Earth Syst Sci* 19, 877–891. <https://doi.org/10.5194/HESS-19-877-2015>

Assine, M.L., Silva, A., 2009. Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology* 113, 189–199.

Barichivich, J., Gloor, E., Peylin, P., Brienen, R. J. W., Schöngart, J., Espinoza, J. C., & Pattnayak, K. C. (2018). Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation. *Science Advances*, 4(9). https://doi.org/10.1126/SCIADV.AAT8785/SUPPL_FILE/AAT8785_SM.PDF

Barrera, C., Núñez Cobo, J., Souvignet, M., Oyarzún, J., Oyarzún, R., 2020. Streamflow elasticity, in a context of climate change, in arid Andean watersheds of north-central Chile. *Hydrological Sciences Journal* 65, 1707–1719.

Barreto, G. A. R., Buarque, D. C., Collischonn, W., & Föeger, L. B. (2023). Avaliação da performance do modelo hidrológico MGB em épocas de estiagem: estudo de caso para a bacia hidrográfica do Rio Doce. In *Congreso Latinoamericano de Hidraulica (30.: 2022: [Foz do Iguaçu]. Anales del XXX Congreso Latinoamericano de Hidráulica 2022: volúmen 3: hidráulica de ríos [recurso eletrônico]. Madrid: IAHR, 2023.*

Barros, D. F., & Albernaz, A. L. M. (2014). Possible impacts of climate change on wetlands and its biota in the Brazilian Amazon. *Brazilian Journal of Biology*, 74(4), 810–820. <https://doi.org/10.1590/1519-6984.04013>

Bassiouni, M., Vogel, R. M., & Archfield, S. A. (2016). Panel regressions to estimate low-flow response to rainfall variability in ungaged basins. *Water Resources Research*, 52(12), 9470-9494.

Beck, H.E., Van Dijk, A.I.J.M., De Roo, A., Dutra, E., Fink, G., Orth, R., Schellekens, J., 2017. Global evaluation of runoff from 10 state-of-the-art hydrological models. *Hydrol Earth Syst Sci* 21, 2881–2903.

- Beck, H.E., T.R. McVicar, N. Vergopolan, A. Berg, N.J. Lutsko, A. Dufour, Z. Zeng, X. Jiang, A.I.J.M. van Dijk, D.G. Miralles High-resolution (1 km) Köppen-Geiger maps for 1901–2099 based on constrained CMIP6 projections *Scientific Data* 10, 724, doi:10.1038/s41597-023-02549-6 (2023)
- Berghuijs, W.R., Larsen, J.R., van Emmerik, T.H.M., Woods, R.A., 2017. A Global Assessment of Runoff Sensitivity to Changes in Precipitation, Potential Evaporation, and Other Factors. *Water Resour Res* 53, 8475–8486. <https://doi.org/10.1002/2017WR021593>
- Bertola, M., Viglione, A., Vorogushyn, S., Lun, D., Merz, B., & Blöschl, G. (2021). Do small and large floods have the same drivers of change? A regional attribution analysis in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(3), 1347-1364.
- Beven, K. J. (2011). *Rainfall-runoff modelling: the primer*. John Wiley & Sons.
- Beven, K. J.: A history of the concept of time of concentration, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 24, 2655–2670, <https://doi.org/10.5194/hess-24-2655-2020>, 2020.
- Beven, K.: The era of infiltration, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 25, 851–866, <https://doi.org/10.5194/hess-25-851-2021>, 2021.
- Blöschl, G., Bierkens, M. F., Chambel, A., Cudennec, C., Destouni, G., Fiori, A., ... & Renner, M. (2019). Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH)—a community perspective. *Hydrological sciences journal*, 64(10), 1141-1158.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A., & Savenije, H. (Eds.). (2013). *Runoff prediction in ungauged basins: synthesis across processes, places and scales*. Cambridge University Press.
- Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A. et al. (2019). “Changing climate both increases and decreases European river floods”. *Nature* 573, 108–111. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>
- Blöschl, G., Bierkens, M. F., Chambel, A., Cudennec, C., Destouni, G., Fiori, A., ... & Renner, M. (2019). Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH)—a community perspective. *Hydrological sciences journal*, 64(10), 1141-1158.
- Bloschl, G. (2022). Three hypotheses on changing river flood hazards. *Hydrology and Earth System Sciences*, 26(19), 5015–5033. <https://doi.org/10.5194/hess-26-5015-2022>

- Borges de Amorim, P., & Chaffe, P. B. (2019). Towards a comprehensive characterization of evidence in synthesis assessments: the climate change impacts on the Brazilian water resources. *Climatic Change*, 155(1), 37–57.
- Bravo, J.M., Collischonn, B., Allasia, D., Collischonn, W., Villanueva, A., Tucci, C.E.M., 2005. Estimativa da perda ou ganho lateral dos rios no Pantanal. I Simpósio de Recursos Hídricos do Sul (AguaSul), Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Santa Maria, Brazil (in Portuguese).
- Breda, J. P. L. F.; Paiva, R.C.D. et al., (2020). Climate change impacts on South American water balance from a continental-scale hydrological model driven by CMIP5 projections. *CLIMATIC CHANGE*, v. 158, p. 1-20, 2020. <https://doi.org/10.1007/s10584-020-02667-9>
- Brêda, J. P. L., de Paiva, R. C. D., Siqueira, V. A., & Collischonn, W. (2023). Assessing climate change impact on flood discharge in South America and the influence of its main drivers. *Journal of Hydrology*, 619, 129284.
- Brigode, P., Oudin, L., Perrin, C. (2013). “Hydrological model parameter instability: A source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change?”, *Journal of Hydrology*, Volume 476, Pages 410-425, ISSN 0022-1694, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.11.012>.
- Brunner, M. I., Melsen, L. A., Newman, A. J., Wood, A. W., & Clark, M. P. (2020). Future streamflow regime changes in the United States: assessment using functional classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(8), 3951-3966.
- Brunner, M. I., Slater, L., Tallaksen, L. M., & Clark, M. (2021). Challenges in modeling and predicting floods and droughts: A review. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 8(3), e1520.
- Brutsaert, W. (2005) *Hydrology, an Introduction*. Cambridge University Press, Cambridge, 618 p. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511808470>
- Cavalcanti, R.Z.K. (2010). Região Hidrográfica Atlântico Sul: São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Retrieved from https://biblioteca.ana.gov.br/sophia_web/
- Cavalcanti, R.Z.K. (2010). Região Hidrográfica São Francisco: Bahia, Minas Gerais, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, Goiás e Distrito Federal. Retrieved from https://biblioteca.ana.gov.br/sophia_web/
- Chagas, V.B.P., Chaffe, P.L.B. & Blöschl, G. Climate and land management accelerate the Brazilian water cycle. *Nat Commun* 13, 5136 (2022). <https://doi.org/10.1038/s41467-022-32580-x>

- Chagas, V. B., Chaffe, P. L., & Blöschl, G. (2022). Process controls on flood seasonality in Brazil. *Geophysical Research Letters*, 49(5), e2021GL096754.
- Chagas et al., Low flow hydrology. In review.
- Chiew, F. H., Peel, M. C., McMahon, T. A., & Siriwardena, L. W. (2006). Precipitation elasticity of streamflow in catchments across the world. IAHS publication, 308, 256.
- Chiew, F.H.S. (2006). "Estimation of Rainfall Elasticity of Streamflow in Australia". *Hydrological Sciences Journal*, 51, 613-625. <http://dx.doi.org/10.1623/hysj.51.4.613>
- Chiew, F.H.S.; Potter, N.J.; Vaze, J.; Petheram, C.; Zhang, L.; Teng, J.; Post, D.A. Observed hydrologic non-stationarity in far south-eastern Australia: Implications for modelling and prediction. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 2014, 28, 3–15.
- Chou, C., Chiang, J. C. H., Lan, C. W., Chung, C. H., Liao, Y. C., & Lee, C. J. (2013). Increase in the range between wet and dry season precipitation. *Nature Geoscience* 2013 6:4, 6(4), 263–267. <https://doi.org/10.1038/ngeo1744>
- Chou, S. C., Lyra, A., Mourão, C., Dereczynski, C., Pilotto, I., Gomes, J., Bustamante, J., Tavares, P., Silva, A., Rodrigues, D., Campos, D., Chagas, D., Sueiro, G., Siqueira, G., & Marengo, J. (2014). Assessment of Climate Change over South America under RCP 4.5 and 8.5 Downscaling Scenarios. *American Journal of Climate Change*, 03(05), 512–527. <https://doi.org/10.4236/AJCC.2014.35043>
- Clark, E.A., Sheffield, J., van Vliet, M.T.H., Nijssen, B., Lettenmaier, D.P., 2015. Continental runoff into the oceans (1950–2008). *J Hydrometeorol* 16, 1502–1520.
- Clark, M.P., Wilby, R.L., Gutmann, E.D. et al. (2016). "Characterizing Uncertainty of the Hydrologic Impacts of Climate Change". *Curr Clim Change Rep* 2, 55–64. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0034-x>
- Collischonn, W., & Fan, F. M. (2013). Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. *Hydrological Processes*, 27(18), 2614-2622.
- Collischonn, W., & Dornelles, F. (2022). Hidrologia para engenharia e ciências ambientais. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1, 336.
- Collischonn, W., Jardim, P. F., & Fontana, R. B. (2021). Redução da vazão no Rio Carinhanha nos últimos anos pode ser explicada pela redução da chuva. Simpósio

Brasileiro de Recursos Hídricos (24.: 2021: Belo Horizonte). Anais [recurso eletrônico]. Porto Alegre: ABRHidro, 2021.

Collischonn, W., Tucci, C. E. M., & Clarke, R. T. (2001). Further evidence of changes in the hydrological regime of the River Paraguay: Part of a wider phenomenon of climate change? *Journal of Hydrology*, 245 (1–4). [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00348-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00348-1)

Collischonn, W., Fleischmann, A., Paiva, R. C., & Mejia, A. (2017). Hydraulic causes for basin hydrograph skewness. *Water Resources Research*, 53(12), 10603-10618.

Conway, D. and Hulme, M. 1996. The impacts of climate variability and future climate change in the Nile basin on water resources in Egypt. *International Journal of Water Resources Development* 12(3): 277-296.

Cooper, M. G., Schaperow, J. R., Cooley, S. W., Alam, S., Smith, L. C., & Lettenmaier, D. P. (2018). Climate elasticity of low flows in the maritime western US mountains. *Water Resources Research*, 54(8), 5602-5619.

Coron, L., Andréassian, V., Perrin, C., Bourqui, M., & Hendrickx, F. (2014). On the lack of robustness of hydrologic models regarding water balance simulation: a diagnostic approach applied to three models of increasing complexity on 20 mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 727-746.

Coron, L., Andréassian, V., Perrin, C., Lerat, J., Vaze, J., Bourqui, M., & Hendrickx, F. (2012). Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions: An experiment on 216 Australian catchments. *Water Resources Research*, 48(5).

Cuartas, L. A., Cunha, A. P. M. D. A., Alves, J. A., Parra, L. M. P., Deusdará-Leal, K., Costa, L. C. O., Molina, R. D., Amore, D., Broedel, E., Seluchi, M. E., Cunningham, C., Alvalá, R. C. D. S., & Marengo, J. A. (2022). Recent Hydrological Droughts in Brazil and Their Impact on Hydropower Generation. *Water (Switzerland)*, 14(4), 601.

Deb, P., & Kiem, A. S. (2020). Evaluation of rainfall–runoff model performance under non-stationary hydroclimatic conditions. *Hydrological Sciences Journal*, 65(10), 1667-1684.

Deusdará-Leal, K., Mohor, G. S., Cuartas, L. A., Seluchi, M. E., Marengo, J. A., Zhang, R., Gonçalves, J. A. (2022). “Trends and Climate Elasticity of Streamflow in South-Eastern Brazil Basins”. *Water*, 14(14), 2245. <https://doi.org/10.3390/w14142245>

Donohue, R. J., Roderick, M. L., & McVicar, T. R. (2011). Assessing the differences in sensitivities of runoff to changes in climatic conditions across a large basin. *Journal of Hydrology*, 406(3-4), 234-244.

- Dooge, J. C. (1992). Sensitivity of runoff to climate change: A Hortonian approach. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(12), 2013-2024. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1992\)073<2013:SORTCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1992)073<2013:SORTCC>2.0.CO;2)
- Duethmann, D., Blöschl, G., & Parajka, J. (2020). Why does a conceptual hydrological model fail to correctly predict discharge changes in response to climate change?. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(7), 3493-3511.
- Eltahir, E. A. B., and P. Yeh (1999), On the asymmetric response of aquifer water level to droughts and floods in Illinois, *Water Resour. Res.*, 35, 1199–1217.
- Fagundes, H. de O., Paiva, R.C.D. de, Brêda, J.P.L.F., Fassoni-Andrade, A.C., Borrelli, P., Fan, F.M., 2023. An assessment of South American sediment fluxes under climate changes. *Science of The Total Environment* 879, 163056.
- Faquini, R. (2010). Região Hidrográfica Amazônica: Amazonas, Acre, Rondônia, Roraima, Amapá, Pará e Mato Grosso. Retrieved from https://biblioteca.ana.gov.br/sophia_web/
- Feng, X., Vico, G., Porporato, A., 2012. On the effects of seasonality on soil water balance and plant growth. *Water Resour Res* 48. <https://doi.org/10.1029/2011WR011263>
- Ferreira, G. M., de Almeida, M. M., da Silva, P. A. B., & Mendonça, A. S. F. 2013 Regionalização de vazões mínimas de referência Q7, 10 para a região compreendida entre as bacias dos rios Doce e Itabapoana, estado do Espírito Santo. *XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos - 2013* ISSN 2318-0358.
- Feulner, G. (2017). Global Challenges: Climate Change. *Global Challenges*, 1(1), 5. <https://doi.org/10.1002/GCH2.1003>
- Field, C.B., Barros, V., Stocker, T.F., Qin, D., Dokken, D., Ebi, K.L., Mastrandrea, M., Mach, K., Plattner, G.K., Allen, S., 2012. IPCC, 2012: Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. A special report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA 30, 7575–7613.
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., ... & Rummukainen, M. (2014). Evaluation of climate models. In *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 741-866). Cambridge University Press.

- Fleischmann, A. S., Paiva, R. C., Collischonn, W., Sorribas, M. V., & Pontes, P. R. (2016). On river-floodplain interaction and hydrograph skewness. *Water Resources Research*, 52(10), 7615-7630.
- Fleischmann, A.S.; Brêda, J.P.F.; Passaia, O.A.; Wongchuig, S.C.; Fan, F.M.; Paiva, R.C.D.; Marques, G.F.; Collischonn, W. Regional scale hydrodynamic modeling of the river-floodplain-reservoir continuum. *JOURNAL OF HYDROLOGY*, v. online, p. 126114, 2021.
- Fleischmann, A. S., Papa, F., Hamilton, S. K., Fassoni-Andrade, A., Wongchuig, S., Espinoza, J.-C., Paiva, R. C. D., Melack, J. M., Fluet-Chouinard, E., Castello, L., Almeida, R. M., Bonnet, M.-P., Alves, L. G., Moreira, D., Yamazaki, D., Revel, M., & Collischonn, W. (2023). Increased floodplain inundation in the Amazon since 1980. *Environmental Research Letters*, 18(3), 034024. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/acb9a7>
- Fleischmann, Ayan Santos, Papa, F., Fassoni-Andrade, A.C., Hamilton, S.K., Correa, S.W., Nascimento, A.Z.A., Alves, P.C., Paiva, R.C.D. de, Collischonn, W., 2023. De inundações extremas a terras caídas: mapeando desastres no Rio Amazonas através de satélites e modelagem hidrológica. Encontro Nacional de Desastres (3.: 2023: Niterói, RJ). Eventos extremos e sociedade sob a perspectiva das mudanças climáticas [recurso eletrônico]. Porto Alegre: ABRHidro, 2023.
- Fowler, K. J., Coxon, G., Freer, J. E., Knoben, W. J., Peel, M. C., Wagener, T., ... & Zhang, L. (2021). Towards more realistic runoff projections by removing limits on simulated soil moisture deficit. *Journal of Hydrology*, 600, 126505.
- Fowler, K. J., Peel, M. C., Western, A. W., Zhang, L., & Peterson, T. J. (2016). Simulating runoff under changing climatic conditions: Revisiting an apparent deficiency of conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 52(3), 1820-1846.
- Fowler, K., Coxon, G., Freer, J., Peel, M., Wagener, T., Western, A., ... & Zhang, L. (2018a). Simulating runoff under changing climatic conditions: A framework for model improvement. *Water Resources Research*, 54(12), 9812-9832.
- Fowler, K., Knoben, W., Peel, M., Peterson, T., Ryu, D., Saft, M., ... & Western, A. (2020). Many commonly used rainfall-runoff models lack long, slow dynamics: Implications for runoff projections. *Water Resources Research*, 56(5), e2019WR025286.
- Fowler, K., Peel, M., Western, A., & Zhang, L. (2018b). Improved rainfall-runoff calibration for drying climate: Choice of objective function. *Water Resources Research*, 54(5), 3392-3408.

- Frich, P., Alexander, L. V, Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Tank, A.M.G.K., Peterson, T., 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim Res* 19, 193–212.
- Fu, G., Charles, S. P., Viney, N. R., Chen, S., and Wu, J. Q.: Impacts of climate variability on streamflow in the Yellow River, *Hydrol. Process.*, 21, 3431–3439, 2007.
- Fu, G., Charles, S. P., & Chiew, F. H. S. (2007). A two-parameter climate elasticity of streamflow index to assess climate change effects on annual streamflow. *Water Resources Research*, 43(11).
- Fu, J., Wang, W., 2019. On the lower bound of Budyko curve: The influence of precipitation seasonality. *J Hydrol (Amst)* 570, 292–303.
- Garreaud, R.D., 2009. The Andes climate and weather. *Advances in geosciences* 22, 3–11.
- Giani, G., Rico-Ramirez, M. A., & Woods, R. A. (2021). A practical, objective, and robust technique to directly estimate catchment response time. *Water Resources Research*, 57(2), e2020WR028201.
- Gnann, S. J., Woods, R. A., & Howden, N. J. K. (2019). Is there a baseflow Budyko curve? *Water Resources Research*, 55, 2838–2855. <https://doi.org/10.1029/2018WR024464>
- Gomes, D. J. C., Nascimento, M. M. M., Pereira, F. M., de Moraes Dias, G. F., Meireles, R. R., de Souza, L. G. N., Picanço, A. R. S., & Ribeiro, H. M. C. (2022). Variabilidade da vazão na Bacia Hidrográfica do Rio Araguaia influenciada pela precipitação em anos extremos e desmatamento. *Brazilian Journal of Environmental Sciences (Online)*, 57(3), 451–466.
- Gosling, S. N., & Arnell, N. W. (2016). A global assessment of the impact of climate change on water scarcity. *Climatic Change*, 134, 371-385.
- Grantham, T. E., Carlisle, D. M., McCabe, G. J., & Howard, J. K. (2018). Sensitivity of streamflow to climate change in California. *Climatic Change*, 149, 427-441.
- Grantham, T.E.W., Carlisle, D.M., McCabe, G.J. et al. Sensitivity of streamflow to climate change in California. *Climatic Change* 149, 427–441 (2018). <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2244-9>
- Grimm, A.M., Almeida, A.S., Beneti, C.A.A., Leite, E.A., 2020. The combined effect of climate oscillations in producing extremes: the 2020 drought in southern Brazil. *RBRH* 25, e48.

- Gudmundsson, L., Boulange, J., Do, H. X., Gosling, S. N., Grillakis, M. G., Koutroulis, A. G., Leonard, M., Liu, J., Schmied, H. M., Papadimitriou, L., Pokhrel, Y., Seneviratne, S. I., Satoh, Y., Thiery, W., Westra, S., Zhang, X., & Zhao, F. (2021). Globally observed trends in mean and extreme river flow attributed to climate change. *Science*, 371(6534), 1159–1162.
- Gupta, Hoshin V., Kling, Harald, Yilmaz, Koray K., Martinez, Guillermo F., “Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling”, *Journal of Hydrology*, Volume 377, Issues 1–2, 2009, Pages 80-91, ISSN 0022-1694, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>.
- Hakala, K., Addor, N., Teutschbein, C., Vis, M., Dakhlaoui, H. & Seibert, J. (2019). “Hydrological Modeling of Climate Change Impacts”. In *Encyclopedia of Water*, P. Maurice (Ed.). <https://doi.org/10.1002/9781119300762.wsts0062>
- Harman, C. J., Troch, P. A., & Sivapalan, M. (2011). Functional model of water balance variability at the catchment scale: 2. Elasticity of fast and slow runoff components to precipitation change in the continental United States. *Water Resources Research*, 47(2).
- Her, Y., Yoo, Sh., Cho, J. et al. “Uncertainty in hydrological analysis of climate change: multi-parameter vs. multi-GCM ensemble predictions”. *Sci Rep* 9, 4974 (2019). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-41334-7>
- Hewlett, J. D. (1982). *Principles of forest hydrology*. University of Georgia press.
- Hirabayashi, Y., et al. (2013) Global Flood Risk under Climate Change. *Nature Climate Change*, 3, 816-821. <https://doi.org/10.1038/nclimate1911>
- Horton, R. E. (1933), The role of infiltration in the hydrologic cycle, *Eos Trans. AGU*, 14, 446–460.
- Hughes, J.; Potter, N.; Zhang, L.; Bridgart, R. “Conceptual Model Modification and the Millennium Drought of Southeastern Australia”. *Water* 2021, 13, 669. <https://doi.org/10.3390/w13050669>
- Hulsman, P., Hrachowitz, M., & Savenije, H. H. (2021). Improving the representation of long-term storage variations with conceptual hydrological models in data-scarce regions. *Water Resources Research*, 57(4), e2020WR028837.
- Huntington, T. G. (2010). Climate warming-induced intensification of the hydrologic cycle: an assessment of the published record and potential impacts on agriculture. *Advances in agronomy*, 109, 1-53.

- IPCC, 2013: Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. <https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/>
- IPCC, 2014. Climate change 2014 synthesis report. IPCC: Geneva, Switzerland 1059–1072.
- IPCC, I.P. on C.C., 2022. Global Warming of 1.5°C: IPCC Special Report on Impacts of Global Warming of 1.5°C above Pre-industrial Levels in Context of Strengthening Response to Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/DOI:10.1017/9781009157940>
- Iriondo, M., 2004. Large wetlands of South America: a model for Quaternary humid environments. *Quaternary International* 114, 3–9.
- Ivancic, T. J., & Shaw, S. B. (2015). Examining why trends in very heavy precipitation should not be mistaken for trends in very high river discharge. *Climatic Change*, 133, 681-693.
- Jacob, D., Hagemann, S., 2007. Intensification of the hydrological cycle: an important signal of climate change, in: *Global Change: Enough Water for All? Wissenschaftliche Auswertungen*, pp. 170–173.
- Jong, P. de, Barreto, T.B., Tanajura, C.A.S., Oliveira-Esquerre, K.P., Kiperstok, A., Torres, E.A., 2021. The impact of regional climate change on hydroelectric resources in South America. *Renew Energy* 173, 76–91.
- Kidd, C., Becker, A., Huffman, G. J., Muller, C. L., Joe, P., Skofronick-Jackson, G., & Kirschbaum, D. B. (2017). “So, how much of the Earth’s surface is covered by rain gauges?”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(1), 69-78.
- Kirsti Hakala et al. 2019. Hydrological Modeling of Climate Change Impacts. In *Encyclopedia of Water: Science, Technology, and Society*, edited by Patricia A. Maurice. Copyright © 2019 John Wiley & Sons, Inc. DOI: 10.1002/9781119300762.wsts0062
- Kormos, P. R., Luce, C. H., Wenger, S. J., & Berghuijs, W. R. (2016). Trends and sensitivities of low streamflow extremes to discharge timing and magnitude in Pacific Northwest mountain streams. *Water Resources Research*, 52(7), 4990-5007.

- Laaha, G., Demuth, S., Hisdal, H., Kroll, C. N., van Lanen, H. A., Nester, T., ... & Young, A. (2013). Prediction of low flows in ungauged basins. In *Runoff Prediction in ungauged basins: Synthesis across processes, places and scales* (pp. 163-188). Cambridge University Press.
- Le Lay, M., & Galle, S. (2005). How changing rainfall regimes may affect the water balance: a modelling approach in West Africa. *Regional Hydrological Impacts of Climatic Change: Hydroclimatic variability*, edited by: Franks, S., Wagener, T., Bogh, E., Gupta, HV, Bastidas, L., Nobre, C., and De Oliveira Galvao, C., AISH Publication, 296, 203-210.
- Li, E.; Mu, X.; Zhao, G.; Gao, P.; Shao, H. Variation of runoff and precipitation in the hekou-longmen region of the yellow river based on elasticity analysis. *Sci. World J.* 2014, 2014, 1–11.
- Libonati, R., Geirinhas, J.L., Silva, P.S., Russo, A., Rodrigues, J.A., Belém, L.B.C., Nogueira, J., Roque, F.O., DaCamara, C.C., Nunes, A.M.B., 2022. Assessing the role of compound drought and heatwave events on unprecedented 2020 wildfires in the Pantanal. *Environmental Research Letters* 17, 015005.
- Likas, A., Vlassis, N., Verbeek, J.J., 2003. The global k-means clustering algorithm. *Pattern Recognit* 36, 451–461.
- Lins, R. C., & de Andrade, G. O. (1975). Aspectos hidrográficos da bacia do Parnaíba. *Ciência & Trópico*, 3(2).
- Lins, H. F., and Cohn, T. A. (2003). "Floods in the greenhouse: Spinning the right tale, in applications in flood risk assessment." *Palaeofloods, historical data and climatic variability*, V. R. Thorndycraft, et al., eds., Cent. de Cienc. Medioambientales, Madrid, 263–268
- Liu, J., Zhang, Q., Singh, V.P., Song, C., Zhang, Y., Sun, P., Gu, X., 2018. Hydrological effects of climate variability and vegetation dynamics on annual fluvial water balance in global large river basins. *Hydrol Earth Syst Sci* 22, 4047–4060.
- L'vovich, M. I. (1979), *World Water Resources and Their Future*, translated from Russian by R. L. Nace, 415 pp., AGU, Washington, D. C
- Majone, B., Avesani, D., Zulian, P., Fiori, A., & Bellin, A. (2022). Analysis of high streamflow extremes in climate change studies: how do we calibrate hydrological models? *Hydrology and Earth System Sciences*, 26(14), 3863-3883.
- Marengo, J.A., Ambrizzi, T., Alves, L.M., Barreto, N.J.C., Simões Reboita, M., Ramos, A.M., 2020. Changing Trends in Rainfall Extremes in the Metropolitan Area of São

Paulo: Causes and Impacts. *Frontiers in Climate* 2, 557121.
<https://doi.org/10.3389/FCLIM.2020.00003/BIBTEX>

Marx, A., Kumar, R., Thober, S., Rakovec, O., Wanders, N., Zink, M., Wood, E. F., Pan, M., Sheffield, J., and Samaniego, L.: Climate change alters low flows in Europe under global warming of 1.5, 2, and 3 °C, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22, 1017–1032, <https://doi.org/10.5194/hess-22-1017-2018>, 2018.

McMahon, T., Laaha, G., Parajka, J., Peel, M., Savenije, H. H. G., Sivapalan, M., ... & Yang, D. (2013). Prediction of annual runoff in ungauged basins. In *Runoff Prediction in Ungauged Basins: Synthesis Across Processes, Places and Scales* (pp. 70-101). Cambridge University Press.

Melati, M. D., & Marcuzzo, F. F. N. (2015). Regionalização da Q7, 10 na Bacia do Taquari-Antas (RS) usando regressão simples e robusta: o problema da variável explicativa precipitação. XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.

Meller, A.; Allasia, D., Collischonn, W.; Tucci, C. 2005 Sensibilidade do regime hidrológico de Bacias hidrográficas à variabilidade da precipitação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 5, 13-34.

Melsen, L. A., Addor, N., Mizukami, N., Newman, A. J., Torfs, P. J. J. F., Clark, M. P., Uijlenhoet, R., And Teuling, A. J. (2018). “Mapping (dis)agreement in hydrologic projections”, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22, 1775–1791, <https://doi.org/10.5194/hess-22-1775-2018>

Meresa, H., Tischbein, B., & Mekonnen, T. (2022). Climate change impact on extreme precipitation and peak flood magnitude and frequency: observations from CMIP6 and hydrological models. *Natural Hazards*, 111(3), 2649-2679. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-05152-3>

Merz, B., Blöschl, G., Vorogushyn, S., Dottori, F., Aerts, J. C., Bates, P., ... & Macdonald, E. (2021). Causes, impacts and patterns of disastrous river floods. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(9), 592-609. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00195-3>

Merz, B., Basso, S., Fischer, S., Lun, D., Blöschl, G., Merz, R., ... & Schumann, A. (2022). Understanding heavy tails of flood peak distributions. *Water Resources Research*, 58(6), e2021WR030506.

Milly, P. C., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R. M., Kundzewicz, Z. W., Lettenmaier, D. P., ... & Krysanova, V. (2015). On critiques of “Stationarity is dead: Whither water management?”. *Water Resources Research*, 51(9), 7785-7789.

- Miranda, P.T.; Paiva, R.C.D.; Collischonn, W.; Fagundes, H.O.; Ribeiro, L.C.; Rossi, J.B.; Neto, A.K.; Rios, G.M. (2023). "Falta de sensibilidade a extremos na modelagem hidrológica" in Anais do III Encontro Nacional de Desastres (END), Niterói, Mar, 2023. <https://anais.abrhidro.org.br/job.php?Job=14496>
- Minshall, N. E.: Predicting storm runoff on small experimental watersheds, J. Hydraul. Div.-ASCE, 86, 17–38, 1960
- Mishra, A. K., & Singh, V. P. (2010). A review of drought concepts. Journal of hydrology, 391(1-2), 202-216.
- Mishra, S. K., & Singh, V. (2003). Soil conservation service curve number (SCS-CN) methodology (Vol. 42). Springer Science & Business Media.
- Mishra, A., Mukherjee, S., Merz, B., Singh, V. P., Wright, D. B., Villarini, G., ... & Stedinger, J. R. (2022). An overview of flood concepts, challenges, and future directions. Journal of hydrologic engineering, 27(6), 03122001.
- Nardi, F., Annis, A., Di Baldassarre, G., Vivoni, E. R., & Grimaldi, S. (2019). GFPLAIN250m, a global high-resolution dataset of Earth's floodplains. Scientific data, 6(1), 1-6.
- Naumann, G., Podesta, G., Marengo, J., Luterbacher, J., Bavera, D., Arias Muñoz, C., Barbosa, P., Cammalleri, C., Chamorro, L., Cuartas, A., de Jager, A., Escobar, C., Hidalgo, C., Leal de Moraes, O., McCormick N., Maetens, W., Magni, D., Masante, D., Mazzeschi, M., Seluchi, M., Skansi, M. M., Spinoni, J., Toreti, A. The 2019-2021 extreme drought episode in La Plata Basin, EUR 30833 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg, 2021, ISBN 978-92-76- 41898-6 (online), doi:10.2760/773 (online), JRC126508
- O'Connell, P. E., Koutsoyiannis, D., Lins, H. F., Markonis, Y., Montanari, A., & Cohn, T. (2016). The scientific legacy of Harold Edwin Hurst (1880–1978). Hydrological Sciences Journal, 61(9), 1571-1590.
- Oliveira, R. A. de, Silva, J. S. da, Calmant, S., & Seyler, F. (2013). Caracterização do regime hidrológico do rio Paraguai utilizando dados da missão altimétrica ENVISAT. XX SBRH - Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 1–8.
- Olson, D.M., Dinerstein, E., Wikramanayake, E.D., Burgess, N.D., Powell, G.V.N., Underwood, E.C., D'amico, J.A., Itoua, I., Strand, H.E., Morrison, J.C., 2001. Terrestrial Ecoregions of the World: A New Map of Life on Earth: A new global map of terrestrial ecoregions provides an innovative tool for conserving biodiversity. Bioscience 51, 933–938.
- Olsson, J., et al (2016). Hydrological climate change impact assessment at small and large scales: key messages from recent progress in Sweden. Climate, 4(3), 39

- Paiva, R. C., Collischonn, W., Schettini, E. B. C., Vidal, J. P., Hendrickx, F., & Lopez, A. (2010). The case studies. Modelling the impact of climate change on water resources, 136-182.
- Paiva, R. C. D., & Lima, S. G. (2024). A simple model of flood peak attenuation. *Water Resources Research*, 60, e2023WR034692. <https://doi.org/10.1029/2023WR034692>
- Paruelo, J.M., Jobbágy, E.G., Oesterheld, M., Golluscio, R.A., Aguiar, M.R., 2007. The grasslands and steppes of Patagonia and the Rio de la Plata plains. *The physical geography of South America* 232–248.
- Patil, R., Wei, Y., Pullar, D., Shulmeister, J., 2022. Sensitivity of streamflow patterns to river regulation and climate change and its implications for ecological and environmental management. *J Environ Manage* 319, 115680.
- Peel, M.C., Finlayson, B.L., McMahon, T.A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol Earth Syst Sci* 11, 1633–1644.
- Peel, M. C., & Blöschl, G. (2011). Hydrological modelling in a changing world. *Progress in Physical Geography*, 35(2), 249-261.
- Poggio, L., de Sousa, L. M., Batjes, N. H., Heuvelink, G. B. M., Kempen, B., Ribeiro, E., and Rossiter, D.: SoilGrids 2.0: producing soil information for the globe with quantified spatial uncertainty, *SOIL*, 7, 217–240, <https://doi.org/10.5194/soil-7-217-2021>, 2021.
- Ponce, V. M., & Shetty, A. V. (1995). A conceptual model of catchment water balance: 1. Formulation and calibration. *Journal of Hydrology*, 173(1-4), 27-40.
- Potter, N. J., Chiew, F. H. S., and Frost, A. J.: An assessment of the severity of recent reductions in rainfall and runoff in the Murray–Darling Basin, *J. Hydrol.*, 381, 52–64, 2010.
- Potter, N. J., Petheram, C., and Zhang, L.: Sensitivity of streamflow to rainfall and temperature in south-east Australia during the Millenium drought, paper presented at 19th International Congress on Modelling and Simulation, 12–16 December 2011, MSSANZ, Perth, Australia, 15 2011.
- Prudhomme, C., Crooks, S., Kay, A. L., & Reynard, N. (2013). Climate change and river flooding: part 1 classifying the sensitivity of British catchments. *Climatic Change*, 119, 933-948.

- Queiroz, A. R. de. (2016). Stochastic hydro-thermal scheduling optimization: An overview. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 62, 382–395. <https://doi.org/10.1016/J.RSER.2016.04.065>
- Rego, F. S. (2014). Regionalização de vazões considerando a evapotranspiração real em seu processo de formação (Doctoral dissertation).
- Reis, D. S., Jr., Cerqueira, C.M., Vieira, R.F., Martins, E.S. (2013). Budyko's Framework and Climate Elasticity Concept in the Estimation of Climate Change Impacts on the Long-Term Mean Annual Streamflow. *World Environmental and Water Resources Congress*, May 19-23, Cincinnati, Ohio, doi: 10.1061/9780784412947.107.
- Ribeiro Neto, A., da Paz, A. R., Marengo, J. A., & Chou, S. C. (2016). Hydrological Processes and Climate Change in Hydrographic Regions of Brazil. *Journal of Water Resource and Protection*, 08(12), 1103–1127. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2016.812087>
- Roderick, M.L., Farquhar, G.D., 2011. A simple framework for relating variations in runoff to variations in climatic conditions and catchment properties. *Water Resour Res* 47.
- Rodrigues, R.R.; Taschetto, A.S.; Sen Gupta, A.; Foltz, G.R. Common cause for severe droughts in South America and marine heatwaves in the South Atlantic. *Nat. Geosci.* 2019, 12, 620–626.
- Rosbjerg, D., Blöschl, G., Burn, D., Castellarin, A., Croke, B., Di Baldassarre, G., ... & Viglione, A. (2013). Prediction of floods in ungauged basins. In *Runoff prediction in ungauged basins: Synthesis across processes, places and scales* (pp. 189-225). Cambridge University Press.
- Rowe, C. M., Kuivinen, K. C., & Flores-Mendoza, F. (1994). "Sensitivity of streamflow to climate change: a case study for Nebraska". *Great Plains Research*, 4(1), 27–49.
- Saavedra, D., Mendoza, P. A., Addor, N., Llauca, H., & Vargas, X. (2022). "A multi-objective approach to select hydrological models and constrain structural uncertainties for climate impact assessments". *Hydrological Processes*, 36 (1), e14446. <https://doi.org/10.1002/hyp.14446>
- Saft, M., Peel, M. C., Western, A. W., Perraud, J. M., & Zhang, L. (2016). Bias in streamflow projections due to climate-induced shifts in catchment response. *Geophysical Research Letters*, 43(4), 1574-1581.

- Saft, M., Western, A. W., Zhang, L., Peel, M. C., & Potter, N. J. (2015). The influence of multiyear drought on the annual rainfall-runoff relationship: An Australian perspective. *Water Resources Research*, 51(4), 2444-2463.
- Sankarasubramanian, A., Vogel, R. M., & Limbrunner, J. F. (2001). Climate elasticity of streamflow in the United States. *Water Resources Research*, 37(6), 1771-1781.
- Sankarasubramanian, A., Vogel, R.M., 2003. Hydroclimatology of the continental United States. *Geophys Res Lett* 30.
- Schaake, J.C., 1990. From climate to flow. *Climate change and US water resources*. 177–206.
- Scoccimarro, E., Gualdi, S., 2020. Heavy Daily Precipitation Events in the CMIP6 Worst-Case Scenario: Projected Twenty-First-Century Changes. *J Clim* 33, 7631–7642. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0940.1>
- Seibert, J. (2003). Reliability of model predictions outside calibration conditions: Paper presented at the Nordic Hydrological Conference (Røros, Norway 4-7 August 2002). *Hydrology Research*, 34(5), 477-492.
- Seiller, G., Roy, R., & Anctil, F. (2017). Influence of three common calibration metrics on the diagnosis of climate change impacts on water resources. *Journal of Hydrology*, 547, 280-295.
- Sharma, A., Wasko, C., & Lettenmaier, D. P. (2018). If precipitation extremes are increasing, why aren't floods?. *Water resources research*, 54(11), 8545-8551.
- Shen, H., Tolson, B. A., & Mai, J. (2022). Time to update the split-sample approach in hydrological model calibration. *Water Resources Research*, 58(3), e2021WR031523.
- Silveira, C. da. S. et al. Mudanças Climáticas na Bacia do Rio São Francisco: uma análise para precipitação e temperatura. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 21, n. 2, p. 416-428, 2016.
- Siqueira, V.A., Paiva, R. C. D., Fleischmann, A. S., Fan, F. M., Ruhoff, A. L., Pontes, P. R. M., et al. (2018). Toward continental hydrologic-hydrodynamic modeling in South America. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(9), 4815–4842. <https://doi.org/10.5194/hess-22-4815-2018>
- Siqueira, V.A., 2022. Modelagem e previsão hidrológica em escala continental para a América do Sul. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

- Sivapalan, M., Yaeger, M. A., Harman, C. J., Xu, X., & Troch, P. A. (2011). Functional model of water balance variability at the catchment scale: 1. Evidence of hydrologic similarity and space-time symmetry. *Water Resources Research*, 47(2).
- Sivapalan, M., & Blöschl, G. (2015). Time scale interactions and the coevolution of humans and water. *Water Resources Research*, 51(9), 6988-7022.
- Smith, A., Sampson, C., & Bates, P. (2015). Regional flood frequency analysis at the global scale. *Water Resources Research*, 51(1), 539-553.
- Sorribas, M. V., Paiva, R. C. D., Melack, J. M., Bravo, J. M., Jones, C., Carvalho, L., et al. (2016). Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin, 555–570. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1640-2>
- Staudinger, M., Weiler, M., & Seibert, J. (2015). Quantifying sensitivity to droughts—an experimental modeling approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(3), 1371-1384.
- Steinschneider, S., Yang, Y.-C. E. & Brown, C. Panel regression techniques for identifying impacts of anthropogenic landscape change on hydrologic response. *Water Resour. Res.* 49, 7874–7886 (2013).
- Stephens, C. M., Marshall, L. A., & Johnson, F. M. (2019). Investigating strategies to improve hydrologic model performance in a changing climate. *Journal of Hydrology*, 579, 124219.
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M. M. B., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., & Midgley, P. M. (2014). *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 9781107057999, 1–1535. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>
- Sturm, M., Taras, B., Liston, G. E., Derksen, C., Jonas, T., & Lea, J. (2010). Estimating Snow Water Equivalent Using Snow Depth Data and Climate Classes. *Journal of Hydrometeorology*, 11(6), 1380–1394. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1202.1>.
- Talchabhadel, R., Aryal, A., Kawaike, K., Yamanoi, K., Nakagawa, H., Bhatta, B., ... & Thapa, B. R. (2021). Evaluation of precipitation elasticity using precipitation data from ground and satellite-based estimates and watershed modeling in Western Nepal. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 33, 100768.

- Tan, Xuejin, Tan, Xuezhi, Liu, B., Huang, Z., 2023. Contribution of changes in vegetation composition and climate variability on streamflow across the global watersheds. *Catena (Amst)* 232, 107394. <https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2023.107394>
- Tang, Q., & Lettenmaier, D. P. (2012). 21st century runoff sensitivities of major global river basins. *Geophysical Research Letters*, 39(6). <https://doi.org/10.1029/2011GL050834>
- Tang, Y., Tang, Q., Wang, Z., Chiew, F. H. S., Zhang, X., & Xiao, H. (2019). Different Precipitation Elasticity of Runoff for Precipitation Increase and Decrease at Watershed Scale. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(22), 11932–11943. <https://doi.org/10.1029/2018JD030129>
- Tang, Y., Tang, Q., Zhang, L., 2020. Derivation of Interannual Climate Elasticity of Streamflow. *Water Resour Res* 56, e2020WR027703. <https://doi.org/10.1029/2020WR027703>
- Thornton, P.K., Ericksen, P.J., Herrero, M., Challinor, A.J., 2014. Climate variability and vulnerability to climate change: a review. *Glob Chang Biol* 20, 3313–3328. <https://doi.org/10.1111/GCB.12581>
- Tian, Y., Xu, Y.P., Booij, M.J., Cao, L. (2016). “Impact assessment of multiple uncertainty sources on high flows under climate change”. *Hydrology Research* 1 February 2016; 47 (1): 61–74. <https://doi.org/10.2166/nh.2015.008>
- Tiezzi, R.O., Barbosa, P.S.F., Lopes, J.E.G., Francato, A.L., Zambon, R.C., Silveira, A., Menezes, P.H.B.J., Isidoro, J.M.G.P., 2019. Trends of streamflow under climate change for 26 Brazilian basins. *Water policy* 21, 206–220.
- Troch, P. A., Lahmers, T., Meira, A., Mukherjee, R., Pedersen, J. W., Roy, T., & Valdés-Pineda, R. (2015). Catchment coevolution: A useful framework for improving predictions of hydrological change?. *Water Resources Research*, 51(7), 4903-4922.
- Trotter, L., Saft, M., Peel, M. C., & Fowler, K. J. A. (2023). “Symptoms of performance degradation during multi-annual drought: A large-sample, multi-model study”. *Water Resources Research*, 59, e2021WR031845. <https://doi.org/10.1029/2021WR031845>
- Tsai, Y. (2017). The multivariate climatic and anthropogenic elasticity of streamflow in the Eastern United States. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 9, 199-215.
- Valverde, M. C., & Marengo, J. A. (2014). Extreme rainfall indices in the hydrographic basins of Brazil. *Open Journal of Modern Hydrology*, 2014.

- Vano, J.A., Das, T., Lettenmaier, D.P., 2012. Hydrologic sensitivities of Colorado River runoff to changes in precipitation and temperature. *J Hydrometeorol* 13, 932–949.
- Vano, J. A., & Lettenmaier, D. P. (2014). A sensitivity-based approach to evaluating future changes in Colorado River discharge. *Climatic Change*, 122, 621-634.
- Vano, J. A., Das, T., & Lettenmaier, D. P. (2012). “Hydrologic sensitivities of Colorado River runoff to changes in precipitation and temperature”. *Journal Of Hydrometeorology*, 13(3), 932-949.
- Vora, A., & Singh, R. (2022). “Improving rainfall-runoff model reliability under nonstationarity of model parameters: A hypothesis testing based framework”. *Water Resources Research*, 58, e2022WR032273. <https://doi.org/10.1029/2022WR032273>
- Wasko, C., & Sharma, A. (2017). Global assessment of flood and storm extremes with increased temperatures. *Scientific reports*, 7(1), 7945.
- Weligamage, H. G., Fowler, K., Peterson, T. J., Saft, M., Peel, M. C., & Ryu, D. (2023). “Partitioning of precipitation into terrestrial water balance components under a drying climate”. *Water Resources Research*, 59, e2022WR033538. <https://doi.org/10.1029/2022WR033538>
- Wilks, D.S., 2011. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic press.
- Williams, M. W., Seibold, C., & Chowanski, K. (2009). Storage and Release of Solutes from a Subalpine Seasonal Snowpack: Soil and Stream Water Response, Niwot Ridge, Colorado. *Biogeochemistry*, 95(1), 77–94. <https://doi.org/10.1007/s10533-009-9288-x>.
- WMO (2008). *Manual on Low-flow Estimation and Prediction*. Operational hydrology report (OHR) – 50. WMO-No. 1029. <https://library.wmo.int/idurl/4/32176>
- WMO, 2012. *International Glossary of Hydrology*, WMO Report No. 385, Geneva.
- Wongchuig Correa, S., Paiva, R. C. D. de, Espinoza, J. C., & Collischonn, W. (2017). Multi-decadal Hydrological Retrospective: Case study of Amazon floods and droughts. *Journal of Hydrology*. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.019>
- Wu, J.; Wang, Z.; Dong, Z.; Tang, Q.; Lv, X.; Dong, G. (2018). “Analysis of natural streamflow variation and its influential factors on the yellow river from 1957 to 2010”.

- Yamazaki D., D. Ikeshima, R. Tawatari, T. Yamaguchi, F. O'Loughlin, J.C. Neal, C.C. Sampson, S. Kanae & P.D. Bates. A high accuracy map of global terrain elevations. *Geophysical Research Letters*, vol.44, pp.5844-5853, 2017 doi: 10.1002/2017GL072874
- Yang, H., & Yang, D. (2011). Derivation of climate elasticity of runoff to assess the effects of climate change on annual runoff. *Water Resources Research*, 47(7), 7526. <https://doi.org/10.1029/2010WR009287>
- Yates, D.N., 1997. CLIMATE RESEARCH Clim Res I Climate change impacts on the hydrologic resources of South America: an annual, continental scale assessment 9, 147–155.
- Zhang, Y., Viglione, A., & Blöschl, G. (2022). Temporal scaling of streamflow elasticity to precipitation: a global analysis. *Water Resources Research*, 58(1), e2021WR030601.
- Zheng, H., Zhang, L., Zhu, R., Liu, C., Sato, Y., & Fukushima, Y. (2009). Responses of streamflow to climate and land surface change in the headwaters of the Yellow River Basin. *Water Resources Research*, 45(7), W00A19. <https://doi.org/10.1029/2007WR006665>