



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS CLIMÁTICAS

**MODELAGEM DO REGIME HIDROLÓGICO DAS BACIAS DO RIO
PIRACICABA E DO ALTO RIO SÃO FRANCISCO NO CLIMA FUTURO**

WELLINGSON FARIAS DE OLIVEIRA

NATAL - RN
ABRIL/2022

MODELAGEM DO REGIME HIDROLÓGICO DAS BACIAS DO RIO PIRACICABA E DO ALTO RIO SÃO FRANCISCO NO CLIMA FUTURO

WELLINGSON FARIAS DE OLIVEIRA

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas, do Centro de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências Climáticas.

ORIENTADOR: JONATHAN MOTA DA SILVA

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Jonathan Mota da Silva

Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas – DCAC/UFRN

Orientador

Prof. Dr. David Mendes

Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas – PPGCC/UFRN

Membro Interno

Dr. Thomas Christian Marcel Martin

Instituto de Astronomia e Ciências Atmosféricas IAG-USP/ Diretor chefe da MeteoIA

Membro Externo a UFRN

NATAL - RN

ABRIL/2022

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda – CCET

Oliveira, Wellingson Farias de.

Modelagem do regime hidrológico das bacias do Rio Piracicaba e do Alto Rio São Francisco no clima futuro / Wellingson Farias de Oliveira. - 2022.

58f.: il.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas. Natal, 2022.

Orientador: Prof. Dr. Jonathan Mota da Silva.

1. Climatologia - Dissertação. 2. Regime hidrológico - Dissertação. 3. Modelagem hidrológica - Dissertação. 4. Mudança climática - Dissertação. I. Silva, Jonathan Mota da. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.58

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a deus por todos os momentos que passei no mestrado, apesar das dificuldades encontrei forças para continuar e conseguir vencer.

A minha família e minha namorada que sempre estiveram ao meu lado todos os momentos me dando suporte e ajudando a passar pelos momentos mais difíceis.

Aos amigos da sala 38 que sempre estiveram presentes nos momentos de estudo, trabalho e ajudando sempre que podiam além dos momentos de descontração e dando apoio para a conclusão do mestrado.

Agradeço ao professor Jonathan Mota que me orientou na dissertação, por disponibilizar tempo para tirar as minhas dúvidas e a todos os professores das disciplinas por ter passado parte de seus conhecimentos e sempre estarem disponíveis para tirar dúvidas referentes as mesmas e sobre o curso.

Agradeço ao Programa de Pós Graduação de Ciências Climáticas que contribuiu para o meu desenvolvimento acadêmico e profissional e a CAPES por disponibilizar a bolsa de mestrado e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), proc. 438271/2018-1, pela disponibilidade de recursos materiais da pesquisa.

RESUMO

Quantificar a mudança no regime hidrológico e sua vulnerabilidade desempenham um papel crucial na definição e implementação de uma gestão sustentável para a água em um ambiente em mudança. Associado com a discrepância cada vez maior entre oferta e demanda dos recursos hídricos, torna-se imprescindível conhecer as alterações no regime de vazões modificadas pela mudança do clima. Assim, o objetivo deste estudo foi avaliar o efeito da mudança climática no regime de vazões das bacias do Rio Piracicaba e Alto Rio São Francisco. Para isso, foi considerada parte das incertezas das projeções hidroclimáticas, a partir de simulações hidrológicas utilizando dois modelos hidrológicos, o SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*) e o HYMOD (*Conceptual Hydrological Model*). Esses modelos foram forçados com os dados climáticos regionalizados (~ 25 km) dos modelos MIROC e CANESM, que integram os Modelos de Circulação Global do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5), para dois cenários de emissão de gases de efeito estufa (RCP 4.5 e RCP 8.5) no futuro próximo (2021-2046). As projeções para o regime de vazões de ambas as bacias hidrográficas no clima futuro apontam, com um menor grau de incerteza, um considerável aumento nas vazões médias de longo período, seguido de um aumento nas vazões máximas extremas. Tal quadro hidroclimático futuro indica a necessidade de uma maior atenção à segurança dos reservatórios dessas bacias, bem como medidas para conter possíveis inundações. Com respeito à disponibilidade hídrica, para a bacia do Alto rio São Francisco, a vazão mínima ($Q_{95\%}$), seguiu a tendência de aumento das projeções da vazão média de longo período e as vazões máximas. Por outro lado, essa projeção não se confirmou por total para a bacia do rio Piracicaba, onde a projeção da vazão mínima ($Q_{95\%}$) poderá ser menor do que a vazão mínima média observada no clima recente.

Palavras-chave: Regime hidrológico; Modelagem hidrológica; Mudança climática.

ABSTRACT

Quantifying the change in the hydrological regime and its vulnerability play a crucial role in defining and implementing sustainable management for water in a changing environment. Associated with the growing discrepancy between supply and demand of water resources, it is essential to know the changes in the flow regime modified by climate change. Thus, the objective of this study was to evaluate the effect of climate change on the flow regime of the Piracicaba river basin and Alto São Francisco river basin. For this, part of the uncertainties of hydroclimatic projections was considered, from hydrological simulations using two hydrological models, the SMAP (Soil Moisture Accounting Procedure) and the HYMOD (Conceptual Hydrological Model). These models were forced with regionalized climate data (~25 km) from the MIROC and CANESM models, which integrate Global Circulation Models of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5), for two greenhouse gas emission scenarios (RCP). 4.5 and RCP 8.5) in the near future (2021-2046). Projections for the flow regime of both river basins in the future climate indicate, with a lower degree of uncertainty, a considerable increase in the long-term average flows, followed by an increase in the extreme maximum flows. Such a future hydroclimatic framework indicates the need for greater attention to the safety of the reservoirs in those basins, as well as actions to contain possible floods. Regarding water availability, for the Alto São Francisco River basin, the minimum flow ($Q_{95\%}$) followed the trend of increasing projections of the long-term average flow and maximum flows. For other hand, this projection was not confirmed in total for the Piracicaba river basin, where the projection of the minimum flow ($Q_{95\%}$) may be lower than the average minimum flow observed in recent climate.

Key-words: Hydrological regime; Hydrological modeling; Climate change.

Sumário

1 Introdução	12
1.1 Objetivo	14
1.1.1 Objetivos específicos.....	14
2 Revisão da literatura	14
2.1 Mudanças climáticas	14
2.1.1 Cenários do clima	15
3 Material e métodos	18
3.1 Área de estudo	18
3.2 Metodologia.....	19
3.3 Dados hidrometeorológicos	22
3.3.1 Modelo SMAP diário	26
3.3.2 Modelo HYMOD (<i>Hydrological Model</i>) diário	27
3.4 Calibração da vazão.....	29
4 Resultados	30
4.1 Correção do viés das projeções climáticas	30
4.2 Calibração e verificação da vazão simulada.....	39
4.3 Projeções da mudança climática no regime de vazões.....	44
5 Conclusões	49
6 Referências	50
APÊNDICE	53
ENTENDIMENTO	59

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: a) Estrutura conceitual de um Modelo de Circulação Global (GCM), b) Estrutura conceitual de Redução de Escala.	15
Figura 2: Localização das bacias hidrográficas do Alto São Francisco e Piracicaba.	18
Figura 3: Esquema do processo de modelagem com uso do MCG como <i>drives</i> (entrada) para os modelos hidrológicos.	20
Figura 4: Estrutura do Modelo conceitual SMAP na escala diária.	25
Figura 5: Representação de bacia hidrográfica no HYMOD.	26
Figura 6: Representação do modelo HYMOD.	27
Figura 7: Precipitação mensal média (mm.mês^{-1}) de 1°-1-1980-31-12-2005 para: as bacias do rio Alto São Francisco ((a) e (c)) e rio Piracicaba ((b) e (d)), observada (Obs) e para os modelos climáticos CANESM ((a) e (b)) e MIROC ((c) e (d)), sem correção do viés (Can e Mir, respectivamente) e com correção do viés (Can_cor e Mir_cor, respectivamente).	29
Figura 8: Distribuição de probabilidade acumulada da chuva total anual (mm.ano^{-1}) de 1°-1-1980-31-12-2005 para: as bacias do rio Alto São Francisco ((a) e (c)) e rio Piracicaba ((b) e (d)), observada (Obs) e para os modelos climáticos CANESM (Can) e MIROC, sem correção do viés (Can e Mir, respectivamente) e com correção do viés (Can_cor e Mir_cor, respectivamente).	32
Figura 9: Distribuição de probabilidade acumulada da chuva máxima absoluta mensal (mm.mês^{-1}) de 1°-1-1980-31-12-2005 para: as bacias do rio Alto São Francisco ((a) e (c)) e rio Piracicaba ((b) e (d)), observada (Obs) e para os modelos climáticos CANESM e MIROC, sem correção do viés (Can e Mir, respectivamente) e com correção do viés (Can_cor e Mir_cor, respectivamente).	33
Figura 10: Distribuição de probabilidade acumulada da chuva mínima mensal (mm.mes^{-1}) (percentil de 25%) de 1°-1-1980-31-12-2005 para: as bacias do rio Alto São Francisco ((a) e (c)) e rio Piracicaba ((b) e (d)), observada (Obs) e para os modelos climáticos CANESM ((a) e (b)) e MIROC, sem correção do viés (Can e Mir, respectivamente) e com correção do viés (Can_cor e Mir_cor, respectivamente).	34
Figura 11: Temperatura máxima mensal média ($^{\circ}\text{C}$) de 1°-1-1980-31-12-2005 para: as bacias do rio Alto São Francisco ((a) e (c)) e rio Piracicaba ((b) e (d)), observada (Obs) e para os	

modelos climáticos CANESM ((a) e (b)) e MIROC ((c) e (d)), sem correção do viés (Can e Mir, respectivamente) e com correção do viés (Can_cor e Mir_cor, respectivamente). **35**

Figura 12: Temperatura mínima mensal média (°C) de 1°-1-1981-31-12-2005 para: as bacias do rio Alto São Francisco ((a) e (c)) e rio Piracicaba ((b) e (d)), observada (Obs) e para os modelos climáticos CANESM ((a) e (b)) e MIROC ((c) e (d)), sem correção do viés (Can e Mir, respectivamente) e com correção do viés (Can_cor e Mir_cor, respectivamente). **36**

Figura 13: Hidrograma da vazão diária observada e simulada pelos modelos HYMOD e SMAP durante o período de calibração (1°-1-1980-31-12-1992) e verificação (1°-1-1993-31-12-2005) para as bacias: (a) do Alto rio São Francisco (b) e do rio Piracicaba (b). **39**

Figura 14: Ciclo anual da vazão observada e simulada pelos modelos HYMOD e SMAP durante 1°-1-1981-31-12-2005 para a bacia do: (a) Alto rio São Francisco e (b) rio Piracicaba. **41**

Figura 15: Curva de permanência da vazão observada e simulada pelos modelos HYMOD e SMAP durante o período de 1°-1-1981-31-12-2005 para as bacias do: (a) Alto rio São Francisco e (b) rio Piracicaba. **42**

Figura 16: Ciclo anual médio da vazão média de longo período (QMLP) da bacia do Alto rio São Francisco (a) e rio Piracicaba (b) simulada pelos modelos SMAP e HYMOD, ambos, forçados com os modelos climáticos CANESM e MIROC durante o clima recente, 1°-1-1981-31-12-2005 (hist) e durante o futuro próximo, 1°-1-2021-31-12-2046, para os cenários RCP4.5 e RCP8.5. **44**

Figura 17: Ciclo anual médio da vazão da bacia do Alto rio São Francisco (a) e rio Piracicaba (b) com 5% de permanência ($Q_{5\%}$) média simulada pelos modelos SMAP e HYMOD, ambos, forçados com os modelos climáticos CANESM e MIROC durante o clima recente, 1°-1-1981-31-12-2005 (hist) e durante o futuro próximo, 1°-1-2021-31-12-2046, para os cenários RCP4.5 e RCP8.5. **45**

Figura 18: Ciclo anual médio da vazão da bacia do Alto rio São Francisco (a) e rio Piracicaba (b) com 95% de permanência ($Q_{95\%}$) média simulada pelos modelos SMAP e HYMOD, ambos, forçados com os modelos climáticos CANESM e MIROC durante o clima recente, 1°-1-1981-31-12-2005 (hist) e durante o futuro próximo, 1°-1-2021-31-12-2046, para os cenários RCP4.5 e RCP8.5. **46**

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Faixas de variação dos parâmetros do modelo SMAP.	26
Tabela 2: Funções (PBIAS, MAE e d) aplicadas durante 1°-1-1980-31-12-2005 para avaliação da chuva média diária nas bacias do rio Alto São Francisco (ASF) e rio Piracicaba (PIRA) provindas dos modelos climáticos CANESM e MIROC não corrigidos e corrigidos.	30
Tabela 3: Funções (PBIAS, MAE e d) aplicadas durante 1°-1-1980-31-12-2005 para avaliação da temperatura máxima média diária nas bacias do rio Alto São Francisco (ASF) e rio Piracicaba (PIRA) provindas dos modelos climáticos CANESM e MIROC não corrigidos e corrigidos.	36
Tabela 4: Funções (PBIAS, MAE e d) aplicadas durante 1°-1-1980-31-12-2005 para avaliação da temperatura mínima média diária nas bacias do rio Alto São Francisco (ASF) e rio Piracicaba (PIRA) provindas dos modelos climáticos CANESM e MIROC não corrigidos e corrigidos.	37
Tabela 5: Parâmetros do modelo hidrológico HYMOD calibrados para a bacia do Alto rio São Francisco e rio Piracicaba.	38
Tabela 6: Parâmetros do modelo hidrológico SMAP calibrados para a bacia do Alto rio São Francisco e rio Piracicaba.	39

LISTA DE SIGLAS

AI	Abstração Inicial
Alfa	fator de distribuição do fluxo entre as duas séries de reservatórios
AR4	4º Relatório de Avaliação painel Intergovernamental de mudanças climáticas
AR5	5º Relatório de Avaliação do painel Intergovernamental de mudanças climáticas
ASF	Alto São Francisco
Bexp	Grau de variabilidade espacial da capacidade de umidade do solo
CACP	Capacidade de campo
Cmax	Capacidade máxima de armazenamento de água
CMIP5	<i>Coupled Model Intercomparison Project Phase 5</i>
CREC	Parâmetro de recarga subterrânea
D	Índice de concordância
DAEE	Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo
HYMOD	<i>Hydrological Model</i>
IPCC	Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas
K2T	Constante de recessão do escoamento superficial
KKT	Constante de recessão do escoamento de base
MAE	Erro Médio Absoluto
MCG	Modelo de Circulação Global
MCR	Modelo de Circulação Regional
PBIAS	Porcentagem de viés
PIB	Produto Interno Bruto
PIRA	Piracicaba
PSO	<i>Particle Swarm Optimization</i>
QMLP	Vazão Média de Longo Período
RCP	<i>Representative Concentration Parthways</i>
Rf	Tempo de residência dos reservatórios lineares rápidos
Rs	Tempo de residência do reservatório linear lento
SMAP	<i>Soil Moisture Accounting Procedure</i>
STR	Capacidade de saturação do solo
USA	<i>United States of América</i>
WWAP	Programa Mundial de Avaliação da Água das Nações Unidas

1 Introdução

O Brasil é o país com maior disponibilidade de água do planeta, mas a sua distribuição é significativamente desigual. De modo geral, três situações distintas coexistem no país. Há uma abundância, representada pela Região Norte, onde se encontra 65% da água brasileira, mas 5% da população. A escassez hídrica desafia o semiárido nordestino, que possui apenas 4% dos recursos hídricos, mas 30% da população. Nesta região, devido à intermitência de seus rios, que secam na época da seca, o abastecimento contínuo de água só pode ser garantido a partir de reservatórios. A terceira situação é representada pela região Sudeste, que possui a maior riqueza financeira do país (60% do PIB nacional), e 40% da população, mas apenas 6% da disponibilidade de água. Embora a disponibilidade hídrica dessas regiões seja distinta, as condições antropogênicas afetam fortemente a quantidade e a qualidade da água de todas elas. É sabido que a mudança climática global é inequívoca e as atividades antropogênicas são responsáveis pelo aquecimento global, e por parte do aumento da ocorrência de eventos climáticos extremos com uma probabilidade superior a 90% (KNUTSON et al., 2018).

Os impactos da mudança climática, impulsionados por aumentos de temperatura e mudanças nos padrões de precipitação, podem levar a mudanças na frequência de enchentes e/ou secas, o que impacta na disponibilidade hídrica e pode alterar a sazonalidade do regime de vazões. Eventos de secas e enchentes já afetam 30% da população mundial conforme o Programa Mundial de Avaliação da Água das Nações Unidas (WWAP) (UNESCO, 2018). Neste sentido, grandes metrópoles, como a de São Paulo, são frequentes os eventos críticos, onde as enchentes e o decréscimo das vazões mínimas causam prejuízos na tratabilidade da água para o consumo humano (AGÊNCIA PCJ, 2011). Entre as principais bacias hidrográficas de abastecimento humano do Estado de São Paulo, a do Rio Piracicaba possui a pior condição de qualidade das águas nesta região (SSE e BIRD, 2009).

No Nordeste do Brasil, uma região com extensa área semiárida e uma população de ~ 60 milhões, historicamente tem enfrentado secas. Nessa região, a última seca teve início no ano de 2011 e persistiu até meados de 2018 (MEDEIROS et al., 2016).

A mudança climática agravará esses eventos, como pode ser percebido nos estudos de cenários do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC na sigla em inglês) AR4 (MAGRIN et al., 2014), que detectaram mudanças na disponibilidade hídrica e na vazão projetadas para o futuro na América do Sul, prejudicando áreas já vulneráveis. As projeções indicam uma redução da vazão na parte central dos Andes (Argentina e Chile) e à

amplificação na bacia do rio La Plata, na segunda metade do Século XX, relacionadas a alterações na precipitação (ARNELL; GOSLING, 2013).

Com relação ao contexto brasileiro, a bacia amazônica, tem uma projeção de tendência de redução de vazão para diferentes horizontes temporais (2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100), devido principalmente à redução da precipitação (JÚNIOR; TOMASELLA; RODRIGUEZ, 2015; MARENGO et al., 2012). Em projeções climáticas mais recentes, com os modelos HadGEM2-ES e MIROC5, para os cenários de emissão RCP 4.5 e RCP 8.5 prescritos no IPCC-AR5, as projeções vêm sendo confirmadas. Na Amazônia central (território brasileiro), na maior parte dos casos, apresenta uma diminuição anual na precipitação em torno de 50 a 200 mm e na vazão de 30 a 250 mm (RIBEIRO NETO et al., 2016). Para a região sul do Brasil, essas mesmas projeções, mas realizadas com o modelo HadGEM2-ES, indicam distintos impactos na vazão conforme os cenários de emissão avaliados. As projeções são de redução da vazão para os períodos 2011-2040 e 2071-2099 no cenário RCP 4.5, enquanto que o cenário RCP 8.5 indica um aumento na vazão para o mesmo período (RIBEIRO NETO et al., 2016). Para região do nordeste brasileiro as projeções de todos os cenários de emissão do CMIP5 durante 2071-2100, comparado com o período 1961-1990, mostram que as temperaturas na região devem aumentar em média 1,3 a 6,2 °C para os cenários de menor e maior emissão de CO₂, respectivamente (MARENGO, 2017). Para a precipitação usando os mesmos modelos e cenários, existe uma considerável variabilidade entre as projeções, que corresponde em -1,5 e +1,5 mm/dia, o que desafia o estabelecimento de uma mudança categórica da chuva. Contudo, de modo geral, a precipitação nessa região apresenta uma diminuição de aproximadamente 0,3 mm/dia até o final do Século XXI.

Embora uma avaliação da segurança hídrica no contexto das mudanças climáticas seja uma clara preocupação da opinião pública brasileira, vários estudos têm se concentrado em entender os motivos da seca, quantificar as perdas econômicas envolvidas e fornecer alertas sobre possíveis eventos futuros de seca na região sudeste do Brasil (COELHO et al., 2015; FILHO et al., 2020). De certa forma, o Brasil ainda é desprovido de estudos em escala de bacia hidrográfica que explorem a relação entre o regime hidrológico e a mudança climática, em especial, as bacias do rio Piracicaba e na região de cabeceira da bacia do rio São Francisco, a bacia do Alto rio São Francisco. A quantificação da mudança no regime hidrológico e sua vulnerabilidade, desempenham um papel crucial na definição e implementação da gestão sustentável da água em um ambiente em mudança. A disponibilidade adequada dos recursos hídricos é um elemento essencial da economia e base para a vida. Uma discrepância cada vez maior entre oferta e demanda de recursos hídricos

torna imprescindível estudar as alterações na resposta hidrológica provocadas pelas mudanças climáticas. Esses esforços são essenciais para uma gestão sustentável dos recursos hídricos.

1.1 Objetivo

Avaliar o efeito da mudança climática no regime de vazões das bacias do Alto rio São Francisco e da bacia do rio Piracicaba em uma condição hidroclimática próxima.

1.1.1 Objetivos específicos

- Calibrar e verificar se os modelos SMAP e HYMOD representam de forma satisfatória a vazão para as bacias hidrográficas do Alto Rio São Francisco e Piracicaba;
- Avaliar qual a tendência das vazões médias, máximas e mínimas para o futuro próximo nas bacias estudadas.

2 Revisão da literatura

2.1 Mudanças climáticas

O Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC , 2001) determina como mudança climática “as mudanças de clima no tempo devido à variabilidade natural e/ou resultado das ações antrópicas (atividades humanas)”. A Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima (UNFCCC na sigla em inglês), no que lhe diz respeito, reconhece como “mudanças associadas direta ou indiretamente à atividade humana que alterem a variabilidade climática natural observada num determinado período”. Essas definições refletem a dificuldade atual de separar o efeito das atividades antrópicas sobre a variabilidade climática natural.

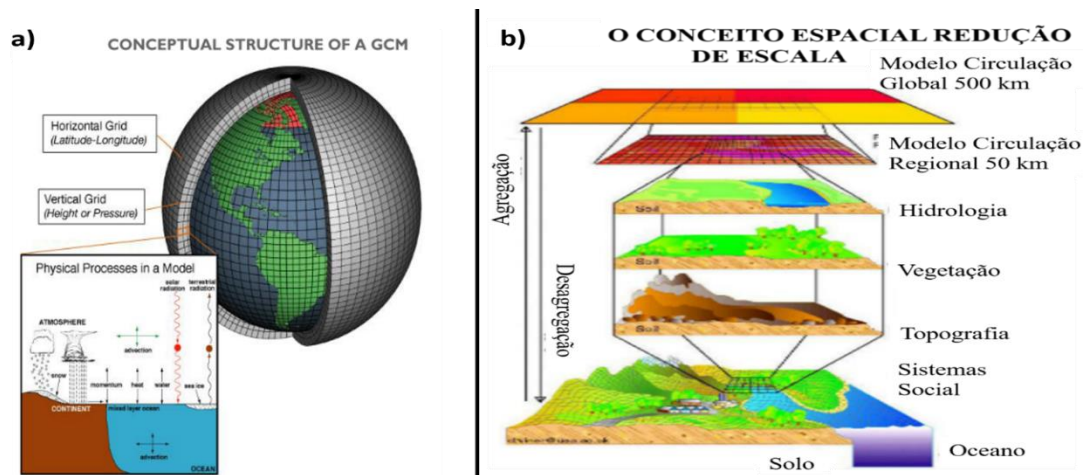
Ainda segundo o IPCC (2001), vale esclarecer também que o clima possui variabilidade espacial e temporal resultantes de processos nos oceanos, na atmosfera, no solo e sua cobertura e por causa da radiação. A variabilidade mais frequente é a sazonal, que representa uma variação dentro do ano relacionada com a rotação da Terra em torno do Sol. Existe também, a variabilidade interanual e a interdecadal. A interanual representa alterações das condições climáticas entre anos, já a variabilidade interdecadal, que pode compreender períodos como um século, na qual é encarregada de modificar as condições de sustentabilidade de uma sociedade por causa de amplos períodos climáticos anômalos, provocando impactos nas condições de vida global.

2.1.1 Cenários do clima

Na tentativa de conhecer as prováveis possibilidades, e quantificar os impactos que a mudança climática pode gerar, os cenários de mudanças climáticas são uma tentativa dos pesquisadores e instituições em estabelecer uma relação do modelo atual de desenvolvimento econômico com as emissões crescentes de CO₂, a partir de cenários biogeofísicos e assim projetar as condições do clima no final do século (2100). De modo geral, fazendo uma retrospectiva, os cenários utilizados pelo IPCC, desde 2000 são: Um mundo futuro de crescimento econômico muito rápido, onde a população global atingiria um pico em meados do século e declinaria em seguida, e com a rápida introdução de tecnologias novas e mais eficientes (cenário A1), um mundo muito heterogêneo, com aumento contínuo da população mundial, crescimento econômico regionalizado. Nesse cenário, esses fenômenos são mais fragmentados e mais lentos do que nos outros (cenário A2), um mundo convergente com a mesma população global do que visto no cenário A1, mas com mudanças rápidas nas estruturas econômicas, em direção a uma economia de serviços e informações, com reduções na intensidade material e a introdução de tecnologias limpas e eficientes (cenário B1) e um mundo em que a ênfase é sobre soluções locais para alcançar sustentabilidade econômica, social e ambiental, com a população em crescimento contínuo (mas inferior ao cenário A2) e com um desenvolvimento econômico intermediário (cenário B2). Sendo o cenário A1 o mais pessimista e o B2 o mais otimista (IPCC , 2001).

Os cenários por sua vez são integrados nos Modelos de Circulação Global ou Geral (MCG), que representam o clima da Terra recorrendo a equações matemáticas que retratam interações, processos atmosféricos, bióticos e oceânicos. Mas geralmente não podem ser totalmente representados nos modelos devido a limitações nos recursos de computação e nos dados de entrada. Eles são usados como ferramentas importantes para o fornecimento de informações possivelmente precisas na escala global, hemisférica e continental. Utilizadas para compreensão dos cenários presentes e futuros do clima sobre diferentes concentrações de gases de efeito estufa. Um MCG é constituído por diversas células de grade que retratam domínios verticais e horizontais na Terra (Figura 1 (a)). Em cada célula de grade é calculado: efeitos diretos e indiretos dos aerossóis na radiação e precipitação, interações entre vapor d'água e nuvem, dentre outros processos climáticos (WILBY et al., 2009).

Figura 1: a) Estrutura conceitual de um Modelo de Circulação Global (GCM), b) Estrutura conceitual de Redução de Escala



Fonte: Adaptada de R. S. Laddimath and N. S. Patil (2018); Anwar A. Adem et al. (2014)

A resolução espacial dos MCG é normalmente grosseira (100 a 500 km), portanto, os resultados do MCG devem ser considerados apenas em escalas global, hemisférica ou continental para condições climáticas médias de escalas temporais mensais, sazonais, anuais e mais longas. Qualquer informação apresentada em escalas espaciais menores que 100 km x 100 km e escalas temporais menores que os valores mensais, passa por um processo chamado redução de escala (Downscaling).

É importante entender que esse processo adiciona informações à saída grosseira do MCG, para que as informações sejam mais realistas em uma escala mais fina, capturando contrastes e heterogeneidade na escala de sub-grade. A Figura 1 (b), apresenta uma representação visual do conceito de redução de escala.

O downscaling pode ser realizado em aspectos espaciais e temporais das projeções climáticas. O downscaling espacial refere-se aos métodos utilizados para derivar informações climáticas de resolução mais fina a partir da saída do MCG com resolução mais grossa, por exemplo, saída do MCG com célula de grade de 500 km até uma resolução de 20 km. O downscaling temporal refere-se à derivação de informações temporais em escala fina a partir da produção temporal do MCG de escala mais grossa (por exemplo, sequências diárias de chuva a partir de quantidades mensais ou sazonais).

O downscaling dinâmico retrata o uso de um Modelo de Circulação Regional (MCR) conduzidos por um MCG para simulação do clima regional. O MCR é análogo ao MCG, mas possui resolução mais alta e informações regionais mais detalhadas, o que lhe permite

representar o cenário local de uma forma mais adequada e, provavelmente, os sistemas atmosféricos locais.

O downscaling estatístico envolve o estabelecimento de relações empíricas entre variáveis históricas e/ou atuais em larga escala atmosférica e do clima local. Depois que essa relação é determinada e validada, as variáveis atmosféricas futuras projetadas pelos MCG são usadas para prever variáveis climáticas locais futuras. O downscaling estatístico pode produzir projeções climáticas específicas do local, que as muitas vezes os MCR não podem fornecer, quando estes são limitados à baixa resolução espacial (20 a 50 km). No entanto, essa abordagem se baseia na suposição crítica de que a relação entre a circulação em larga escala atual e o clima local permanece válida sob diferentes condições forçantes, de possíveis climas futuros (ZORITA e STORCH, 1999). A principal vantagem dos procedimentos de downscaling estatístico é que eles não requerem grandes recursos computacionais e, portanto, podem ser usados para produzir simulações de alta resolução e podem ser aplicados a um grande número de MCG.

Ferramentas estatísticas para redução de escala que relacionam as saídas dos MCG com o clima local têm se tornado extensamente empregado para estudos hidrológicos como desagregação espacial e correção do viés (BCSD) (WOOD et al., 2004), TreeGen (ALLEN et al., 2010), um método difuso classificação baseada em regras (MOFRBC) (YANG; BÁRDOSSY e CASPARY, 2010), um método de classificação analógica (AM) (WETTERHALL; HALLDIN; XU, 2005).

Simulações de MCG como dado de entrada para modelos hidrológicos são uma fonte de grandes incertezas. Especialmente, a escolha de séries temporais de precipitação que possuem um considerável impacto na modelagem de vazão (TEUTSCHBEIN; WETTERHALL; SEIBERT, 2011).

A confiabilidade de um método individual de redução de escala deve sempre ser levada em consideração comparando-a com outros métodos de redução de escala, o que aponta a importância de uma abordagem com multi-modelos nos estudos de impacto climático e desta forma, sugerindo a aplicação de conjuntos de MCG e métodos de redução de escala para contabilizar o maior número possível de resultados possíveis (TEUTSCHBEIN; WETTERHALL; SEIBERT, 2011). Além disso, pode-se considerar uma ponderação dos métodos de acordo com seu desempenho para as condições atuais (CASANOVA; AHRENS, 2009; FOWLER; EKSTROM, 2009; KUG et al., 2008).

Por fim, vale mencionar os cenários recentes, aqueles correspondentes ao Relatório de Avaliação 5 (AR5). O IPCC (2013) modificou sua abordagem e passou de uma tipologia

baseada em cenários de emissões (cenários do *Special Report on Emission Scenarios* - SRES) para os cenários das forçantes radiativas (*Representative Concentration Pathways* - RCPs).

A partir das hipóteses relativas ao desenvolvimento socioeconômico, os modelos desenvolvidos no contexto do AR5 (IPCC, 2013) adotaram caminhos socioeconômicos compartilhados (*Shared Socio-economic Pathways* - SSPs; (KRIEGLER et al., 2010) junto às simulações climáticas. Os novos cenários seriam caminho crescente da força radioativa atingindo 8,5 W/ m² em 2100 (RCP 8.5), estabilização em 6 W/m² após 2100 (RCP 6.0), estabilização em 4,5 W/m² após 2100 (RCP 4.5) e pico na forçante radiativa em ~ 2,6 W/m² antes de 2100 e declínio (RCP 2.6).

Na escala de bacia hidrográfica, de modo geral, são inúmeros os trabalhos que avaliam com maior ênfase os impactos nos padrões das mudanças na precipitação em escala global (METOFICCE, 2005; MILLY; DUNNE; VECCHIA, 2005) e nacional (SALATI et al., 2010). No parágrafo a seguir foi realizado um esforço para reunir um conjunto de estudos que reporta os impactos da mudança climática e seus respectivos efeitos na vazão, e sintetizam o padrão geral das avaliações no regime de vazões.

Adam, K. N. et al. (2015) mostrou que os impactos sobre as vazões são significativamente dependentes dos membros dos modelos de circulação global, projeções climáticas e forçamento do modelo. O trabalho de Lyra, A. et al. (2017) mostrou para a maioria das três regiões metropolitanas (São Paulo, Santos e Rio de Janeiro) uma tendência de aumento de temperatura e redução da precipitação para os cenários futuros, além dos dados com resolução de 5km apresentarem menores erros do que os de 20km de resolução.

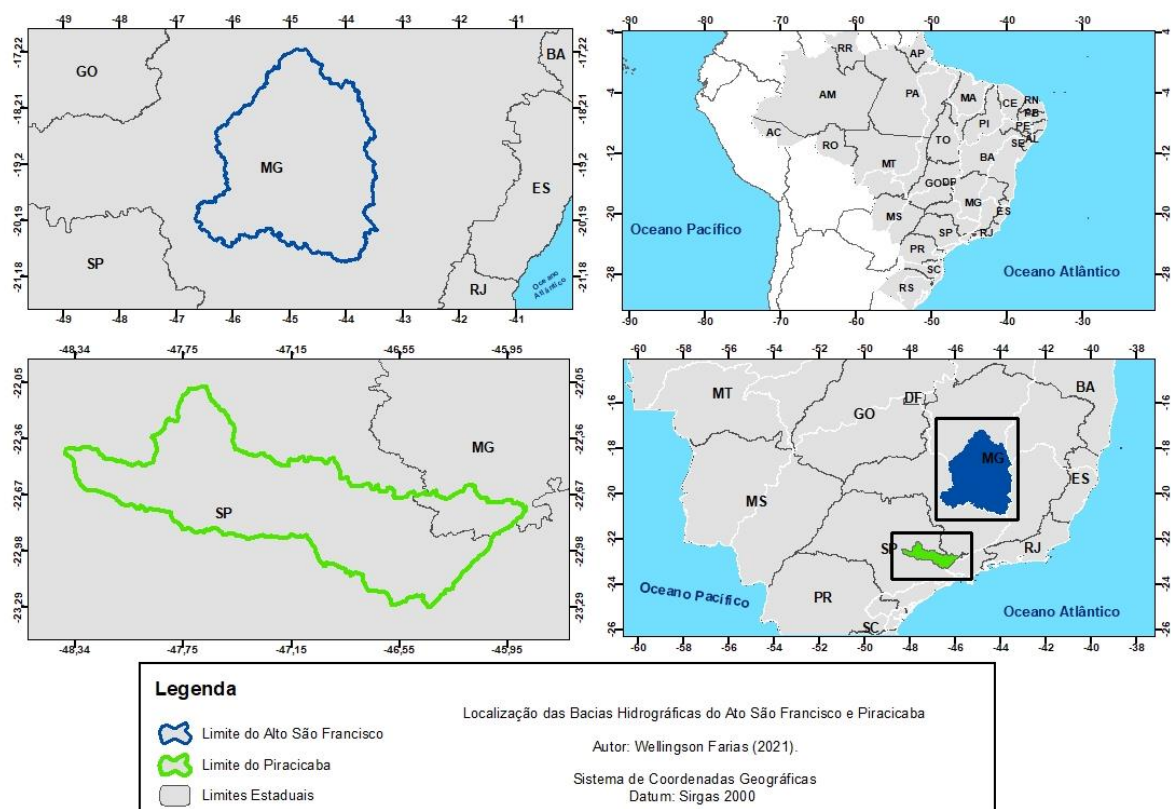
3 Material e métodos

3.1 Área de estudo

As áreas de estudo compreendem as bacias hidrográficas do rio Piracicaba e do rio São Francisco, esta última, na sua parte alta, Alto São Francisco. São bacias com múltiplos usos da água e consideráveis demandas hídricas, com elevada população, aproximadamente 4,4 e 6,7 milhões de habitantes, respectivamente. A bacia do rio Piracicaba (12.600 km²) está localizada na região sudeste do Estado de São Paulo e extremo sul de Minas Gerais (Figura 2), enquanto a bacia do Alto rio São Francisco, nomeada simplesmente, como Alto São Francisco (100.076 km², 16% da área da bacia do Rio São Francisco), se estende da Serra da Canastra (MG) até a cidade de Pirapora (MG) (Figura 2). O clima da bacia do rio Piracicaba é em boa parte subtropical, com temperaturas médias anuais entre 18 e 22°C, e precipitação média anual de aproximadamente 1400 mm, com máximos de dezembro a janeiro e estiagem

durante junho a agosto. Já a bacia do Alto São Francisco, que concentra 75% do suprimento de água antes de correr por 1.800 km em direção a Foz (MEDEIROS, 2003), apresenta um clima tropical úmido, com chuvas no verão, aproximadamente 60% do total, e inverno seco (JUNQUEIRA, 2002). A chuva média anual varia de 1.000 a 1.500 mm e a temperatura média é de 23°C.

Figura 2: Localização das bacias hidrográficas do Alto São Francisco e Piracicaba



Fonte: Elaborada pelo próprio autor

3.2 Metodologia

Breve descrição sobre modelagem hidrológica

De acordo com TUCCI (2005), os modelos hidrológicos começaram a aparecer com a demanda de séries hidrológicas mais longas e representativas de vazões para diversos interesses de recursos hídricos. Segundo FAYAL (2008), os maiores avanços começaram em 1930, no momento em que as agências do governo dos países desenvolvidos iniciaram o planejamento para exploração dos seus recursos hidrológicos. No ano de 1932, foi desenvolvido o Hidrograma unitário por Sherman. No ano seguinte, a teoria da infiltração foi desenvolvida por Horton. Em 1939, Mac Carthy criou um modelo de propagação de onda de cheia em rios, o modelo de Muskingum, e o modelo Puls para aplicações em reservatórios.

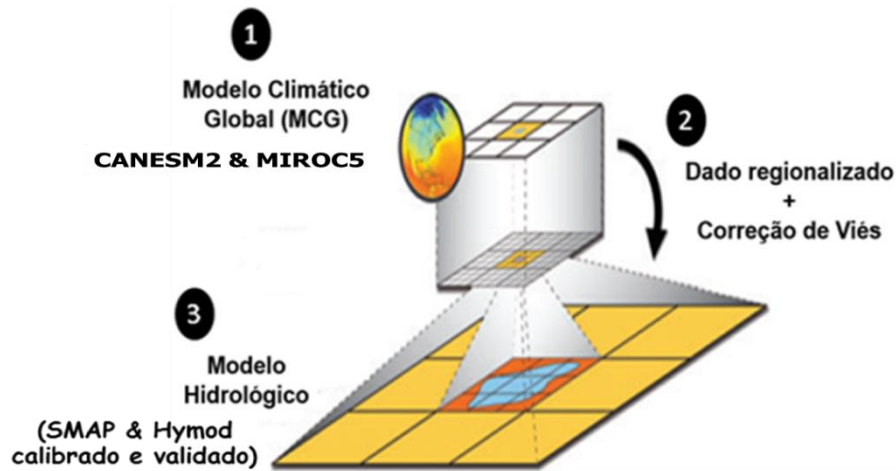
Com o aumento do “poder” computacional, a partir do final da década de 1950, originaram-se possibilidades de acelerar o processo de evolução dos modelos hidrológicos com base nos conceitos físicos TUCCI (1998). A partir desta década, aumentaram as disponibilidades de dados hidroclimáticos e iniciaram abordagens espaciais distribuídas que foram aplicadas na modelagem hidrológica, considerando as características espaciais das bacias (BEVEN, 1979; FREEZE; HARLAN, 1969).

De maneira geral, os modelos hidrológicos podem ser considerados sob diferentes aspectos, sendo classificados como: o tipo de relações entre essas variáveis (empíricos ou conceituais), o tipo de variáveis utilizadas na modelagem (estocásticos ou determinísticos), a existência de dependência temporal (estacionários ou dinâmicos), a forma de representação dos dados (discretos ou contínuos) e a existência ou não de relações espaciais (concentrados ou distribuídos) (MOREIRA, 2005). Em especial, os modelos concentrados (conhecidos como *lumped*) são aqueles que consideram a variabilidade espacial das variáveis hidrológicas de forma integrada na bacia, sem representar a complexidade da variabilidade espacial. Nesses modelos, a variável fundamental é o tempo, embora as características hidroclimáticas e geomorfológicas da bacia sejam representadas de forma média (concentrada). Nesses modelos as variáveis do sistema são avaliadas em termos médios espaciais. Com isso, as variáveis: chuva, infiltração, evaporação, vazão, dentre outras são simuladas em termos médios na bacia, considerando que variáveis de entrada e saída são representativas da bacia (FAYAL, 2008).

Estratégia de modelagem

O regime hidrológico das bacias do rio Piracicaba e Alto rio São Francisco foram simulados com uso de dois modelos hidrológicos: o SMAP e HYMOD, descritos a seguir: Estes modelos foram forçados com os dados observados (XAVIER, 2015) e dos MCGs do CMIP5 (CANESM2 e MIROC5), esses dois modelos foram escolhidos por ter disponível os dados (precipitação e temperatura máxima e mínima do ar) regionalizados estatisticamente com resolução de aproximadamente 25km, essas variáveis, foram aplicadas as médias nas áreas das bacias hidrográficas e na escala diária, usadas para os forçamentos dos modelos hidrológicos. A Figura 3, apresenta a estratégia de modelagem hidroclimática utilizada neste trabalho.

Figura 3: Esquema do processo de modelagem com uso do MCG como *drives* (entrada) para os modelos hidrológicos



Fonte: Adaptada de Teutschbein e Seibert (2010)

A temperatura do ar foi utilizada para estimar a evapotranspiração potencial pelo método de Hargreaves, descrito na Eq (1):

$$\lambda E_o = 0,0023 H_o (T_{mx} - T_{mn})^{0,5} (\overline{T_{av}} + 17,8) \quad \text{Eq. (1)}$$

onde: λE_o é calor latente de vaporização (MJ.kg^{-1}), que depende da temperatura e da constante de vaporização da água; H_o é a radiação no topo da atmosfera ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$) que depende da constante solar, dia do ano e latitude; T_{mx} , T_{mn} e $\overline{T_{av}}$, são as temperaturas máxima, mínima e média ($^{\circ}\text{C}$), respectivamente, onde a temperatura média é uma média aritmética da temperatura máxima e mínima. Maiores detalhes em (ARCHIBALD & WALTER, 2014).

Certamente, na avaliação dos efeitos da mudança do clima com uso da modelagem hidrológica, a maior incerteza envolve a escolha do MCG, ao passo que, a escolha do modelo hidrológico a ser utilizado também corresponde a uma considerável incerteza, principalmente na simulação da vazão e dos escoamentos que a compõem (superficial, subsuperficial e de base). Adicionalmente, as incertezas na modelagem hidrológica correspondem à existência de erros nos dados medidos, nos parâmetros obtidos na calibração (HAAN, 1989), o que pode ser reduzido com uso de intervalos de valores dos parâmetros, em vez de um único valor (BEVEN, 2012). A estrutura do modelo também contribui para as incertezas nas simulações dos processos hidrológicos, dado que cada modelo dar ênfase a diferentes processos hidrológicos, o que corrobora em diferentes destrezas conforme a bacia hidrográfica estudada. Esse último fator, pode ser investigado/reduzido com uso de modelos hidrológicos com

diferentes estruturas, como é o caso do SMAP, que utiliza o princípio Horton, que gera o escoamento superficial devido o excesso de saturação do solo, que ocorre quando a taxa de precipitação excede a de infiltração, e o HYMOD, que gera o escoamento superficial a partir de uma probabilidade de ocorrência. O uso destes modelos contribuirá no sentido de contemplar um número maior de possibilidades do regime hidrológico simulado no clima futuro, bem como a questão da indecisão na escolha do modelo hidrológico a ser utilizado em estudos de impacto hidrológico, corroborando assim para reduzir parte da incerteza nas projeções hidrológicas.

3.3 Dados hidrometeorológicos

Os dados de vazão diária observada no exutório das bacias hidrográficas estudadas são da Agência Nacional das Águas (ANA) e a base de dados meteorológicos observados para forçar os modelos hidrológicos durante o processo de calibração e verificação é composta por dados diários de precipitação, temperatura do ar de estações de superfície ao longo de todo Brasil, dispostas em uma grade de $0,25^\circ$ de longitude e latitude (XAVIER; KING; SCANLON, 2015) no período de janeiro de 1980 a dezembro de 2005 esse período escolhido foi devido à base de dados observados comum para as duas bacias começar em 1980 e os dados dos modelos climáticos começam os cenários projetados em 2006.

Para as projeções do regime hidrológico simulado no clima recente e no clima futuro, foram utilizados os dados de precipitação e temperatura máxima e mínima, extraídas dos modelos globais CANESM (Canadian Earth System Model, 2a geração) e MIROC5 (Model for Interdisciplinary Research On Climate) para o período de 1°-1-1980 a 31-12-2100. Os dados utilizados destes modelos climáticos provêm da base de dados do NEX-GDDP (do inglês, *National Aeronautics and Space Administration (NASA) Earth Exchange Global Daily Downscaled Projections*), uma base de dados globais de precipitação e temperatura do ar máxima e mínima globais regionalizados estatisticamente em ~ 25 km (THRASHER et al., 2012).

3.4.1 Remoção do viés das projeções climáticas

Definição de viés

O clima regional observado e simulado pode ser visto como uma amostra de duas distribuições de probabilidade multivariadas com aspectos marginais, temporais, espaciais e multivariados. Se as distribuições simulada e real forem diferentes, o modelo é tendencioso.

Seguindo a definição de tendência estatística, definimos uma tendência no tempo t como a diferença sistemática entre uma propriedade do modelo simulado $\theta_{mod}(t)$ e uma propriedade observada $\theta_{obs}(t)$, pois esta definição está em linha com a da Organização Mundial Meteorológica (WMO), que define um viés como a correspondência entre uma previsão média e a observação média calculada em um determinado domínio e tempo. Nós apenas o estendemos para outras propriedades além da média (PIANI et al. 2010).

$$Vies_{\theta}(t) = \theta_{mod}(t) - \theta_{obs}(t) \quad \text{Eq. (2)}$$

De uma dada série de tempo observacional finita (ou campo de série de tempo), só se pode derivar estimativas de θ_{obs} . O mesmo vale na prática também para θ_{mod} , que poderia pelo menos em princípio ser melhor estimado por um conjunto de condições iniciais ou longas simulações de controle. A variabilidade climática interna é, de fato, um fator severamente limitante para uma estimativa de viés confiável. Mesmo em escalas de tempo de 30 anos, muitas propriedades climáticas são substancialmente afetadas por modos de variabilidade climática de longo prazo. Assim, uma fração considerável de qualquer viés de modelo estimado será simplesmente um componente aleatório. Longas séries de tempo são, portanto, essenciais para uma calibração de modelo sensata.

As forçantes externas naturais e antropogênicas mudam o sistema climático com o tempo. Consequentemente, as mudanças na distribuição do clima e os vieses do modelo climático também são, em geral, dependentes do tempo.

Cada uma das projeções climáticas inclui temperatura máxima diária, temperatura mínima diária e precipitação para os períodos de 1950 a 2100, com espaçamento horizontal de 100 e 25 km (CANESM2 e MIROC5, respectivamente), onde será realizada a remoção do viés dos dados do MCG segundo (MEIRA, 2020).

Limitações

A correção de viés é amplamente utilizada na modelagem de impacto climático. No primeiro momento, visa ajustar estatísticas selecionadas de uma simulação de modelo climático para melhorar correspondentemente às estatísticas observadas em um período de referência atual. A correção de viés pode ou não envolver uma etapa de downscaling; modificar ou não a mudança climática simulada; e ajustar apenas aspectos marginais, ou também aspectos espaciais, temporais e multivariáveis. Uma hipótese da correção de viés é que o modelo climático escolhido produza uma entrada hábil para uma correção de viés e uma representação plausível das mudanças climáticas. A correção de viés não pode resolver problemas fundamentais de um modelo climático.

Os métodos atuais de correção de viés têm uma capacidade limitada de reduzir ainda mais a saída do modelo. A variabilidade diária da subgrade não pode ser gerada e os resultados que alteram o sinal da mudança climática da subgrade não podem ser representados. Quaisquer modificações de aspectos espaciais, temporais ou multivariáveis podem quebrar fortemente a consistência com o modelo de condução e afetar outros aspectos que não os desejados. Isso vale em particular para grandes modificações da estrutura temporal. A validação cruzada de aspectos marginais não é suficiente para identificar problemas de correção de viés e precisa ser complementada por uma avaliação de aspectos multivariados. A mesma deve ser realizada em um cenário de contorno perfeito, transitório, ideal, como também as mudanças climáticas simuladas devem ser analisadas, tendo como exemplo, uma pseudo-realidade (MARAUN,2016).

A correção de viés foi aplicada nos dados de temperatura máxima e mínima e precipitação para as projeções dos dados do RCP 4.5 e 8.5, onde opera da seguinte forma: Y é o fator climático que quero corrigir, que possui uma escala de tempo $s[i]$ agregada, assim dispomos de classe temporal $Y_{s[i]}$. Diante disso, a classe temporal será corrigida pelo mapeamento quantílico padrão, de forma independente para cada escala de tempo, produzindo assim uma nova classe temporal $Y_{s[i]}^c$. Usualmente as classes temporais $s[i]$ são dadas em escalas de dia ou mês, também podem ser obtidas em escalas mais curtas e mais próximas, tendo $Y_{s[i]}^c = A(Y_{s[i-1]}^c)$, onde A é o agregado de $s[i-1]$ para $[i]$. É relevante reparar que cada item da classe temporal na escala original $Y_{s[0]}$ pode ser definido por um índice temporal t_0 , podendo ser por exemplo um dia específico, além de pertencer um período de escala mais longa como mês, estação do ano e ano. De modo que a correção de viés é dada para a precipitação pela equação 3 e temperatura pela equação 4.

$$Y_{s[0]}^M = Y_{s[0]}^c(t_0) \prod_{i>0} \frac{Y_{s[i]}^c(t_i)}{Y_{s[i]}^A(t_i)} \quad \text{Eq. (3)}$$

$$Y_{s[0]}^M = Y_{s[0]}^c(t_0) \sum_{i>0} \frac{Y_{s[i]}^c(t_i)}{Y_{s[i]}^A(t_i)} \quad \text{Eq. (4)}$$

Limitações da correção do viés

A avaliação da correção dos dados climáticos dos modelos CANESM e MIROC5 durante o clima recente (historical), de janeiro de 1981 a dezembro de 2005, foi dada uma

maior ênfase a chuva em termos anuais, e em termos dos seus máximos e mínimos mensais. Adicionalmente, foi avaliada a variabilidade mensal dos dados climáticos e a destreza destes dados diários antes e depois da remoção do viés a partir de três funções, descritas a seguir.

3.4.2 Índice de concordância (*d*)

O índice de concordância (*d*) desenvolvido por Willmott (1981) como uma medida padronizada do grau de erro de predição do modelo, varia entre 0 e 1. Onde o valor 1 indica uma combinação perfeita (onde sabemos que na meteorologia existe pequenos erros nas aproximações das equações matemáticas que geram erros acumulados) e 0 indica nenhuma concordância (WILLMOTT, 1981). O índice de concordância pode detectar diferenças aditivas e proporcionais nas médias e variâncias observadas e simuladas; no entanto, é excessivamente sensível a valores extremos devido às diferenças de quadrados (LEGATES E MCCABE, 1999). Sendo calculado da seguinte forma:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (o_i - s_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|s_i - \bar{o}| + |o_i - \bar{o}|)^2} \quad \text{Eq. (5)}$$

3.4.3 Porcentagem de Viés (*PBIAS*)

O percentual de viés mede a tendência média dos valores simulados de serem maiores ou menores do que os observados. O valor ideal de PBIAS é o valor mais próximo de 0, ou seja, apresenta valores de baixa magnitude indicando simulação precisa do modelo. Valores positivos indicam viés de superestimação, enquanto valores negativos indicam viés de subestimação do modelo (YAPO, P. O., GUPTA, H. V., SOROOSHIAN, S., 1996). Onde tem as mesmas unidades das variáveis observadas, sendo, vazão em m³s⁻¹ e temperatura em °C, no qual é calculado pela equação a seguir:

$$PBIAS = 100 \frac{\sum_{i=1}^N (s_i - o_i)}{\sum_{i=1}^N o_i} \quad \text{Eq. (6)}$$

3.4.4 Erro Médio Absoluto (*MAE*)

O MAE (*Mean Absolute Error* na escrita em inglês) corresponde à média dos erros absolutos, também apresenta o viés dos dados simulados em relação aos dados observados, no qual é representado de forma percentual e tem as mesmas unidades das variáveis observadas, ou seja, vazão em m³s⁻¹ e temperatura °C, sendo calculado pela equação a seguir:

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n |s_i - o_i| \quad \text{Eq. (7)}$$

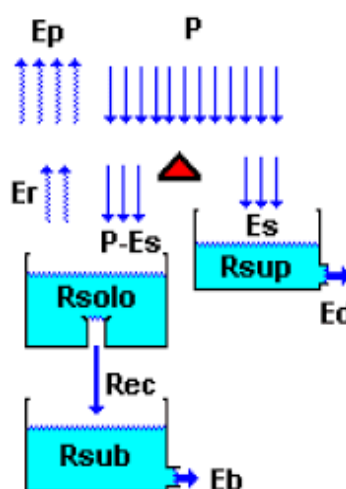
Logo, temos que *S_i* caracteriza a variável observada, o *O_i* representa a variável simulada, o $\bar{O}$ corresponde à média da variável observada no período referente a simulação, *n*

está associado ao número de variáveis e N representa o número de erros (BALTOKOSKI, 2010).

3.3.1 Modelo SMAP diário

O modelo SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*) é um modelo determinístico de simulação hidrológica do tipo concentrado de transformação chuva-vazão, fundamentado na aplicação do modelo *Stanford Watershed IV* e modelo Mero em trabalhos feitos pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo – DAEE inicialmente para o intervalo de tempo diário e apresentado posteriormente para versões mensal e horaria. Apresentado no *International Symposium on Rainfall-Runoff Modeling* ocorrido em Mississippi, U.S.A, e publicado na *Water Resources Publications*. Onde os processos hidrológicos são representados por um conjunto de reservatórios conforme a Figura 4 (LOPES; BRAGA; CONEJO, 1982). Os dados de entrada desse modelo são a chuva e a evapotranspiração potencial diária média na área da bacia.

Figura 4: Estrutura do Modelo conceitual SMAP na escala diária



Fonte: Adaptada de Lopes; Braga; Conejo (1982)

Os parâmetros do SMAP são descritos na tabela 1. O intervalo de variação desses parâmetros, utilizados no processo de calibração, podem ser prescritos conforme (ONS;HICON, 2012).

Tabela 1: Faixas de variação dos parâmetros do modelo SMAP

Parâmetros	Descrição	Unidade	Limite Inferior	Limite Superior
STR	Capacidade de saturação do solo	mm	50	2000
K2T	Constante de recessão do escoamento superficial	dia	0,20	10
KKT	Constante de recessão do escoamento de base	dia	30	180
CREC	Parâmetro de recarga subterrânea	%	0	100
AI	Abstração inicial	mm	1	8
CACP	Capacidade de campo	%	30	50

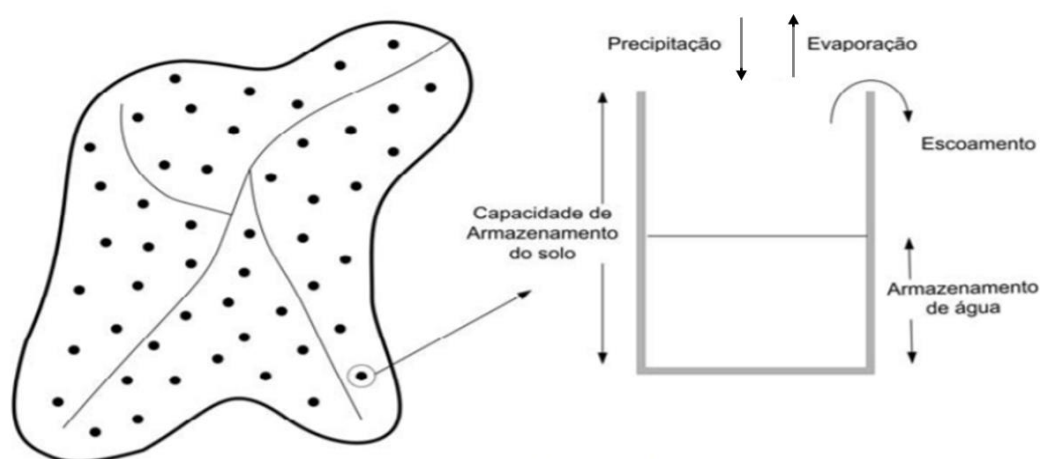
Fonte: Elaborada pelo autor

3.3.2 Modelo HYMOD (*Hydrological Model*) diário

O *conceptual hydrological model* (HYMOD, BOYLE et al., 2003) é um modelo hidrológico do tipo concentrado chuva-vazão para simulação no intervalo diário, fundamentado no princípio da distribuição de probabilidade da capacidade de retenção de água no solo de MOORE, (1985). Isto é, a variação da quantidade de armazenamento de água na bacia é calculada por meio de funções de distribuição de probabilidade.

O pensamento por trás do modelo consiste que a bacia é formada por um grupo de pontos discretos sem interações entre eles, no qual cada ponto conta com uma capacidade de retenção de água, que quando ultrapassado é gerado escoamento. Representado na Figura 5.

Figura 5: Representação de bacia hidrográfica no HYMOD



Fonte: adaptada de Bos & Vreng (2006)

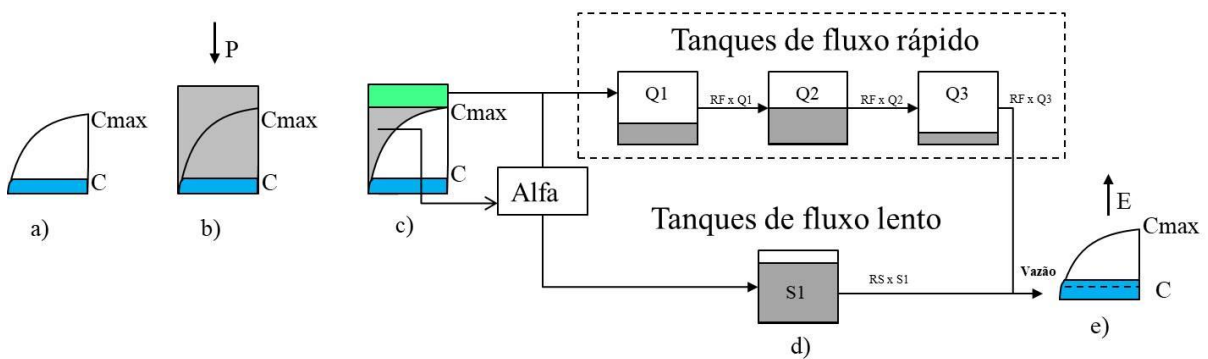
A função de distribuição de probabilidade dos armazenamentos de diferentes pontos da bacia é definida segundo:

$$F(C) = 1 - \left(1 - \frac{C}{C_{max}}\right)^{B_{exp}} \quad \text{Eq. (8)}$$

Onde F é a probabilidade da capacidade de armazenamento de água de um determinado ponto; C é a capacidade de armazenamento de água; C_{max} e B_{exp} são dois parâmetros que descrevem a capacidade máxima de armazenamento de água da bacia (mm) e o grau de variabilidade espacial dentro na bacia, respectivamente.

De maneira geral, a dinâmica de água na bacia simulada pelo HYMOD considera que após um evento de precipitação uma quantidade P caiu sobre a bacia. Essa quantidade de água segue por dois caminhos diferentes, uma parcela vai para o armazenamento e a outra vai para o escoamento, como demonstrado na representação da Figura 6.

Figura 6: Representação do modelo HYMOD



Fonte: adaptada de Bos & Vreng (2006)

A parcela que extrapola o C_{max} não infiltra no solo e vai diretamente para os três tanques nomeados de “Tanques de fluxo rápido”, no qual a passagem entre os mesmos é determinada por uma constante RF . A outra parcela da precipitação que ultrapassa a capacidade dos pontos onde a capacidade é menor que C_{max} direciona-se uma parte para os “Tanques de fluxo rápido” e a outra para os nomeados de “Tanques de fluxo lento”, comandado pelo fator Alfa. A vazão total é composta pela soma das vazões do terceiro tanque do fluxo rápido e do tanque do fluxo lento.

Por fim, a água que fica abrigada na bacia é retirada por meio da evaporação. Que quando a quantidade de água armazenada é maior que a evaporação potencial nesse caso a evaporação real é igual a evaporação potencial, senão, toda a água disponível evapora. O modelo mostrado dispõe de cinco parâmetros a serem ajustados, onde:

1. C_{max} : Capacidade máxima de armazenamento de água (mm);

2. B_{exp} : Grau de variabilidade espacial da capacidade de umidade do solo (adimensional);
3. Alfa: fator de distribuição do fluxo entre as duas séries de reservatórios (adimensional);
4. R_f : tempo de residência dos reservatórios lineares rápidos ($1/\Delta t$ de integração);
5. R_s : tempo de residência do reservatório linear lento ($1/\Delta t$ de integração).

3.4 Calibração da vazão

Com respeito o processo de calibração dos modelos hidrológicos, foi empregado o algoritmo *hydroPSO* que segundo (MOTA DA SILVA, 2014), que utiliza o método *Latin Hypercube One-Factor-at-a-Time* (LH-OAT) para prescrever os parâmetros e algoritmo de otimização por enxame de partículas (PSO, *Particle Swarm Optimization*, do inglês). Segundo (Kennedy; Eberhart, 1995) a PSO é uma metaheurística de melhoramento mutuo de um conjunto de soluções. Na qual, a otimização acontece baseada em cooperação. Criado para simular comportamentos sociais de enxames, cardumes e pássaros, onde esses grupos de animais, ao procurar comida ou fugir de predadores, possuem consciência coletiva, ou seja, cada indivíduo aprende com o seu vizinho. Cada partícula percorrerá o espaço de busca e terá sua velocidade atualizada de acordo com a velocidade das demais partículas, que quando mais distante do “alvo” terá sua velocidade incrementada e partículas mais próximas terá sua velocidade moderada. Buscando pela melhor solução possível (condições ótimas) dado um conjunto de critérios e restrições de um determinado problema. A mudança na posição das partículas, em cada interação, pode ser implementada de acordo com a seguinte expressão:

$$\begin{array}{rcl}
 \begin{array}{c} \text{velocidade} \\ \text{atual} \end{array} & \begin{array}{c} \text{velocidade} \\ \text{anterior} \end{array} & \begin{array}{c} \text{Melhor} \\ \text{posição da} \\ \text{partícula} \end{array} & \begin{array}{c} \text{Posição} \\ \text{anterior} \end{array} & \begin{array}{c} \text{Posição} \\ \text{do líder} \end{array} & \begin{array}{c} \text{Posição} \\ \text{anterior} \end{array} \\
 v_i(t) = v_i(t-1) + \varphi_1(p_i - x_i(t-1)) + \varphi_2(p_g - x_i(t-1)) & & & & & \\
 x_i(t) = x_i(t-1) + v_i(t-1) & & & & & \\
 \begin{array}{c} \text{Posição} \\ \text{atual} \end{array} & \begin{array}{c} \text{Posição} \\ \text{anterior} \end{array} & \begin{array}{c} \text{velocidade} \\ \text{anterior} \end{array} & & &
 \end{array} \quad \text{Eq. (9)}$$

Em que:

$$\left. \begin{array}{l} - \varphi_1: \text{constante cognitiva (individual);} \\ - \varphi_2: \text{constante social (coletiva);} \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{Constante que} \\ \text{normalmente varia} \\ \text{entre 0 e 1} \end{array}$$

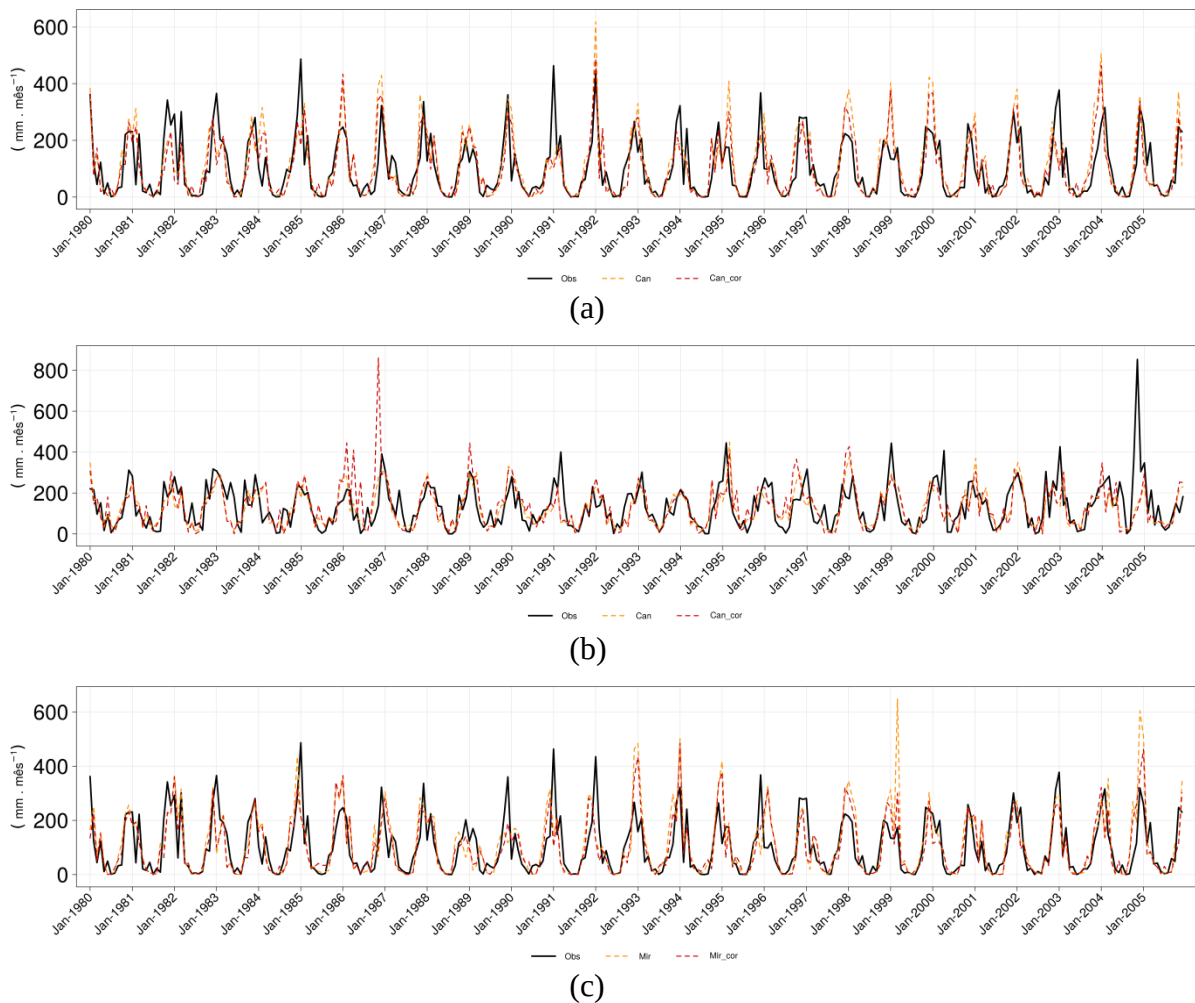
Por fim, o processo de calibração e verificação da vazão diária foi compreendido nos seguintes períodos: (1) calibração, de 1º-1-1980 a 31-12-1992; (2) verificação: de 1º-1-1993 a 31-12-2005.

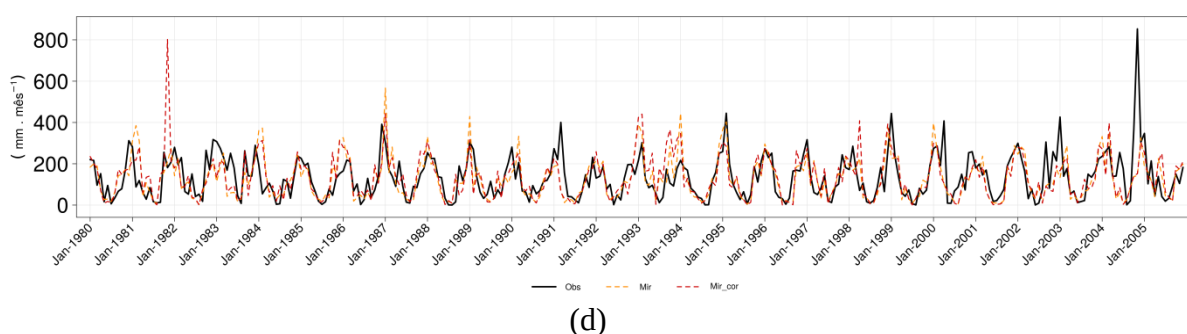
4 Resultados

4.1 Correção do viés das projeções climáticas

Na figura 7 é apresentada a chuva mensal média nas bacias observada e dos modelos climáticos mensais durante janeiro de 1980 até dezembro de 2005. De modo geral, nota-se que a sazonalidade da chuva é representada pelos modelos climáticos, com máximos de precipitação durante os meses de janeiro-março e com os mínimos de chuva ocorrendo durante os meses de junho-agosto. Entretanto, os modelos tendem a superestimar, em menor magnitude para a chuva corrigida, as chuvas que ocorrem nos meses mais chuvosos (janeiro-março), principalmente, na bacia do rio Alto São Francisco, com maior ênfase para o modelo CANESM (figura 10).

Figura 7: Precipitação mensal média na área das bacias ($\text{mm} \cdot \text{mês}^{-1}$) de 1º-1-1980-31-12-2005 para: as bacias do rio Alto São Francisco ((a) e (c)) e do rio Piracicaba ((b) e (d)), observada (Obs) e para os modelos climáticos CANESM ((a) e (b)) e MIROC ((c) e (d)), sem correção do viés (Can e Mir, respectivamente) e com correção do viés (Can_cor e Mir_cor, respectivamente)





Fonte: Elaborada pelo autor

O entendimento dos erros da chuva dos modelos climáticos nas bacias hidrográficas, bem como parte dos efeitos da correção dessa variável é resumida pelas funções aplicadas as chuvas diárias médias dos modelos MIROC e CANESM (Tabela 2). Observe que a para a bacia do Alto rio São Francisco o PBIAS da chuva do MIROC apresentou um viés positivo, indicando uma superestimativa da precipitação em 10,5% e após a correção desta, o viés ficou próximo de zero (Tabela 2), correspondendo a quase uma ausência de viés. Semelhantemente, o PBIAS da precipitação do CANESM para esta bacia era de 10,80% e com a correção da chuva, este passou para zero (Tabela 2).

Tabela 2: Funções (PBIAS, MAE e d) aplicadas durante 1°-1-1980-31-12-2005 para avaliação da chuva diária média nas bacias do rio Alto São Francisco (ASF) e rio Piracicaba (PIRA) provindas dos modelos climáticos CANESM e MIROC não corrigidos e corrigidos

	Bacia do Alto Rio São Francisco (ASF)		Bacia do Rio Piracicaba (PIRA)	
	MIROC	CANESM	MIROC	CANESM
Função	(não corrigido / corrigido)	(não corrigido / corrigido)	(não corrigido / corrigido)	(não corrigido / corrigido)
PBIAS (%)	10,50 / -0,10	10,80 / 0,00	1,37 / 1,32	-4,80 / 0,00
MAE (mm)	4,48 / 4,21	4,18 / 4,22	5,70 / 5,70	5,16 / 5,68
d (-)	0,42 / 0,46	0,47 / 0,47	0,40 / 0,42	0,42 / 0,41

Fonte: Elaborada pelo autor

Esse mesmo padrão se manteve para a bacia do rio Piracicaba, contudo, o PBIAS da chuva para ambos os modelos climáticos nessa bacia foi consideravelmente inferior do que o PBIAS da chuva na bacia ASF (Tabela 2). O PBIAS da chuva do MIROC e do CANESM, antes e depois da correção foi de 1,37% e 1,32%; e -4,8% e 0%, respectivamente (Tabela 2).

Por outro lado, o erro médio absoluto (MAE) da chuva dos modelos climáticos foi ~ 1,5 mm superior na bacia do rio Piracicaba (Tabela 2). De modo geral, o erro médio absoluto

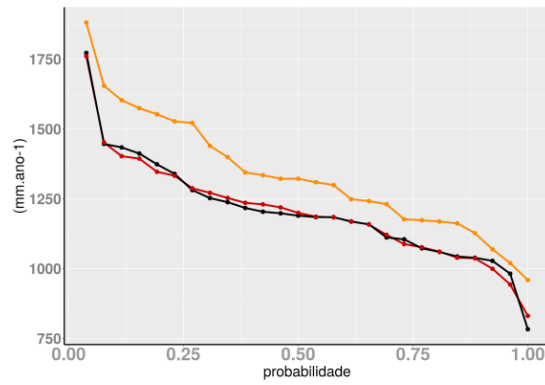
da chuva na bacia do ASF e na bacia do rio Piracicaba foram de $\sim 4,2$ e $5,7$ mm, respectivamente (Tabela 2). A correção da chuva do MIROC reduziu levemente o MAE, enquanto a chuva corrigida do CANESM apresentou um MAE levemente maior (Tabela 2). De maneira geral, a correção da chuva melhorou levemente a concordância da chuva média diária (d) do MIROC, em média $\sim 0,44$, em ambas as bacias hidrográficas. Já para o CANESM, concordância (d) foi a mesma antes e depois da correção da chuva em ambas as bacias hidrográficas (Tabela 2).

Apesar do erro médio absoluto modesto, de 4 a 5 mm da chuva diária, para as bacias do rio ASF e rio Piracicaba, respectivamente, em termos da chuva anual e chuva máxima absoluta mensal e chuva mínima mensal, observa-se que a chuva corrigida passou a ser mais simétrica em relação à chuva observada, reduzindo a amplitude dos erros nos extremos das distribuições foi significativamente reduzida (figuras 8, 9 e 10). Os padrões da chuva entre os modelos e entre as bacias eram distintos.

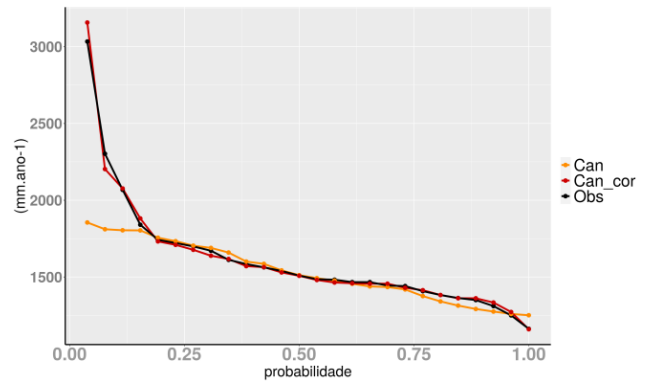
Observe que a chuva anual era superestimada (levemente subestimada) na bacia do rio ASF (rio Piracicaba) por ambos os modelos climáticos, mas foi satisfatoriamente corrigida (figura 8). Da mesma forma, para a chuva máxima, que de modo geral, os modelos climáticos superestimavam em ambas as bacias, exceto a chuva do CANESM para a bacia do rio Piracicaba (figura 9). A correção destes eventos contribui para reduzir a incerteza nas simulações hidrológicas das vazões máximas.

Diferentemente da chuva máxima absoluta mensal, os eventos de precipitação de baixa intensidade, definidos aqui como sendo as chuvas mensais correspondentes ao percentil de 25%, para o modelo CANESM foram significativamente superiores às observações, mas foram satisfatoriamente corrigidas (figuras 10a e 10b), o que ocorreu com menor destreza para as chuvas do MIROC (figuras 10c e 10d).

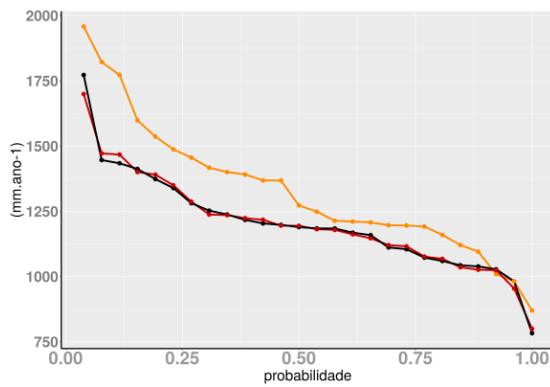
Figura 8: Distribuição de probabilidade acumulada da chuva total anual (mm.ano^{-1}) de 1º-1-1980-31-12-2005 para: as bacias do rio Alto São Francisco ((a) e (c)) e rio Piracicaba ((b) e (d)), observada (Obs) e para os modelos climáticos CANESM (Can) e MIROC, sem correção do viés (Can e Mir, respectivamente) e com correção do viés (Can_cor e Mir_cor, respectivamente)



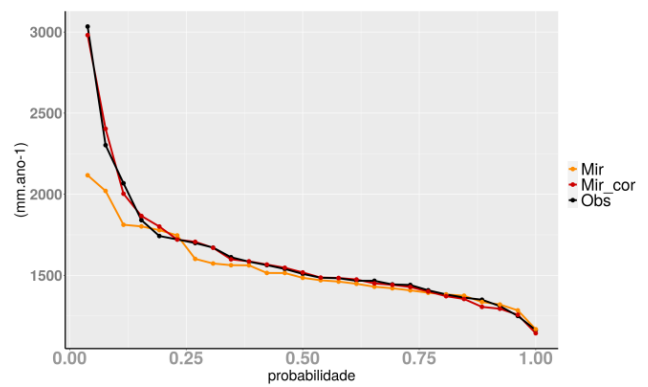
(a)



(b)



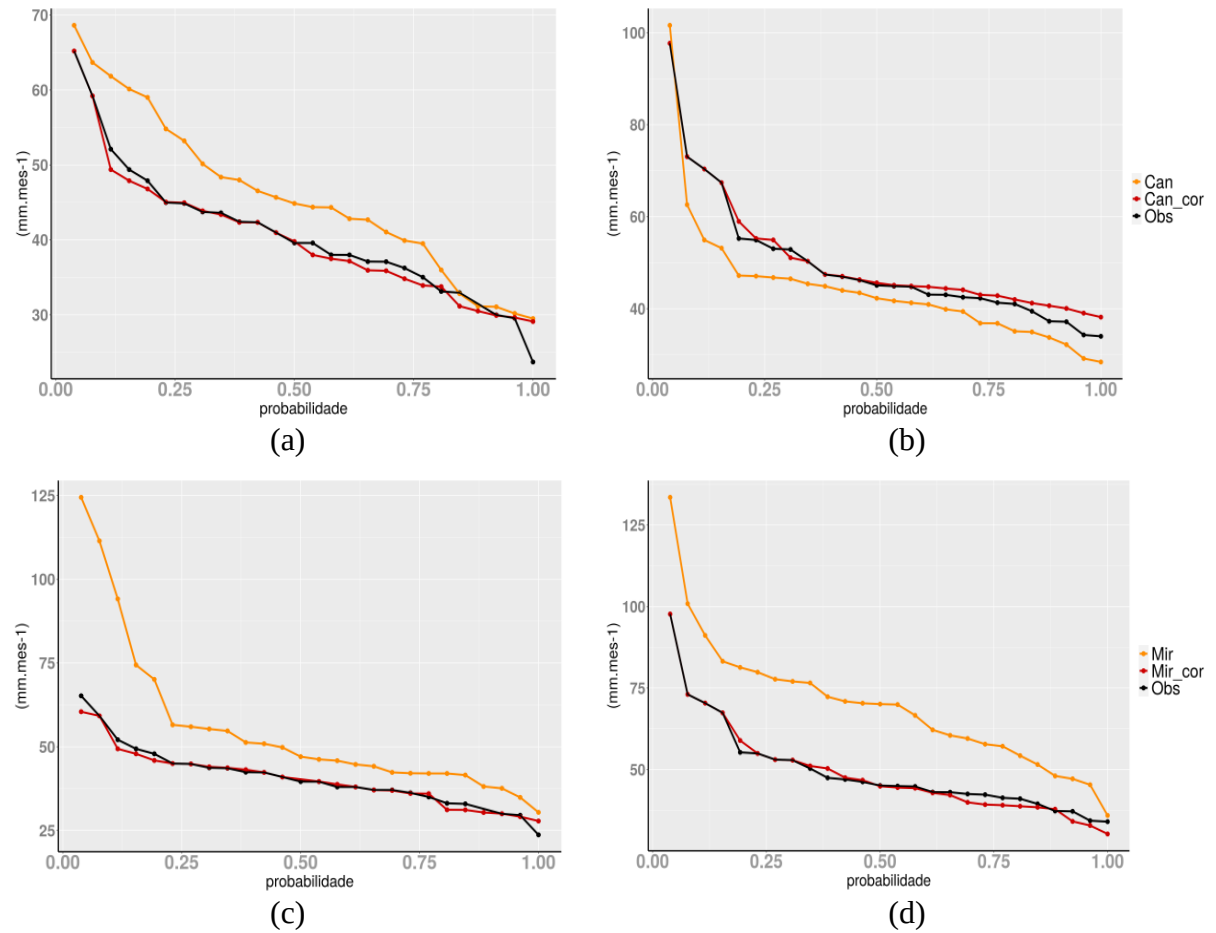
(c)



(d)

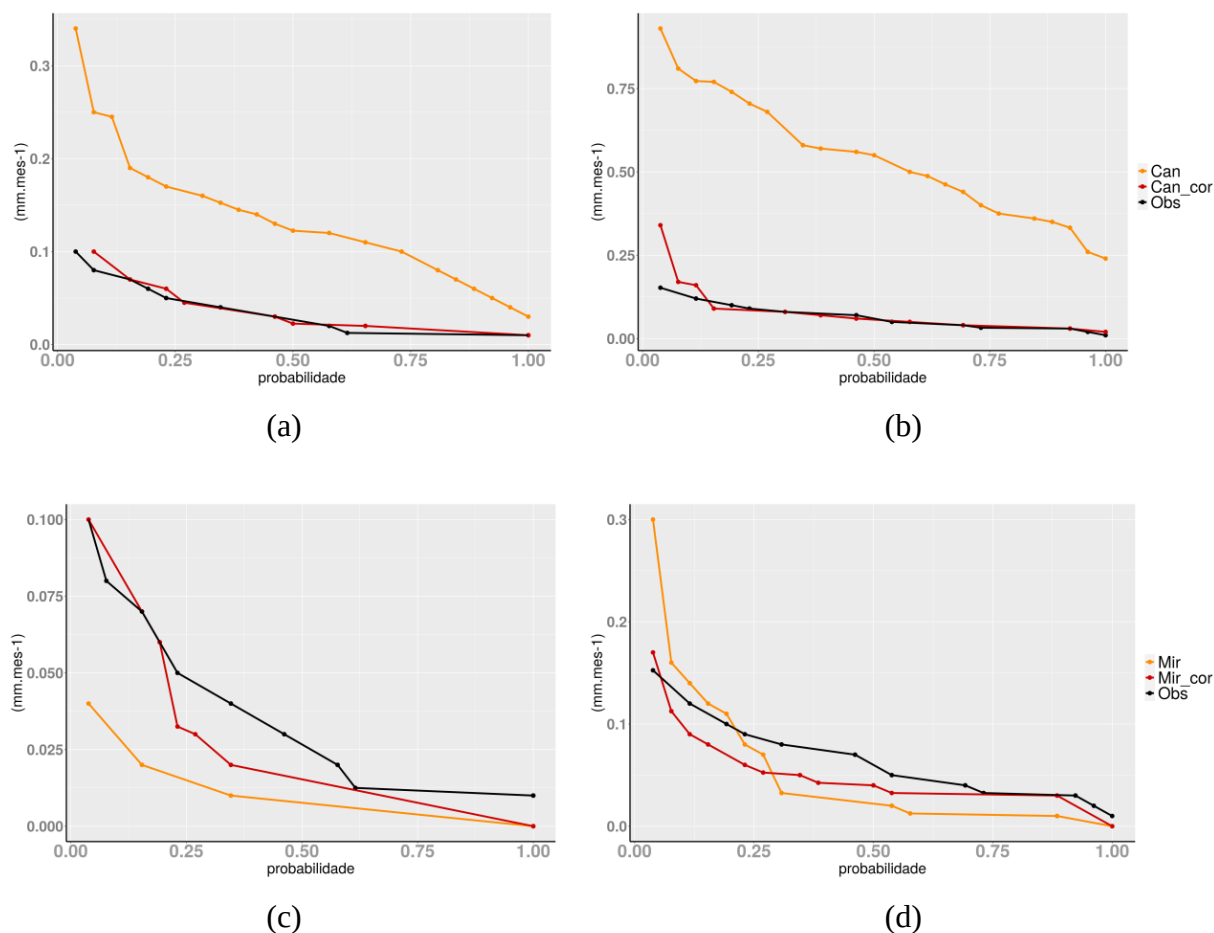
Fonte: Elaborada pelo autor

Figura 9: Distribuição de probabilidade acumulada da chuva máxima absoluta mensal (mm.mês^{-1}) de 1º-1-1980-31-12-2005 para: as bacias do rio Alto São Francisco ((a) e (c)) e rio Piracicaba ((b) e (d)), observada (Obs) e para os modelos climáticos CANESM e MIROC, sem correção do viés (Can e Mir, respectivamente) e com correção do viés (Can_cor e Mir_cor, respectivamente)



Fonte: Elaborada pelo autor

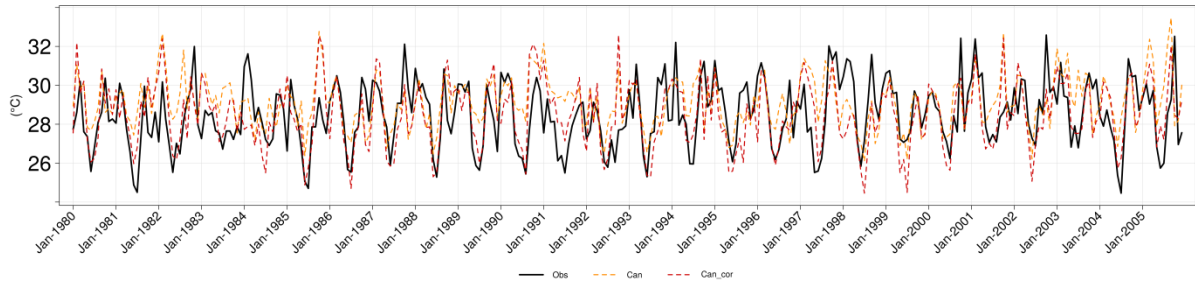
Figura 6: Distribuição de probabilidade acumulada da chuva mínima mensal (mm.mes^{-1}) (percentil de 25%) de 1º-1-1980-31-12-2005 para: as bacias do rio Alto São Francisco ((a) e (c)) e rio Piracicaba ((b) e (d)), observada (Obs) e para os modelos climáticos CANESM ((a) e (b)) e MIROC, sem correção do viés (Can e Mir, respectivamente) e com correção do viés (Can_cor e Mir_cor, respectivamente)



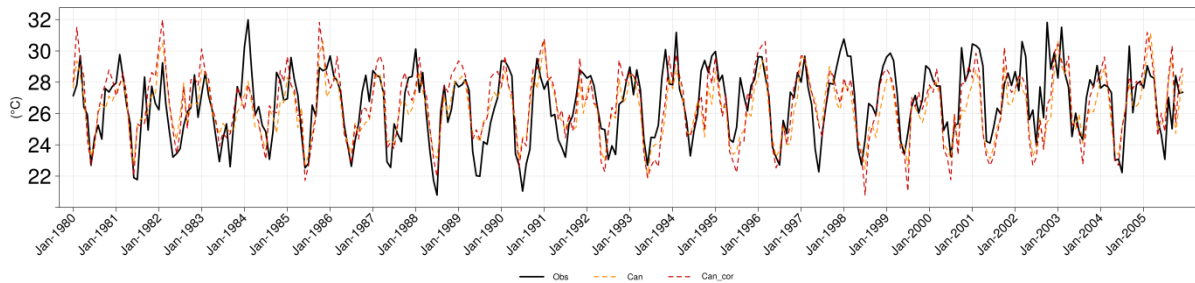
Fonte: Elaborada pelo autor

Na Figura 11 é apresentada a temperaturas máxima mensal média nas bacias hidrográficas para os dados observados e para os modelos climáticos durante janeiro de 1980 a dezembro de 2005. Nota-se que para ambos os modelos os máximos de temperatura máxima são mais superestimados na bacia do rio ASF do que na bacia do rio Piracicaba (Figura 11). O PBIAS (MAE) da temperatura máxima diária anterior à correção dos dois modelos na bacia do rio ASF eram de 1,6% (2,48 °C) e 2,3% (2,49 °C), respectivamente (Tabela 3). Já o PBIAS (MAE) para a bacia do rio Piracicaba apresentava um viés, oposto, ou seja, negativo de -2,2% (3,04 °C) 3 -1,2% (3,43° C), respectivamente para os modelos MIROC e CANESM (Tabela 3).

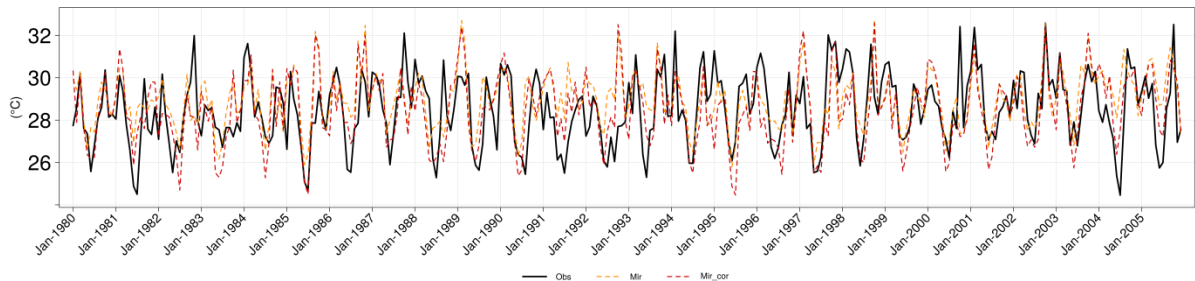
Figura 7: Temperatura máxima mensal média (°C) de 1º-1-1980-31-12-2005 para: as bacias do rio Alto São Francisco ((a) e (c)) e rio Piracicaba ((b) e (d)), observada (Obs) e para os modelos climáticos CANESM ((a) e (b)) e MIROC ((c) e (d)), sem correção do viés (Can e Mir, respectivamente) e com correção do viés (Can_cor e Mir_cor, respectivamente)



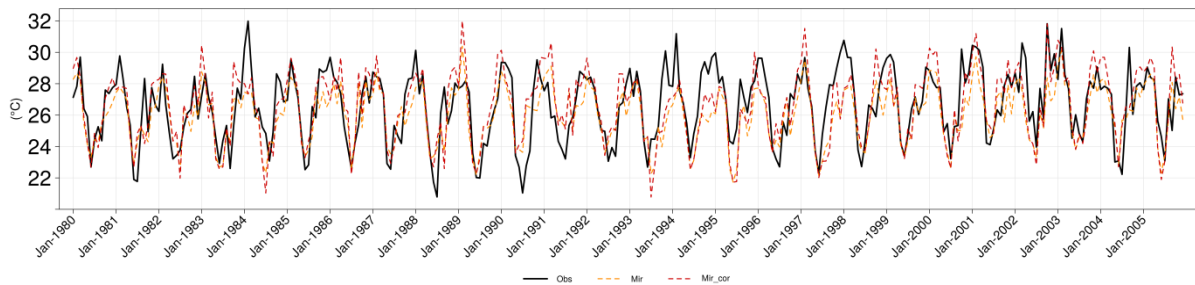
(a)



(b)



(c)



(d)

Fonte: Elaborada pelo autor

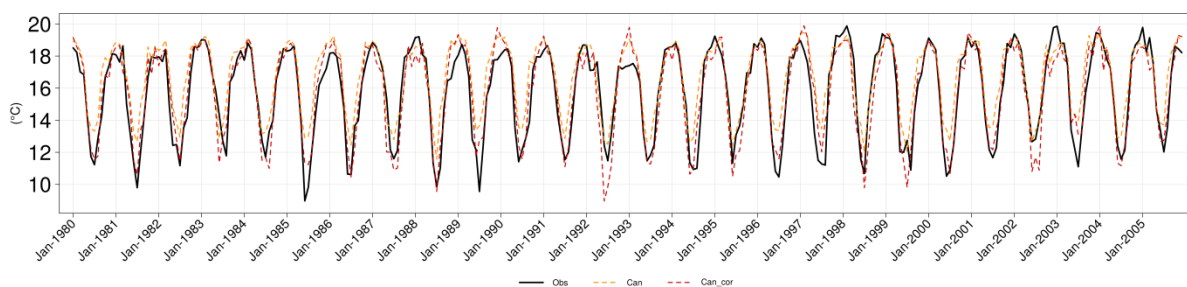
Tabela 3: Funções (PBIAS, MAE e d) aplicadas durante 1º-1-1980 a 31-12-2005 para avaliação da temperatura máxima média diária nas bacias do rio Alto São Francisco (ASF) e rio Piracicaba (PIRA) provindas dos modelos climáticos CANESM e MIROC não corrigidos e corrigidos

	Bacia do Alto Rio São Francisco (ASF)		Bacia do Rio Piracicaba (PIRA)	
Função	MIROC ASF (não corrigido / corrigido)	CANESM ASF (não corrigido / corrigido)	MIROC PIRA (não corrigido/ corrigido)	CANESM PIRA (não corrigido / corrigido)
PBIAS (%)	1,60 / 0,00	2,30 / 0,00	-2,20 / 0,00	-1,20 / 0,00
MAE (°C)	2,48 / 2,66	2,49 / 2,68	3,04 / 3,36	2,91 / 3,43
d (-)	0,49 / 0,52	0,46 / 0,51	0,56 / 0,57	0,55 / 0,56

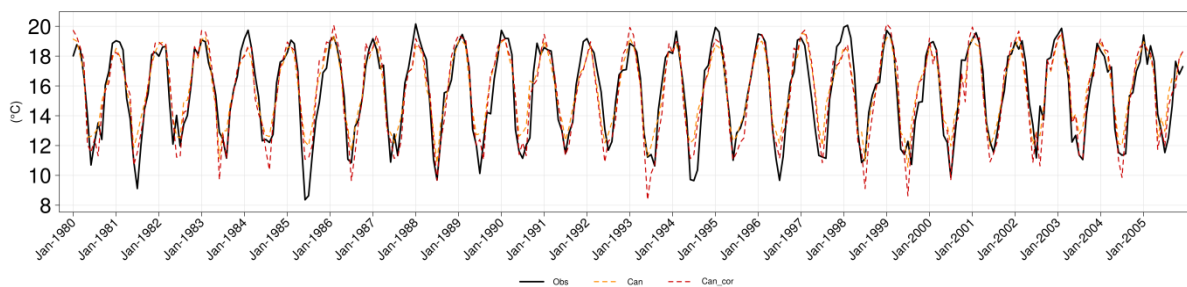
Elaborada pelo autor

Igualmente a temperatura máxima mensal, a temperatura mínima mensal era mais superestimada na bacia do rio ASF do que na bacia do rio Piracicaba (Figura 12 e Tabela 4). Na bacia do rio ASF o PBIAS era de 4,7% e 5,4%, enquanto, que na bacia do rio Piracicaba o PBIAS era de 0,6% e 1,5%, para os modelos MIROC e CANESM, respectivamente (Tabela 4).

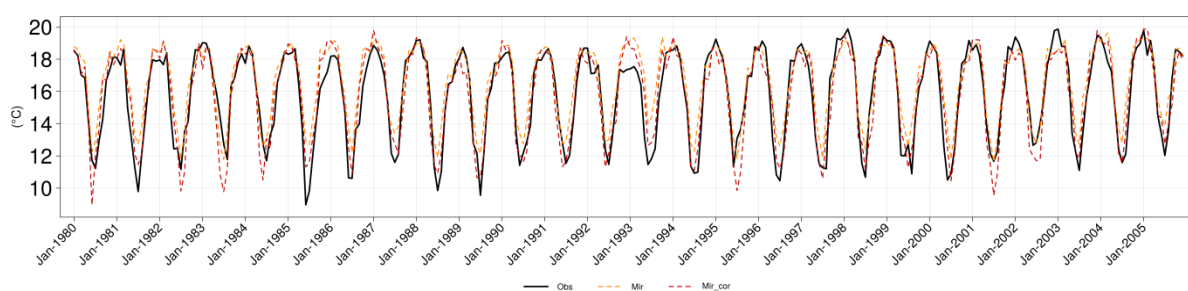
Figura 8: Temperatura mínima mensal média (°C) de 1º-1-1981-31-12-2005 para: as bacias do rio Alto São Francisco ((a) e (c)) e rio Piracicaba ((b) e (d)), observada (Obs) e para os modelos climáticos CANESM ((a) e (b)) e MIROC ((c) e (d)), sem correção do viés (Can e Mir, respectivamente) e com correção do viés (Can_cor e Mir_cor, respectivamente)



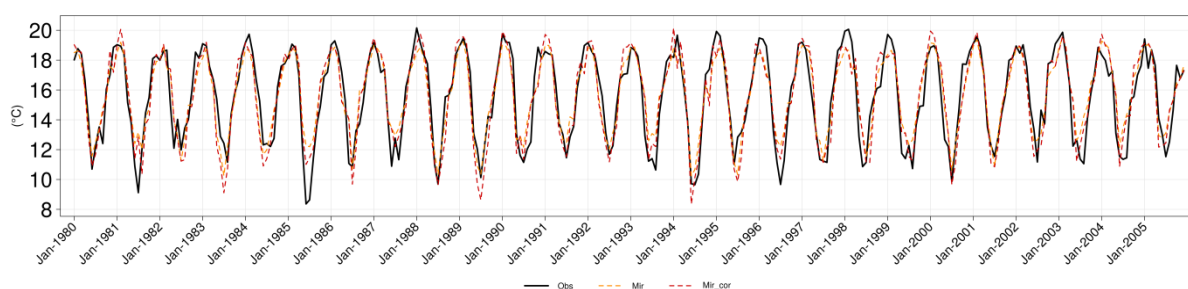
(a)



(b)



(c)



(d)

Elaborada pelo autor

De modo geral, os modelos climáticos apresentaram uma maior destreza na temperatura mínima do que na temperatura máxima, dado que o Erro Médio Absoluto (MAE) para a temperatura mínima foi menor (entre 1,6 a 2,1°C) do que para a temperatura máxima (entre 2,6 a 3,4°C), bem como a concordância (*d*) das temperaturas mínimas dos modelos climáticos com as observações foram superiores 0,8 contra ~ 0,5° da temperatura máxima (Tabelas 3 e 4).

Tabela 4: Funções (PBIAS, MAE e *d*) aplicadas durante 1°-1-1980-31-12-2005 para avaliação da temperatura mínima média diária nas bacias do rio Alto São Francisco (ASF) e rio Piracicaba (PIRA) provindas dos modelos climáticos CANESM e MIROC não corrigidos e corrigidos

Função	Bacia do Alto Rio São Francisco (ASF)		Bacia do Rio Piracicaba (PIRA)	
	MIROC ASF (não corrigido / corrigido)	CANESM ASF (não corrigido / corrigido)	MIROC PIRA (não corrigido/ corrigido)	CANESM PIRA (não corrigido / corrigido)
PBIAS (%)	4,70 / 0,00	5,40 / 0,00	0,60 / 0,00	1,50 / 0,00
MAE (°C)	1,62 / 1,69	1,65 / 1,67	1,90 / 2,11	1,85 / 2,07
d (-)	0,84 / 0,86	0,83 / 0,87	0,82 / 0,82	0,82 / 0,83

Elaborada pelo autor

De modo geral, a correção removeu o viés sistemático médio da chuva e da temperatura, já que o PBIAS após a correção ficou igual à zero (tabelas 2 a 4). A concordância (*d*) entre as observações e os modelos climáticos para as duas bacias hidrográficas, na maior parte dos casos, melhorou com a correção, ou permaneceu aproximadamente igual à concordância (*d*) anterior as correções (tabelas 2 a 4).

Para a temperatura, o que nem sempre foi satisfatório foi à redução do erro médio absoluto (MAE) com a correção aplicada aos modelos climáticos, provavelmente devido os erros dos eventos pronunciadamente extremos, onde o MAE é consideravelmente sensível. Já para a chuva dos modelos, a concordância (*d*) e o Erro Médio Absoluto (MAE) se mantiveram os mesmos (Tabela 2), embora, as chuvas máximas e mínimas tenham melhorado consideravelmente com a correção (Figuras 9 e 10). A correção removeu o erro sistemático, o erro médio, e de modo geral, melhora a concordância com as observações, porém preserva parte das limitações dos modelos climáticos em simular os eventos intensos correlacionados com a escala, conforme foi percebido no Erro Médio Absoluto (MAE) após as correções.

4.2 Calibração e verificação da vazão simulada

Em virtude do reduzido número de parâmetros dos modelos hidrológicos SMAP e HYMOD foram escolhidos todos os parâmetros destes modelos no processo de calibração da vazão para as bacias do Alto rio São Francisco e do rio Piracicaba. Os parâmetros dos modelos hidrológicos utilizados na calibração e já otimizados estão descritos na Tabela 5 para o HYMOD e na Tabela 6 para o SMAP. O período de calibração para ambos os modelos hidrológicos correspondeu às datas de 1º-1-1980 a 31-12-1992, totalizando 13 anos, onde foi desconsiderado o todo o 1º ano de simulação (1980). Enquanto a verificação foi realizada para o período de 1º-1-1993 a 31-12-2005 (13 anos).

Tabela 5: Parâmetros do modelo hidrológico HYMOD calibrados para a bacia do Alto rio São Francisco (ASF) e rio Piracicaba

Bacia	Cmax (mm)	Bexp (-)	Alpha (-)	Rf (dia ⁻¹)	Rs (dia ⁻¹)
hidrográfica					
ASF	2000	0,40	0,50	0,3	0,01
Piracicaba	2000	0,18	0,37	0,1	0,01

Elaborado pelo autor

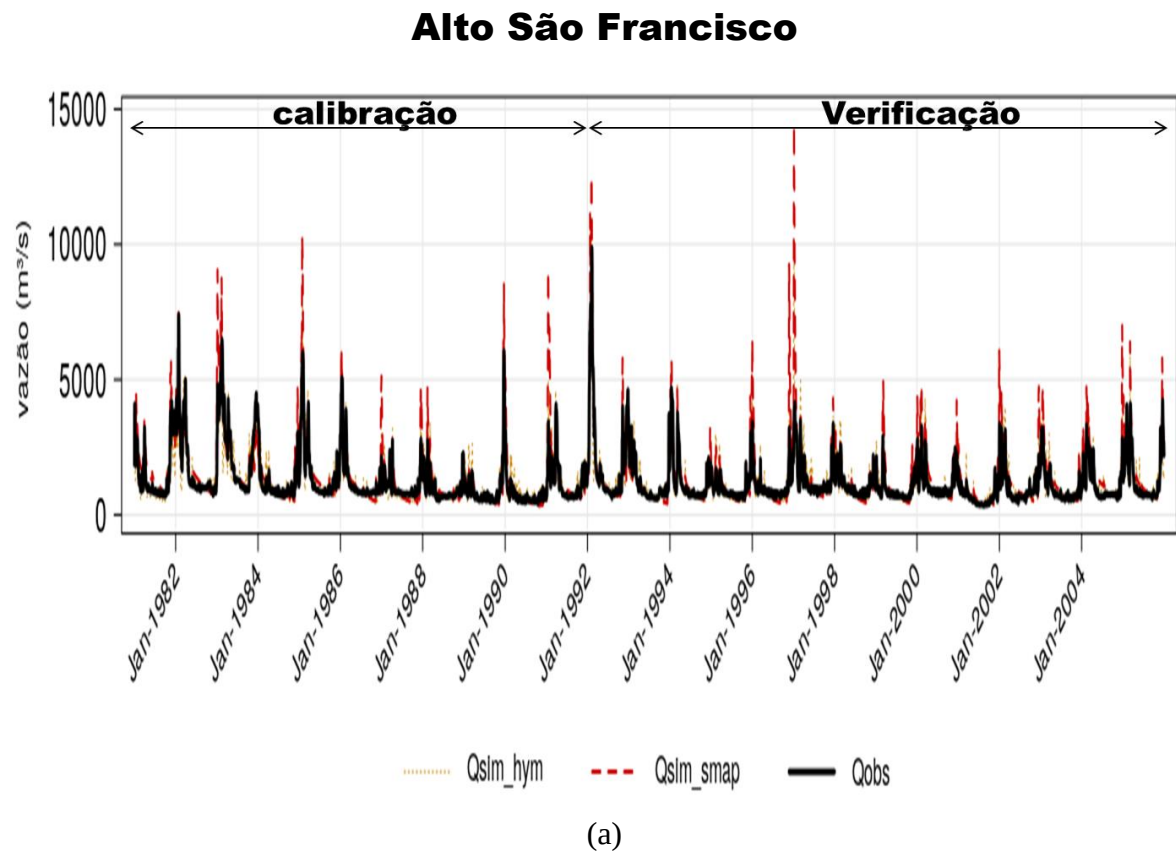
Tabela 6: Parâmetros do modelo hidrológico SMAP calibrados para a bacia do Alto Rio São Francisco e Rio Piracicaba.

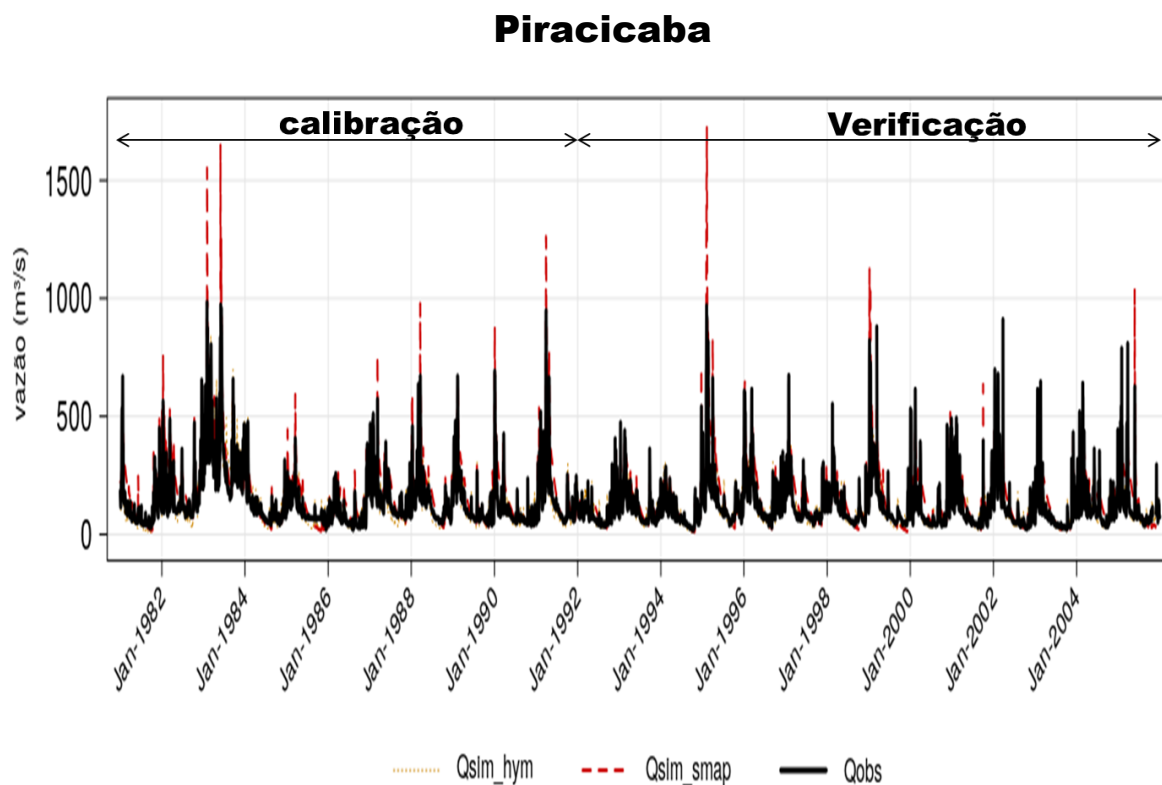
Bacia	STR	K2T	KKT	CREC	AI	CACP	Coef. Ajuste da prec
hidrográfica	(mm)	(dia)	(dia)	(%)	(mm)	(%)	(-)
ASF	100	7,7	165	17,96	6	45	0,95
Piracicaba	60	5,5	65	15	8	25	0,75

Elaborado pelo autor

Os modelos HYMOD e SMAP simularam satisfatoriamente a vazão diária para as duas bacias hidrográficas estudadas. Porém observa-se a vazão simulada pelo SMAP (linha tracejada vermelha), é recorrente a superestimação das vazões máximas nas bacias do rio Alto São Francisco (Figura 13a), e em menor frequência, na bacia do rio Piracicaba (Figura 13b).

Figura 9: Hidrograma da vazão diária observada e simulada pelos modelos HYMOD e SMAP durante o período de calibração (1º-1-1980-31-12-1992) e verificação (1º-1-1993 a 31-12-2005) para as bacias: (a) do Alto rio São Francisco (b) e do rio Piracicaba (b)



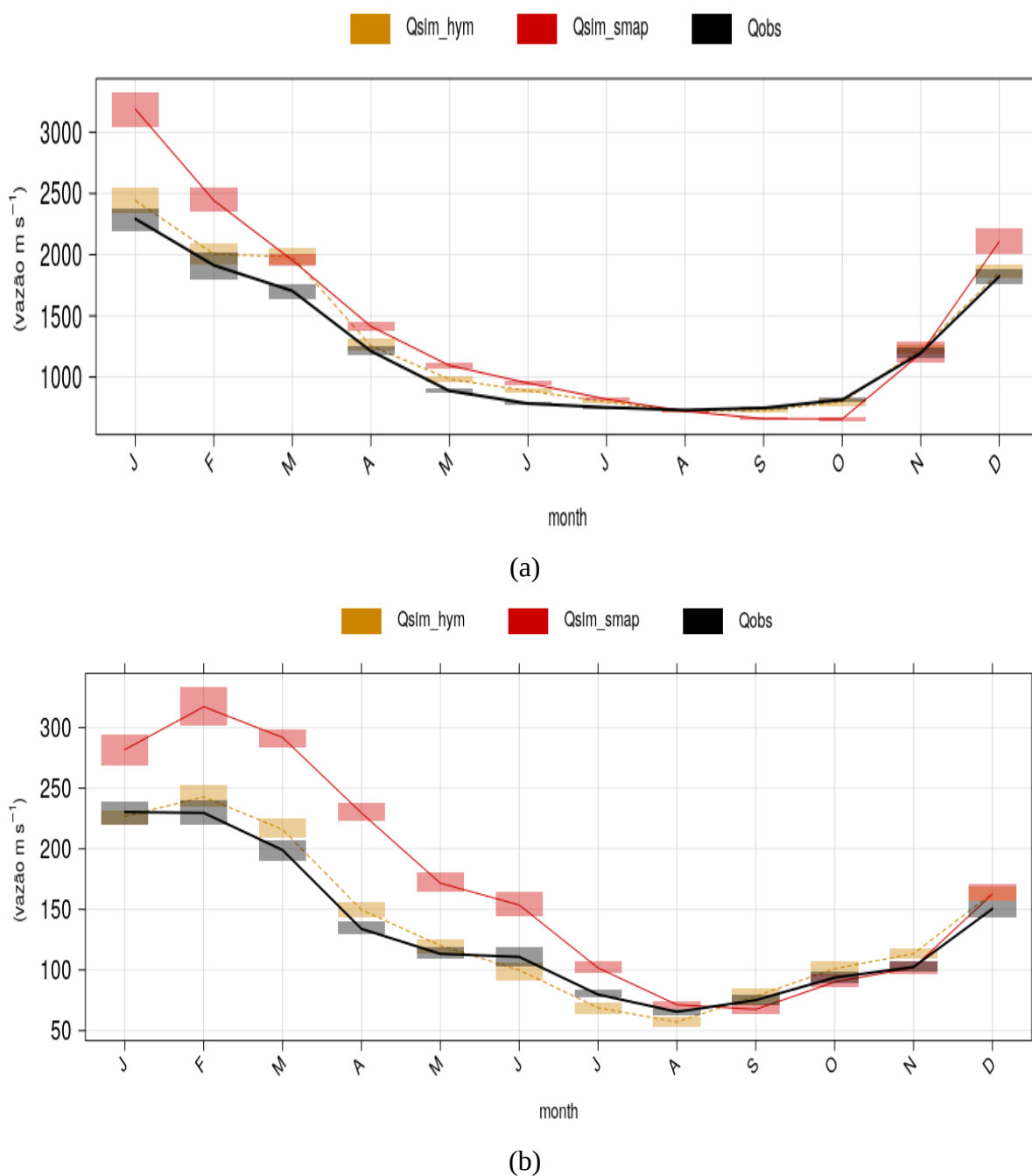


(b)

Elaborada pelo autor

Em termos sazonais, para a bacia hidrográfica do Alto rio São Francisco o HYMOD superestimou a vazão para os meses de janeiro a julho e subestimou a vazão para o mês de setembro. De forma semelhante, o SMAP superestimou a vazão para os meses de janeiro a julho, e dezembro, e subestimou a vazão durante os meses de setembro e outubro (Figura 14a). Na maioria dos meses, para a bacia do rio Piracicaba a vazão foi melhor simulada pelo HYMOD do que a vazão simulada pelo SMAP (Figura 14b). De modo geral, o HYMOD superestimou a vazão para os meses de fevereiro a maio e setembro a novembro, e subestimou a vazão para os meses de junho a agosto. Já o SMAP superestimou a vazão para os meses de janeiro a agosto e dezembro, e subestimou esta para os meses de setembro e outubro (Figura 14b).

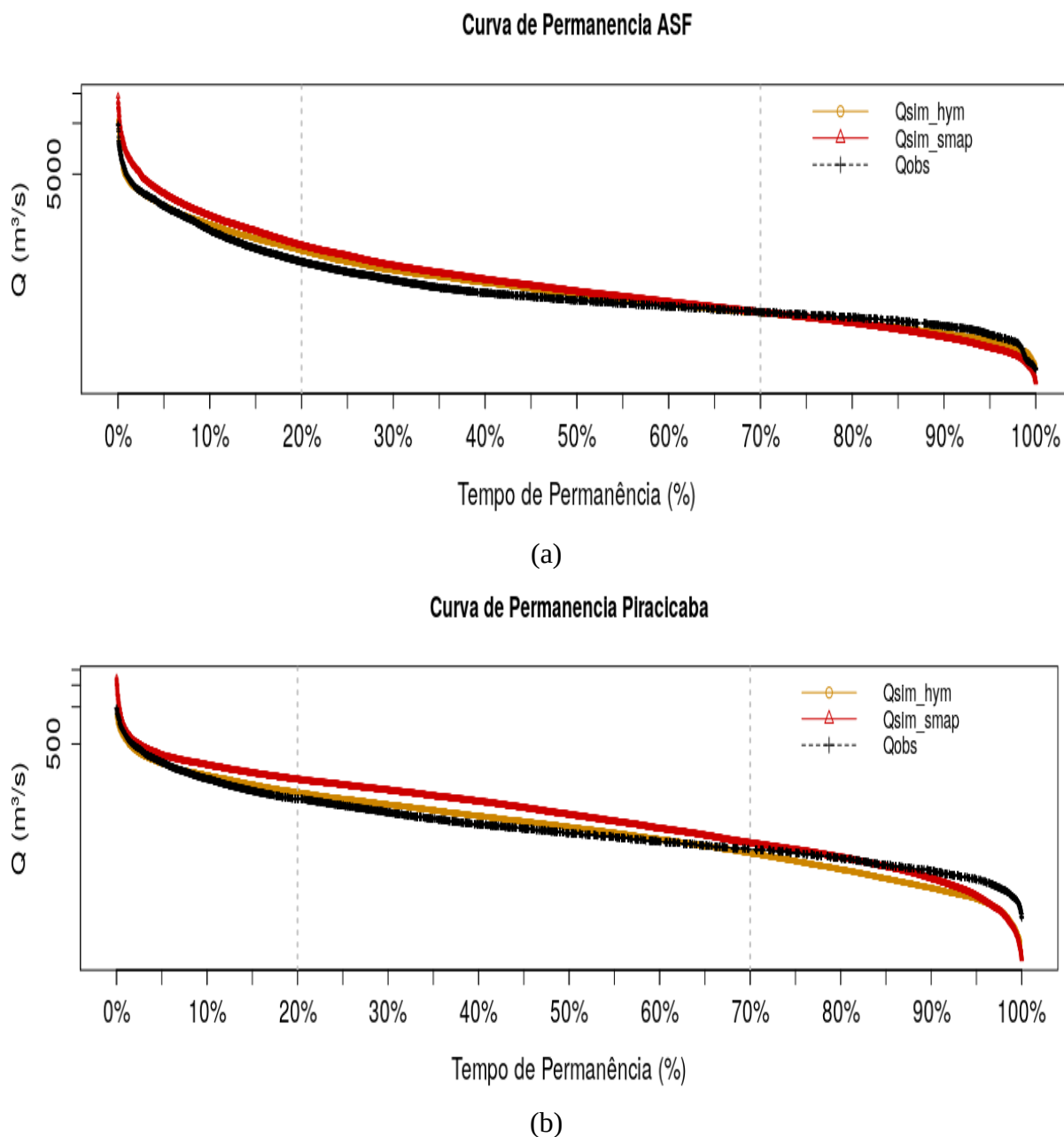
Figura 10: Ciclo anual da vazão observada e simulada pelos modelos HYMOD e SMAP durante 1°-1-1981-31-12-2005 para as bacias do: (a) Alto rio São Francisco e (b) rio Piracicaba



Elaborada pelo autor

Naturalmente, o regime de vazões diárias simulado pelo HYMOD foi mais satisfatório do que as vazões simuladas pelo SMAP (Figura 15), principalmente para a bacia do rio Piracicaba. Contudo, a vazão simulada pelo SMAP a partir da permanência $\sim$ de 75% até 100% foram mais próximas da curva de permanência da vazão observada, quando comparadas com as vazões simuladas pelo HYMOD neste mesmo intervalo da curva de permanência (Figura 15b).

Figura 11: Curva de permanência da vazão observada e simulada pelos modelos HYMOD e SMAP durante o período de 1º-1-1981-31-12-2005 para as bacias do: (a) Alto rio São Francisco e (b) e rio Piracicaba



Elaborada pelo autor

De maneira geral, a vazão simulada pelo HYMOD se aproximou mais da vazão observada para ambas às bacias estudadas, em consequência da superestimativa da vazão máxima pelo SMAP para as duas bacias. Apesar da vazão simulada pelo SMAP apresentar uma menor destreza, ocorrem situações que o SMAP teve uma melhor destreza, como o

verificado na vazão média mensal da bacia do rio Piracicaba de outubro a dezembro (Figura 14b) e para as vazões mínimas desta mesma bacia (Figura 15b).

O uso do SMAP para ampliar as projeções hidrológicas no clima futuro, juntamente com as projeções hidrológicas do HYMOD, contribuem para redução da incerteza das projeções do regime de vazões futuras, na medida em que são considerados modelos hidrológicos que complementam em parte a fragilidade um do outro.

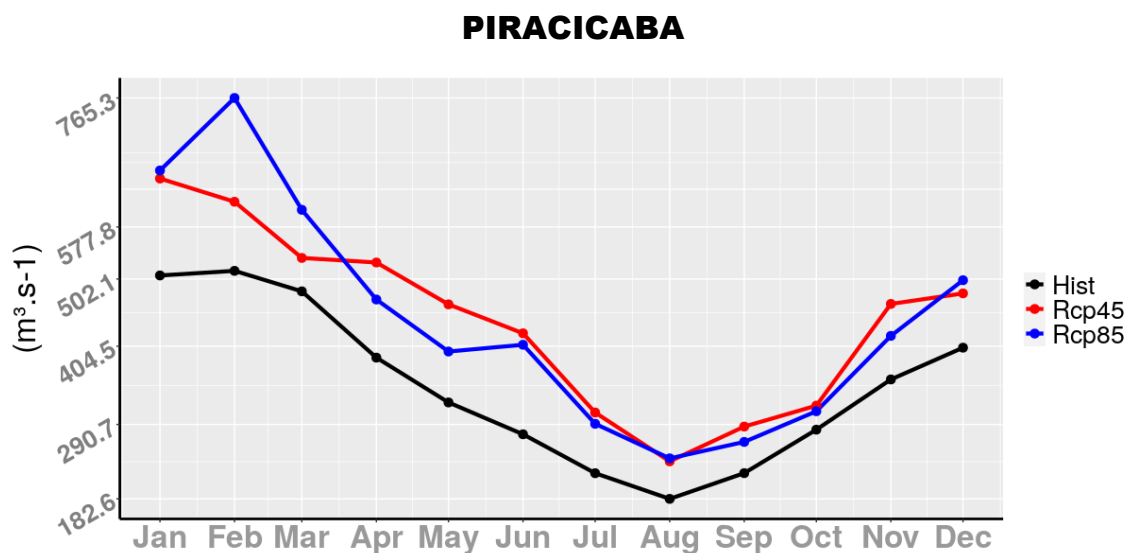
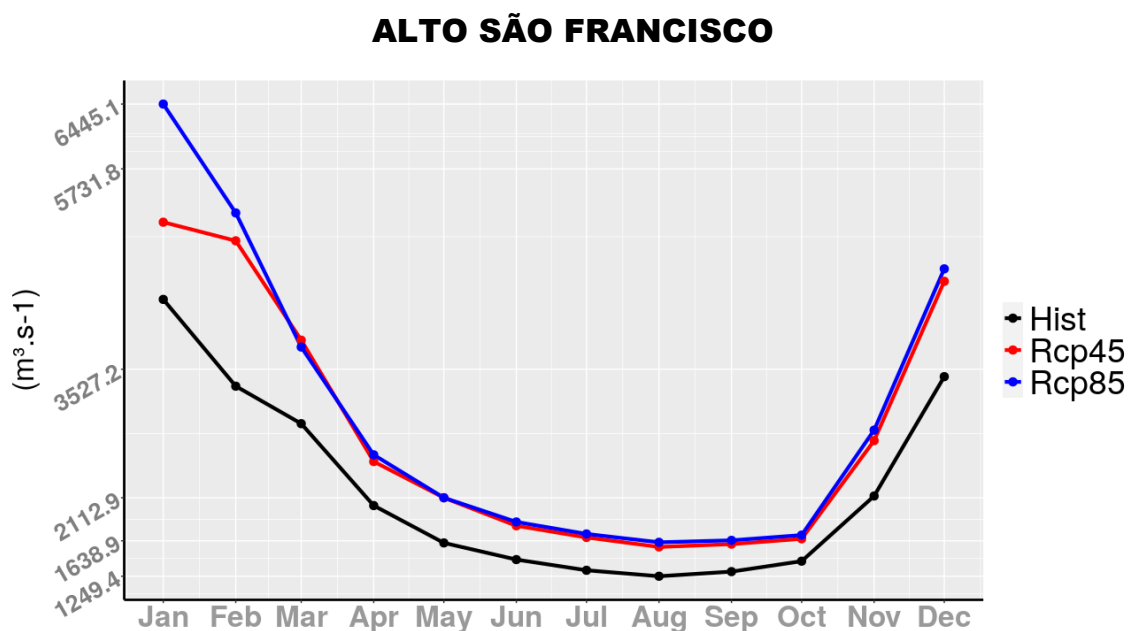
4.3 Projeções da mudança climática no regime de vazões

O regime hidrológico no clima futuro foi avaliado a partir de indicadores hidrológicos médios, tais como a vazão média de longo período (QMLP), a vazão máxima e a vazão mínima mensal, considerados como sendo as vazões de permanência de 5% e 95%, $Q_{5\%}$ e $Q_{95\%}$, respectivamente.

Na avaliação foi considerada a média mensal dessas vazões simuladas (QMLP, $Q_{5\%}$ e $Q_{95\%}$) no clima futuro a partir do forçamento dos modelos hidrológicos utilizados (SMAP e HYMOD) pelos modelos climáticos CANESM e MIROC, onde as medias foram ponderadas pelo erro no qual o modelo e a projeção que apresentasse o menor erro obteve o maior peso e o contrario também é valido. Dessa maneira foi possível condensar os resultados em termos de modelos climáticos e modelos hidrológicos e assim avaliar o regime hidrológico projetado para um futuro próximo para as bacias hidrográficas sem um excesso de informações.

As projeções dos modelos climáticos MIROC e CANESM para os cenários RCP4.5 e RCP8.5 tem uma tendência de aumento na vazão média de longo período (QMLP) no futuro próximo (2021-2046) em relação ao período histórico/clima recente (1981-2005) para ambas as bacias e cenários climáticos (RCP 4.5 e RCP 8.5) (Figura 16). As maiores projeções de mudança na vazão média de longo período para a bacia do Alto rio São Francisco foi o mês de janeiro (64451,1 m³/s) e para a bacia do rio Piracicaba foi o mês de fevereiro (765,3 m³/s) e ambos para o cenário RCP 8.5 (Figura 16). O aumento na QMLP em relação ao clima recente (1981-2005) pode ser de 61% em janeiro e 52% em fevereiro no cenário de maior emissão de CO₂ (RCP 8.5) para as bacias Alto rio São Francisco e bacia do rio Piracicaba, respectivamente.

Figura 12: Ciclo anual médio da vazão média de longo período (QMLP) da bacia do Alto rio São Francisco (a) e rio Piracicaba (b) simulada pelos modelos SMAP e HYMOD, ambos, forçados com os modelos climáticos CANESM e MIROC durante o clima recente, 1°-1-1981-31-12-2005 (hist) e durante o futuro próximo, 1°-1-2021-31-12-2046, para os cenários RCP4.5 e RCP8.5



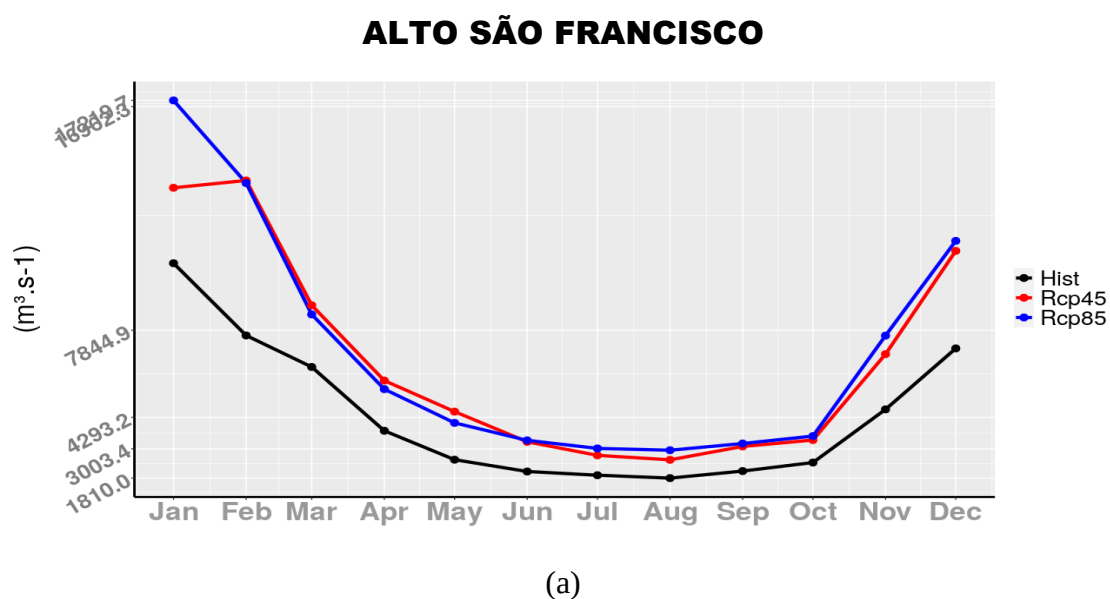
Elaborada pelo autor

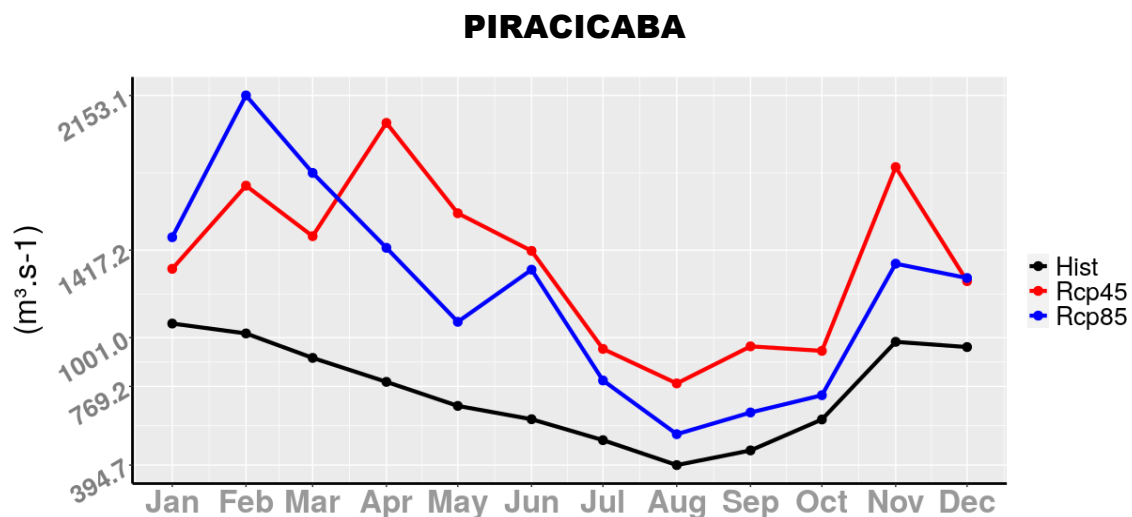
As projeções da vazão máxima ($Q_{5\%}$) no futuro próximo (2021-2046), para ambos os cenários climáticos avaliados (RCP4.5 e RCP8.5), tem uma tendência de aumento para a vazão máxima em relação ao clima recente (1981-2005), para as bacias do Alto rio São Francisco e do rio Piracicaba. Em relação à hidroclimatologia recente das bacias hidrográficas

(1981-2005), este aumento é, sobretudo, superior para a bacia do rio Piracicaba, e de modo geral, para o cenário RCP 4.5 (Figura 17b). Já para a bacia do Alto São Francisco, a vazão máxima projetada não divergiu tanto entre os cenários climáticos, contudo, para cenário RCP 8.5 à vazão máxima projetada foi levemente superior ao cenário RCP 4.5 (Figura 17a).

Em termos absolutos, a vazão máxima em janeiro para o cenário RCP 8.5 na bacia do Alto São Francisco pode ser de 17.219,7 m³/s (Figura 17a), e para a bacia do rio Piracicaba no mês de fevereiro poderá ser igual a 2.153,1 m³/s para o cenário RCP8.5 (Figura 17b). Estas mudanças correspondem a um aumento de aproximadamente 91% e 115% em relação à vazão máxima (Q_{5%}) observada no clima recente para as bacias hidrográficas.

Figura 13: Ciclo anual médio da vazão da bacia do Alto rio São Francisco (a) e rio Piracicaba (b) com 5% de permanência (Q_{5%}) média simulada pelos modelos SMAP e HYMOD, ambos, forçados com os modelos climáticos CANESM e MIROC durante o clima recente, 1º-1-1981-31-12-2005 (hist) e durante o futuro próximo, 1º-1-2021-31-12-2046, para os cenários RCP4.5 e RCP8.5





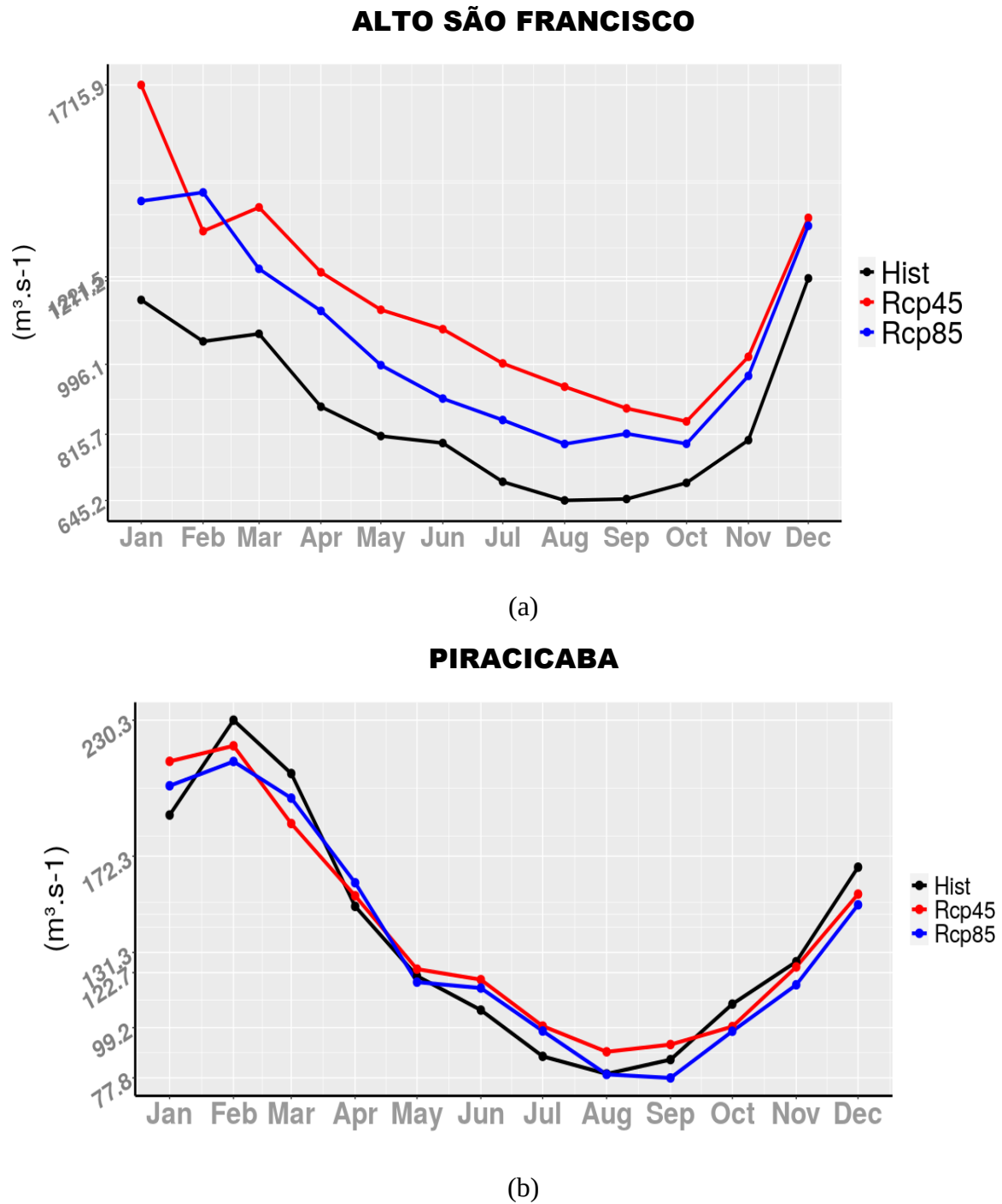
(b)

Elaborada pelo autor

As projeções da vazão mínima ($Q_{95\%}$) para o futuro próximo (2021-2046) e para ambos os cenários climáticos avaliados (RCP4.5 e RCP8.5) são diferentes entre as bacias hidrográficas estudadas. Para a bacia do Alto rio São Francisco, a vazão do clima futuro, de modo geral, foi superior a vazão do clima recente. No entanto o cenário RCP 4.5 este aumento foi menor, contudo, para os meses de outubro a dezembro.

Para a bacia do rio Piracicaba a vazão para ambos os cenários no clima futuro foi levemente superior para os meses de junho, julho, agosto e janeiro em comparação com o clima recente (Figura 18b). Por outro lado, para os meses de outubro, novembro, dezembro, fevereiro e março a vazão é levemente inferior em relação ao clima recente.

Figura 14: Ciclo anual médio da vazão da bacia do Alto rio São Francisco (a) e rio Piracicaba (b) com 95% de permanência ($Q_{95\%}$) média simulada pelos modelos SMAP e HYMOD, ambos, forçados com os modelos climáticos CANESM e MIROC durante o clima recente, 1°-1-1981-31-12-2005 (hist) e durante o futuro próximo, 1°-1-2021-31-12-2046, para os cenários RCP4.5 e RCP8.5



Elaborada pelo autor

5 Conclusões

O presente trabalho teve como objetivo principal avaliar o padrão de resposta hidrológica das bacias do Alto rio São Francisco e rio Piracicaba em uma condição climática próxima (2021-2046), para dois cenários climáticos RCP4.5 (otimista) e RCP8.5 (pessimista) ao compará-los com o clima recente (1980-2005).

Nesta pesquisa foram usados dois modelos hidrológicos, o SMAP e o HYMOD, para realizar as projeções hidrológicas nas duas bacias hidrográficas. O uso destes dois modelos hidrológicos visou minimizar as incertezas nas projeções das vazões futuras, considerando o regime hidrológico de cada modelo.

Para aplicação da estratégia de modelagem hidroclimática adotada foi necessário corrigir as projeções climáticas, utilizadas para forçar os modelos hidrológicos. A correção das projeções climáticas de chuva e temperatura dos modelos MIROC e CANESM nas bacias hidrográficas corrigiu o viés sistemático médio destas variáveis, reduzindo assim as incertezas nas projeções do regime de vazão.

O regime de vazão de ambas as bacias hidrográficas médio nos próximos 26 anos (2021- 2046), será distinto do clima recente, e com um menor grau de incerteza para uma condição de aumento das vazões médias de longo período (QMLP) e para um aumento das vazões máximas ($Q_{5\%}$). Tal projeção hidrológica sinaliza que questões de segurança de barragens e reservatórios, bem como os eventos associados com inundações nestas bacias hidrográficas requer atenção. Ademais, para a bacia do rio Piracicaba foi projetada uma redução em relação ao clima recente da sua disponibilidade hídrica média ($Q_{95\%}$) para os próximos 25 anos (2021-2046) durante o seu período chuvoso, de outubro a março, exceto janeiro.

Por fim, a mudança climática projetada para um futuro próximo (2021-2046) indica alterações significativas no regime de vazão das duas principais bacias de abastecimento humano do Sudeste e do Nordeste brasileiro, com impactos associados às cheias, para ambas as bacias hidrográficas, e com queda na disponibilidade hídrica na bacia do rio Piracicaba, que recorrentemente, desde 2013 ainda não retornou as suas condições médias da sua disponibilidade hídrica.

6 Referências

- AGÊNCIA PCJ. Relatório de Gestão e Situação das Bacias PCJ 2011. Relatório sobre a execução do Contrato de Gestão nº 003/ANA/2011. p. p.79, 2011.
- ALLEN, D. M. et al. Variability in simulated recharge using different GCMs. **Water Resources Research**. v. 46. n. 10. p. 1–18. 2010.
- ARCHIBALD, J. A.; WALTER, M. T. DO ENERGY-BASED PET MODELS REQUIRE MORE INPUT DATA THAN TEMPERATURE- BASED MODELS ? — AN EVALUATION AT FOUR HUMID FLUXNET SITES 1. v. 50. n. 2. 2014.
- ARNELL, N. W. E; GOSLING, S. N. The impacts of climate change on river flow regimes at the global scale. **Journal of Hydrology**. n. 486. p. 351–364. 2013.
- BEVEN, K. **Rainfall-Runoff Modelling: the primer - 2 ed.** [s.l: s.n.].
- BEVEN, K. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**. v. 24. n. 1. p. 43–69. 1979.
- BOYLE, D. P. et al. Multicriteria calibration of hydrologic models. n. January. p. 185–196. 2003.
- CASANOVA, S. AND; AHRENS. B. On the Weighting of Multimodel Ensembles in Seasonal and Short-Range Weather Forecasting. **Institute for Atmospheric and Environmental Sciences. Goethe-University Frankfurt. Frankfurt, Germany**. v. 137. n. November 2009. p. 3811–3822. 2009.
- COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**. 2015.
- COLLINS, W. J. et al. Development and evaluation of an Earth-system model – HadGEM2. **Geoscientific Model Development Discussions**. v. 4. n. 2. p. 997–1062. 2011.
- FAYAL, M. A. DE A. **Previsão de Vazão por Redes Neurais Artificiais e Transformada Wavelet**. [s.l.] Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. 2008.
- FILHO, J. D. P. et al. Copula-Based Multivariate Frequency Analysis of the 2012–2018 Drought in Northeast Brazil. **water**. v. 12. n. 834. 2020.
- FOWLER, H. J.; EKSTROM. M. Multi-model ensemble estimates of climate change impacts on UK seasonal precipitation extremes. **International Journal of Climatology**. v. 2029. n. January 2009. p. 385–416. 2009.
- FREEZE, R. A.; HARLAN, R. L. Blueprint for a physically-based. digitally-simulated hydrologic response model. **Journal of Hydrology**. v. 9. n. 3. p. 237–258. 1969.
- FREITAS, B. M. R. DE. Comparação Entre Os Modelos Sfr E Smap Para Previsão De Vazão De Curto Prazo Em Hidrelétricas Do Sistema Interligado Nacional. 2018.
- HAAN, C. T. Parametric Uncertainty in Hydrologic Modeling. v. 32. n. 1. p. 137–146. 1989.
- IPCC, **Climate change 2001: impacts, adaptation and vulnerability**. Cambridge: Cambridge University Press. 2001. v. 39
- IPCC, 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**. p. 1–1535. 2013.
- JÚNIOR, J. L. S.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A. Impacts of future climatic and land cover changes on the hydrological regime of the Madeira River basin. **Climatic Change**. p. 117–129. 3 fev. 2015.
- JUNQUEIRA, R. A. C. **O Rio de São Francisco**. Brasília: [s.n.].
- KNUTSON, T. R. et al. CMIP5 MODEL-BASED ASSESSMENT OF ANTHROPOGENIC INFLUENCE ON RECORD GLOBAL WARMTH DURING 2016. In: **Explaining Extreme Events of 2016 from a Climate Perspective**. [s.l: s.n.]. v. 99p. S11–S15.
- KRIEGLER, E. et al. **Socio-economic Scenario Development for Climate Change Analysis**. França: [s.n.].
- KUG, J. S. et al. Optimal multi-model ensemble method in seasonal climate prediction. **Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences**. v. 44. n. 3. p. 259–267. 2008.

- LOPES, J. E. G.; BRAGA, B. P. F.; CONEJO, J. G. L. SMAP - A Simplified Hydrological Model. Applied Modelling in Catchment Hydrology.ed. V.P.Singh. Water Resources Publications. p. 167–176. 1982.
- MAGRIN, G. O. ET AL. Central and South America. In: **Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability, Part B: Regional Aspects**. Cambridge University: [s.n.]. p. 1499–1566.
- MARAUN, Douglas. Bias correcting climate change simulations-a critical review. **Current Climate Change Reports**, v. 2, n. 4, p. 211–220, 2016.
- MARENGO, J. A. et al. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: Climatology and regional analyses for the Amazon. São Francisco and the Paraná River basins. **Climate Dynamics**. v. 38. n. 9–10. p. 1829–1848. 2012.
- MEDEIROS, P. R. P. et al. Inter-annual variability on the water quality in the Lower São Francisco River (NE-Brazil). **Acta Limnologica Brasiliensia**. v. 28. n. 0. 2016.
- MEDEIROS, Y. D. P. Análise dos Impactos das Mudanças Climáticas em Região Semi-árida. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v. 8. n. 2. p. 127–136. 2003.
- MEIRA, Y. C. L.; MOTA DA SILVA, J. **RESPOSTA HIDROLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PIANCÓ ÀS MUDANÇAS CLIMÁTICAS**. [s.l.] UFRN. 2020.
- METOFICCE, Climate change . rivers and rainfall. **Africa**. n. December. 2005.
- MILLY, P. C. D.; DUNNE, K. A; VECCHIA, A V. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. **Nature**. v. 438. n. 7066. p. 347–50. 17 nov. 2005.
- MOORE, R. J. The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. **Hydrological Sciences Journal**. v. 30. n. 2. p. 273–297. 1985.
- MOREIRA, I. A. **MODELAGEM HIDROLÓGICA CHUVA-VAZÃO COM DADOS DE RADAR E PLUVIÔMETROS**. [s.l.] Universidade Federal do Paraná. 2005.
- MOTA DA SILVA, J. **O serviço ambiental hidrológico das áreas de proteção permanente: um estudo de caso com modelagem numérica em pequena e mesoescala na bacia do Rio Piracicaba**. [s.l.] Tese. Universidade de São Paulo. 2014.
- ONS, **Séries Históricas de Vazões**.
- PIANI, C.; HAERTER, JO; COPPOLA, E. Correção de viés estatístico para precipitação diária em modelos climáticos regionais sobre a Europa. **Climatologia Teórica e Aplicada** , v. 99, n. 1, pág. 187-192, 2010.
- RIBEIRO NETO, A. et al. Hydrological Processes and Climate Change in Hydrographic Regions of Brazil. **Journal of Water Resource and Protection**, v. 08. n. 12. p. 1103–1127. 2016.
- SALATI, E. et al. Recursos hídricos. In: **Economia da Mudança do Clima no Brasil: Custos e Oportunidades**. São Paulo: IBEP Gráfica. 2010. 2010. p. 25–27.
- SSE; BIRD. Relatório de Avaliação Ambiental dos Componente do Programa Mananciais - Sumário Executivo do Relatório Ambiental. **SSE-Secretaria de Saneamento e Energia do Estado de São Paulo. BIRD-Banco Internacional para Reconstrução e Desenvolvimento**. p. p.164. 2009.
- TEUTSCHBEIN, C.; WETTERHALL, F.; SEIBERT, J. Evaluation of different downscaling techniques for hydrological climate-change impact studies at the catchment scale. **Climate Dynamics**. v. 37. n. 9–10. p. 2087–2105. 2011.
- TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. 1. ed. Porto Alegre: 1998. 1998.
- TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. 2. ed. Porto Alegre: 2005. 2005.
- UNESCO, **The United Nations world water development report 2018: Nature-Based Solutions for Water**. Paris. França: [s.n.].
- WETTERHALL, F.; HALLDIN, S.; XU, C. Y. Statistical precipitation downscaling in central Sweden with the analogue method. **Journal of Hydrology**. v. 306. n. 1–4. p. 174–190. 2005.
- WILBY, R. L. et al. The impact of the positive Indian Ocean dipole on Zimbabwe droughts Tropical climate is understood to be dominated by. **International Journal of Climatology**. v.

2029. n. January 2009. p. 2011–2029. 2009.
- WOOD, A. W. et al. Hydrologic Implications of Dynamical and Statistical Approaches To Downscaling Climate Model Outputs. p. 189–216. 2004.
- XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980-2013). **International Journal of Climatology**. 2015.
- YANG, W.; BÁRDOSSY, A.; CASPARY, H. J. Downscaling daily precipitation time series using a combined circulation- and regression-based approach. **Theoretical and Applied Climatology**. v. 102. n. 3. p. 439–454. 2010.
- ZORITA, E. AND; STORCH, H. V. The Analog Method as a Simple Statistical Downscaling Technique: Comparison with More Complicated Methods. **JOURNAL OF CLIMATE**. v. 12. n. August 1999. p. 2474–2489. 1999.

APÊNDICE

Foi realizado um conjunto de testes de sensibilidade por tentativa para bacia do Alto São Francisco e para todos os parâmetros de ambos os modelos hidrológicos, Nesses testes, o SMAP foi forçado com os dados diários observados médios na bacia de precipitação e evapotranspiração potencial estimada da base de dados desenvolvida por XAVIER et al, (2015), Já para HYMOD, os dados de precipitação e temperatura do ar máxima e temperatura do ar mínima médios na bacia foram do HadGEM2-ES,

De forma subjetiva, o teste de sensibilidade por tentativa é um método que torna possível utilizar um critério de avaliação multi-objetivo, p.ex., identificar e entender a resposta hidrológica do modelo para aqueles parâmetros que resultem em um satisfatório ajuste das vazões mínimas, ao mesmo tempo, que damos um menor peso para as vazões máximas, Embora esse método seja subjetivo, contempla uma maior complexidade de processos hidrológicos envolvidos, sendo superior a calibração automática com uso de algoritmo vinculado a uma função objetivo.

Os testes de sensibilidade por tentativa nos modelos SMAP e HYMOD foram realizados a partir da prescrição de um parâmetro por vez, enquanto os demais foram mantidos constantes. A discussão dos resultados desses testes é reportada a seguir:

Análise de sensibilidade – SMAP e HYMOD

SMAP

Antes de calibrar o modelo hidrológico SMAP, os seus parâmetros foram prescritos segundo (FREITAS, 2018) (controle) para a bacia do Alto Rio São Francisco. Nessa etapa foram realizados teste de sensibilidade, onde os parâmetros foram prescritos segundo a Tabela I totalizando 12 simulações na qual fizemos variações (valores acima e abaixo) nos valores dos parâmetros, menos no último parâmetro, pois já estava no seu valor máximo então fizemos duas reduções. Os parâmetros foram alterados um de cada vez para entender melhor o comportamento e a sensibilidade de cada um na bacia. Em seguida foram calculadas as climatologias mensais para conhecer o ciclo anual da vazão medida e observada.

Tabela I: Teste de sensibilidade dos parâmetros e o comportamento da vazão.

Teste de sensibilidade dos parâmetros do modelo SMAP na vazão do Alto São Francisco			
Parâmetros	Valores Escolhidos	Comportamento da vazão	Figura I
STR	Valor superior (430)	↓ nos meses de Nov, Dez, Jan e Fev, ↑ nos meses de Abr a Set e ≈ nos meses de Mar e Out.	(a)
	Valor inferior (50)	↑ nos meses de Nov, Dez, Jan, Fev e Mar, ↓ nos meses de Abr a Set e ≈ no mês de Out.	(a)
K2T	Valor superior (10)	Praticamente não sofre alteração (pouco sensível).	(b)
	Valor inferior (6)	Praticamente não sofre alteração (pouco sensível).	(b)
KKT	Valor superior (180)	↓ nos meses de Jan a Abr, ↑ nos meses de Jul a Nov e ≈ nos meses de Mai, Jun e Dez.	(c)
	Valor inferior (30)	↑ nos meses de Dez, Jan, Fev, Mar e Abr e ↓ nos meses de Mai a Nov.	(c)
CREC	Valor superior (100)	↓ no mês de Jan, ≈ nos meses de Fev e Dez e ↑ nos meses de Mar a Nov.	(d)
	Valor inferior (0,5)	↑ nos meses de Dez, Jan e Fev, ↓ nos meses de Mar a Nov.	(d)
AI	Valor superior (3)	Praticamente não sofre alteração (pouco sensível).	(e)
	Valor inferior (1)	Praticamente não sofre alteração (pouco sensível).	(e)
CAPC	Valor inferior 1 (40)	↓ nos meses de Dez e Jan e ↑ nos meses de Fev a Nov.	(f)
	Valor inferior 2 (30)	↓ nos meses de Dez e Jan e ↑ nos meses de Fev a Nov. Com amplitude um pouco maior do que a anterior.	(f)

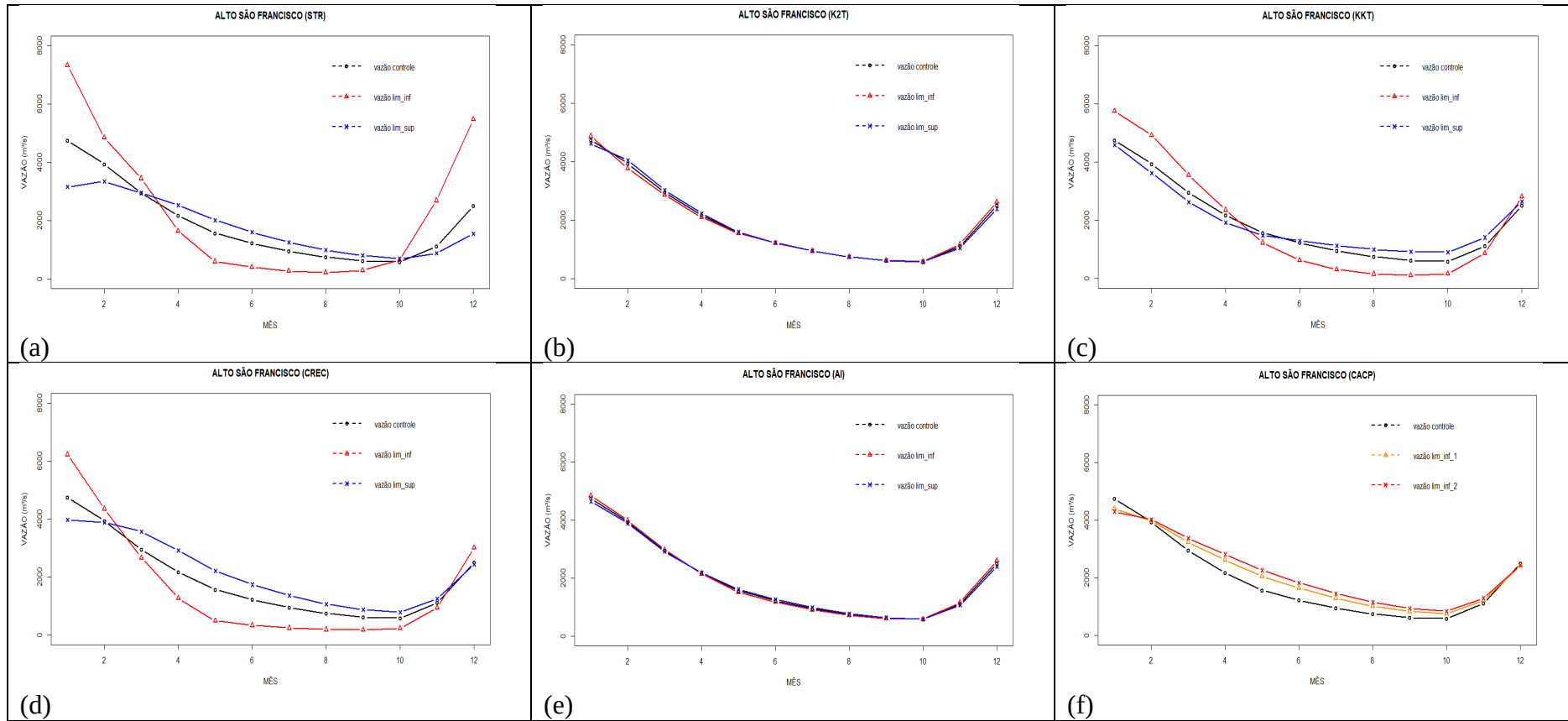


Figura I: Teste de sensibilidade dos parâmetros, Capacidade de saturação do solo – STR (a), Constante de recessão do escoamento superficial – K2T (b), Constante de recessão do escoamento de base – KKT (c), Parâmetro de recarga subterrânea – CREC (d), Abstração inicial – AI (e), Capacidade de campo – CAPC (f).

Tabela II: Parâmetros utilizados no experimento controle e calibração.

Parâmetros utilizados no experimento controle (Freitas, 2018) e no de calibração (Autor, 2020)						
	STR (mm)	K2T (dia)	KKT (dia)	CREC (%)	AI (mm)	CACP (%)
CONTROLE	239,99	8	90	4,96	2	50
CALIBRADO	650	8	90	0,15	2	50

Com os valores utilizados na simulação controle (Tabela II) notou-se que não são adequados para os nossos dados já que tais valores superestimam muito os valores de vazão observados, mas é capaz de representar bem o comportamento da vazão, tanto no período chuvoso quanto no período de estiagem. Esse comportamento pode acontecer devido à base de dados utilizada para o forçamento do modelo (precipitação e evapotranspiração potencial) por Freitas (ANA, 2016; ONS, 2017) e esse estudo (XAVIER; KING; SCANLON, 2015) serem diferentes (Figura II).

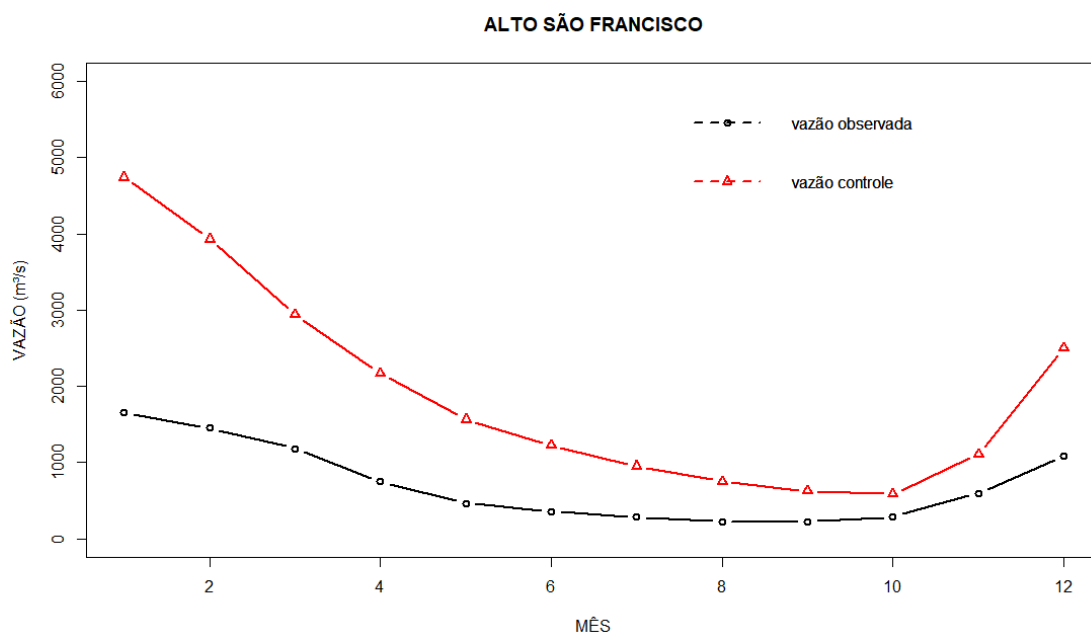


Figura II: Climatologia da vazão dos dados observados e a simulação controle.

HYMOD

O teste sensibilidade com HYMOD foi realizado da mesma forma do SMAP, Inicialmente, o primeiro a ser modificado foi à capacidade máxima de armazenamento de água na bacia (B_{exp}) a qual à medida que diminuimos o seu valor ele aumenta as vazões do mês de maio a dezembro e diminui nos meses de janeiro a abril, se comportando da maneira inversa quando aumentamos o seu valor (Figura III (a)), Em seguida, foi testado o grau de variabilidade espacial da capacidade de armazenamento de água (c_{max}), que demonstrou uma

redução da vazão durante todos os meses à medida que é reduzido o seu valor, se comportando de forma inversão quando é aumentado o seu valor (Figura III (b)),

O fator de distribuição do fluxo entre as duas séries de reservatórios (α) quando reduzimos o seu valor a vazão nos meses de janeiro a abril e dezembro tende a aumentar, para os meses de maio a julho são praticamente a mesma e nos meses de agosto a novembro as vazões tende a ser menor, Tendo um comportamento inverso quando aumentamos o seu valor (Figura III (c)),

O tempo de residência do reservatório lento (Rf) não mostrou muita sensibilidade sendo praticamente o mesmo valor quando fazemos alterações para cima e para baixo (Figura III (d)),

O sexto e ultimo parâmetro que é o tempo de residência dos três reservatórios rápidos (Rs) quando alterado para valores maiores a vazão diminui nos meses de janeiro a agosto e aumenta de setembro a dezembro, o inverso também ocorre (figura III (e)), Vazões com conjuntos de dados diferentes e mesmo parâmetros a linha vermelha representa os dados (XAVIER; KING; SCANLON, 2016) e a linha preta do HadGEM-ES(figura III (f))

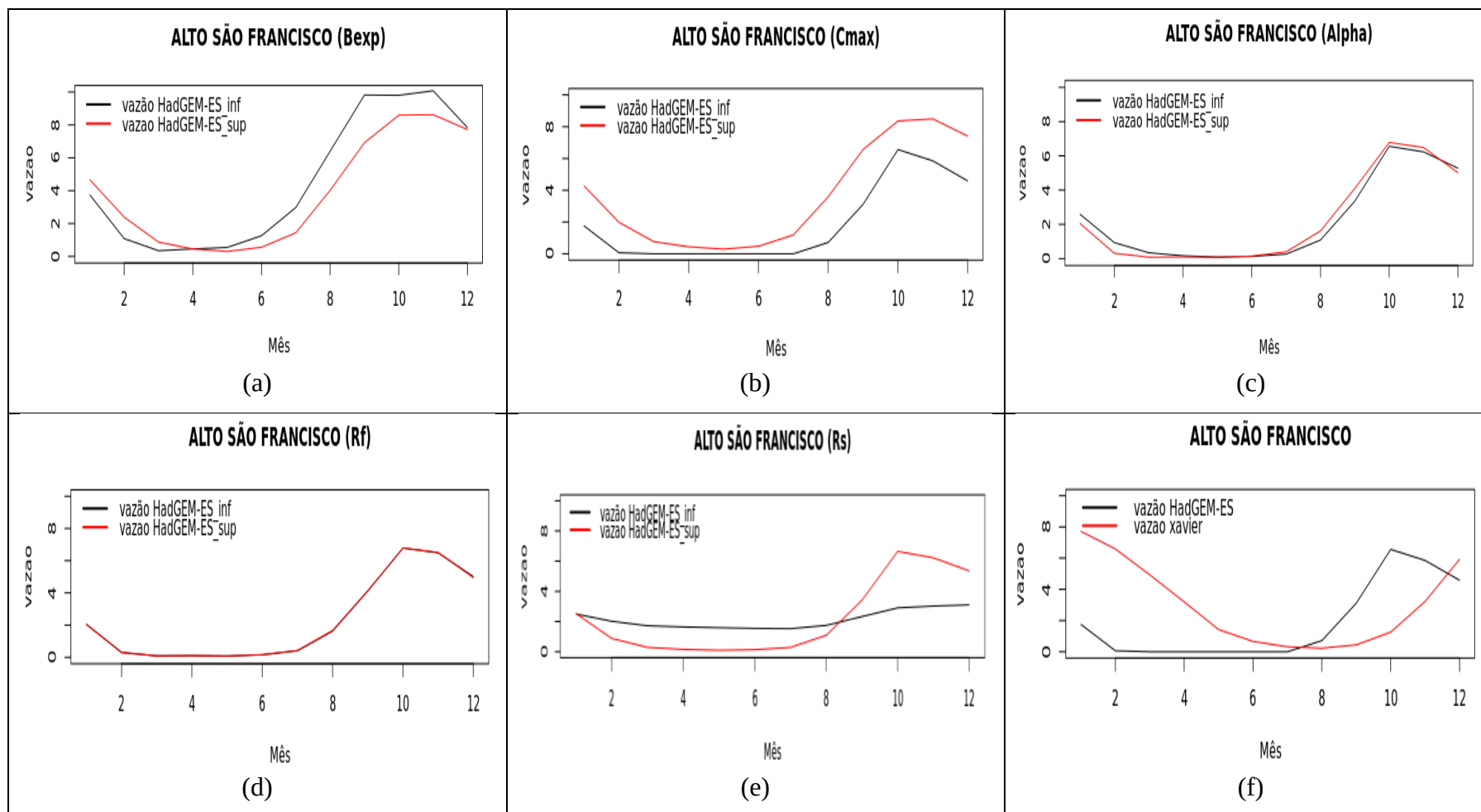


Figura III: Teste de sensibilidade com os parâmetros do modelo HYMOD. Grau de variabilidade espacial da capacidade de armazenamento de água – Bexp (a). Capacidade máxima de armazenamento de água na bacia – cmax (b). Fator de distribuição do fluxo entre as duas séries de reservatórios – α (c). Tempo de residência dos três reservatórios rápidos – Rf (d). Tempo de residência do reservatório lento – Rs (e). Vazões com diferentes conjuntos de dados e mesmo parâmetros (f).

ENTENDIMENTO

No teste de sensibilidade por tentativa percebeu-se que no SMAP os parâmetros STR, KKT, CREC, CACP são os que mais sensibilizam o regime de vazões, enquanto, os parâmetros K2T e AI não sensibilizam significativamente o regime de vazões. Já para o Hymod, os parâmetros Alpha e Rf demonstraram pouca sensibilidade em alterar a vazão ao contrário, dos parâmetros Bexp, Cmax e Rs, que se mostram sensíveis.

É provável que a base dados possa ter influenciado a sensibilidade dos parâmetros, e alternância entre as forçantes (HadGEM-ES e MIROC5) em ambos os modelos hidrológicos serão verificadas.