

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro

LUCAS VITURI SANTAROSA

IMPACTOS ANTROPOGÊNICOS E CLIMÁTICOS NOS PROCESSOS
HIDROLÓGICOS: UMA ABORDAGEM MÚLTIPLA SOBRE A FUNÇÃO
DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM BACIAS HIDROGRÁFICAS
COMPLEXAS NO ESTADO DE SÃO PAULO

Rio Claro (SP)
2020

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro

LUCAS VITURI SANTAROSA

IMPACTOS ANTROPOGÊNICOS E CLIMÁTICOS NOS PROCESSOS
HIDROLÓGICOS: UMA ABORDAGEM MÚLTIPLA SOBRE A FUNÇÃO
DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM BACIAS HIDROGRÁFICAS
COMPLEXAS NO ESTADO DE SÃO PAULO

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Didier Gastmans

Rio Claro (SP)
2020

S233i	<p>Santarosa, Lucas Vituri</p> <p>Impactos antropogênicos e climáticos nos processos hidrológicos: uma abordagem múltipla sobre a função das águas subterrâneas em bacias hidrográficas complexas no Estado de São Paulo / Lucas Vituri Santarosa. -- Rio Claro, 2020</p> <p>123 p.</p> <p>Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro</p> <p>Orientador: Didier Gastmans</p> <p>1. Isótopos Estáveis. 2. Separação de Hidrograma. 3. Fluxo de Base. 4. Interação águas subterrâneas e superficiais. I. Título.</p>
-------	--

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro

LUCAS VITURI SANTAROSA

IMPACTOS ANTROPOGÊNICOS E CLIMÁTICOS NOS PROCESSOS
HIDROLÓGICOS: UMA ABORDAGEM MÚLTIPLA SOBRE A FUNÇÃO
DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM BACIAS HIDROGRÁFICAS
COMPLEXAS NO ESTADO DE SÃO PAULO

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Didier Gastmans (orientador, CEA/UNESP/Rio Claro/SP)
Prof. Dr. Paulo Henrique Ferreira Galvão (IGC/UFMG/Belo Horizonte/MG)
Prof. Dr. César Augusto Moreira (IGCE/UNESP/Rio Claro/SP)
Profª. Dra. Laura De Simone Borma (INPE/São José dos Campos/SP)
Profª. Dra. Sueli Yoshinaga Pereira (IG/UNICAMP/Campinas/SP)

Conceito: APROVADO

Rio Claro – SP, 11 de dezembro de 2020

À Juliana, meu grande amor.

AGRADECIMENTOS

Uma jornada não se trata apenas de desbravar territórios e enfrentar os perigos do mundo real, muitas vezes os desafios da jornada estão no seu interior. Para superar os desafios, a família e os amigos são fontes de energia necessárias para seguir o caminho. Não imaginava os desafios que enfrentaria, muito menos as pessoas maravilhosas que encontraria em meu caminho. Sempre que precisei algum amigo ou familiar estava ao meu lado para auxiliar, sou muito grato por todos que fizeram parte dessa história.

Agradeço ao amor, companheirismo e determinação emanados pela minha esposa Juliana Boza. A construção de uma família ao seu lado segue seu rumo, sou imensamente grato por sua paciência, compreensão e apoio. O caminho não foi fácil e não será, seguimos juntos. A minha vida é mais feliz ao seu lado.

Agradeço a vida oferecida pelos meu país e avos e a vivência com meus irmãos, sogros, tios e tias, direta ou indiretamente vocês me mostraram a direção que precisava seguir. Espero que um dia entendam minha perspectiva e compreendam o caminho que escolhi. Decidi seguir minha vida, mas reconheço minhas origens e o suporte oferecido.

Agradeço aos amigos e irmãos (biológicos ou não), sem dúvida vocês têm importância imensurável na minha trajetória. Me ensinaram a acolher e amar, e estiveram ao meu lado em diferentes momentos e situações. Sem dúvida fizeram a diferença na minha vida. Vocês têm minha gratidão eterna e foram extremamente importantes ao longo do caminho. Como tenho medo de esquecer algum nome, espero que ao lerem estas palavras se sintam abraçados.

Sou eternamente grato aos meus professores e orientadores, represento o resultado dos seus esforços para transmitir conhecimento. Agradeço especialmente ao Prof. Dr. Didier Gastmans, que me acolheu como aluno e me orientou nos últimos 4 anos. Um excelente professor, me tirou da zona de conforto e me deixa hoje em um patamar mais elevado do que quando nos conhecemos. Só cheguei até aqui pelo esforço de cada um de vocês. Muitas vezes vocês cumpriram o papel de familiares e amigos, quero poder fazer o mesmo para auxiliar cada um que me procure para orienta-los.

Agradeço aos colegas de trabalho e por participar da fundação do Laboratório de Recursos Hídricos e Isótopos Ambientais (LARHIA), foi uma incrível experiência colaborar com tantas pessoas. Seguimos trabalhando de alguma forma. Deixo um agradecimento especial (e redundante) aos amigos membros da diretoria do LARHIA pelos momentos e conhecimento compartilhados.

Agradeço à Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP) pelos recursos e estrutura oferecidas nos diferentes lugares que estive nestes 11 anos. Em especial, as estruturas e recursos oferecidos no Centro de Estudos Ambientais (CEA) e Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da UNESP de Rio Claro para execução deste estudo.

Agradeço à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela bolsa de doutorado concedida (Processo: 2017/13576-9) e aos recursos do projeto coordenado pelo Didier Gastmans (Processo: 2018/06666-4), foram fundamentais para o desenvolvimento dessa tese. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001

“As paixões humanas são misteriosas [...]. As pessoas que as experimentam não as sabem explicar, e as que nunca as viveram não as podem compreender.” (ENDE, 2000, p.6)

SANTAROSA, L.V. (2020) Impactos antropogênicos e climáticos nos processos hidrológicos: uma abordagem múltipla sobre a função das águas subterrâneas em bacias hidrográficas complexas no estado de São Paulo. 122 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP-Rio Claro.

RESUMO

A crescente pressão mundial sobre os recursos hídricos, sob condições naturais e antropogênicas, requer abordagens multidisciplinares integradas para lidar com as questões científicas e sociais. Avaliar a magnitude dos impactos das ações antrópicas e das variações climáticas nos processos hidrológicos é crucial para direcionar as ações dos gestores dos recursos hídricos e minimizar os efeitos negativos de ordem social, econômica ou ambiental. Para isso, foram combinados métodos de modelagem aplicada a dados hidrológicos (fluviométricos e pluviométricos) e isotópicos (^2H e ^{18}O) nas dimensões temporal e espacial, para compreensão do regime hidrogeológico do fluxo de base e avaliar sua função na resiliência hídrica. O estudo foi desenvolvido em um cenário de variações climáticas e das atividades antropogênicas nas bacias Piracicaba-Capivari-Jundiaí (UGRHI5 - PCJ) e Tietê-Jacaré (UGRHI 13 - TJ). Os resultados revelam que a resiliência hídrica das bacias estudadas é controlada pela interação direta do regime de chuvas com os domínios hidrogeológicos. No domínio cristalino, onde se localiza grande parte das bacias PCJ, a capacidade de armazenamento do excedente hídrico do período úmido é menor, o que aumenta a importância das chuvas para geração de escoamento direto e compor as vazões. No domínio sedimentar, que inclui parte das bacias PCJ e as bacias TJ, apresentam maior capacidade de armazenamento em seus aquíferos, onde o fluxo de base proporciona uma maior estabilidade sazonal das vazões. A modelagem dos dados mostra que as vazões anuais são mantidas por uma parcela de água subterrâneas que varia de 50 a 70% do volume total no domínio cristalino, enquanto que no sedimentar a contribuição varia de 70 a 80%. Conclui-se que o regime hidrológico no domínio cristalino tem maior dependência das águas superficiais e é mais vulnerável às estiagens prolongadas, enquanto que o domínio sedimentar apresenta maior segurança hídrica. A vulnerabilidade das bacias PCJ às reduções nos volumes de chuva e as atividades antrópicas revelam variações negativas nas vazões e do armazenamento mínimo, também refletida em mudanças nos sinais isotópicos. Situação menos acentuada nas bacias TJ, mas com estado de atenção para exploração dos aquíferos. Contudo, é recomendado aos gestores uma abordagem

adaptativa e a ampliação da capacidade de monitoramento das bacias, tanto dos recursos hídricos superficiais como os subterrâneos. Destaca-se o potencial dos isótopos estáveis de H e O como uma metodologia complementar ao monitoramento convencional, com capacidade de descrever processos climáticos sazonais e de antropização em um contexto espacial hidrogeológico heterogêneo. O presente estudo ressalta a questão da resiliência hídrica numa região de grande importância econômica e social no Brasil e contribui para o arcabouço científico voltado à aplicação isotópica em grandes bacias.

Palavras Chave: Isótopos estáveis. Separação de hidrograma. Fluxo de base. Interação águas subterrâneas e superficiais.

SANTAROSA, L.V. (2020) Anthropogenic and climatic impacts on hydrological processes: a multiple approach on the role of groundwater in complex watersheds in the state of São Paulo. 122 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP-Rio Claro.

ABSTRACT

The increasing global pressure on water resources, under natural and anthropogenic conditions, requires integrated multidisciplinary approaches to cope with scientific and social issues. Assessing the magnitude of the impacts of anthropic actions and climatic variations on hydrological processes is crucial to inform the water resources managers about the actions to be performed and minimize the negative effects in social, economic, or environmental functions of water. For this, modeling methods applied to hydrological (fluviometry and pluviometry) and isotopic (^2H and ^{18}O) data in the temporal and spatial dimensions were combined, to understand the hydrogeological regime of the baseflow and evaluate its function in water resilience. The study was conducted in a scenario of climatic variations and anthropogenic activities in the Piracicaba-Capivari-Jundiaí (UGRHI 5 - PCJ) and Tietê-Jacaré (UGRHI 13 - TJ) basins. The results reveal that the water resilience of the studied basins is controlled by the direct interaction of the rain regime with the hydrogeological domains. In the crystalline domain, where most of the PCJ basins are located, the storage capacity of the water surplus in the wet period is less, which increases the importance of the rains for generating direct runoff and composing the streamflow. In the sedimentary domain, which includes part of the PCJ basins and the TJ basins, they have greater storage capacity in their aquifers, where the baseflow provides greater seasonal stability of the streamflow. The modeling of the data shows that the annual streamflow are maintained by a portion of groundwater that varies from 50 to 70% of the total volume in the crystalline domain, while in the sedimentary the contribution varies from 70 to 80%. It is concluded that the hydrological regime in the crystalline domain is more dependent on surface waters and is more vulnerable to prolonged droughts, while the sedimentary domain has greater water security. The vulnerability of the PCJ basins to reductions in rainfall volumes and anthropogenic activities reveal negative variations in streamflow and minimum storage, also reflected in changes in isotopic signs. Less accentuated situation in the TJ basins, but with attention to the exploitation of aquifers. However, it is recommended that managers take an adaptive approach and expand the monitoring capacity of the basins, both surface and underground water resources. The potential

of stable H and O isotopes is highlighted as a complementary methodology to conventional monitoring, capable of describing seasonal climatic and anthropogenic processes in a heterogeneous hydrogeological spatial context. This study highlights the issue of water resilience in a region of great economic and social importance in Brazil and contributes to the scientific framework aimed at isotopic application in large basins.

Key Words: Stable isotopes. Hydrograph separation. Baseflow. Interaction of groundwater and surface water.

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1. Principais bacias TJ e PCJ (A), localização da área de estudo (B); hidrogeologia (C), altimetria (D), Chuva histórica média 1950-2017 (E), Cobertura do solo (F) e textura do solo (G). 42
- Figura 2. Vazões específicas ($L.s^{-1}.km^{-2}$, colunas pretas) mensais com desvio padrão (linhas pontilhadas vermelhas) para as principais estações fluviométricas e bacias da área de estudo entre 1945 e 2017. 49
- Figura 3. Disponibilidade de recursos hídricos superficiais nas bacias de PCJ e TJ e ações que influenciam o regime hidrológico (transposições, estações elevatórias, desmatamento, urbanização, reservatórios e extração de águas subterrâneas). 51
- Figura 4. Localização das estações pluviométricas e demarcação dos polígonos de Thiessen (A), apresentação das estações fluviométricas sobre domínios hidrogeológicos nas bacias TJ (B, UGRHI 13) e PCJ (C, UGRHI 5) 54
- Figura 5. Localização dos dados de isótopos estáveis (H e O) para as fontes de água superficiais e subterrânea 61
- Figura 6. Curvas de duração de vazão ($Ls^{-1} km^{-2}$) para as estações fluviais nos domínios cristalino (A) e sedimentar (B). 65
- Figura 7. Boxplots mensal do *BFI* e do fluxo de base ($Ls^{-1} km^{-2}$) para as estações nos domínios cristalino (A e C) e sedimentar (B e D), chuva mensal (E) e *BFI* para os domínios hidrogeológicos (F). 67
- Figura 8. Gráficos de correlação com coeficiente de determinação (R^2) e coeficiente de correlação de Pearson (R) entre características de recessão (k) e Índice de Fluxo de Base (*BFI*) vs declividade e área de contribuição (A, B, D e E), separação em domínios hidrogeológicos de k e *BFI* (C e F) e correlações com as áreas de textura do solo vs S (H e I) e a porcentagem de rios de segunda ordem vs *BFI* (G). 69
- Figura 9. Standardized Precipitation Index (SPI, 12 meses) para o período de 1950 a 2017 para estações pluviométricas distribuídas pela área de estudo e SPI calculado de 2001 a 2019 com dados de precipitação espacial do GPM IMERG v6. 72
- Figura 10. Vazão específica ($Ls^{-1} km^{-2}$) e linha de tendência suavizada (em vermelho, método loess) para estações fluviométricas com séries mais longas localizadas nas bacias PCJ (1940-2017). A linha pontilhada vermelha representa o período de construção das barragens para o sistema Cantareira e o retângulo vermelho o período de seca (2014 - 2019) identificado no SPI de curto prazo. 74

Figura 11. Vazão específica ($Ls^{-1} km^{-2}$) e linha de tendência suavizada (em vermelho, pelo método de loess) para estações hidrográficas de 1980, localizadas nas bacias PCJ (Corumbataí) e TJ. O retângulo vermelho mostra o período de seca (2014 - 2019) identificado no SPI de curto prazo.....	75
Figura 12. Comportamento temporal da chuva (mm, linha preta pontilhada) e da composição isotópica das estações coletoras com dados obtidos em diferentes períodos (1996-1998 e 2013-2018) e os dados do RCWIP (Regionalized Cluster-Based Water Isotope Prediction), em A são apresentados escala mensal e em B as médias sazonais e anual.....	82
Figura 13. (A) Diagrama do $\delta^{18}O$ e δ^2H das fontes analisadas e (B) Relação da média sazonal da composição isotópica dos rios e águas subterrâneas por aquífero dos rios	84
Figura 14. Distribuição espacial do $\delta^{18}O$ para as águas subterrâneas e chuva (TERZER et al., 2013) com as variações sazonais no período úmido e seco.	86
Figura 15. Variabilidade espacial e temporal do $\delta^{18}O$ (‰) e em relação ao valor médio das amostras de águas subterrâneas (A). Mapas do comportamento da composição isotópica $\delta^{18}O$ e δ^2H e do d-excess nos períodos úmido (B) e seco (C).	88
Figura 16. (A) Razão entre a composição isotópica ($\delta^{18}O$) da água dos rios no período seco (R_s) e águas subterrâneas (A_s) e (B) comparação da composição isotópica ($\delta^{18}O$) dos rios separadas por sistema aquífero e em período úmido (azul) e seco (amarelo) em relação a composição isotópica da água subterrâneas (linha preta) ..	90
Figura 17. Variação mensal do d-excess para os dados GNIR e GNIP na bacia do rio Piracicaba e média mensal de chuva (mm).....	92
Figura 18. Boxplot com a proporção das fontes de água subterrânea (AS, cinza) e chuva (CH, azul) que compõem a vazão dos rios nos domínios cristalino (A) e sedimentar (B) obtido pelo modelo de mistura aplicado aos dados isotópicos	93
Figura 19. Síntese das conclusões em relação a contribuição das águas subterrâneas nas diferentes bacias em relação a abordagem hidrológica e isotópica	98
Figura 20. Vazão específica para as estações fluviométricas comparada entre diferentes métodos de separação de hidrograma. Filtros: Collischonn e Fan (CF), Chapman e Maxwell (CM), Eckhardt ponderado (EKDP) e filtro inverso (INV).	121

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Características hidrogeológicas dos principais sistemas aquíferos do estado de São Paulo (adaptado de QUAGGIO et al., 2020)	45
Tabela 2. Textura do solo segundo mapa pedológico do estado de São Paulo (ROSSI, 2017) e uso do solo para cada bacia hidrográfica segundo a classificação da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (SÃO PAULO, 2010)	47
Tabela 3. Características climáticas e morfométricas das bacias PCJ e TJ extraídos de dados de chuva do satélite TRMM, evapotranspiração do modelo GLDAS e elevação de Modelo Digital de Elevação (MDE) gerado a partir de dados SRTM (ver Capítulo 7. Materiais e Métodos).....	48
Tabela 4. Relação de estações fluviométricas e pluviométricas selecionadas para análise de recessão e separação de hidrograma	53
Tabela 5. Características do fluxo das estações fluviométricas, área de contribuição e curvas de duração do fluxo	64
Tabela 6. Parâmetros para a separação do hidrograma, características de recessão, armazenamento mínimo e fluxo de base médio	66
Tabela 7. Resultados dos testes estatísticos não paramétricos para o armazenamento mínimo (<i>S</i>) anual.	70
Tabela 8. Resultados dos testes estatísticos não paramétricos para a precipitação total anual	70
Tabela 9. Média ponderada da composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ e d-excess para cada uma das estações coletoras e média do RCWIP (Regionalized Cluster-Based Water Isotope Prediction).....	81
Tabela 10. Valores médios de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, d-excess das amostras das águas dos rios, subterrânea e chuva separadas por domínio hidrogeológico e período seco e úmido	83
Tabela 11. Valores de BFI _{max} para os diferentes métodos, Collischonn e Fan (CF), Eckhardt ponderado (EKDP) e filtro inverso (INV).....	121
Tabela 12. Valores de BFI para os diferentes métodos em estações fluviométricas, teste de sensibilidade (E(BFI c)) e valores médios e desvio padrão. Collischonn e Fan (CF), Chapman e Maxwell (CM), Eckhardt ponderado (EKDP) e filtro inverso (INV).	122

Tabela 13. Coeficiente de determinação (r^2) entre os valores de fluxo de base e a vazão no período de recessão. Collischonn e Fan (CF), Chapman e Maxwell (CM), Eckhardt ponderado (EKDP) e filtro inverso (INV)..... 123

ÍNDICE DE ABREVIATURAS

ANA: Agência Nacional de Águas
APD: Aquiclude Passa Dois
ASE: Average Standad Error
ATB: Bacia do rio Atibaia
BFI: Base Flow Index
CAM: Bacia do rio Camanducaia
CAP: Bacias do Rio Capivari
CEA: Centro de Estudos Ambientais
COR: Bacia do Rio Corumbataí
DAEE: Departamento de Águas e Energia Elétrica
ESDA: Exploratory Spatial Data Analysis Graphs
GLDAS: Global Land Data Assimilation System
GMWL: Global Meteoric Water Line ou reta meteórica global
GNIP: Global Network of Isotopes in Precipitation
GNIR: Global Network of Isotopes in Rivers
GPM: Global Precipitation Measurement
IAEA: Internationa Agenci of Atomic Energy
JAG: Bacia do Rio Jaguari
JG: Bacia do Rio Jacaré Guaçu
JND: Bacia do Rio Jundiai
JP: Bacia do Rio Jacaré Pepira
LEN: Bacia do Rio Lenções
LMWL: Local Meteoric Water Line ou reta meteórica loca
MCMC: Markov Chain Monte Carlo
MS: Mean Standarized
NASA: National Aeronautics and Space Administration
ONU: Organização das Nações Unidas
PCJ: Bacias Piracicaba-Capivari-Jundiaí, UGRHI 5
PIB: Produto Interno Bruto
PIR: Bacia do Rio Piracicaba
RCWIP: Regionalized Cluster-Based Water Isotope Prediction
RMC: Região Metropolitana de Campinas
RMS: Root-Mean-Square
RMSP: Região Metropolitana de São Paulo
RMSS: Root-Mean-Square Standardized

SAB: Sistema Aquífero Bauru
SAC: Sistema Aquífero Cristalino
SAG: Sistema Aquífero Guarani
SASG: Sistema Aquífero Serra Geral
SAT: Sistema Aquífero Tubarão
SIG: Sistema de Informação Geográfica
SINRH: Sistema de Informações sobre Recursos Hídricos
SPI: Standardized Precipitation Index
SRTM: Shuttle Radar Topography Mission
SWAT: Soil and Water Assessment Tool
TIE: Outras bacias afluentes do rio Tietê nas bacias TJ.
TJ: Bacias Tietê-Jacaré, UGRHI 13
UGRHI: Unidade de Gerenciamento dos Recursos Hídricos
USGS: United States Geological Survey

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	20
2. OBJETIVOS	25
3. INTERAÇÃO DAS ÁGUAS SUPERFICIAIS E SUBTERRÂNEAS: RECARGA DE AQUÍFERO E O FLUXO DE BASE	26
3.1. Análise de recessão e separação de hidrograma	28
4. ISÓTOPOS ESTAVEIS EM ESTUDOS HIDROLÓGICOS.....	33
5. MODELAGEM ESPACIAL.....	38
6. ÁREA DE ESTUDO.....	41
6.1. Contexto hidrogeológico	43
6.2. Aspectos fisiográficos	45
6.3. Caracterização morfométrica e hidrológica das bacias	48
6.4. Interferência Antrópica no Ciclo Hidrológico das bacias PCJ e TJ	50
7. MATERIAIS E MÉTODOS.....	52
7.1. Abordagem hidrológica	52
7.1.1. Dados hidrológicos	52
7.1.1. Análise de recessão e separação de hidrograma	55
7.1.2. Armazenamento mínimo (S)	56
7.1.3. Análise estatística.....	57
7.1.4. <i>Standardized Precipitation Index</i>	57
7.2. Abordagem isotópica	58
7.2.1. Isótopos estáveis.....	58
7.2.2. Análise espacial.....	61
7.2.3. Modelo de mistura	62
8. RESULTADOS E DISCUSSÃO	63
8.1. Caracterização hidrológica e da resiliência hídrica das bacias PCJ e TJ	63
8.1.1. Análise hidrológica	63
8.1.2. Separação de hidrograma e análise de recessão	65
8.1.3. Tendências nos dados hidrológicos.....	69
8.1.4. Standardized precipitation index (SPI).....	71
8.1.5. Variação negativa nas series temporais de vazão	73

8.1.6. Análise da resiliência hídrica diante dos efeitos antropogênicos e climáticos no regime hidrológico das bacias PCJ e TJ.....	76
8.2. Hidrologia isotópica das bacias PCJ e TJ	81
8.2.1. Análise das variações isotópicas nas bacias PCJ e TJ.....	94
9. CONCLUSÕES	97
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	100
Anexo A. Estatística descritiva, parâmetros variográficos e validação cruzada dos mapas apresentados.....	116
Anexo B. Resultado dos isótopos estáveis dos rios e águas subterrâneas	118
Anexo C. Análise de diferentes métodos de separação de hidrograma	119

1. INTRODUÇÃO

As mudanças nos padrões climáticos e o aumento da pressão sobre os recursos hídricos são pontos cruciais no futuro da gestão da água (MARENGO et al., 2009; GOSLING; ARNELL, 2016; MEKONNEN; HOEKSTRA, 2016). As projeções da ONU (Organização das Nações Unidas) indicam um crescimento da demanda por água será em torno de 40% até 2050, e estima-se que até 2025 dois terços da população mundial esteja sob condições em que os suprimentos de água potável não sejam suficientes (UN, 2015).

Um dos grandes desafios para os gestores é o conhecimento da resiliência hídrica diante dessas perturbações (FOLKE, 2006; KEYS et al., 2019). A resiliência hídrica representa a habilidade do ciclo hidrológico em manter o suprimento de água estável, com capacidade de atender as necessidades dos ecossistemas, biomas e assegurar o abastecimento de água estável para as sociedades (FALKENMARK; WANG-ERLANDSSON; ROCKSTRÖM, 2019).

A região sudeste do Brasil tem vivenciado uma situação preocupante em relação à sua resiliência hídrica, com impactos diretos sobre as grandes regiões metropolitanas. Recentemente este quadro se instalou após eventos consecutivos de seca entre os anos de 2011 e 2019 (CUNHA et al., 2019), ocasionando grandes reduções das reservas de água destinadas ao abastecimento, intensificando a crise hídrica no estado de São Paulo (COUTINHO; KRAENKEL; PRADO, 2015; MARENGO et al., 2015; COELHO et al., 2016; COELHO; CARDOSO; FIRPO, 2016; NOBRE et al., 2016; GUZMÁN et al., 2017). A situação se agrava por conta de um quadro de demanda elevado combinada à deterioração da qualidade dos recursos hídricos (SÃO PAULO, 2017; CETESB, 2018).

Diante desta realidade, avaliar a magnitude dos impactos das ações antrópicas e das variações climáticas nos processos hidrológicos que integram a resiliência hídrica das diferentes regiões do estado de São Paulo é crucial para direcionar as ações dos gestores dos recursos hídricos e minimizar os efeitos negativos de ordem social, econômica e ambiental.

O conhecimento a respeito da interação entre rios e aquíferos proporciona entendimento importante no campo científico e da gestão dos recursos hídricos para elaboração de políticas públicas voltadas à segurança hídrica. Conhecimento que permite direcionar esforços na alocação de recursos e priorização da gestão de

impacto do uso da água e no aumento da capacidade de adaptação à variação climática em áreas com crescimento potencial da demanda (DAMS et al., 2012; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015; ALLEY, 2016; ROSS, 2018).

A crescente pressão mundial sobre os recursos hídricos, em condições naturais e antropogênicas, requer uma abordagem multidisciplinar e integrada para lidar com as questões científicas e sociais envolvidas (BARBIERI, 2019). Para isso, é necessário o conhecimento detalhado da dinâmica das diferentes fontes de água disponíveis com a aplicação de técnicas de modelagem capazes de determinar os componentes e fluxos hidrológicos. Neste contexto, são relevantes técnicas de separação de hidrograma utilizando filtros digitais recursivos (ECKHARDT, 2005, 2008; ZHANG et al., 2017a), análise de recessão (TALLAKSEN, 1995; BISWAL; KUMAR, 2014; STEWART, 2015) ou aplicação de traçadores ambientais químicos e isotópicos (TETZLAFF et al., 2015a; LOTT; STEWART, 2016).

O ponto central dos estudos hidrológicos é entender a origem da água, o caminho que ela percorre e o quanto permanece na bacia. Os isótopos estáveis são ferramentas importantes para auxiliar os hidrólogos e hidrogeólogos para a compreensão das relações espaciais e temporais na bacia, por interpretações que não seja apenas as dos parâmetros físicos, ao definir processos dominantes no escoamento, ação de fatores ambientais, tempo residência e separação dos componentes da vazão dos rios (KENDALL; DOCTOR, 2003; MCGUIRE; MCDONNELL, 2008; AGGARWAL et al., 2012; WEST; FEBRUARY; BOWEN, 2014).

Esta interpretação tem sido utilizada em conjunto com modelagem de dados hidrológicos (separação de hidrograma e análise de recessão) para compreensão do comportamento e interação das diferentes fontes de água que compõem os fluxos das bacias hidrográficas (SOULSBY et al., 2007; KLAUS; MCDONNELL, 2013).

A quantificação do fluxo de base permite identificar a parcela da vazão alimentada pelas descargas de água subterrânea e por fluxos provenientes da zona não saturada diretamente no canal do curso d'água (SCANLON; HEALY; COOK, 2002; LI et al., 2014; LOTT; STEWART, 2016). A análise de recessão tem objetivo modelar a redução da vazão dos rios no período sem precipitação e extrair parâmetro descritivos do armazenamento de água na bacia. (BRUTSAERT; NIEBER, 1977; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015; STEWART, 2015).

No presente estudo, a modelagem hidrológica foi aplicada em dados hidrológicos e isotópicos nas dimensões temporal e espacial para compreensão do regime hidrológico regional e descrever a interrelação das diferentes fontes de água e características ambientais das bacias.

Essas metodologias combinadas são uma alternativa robusta a ser utilizada para a compreensão dos padrões hidrológicos, com capacidade de gerar informações detalhadas sobre a resiliência hídrica e os mecanismos e processos envolvidos na formação da descarga dos rios (KENDALL; MCDONNELL, 1999; KENDALL; COPLEN, 2001; VITVAR; AGGARWAL; MCDONNELL, 2005; BOWEN, 2010).

Em pequenas bacias (<100km²) os estudos hidrológicos utilizando isótopos estáveis, combinadas ou não com outras técnicas, apresentam bons resultados na caracterização de processos hidrológicos (SOULSBY et al., 2007; TETZLAFF et al., 2007, 2015b; KLAUS; MCDONNELL, 2013).

A aplicação desses métodos em grandes bacias hidrográficas representa um ganho de conhecimento importante para compreensão da dinâmica desse ambiente (HALDER et al., 2015; RECKERTH et al., 2017). Entretanto, para serem bem sucedidos, dependem de adequada cobertura espacial e longos períodos de monitoramento (DUTTON et al., 2005; RANK et al., 2012, 2014; JASECHKO; WASSENAAR; MAYER, 2017; BIRKEL et al., 2018; JUNG et al., 2019).

O presente estudo visa contribuir com o arcabouço de estudos isotópicos em grandes bacias ao estudar as bacias hidrográficas das Unidades de Gerenciamento dos Recursos Hídricos PCJ (Piracicaba-Capivari-Jundiaí, UGRHI 5) e TJ (Tietê-Jacaré, UGRHI 13) com área de 27.000 km².

Nesta área estão localizados total ou parcialmente 107 municípios e cerca de 7 milhões de habitantes. As bacias PCJ apresentam maior desenvolvimento e demanda hídrica para o setor urbano e industrial, as atividades econômicas das bacias representa 17% do PIB (Produto Interno Bruto) do Estado de São Paulo (PCJ, 2018a, 2018b). A área apresenta um quadro de resiliência hídrica comprometido pela redução da qualidade das fontes superficiais, escassez de fontes subterrâneas e grandes demandas da região metropolitana de Campinas e de São Paulo (SÃO PAULO, 2017). As bacias TJ abrigam importante atividade agroindustrial do setor sucroalcooleiro e apresenta maior preservação da resiliência hídrica devido disponibilidade de fontes de água subterrânea, com alguns pontos de estresse na gestão dessa fonte (SÃO PAULO, 2017; TJ, 2019).

Estudos hidrológicos recentes nas bacias PCJ abordaram os efeitos da transposição de água entre bacias PCJ para a Região metropolitana de São Paulo (FREDERICE; BRANDÃO, 2016), situação da disponibilidade dos recursos hídricos (SÁNCHEZ-ROMÁN; FOLEGATTI; ORELLANA-GONZÁLEZ, 2009), estudo do plano de gestão (MARTINS et al., 2017), avaliação de indicadores de mudanças nos padrões de precipitação (MAIA, 2016; BASSO et al., 2017), projeções futuras da variabilidade climática (GESUALDO et al., 2019) e da qualidade da água dos rios (TAFFARELLO et al., 2018), aplicação do modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool, Bressiani, 2017) e sobre as características hidrogeológicas e vulnerabilidade do aquífero Tubarão (EZAKI et al., 2017; IRITANI et al., 2017).

Nas bacias TJ, os estudos mais recentes abordaram o impacto de construção de barragens (VALEZIO; PEREZ FILHO, 2017), avaliação da distribuição espacial da precipitação (SOUZA; GALVANI, 2017), aplicações do modelo SWAT (SANTOS; DE OLIVEIRA; MAUAD, 2020), avaliação de áreas com potencial de serviços ecossistêmicos (PERIOTTO; TUNDISI, 2018), estudos sobre os processos de recarga no Sistema Aquífero Guarani (LUCAS; GUANABARA; WENDLAND, 2012; MELO; WENDLAND; GUANABARA, 2015; LUCAS; WENDLAND, 2016; MELO; WENDLAND, 2017; ANACHE et al., 2019; ROCHA et al., 2019), análise da vulnerabilidade das águas subterrâneas (TANAJURA; LEITE, 2016) e efeitos do plantio da cana de açúcar nos recursos hídricos (SCARPARE et al., 2016).

Estudos utilizando isótopos estáveis na área de estudo foram aplicados na análise da interação da água superficial e subterrânea na bacia do rio Jacaré-Pepira na área das bacias TJ (BATISTA et al., 2018); na bacia do rio Piracicaba, para investigar as interações entre as diferentes fontes de água em bacia antropizadas (MARTINELLI et al., 2004) e compreender as variações espaciais e sazonais na composição isotópica da precipitação (SANTOS et al., 2019a, 2019b) e; na caracterização de processos hidrogeológicos do aquífero Tubarão (EZAKI et al., 2020).

A análise proposta neste estudo visa incentivar o avanço da implantação de redes de monitoramento isotópicas mais robustas em território nacional para monitoramento dos processos hidrológicos em grandes bacias hidrográficas, visando ampliar o repertório de informações disponíveis para as tomadas de decisão dos órgãos gestores. Soma-se a este objetivo fornecer conhecimento complementar aos estudos que foram gerados anteriormente, com o intuito de compreender as dinâmicas

hidrológicas de recessão controladas pelo fluxo de base e descrever a capacidade de resiliência hídrica associando as abordagens hidrológica e isotópica na investigação.

Este estudo aborda algumas questões científicas: (1) Como é o comportamento do fluxo de base em diferentes condições hidrogeológicas e sua contribuição na resiliência hídrica? (2) Quais os efeitos da antropização ou das variações nos padrões climáticos nas fontes de água das bacias estudadas? (3) As abordagens têm capacidade de descrever os processos hidrológicos investigados? (4) Os métodos são promissores para serem implementadas em programas de monitoramento gestão dos recursos hídricos na área de estudo? (5) Os resultados tem um nível de abrangência que permitem replicar os estudos para outras bacias hidrográficas do estado de São Paulo (ou do Brasil)?

A apresentação dessa tese segue a seguinte estrutura: (Capítulo 2) apresentação dos objetivos; (Capítulos 3, 4 e 5) revisão bibliográfica relacionada aos processos e métodos aplicados neste estudo; (Capítulo 6) apresentação da área de estudo; (Capítulo 7) materiais e métodos separados por abordagem hidrológica e isotópica; (Capítulo 8) resultados e discussões separados em dois subcapítulos também levando em conta a separação metodológica, estes contém os resultados e discussões dos artigos derivados desta tese e; (Capítulo 9) apresenta as conclusões unindo os resultados alcançados pelas diferentes abordagens para responder as questões levantadas.

2. OBJETIVOS

Constitui como objetivo principal compreender processos hidrológicos que mantem as vazões dos rios nas unidades de gerenciamento dos recursos hídricos PCJ (Piracicaba/Capivari/Jundiaí, UGRHI 5) e TJ (Tietê/Jacaré, UGRHI 13) por modelagem hidrológica e espaço-temporal aplicados a dados de monitoramento hidrológico e da composição isotópica (isótopos estáveis de O e H), com intuito de descrever o comportamento natural das descargas e os efeitos climáticos e antrópicos na resiliência hídrica em grandes bacias hidrográficas.

Como objetivos secundários, podem ser listados:

- a) Determinar a contribuição do fluxo de base na descarga dos rios, utilizando isótopos estáveis, análise de recessão e aplicação de filtros digitais recursivos;
- b) Avaliar a variabilidade espacial e temporal dos dados hidrológicos e da composição isotópica das diferentes fontes águas com o uso de técnicas estatísticas e geoestatísticas;
- c) Associar a variabilidade espacial e temporal na composição isotópica das águas superficiais com parâmetros hidrológicos e morfométricos das bacias hidrográficas;
- d) Identificar os impactos das variações climáticas e da antropização das bacias e seus efeitos na resiliência hídrica da região.

3. INTERAÇÃO DAS ÁGUAS SUPERFICIAIS E SUBTERRÂNEAS: RECARGA DE AQUÍFERO E O FLUXO DE BASE

O ciclo hidrológico corresponde à movimentação da água entre a atmosfera e a superfície e subsuperfície dos continentes com capacidade de armazenamento, fluxos e tempo de residência específicos. A combinação desses processos em uma sucessão habitual dos ciclos anuais caracteriza o comportamento da resiliência hídrica de uma bacia, e qualquer perturbação duradoura de ordem climática (como a redução da precipitação) e/ou antrópica (impermeabilização, obras de engenharia hidrológica, super exploração, entre outros) podem desencadear efeitos negativos para a sua manutenção (CLARVIS; ALLAN; HANNAH, 2014; KEYS et al., 2019).

Portanto, a resiliência hídrica representa a habilidade do ciclo hidrológico em manter o suprimento de água estável, com capacidade de atender as necessidades dos ecossistemas e assegurar o abastecimento de água estável para as sociedades (FALKENMARK; WANG-ERLANDSSON; ROCKSTRÖM, 2019).

O conhecimento detalhado dos processos hidrológicos continentais representa um dos grandes desafios para a gestão dos recursos hídricos, visando as capacidades de respostas rápidas diante das variantes que compõem ou que podem interferir na resiliência hídricas de uma região. Neste contexto, o grau de vulnerabilidade da resiliência hídrica de uma bacia tem relação direta com as reservas subterrâneas disponíveis (ALLEY, 2016). Portanto, é fundamental conhecer a função das águas subterrâneas e como este recurso contribui para a resiliência hídrica das bacias.

Na transição da fase atmosférica para a continental, a precipitação representa a entrada da água e a evapotranspiração é responsável pelas maiores taxas de retirada de água do solo por evaporação ou pela transpiração das plantas, enquanto o excedente hídrico pode gerar escoamento superficial direto ou ser armazenado no solo, onde apenas uma fração desse excedente percola e passa a ser considerada como recarga dos aquíferos (FREEZE; CHERRY, 1979; TE CHOW et al., 1993; BRUTSAERT, 2005).

Recarga é definida como fluxo descendente que atinge o nível freático, responsável pela manutenção das reservas dos aquíferos (FREEZE; CHERRY, 1979; HEALY, 2010). Processo dinamizado pela formação de fluxos em áreas onde a água tende a infiltrar e recarregar aquíferos e locais de descarga, demarcados pela

diferença de potencial (FREEZE; CHERRY, 1979; WINTER et al., 1998; SOPHOCLEOUS, 2002). Estas descargas alimentam as vazões dos rios em volumes equivalentes às taxas de recarga (MEYBOOM, 1961; SCANLON; HEALY; COOK, 2002).

A recarga das águas subterrâneas pode ser condicionada por diversos fatores. Em escala regional os efeitos de ordem climática, geológica ou geomorfológica são as principais influências na variação das taxas de recarga e descarga subterrâneas (SOPHOCLEOUS, 2002).

Oscilações no regime de precipitação ou mudanças nas características climáticas podem influenciar nas taxas de recarga, como irregularidade nos ciclos sazonais, intensidades e duração da chuva (KIM; JACKSON, 2012; DOBLE; CROSBIE, 2017) ou devido à variabilidade climática interanual (BLOOMFIELD; ALLEN; GRIFFITHS, 2009; CROSBIE et al., 2013).

A recarga não pode ser explicada apenas pela cobertura do solo (LUCAS; WENDLAND, 2016), características hidrológicas do solo (MELO; WENDLAND; GUANABARA, 2015) ou clima (MELO; WENDLAND, 2017; GÓMEZ et al., 2018). A importância dos fatores geológicos e geomorfológicos devem ser exploradas nas análises da recarga (WENDLAND; GOMES; TROEGER, 2015).

A geologia e geomorfologia podem influenciar diretamente as taxas de recarga, armazenamento e descarga para os rios devido à variações na porosidade das rochas ou dos solos, declividade do terreno, tipos de coberturas, entre outros (MEYBOOM, 1961; KNISEL JR., 1963; VOGEL; KROLL, 1992; LACEY; GRAYSON, 1998; ECKHARDT, 2005; SANTHI et al., 2008; BLOOMFIELD; ALLEN; GRIFFITHS, 2009; MUTZNER et al., 2013; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015).

A conectividade entre os processos hidrológicos superficiais e subterrâneos representa o mais importante processo hidrológico das bacias hidrográficas, pela capacidade de armazenar reservas de água que são descarregadas nos cursos hídricos ao longo do ano, fenômeno responsável pela perenidade dos rios (BISWAL; KUMAR, 2014). O fluxo de base representa esse processo, um componente importante do sistema subterrâneo do ciclo hidrológico, pois reflete a conexão entre a precipitação, a água subterrânea e o fluxo dos rios (HALL, 1968; TALLAKSEN, 1995;

LI et al., 2014; LOTT; STEWART, 2016; ZHANG et al., 2017a). Descargas de águas subterrâneas geram a maior parte do fluxo na maioria dos rios (JASECHKO, 2019).

A compreensão do comportamento do fluxo de base é fundamental para planejar ações voltadas ao abastecimento e qualidade da água, calibrar modelos hidrológicos e climáticos e avaliar a dependência de sistemas naturais em reação à estas fonte de água (PARTINGTON et al., 2012; LOTT; STEWART, 2016).

Entender e modelar essas relações adquire importância crescente em estudos hidrológicos e estão entre os métodos mais utilizados a análise de recessão e a separação de hidrograma para análise do fluxo de base, aplicados na compreensão da geração do escoamento superficial em bacias (STEWART, 2015).

3.1. Análise de recessão e separação de hidrograma

O fluxo de recessão de um rio representa o período em que a vazão é mantida somente pelas descargas subterrânea e coincide com períodos de estiagem com ausência de fluxo superficial direto (BRUTSAERT, 2005), além de indicar a capacidade das bacias hidrográficas de reter a água da chuva e liberá-la gradualmente durante os períodos de seca (BISWAL; KUMAR, 2014).

A análise de recessão tem como objetivo extrair parâmetros descritivos do armazenamento de água na bacia. A análise fornece o entendimento do comportamento hidrogeológico em uma bacia hidrográfica, uma vez que o método é baseado na relação do armazenamento e descarga do aquífero (BRUTSAERT; NIEBER, 1977; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015; STEWART, 2015).

De acordo com o método proposto por Brutsaert e Nieber (1977), a análise de recessão é uma parametrização da relação da recarga e descarga de um aquífero que considera a descarga a partir de um aquífero retangular homogêneo com base limitada por uma camada confinante. A partir deste raciocínio foi sugerido que uma bacia pode ter uma única fonte (linear ou não linear) durante o período de recessão (TALLAKSEN, 1995; SMAKHTIN, 2001; BISWAL; KUMAR, 2014; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015)

O método consiste da análise gráfica do declínio da descarga ($-dQ/dt$) [$L T^{-2}$] em relação à descarga (Q) [$L T^{-3}$] em escala logarítmica, originando uma nuvem natural de pontos que podem reproduzir a dependência do fluxo de base em relação

ao armazenamento do aquífero, considerando a linearidade ou não linearidade do reservatório. A relação entre $-dQ/dt$ e descarga Q pode ser expressa como:

$$-\frac{dQ}{dt} = aQ^b \quad (1)$$

$$\log\left(-\frac{dQ}{dt}\right) = \log(a) + b \log(Q) \quad (2)$$

Onde a é uma constante [T^{-1}] e b é um expoente; se b é igual a 1 a descarga específica é um caso especial de um reservatório linear. O valor do intercepto (a) está relacionado ao comportamento característico da recessão (k , Equação 3):

$$k = a^{-1} \quad (3)$$

Os valores de k representam a escala de tempo característico da recessão e dependente principalmente da particularidade das características da drenagem e do conjunto de fatores responsáveis pela permanência da água na bacia hidrográfica (morfometria, características dos solos e rochas e cobertura do terreno, BISWAL; KUMAR, 2014).

Considerações físicas baseadas na teoria hidráulica das águas subterrâneas, sugerem que o armazenamento das águas subterrâneas em uma bacia pode ser aproximado em função da taxa de fluxo na saída da bacia (BRUTSAERT; NIEBER, 1977; BRUTSAERT; SUGITA, 2008). Assim, os fluxos do período de estiagem (a menor vazão anual em 7 dias consecutivos) podem ser convenientemente convertidos em armazenamento mínimo (S) utilizando os valores de k relacionado com a taxa de fluxo superficial ($Q7$) por unidade de área (A) (LT^{-1} , Equação 4):

$$S = k \left(\frac{Q7}{A} \right) \quad (4)$$

A separação do hidrograma é capaz de distinguir as diferentes componentes da descarga total de um rio e pode ser realizado por métodos analíticos, matemáticos ou algoritmos que podem ser agrupados em quatro categorias: (1) separação gráfica, (2) análise de recessão, (3) modelos conceitual e; (4) filtro digital recursivo (NATHAN; MCMAHON, 1990; ECKHARDT, 2005; PARTINGTON et al., 2012; LOTT; STEWART, 2016). Existem ainda métodos que utilizam traçadores, analisando assinaturas (1) químicas e físicas (sílica e condutividade elétrica) e (2) isotópicas (^2H e ^{18}O) (STEWART; CIMINO; ROSS, 2007; LOTT; STEWART, 2016; ZHANG et al., 2017a) ou utilizando (3) traçadores artificiais (BARBERÁ; ANDREO, 2017).

De acordo com Zhang et al. (2017a), os métodos que utilizam traçadores requerem muito tempo para coleta de amostras e análises, dificultando a sua aplicação em estudos extensivos e com um grande número de bacias. Assim, ao longo dos anos os filtros digitais se destacaram com as contribuições de muitos autores (LYNE; HOLLICK, 1979; CHAPMAN; MAXWELL, 1996; CHAPMAN, 1999; ECKHARDT, 2005).

A separação analítica para estimativa do fluxo de base utilizando o filtro digital recursivo de Eckhardt (ECKHARDT, 2005, 2012) considera que o total de vazão de um rio é formado por duas fontes, o escoamento superficial (f_i) e o fluxo de base (b_i):

$$Q_t = f_i + b_i \quad (5)$$

Eckhardt avaliou filtros digitais publicados previamente e demonstrou que a contribuição do fluxo de base pode ser representada por uma simplificação geral restrita à $bt < Qt$, assim:

$$b_i = A \cdot b_{i-1} + B \cdot Q_t \quad (6)$$

Nesta equação, parâmetros A e B podem ser expressos com uma função da constante de recessão (c) e do Índice de Fluxo de Base máximo (BFI_{max}). A constante de recessão descreve os valores de descarga (Q_{t+dt} e Q_t) com um único intervalo de tempo e pode ser estimado pela análise de recessão, quando o escoamento

superficial é irrelevante e não há recarga do aquífero. A constante de recessão (c) calculada pela Equação 7:

$$c = e^{\frac{-1}{k}} \quad (7)$$

Onde k é obtido utilizando o intercepto a da análise de recessão apresentado na Equação 3.

O método de Eckhardt (2005) define valores fixos para BFI_{max} baseados nas características do rio e da hidrogeologia dos aquíferos e as descarga nos canais dos rios, os valores assumidos para rios perenes sobre aquíferos fissurais é de 0,25 e porosos é de 0,80. O BFI_{max} representa uma razão volumétrica entre o fluxo de base e a vazão total, limitando a influência direta da drenagem e incorporando as características geológicas da bacia hidrográfica (SMAKHTIN, 2001; SANTHI et al., 2008; BLOOMFIELD; ALLEN; GRIFFITHS, 2009).

Assim, os parâmetros A e B da Equação 6 podem ser definidos baseado no c e no BFI_{max} :

$$B = \frac{(1-c) BFI_{max}}{1-c BFI_{max}} \quad (8)$$

$$A = \left(\frac{1-BFI_{max}}{1-c BFI_{max}} \right) c \quad (9)$$

Substituindo os termos da Equação 6 pelas Equações 8 e 9 é possível calcular o fluxo de base com a Equação 10:

$$b_i = \frac{(1-BFI_{max}) c b_{i-1} + (1-c) + BFI_{max} Q_t}{1-c BFI_{max}} \quad (10)$$

Onde, os parâmetros c e BFI_{max} são utilizados para determinação das vazões diárias do fluxo de base (b_i) considerando a vazão no dia (Q_t) e o fluxo de base do dia anterior (b_{i-1}).

Estudos atuais têm sido voltados para a comparação e melhorias dos métodos de separação de hidrograma (LI et al., 2013; LOTT; STEWART, 2016; BRUNNER et

al., 2017; ZHANG et al., 2017a; DANIELESCU; MACQUARRIE; POPA, 2018; DUNCAN, 2019), calcular a recarga de aquíferos (BORTOLIN et al., 2016; BORGES et al., 2017; GÓMEZ et al., 2018; KILLIAN et al., 2019; MELATI; FAN; ATHAYDE, 2019), caracterizar padrões ambientais que controlam as descargas aquíferos e sua variabilidade espacial e temporal (PATNAIK et al., 2015; ZOMLOT et al., 2015), influência nas descargas ocasionada pela características geológicas (CARLIER et al., 2018) e geomorfológicas (MUTZNER et al., 2013) e os padrões ambientais capazes de influenciar no fluxo de base na escala local (AHIABLAME et al., 2013), regional ou nacional (ZHANG et al., 2013; NAZARI et al., 2018; SINGH et al., 2019) e global (BECK et al., 2013).

4. ISÓTOPOS ESTAVEIS EM ESTUDOS HIDROLÓGICOS

Os isótopos ambientais são utilizados em diversos ramos da Geociências com considerável utilidade na documentação e visualização do ciclo hidrológico em diferentes escalas (WEST; FEBRUARY; BOWEN, 2014). As análises de isótopos estáveis, especificamente de hidrogênio e oxigênio (^1H , ^2H , ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O), é utilizada em estudos hidrológicos por apresentarem vantagem ao reduzir o investimento necessário em instrumentação de bacias. São traçadores ideais por constituírem a molécula de água e possibilitar a compreensão da sua origem e processos de mudanças de fase e do compartimentos do ciclo hidrológico (MCDONNELL, 2003).

As diferenças de massas e alteração do estado físico-químico da água geram o processo de fracionamento isotópico e de destilação, que promovem a variação da proporção de isótopos de um mesmo elemento em diferentes compartimentos do ciclo hidrológico. Nas mudanças de fase da água, estes processos provocam a variação na composição isotópica, resultando em diferenças nas razões dos isótopos de hidrogênio e oxigênio.

No processo de evaporação, os isótopos leves reagem mais rapidamente e concentram-se no produto, fazendo com que os reagentes residuais se tornem enriquecidos em isótopos pesados. No processo de precipitação, a primeira parcela de água a se condensar será mais enriquecida em isótopos pesados (^2H ou ^{18}O) que a umidade remanescente na atmosfera, esta umidade por sua vez gerará outras precipitações menos enriquecidas. A relação da umidade atmosférica com fatores que promovem a condensação e evaporação ao longo do planeta permitem diferentes interpretações dos processos hidrológicos (KENDALL; MCDONNELL, 1999; MOOK et al., 2000).

Os primeiros resultados referentes a composição isotópica na precipitação realizados por Craig (1961) encontraram a relação entre o $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ que possibilitou o estabelecimento de uma reta que descreve a variação das composições isotópicas da precipitação, a Reta Meteórica Global (GMWL - *Global Meteoric Water Line*) que corresponde a uma média global de várias Retas Meteóricas Locais (LMWL – *Local Meteoric Water Line*), e é amplamente utilizada como parâmetro nos estudos hidrológicos para analisar as águas da precipitação e sua interação com as águas superficial e subterrânea. Em estudos isotópicos em escala local ou regional, é importante comparar os dados de águas como os valores da LMWL (MOOK et al.,

2000; THOMAS; ROSE, 2003). Craig (1961) observou que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ na precipitação estavam linearmente relacionados de acordo com a Equação 11:

$$\delta^2\text{H} = 8^{18}\text{O} + 10\text{‰ SMOW} \quad (11)$$

A partir das constatações de Craig (1961), observações acerca da variabilidade da composição isotópica da precipitação, feitas a partir de dados coletados pela GNIP (*Global Network of Isotopes in Precipitation*) por Dansgaard (1964), e posteriormente reavaliados por Rozanski, Araguas-Araguas e Gonfiantini (1992), identificaram diversos fatores capazes de influenciar a composição isotópica, como: (1) a latitude, visto que o conteúdo isotópico da precipitação é mais enriquecido nos trópicos, diminuindo em direção aos polos; (2) na áreas costeiras a composição isotópica tende a ser constantes pela presença da umidade e evaporação do oceano, enquanto a precipitação no interior do continente perdem isótopos pesados e ganham vapor mais leve apresentando composição isotópica empobrecida; (3) a diminuição da temperatura causa o fracionamento isotópico e também por processos de expansão adiabática das massas de ar que diminuem sua pressão e o vapor remanescente gerando perda de isótopos pesados; (4) a variabilidade da temperatura e das taxas de umidade influenciam a re-evaporação e a quantidade de precipitação (*amount effect*) capazes de gerar uma composição isotópica mais empobrecida.

O aspecto gráfico do intercepto e inclinação da GMWL foi designada por Dansgaard (1964) como “excesso de deutério”, representado pela expressão *d-excess* (Equação 12):

$$d = \delta^2\text{H} - 8 \times \delta^{18}\text{O} \quad (12)$$

O *d-excess* é associado a variações de parâmetros climáticos, como temperatura (*temperature effect*), quantidade de precipitação (*amount precipitation*), umidade e origem das massas de ar (DANSGAARD, 1964). Recentemente foram atribuídos outro processo responsáveis pela variação do *d-excess*, como a

supersaturação, a re-evaporação e os diferentes tipos de chuva (convectivas e estratiformes) (RISI; BONY; VIMEUX, 2008; RISI et al., 2013; AGGARWAL et al., 2016; SANTOS et al., 2019b).

Em geral, os estudos da composição isotópica da precipitação buscam identificar a variação espacial e/ou sazonal interanual em diferentes condições climáticas (GAO et al., 2011; PANG et al., 2011; GOLDSMITH et al., 2012; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2013; PFAHL; SODEMANN, 2014; STUMPP; KLAUS; STICHLER, 2014; MARCHETTI; MARCHETTI, 2019; SANTOS et al., 2019b). Outros estudos, com o intuito de disseminar a utilização de isótopos nos estudos hidrológicos pelo planeta, geram modelos da composição isotópica global para fornecer bases temáticas para mapeamento (BOWEN, 2008; TERZER et al., 2013).

No Brasil, as pesquisas que utilizam os isótopos estáveis em estudos hidrológicos são voltadas majoritariamente para os estudos das águas subterrâneas (SILVEIRA; CARDOSO, 2002). Muitos estudos pioneiros que utilizaram isótopos estáveis no estudo hidrológicos das águas superficiais foram realizados entre as décadas de 1970 e 1990, a maior parte realizados na bacia amazônica (MATSUI et al., 1972, 1976; REIS et al., 1976; SALATI et al., 1979; MARTINELLI et al., 1996; MORTATTI et al., 1997). Outro estudo conduzido no período analisou grandes bacias nos estados de Minas Gerais (rio Grande), São Paulo (rio Piracicaba) e Paraná (rio Paraná) para caracterizar a relação entre a chuva e a águas dos rios (VIEIRA; SALATI, 1982).

O estudo de Martinelli et al. (2004) é um exemplo de estudo utilizando isótopos estáveis que foge a tendência brasileira de análises da precipitação e águas subterrâneas. O autor estudou a bacia do rio Piracicaba (estado de São Paulo) utilizando a composição isotópica da precipitação e dos rios com o objetivo de identificar os padrões hidrológicos e comportamento dos rios em relação as variações temporais e espaciais da precipitação.

Alguns estudos hidrológicos recentes utilizando isótopos estáveis foram realizados no estado de São Paulo com o intuito: de realizar a caracterização hidrogeoquímica do aquífero Tubarão (EZAKI et al., 2017, 2020), Bauru (STRADIOTO; CHANG, 2015) e Serra Geral (GASTMANS; MENEGÁRIO; HUTCHEON, 2017); analisar a interação da água superficial e subterrânea na bacia do Jacaré-Pepira (BATISTA et al., 2018) e; compreender as variações espaciais e

sazonais na composição isotópica da precipitação nas regiões central e oriental do Brasil (SANTOS et al., 2019a, 2019b).

São identificadas duas fontes de água nos rios, uma proveniente do escoamento direto (superficial ou subterrâneo) originada de eventos de chuva e outra parte composta pelas descargas subterrâneas que geram a maior parte do fluxo na maioria dos rios (KENDALL; YOUNG; SILVA, 2010; JASECHKO et al., 2016; JASECHKO, 2019).

A análise da interação dos diferentes compartimentos do ciclo hidrológico assume-se que cada uma das fontes apresenta composições isotópicas distintas. As águas superficiais e subterrâneas apresentam pequenas variações sazonais na composição isotópica se comparadas com a precipitação (DUTTON et al., 2005).

A composição isotópica das águas dos rios refletirá a variação temporal (e espacial) das contribuições de cada uma das fontes devido ao comportamento da precipitação e da descarga das águas subterrâneas nas bacias. Conhecendo as assinaturas isotópicas dessas fontes e como elas modificam a composição isotópica dos rios, é possível compreender as dinâmicas hidrológica predominantes em uma bacia. As variações sazonais serão maiores em rios onde a precipitação recente é a principal fonte de fluxo, e menor em rios onde a água subterrânea é a fonte dominante (KENDALL; COPLEN, 2001).

Uma análise global das estações da rede GNIR (*Global Network of Isotopes in Rivers*) da Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA, *International Atomic Energy Agency*) identificou três grupos com comportamentos distintos na composição isotópica (HALDER et al., 2015): (I) Estações que apresentam contribuição do degelo ou de precipitação de inverno em altas latitudes com a presença de águas mais empobrecidas (WASSENAAR; ATHANASOPOULOS; HENDRY, 2011; RECKERTH et al., 2017); (II) Estações que estão localizadas em médias latitudes e apresentam variação da composição isotópica dos rios relacionados a variação sazonal da temperatura ou da precipitação, neste grupo a contribuição do escoamento superficial é intercalada com a contribuição das descargas subterrâneas que representam um volume importante na manutenção das vazões (SCHOLL; MURPHY, 2014; WELSH et al., 2018) e; (III)_Estações em baixas latitudes, região tropical e equatorial, em que as amplitudes sazonais são refletidas nos rios, alternada entre os períodos secos e úmidos (SCHOLL et al., 2015; VOSS et al., 2018; YANG et al., 2018).

A combinação do aumento da capacidade de processamento de dados com o desenvolvimento de instrumentos mais precisos capazes de mensurar pequenas diferenças nas abundâncias isotópicas gerou o interesse em quantificar e entender a distribuição espacial e temporal da razão isotópicas em sistemas naturais para compreensão dos efeitos em ecossistemas naturais e do impacto antrópico (KENDALL; YOUNG; SILVA, 2010).

A modelagem da distribuição espacial das composições isotópicas em compartimentos do ciclo hidrológico, representa uma abordagem poderosa no estudo da dinâmica do fluxo de água na relação atmosfera-superfície-subsuperfície (BOWEN, 2010). Estudos espaço-temporais dos isótopos são possíveis pelo fato deles circulam ativamente entre diferentes compartimentos ambientais, ao longo dessa movimentação passam por transformações físicas, químicas e biológicas produzindo o fracionamento isotópico, que pode ser avaliado quanto a sua variabilidade espacial. A modelagem espacial dessas variações é sustentada por forte auto correlação, capaz de produzir uma caracterização da trajetória isotópica coerente as características geográficas, por isso são conhecidos como *Isoscapes* (BOWEN; WEST; HOOGEWERFF, 2009).

Onde os registros hidrológicos e climáticos de longo prazo são limitados ou inexistentes, os *isoscapes* emergem como uma técnica traçadora de baixo custo e eficaz para entender a dinâmica de precipitação, os mecanismos de recarga das águas subterrâneas, reconstruir o clima passado e melhorar a gestão de recursos hídricos (SÁNCHEZ-MURILLO; BIRKEL, 2016).

Estudos recentes tem utilizado *isoscapes* para o entendimento do ciclo hidrológico regional e buscam compreender as inter-relações entre as águas superficiais e subterrâneas, com capacidade de identificar origem da precipitação, fontes e períodos de recarga do aquíferos e a relação das descargas das águas subterrâneas ou do escoamento superficial com as características das vazões dos rios ou a ação de fatores ambientais no regime hidrológico (SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2016; JASECHKO; WASSENAAR; MAYER, 2017; SHARMA et al., 2017; JUNG et al., 2019).

5. MODELAGEM ESPACIAL

O estudo espacial está diretamente relacionado com a ideia geral que na natureza as variáveis são contínuas em alguma escala (VIEIRA, 2000). Todos os fenômenos espaciais se relacionam, sendo que os mais próximos apresentam maior relação que aqueles mais distantes (TOBLER, 1970).

As referências espaciais e temporais são determinadas pela localização, variável de interesse, o tempo de monitoramento e o intervalo de observação. A análise espacial tem como objetivo mensurar propriedades e relações levando em conta a localização do fenômeno com intuito de entender sua dimensão e variações espaço-temporais (DRUCK et al., 2004; HENGL, 2009).

Diante dos diversos modelos de predição espacial divididos entre métodos deterministas e os estocásticos, a geoestatística se destaca por resolver, por meio da probabilidade, a simplicidade dos métodos determinísticos que muitas vezes não satisfazem o entendimento dos fenômenos físicos (SOARES, 2006).

A geoestatística é um instrumento importante para o monitoramento espacial, capaz de reduzir os efeitos relacionados à coleta de dados e proporcionar análises espaciais e temporais com sentido físico. Permite a modelagem da dispersão espacial e espaço-temporal das grandezas naturais com modelos complexos e rigorosos metodologicamente que apresentam grande capacidade de predizer uma variável com precisão e computando as incertezas envolvidas (KITANIDIS, 1997; YAMAMOTO; LANDIM, 2013).

O formalismo para aplicação da geoestatística segue três etapas: (1) análise exploratória; (2) estimativa de parâmetros; (3) validação do modelo. A análise exploratória visa realizar cálculos estatísticos capazes de descrever características do conjunto amostral (KITANIDIS, 1997).

O ajuste de parâmetros acontece com a análise do variograma e ajuste do modelo teórico em relação à correlação espacial da variável regionalizada (YAMAMOTO; LANDIM, 2013). Intuitivamente busca-se estimar os pesos das medições de forma objetiva refletindo a verdadeira estrutura de auto correlação espacial. O variograma experimental consiste na variância finita de um conjunto de dados em uma distância pré-definida (*lag*) (HENGL, 2009)

O variograma é calculado pela média aritmética do quadrado das diferenças de pares de pontos separados por um vetor h .

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (13)$$

Quando a correlação entre duas variáveis aleatórias depende somente da distância espacial que as separa e é independente da sua localização de segunda ordem, seleciona-se o modelo que melhor explica o fenômeno estudado sintetizando os principais padrões de continuidade espacial (SOARES, 2006).

Por último, a validação do modelo, deve ser avaliada pela técnica de validação cruzada. Neste procedimento ignora-se o valor estimado em um dos pontos de medição e estima-se seu valor a partir dos valores restantes, o processo é repetido para todos os pontos. Com o conjunto de valores reais (mensurados) e os estimados obtidos para o conjunto de dados em estudo realiza-se algumas análises estatísticas com o intuito de aferir a qualidade do modelo utilizado (SOARES, 2006; ANDRIOTTI, 2013).

O estimador linear geoestatístico, denominado krigagem, é um estimador ponderado capaz de prever os valores dos pesos pelas estimativas da estrutura espacial de acordo com a distribuição das variáveis (ISAAKS; SRIVASTAVA, 1989). Os métodos geoestatísticos realizam a inferência espacial de uma grandeza que não foi amostrada ($Z(x_0)$), em dada localização x_0 , com base na combinação linear de valores medidos da mesma grandeza ($Z(x_\alpha)$) localizados em x_α (SOARES, 2006).

$$[Z(x_0)]^* = \sum_{\alpha=1}^N \lambda_\alpha Z(x_\alpha) \quad (14)$$

Os ponderadores (λ_α) tem papel de refletir a menor ou maior proximidade da estrutura das amostras ($Z(x_\alpha)$) em relação ao ponto a ser estimado ($Z(x_0)$) e devem ter efeito desagregador de agrupamentos tendenciosos para evitar o enviesamento.

Por existir estas etapas no formalismo da análise geoestatística sua modelagem é considerada excelente e imparcial (não tendenciosa), tornando a análise espacial mais rica ao permitir a predição de valores em áreas não amostradas mesurando a qualidade da estimativa. Toda interpolação é subjetiva em algum nível,

envolvendo escolhas sobre o modelo mais apropriado para um determinado conjunto amostral. A interpolação geoestatística representada pela krigagem reduz a subjetividade da interpolação ao utilizar a deriva do peso do modelo por meio da observação da autocorrelação espacial selecionando o modelo que melhor se ajusta a semivariância, baseado no conjunto amostral, reduzindo o enviesamento da interpolação (BOWEN, 2010).

A geoestatística tem sido incorporada em muitos estudos que utilizam os *isoscapes* para compreender os fenômenos hidrológicos paleoclimáticos (DEL CASTILLO et al., 2013); usar padrões hidrológicos em estudos arqueológicos das migrações humanas (PELLEGRINI et al., 2016) ou dos animais (BOWEN; WEST, 2019); interpretar o ciclo hidrológico global (TERZER et al., 2013; BOWEN; GOOD, 2015; GOOD et al., 2015) e em escala regional (DUTTON et al., 2005; LYKOUUDIS; ARGIRIOU, 2007; BOWEN, 2008; BOWEN et al., 2011; JASECHKO; WASSENAAR; MAYER, 2017; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2017; BIRKEL et al., 2018) ou; melhorar os modelos de predição espacial e interpretação dos fenômenos hidrológicos em diferentes regiões do Planeta (YAMANAKA et al., 2015; HATVANI et al., 2017; MA et al., 2017; ALLEN; KIRCHNER; GOLDSMITH, 2018; COURTIOL et al., 2019).

6. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo abrange as bacias hidrográficas das Unidades de Gerenciamento dos Recursos Hídricos (UGRHI) Piracicaba-Capivari-Jundiaí (UGRHI 5 - PCJ) e Tietê-Jacaré (UGRHI 13 - TJ). A área toda tem mais de 27.000 km² onde estão localizados total ou parcialmente 107 municípios. As bacias PCJ têm área total de 15.377,82 km² (14.216,58 km² no Estado de São Paulo e 1.161,24 km² no Estado de Minas Gerais) e uma população aproximada de 5,5 milhões de habitantes e tem como principais municípios de Campinas, Piracicaba, Jundiaí e Limeira. E as bacias TJ uma área de 11.779 km² e população aproximada de 1,5 milhão de habitantes e tem como principais municípios Bauru, São Carlos, Araraquara e Jaú (PCJ, 2018b; TJ, 2019).

As principais bacias PCJ são as dos rios Camanducaia, Jaguari, Atibaia e Corumbataí, que formam a bacia do rio Piracicaba, juntamente com bacias dos rios Capivari e Jundiaí. As principais bacias TJ são as do rio Jacaré-Guaçu, Jacaré-Pepira e Jaú na margem direita do rio Tietê e do rio Lençóis na margem esquerda, junto com rios menores como o rio Bauru (Figura 1A).

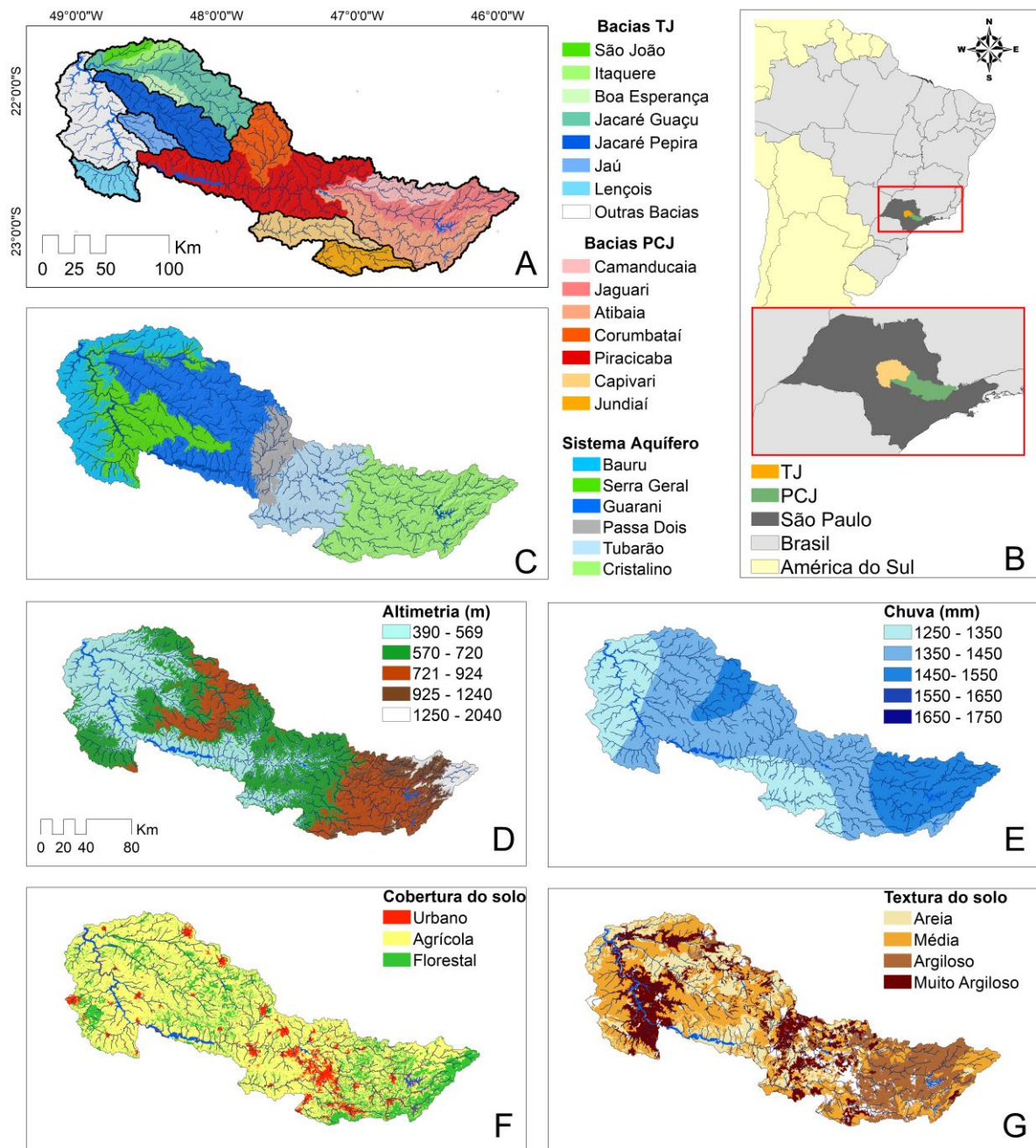


Figura 1. Principais bacias TJ e PCJ (A), localização da área de estudo (B); hidrogeologia (C), altimetria (D), Chuva histórica média 1950-2017 (E), Cobertura do solo (F) e textura do solo (G).

Fonte: Altimetria, Rios e Bacias SRTM 30 metros (Shuttle Radar Topography Mission) da NASA (National Aeronautics and Space Administration); Uso do Solo pela Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (1: 100.000, SÃO PAULO, 2010); Mapa hidrogeológico (DAEE et al., 2005), Dados pluviométricos (DAEE, 2020) e; Mapa de textura do solo (escala de 1: 100.000 a 1: 500.000, ROSSI, 2017).

6.1. Contexto hidrogeológico

O Sistema Aquífero Pré-Cambriano (SAC) é composto por rochas cristalinas, um conjunto complexo de rochas ígneas (granitos) e metamórficas (gnaisses, xistos, quartzitos, entre outras) que formam um importante sistema aquífero fraturado localizados na região leste (Figura 1C, CPRM, 2006; DAEE et al., 2005).

Os aquíferos formados pelos grupos rochosos que compõem a bacia sedimentar do Paraná estão localizados a partir da linha do contato com o embasamento Pré-Cambriano.

O Sistema Aquífero Tubarão (SAT), cuja espessura aumenta em direção a oeste para o interior da bacia sedimentar, é composto por formações rochosas dos períodos Permiano e Carbonífero. O Grupo Itararé é a unidade aquífera predominante, compreende em uma complexa associação de diamictitos, ritmitos, siltitos, argilitos e folhelhos. Apesar de apresentar baixo potencial, o SAT representa uma fonte importante de água para a Região Metropolitana de Campinas (RMC, DAEE et al., 2005).

Na sequência, o Grupo Passa Dois, sobreposto ao Tubarão e sotoposto às formações sedimentares do Aquífero Guarani, é formado por um grupo de rochas do período Permiano com granulação fina de baixa transmissividade (arenitos finos, argilitos, siltitos e folhelhos), denominado como Aquicluda Passa Dois (APD) pelas características hidrogeológicas com granulação fina e baixa ou nenhuma movimentação de água nos poros, descaracterizando este grupo como aquífero (DAEE et al., 2005).

A porção ígnea e sedimentar do Grupo São Bento apresenta o predomínio de rochas sedimentares do período Triássico, Jurássico e Cretáceo sotopostas às rochas ígneas do Cretáceo. As rochas sedimentares formam o Aquífero Guarani, poroso com área livre iniciada na porção central e confiando no sentido oeste pelos basaltos da formação Serra Geral (Figura 1C).

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) é composto pelas formações Pirambóia, na base, e Botucatu, no topo. A Formação Pirambóia é constituída por arenitos de granulação média a fina e conglomerados, depositados em ambiente fluvial, lacustre e eólico. A Formação Botucatu, constituída predominantemente por arenitos de granulação média a fina de origem eólica (MILANI, 1998, 2004; DAEE et al., 2005).

O Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) é um aquífero fraturado, composto por derrames basálticos, além de diques e soleiras intrudidos em litotipos dos grupos

Turbarão, Passa Dois e São Bento, além das formas associadas aos amplos derrames que se estendem sobre as formações geológicas que compõem o aquífero Guarani (DAEE et al., 2005).

No limite oeste da área de estudo, sobre as formações do Grupo São Bento, estão localizadas as formações sedimentares do Grupo Bauru do período Cretáceo, formadas por depósitos arenosos, correspondente a sucessões de períodos úmidos e secos (DE PAULA E SILVA; HUNG KIANG; CAETANO-CHANG, 2005). Estas formações compõem um extenso aquífero livre, o Sistema Aquífero Bauru (SAB), que ocupa maior superfície aflorante do planalto ocidental do Estado de São Paulo (DAEE et al., 2005). Na área de estudo é encontrado sobre os aquíferos Serra Geral e Guarani na região extremo oeste.

A área de estudo é composta por aquíferos sedimentares e fraturados, com capacidade específica variáveis. Entretanto, verifica-se uma variação espacial bem marcada com o SAT e SAC apresentando as menores capacidades específicas na região leste da área de estudo e maiores capacidades específicas da região central até a borda oeste da área de estudo, onde se localizam o SAG, SASG e SAB (Figura 1). Um compilado com informações das capacidades específicas, tipos de ocorrência e litologia dos aquífero do estado de São Paulo são apresentados na Tabela 1 (QUAGGIO et al., 2020).

Tabela 1. Características hidrogeológicas dos principais sistemas aquíferos do estado de São Paulo (adaptado de QUAGGIO et al., 2020)

SISTEMA AQUIFERO		LITOLOGIA	TIPO DE OCORRÊNCIA	CAPACIDADE ESPECÍFICA
AQUIFEROS GRANULARES	BAURU	Arenitos, arenitos argilosos, carbonatados ou não, siltitos, lamitos e argilitos, ocorrendo localmente conglomerados e camadas calcárias.	Granular, heterogêneo, livre a localmente confinado.	Valores médios de 0,57 m ³ /h/m.
	GUARANI	Arenitos de granulação média a fina das formações Pirambóia (base) e Botucatu (topo).	Granular, homogêneo, regionalmente livre na sua porção aflorante, a predominantemente confinado.	Valores médios de 4,5 m ³ /h/m.
	TUBARÃO	Siltitos, argilitos, folhelhos, diamictitos, arenitos muito finos a conglomeráticos e ritmitos.	Granular, localmente fissurado, heterogêneo, confinado a semiconfinado.	Valores médios de 0,30 m ³ /h/m.
AQUIFEROS FRATURADOS	PRÉ CAMBRIANO	Pe: rochas metamórficas (gnaiesses, xistos, quartzitos) e ígneas (granitos maciços e foliados).	Fraturado e/ou fissural, heterogêneo, livre a semiconfinado.	Valores entre 0,018 e 0,50 m ³ /h/m.
		PcC: mármore e metacalcários.		
	SERRA GERAL	Basaltos toleíticos e andesitos basálticos, também ocorrendo subordinadamente riolitos e riolacitos.	Fraturado, heterogêneo, livre a semiconfinado.	Valores entre 0,16 e 2,89 m ³ /h/m.

6.2. Aspectos fisiográficos

Geomorfologicamente, as bacias PCJ estão localizadas parcialmente no Planalto Atlântico (Leste), na Depressão Periférica Paulista e na borda do Planalto Ocidental Paulista (Oeste) e as bacias TJ estão totalmente no Planalto Ocidental Paulista. As altitudes variam de 400 a 2.000 metros acima do nível do mar, com predominância das feições médias entre 400 e 600 metros e relevo suave ondulado (Figura 1D).

A textura do solo de acordo com o mapa pedológico do estado de São Paulo (ROSSI, 2017) mostra que nas bacias PCJ predominam solos de textura média a argilosa. Enquanto as texturas arenosa, média e muito argilosas são predominantes nas bacias TJ (Figura 1G e Tabela 2).

O uso da terra, de acordo com a classificação da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, com escala 1:100.000 e elaborado de imagens do satélite Landsat-5 (*Land Remote Sensing Satellite*) de 2010, revela que predominam áreas agrícolas em ambas regiões, na PCJ se destacam as extensas áreas urbanas que

compõem a macro região de Campinas e a Região Metropolitana de Campinas (RMC). Áreas ocupadas por floresta se destacam na cabeceira das bacias dos rios Piracicaba e Jundiá. O relatório de situação informa que existe 1911 km² de vegetação nativa (PCJ, 2018b).

Na Região TJ as maiores concentrações de áreas urbanas são identificadas nos municípios de São Carlos, Araraquara, Jaú e Bauru (Figura 1F, SÃO PAULO, 2010). A área de vegetação é mais esparsa e ocupa cerca de 1900 km². Neste caso é importante ressaltar que a referida classificação não faz distinção entre vegetações nativas (Cerrado e Floresta Estacional Semidecidual) do plantio comercial de Pinus e Eucalipto. Muitas dessas áreas na UGRHI 13, são de plantio de eucalipto comercial, como uma área que se destaca próximo ao município de Bauru (Figura 1F e Tabela 2). O relatório de situação apontam 1.106 km² de área vegetada (TJ, 2019).

Tabela 2. Textura do solo segundo mapa pedológico do estado de São Paulo (ROSSI, 2017) e uso do solo para cada bacia hidrográfica segundo a classificação da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (SÃO PAULO, 2010)

Bacias	Área total	Uso do Solo			Textura do solo			
		Urbano	Agrícola	Vegetação	Arenosa	Média	Argilosa	Muito Argilosa
Piracicaba Área (km ²) %	12.865 100%	1.167 9%	8.799 68%	2.899 23%	5.225 41%	3.636 28%	3.400 26%	604 5%
Atibaia Área (km ²) %	2.839 100%	338 12%	1.405 49%	1.096 39%	1.350 48%	344 12%	1.084 38%	62 2%
Jaguari Área (km ²) %	2.367 100%	146 6%	1.498 63%	723 31%	785 33%	312 13%	995 42%	274 12%
Camanducaia Área (km ²) %	1.041 100%	43 4%	749 72%	249 24%	393 38%	85 8%	508 49%	56 5%
Corumbataí Área (km ²) %	1.704 100%	67 4%	1.339 79%	298 17%	677 40%	837 49%	126 7%	63 4%
Capivari Área (km ²) %	1.587 100%	177 11%	1.270 80%	140 9%	533 34%	796 50%	235 15%	23 1%
Jundiaí Área (km ²) %	1.142 100%	214 19%	554 49%	374 33%	459 40%	340 30%	332 29%	12 1%
Jacaré-Guaçu Área (km ²) %	4.055 100%	171 4%	3.215 79%	669 16%	1.072 26%	2.059 51%	821 20%	104 3%
Boa Esperança Área (km ²) %	396 100%	4 1%	319 81%	73 18%	184 47%	136 34%	71 18%	4 1%
Itaquerê Área (km ²) %	414 100%	4 1%	376 91%	34 8%	24 6%	334 81%	52 13%	4 1%
São João Área (km ²) %	353 100%	5 1%	305 86%	43 12%	5 1%	338 96%	2 1%	8 2%
Jacaré-Pepira Área (km ²) %	2.577 100%	39 2%	2.039 79%	499 19%	990 38%	1.256 49%	288 11%	43 2%
Lençóis Área (km ²) %	959 100%	27 3%	817 85%	115 12%	171 18%	737 77%	22 2%	29 3%
Jaú Área (km ²) %	752 100%	39 5%	671 89%	42 6%	57 8%	656 87%	11 2%	28 4%

6.3. Caracterização morfométrica e hidrológica das bacias

A bacia do rio Piracicaba domina a área das bacias PCJ (12.865 km²) e apresenta quatro sub-bacias de grande importância: as bacias dos rios Jaguari, Atibaia, Camanducaia e Corumbataí (Figura 1A). As bacias dos rios Jaguari, Atibaia e Camanducaia ocupam a área de nascentes do Piracicaba e apresentam as maiores declividade (entre 8 e 21 %) e altimetrias (máximo de 2.039 metros), a bacia do Corumbataí localiza-se na transição para a área das bacias TJ com elevação máxima de 1074 metros e declividade de 11%. As bacias PCJ apresentam ainda as bacias dos rios Capivari e Jundiá, que drenam águas para o rio Tietê, e apresentam, respectivamente, altitude máxima de 970 e 1.314 e declividade de 9% e 14%. As principais bacia TJ são as dos rios Jacaré-Guaçu, Jacaré-Pepira, Lençóis e Jaú com declividade média entre 7 e 8 % e elevação máxima entre 842 e 1.045 metros (Tabela 3).

Os tipos climáticos da área de estudo, segundo a classificação de Koeppen, podem ser classificados como *Cwa* na UGRHI 5 e *Aw* na UGRHI 13, ambos com características de verões quentes (>22°C) e úmidos, com o inverno seco (PEEL; FINLAYSON; MCMAHON, 2007). A precipitação média, segundo dados das 64 estações pluviométricas com mais de 30 anos de monitoramento distribuídas nas regiões, varia de 1.300 a 1.500 mm/ano (Tabela 3 e Figura 1E).

Tabela 3. Características climáticas e morfométricas das bacias PCJ e TJ extraídos de dados de chuva do satélite TRMM, evapotranspiração do modelo GLDAS e elevação de Modelo Digital de Elevação (MDE) gerado a partir de dados SRTM (ver Capítulo 7. Materiais e Métodos).

Bacias	Chuva <i>mm/ano</i>	Evapot. <i>mm/ano</i>	Área <i>km²</i>	Elevação Máxima <i>m</i>	Elevação Mínima <i>m</i>	Decliv. Média <i>%</i>	Comp. Rios <i>km</i>
Piracicaba	1.508	986	12.865	2.039	427	14	2845
Atibaia	1.433	978	2.839	2.039	512	19	622
Jaguari	1.465	1.013	2.367	2.039	511	21	538
Camanducaia	1.476	1.030	1.041	2.039	547	19	239
Corumbataí	1.404	968	1.704	1.074	461	11	384
Capivari	1.326	970	1.587	970	462	9	336
Jundiá	1.376	916	1.142	1.314	492	14	255
Jacaré-Guaçu	1.403	1.056	4.055	1.030	395	7	830
Boa Esperança	1.383	1.081	396	761	420	8	75
Itaquerê	1.374	1.041	414	701	414	5	83
São João	1.347	1.019	353	644	406	6	66
Jacaré-Pepira	1.408	1.078	2.577	1.045	390	8	530
Lençóis	1.371	1.133	959	842	423	8	209
Jaú	1.411	1.101	752	842	424	7	165

A vazão específica mensal ($L.s^{-1}.km^{-2}$) para cada uma das bacias mostra o seu comportamento sazonal. Os rios Camanduaia, Corumbataí, Jacaré-Pepira e Jau apresentam maior vazão específica no período úmido (de outubro a março) com destaque para os meses de janeiro e fevereiro que superam $20 L.s^{-1}.km^{-2}$. No período seco (de abril a setembro), a bacia do rio Jaguari e Capivari se destacam por apresentar as menores vazões específicas com vazões abaixo de $10 L.s^{-1}.km^{-2}$ nos meses de agosto e setembro (Figura 2).

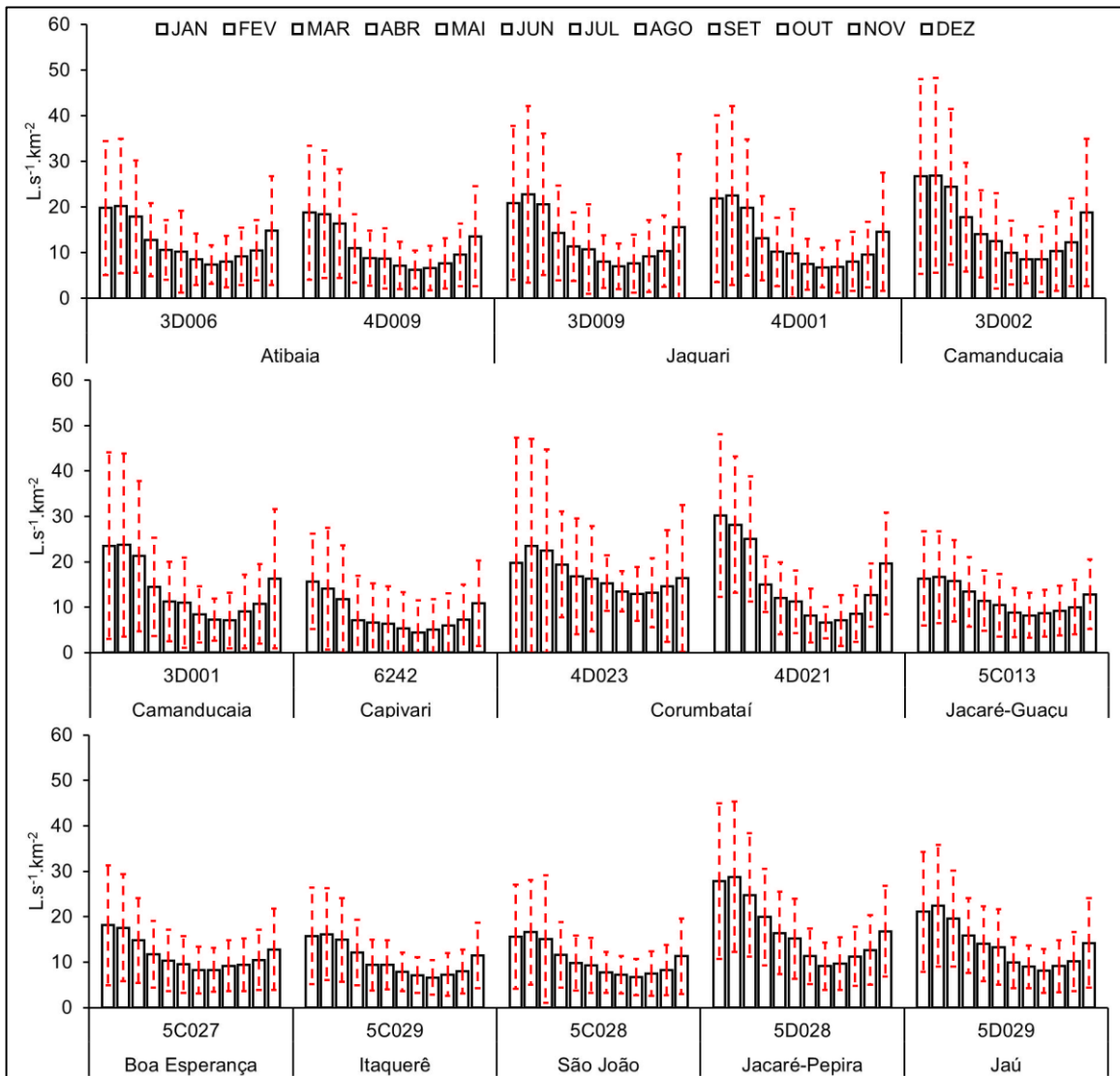


Figura 2. Vazões específicas ($L.s^{-1}.km^{-2}$, colunas pretas) mensais com desvio padrão (linhas pontilhadas vermelhas) para as principais estações fluviométricas e bacias da área de estudo entre 1945 e 2017.

6.4. Interferência Antrópica no Ciclo Hidrológico das bacias PCJ e TJ

As bacias PCJ estão sob elevado estresse e apresentam uma adaptação complexa para atender a demanda regional: (I) transferir água para o Sistema Cantareira, que abastece municípios da bacia do PCJ e da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), aproximadamente 15 milhões de habitantes; (II) mantém sistema de trocas entre os rios Atibaia, Judiai e Capivari para atender às demandas da Região Metropolitana de Campinas (RMC) e; (III) possui mananciais comprometidos pela poluição, alta demanda e baixa produtividade dos aquíferos da região (SÃO PAULO, 2017; CETESB, 2018).

O balanço hídrico nas bacias PCJ mostra essas interferências, o rio Capivari apresenta vazões superiores à sua disponibilidade natural e os rios Jaguari, Atibaia e Jundiá apresentam captação acima da disponibilidade natural. As bacias dos rios Corumbataí e Camanducaia apresentam menor interferência na vazão (Figura 3, PCJ, 2018a).

A água transferida para o sistema Cantareira é transportada das barragens Jacareí e Jaguari construídas em 1981 na bacia do rio Jaguari ($22 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) e das barragens Atibainha e Cachoeira construídas em 1975 na bacia de Atibaia ($9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) e fornecimento do RMC, PCJ, 2018b).

O rio Capivari é afetado pelo município de Campinas, que capta água do rio Atibaia ($5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) e descarrega parte dos efluentes do rio Capivari ($0,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, SANASA 2015), aumentando sua vazão.

Nas bacias TJ o uso das águas subterrâneas é preocupante. Alguns municípios estão realizando captações acima da disponibilidade do SAB e do SAG, como na região do município de Araraquara e Bariri (Figura 3, São Paulo 2017; TJ 2019). Outra questão importante nas bacia TJ é a recente conversão de mais de 1.740 km^2 de vegetação nativa para uso agrícola no período de 2000 a 2018 (aproximadamente 15% da área total, Figura 3, TJ 2019; IBGE 2020).

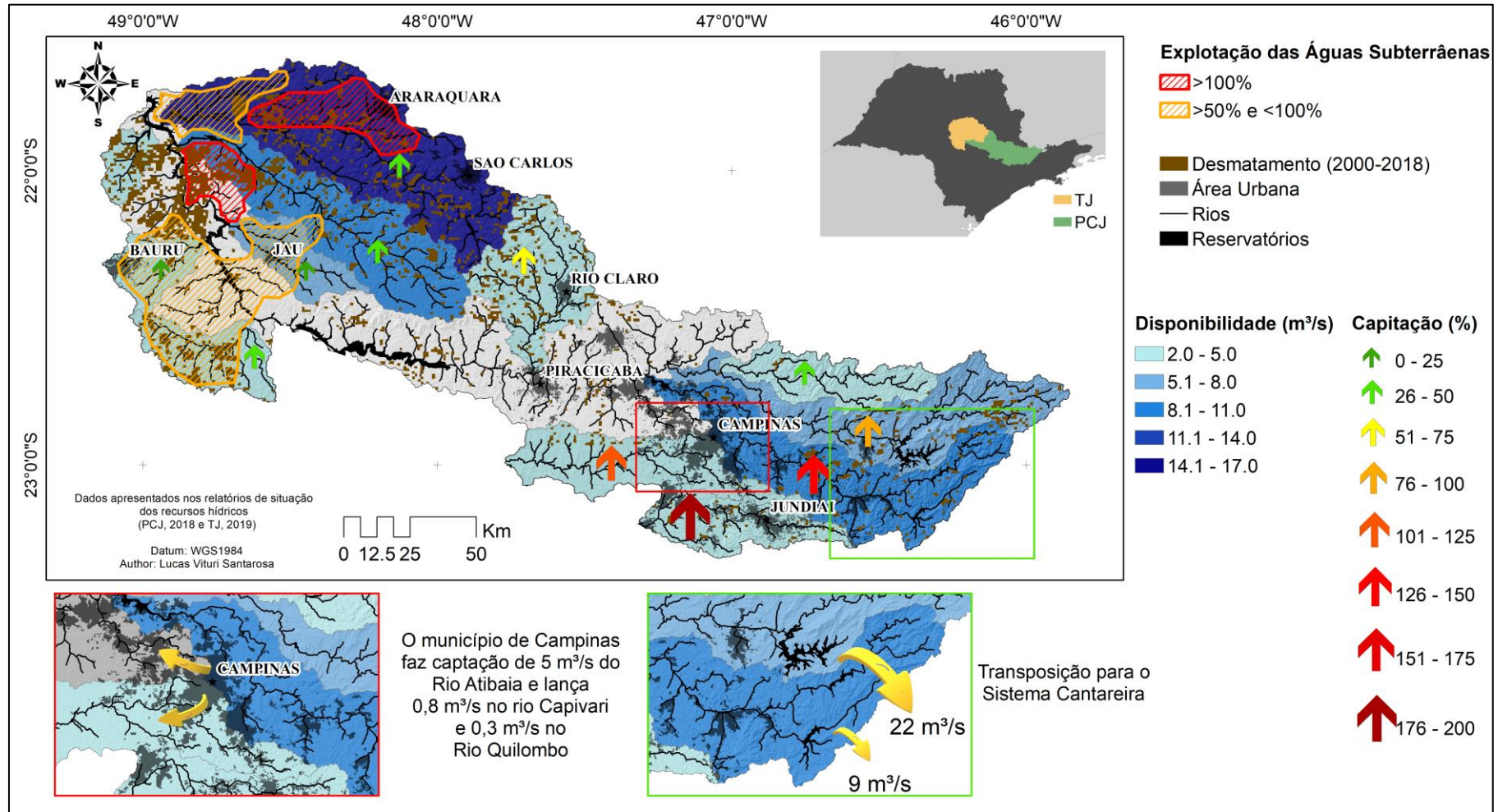


Figura 3. Disponibilidade de recursos hídricos superficiais nas bacias de PCJ e TJ e ações que influenciam o regime hidrológico (transposições, estações elevatórias, desmatamento, urbanização, reservatórios e extração de águas subterrâneas).

7. MATERIAIS E MÉTODOS

A análise da função das águas subterrâneas nas bacias PCJ e TJ foi realizada em duas etapas. Uma abordagem hidrológica, utilizando dados hidrológicos coletados nas bacias ou produtos de sensoriamento remoto, e uma abordagem isotópica, utilizando dados primários e secundários de isótopos estáveis de H e O.

7.1. Abordagem hidrológica

A análise hidrológica contou com a etapa de seleção das estações pluviométricas e fluviométricas, de acordo com a disponibilidade de dados e localização, execução da análise de recessão, análise estatística do armazenamento mínimo (S) e da precipitação, aplicação do SPI (*Standardized Precipitation Index*) e a separação de hidrograma. A análise de diferentes métodos de separação de hidrograma testes são apresentados no Anexo C.

7.1.1. Dados hidrológicos

Os dados hidrológicos utilizados foram obtidos das estações pluviométricas e fluviométricas do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE). São 15 estações fluviométricas, sendo que os dados de uma dessas estações foram obtidos da Agência Nacional de Águas (ANA) acessada pelo Sistema de Informações sobre Recursos Hídricos (SINRH) obtidos pelo sistema on-line Hidroweb (Tabela 4 e Figura 4).

Foram selecionadas estações com monitoramento superior a 10 anos e com dados nas décadas de 1940, 1970 e 1980 até o ano de 2017, totalizando 15 estações. As estações foram analisadas de acordo com o domínio hidrogeológico, divididos em o domínio cristalino e sedimentar (Tabela 4).

Tabela 4. Relação de estações fluviométricas e pluviométricas selecionadas para análise de recessão e separação de hidrograma

Domínio Hidrogeológico	Região	Estações Fluviométricas					Pluviômetros			
		Cod.	Área de Contribuição	Rios	Período de Monitor.		Cod.	Altitude (m.)	Período de Monitor.	
Cristalino	PCJ	3D006	1920	ATB	1930	2017	D3046	750	1947	2017
		4D009	2738	ATB	1947	2017	D4044	710	1941	2017
		3D001	928	CAM	1943	2017	D3042	570	1942	2017
		3D002	387	CAM	1944	2017	D3027	750	1942	2017
		3D009	1950	JAG	1930	2017	D3046	750	1947	2017
		4D001	3394	JAG	1943	2017	D4052	544	1942	2017
		6242 ¹	697	CAP	1952	2017	D4068	698	1946	2017
							D3035	1090	1940	2017
							D3018	940	1937	2017
							E4015	630	1937	2017
Sedimentar	PCJ	4D021	1581	COR	1972	2017	D4012	615	1936	2017
		4D023	59	COR	1989	2017	D4035	643	1937	2017
	TJ	5C027	190	JG	1980	2017	C5117	580	1931	2017
		5C029	334	JG	1981	2017	C5117	580	1931	2017
		5C013	1867	JG	1970	2017	C5117	580	1931	2017
		5C028	338	JG	1980	2017	C5048	490	1940	2017
		5D028	442	JP	1980	2017	D5006	783	1936	2017
		5D029	417	JAU	1981	2017	D5084	459	1976	2017
							C5048	490	1940	2017
							D5047	635	1940	2017

¹. Estação da Agência Nacional de Águas (ANA); ATB = Atibaia; CAM = Camanducaia; JAG = Jaguari; CAP = Capivari; COR = Corumbataí; JG = Jacaré-Guaçu; JP = Jacaré Pepira; JAU = Jaú

As estações pluviométricas foram selecionadas utilizando a delimitação dos polígonos de Thiessen e pela representatividade em relação ao tempo de monitoramento equivalente ao das estações fluviométricas e sua localização, totalizando 13 estações utilizadas na análise de recessão (Tabela 4). Para as demais análises foram utilizadas 18 estações (Figura 4).

Foram utilizados também dados provenientes de sensoriamento remoto obtidos do Portal Giovanni v4.33 da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e do USGS (*United States Geological Survey*). A evapotranspiração média anual para o período de 2000 até 2017 proveniente GLDAS (*Global Land Data Assimilation System*, Gebremichael and Hossain, 2010) com resolução espacial de 0,25°; a precipitação diária da GPM IMERG v6 (*Global Precipitation Measurement*) com resolução espacial de 0,1° (HUFFMAN et al., 2019) e; dados de altimetria obtidos do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução espacial de 30 metros.

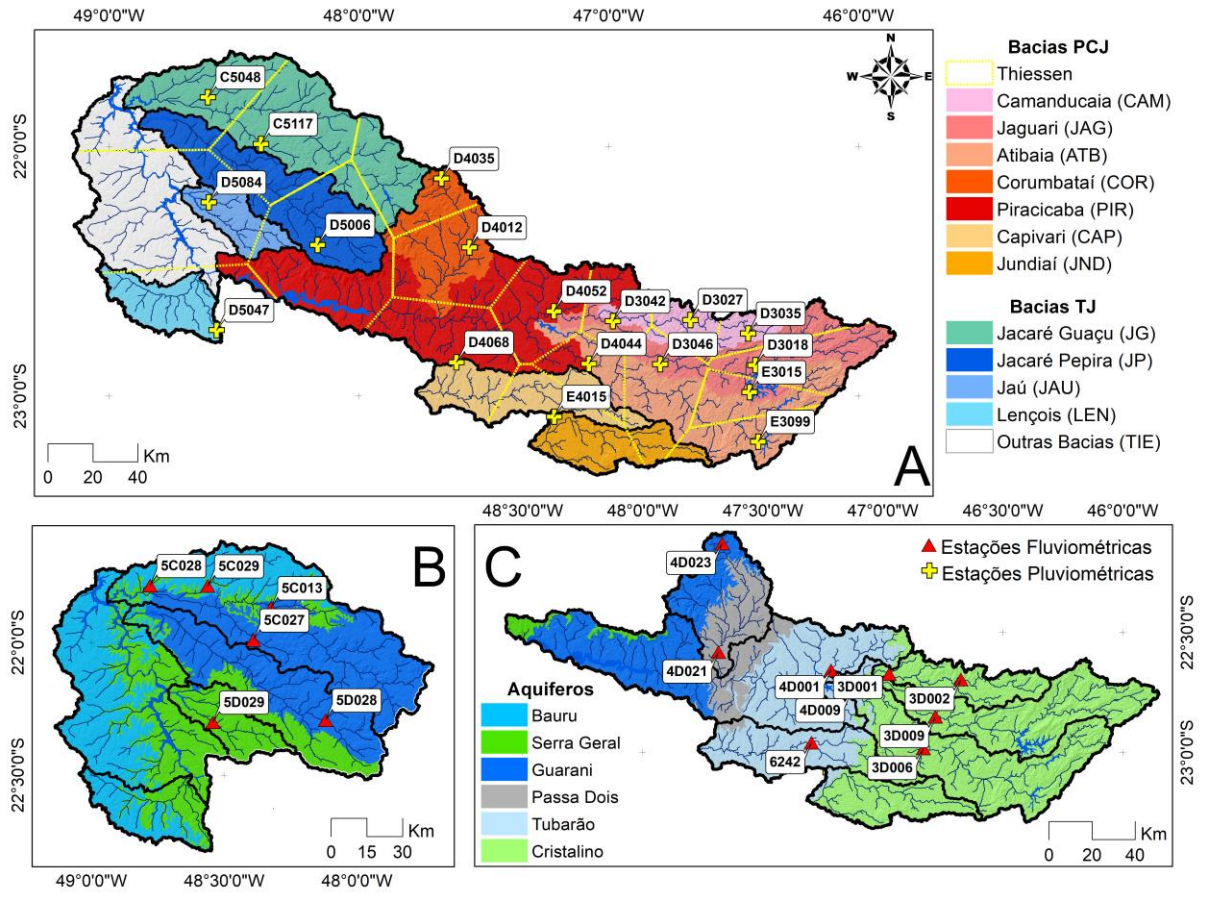


Figura 4. Localização das estações pluviométricas e demarcação dos polígonos de Thiessen (A), apresentação das estações fluviométricas sobre domínios hidrogeológicos nas bacias TJ (B, UGRHI 13) e PCJ (C, UGRHI 5)

7.1.1. Análise de recessão e separação de hidrograma

A metodologia consiste na separação de hidrograma foi proposta por Eckhardt (2005) e utiliza dois parâmetros para separação do fluxo de base, o Índice do Fluxo de Base (BFI_{max}) e a constante de recessão (c), conforme apresentado no Capítulo 3.

O BFI_{max} foi calculado a partir da relação entre vazões de referência (Q_{90} e Q_{50}), conforme proposto por Collischonn e Fan (2013) para estações fluviométricas localizadas na região Centro-Sul do Brasil (Equação 14).

$$BFI_{max} = 0,8344 \frac{Q_{90}}{Q_{50}} + 0,2146 \quad (14)$$

A constante de recessão (c) foi calculada utilizando a Equação 7, baseada na duração da recessão característica (k) obtido por meio da Equação 3 e intercepto “ a ” obtido da análise de recessão efetuada segundo metodologia proposta por Brutsaert and Nieber (1977).

A análise de recessão foi aplicada de acordo com o método proposto por Sánchez-Murillo et al. (2015), que faz uma triagem nos dados com o objetivo de selecionar os valores mais representativos para a análise de recessão e utiliza o ajuste de linear por diferentes métodos de regressão para avaliar diferentes comportamentos da recessão pelo ajuste dos parâmetros das retas (intercepto a e inclinação b).

A utilização de um conjunto de métodos de regressão possibilita melhores ajustes das retas em relação à distribuição dos dados e permite identificar o comportamento da recessão, contornando possíveis problemas nas séries de dados ou diferentes comportamentos naturais dos aquíferos com a identificação do tempo característico da recessão (k) mais adequado (SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015).

Por fim, os parâmetros c e BFI_{max} são utilizados para determinação das vazões diárias do fluxo de base (b_i) considerando a vazão no dia (Q_t) e o fluxo de base do dia anterior (b_{i-1}) utilizando a Equação 10.

Para analisar a contribuição do fluxo de base foi calculado do BFI com os resultados da separação do hidrograma. O BFI é definido com a somatória do fluxo de base ($b_{i,t}$) dividido pela somatória da vazão do rio (Q_t).

$$BFI = \frac{\sum_{i=1}^N b_i}{\sum_{i=1}^N Q_t} \quad (15)$$

Os valores de BFI e c foram relacionados para testar a sensibilidade da separação de hidrograma conforme proposto por Eckhardt (2012):

$$E(BFI|c) = \frac{(1 - BFI_{max})(BFI - BFI_{max})}{(1 - c BFI_{max})^2} \frac{c}{BFI} \quad (16)$$

Outra forma de verificar a qualidade da separação do hidrograma foi baseado no coeficiente de determinação (r^2), relacionando a vazão no período de recessão com o fluxo de base de cada método, sendo que os valores mais próximos de 1 tem maior precisão ao estimar a vazão do fluxo de base que conceitualmente deve ser igual a vazão no período de recessão.

O procedimento de decomposição de hidrograma foi realizado apenas com dados anteriores à construção das barragens e utilizando o software R (R CORETEAM, 2019) utilizando o pacote “FlowScreen” (DIERAUER; WHITFIELD, 2018) que apresenta o filtro digital de Eckhardt como uma das metodologia para decomposição de hidrograma.

7.1.2. Armazenamento mínimo (S)

O armazenamento mínimo (S) calculado pela Equação 4 foi utilizado como parâmetro para verificar tendência de alteração na contribuição do fluxo de base para a vazão, com capacidade de refletir efeitos antropogênicos nas dinâmicas hidrológicas das bacias.

7.1.3. Análise estatística

Foram utilizados três testes estatísticos não paramétricos para avaliar as tendências nas séries temporais da precipitação e do armazenamento mínimo (S). A análise estatística não paramétrica do S é uma forma de avaliar o grau de interferência antrópicas nas bacias (SMAKHTIN, 2001; BRUTSAERT, 2005, 2012).

Os testes selecionados foram o de Mann-Kendall para verificar a tendência nos dados, a distribuição livre de CUSUM que verifica a variação da média entre dois períodos e o teste de Rank Sum para verificar a mudança da mediana. Para as análises foi utilizado o software Trend Versão 1.2, desenvolvido pela CRC for Catchment Hydrology da Austrália (CHIEW; SIRIWARDENA, 2005).

A análise estatística da precipitação foi realizada com todos os dados a partir da década de 1950 até 2017 e as estações fluviométricas com séries mais antigas foram analisadas a partir de 1945 até 2017 e as demais foram analisadas completamente.

Adicionalmente, foram avaliadas as variações gráficas nas vazões específicas mensais ($L \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) para visualizar as tendências de mudanças apontadas pelos testes não paramétricos.

7.1.4. *Standardized Precipitation Index*

O *Standardized Precipitation Index* (SPI, MCKEE; DOESKEN; KLEIST, 1993) é amplamente utilizado para caracterizar a seca em várias escalas de tempo, reconhecido como o índice padrão para quantificar e relatar eventos extremos de precipitação e os efeitos no armazenamento de águas subterrâneas e em reservatórios. (WMO, 2012; KEYANTASH, 2018).

Os dados brutos de precipitação são tipicamente ajustados a uma distribuição Gamma ou Pearson Tipo III e depois transformados em uma distribuição normal. Os dados transformados são então usados para calcular o valor SPI, definido como a anomalia padronizada da precipitação:

$$SPI = \frac{(P - P^*)}{\sigma_p} \quad (17)$$

onde P representa a precipitação, P^* a precipitação média e σ_p o desvio padrão da precipitação. Os valores de SPI podem ser interpretados como o número de desvios padrão pelos quais a anomalia observada se desvia da média de longo prazo em diferentes escalas mensais (WMO, 2012; KEYANTASH, 2018).

O SPI foi utilizado para caracterizar mudanças no padrão da precipitação na área de estudo entre dos anos de 1950 até 2017 a partir dos dados de precipitação das estações pluviométricas utilizando o pacote SPEI (BERGUERÍA, 2017) no software R (R CORETEAM, 2019). Também foi aplicado com série de dados espaciais de precipitação do GPM IMERG v6 de 2001 até 2019, utilizando o código *Climate and Drought Indices* (NIDIS, 2020).

7.2. Abordagem isotópica

Para analisar os isótopos estáveis foram considerados: (I) a utilização da reta meteórica global (GMWL, Equação 11) e local (LMWL, Equação 18); (II) o excesso de deutério (*d-excess*, Equação 12) foi utilizado para verificar a ocorrência de processos evaporativos e a semelhanças entre as fontes e; (III) o mapeamento das composições isotópicas (*isoscares*), para compreensão do comportamento espaço-temporal da variação isotópica. Os resultados das análises exploratória e variograma das interpolações (krigagem) são apresentados no Anexo A.

7.2.1. Isótopos estáveis

7.2.1.1. Dados primários

Foram coletadas 118 amostras para análise na composição isotópica dos rios durante duas campanhas de amostragem (janeiro/2018 e julho/2018), meses centrais dos períodos úmido (outubro a março) e seco (abril a setembro, Figura 5A). As amostras foram filtradas em campo com filtro de seringa de acetato celulose 0.45 μm e armazenada em garrafas de vidro âmbar de 30 ml em que o ar foi removido para evitar evaporação e armazenadas a 5°C até a análise.

Foram utilizados dados da composição isotópica da precipitação de estações incorporada à rede *GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation)* da agência internacional de Energia Atômica (IAEA). A estação que apresenta os dados mais recentes (fevereiro/2013 a dezembro/2018) localiza-se na cidade de Rio Claro nas dependências do Centro e Estudos Ambientais (CEA), estes são apresentados nos

estudos de Santos et al. (2019b, 2019a). A reta meteórica local (Equação 18) e os dados coletados nessa estação foram utilizados como padrão por estar localizada na porção central da área de estudo e por ter escala temporal compatível com a coleta de amostras dos rios:

$$\delta^2H = 8.34 \cdot \delta^{18}O + 15.71 \quad (18)$$

Outras estações com dados primários, que não fazem parte da rede GNIP, e apresentam amostras coletadas dentro do mesmo período estão localizadas em Araraquara e Brotas, utilizadas nos estudos de Batista (2019) e Batista et al. (2018).

Onze amostras para o SAC e SAG foram coletadas em fevereiro de 2019 com o intuito de cobrir a análise de toda a área de estudo. A amostragem foi realizada após um período de purga do poço, suficiente para garantir o bombeamento de água estagnada (Figura 5B e C).

7.2.1.2. Dados secundários

Os dados secundários da composição isotópica da precipitação e dos rios foram obtidos através da rede GNIP e GNIR (*Global Network of Isotopes in Rivers*). As estações coletoras de chuva, com monitoramento realizado de 1996 até 1998 e apresentado por Martinelli et al. (2004, Figura 5A), localizam-se nos municípios de Bragança Paulista, Campinas, Piracicaba e Santa Maria da Serra. Provenientes da rede GNIR, foram analisados os dados obtidos pelo autor na bacia do rio Piracicaba. Esses dados foram analisados para verificar a eficácia de uma frequência mensal de coleta de amostras dos rios e descrever processos mais específicos não capturados pela amostragem sazonal adotada.

Outra informação sobre a composição isotópica da precipitação utilizada foi a distribuição espacial com resolução espacial de 30 metros dos isótopos estáveis da chuva extraídos do RCWIP (*Regionalized Cluster-Based Water Isotope Prediction*) disponibilizado pela GNIP para todos os meses do ano e média anual com os valores de $\delta^{18}O$ e δ^2H (TERZER et al., 2013).

As informações secundárias das composições isotópicas das águas subterrâneas para os demais aquíferos foram reunidas por meio de consulta de dados

bibliográficos (OAS, 2009; STRADIOTO; CHANG, 2015; GASTMANS et al., 2016; EZAKI et al., 2017)

7.2.1.3. Determinação das razões isotópicas

A determinação das razões isotópicas nas amostras de água subterrânea, rios e de chuva, foi realizada por Espectroscopia a Laser de Cavity Oca (*Cavity Ring Laser Spectroscopy*) no Laboratório de Hidrogeologia e Hidroquímica do Departamento de Geologia do IGCE/UNESP. A determinação da razão isotópica (δ) nas amostras coletadas é dada pela relação entre os isótopos pesados (^2H e ^{18}O) e leves (^1H e ^{16}O) utilizando a abundância entre a amostra e o padrão internacional VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) e representados na notação per mil (‰). Os resultados são apresentados no Anexo B).

Como padrões secundários foram utilizados: USGS-45 ($\delta^2\text{H} = -10,3\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -2,24\text{‰}$), USGS-46 ($\delta^2\text{H} = -236,0\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -29,80\text{‰}$) e um padrão interno (Cachoeira de Emas-CE – $\delta^2\text{H} = -36,1\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -5,36\text{‰}$). Os padrões USGS foram empregados para a normalização dos resultados para V-SMOW2-SLAP2, enquanto o padrão CE foi empregado para o controle de qualidade interno e controle de desvios.

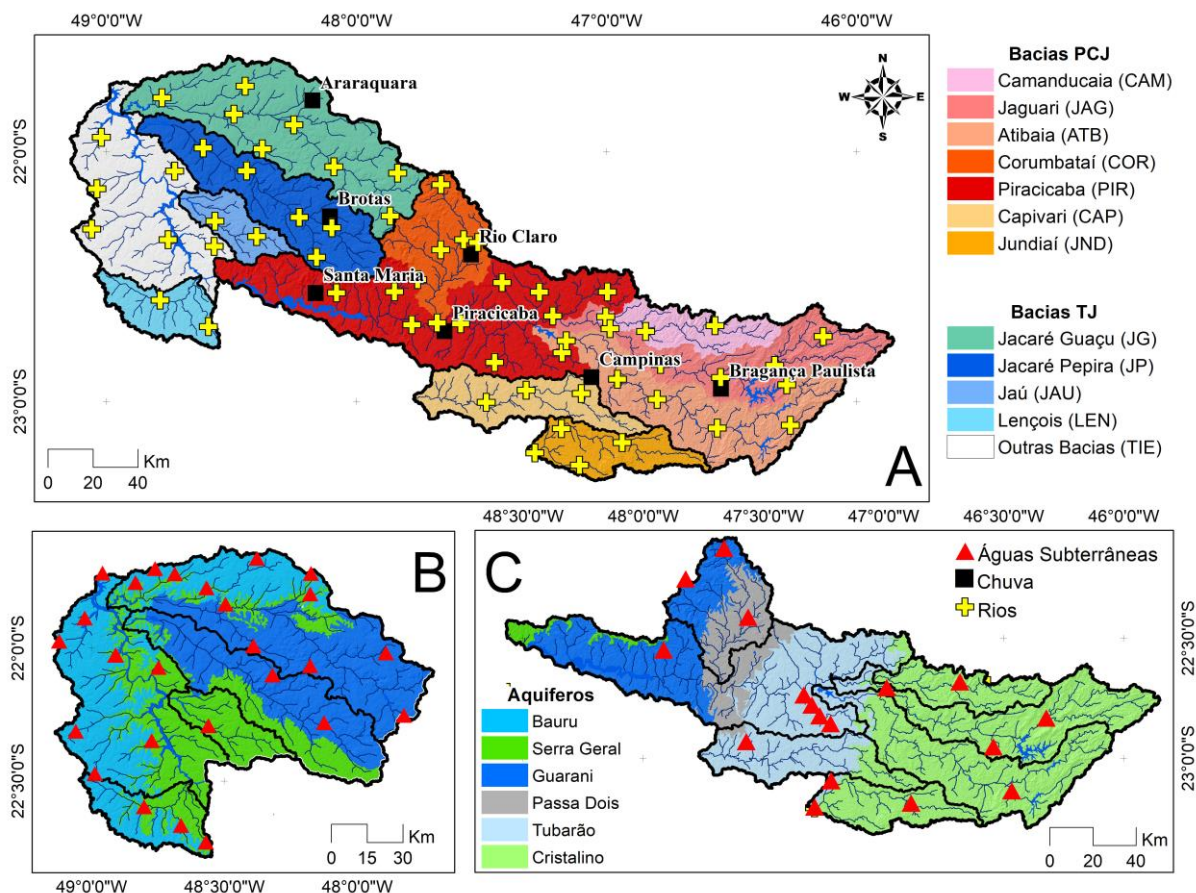


Figura 5. Localização dos dados de isótopos estáveis (H e O) para as fontes de água superficiais e subterrânea

7.2.2. Análise espacial

Os dados da composição isotópica da precipitação, dos rios e das águas subterrâneas foram interpolados por krigagem no Sistema de Informação Geográfica (SIG) ArcGIS 10.3, utilizando a ferramenta *Geostatistical Analyst* (SANTAROSA; MANZIONE, 2018).

Os dados passaram pela análise exploratória de dados espaciais (ESDA - *Exploratory Spatial Data Analysis Graphs*) conforme descrito em Johnston et al. (2004) e Krause e Krivoruchko (2012). A ESDA foi utilizada para verificar os dados pela estatística descritiva avaliando a distribuição e as medidas de tendência central, a variabilidade espacial, a estacionaridade, a existência de tendência, covariância e ajuste dos modelos experimentais.

Outros parâmetros de avaliação foram calculados pela validação cruzada pela ferramenta *Geostatistical Analyst*, considera-se como melhor estimativa aquela que apresenta uma média padronizada (MS - *Mean Standardized*) próxima de zero, o

menor valor médio quadrático (RMS - *Root-Mean-Square*) possível, a média do desvio padrão (ASE - *Average Standard Error*) próxima da média padronizada e o valor médio quadrático padronizado (RMSS - *Root-Mean-Square Standardized*) próximo de 1. O RMSS fornece uma medida da acurácia dos valores interpolados, que quando abaixo de 1 está subestimando e quando acima está superestimando os valores interpolados (JOHNSTON et al., 2004, resultados no Anexo B).

7.2.3. Modelo de mistura

O modelo de mistura bayesiano foi usado para identificar contribuições proporcionais de fontes ao fluxo. O pacote de modelo de mistura isotópica estável (simmr) em R (R CORETEAM, 2019) foi desenvolvido para resolver equações de mistura para dados isotópicos estáveis usando uma estrutura estatística bayesiana (PARNELL et al., 2013; PARNELL, 2019). Na origem, os modelos de mistura bayesiana foram aplicados para identificar as assinaturas de isótopos estáveis para encontrar as principais fontes de água consumidas pela vegetação (MA; SONG, 2016; EVARISTO; MCDONNELL, 2017; ROTHFUSS; JAVAUX, 2017; ZHANG et al., 2017b; GOKOOL et al., 2018; BRUM et al., 2019).

A proporção de cada contribuição da fonte para a mistura do fluxo do rio foi subsequentemente determinada utilizando uma função de Markov Chain Monte Carlo (MCMC) (PARNELL, 2019). As proporções de água de diferentes fontes requerem três conjuntos de dados de entrada, no mínimo, foram utilizados os valores de $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para todas as amostras de rios e a média e desvio padrão das águas subterrâneas e das chuvas provenientes da estação coletora de Rio Claro.

No contexto bayesiano, o MCMC avalia repetidamente os valores da proporção da água e encontra os valores que melhor se ajustam aos dados que representam diferentes fontes. As simulações produzem contribuições plausíveis de águas subterrâneas e chuvas (em termos de proporção) para o fluxo do rio e retornam uma distribuição posterior que representa uma verdadeira densidade de probabilidade de dados (PARNELL et al., 2013; BRUM et al., 2019).

8. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados e discussões estão divididos de acordo com a organização dos artigos derivados desta tese que seguem as abordagens apresentadas no Capítulo 7. O primeiro (8.1.) apresenta os resultados e discussões em torno da abordagem hidrológica (separação de hidrograma, armazenamento mínimo, índice de precipitação padronizado (SPI) e análise de tendência de S e da chuva) e a avaliação da resiliência hídrica. O segundo refere-se à abordagem isotópica, onde foram aplicados a modelagem espacial e modelo baiseano de mistura para determinar a composição das vazões em escala temporal e espacial (8.2.).

8.1. Caracterização hidrológica e da resiliência hídrica das bacias PCJ e TJ

8.1.1. Análise hidrológica

A descarga específica mensal ($\text{Ls}^{-1}\text{km}^{-2}$) nos domínios hidrogeológicos varia de 8,4 a 15,9 $\text{Ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ no cristalino e de 10,5 a 17 $\text{Ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ no sedimentar. A razão da curva de duração do fluxo (Q_{90}/Q_{50}) do cristalino apresenta os menores valores de 0,37 a 0,49 e os valores sedimentares variam de 0,50 a 0,75 (Tabela 5).

Tabela 5. Características do fluxo das estações fluviométricas, área de contribuição e curvas de duração do fluxo

Domínios	Bacias	Estações	Área de contribuição km ²	Q_{med}	Q_{50} Q_{90}		$\frac{Q_{90}}{Q_{50}}$
					Ls ⁻¹ km ⁻²		
Cristalino	ATB	3D006	1920	12.5	10.7	5.2	0.48
		4D009	2738	11.1	9.2	4.3	0.46
	JAG	3D009	1950	13.2	10.6	4.0	0.37
		4D001	3394	12.6	9.7	4.2	0.43
	CAP	3D002	387	15.9	12.8	6.1	0.47
3D001		928	13.7	10.4	5.1	0.49	
Sedimentar	COR	6242	697	8.4	5.5	2.3	0.41
		4D023	59	17.0	15.6	11.7	0.75
	JG	4D021	1581	15.4	9.4	4.7	0.50
		5C013	1867	11.8	11.9	8.0	0.67
		5C027	190	11.7	10.8	7.8	0.72
		5C029	334	10.5	9.1	5.0	0.47
	JP	5C028	338	10.5	8.9	5.3	0.50
		5D028	442	17.0	15.2	8.7	0.57
	JAU	5D029	417	13.9	11.4	6.2	0.54

Q_{med} = vazão média; Q_{50} e Q_{90} = índices da curva de permanência; Q_{90}/Q_{50} = proporção do fluxo originado pela descarga subterrânea (SMAKHTIN, 2001); ATB = Atibaia; CAM = Camanducaia; JAG = Jaguari; CAP = Capivari; COR = Corumbataí; JG = Jacaré-Guaçu; JP = Jacaré Pepira; JAU = Jaú

As curvas de duração do fluxo do domínio cristalino mostram maior variabilidade entre a vazão no período úmido (Q_{10}) e período seco (Q_{90}). No domínio sedimentar (Figura 6B), a variação sazonal não é tão pronunciada e revela maior vazão do que no domínio cristalino (Figura 6A) no período seco.

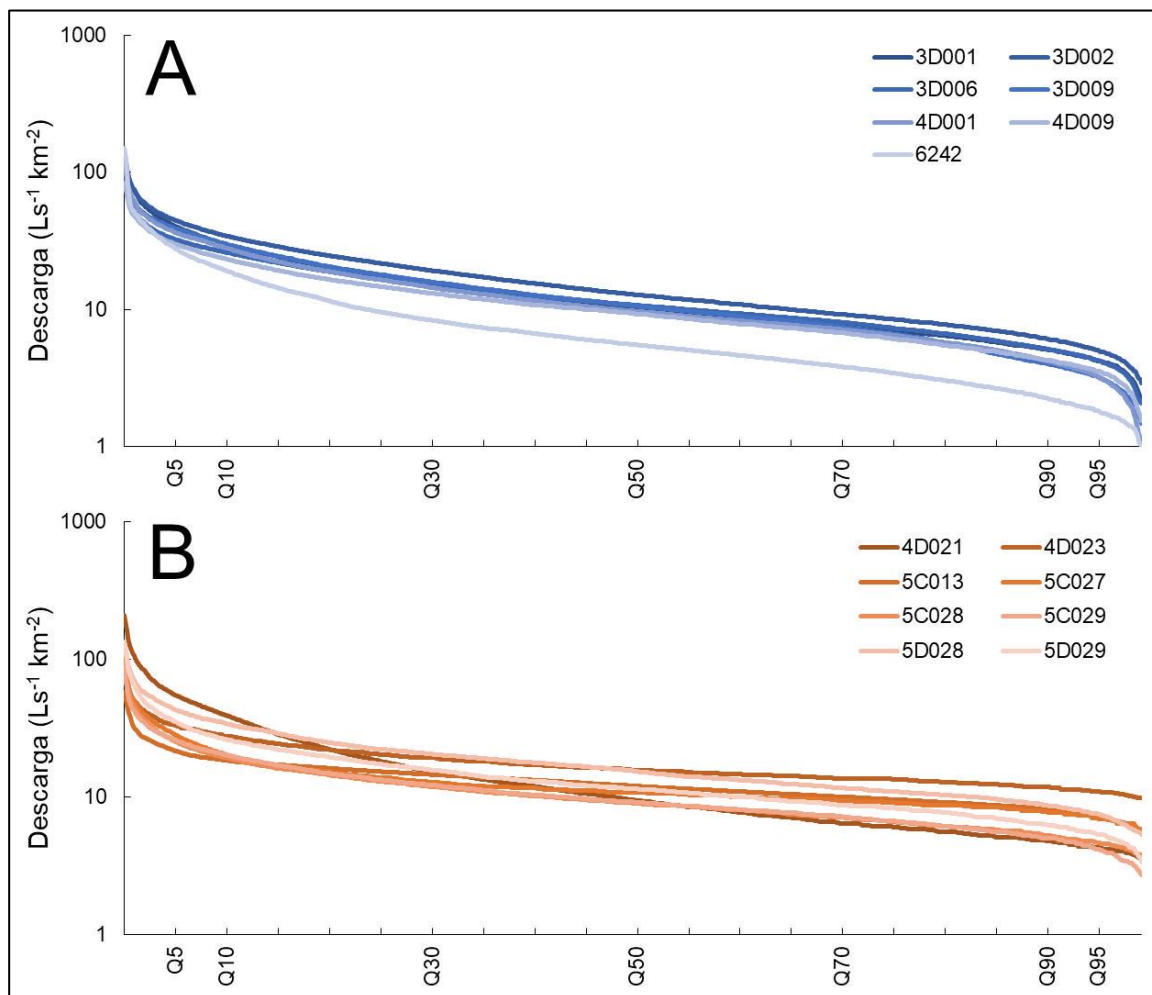


Figura 6. Curvas de duração de vazão ($\text{Ls}^{-1} \text{km}^{-2}$) para as estações fluviais nos domínios cristalino (A) e sedimentar (B).

8.1.2. Separação de hidrograma e análise de recessão

Os valores de BFI_{max} (índice de fluxo de base máximo) variaram de 0,54 a 0,84 com valores médios de 0,58 e 0,72 para os domínios cristalino e sedimentar, respectivamente. O k variou de 12,2 a 20,6 dias com média de $14,25 \pm 1,44$ dias para o cristalino e $16,44 \pm 5,03$ dias para o sedimentar. E o S variou de 3,3 a 13,7, com média de $6,74 \pm 1,25$ e $7,88 \pm 3,44$ para os domínios cristalino e sedimentar, respectivamente (Tabela 6).

Os parâmetros de qualidade adotado para avaliar a separação de hidrograma indicam coeficientes de determinação (r^2) elevado variando de 0,71 a 0,87. O teste de sensibilidade $E(BFI|c)$ variaram de -0,005 a -0,136, sendo que os maiores erros foram encontrados nas estações 4D021 e 5C027. Ambos parâmetros revelam que as estimativas do fluxo de base obtiveram bons resultados, esses resultados combinados

em comparação com outros métodos de separação de hidrograma permitiu a escolha do método de Eckhardt adaptado por Collischonn e Fan (2013) como mais adequado para análise das bacias (Anexo C).

Tabela 6. Parâmetros para a separação do hidrograma, características de recessão, armazenamento mínimo e fluxo de base médio

Bacias	Estações	Área (km ²)	BFI_{max}	c	k (média)	Q_{bf} (Ls ⁻¹ km ⁻²)	S (mm) até 1980	S (mm) todos os dados
ATB	3D006	1920	0,62	0,9305	13,8±4,0	12,5±4,6	8,9±2,4	8,0±3,4
	4D009	2738	0,60	0,9387	16,2±3,1	11,1±4,6	6,7±2,7	5,3±2,9
JAG	3D009	1950	0,54	0,9263	13,3±4,6	13,2±5,6	9,0±3,0	7,1±3,7
	4D001	3394	0,58	0,9243	12,8±4,0	12,6±5,8	8,8±2,9	6,9±4,1
CAM	3D002	387	0,61	0,9316	14,1±4,0	15,9±6,9	8,7±3,8	8,4±4,2
	3D001	928	0,62	0,9407	16,3±5,0	13,7±6,2	6,9±2,3	6,4±3,5
CAP	6242	697	0,55	0,9264	13,0±3,2	8,4±3,8	2,5±1,1	3,3±2,2
COR	4D023	59	0,84	0,9213	12,2±3,6	17,0±3,5	NA	13,7±5,7
	4D021	1581	0,64	0,9527	20,6±11,4	15,4±8,4	6,7±2,3	5,1±3,4
JG	5C013	1867	0,78	0,9637	15,9±16,3	9,3±5,1	8,4±3,2	8,5±2,8
	5C027	190	0,82	0,9314	14,1±4,1	11,7±3,4	NA	6,8±3,1
	5C029	334	0,67	0,9323	14,2±3,5	10,5±3,5	NA	9,0±5,8
	5C028	338	0,71	0,9342	14,7±3,3	10,5±3,5	NA	6,1±3,3
JP	5D028	442	0,69	0,9392	15,9±5,1	17,0±6,9	NA	6,4±3,6
JAU	5D029	417	0,67	0,9235	12,5±3,8	13,9±5,0	NA	9,2±4,0

NA = não disponível; c = constante de recessão; BFI_{max} = índice de fluxo de base máximo; S = armazenamento mínimo; Q_{bf} = fluxo de base médio; k = tempo de recessão característico; ATB = Atibaia; CAM = Camanducaia; JAG = Jaguarí; CAP = Capivari; COR = Corumbataí; JG = Jacaré-Guaçu; JP = Jacaré Pepira; JAU = Jaú

A precipitação é concentrada entre os meses de outubro a março (período úmido) e a estiagem entre os meses de abril a setembro (período seco, Figura 7E). O fluxo de base apresenta comportamento semelhante, entretanto, menos acentuado no domínio sedimentar se comparado com o domínio cristalino (Figura 7C e D).

A diferença espacial da contribuição entre os domínios hidrogeológicos se destaca; no período de estiagem o domínio sedimentar apresenta uma descarga subterrânea de 12,11±4,60 Ls⁻¹km⁻² contra 9,68±3,98 Ls⁻¹km⁻² do domínio cristalino (cerca de 20% a menos). O BFI apresenta valores médios de 0,60±0,07 para o cristalino e 0,72±0,08 para o sedimentar (Figura 7E).

As estações do domínio cristalino registram maior variabilidade mensal do BFI enquanto as estações do domínio poroso apresentam variações menos acentuadas,

exceto para a estação 4D021 (Figuras 7A e B). Estações de cabeceira têm o *BFI* relativamente constante (4D023), o oposto é evidenciado em bacia que estão mais próximas do exutório das bacias (4D021, 6242, 4D001 e 4D009).

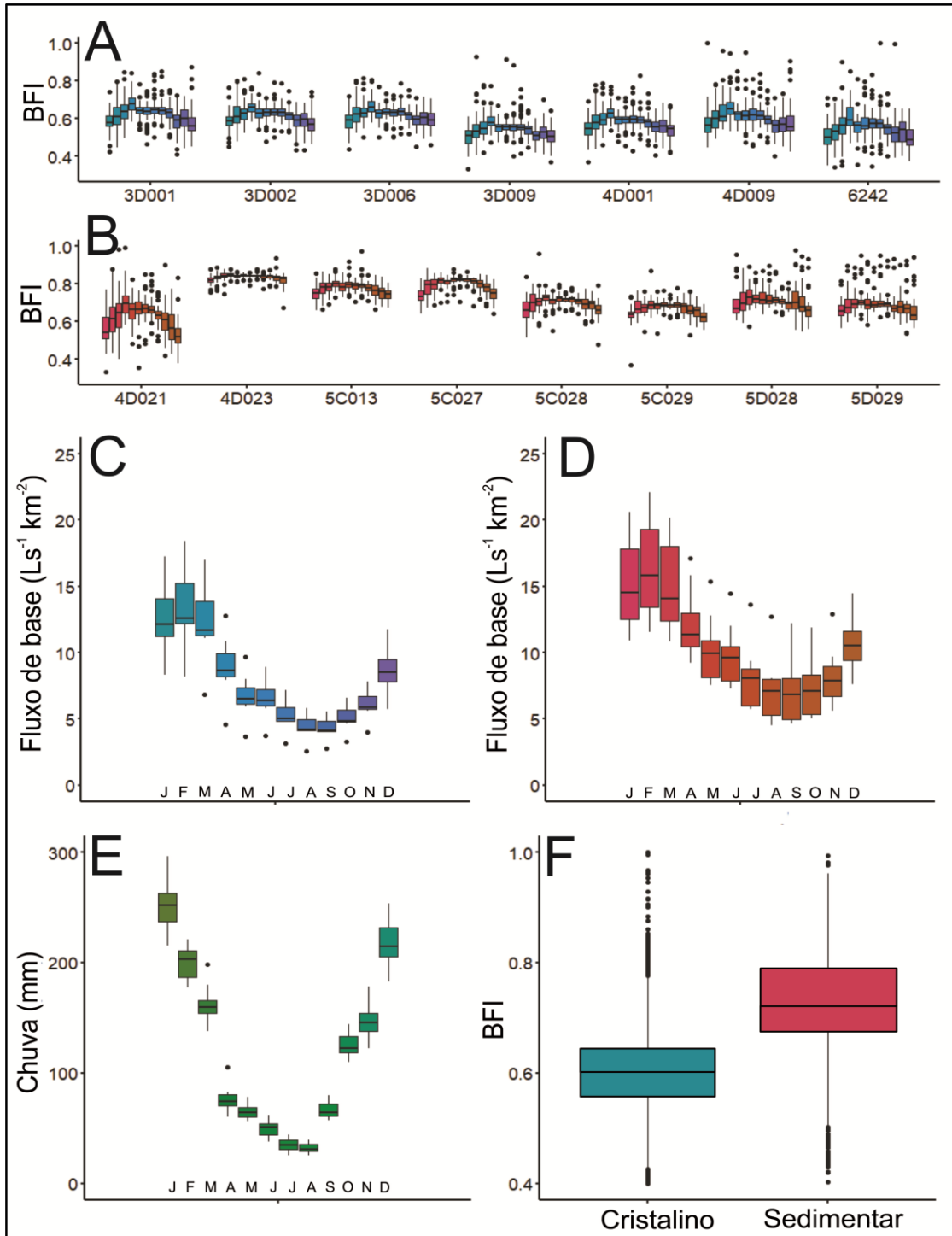


Figura 7. Boxplots mensal do *BFI* e do fluxo de base ($\text{Ls}^{-1} \text{km}^{-2}$) para as estações nos domínios cristalino (A e C) e sedimentar (B e D), chuva mensal (E) e *BFI* para os domínios hidrogeológicos (F).

BFI tem uma divisão característica por domínio hidrogeológico. Nas bacias com predominância de aquíferos sedimentares, o *BFI* está acima da média (0,66), exceto para a estação 4D021 (Figura 8F). O *BFI* tem correlações significativas com a declividade do terreno e a área de contribuição das estações. As menores inclinações (até 10%) têm um *BFI* maior que 0,60 e a maior inclinação de superfície (acima de 15%) tem um *BFI* inferior (Figura 8D e 8E).

Os valores de k nos domínios hidrogeológicos não mostram uma divisão clara (Figura 8C). Se todos os valores forem usados como um conjunto, as correlações com a área de contribuição e a declividade são fracas com um nível de significância de 95% (Figuras 8A e B, linha de regressão preta). Quando essas variáveis são analisadas separadamente por domínios hidrogeológicos, uma correlação linear moderada é identificada entre o valor k e a declividade no domínio cristalino (Figura 8A, linha de regressão azul) e uma forte correlação linear entre as áreas de drenagem e k no domínio sedimentar (Figura 8B, linha de regressão laranja).

Além disso, S e *BFI* apresentam correlação de fraca a moderada com significância entre 95 e 99% com fatores ambientais relacionados à morfologia e aspectos físicos das bacias, como a porcentagem de rios de segunda ordem e a predominância de textura do solo (solos muito argilosos e arenosos, Figura 8G, H e I).

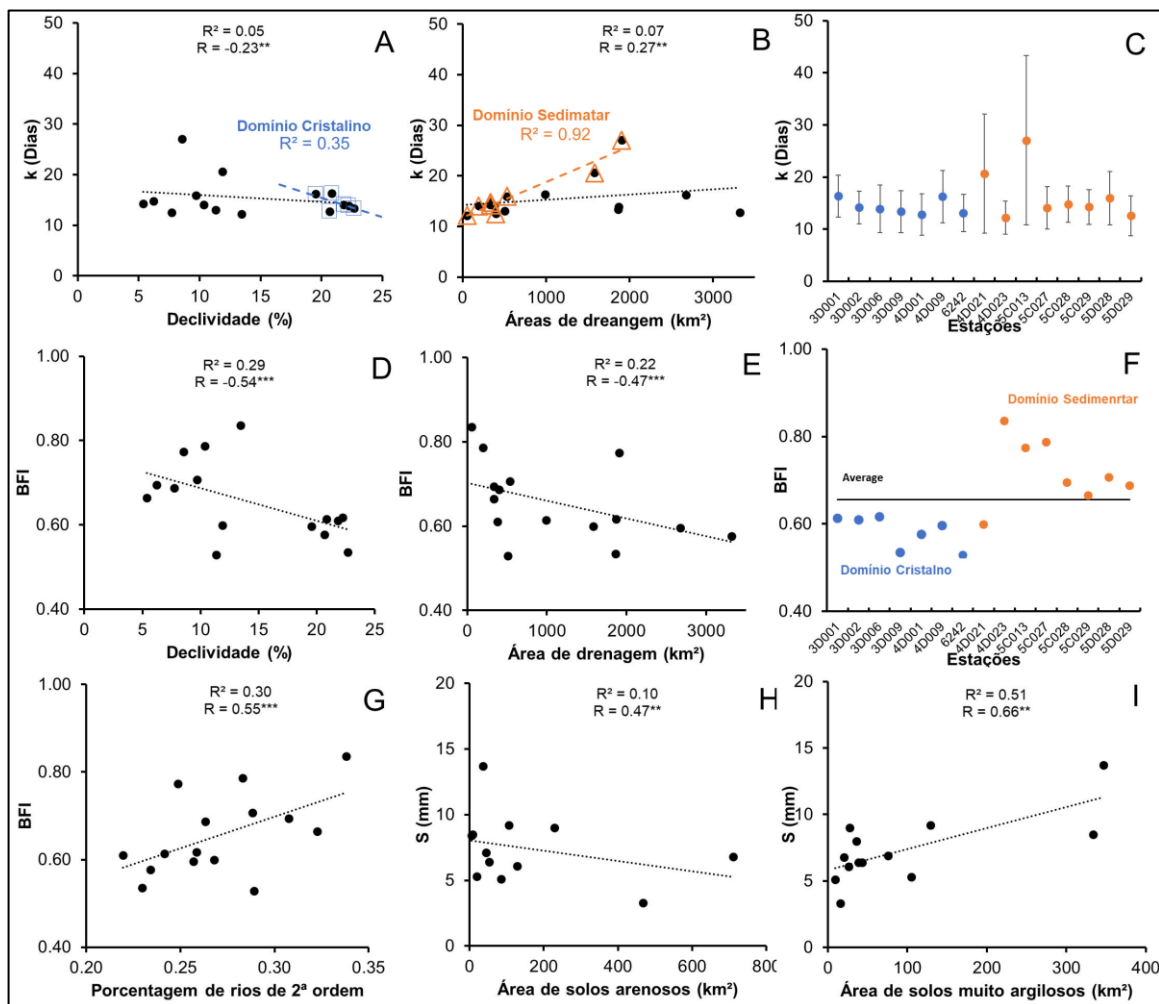


Figura 8. Gráficos de correlação com coeficiente de determinação (R^2) e coeficiente de correlação de Pearson (R) entre características de recessão (k) e Índice de Fluxo de Base (BFI) vs declividade e área de contribuição (A, B, D e E), separação em domínios hidrogeológicos de k e BFI (C e F) e correlações com as áreas de textura do solo vs S (H e I) e a porcentagem de rios de segunda ordem vs BFI (G).

Legenda: valores em azul representam informação para o domínio cristalino e em laranja para o domínio sedimentar; para o R o símbolo ** representa 95% de significância e *** 99% de significância

8.1.3. Tendências nos dados hidrológicos

O teste de Mann-Kendall detectou tendência no armazenamento mínimo anual (S) para doze estações hidrográficas. O teste de distribuição livre Cusum identificou seis estações com mudanças na média durante o período de monitoramento, e o teste Rank Sum identificou mudanças na mediana para nove estações. Todas as variações indicam reduções em S (Tabela 7), com exceção das estações 6242 e 4D021, que tiveram aumentos em S .

Tabela 7. Resultados dos testes estatísticos não paramétricos para o armazenamento mínimo (S) anual.

Bacias	Estações	Mann-Kendall	Cusum	Rank Sum
ATB	3D006	*(0.01) ↓	*(0.01) ↓	*(0.01) ↓
	4D009	*(0.01) ↓	*(0.01) ↓	*(0.01) ↓
JAG	3D009	*(0.01) ↓	*(0.01) ↓	*(0.01) ↓
	4D001	*(0.01) ↓	*(0.01) ↓	*(0.01) ↓
CAM	3D002	NS	NS	NS
	3D001	*(0.01) ↓	NS	*(0.1) ↓
CAP	6242	*(0.01) ↑	*(0.01) ↑	*(0.01) ↑
	4D023	NS	NS	NS
COR	4D021	*(0.05) ↑	NS	*(0.1) ↑
	5C013	NS	NS	NS
JG	5C027	*(0.1) ↓	NS	NS
	5C029	*(0.05) ↓	NS	NS
	5C028	*(0.01) ↓	NS	*(0.01) ↓
JP	5D028	*(0.05) ↓	NS	*(0.1) ↓
JAU	5D029	*(0.01) ↓	NS	*(0.05) ↓

Testes significativos (*) e não significativos (NS); Variação negativa ↓ e positiva ↑

Os testes não paramétricos, aplicados ao registro de chuvas de longo prazo (1950-2017), mostram uma tendência nos dados para quatro estações de precipitação, três com mudança na média e três com mudança na mediana (Tabela 8).

Tabela 8. Resultados dos testes estatísticos não paramétricos para a precipitação total anual

Estações	Mann-Kendall	Cusum	Rank Sum
D3018	NS	NS	NS
D3027	NS	NS	NS
D3035	*(0.1) ↓	*(0.01) ↓	*(0.01) ↓
D3042	NS	NS	NS
D3046	NS	NS	NS
D4012	NS	NS	*(0.1) ↓
D4035	NS	NS	NS
D4044	NS	NS	NS
D4052	*(0.1) ↓	NS	NS
D4068	NS	NS	NS
E3015	NS	NS	NS
E3099	*(0.05) ↓	*(0.05) ↓	*(0.05) ↓
E4015	NS	NS	NS
C5117	NS	NS	NS
C5048	*(0.1) ↓	*(0.1) ↓	NS
D5006	NS	NS	NS
D5047	NS	NS	NS
D5084	NS	NS	NS

Testes significativos (*) e não significativos (NS); Variação negativa ↓ e positiva ↑

8.1.4. Standardized precipitation index (SPI)

A análise do SPI a partir de dados de longo prazo (1950-2017) revela que a maioria das variações históricas da precipitação estão dentro da faixa normal (-1 a 1). Períodos de seca severa a extremamente seca são identificados nas décadas de 1950, 1960, 1970 e 2010, e períodos de seca a extremamente úmidos nas décadas de 1980 e 1990. No SPI de curto prazo (dados GPM de 2001 a 2019), mostram um período úmido de 2009 a 2012 e um período de secas de 2014 a 2019 (Figura 9).

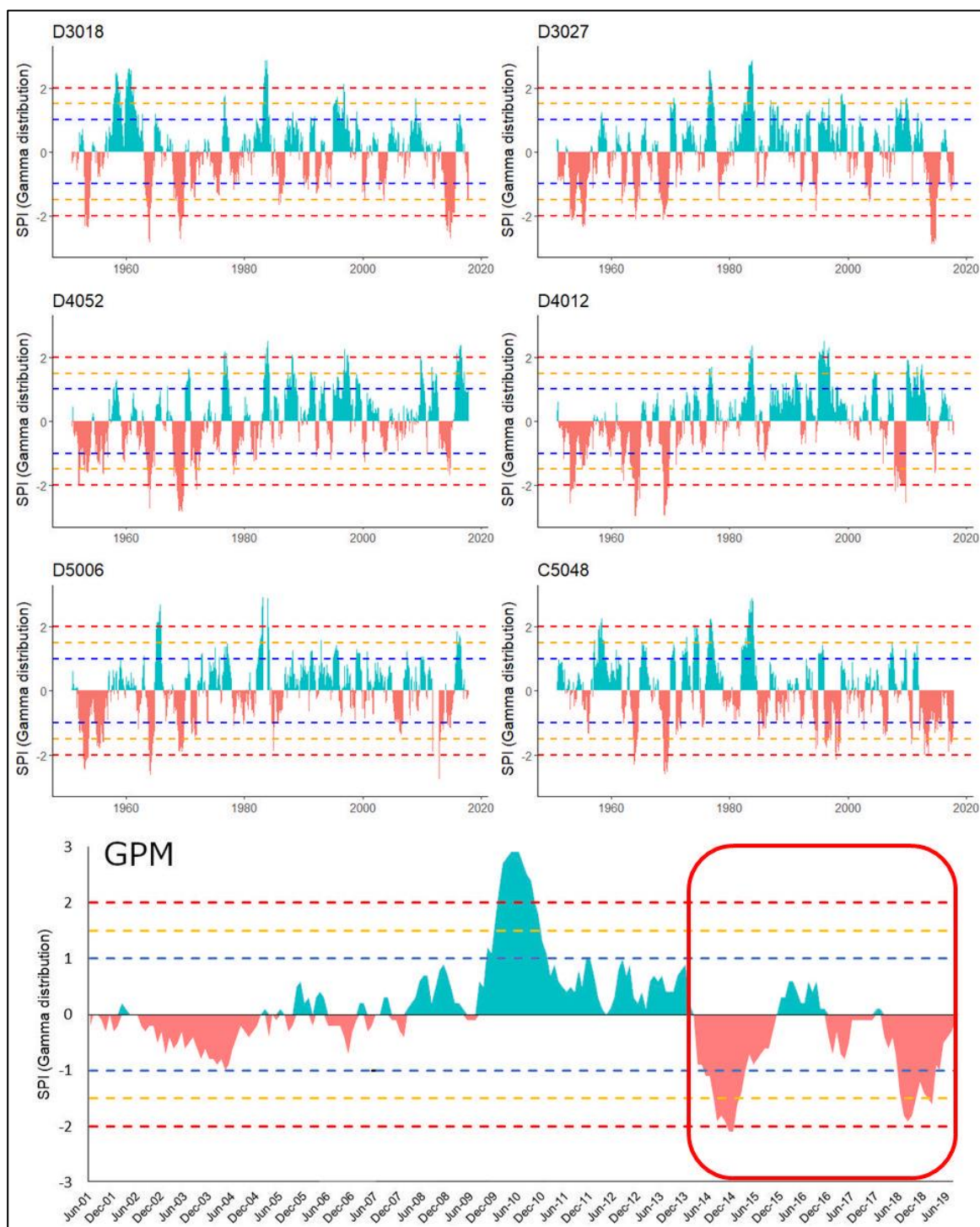


Figura 9. Standardized Precipitation Index (SPI, 12 meses) para o período de 1950 a 2017 para estações pluviométricas distribuídas pela área de estudo e SPI calculado de 2001 a 2019 com dados de precipitação espacial do GPM IMERG v6.

Legenda: O retângulo vermelho destaca o período com secas de 2014 a 2019. As linhas pontilhadas em azul são a faixa normal (1 a -1), em laranja a faixa moderada (1,5 a -1,5) e em vermelho a faixa severa (> 2 ou menos < -2 , WMO, 2012).

8.1.5. Variação negativa nas series temporais de vazão

As séries hidrológicas com maior cobertura temporal nas bacias PCJ apresentam reduções importantes das vazões específicas ($Ls^{-1} km^{-2}$). No Rio Atibaia (3D006 e 4D009), a redução é constante até o final da série. No rio Jaguari (3D009 e 4D001), a redução é mais acentuada a partir de 1980. O rio Capivari (6242) apresenta aumento na vazão média mensal após 1980 (Figura 10).

Por não apresentar grandes captações e pouca ação antrópica, a bacia do rio Camanducaia (3D001 e 3D002) foi considerada como uma bacia de referência (Figura 3). Nesta bacia, apenas flutuações na precipitação são identificadas, com efeito de redução de vazões após o ano 2000, devido à ocorrência de secas moderadas a severas de 2014 a 2019 (Figura 9). Além disso, os testes não paramétricos não indicam tendências de redução na estação 3D002 (Tabela 7).

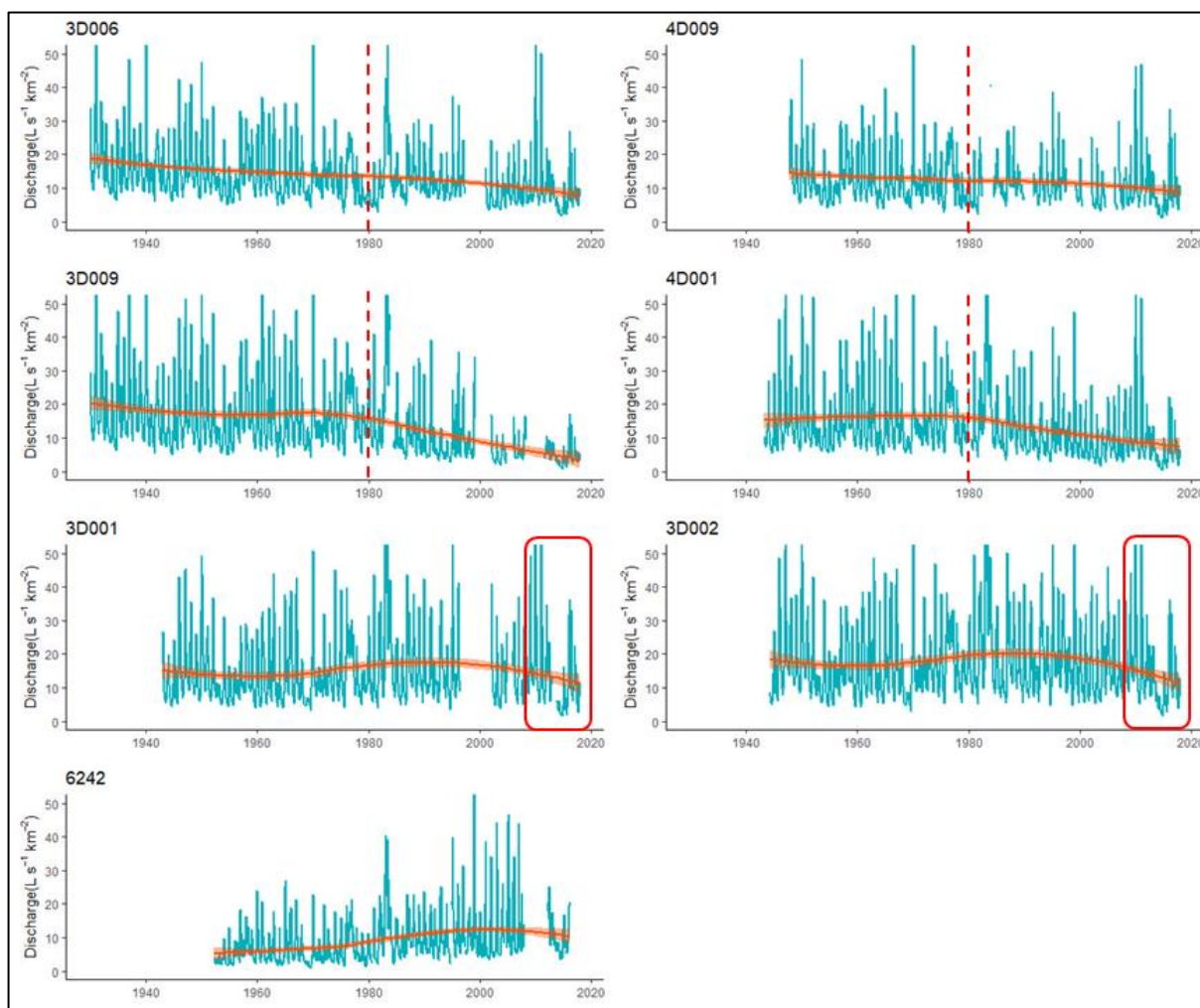


Figura 10. Vazão específica ($Ls^{-1} km^{-2}$) e linha de tendência suavizada (em vermelho, método loess) para estações fluviométricas com séries mais longas localizadas nas bacias PCJ (1940-2017). A linha pontilhada vermelha representa o período de construção das barragens para o sistema Cantareira e o retângulo vermelho o período de seca (2014 - 2019) identificado no SPI de curto prazo.

Em estações com séries mais curtas, desde 1980, não são observadas grandes mudanças no padrão temporal. Em geral, os testes estatísticos não identificaram alterações nas médias. A tendência de redução identificada pode estar associada à redução da vazão provocada no início do período de monitoramento na década de 1980, quando a houve um período com chuvas acima da média (Tabela 8, Figura 9).

Com exceção da estação localizada na foz de Corumbataí (4D021, PCJ), que apresenta aumento da vazão específica ao final da série, as demais estações apresentam oscilações relacionadas ao padrão de chuvas (4D023 (PCJ), 5D028 e 5D029) e as demais apresentam oscilações significativas na década de 1980 e então

permanecem relativamente estáveis. As bacias dos rios Jaú e Jacaré-Pepira têm um efeito mais pronunciado de redução das chuvas desde 2010 (Figura 11).

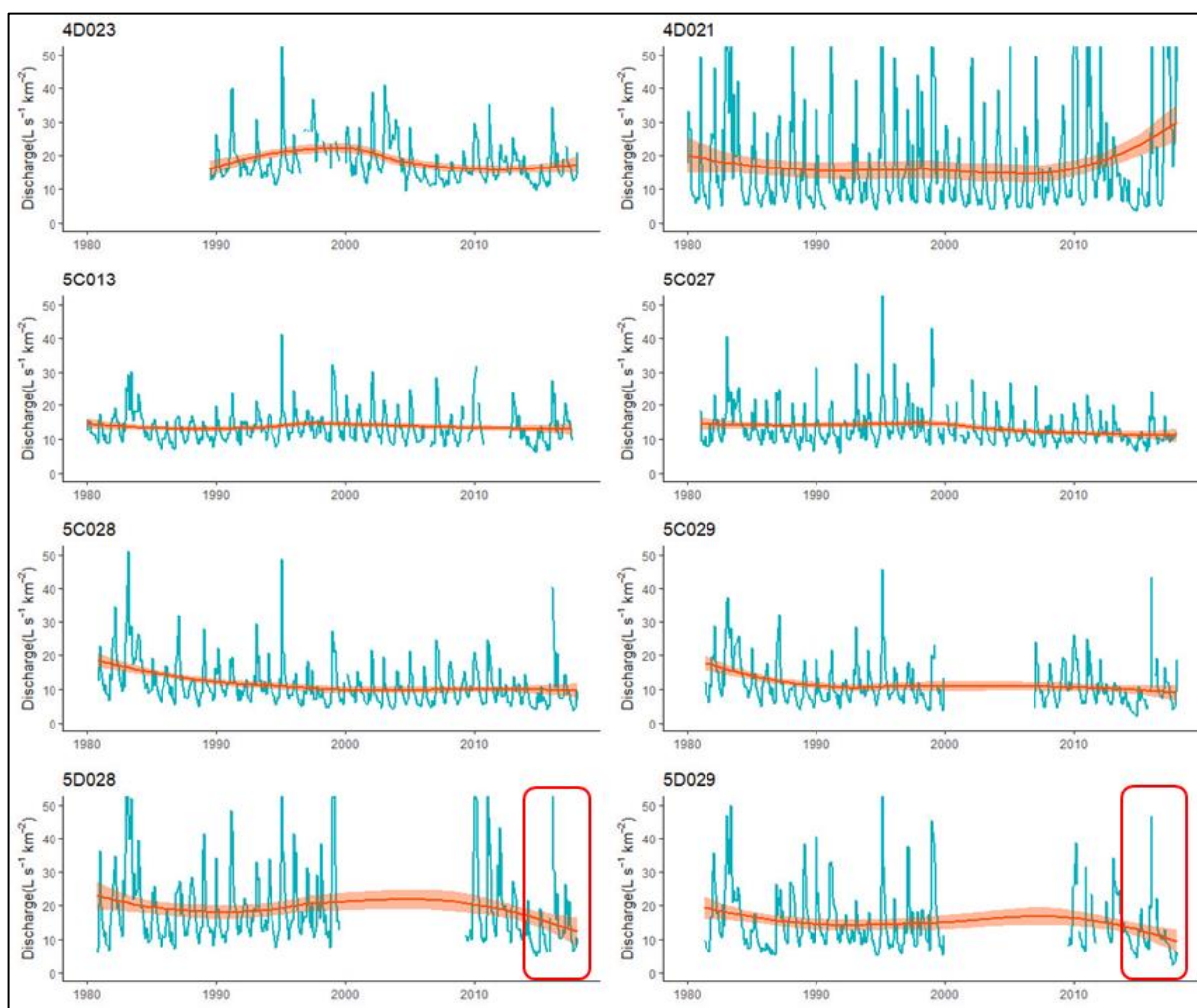


Figura 11. Vazão específica ($L s^{-1} km^{-2}$) e linha de tendência suavizada (em vermelho, pelo método de loess) para estações hidrográficas de 1980, localizadas nas bacias PCJ (Corumbataí) e TJ. O retângulo vermelho mostra o período de seca (2014 - 2019) identificado no SPI de curto prazo.

8.1.6. Análise da resiliência hídrica diante dos efeitos antropogênicos e climáticos no regime hidrológico das bacias PCJ e TJ

Os estudos hidrológicos das bacias confirmam que a descarga natural do fluxo de base é controlada pelas características hidrogeológicas. As bacias sobre as formações do domínio cristalino apresentam processos de recarga e descarga rápidos, com um curto período de armazenamento. Nota-se essa variabilidade sazonal na comparação entre a tendência do padrão temporal da precipitação e do fluxo de base (Figura 6C e E). Por outro lado, as bacias sobre as rochas sedimentares, com destaque para os arenitos do SAG e SAB apresentam maior estabilidade sazonal nas descargas das águas subterrâneas e contribuem com maior volume das vazões, outro destaque é a boa distribuição dos excedentes hídricos ao longo do ano, devido a maior capacidade de armazenamento desses aquíferos (Figura 7D).

Com base nestas constatações conclui-se que a resiliência hídrica das bacias do domínio cristalino depende do regime regular de chuvas; qualquer alteração nos padrões dessa variável implica em reduções nas suas vazões. Enquanto as bacias do domínio sedimentar dependem mais dos processos de recarga, armazenamento e descarga controlada pelos aquíferos; os impactos são menos pronunciados diante das variações climáticas observadas (Figuras 10 e 11).

A razão da curva de duração do fluxo (Q_{90}/Q_{50}) indica maior contribuição do escoamento de base para manutenção das vazão (SMAKHTIN, 2001; CARLIER et al., 2018). O comportamento desse parâmetro nas regiões hidrogeológicas revela contribuições do fluxo de base mais elevadas no domínio sedimentar, onde o volume de água subterrânea descarregado nos rios no período mais seco (Q_{90}) tem maior participação na vazão em relação ao fluxo mediano (Q_{50}), diferentes do domínio cristalino.

Fato evidenciado também pelas curvas de duração de vazão (Figura 6) e pelo volume proveniente do fluxo de base, descarregado nos rios durante a estiagem. As proporções são maiores no domínio sedimentar em comparação com o cristalino, respectivamente $9.11 \pm 3.08 \text{ Ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ e $6.00 \pm 2.21 \text{ Ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ (Figura 7C e D).

Esses resultados são consistentes com a análise do *BFI* e da separação do hidrograma que identificou maior contribuição do escoamento de base nas bacias do domínio sedimentar. Os resultados da razão Q_{90}/Q_{50} associada ao *BFI* revelam que

a contribuição das descargas de água subterrânea pode variar entre 40% e 75% do fluxo do rio em toda área de estudo.

Na estação 4D021, o *BFI* está abaixo da média para o domínio sedimentar e a curva de duração do fluxo apresenta um comportamento diferente em relação às outras estações. Apesar de estar no domínio sedimentar o comportamento das descargas subterrâneas apresenta-se como o encontrados nas bacias no domínio cristalino. A bacia combina as descargas de cabeceira do Aquífero Guarani e, a jusante, do Aquífero Tubarão, além das áreas com formações pouco permeáveis do Aquicludo Passa Dois (Figura 1, Figura 6 e Figura 8F).

O comportamento do fluxo está diretamente relacionado às diferentes formações rochosas que dominam as áreas de drenagem (SANTHI et al., 2008; BLOOMFIELD; ALLEN; GRIFFITHS, 2009), propriedades do solo, topografia, uso da terra (LACEY; GRAYSON, 1998; SANTHI et al., 2008), geomorfologia (SANTHI et al., 2008) e características morfológicas da rede de drenagem ((MUTZNER et al., 2013).

O controle de k é diferente entre os domínios. No sistema aquífero cristalino k é controlado pela declividade e no sedimentar pela área de contribuição (Figuras 8A e 8B). Os diferentes solos ou predominância de rios de segunda ordem influenciam o comportamento do S e do *BFI* e mostram o papel dessas características no controle do armazenamento e do fluxo de base (Figura 8 G, H e I). O *BFI* é maior em bacias com predominância de rios de segunda ordem e o S é proporcional ao predomínio de solos argilosos.

A análise estatística não paramétrica revela tendência de redução no S , e mudanças significativas nas médias e medianas (Tabela 8), o mesmo ocorre com a vazão (Figura 10). Essas análises destacam os efeitos negativos da ação antrópica (extração de água, construção de barragens e transposições) na mudança do comportamento hidrológico das bacias combinado com a variação dos padrões de precipitação nas bacias dos rios Jaguari e Atibaia (PCJ). Por outro lado, a bacia do rio Camanducaia não possui grau avançado de intervenção antrópica (Figura 3) e mostra apenas os efeitos da redução das chuvas (Figura 9 e 10).

Os efeitos da ação antrópica nas bacias é reforçada por um estudo anterior, realizado antes dos episódios de estiagem, que identificou a existência de redução da

vazão nas bacias dos rios Atibaia e Jaguari (PCJ) devido à transferência de água para o sistema Cantareira (FREDERICE; BRANDÃO, 2016).

Nas bacias TJ, os gráficos mostram a variação causada pelas flutuações na precipitação. As estações de medição ao longo do rio Jacaré-Guaçu e seus afluentes não sugerem variações significativas, enquanto uma tendência negativa é identificada a partir de 2010 para os rios Jaú (5D029) e Jacaré-Pepira (5D028, Figura 11).

A situação dos recursos hídricos superficiais na unidade de TJ não apresenta um cenário preocupante devido à grande contribuição da descarga subterrâneas para a vazão. No entanto, o desmatamento e a superexploração dos aquíferos preocupam os gestores de recursos hídricos (TJ, 2019).

A disponibilidade de recursos hídricos subterrâneos representa segurança hídrica em cenários de mudanças nos padrões de precipitação (ALLEY, 2016) e a exploração das águas subterrâneas precisa ser melhor monitorada para manter a resiliência na unidade de TJ.

A vegetação nativa desempenha papel fundamental nos processos hidrológicos do subsolo, controla processos de infiltração e recarga (DOBLE; CROSBIE, 2017) e, na atmosfera, regula a umidade e afeta diretamente a temperatura e as chuvas (KEYS et al., 2019). Além disso, a vegetação nativa regula as trocas entre os compartimentos terrestre e atmosférico do ciclo hidrológico (ANACHE et al., 2019). Assim, o desmatamento na bacia do TJ devido à agroindústria da cana-de-açúcar é uma preocupação devido aos efeitos nos recursos hídricos (HERNANDES; BUFON; SEABRA, 2014; SCARPARE et al., 2016).

Os resultados do SPI dos dados do GPM (2001-2019) estão de acordo com estudos recentes que mostram a ocorrência de secas na região Sudeste do Brasil nos anos de 2011 e 2019 e destacam a redução das chuvas nos períodos de 2014-2015 e 2017-2019 (MARENGO et al., 2015; NOBRE et al., 2016; CUNHA et al., 2019).

Outros estudos apontam uma projeção de redução futura da precipitação média com base em simulações e cenários de aumento de demanda de água, com impactos importantes nos padrões hidrológicos e no sistema de abastecimento das bacias do PCJ (SÁNCHEZ-ROMÁN; FOLEGATTI; ORELLANA-GONZÁLEZ, 2009; GESUALDO et al., 2019).

Do ponto de vista da gestão dos recursos hídricos, essa situação nas bacias PCJ é preocupante. A ocorrência de secas severas nos últimos anos, aliada à redução da vazão e baixa qualidade da água em áreas de alta demanda (RMC e RMSP) podem acentuar a crise hídrica com importantes efeitos sociais e econômicos (GUZMÁN et al., 2017), conforme vivenciado nos anos de 2014 e 2015 (COELHO et al., 2016; COELHO; CARDOSO; FIRPO, 2016; NOBRE et al., 2016).

A situação de mudanças nos padrões de chuvas foi extremamente impactante para a unidade PCJ durante a seca de 2014 e 2015. O uso de recursos hídricos superficiais está acima da capacidade natural das bacias (120%) e o uso de água subterrânea aumentou de 17% para 46% do volume outorgável. O repasse de água para o Sistema Cantareira era bastante reduzido antes dessa seca, o repasse médio que era de $30,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, foi reduzido para $17,96 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ depois da seca, entre os anos de 2015 e 2018 (PCJ, 2018b). O retorno de água para manutenção da vazão ecológica nas bacias do PCJ (instituído em $5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, PCJ, 2018b) foi reduzido para menos da metade da vazão nos anos de 2015 e 2016. Essa situação causou efeitos negativos na fauna aquática da bacia do rio Piracicaba (CETESB, 2018)

A resiliência hídrica em condições normais de operação do reservatório pode ser perdida em períodos de seca. A recuperação à condição normal pode exigir medidas potencialmente extremas, o que tem um impacto negativo sobre as populações, atividades econômicas e funções ecológicas. Isso exige gestão cautelosa dos reservatórios do Sistema Cantareira (COUTINHO; KRAENKEL; PRADO, 2015).

Novas estratégias de gestão das águas subterrâneas voltadas à segurança hídrica são necessárias para atender às demandas mais urgentes em um cenário de mudanças nos padrões climáticos, principalmente, os esforços na redução de conflitos e manutenção da sustentabilidade das bacias (ROSS, 2018; ALI; FAMIGLIETTI; MCLELLAND, 2019).

Os resultados apresentados neste capítulo revelam que a manutenção da vazão pela descarga do escoamento de base nas bacias de PCJ, no período de seca, indica um curto tempo de permanência da água nas bacias (Figura 6) e requer ações de manejo mais adequadas para períodos de menor pluviosidade com episódios de secas superior aos habituais. Principalmente pela elevada demanda instalada que

realiza captações acima da disponibilidade (Figura 3) e tem revelado efeitos negativos sobre as bacias (Figura 10).

As bacias do TJ têm maior contribuição dos aquíferos e apresentam maior capacidade de resiliência hídrica, com pontos de atenção na bacia dos rios Jaú e Jacaré-Pepira e em áreas com altos índices de desmatamento e aumento da exploração dos recursos subterrâneos (Figuras 3 e 11).

Problemas atuais ou futuros levantados neste estudo revelam que o modelo de gestão das bacias estudadas precisa ser modificado para um sistema dinâmico e adaptativo para permitir a resiliência do sistema hidrológico e garanta as demandas sociais e econômicas, sem prejudicar as funções ecológicas das bacias. A gestão pautada em providenciar mais água para suprir a demanda não é sustentável a longo prazo, as evidências apresentadas mostram que o sistema operacional de gerenciamento de bacias está acima da disponibilidade natural e se encontram vulnerável a variações climáticas (Figuras 3 e 10).

Em regiões como a PCJ as mudanças são mais difíceis de serem executadas devido ao nível de importância para o abastecimento de grandes áreas metropolitanas. Mesmo com uma rede de monitoramento avaliando constantemente a situação dos recursos hídricos e com grande capacidade de reverter algumas situações de estresse e eventos extremos, apresenta baixa capacidade de transformar o sistema instalado devido à limitação pela complexidade de fatores que compõem o sistema (KEYS et al., 2019).

Os efeitos negativos identificados, a extração dos aquíferos e o desmatamento nas bacias do TJ e a regularização do regime hidrológico pelo uso de barragens e captação nas bacias do PCJ, podem ser considerados colapsos lineares do sistema hidrológico. Existe a possibilidade de reverter o esgotamento dos mananciais e restaurar padrões de resiliência da água que foram perdidos ao explorar os recursos hídricos a níveis superiores a sua capacidade (FALKENMARK; WANG-ERLANDSSON; ROCKSTRÖM, 2019).

8.2. Hidrologia isotópica das bacias PCJ e TJ

A assinatura isotópica da chuva para todas estações apresentou valores médios ponderados de $\delta^{18}\text{O}$ de -6,00‰ até -4,71‰ e para o $\delta^2\text{H}$ de -35,5‰ até -26,2‰ (Tabela 9). A composição isotópica média ponderada da chuva para estação de Rio Claro (2013-2018) foi de -5,82 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ e -32,4 ‰ para $\delta^2\text{H}$. Variações sazonais detalhadas para esta estação foram relatadas anteriormente por Santos et al., (2019b), na estação chuvosa (outubro-março) com composição isotópica média foi de -6,62 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ e -39,6 ‰ para $\delta^2\text{H}$, enquanto na estação seca (abril-setembro) as chuvas foram mais enriquecidas e os valores observados foram de -3,57 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ e -12,3 ‰ para $\delta^2\text{H}$ (Tabela 9).

Tabela 9. Média ponderada da composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ e *d-excess* para cada uma das estações coletoras e média do RCWIP (*Regionalized Cluster-Based Water Isotope Prediction*).

Estações/Período	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	<i>d-excess</i>
Média ponderada da Chuva (1996-1998)			
Bragança Paulista (n = 28)	-5,11	-28,0	12,86
Campinas (n = 109)	-5,30	-28,7	13,57
Piracicaba (n=199)	-6,00	-35,5	12,49
Santa Maria (n = 97)	-4,71	-26,2	11,45
Média ponderada da Chuva (2014-2018)			
Araraquara (n=154, semanal)	-5,68	-30,9	14,50
Brotas (n=63)	-5,46	-31,6	12,01
Média ponderada da Chuva (Rio Claro ¹ , 2013-2018, n=64)			
Úmido	-6,62	-39,6	13,4
Seco	-3,57	-12,3	16,2
Total	-5,82	-32,4	14,1
RCWIP (Terzer et al., 2013)			
Média (n=355)	-5,56±1,05	-36,1±8,6	-

Obs: ¹ Santos et al. (2019b)

A composição isotópica do RCWIP apresentou variação espacial e temporal compatível com as estações coletoras instaladas nos períodos distintos (1996-1998 e 2013-2018), viabilizando a utilização dessa fonte de dados para interpretação dos resultados dos isoscapes das águas subterrâneas e dos rios nas dimensões espacial e temporal. As correspondências podem ser identificadas na comparação entre as médias obtidas nas estações de monitoramento para diferentes períodos e a média dos dados RCWIP para as mesmas localizações das estações (Tabela 9). A variação mensal, sazonal e anual revela que os dados do RCWIP superestimam as

composições isotópicas em relação às medições. Entretanto, se considerado o erro calculado para os dados do RCWIP, verifica-se que os valores são compatíveis com as medições realizadas nas estações (Figura 12).

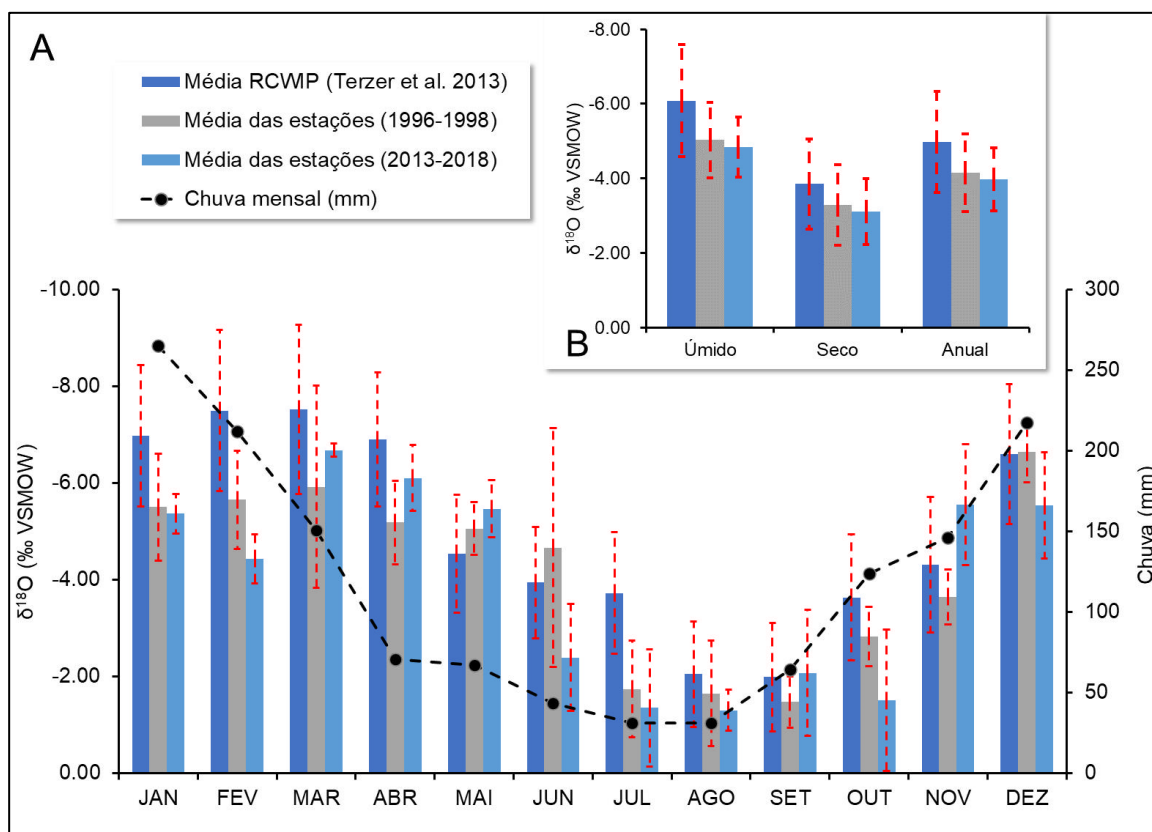


Figura 12. Comportamento temporal da chuva (mm, linha preta pontilhada) e da composição isotópica das estações coletoras com dados obtidos em diferentes períodos (1996-1998 e 2013-2018) e os dados do RCWIP (*Regionalized Cluster-Based Water Isotope Prediction*), em A são apresentados escala mensal e em B as médias sazonais e anual.

A composição isotópica dos rios o $\delta^{18}\text{O}$ variou de -10.32 a -3.72 ‰ (média = -6.62 ± 1.14 ‰), o $\delta^2\text{H}$ de -65.8 a -17.6 ‰ (média = -42.2 ± 8.44 ‰) e o *d-excess* de 2.26 a 18.44 ‰ (média = 11.29 ± 1.77 ‰). Nas águas subterrâneas o $\delta^{18}\text{O}$ variou de -7.95 a -5.84 ‰ (média = -6.91 ± 0.44 ‰), o $\delta^2\text{H}$ de -51.8 a -35.3 (média = -45 ± 3.45 ‰) e o *d-excess* de 5.72 a 13.82 ‰ (média = 10.8 ± 3.09 , Tabela 10).

A composição isotópica dos rios é mais empobrecida no período chuvoso e ligeiramente mais enriquecida no período seco. No domínio sedimentar, a variação sazonal do $\delta^{18}\text{O}$ é menor (0,49‰) que a encontrada no cristalino (2,36 ‰). A assinatura isotópica média do $\delta^{18}\text{O}$ dos rios no período seco é mais enriquecida que a média das águas subterrâneas, no domínio sedimentar a diferença é de 0,51 ‰ e

no cristalino 1,47 ‰. No período úmido a composição isotópica é mais empobrecida que a média ponderada da precipitação para o mesmo período (Tabela 10).

Tabela 10. Valores médios de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, *d-excess* das amostras das águas dos rios, subterrânea e chuva separadas por domínio hidrogeológico e período seco e úmido

Fonte		Samples	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	<i>d-excess</i>	
Rios	Cristalino	Úmido	n=22	-7.80	-53.2	9.23
		Seco	n=23	-5.44	-33.6	10.98
	Sedimentar	Úmido	n=36	-6.89	-43.7	11.44
		Seco	n=37	-6.40	-39.5	11.63
	Total	Úmido	n=58	-7.24	-47.3	10.6
		Seco	n=60	-6.03	-37.3	10.98
Águas Subterrâneas	Cristalino	n=6	-6.21	-38.1	11.59	
	Sedimentar	n=39	-7.00	-45.8	10.12	
	Total	n=45	-6.91	-45.0	10.29	

A representação gráfica revela a presença da água da chuva nas amostras dos rios do período úmido, mais dispersas ao longo da LMWL (*Local Meteorologic Water Line*, Equação 18), no período seco são mais concentradas na área das águas subterrâneas. Destacam-se algumas amostras dispostas na área das águas subterrâneas em ambos os períodos e um grupo de amostras que se projetam para fora da área das águas subterrâneas, estas revelam um comportamento de evaporação no período seco. A composição isotópica média da água subterrânea tem relação com a média ponderadas das chuvas do período úmido (Figura 13A).

A semelhança entre a composição isotópica das amostras dos rios e das águas subterrâneas no SAB, SASG, SAG e SAT (aquíferos sedimentares) é identificada pela proximidade das amostras em relação a linha: 1:1 (Figura 13B). No período úmido, as amostras desses aquíferos sedimentares têm composições isotópicas nos rios semelhantes aos das águas subterrâneas. No SAC identifica-se que as amostras dos rios são mais empobrecidas que a água subterrânea, causado pela predominância da chuva na composição das vazões nestas bacias. No período seco, nota-se o deslocamento causado pelo enriquecimento nas águas dos rios em todos os aquíferos, com destaque para amostras dos rios localizadas sobre o SAT e SAC que apresentam assinaturas dos rios mais enriquecidas que as águas subterrâneas.

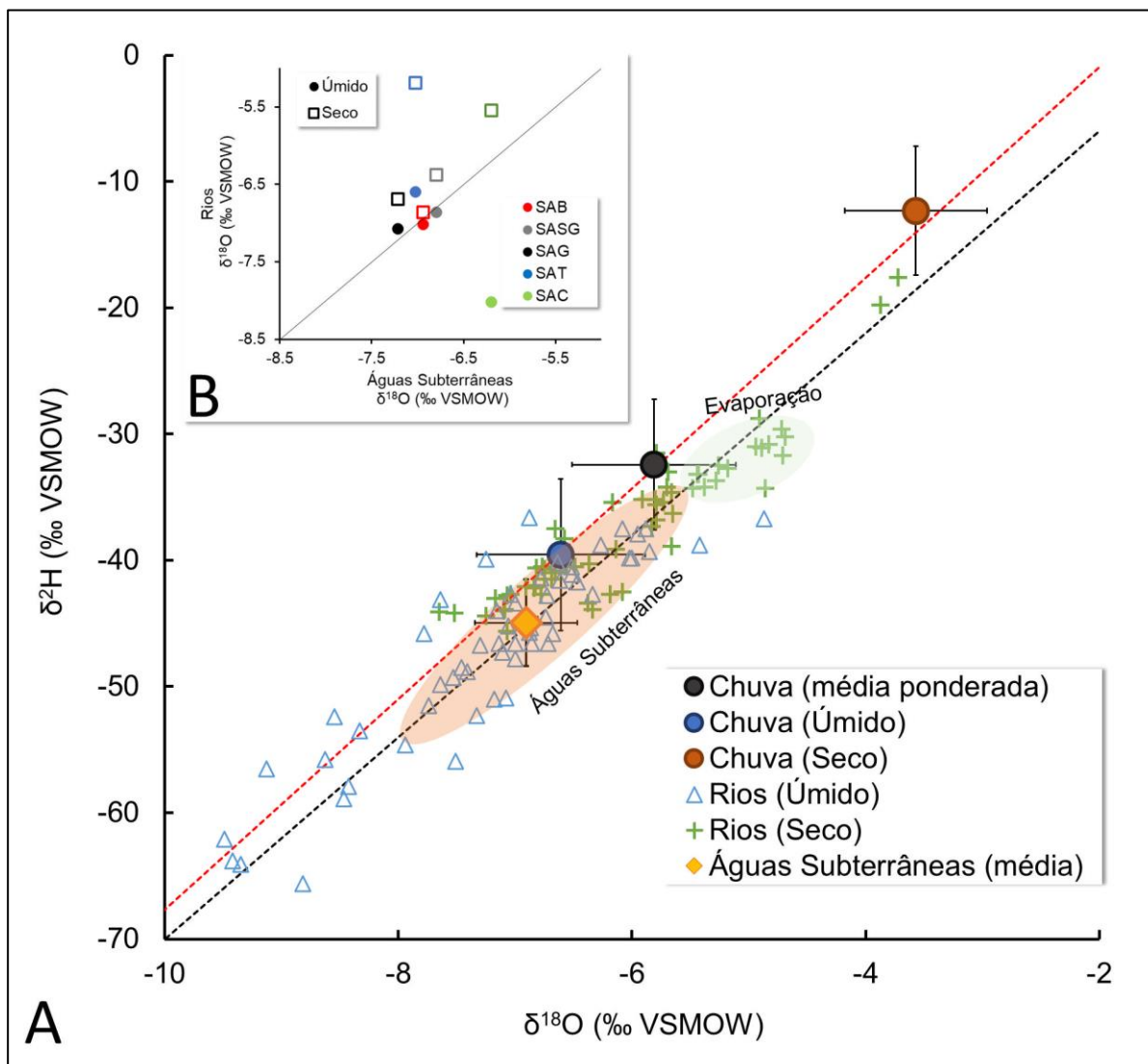


Figura 13. (A) Diagrama do $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ das fontes analisadas e (B) Relação da média sazonal da composição isotópica dos rios e águas subterrâneas por aquífero dos rios

Legenda: As amostras dos rios do período úmido (triângulo azul) e seco (cruz verde), águas subterrâneas (losango amarelo e área em laranja) e médias ponderadas da chuva de Rio Claro (2013-2018). As médias sazonais com barras de erro que mostram intervalo de confiança obtido do teste *t*-student. As retas meteóricas local (LMWL, linha pontilhada em vermelho, $\delta^2\text{H} = 8.34 \cdot \delta^{18}\text{O} + 15.71$) e global (GMWL, linha pontilhada em preto, $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$) servem como referência analítica.

A assinatura isotópica média anual da chuva do RCWIP (Figura 14) apresenta variação característica controlada pelo relevo (entre -7,75‰ e -4,00‰ de $\delta^{18}\text{O}$), os valores mais empobrecidos são encontrados nas áreas dos SAC e SAG e coincidem com áreas mais elevadas nas cabeceiras das bacias. Sazonalmente são mais empobrecidas no período úmido (entre -7,00‰ e -5,50‰ de $\delta^{18}\text{O}$) e enriquecida no seco (entre -5,50‰ e -4,00‰ de $\delta^{18}\text{O}$)

As águas subterrâneas apresentam padrão espacial mais enriquecido (entre - 7,75 ‰ e - 5,50 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$, Figura 14) com amplitude máxima em torno de 2,25 ‰ para o $\delta^{18}\text{O}$. O padrão espacial médio das águas subterrâneas corresponde relativamente ao padrão da composição isotópica da chuva do período úmido, entretanto a área central do SAC se destaca por apresentar valores mais enriquecidos (entre -6,25 ‰ e - 5,50 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$), que coincide com o curso médio da bacia do rio Piracicaba e com a região metropolitana de Campinas (RMC) com maior interferência antropogênica relacionada ao abastecimento (captação e lançamento) e presença de barragens (Figura 3).

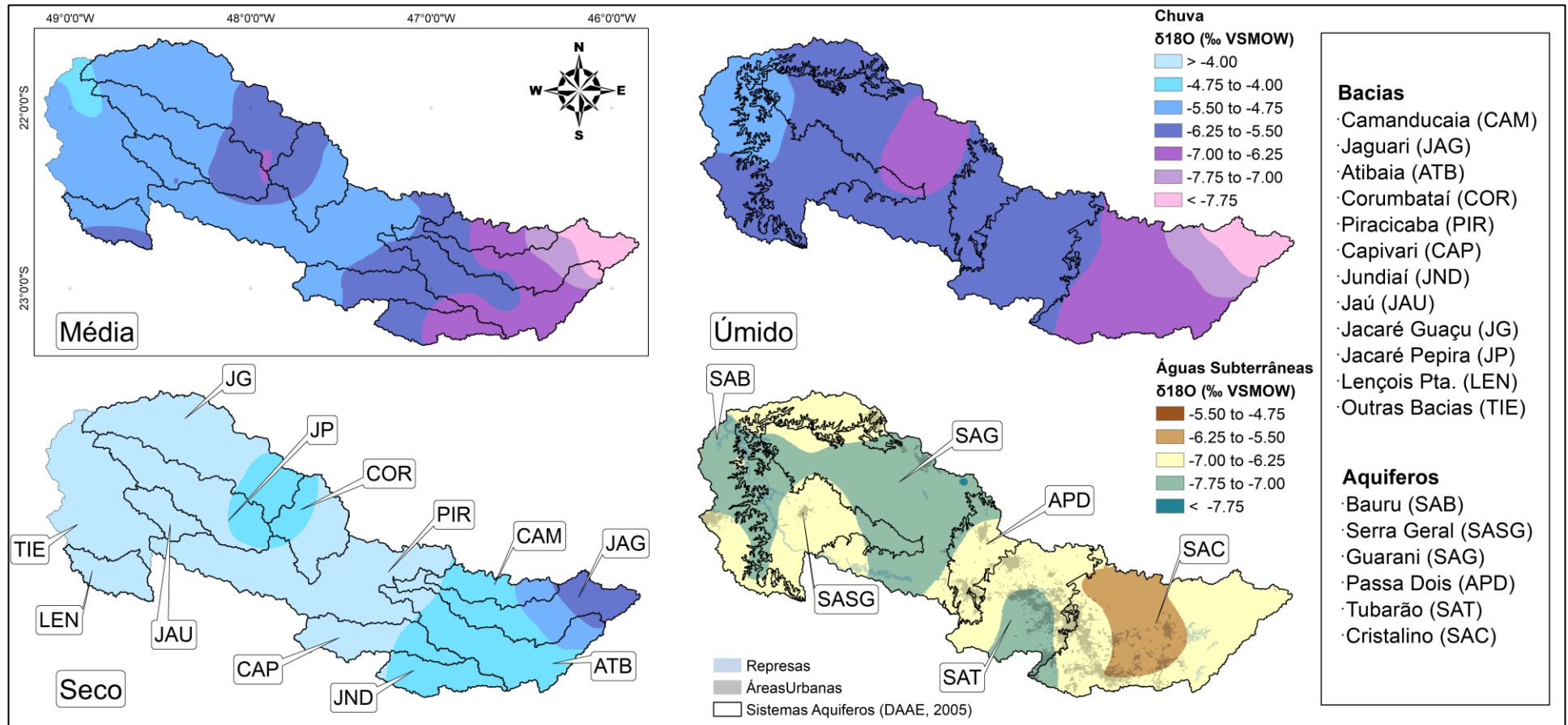


Figura 14. Distribuição espacial do $\delta^{18}\text{O}$ para as águas subterrâneas e chuva (TERZER et al., 2013) com as variações sazonais no período úmido e seco.

Os mapas da composição isotópica dos rios revelam águas mais empobrecidas no período úmido ($\delta^{18}\text{O}$ entre $-8,50\text{‰}$ e $-6,25\text{‰}$), caracterizado por áreas mais empobrecidas nas cabeceiras com enriquecimento gradual no sentido da foz dos grandes rios. No período seco, a composição isotópica é enriquecida ($\delta^{18}\text{O}$ entre $-7,75\text{‰}$ e $-4,25\text{‰}$), destaca-se uma área mais enriquecida na transição do SAC para o SAT (Figura 15B e C).

O *d-excess* mostra o processo de evaporação causando enriquecimento isotópico ao longo dos cursos hídricos. Estes são identificados na transição do SAC e SAT, que corresponde ao curso médio da bacia do rio Piracicaba (coincide com a RMC), em ambos os períodos. Na região do SASG e SAG os processos evaporativos são mais acentuados no período seco, correspondentes ao curso médio das bacias dos rios Jacaré-Guaçu, Jacaré-Pepira e nas bacias dos rios Jaú e Lençóis (Figura 15B e C).

Identifica-se um comportamento espacial característico nos diferentes domínios hidrogeológicos ao analisar a variabilidade das amostras em relação à média do $\delta^{18}\text{O}$ das águas subterrânea (Figura 15A). A variação espacial e temporal do $\delta^{18}\text{O}$ no domínio sedimentar é menor que no domínio cristalino. As chuvas do período úmido fazem com que as amostras sejam mais empobrecidas e no período seco são mais enriquecidas em $\delta^{18}\text{O}$. Nas bacias do domínio sedimentar que contam com a presença do SASG, SAT e APD nota-se variação sazonal pouco mais acentuada que nas demais (TIE1, TIE2, TIE5, LEN1, LEN2, JP1, COR2 e COR5)

Amostras com assinatura isotópica indicando mais enriquecidas que a águas subterrâneas no período seco, indicando processos de evaporação) são identificados nos rios Jundiá (JND01 até JND04), Capivari (CAP01 até CAP03), Atibaia (ATB02 até ATB05) e Jaguari (JAG05 até JAG09) da região PCJ e nas bacias Jacaré-Guaçu (JG02), Jacaré-Pepira (JP05), Jau (JAU02) e na bacia do rio Bauru (TIE02) da região TJ (Figura 15A).

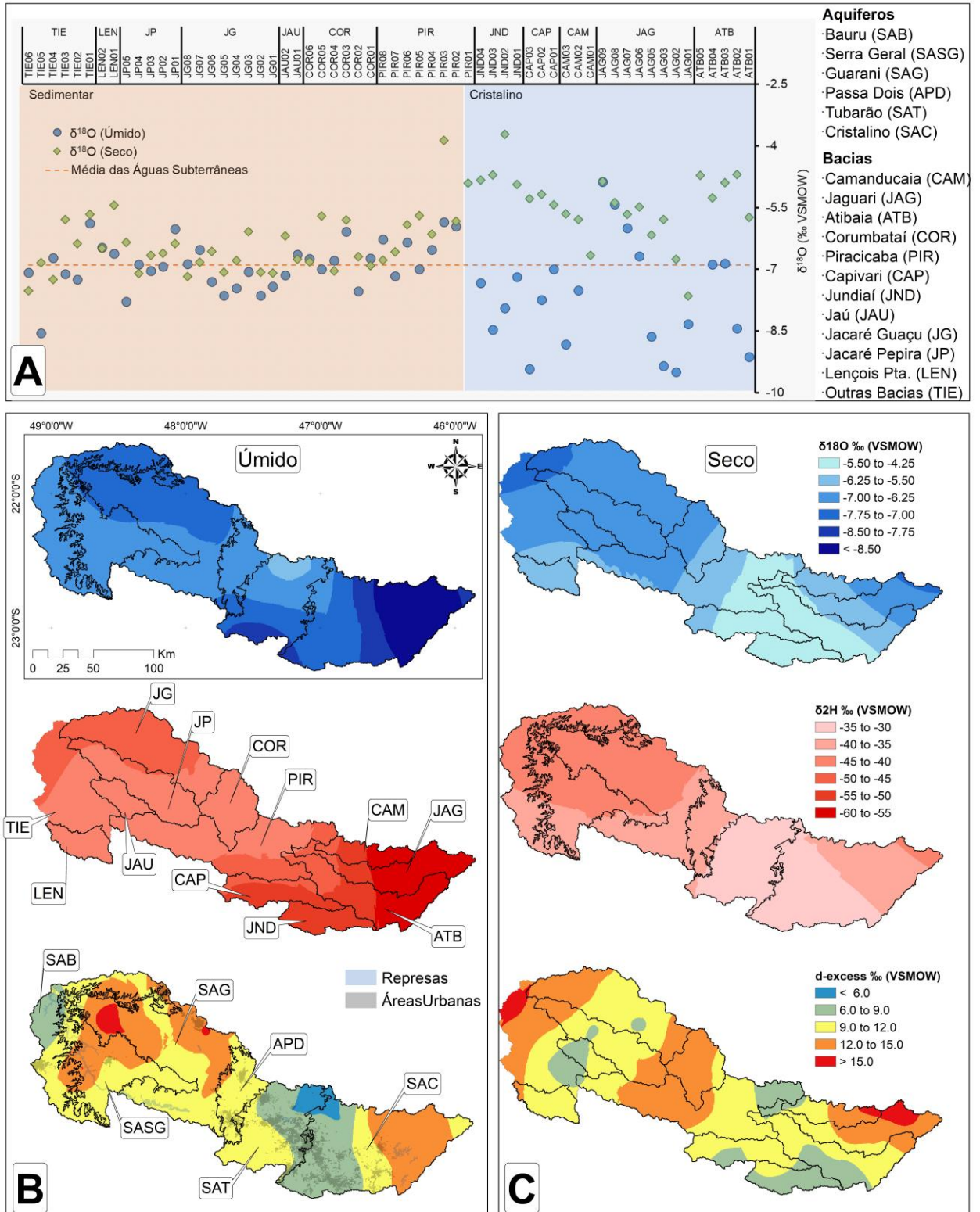


Figura 15. Variabilidade espacial e temporal do $\delta^{18}\text{O}$ (‰) e em relação ao valor médio das amostras de águas subterrâneas (A). Mapas do comportamento da composição isotópica $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ e do $d\text{-excess}$ nos períodos úmido (B) e seco (C).

A razão entre a composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) dos rios no período seco (Rs) e a composição isotópica das águas subterrâneas (As), mostra em quais sistemas aquíferos a contribuição da descarga é predominante nas vazões dos rios; quanto mais próximos de 1 maior é a semelhança entre as assinaturas das fontes (Figura 16A). O SAB, SASG e SAG apresentam correspondências entre as fontes com variação entre 5% e 10%, enquanto que no SAT e no SAC a variação está acima de 10%.

O SAT e SAC apresentam maior variabilidade sazonal dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em relação as águas subterrâneas. O SAT apresenta-se mais enriquecido que as águas subterrâneas apenas no período seco e o SAC em ambos os períodos, exceto para a região da cabeceira do rio Piracicaba. O SAB apresenta assinaturas isotópicas dos rios com maior correspondência sazonal com as águas subterrâneas, seguido do SAG e do SASG (Figura 16A e B).

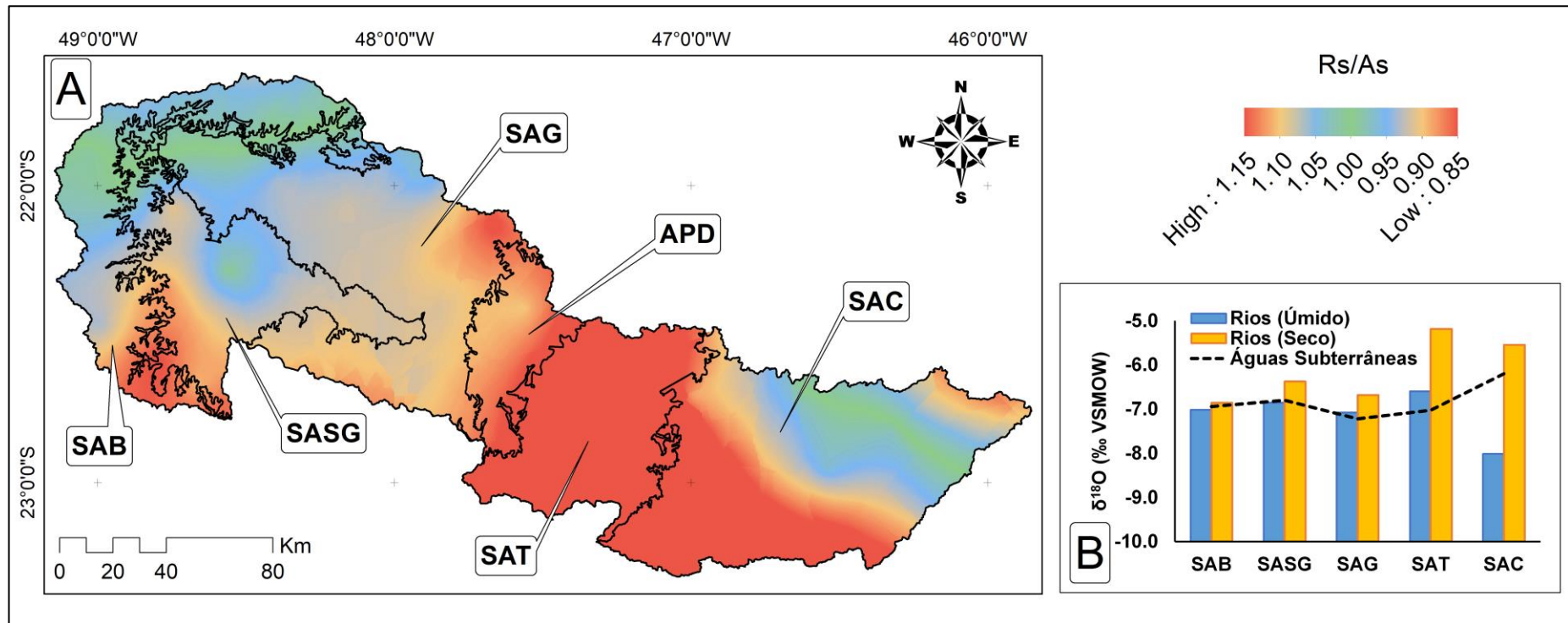


Figura 16. (A) Razão entre a composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) da água dos rios no período seco (Rs) e águas subterrâneas (As) e (B) comparação da composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) dos rios separadas por sistema aquífero e em período úmido (azul) e seco (amarelo) em relação a composição isotópica da água subterrâneas (linha preta)

Os dados que constam na base de dados da GNIP e da GNIR coletados entre os anos de 1996 e 1998 na bacia do rio Piracicaba foram analisados para verificar a dinâmica de contribuição das diferentes fontes na frequência mensal de coleta de amostras dos rios. Para esta verificação o *d-excess* foi mais adequado por mostrar os processos evaporativos e conseguir detectar efetivamente a predominância das diferentes fontes na vazão dos rios. Esses resultados mostram comportamento sazonal semelhante ao que foi identificado nas análises atuais (Figuras 17).

A composição isotópica da chuva revela a predominância desta fonte no período úmido, identificada entre os meses de janeiro e maio. No período seco, a contribuição das águas subterrâneas é confirmada pela semelhança entre o *d-excess* dos rios e a média das águas subterrâneas, as vazões são mantidas pelas águas subterrâneas entre os meses de junho e setembro.

A partir de outubro identifica-se um processo evaporativo na água dos rios com valores abaixo do desvio padrão do *d-excess* das águas subterrâneas, esse fenômeno é identificado entre os meses de outubro e fevereiro no curso médio do Rio Corumbataí e de outubro a janeiro nas demais bacias.

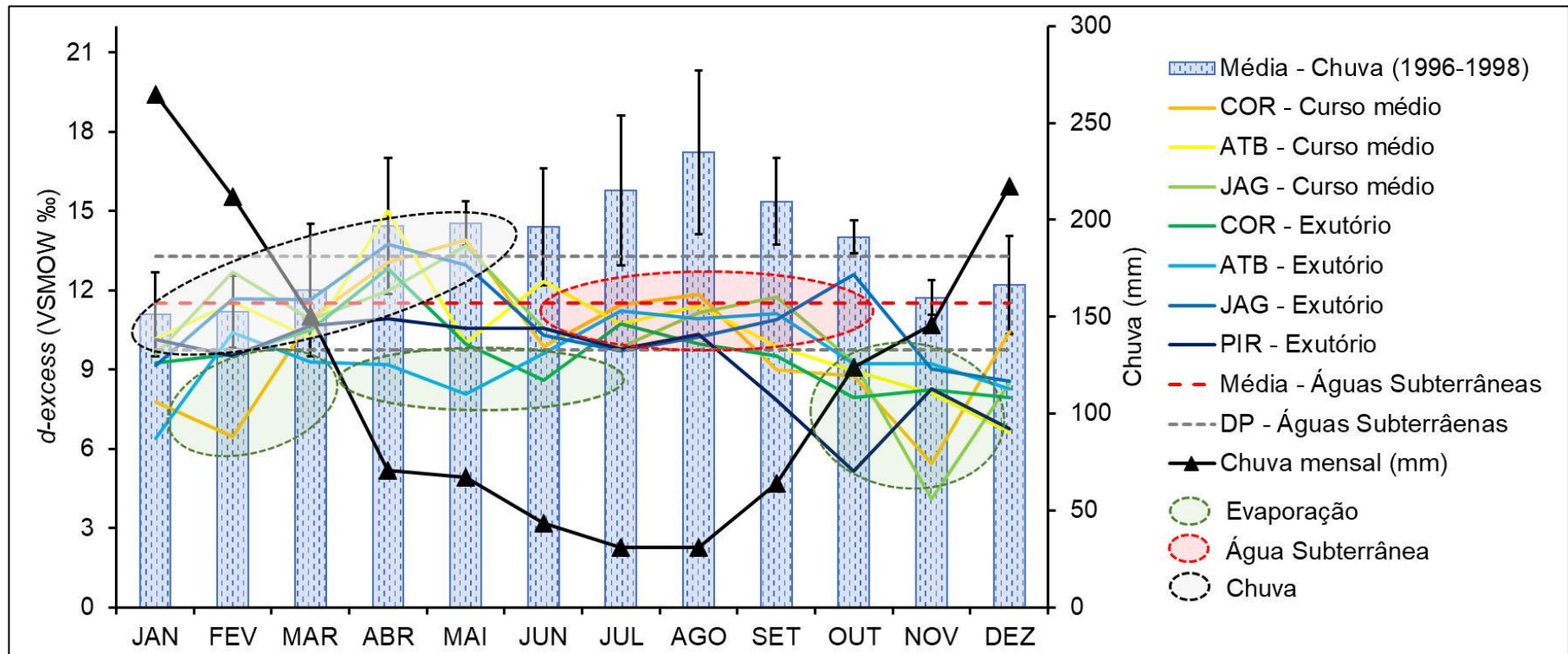


Figura 17. Variação mensal do $d\text{-excess}$ para os dados GNIR e GNIP na bacia do rio Piracicaba e média mensal de chuva (mm)

O modelo baiseano de mistura revela que no domínio cristalino a proporção de contribuição média da chuva é de 0,28 e da água subterrânea é 0,72 com desvio padrão de 0,12. No domínio sedimentar proporções médias são de 0.18 para a chuva e 0.82 para águas subterrâneas com desvio padrão de 0,02 (Figura 18).

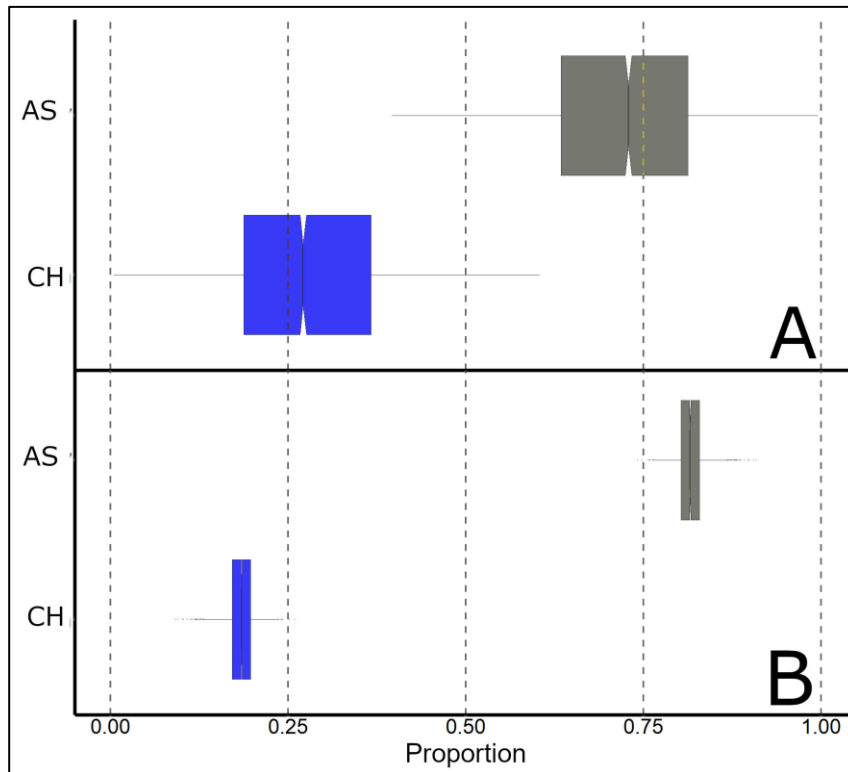


Figura 18. Boxplot com a proporção das fontes de água subterrânea (AS, cinza) e chuva (CH, azul) que compõem a vazão dos rios nos domínios cristalino (A) e sedimentar (B) obtido pelo modelo de mistura aplicado aos dados isotópicos

8.2.1. Análise das variações isotópicas nas bacias PCJ e TJ

As composições isotópicas dos rios estudados têm comportamentos sazonal distintos e destacam a presença das chuvas e das descargas subterrâneas na vazão. As assinaturas mais empobrecidas e as amostras dispersas em torno das LMWL mostram a predominância da água da chuva nas vazões no período úmido. No período seco, a predominância do fluxo de base é identificada pelas amostras concentradas na área das amostras de águas subterrâneas (Tabela 9 e Figuras 13). Comportamento também descrito por estudos hidrológicos com a aplicação de isótopos estáveis na área de estudo (MARTINELLI et al., 2004; BATISTA et al., 2018; SANTOS et al., 2019a, 2019b).

O comportamento espaço-temporal da assinatura isotópica é controlado pela hidrogeologia e pela sazonalidade, o domínio cristalino apresenta maior variabilidade do $\delta^{18}\text{O}$ que o domínio sedimentar (Figuras 13, 15A e 15B). Nas bacias sobre o domínio sedimentar identifica-se menor amplitude temporal da composição isotópica os rios, causada pelas descargas do SAB, SASG e SAG gerando um comportamento mais estável sazonalmente (Figura 13B) e maior contribuição das águas subterrâneas na composição das vazões (Figura 1, Figuras 13B, 16 e 17).

Como as águas subterrâneas apresentam padrão mais empobrecido e estável as bacias com maior descarga subterrânea tendem a ter composição isotópica sazonal com baixa variabilidade (KLAUS; MCDONNELL, 2013; HALDER et al., 2015; JASECHKO et al., 2016; RECKERTH et al., 2017).

O modelo de mistura corrobora com os resultados anteriores e descreve o comportamento geral das contribuições das diferentes fontes durante o ano hidrológico. Conclui-se que as descargas subterrâneas são extremamente relevantes para manutenção das vazões, comportamento identificado em ambos os domínios. Entretanto a chuva é fundamental para manutenção das vazões no domínio cristalino por meio do escoamento direto (Figura 18).

Os resultados obtidos pela abordagem isotópica correspondem à abordagem hidrológica, as bacias no domínio sedimentar apresentam valores de *BFI* maiores que no domínio cristalino. As descargas subterrâneas são constantes e garantem a manutenção de parcela significativa da vazão em resposta ao volume armazenado no período de excedente hídrico que é liberado gradualmente durante a estiagem em

proporções maiores que no domínio cristalino, respectivamente $9.11 \pm 3.08 \text{ Ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ e $6.00 \pm 2.21 \text{ Ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ (Figura 7, Subcapítulo 8.1.1.2.).

Analisando em conjunto as informações reunidas pelas abordagens hidrológicas e isotópica, conclui-se que a composição da vazão no domínio cristalino proveniente da precipitação entre 30 e 50% do volume das vazões anuais. Enquanto o domínio sedimentar conta com uma contribuição expressiva das águas subterrâneas em que representam entre 70% e 80% do volume das vazões anuais (Figura 6, Tabela 4 e Figura 7, Subcapítulo 8.1.1.2.).

Os efeitos negativos na vazão e no armazenamento mínimo (S , Figuras 3 e 10 e Tabela 7, Capítulo 8.1.) corroboram com a compreensão do enriquecimento e os menores valores de d -excess, que indicam efeitos de evaporação pela ação antropogênica promovido pelas barragens (Figura 13 e 15). Efeitos da antropização foram identificados em estudo anterior nas bacias dos rios Atibaia e Jaguari (MARTINELLI et al., 2004).

Processos de evaporação podem estar também associados a processos naturais ao longo da extensão dos rios (KENDALL; COPLEN, 2001; DUTTON et al., 2005; HALDER et al., 2015; DENG et al., 2016; RECKERTH et al., 2017) e a processos de circulação da água no subsolo influenciando na assinatura isotópica de descargas subterrâneas recentes (RENÉE BROOKS et al., 2010; LIU et al., 2020). Entretanto, o padrão identificado na área de estudo está relacionado com a presença de represamentos, capazes de promover maiores taxas de evaporação (DUTTON et al., 2005; HALDER et al., 2015; DENG et al., 2016; RECKERTH et al., 2017), juntamente com os efeitos de enriquecimento provocado pela urbanização, que altera a temperatura média e o regime de precipitação local (LI et al., 2019).

A oscilação sazonal identificada pelos dados mensais de 1996 a 1998 (Figura 17) revela que a variabilidade sazonal da chuva não tem resposta imediata nas vazões dos rios das bacias PCJ (domínio cristalino), os maiores d -excess típico das chuvas período úmido (em torno de 14‰) levam cerca de dois meses para se manifestarem nos rios e se estendem pelo mesmo tempo no período seco. De forma semelhante a composição isotópica do período seco, que indicam processo de evaporação, tem padrão estendido por dois ou três meses do período úmido.

Esse comportamento descreve a interferência das barragens no regime dos rios Atibaia e Jaguari e são consistentes com os padrões de evaporação encontrados nos dados de 2018 (Figura 15 A e B). Nessa região, as barragens atuam como um atenuador das mudanças das assinaturas isotópicas nas bacias e definitivamente representam um efeito antrópico nas bacias.

Essas obras representam a capacidade da engenharia hidrológica em adaptar a disponibilidade de água controladas pelas características geológicas e geomorfológicas locais. As barragens nas bacias PCJ tem o objetivo de ao regularizar as vazões e manter reservas de água nas bacias por mais tempo para suprir a demanda do abastecimento público e proteger os centros urbanos das enchentes (SÃO PAULO, 2017; PCJ, 2018b).

Os efeitos da antropização dessas bacias causam mudanças nos sinais isotópicos, incluindo também as bacias Jundiá e Capivari (Figura 3). Esse fato explica o motivo das razões entre a vazão dos rios no período seco e as águas subterrâneas não apresentam assinaturas semelhantes na transição do SAC para o SAT (Figuras 13B e 16) e até uma sensível alteração nas assinaturas das águas subterrâneas (Figura 14).

A evaporação identificada no período seco nessas bacias é ocasionada pela concentração de os efluentes urbanos, lançados em maior volume que a capacidade de depuração da vazão dos rios no período estiagem. Portanto, a assinatura isotópica mais enriquecida se destaca pela presença de águas evaporadas nos processos de barramento, tratamento e circulação no sistema de captação e lançamento nas bacias PCJ.

Alguns estudos realizados sobre o SAC em regiões hidrológicas vizinhas a região PCJ identificaram que esse sistema aquífero tem comportamento de recarga rápida associada à precipitação recente. Em alguns casos, em área antropizadas, pode apresentar sinais de evaporação mais pronunciados causados por represamentos (ENGELBRECHT, 2017) e processos de recarga indireta (afluxo de rios e barragens ou vazamento da rede de abastecimento) com assinaturas isotópicas mais enriquecida que a chuva, com valores em torno de -4‰ e -5‰ de $\delta^{18}\text{O}$ (ENGELBRECHT, 2017; SILVA, 2018). Como identificado nos padrões espaciais das águas subterrâneas e dos rios na RMC (Figuras 14 e 15).

9. CONCLUSÕES

O estudo mostra que as bacias TJ e PCJ apresentam comportamentos naturais distintos. Uma diferença chave entre as bacias é a magnitude da descarga de água subterrânea que mantém o fluxo do rio, especialmente nos períodos de seca. As bacias do TJ têm uma capacidade natural de manter reservas hídricas, em parte devido a descarga dos aquíferos, o que é uma situação mais segura diante de eventos de mudanças no padrão de chuvas. Por outro lado, as bacias de PCJ apresentam uma situação mais delicada devido ao curto tempo de permanência da água nas bacias, resultando em efeitos mais drásticos com a redução das chuvas.

As abordagens hidrológica e isotópica combinadas descreveram importantes relações entre às fontes de água superficial e subterrânea que integram o regime hidrológico das bacias. É evidente o controle exercido pelo sistema aquífero na resiliência hídrica dos domínios, onde as descargas subterrâneas compõem de 50 a 80% do volume das vazões da área de estudo variando nas dimensões espacial e temporal. (Figura 19).

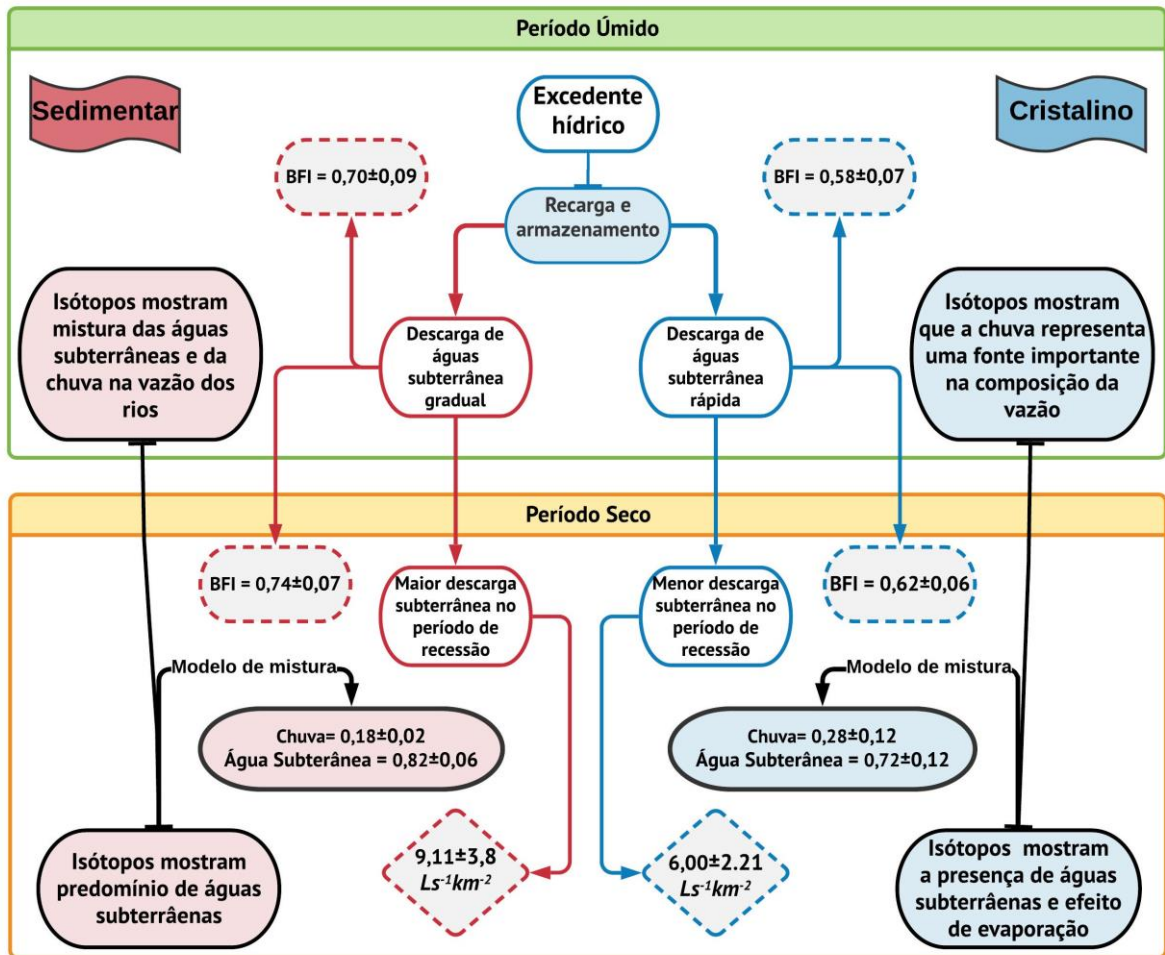


Figura 19. Síntese das conclusões em relação à contribuição das águas subterrâneas nas diferentes bacias utilizando múltiplas abordagens hidrológica e isotópica.

A situação das bacias PCJ é mais crítica e exige mudanças nos planos de manejo. Há uma necessidade de mudança para um modelo adaptativo diante das mudanças nos padrões de chuva afetaram o sistema de abastecimento da RMC e RMSF. A grande demanda hídrica nas bacias do PCJ reduziu a vazão dos rios e o modelo de transferência de água das bacias do PCJ para o sistema Cantareira é insustentável a longo prazo. A poluição da água também limitou a disponibilidade de água. Portanto, recomenda-se o estudo de novas estratégias para gestão dos recursos hídricos na região, pensando em soluções de longo prazo diante das constatações feitas neste estudo.

A região de TJ não mostra indícios dos impactos da ação antrópica ou dos efeitos drásticos da oscilação climática na vazão. Mesmo com certa abundância de recursos hídricos disponíveis, o manejo nas bacias do TJ deve levar em conta as mudanças ambientais, flutuações nos padrões de armazenamento dos aquíferos e o

consumo. A adaptação das estratégias de manejo é essencial para contornar os efeitos da redução das chuvas, principalmente devido ao possível esgotamento dos aquíferos.

Estudos detalhados das bacias do TJ são necessários para verificar a situação dos recursos hídricos subterrâneos e avaliar os impactos dos grandes centros urbanos na variação dos níveis do aquífero e identificar os volumes das reservas renováveis (recarga do aquífero), servindo como parâmetro para estabelecer outorgas de uso de águas subterrâneas. Esses estudos são relevantes devido à possível transferência de recursos hídricos das bacias do TJ para as bacias do PCJ como estratégia para controlar futuras crises hídricas (HIRATA et al., 2015).

O estudo nessas bacias pode ser entendido como uma situação replicável nas demais regiões hidrológicas do estado de São Paulo. Utilizado na previsão do comportamento da resiliência natural da água e possíveis impactos das mudanças nos padrões climáticos e nas atividades humanas em relação aos recursos hídricos superficiais e subterrâneos disponíveis, como uma ação para adequar os planos de gestão dos recursos hídricos.

Os resultados apresentados representam um arcabouço científico importante para a hidrologia isotópica em grandes bacias hidrográficas. O estudo revela que a aplicação e a implementação do monitoramento utilizando isótopos estáveis é uma ferramenta de monitoramento abrangente para descrever os processos de interação entre os compartimentos do ciclo hidrológico, além do respaldo da validação proporcionada pela abordagem hidrológica.

Caso o estudo da abordagem isotópica for replicado visando um estudo de longo prazo e com uma melhor resolução temporal de coleta de amostras, é possível agregar um conjunto de informações mais dinâmico e sensível para o monitoramento dos processos hidrológicos nessas bacias, com capacidade de identificar alterações promovidas pelas variações climáticas e a crescente demanda por recursos hídricos. O que representa um ganho de conhecimento e informação que pode ser incorporado pelo sistema de gerenciamento dos recursos hídricos.

A coleta de informações complementares para o entendimento da dinâmica hidrológica é fundamental para o estabelecimento ou reorganização dos sistemas de gestão, para controlar os efeitos socioeconômicos (e ambientais) frente à variação na disponibilidade dos recursos hídricos, principalmente em regiões densamente povoadas que detêm uma parte importante da produção econômica do Brasil.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGGARWAL, P. K. et al. Stable isotopes in global precipitation: A unified interpretation based on atmospheric moisture residence time. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 11, p. 1–6, 2012.
- AGGARWAL, P. K. et al. Proportions of convective and stratiform precipitation revealed in water isotope ratios. **Nature Geoscience**, v. 9, n. 8, p. 624–629, 2016.
- AHIABLAME, L. et al. Estimation of annual baseflow at ungauged sites in Indiana USA. **Journal of Hydrology**, v. 476, p. 13–27, 2013.
- ALI, I.; FAMIGLIETTI, J.; MCLELLAND, J. Applications of Satellite Remote Sensing to Water Governance and the Mitigation of Climate Change Effects. **The University of Alabama**, p. 24, 2019.
- ALLEN, S. T.; KIRCHNER, J. W.; GOLDSMITH, G. R. Predicting Spatial Patterns in Precipitation Isotope ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) Seasonality Using Sinusoidal Isoscapes. **Geophysical Research Letters**, v. 45, n. 10, p. 4859–4868, maio 2018.
- ALLEY, W. M. Drought-Proofing Groundwater. **Groundwater**, v. 54, n. 3, p. 309–309, 2016.
- ANACHE, J. A. A. et al. Hydrological trade-offs due to different land covers and land uses in the Brazilian Cerrado. v. 23, n. 3, p. 1263–1279, mar. 2019.
- ANDRIOTTI, J. L. S. **Fundamentos de Estatística e Geoestatística**. 2. ed. São Leopoldo/RS: Editora Unisinos, 2013.
- BARBERÁ, J. A.; ANDREO, B. River-spring connectivity and hydrogeochemical interactions in a shallow fractured rock formation. The case study of Fuensanta river valley (Southern Spain). **Journal of Hydrology**, v. 547, p. 253–268, 2017.
- BARBIERI, M. Isotopes in hydrology and hydrogeology. **Water (Switzerland)**, v. 11, n. 2, p. 1–6, 2019.
- BASSO, S. L. et al. Análise do IC e do ICP na unidade de gerenciamento de recursos hídricos dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí. In: **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**. [s.l.] INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UNICAMP, 2017. 1p. 699–709.
- BATISTA, L. V. et al. Groundwater and surface water connectivity within the recharge area of Guarani aquifer system during El Niño 2014–2016. **Hydrological Processes**, v. 32, n. 16, p. 2483–2495, 2018.
- BATISTA, L. V. **Desvendando a movimentação da água em área de recarga do Sistema Aquífero Guarani (SAG), utilizando análise hidrológica e traçadores isotópicos**. 2019. Universidade Estadual Paulista (Unesp) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), Rio Claro, 2019.
- BECK, H. E. et al. Global patterns in base flow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. **Water Resources Research**, v. 49, n. 12, p. 7843–7863, 2013.
- BERGUERÍA, S. **Package “SPEI”CRAN**, , 2017. . Disponível em: <<http://sac.csic.es/spei>>.
- BIRKEL, C. et al. Characterization of surface water isotope spatial patterns of Scotland. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 194, n. July, p. 71–80, 2018.

- BISWAL, B.; KUMAR, D. N. Study of dynamic behaviour of recession curves. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 3, p. 784–792, 2014.
- BLOOMFIELD, J. P.; ALLEN, D. J.; GRIFFITHS, K. J. Examining geological controls on baseflow index (BFI) using regression analysis: An illustration from the Thames Basin, UK. **Journal of Hydrology**, v. 373, n. 1–2, p. 164–176, 2009.
- BORGES, V. M. et al. Groundwater recharge estimating in the Serra Geral aquifer system outcrop area - Paraná State, Brazil. **Águas Subterrâneas**, v. 31, n. 4, p. 338, 2017.
- BORTOLIN, T. A. et al. Relação entre padrões hidroquímicos e as profundidades de fraturas com entra-das de água em rochas vulcânicas ácidas da formação serra geral. **Águas Subterrâneas**, v. 30, n. 1, p. 99, 27 abr. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.14295/ras.v30i1.28585>>. Acesso em: 3 nov. 2020.
- BOWEN, G. J. Spatial analysis of the intra-annual variation of precipitation isotope ratios and its climatological corollaries. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 113, n. 5, p. 1–10, 2008.
- BOWEN, G. J. Statistical and Geostatistical Mapping of Precipitation Water Isotope Ratios. In: **Isoscapes**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2010. p. 139–160.
- BOWEN, G. J. et al. Water balance model for mean annual hydrogen and oxygen isotope distributions in surface waters of the contiguous United States. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 116, n. 4, p. 1–14, 2011.
- BOWEN, G. J.; GOOD, S. P. Incorporating water isoscapes in hydrological and water resource investigations. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**, v. 2, n. 2, p. 107–119, 2015.
- BOWEN, G. J.; WEST, J. B. Isoscapes for Terrestrial Migration Research. In: **Tracking Animal Migration with Stable Isotopes**. [s.l.] Elsevier, 2019. p. 53–84.
- BOWEN, G. J.; WEST, J. B.; HOOGEWERFF, J. Isoscapes: Isotope mapping and its applications. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 102, n. 3, p. v–vii, set. 2009.
- BRESSIANI, D. de A. **Coping with hydrological risks through flooding risk index, complex watershed modeling, different calibration techniques, and ensemble streamflow forecasting**. 2017. Biblioteca Digital de Teses e Dissertações da Universidade de São Paulo, São Carlos, 2017. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/18/18138/tde-04042017-155701/>>.
- BRUM, M. et al. Hydrological niche segregation defines forest structure and drought tolerance strategies in a seasonal Amazon forest. **Journal of Ecology**, v. 107, n. 1, p. 318–333, 2019.
- BRUNNER, M. I. et al. **Synthetic design hydrographs for ungauged catchments: A comparison of regionalization methods**. [s.l.] Springer Berlin Heidelberg, 2017. v. 3
- BRUTSAERT, W. **Hydrology : an introduction**. [s.l.] Cambridge University Press, 2005.
- BRUTSAERT, W. Are the North American deserts expanding? Some climate signals from groundwater storage conditions. **Ecohydrology**, v. 5, n. 5, p. 541–549, set. 2012.
- BRUTSAERT, W.; NIEBER, J. L. Regionalized drought flow hydrographs from a

mature glaciated plateau. **Water Resources Research**, v. 13, n. 3, p. 637–643, 1977.

BRUTSAERT, W.; SUGITA, M. Is Mongolia's groundwater increasing or decreasing? The case of the Kherlen River basin / Les eaux souterraines de Mongolie s'accroissent ou décroissent-elles? Cas du bassin versant la Rivière Kherlen. **Hydrological Sciences Journal**, v. 53, n. 6, p. 1221–1229, dez. 2008.

CARLIER, C. et al. Geology controls streamflow dynamics. **Journal of Hydrology**, n. August, 2018.

CETESB, C. A. do E. de S. P. **Qualidade das águas interiores no estado de São Paulo 2017**. [s.l.: s.n.]

CHAPMAN, T. A comparison of algorithms for streamflow recession and baseflow separation. **Hydrological Processes**, v. 13, n. July 1998, p. 701–714, 1999.

CHAPMAN, T.; MAXWELL, A. Baseflow Separation - Comparison of Numerical Methods with Tracer Experiments. **23rd Hydrology and Water Resources Symposium**, NATIONAL CONFERENCE PUBLICATION- INSTITUTION OF ENGINEERS AUSTRALIA NCP. n. May, p. 539–545, 1996.

CHIEW, F.; SIRIWARDENA, L. TREND – User Guide. **Manual, Guia, Norma**, p. 29, 2005.

CLARVIS, M. H.; ALLAN, A.; HANNAH, D. M. Water, resilience and the law: From general concepts and governance design principles to actionable mechanisms. **Environmental Science and Policy**, v. 43, p. 98–110, 2014.

COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 11–12, p. 3737–3752, 1 jun. 2016. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-015-2800-1>>. Acesso em: 4 set. 2020.

COELHO, C. A. S.; CARDOSO, D. H. F.; FIRPO, M. A. F. Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 125, n. 3–4, p. 769–784, 1 ago. 2016. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s00704-015-1540-9>>. Acesso em: 4 set. 2020.

COLLISCHONN, W.; FAN, F. M. Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 18, p. 2614–2622, ago. 2013.

COURTIOL, A. et al. Isoscape Computation and Inference of Spatial Origins With Mixed Models Using the R package IsoriX. In: **Tracking Animal Migration with Stable Isotopes**. [s.l.] Elsevier, 2019. p. 207–236.

COUTINHO, R. M.; KRAENKEL, R. A.; PRADO, P. I. Catastrophic Regime Shift in Water Reservoirs and São Paulo Water Supply Crisis. **PLOS ONE**, v. 10, n. 9, p. e0138278, 2015. Disponível em: <<http://dx.plos.org/10.1371/journal.pone.0138278>>.

CPRM, S. G. do B. **Mapa Geológico e Litoestratigráfico do Estado de São Paulo: escala 1:750.000**. [s.l.: s.n.].

CRAIG, H. Isotopic Variations in Meteoric Waters. **Science (New York, N.Y.)**, v. 133, n. 3465, p. 1702–3, maio 1961.

CROSBIE, R. S. et al. Potential climate change effects on groundwater recharge in

the High Plains Aquifer, USA. **Water Resources Research**, v. 49, n. 7, p. 3936–3951, jul. 2013.

CUNHA, A. P. M. A. et al. Extreme drought events over Brazil from 2011 to 2019. **Atmosphere**, v. 10, n. 11, 2019.

DAEE, D. de Á. e E. E. et al. **Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo escala 1:1.000.000: nota explicativa**. [s.l: s.n.].

DAEE, D. de Á. e E. E. **DAEE: Banco de Dados Hidrológicos**. Disponível em: <<http://www.hidrologia.dae.gov.br/>>.

DAMS, J. et al. Spatio-temporal impact of climate change on the groundwater system. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 5, p. 1517–1531, maio 2012.

DANIELESCU, S.; MACQUARRIE, K. T. B.; POPA, A. SEPHYDRO: A Customizable Online Tool for Hydrograph Separation. **Groundwater**, v. 56, n. 4, p. 589–593, 2018.

DANSGAARD, W. Stable isotopes in precipitation. **Tellus**, v. 16, n. 4, p. 436–468, 1964.

DE PAULA E SILVA, F.; HUNG KIANG, C.; CAETANO-CHANG, M. R. Hidroestratigrafia do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. **Águas Subterrâneas**, v. 19, n. 2, jun. 2005.

DEL CASTILLO, J. et al. Isoscapes of tree-ring carbon-13 perform like meteorological networks in predicting regional precipitation patterns. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 118, n. 1, p. 352–360, mar. 2013.

DENG, K. et al. Three Gorges Dam alters the Changjiang (Yangtze) river water cycle in the dry seasons: Evidence from H-O isotopes. **Science of the Total Environment**, v. 562, p. 89–97, 2016.

DIERAUER, J.; WHITFIELD, P. **Daily Streamflow Trend and Change Point Screening** Vienna, Austria CRAN, , 2018. .

DOBLE, R. C.; CROSBIE, R. S. Review: Current and emerging methods for catchment-scale modelling of recharge and evapotranspiration from shallow groundwater. **Hydrogeology Journal**, v. 25, n. 1, p. 3–23, 2017. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10040-016-1470-3>>.

DRUCK, S. et al. Prefácio. **Análise Espacial de Dados Geográficos**, p. 3, 2004.

DUNCAN, H. P. Baseflow separation – A practical approach. **Journal of Hydrology**, v. 575, n. November 2018, p. 308–313, 2019.

DUTTON, A. et al. Spatial distribution and seasonal variation in $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ of modern precipitation and river water across the conterminous USA. **Hydrological Processes**, v. 19, n. 20, p. 4121–4146, 2005.

ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrological Processes**, v. 19, n. 2, p. 507–515, 2005.

ECKHARDT, K. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. **Journal of Hydrology**, v. 352, n. 1–2, p. 168–173, 2008.

ECKHARDT, K. Technical note: Analytical sensitivity analysis of a two parameter recursive digital baseflow separation filter. **Hydrology and Earth System Sciences**,

v. 16, n. 2, p. 451–455, 2012.

ENDE, M. **A história sem fim**. São Paulo/SP: Matins Fontes, 2000.

ENGELBRECHT, B. Z. **Modelo conceitual de circulação de água subterrânea em aquífero cristalino no município de Itu/SP**. 2017. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro/SP, 2017. Disponível em:

<<https://repositorio.unesp.br/handle/11449/150778>>. Acesso em: 18 ago. 2020.

EVARISTO, J.; MCDONNELL, J. J. Prevalence and magnitude of groundwater use by vegetation: A global stable isotope meta-analysis. **Scientific Reports**, v. 7, n. January 2016, p. 1–12, 2017.

EZAKI, S. et al. Estudo Hidroquímico E Isotópico Das Águas Subterrâneas Na Porção Central Do Aquífero Tubarão, Estado De São Paulo – Resultados Preliminares. **Águas Subterrâneas**, n. March, 2017.

EZAKI, S. et al. Geochemical evolution, residence times and recharge conditions of the multilayered Tubarão aquifer system (State of São Paulo–Brazil) as indicated by hydrochemical, stable isotope and ¹⁴C data. **Isotopes in Environmental and Health Studies**, 2020. Disponível em:

<<https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/10256016.2020.1797714>>. Acesso em: 18 set. 2020.

FALKENMARK, M.; WANG-ERLANDSSON, L.; ROCKSTRÖM, J. Understanding of water resilience in the Anthropocene. **Journal of Hydrology X**, v. 2, p. 100009, 2019.

FOLKE, C. Resilience: The emergence of a perspective for social-ecological systems analyses. **Global Environmental Change**, v. 16, n. 3, p. 253–267, ago. 2006.

FREDERICE, A.; BRANDÃO, J. L. B. Efeito do sistema cantareira sobre o regime de vazões na bacia do rio piracicaba. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, n. 4, p. 797–810, 2016.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Groundwater**. [s.l.] Prentice-Hall, 1979.

GAO, J. et al. Precipitation Water Stable Isotopes in the South Tibetan Plateau: Observations and Modeling *. **Journal of Climate**, v. 24, n. 13, p. 3161–3178, jul. 2011.

GASTMANS, D. et al. Geochemical evolution of groundwater in a basaltic aquifer based on chemical and stable isotopic data: Case study from the Northeastern portion of Serra Geral Aquifer, São Paulo state (Brazil). **Journal of Hydrology**, v. 535, p. 598–611, 2016.

GASTMANS, D.; MENEGÁRIO, A. A.; HUTCHEON, I. Stable isotopes, carbon-14 and hydrochemical composition from a basaltic aquifer in São Paulo State, Brazil. **Environmental Earth Sciences**, v. 76, n. 4, 2017. Disponível em:

<https://idp.springer.com/authorize/casa?redirect_uri=https://link.springer.com/content/pdf/10.1007/s12665-017-6468-1.pdf&casa_token=KLgJps--KLAaaaa:hqv9_W_LXDx9Yqe6urrrmGc6lrB3mVw6US5CsKqrCldVvKFwmZEUWThYtuH-Oq8qkKcFwuiHU6wFoBRtEYA>. Acesso em: 27 out. 2020.

GEBREMICHAEL, M.; HOSSAIN, F. **Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2010.

GESUALDO, G. et al. Assessing water security in the Sao Paulo metropolitan region

- under projected climate change. **Hydrology And Earth System Sciences**, v. 23, n. 12, p. 4955–4968, 2019. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/10150/636739>>.
- GOKOOL, S. et al. Estimating groundwater contribution to transpiration using satellite-derived evapotranspiration estimates coupled with stable isotope analysis. **Journal of Arid Environments**, v. 152, n. September 2017, p. 45–54, 2018.
- GOLDSMITH, G. R. et al. Stable isotopes reveal linkages among ecohydrological processes in a seasonally dry tropical montane cloud forest. **Ecohydrology**, v. 5, n. 6, p. 779–790, 2012.
- GÓMEZ, D. et al. Aquifer Responses to Rainfall through Spectral and Correlation Analysis. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, p. 1–14, 2018.
- GOOD, S. P. et al. D/H isotope ratios in the global hydrologic cycle. p. 5042–5050, 2015.
- GOSLING, S. N.; ARNELL, N. W. A global assessment of the impact of climate change on water scarcity. **Climatic Change**, v. 134, n. 3, p. 371–385, fev. 2016.
- GUZMÁN, D. A. et al. Economic impacts of drought risks for water utilities through Severity-Duration-Frequency framework under climate change scenarios. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, p. 1–39, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/hess-2017-615>>.
- HALDER, J. et al. The Global Network of Isotopes in Rivers (GNIR): Integration of water isotopes in watershed observation and riverine research. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, n. 8, p. 3419–3431, 2015.
- HALL, F. R. Base-Flow Recessions—A Review. **Water Resources Research**, v. 4, n. 5, p. 973–983, 1968.
- HATVANI, I. G. et al. Geostatistical analysis and isoscape of ice core derived water stable isotope records in an Antarctic macro region. **Polar Science**, v. 13, p. 23–32, set. 2017.
- HEALY, R. W. **Estimating Groundwater Recharge**. Cambridge: Cambridge University Press, 2010.
- HENGL, T. **A Practical guide to Geostatistical Mapping**. [s.l: s.n.]
- HERNANDES, T. A. D.; BUFON, V. B.; SEABRA, J. E. A. Water footprint of biofuels in Brazil: assessing regional differences. **Biofuels, Bioproducts and Biorefining**, v. 8, n. 2, p. 241–252, 1 mar. 2014. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/bbb.1454>>. Acesso em: 30 abr. 2020.
- HIRATA, R. et al. O sistema Aquífero Guarani e a crise hídrica nas regiões de campinas e são paulo (sp). **Revista USP**, v. 1, n. 106, p. 59–70, 2015. Disponível em: <<http://www.revistas.usp.br/revusp/article/view/110025/108625>>. Acesso em: 20 maio. 2020.
- HUFFMAN, G. J. et al. **GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06, , Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC)**.
- IBGE, I. B. de G. e E. **Monitoramento da Cobertura e Uso da Terra** . [s.l: s.n.]. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/cobertura-e-uso-da-terra/15831-cobertura-e-uso-da-terra-do>>

brasil.html?=&t=notas-tecnicas>. Acesso em: 14 abr. 2020.

IRITANI, M. A. et al. Perigo de contaminação da água subterrânea na região de Indaiatuba a Capivari, estado de São Paulo, Brasil. **Revista do Instituto Geológico**, v. 38, n. 1, p. 1–16, 2017.

ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. **Applied Geostatistics**. [s.l: s.n.]v. 21

JASECHKO, S. et al. Substantial proportion of global streamflow less than three months old. **Nature Geoscience**, v. 9, n. 2, p. 126–129, fev. 2016.

JASECHKO, S. **Global isotope hydrogeology—Review**. [s.l: s.n.]

JASECHKO, S.; WASSENAAR, L. I.; MAYER, B. Isotopic evidence for widespread cold-season-biased groundwater recharge and young streamflow across central Canada. **Hydrological Processes**, v. 31, n. 12, p. 2196–2209, 2017.

JOHNSTON, K. et al. Using ArcGIS geostatistical analyst. In: **ESRI**. [s.l: s.n.]p. 300.

JUNG, Y. Y. et al. Using stable isotopes and tritium to delineate groundwater flow systems and their relationship to streams in the Geum River basin, Korea. **Journal of Hydrology**, v. 573, n. December 2018, p. 267–280, 2019.

KENDALL, C.; COPLEN, T. B. Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. **Hydrological Processes**, v. 15, n. 7, p. 1363–1393, 2001.

KENDALL, C.; DOCTOR, D. H. Stable Isotope Applications in Hydrologic Studies. In: **Treatise on Geochemistry**. [s.l.] Pergamon, 2003. 5–9p. 319–364.

KENDALL, C.; MCDONNELL, J. J. **Isotope tracers in catchment hydrology**. [s.l: s.n.]

KENDALL, C.; YOUNG, M. B.; SILVA, S. R. Applications of Stable Isotopes for Regional to National-Scale Water Quality and Environmental Monitoring Programs. In: **Isoscapes**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2010. p. 89–111.

KEYANTASH, J. **The Climate Data Guide: Standardized Precipitation Index (SPI)**National Center for Atmospheric Research Staff, , 2018. . Disponível em: <<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/standardized-precipitation-index-spi>>. Acesso em: 30 mar. 2020.

KEYS, P. W. et al. Invisible water security: Moisture recycling and water resilience. **Water Security**, v. 8, n. October, p. 100046, 2019.

KILLIAN, C. D. et al. Characterizing groundwater and surface-water interaction using hydrograph-separation techniques and groundwater-level data throughout the Mississippi Delta, USA. **Hydrogeology Journal**, v. 2000, p. 2167–2179, 2019.

KIM, J. H.; JACKSON, R. B. A Global Analysis of Groundwater Recharge for Vegetation, Climate, and Soils. **Vadose Zone Journal**, v. 11, n. 1, p. 0, 2012.

KITANIDIS, P. K. (Peter K. . **Introduction to geostatistics : applications to hydrogeology**. [s.l.] Cambridge University Press, 1997.

KLAUS, J.; MCDONNELL, J. J. J. Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. **Journal of Hydrology**, v. 505, p. 47–64, nov. 2013.

KNISEL JR., W. G. Baseflow Recession Analysis for Comparison of Drainage Basins and Geology. **J. Geophys. Res.**, v. 68, n. 12, p. 3649–3653, 1963.

KRAUSE, E.; KRIVORUCHKO, K. Concepts and Applications of Kriging. In: ESRI -

TECNICAL WORKSHOP, São Diego, Califórnia. **Anais...** São Diego, Califórnia: 2012.

LACEY, G. C.; GRAYSON, R. B. Relating baseflow to catchment properties in south-eastern Australia. **Journal of Hydrology**, v. 204, n. 1–4, p. 231–250, 1998.

LI, L. et al. Framework for assessing and improving the performance of recursive digital filters for baseflow estimation with application to the Lyne and Hollick filter. **Environmental Modelling and Software**, v. 41, p. 163–175, 2013.

LI, L. et al. Performance assessment and improvement of recursive digital baseflow filters for catchments with different physical characteristics and hydrological inputs. **Environmental Modelling and Software**, v. 54, p. 39–52, 2014.

LI, X. et al. Anthropogenic effects on hydrogen and oxygen isotopes of river water in cities. **International Journal of Environmental Research and Public Health**, v. 16, n. 22, nov. 2019.

LIU, Y. et al. Ecohydrological Separation Hypothesis : p. 1–19, 2020.

LOTT, D. A.; STEWART, M. T. Base flow separation: A comparison of analytical and mass balance methods. **Journal of Hydrology**, v. 535, p. 525–533, 2016.

LUCAS, M. C.; GUANABARA, R. C.; WENDLAND, E. Estimativa de recarga subterrânea em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. **Boletim Geológico y Minero**, v. 123, n. 3, p. 311–323, 2012.

LUCAS, M.; WENDLAND, E. Recharge estimates for various land uses in the Guarani aquifer system outcrop area. **Hydrological Sciences Journal**, v. 61, n. 7, p. 1253–1262, 2016.

LYKOUKDIS, S. P.; ARGIRIOU, A. A. Gridded data set of the stable isotopic composition of precipitation over the eastern and central Mediterranean. v. 112, n. June, p. 1–10, 2007.

LYNE, V.; HOLLICK, M. Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling. **Institute of Engineers Australia National Conference**, p. 89–93, 1979.

MA, C. et al. Uncertainty Estimation using Bootstrapped Kriging Predictions for Precipitation Isoscapes. **AGU Fall Meeting Abstracts**, v. 2017, p. H51E-1331, dez. 2017.

MA, Y.; SONG, X. Using stable isotopes to determine seasonal variations in water uptake of summer maize under different fertilization treatments. **Science of the Total Environment**, v. 550, p. 471–483, 2016.

MAIA, C. B. **Balanço hídrico climático distribuído como suporte a decisão para ações de restauração florestal na bacia do rio Piracicaba**. 2016. Biblioteca Digital de Teses e Dissertações da Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2016.

MARCHETTI, D. W.; MARCHETTI, S. B. Stable isotope compositions of precipitation from Gunnison, Colorado 2007–2016: implications for the climatology of a high-elevation valley. **Heliyon**, v. 5, n. 7, p. e02120, jul. 2019.

MARENGO, J. A. et al. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 15, p. 2241–2255, dez. 2009.

MARENGO, J. A. et al. A seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo.

- Revista USP**, v. 106, p. 31–44, 2015. Disponível em: <<http://www.periodicos.usp.br/revusp/article/view/110101/108684>>. Acesso em: 16 abr. 2020.
- MARTINELLI, L. A. et al. Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon basin. **Journal of Hydrology**, v. 183, n. 3–4, p. 191–204, 1996.
- MARTINELLI, L. A. et al. Isotopes in Environmental and Health Studies The Piracicaba river basin : isotope hydrology of a tropical river basin under anthropogenic stress. **Isotopes in Environmental and Health Studies**, v. 40, n. March 2004, p. 45–56, 2004.
- MARTINS, P. D. et al. Study of water resources management plans as a tool for integrated watershed management. **International Journal of River Basin Management**, v. 15, n. 4, p. 445–452, 2 out. 2017. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/15715124.2017.1372444>>. Acesso em: 20 abr. 2020.
- MATSUI, E. et al. Vazões relativas dos rios Negro e Solimões através das concentrações de ^{18}O (). **Acta Amazonica**, v. 2, n. 3, p. 31–46, dez. 1972.
- MATSUI, E. et al. Isotopic hydrology in the Amazonia: 2. Relative discharges of the Negro and Solimões rivers through ^{18}O concentrations. **Water Resources Research**, v. 12, n. 4, p. 781–785, 1976.
- MCDONNELL, J. J. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 9, p. 1869–1875, jun. 2003.
- MCGUIRE, K. J.; MCDONNELL, J. Stable Isotope Tracers in Watershed Hydrology. In: **Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science: Second Edition**. Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd, 2008. p. 334–374.
- MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. **The relationship of drought frequency and duration to time scales**. In: **Proceedings of the Ninth Conference on Applied Climatology**. American Meteorological Society. [s.l: s.n.].
- MEKONNEN, M. M.; HOEKSTRA, A. Y. Four billion people facing severe water scarcity. **Science Advances**, v. 2, n. 2, p. e1500323, fev. 2016.
- MELATI, M. D.; FAN, F. M.; ATHAYDE, G. B. Groundwater recharge study based on hydrological data and hydrological modelling in a South American volcanic aquifer. **Comptes Rendus Geoscience**, n. xxxx, p. 1–10, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.crte.2019.06.001>>.
- MELO, D. de C. D.; WENDLAND, E. Shallow aquifer response to climate change scenarios in a small catchment in the guarani aquifer outcrop zone. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 89, n. 1, p. 391–406, maio 2017.
- MELO, D. de C. D.; WENDLAND, E.; GUANABARA, R. C. Estimativa de recarga subterrânea por meio de balanço hídrico na zona não saturada do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 39, n. 5, p. 1335–1343, 2015.
- MEYBOOM, P. Estimating ground-water recharge from stream hydrographs. **Journal of Geophysical Research**, v. 66, n. 4, p. 1203, 1961.
- MILANI, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu

relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. **Curso de Pós-Graduação em Geociências**, n. November 2015, p. 255, 2 vol., 1998.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MAANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2004.

MOOK, W. G. et al. Environmental isotopes in the hydrological cycle: principles and applications. v. Vol. I, 2000.

MORTATTI, J. et al. HYDROGRAPH SEPARATION OF THE AMAZON RIVER USING ^{18}O AS AN ISOTOPIC TRACER. **Scientia Agricola**, v. 54, n. 3, p. 167–173, set. 1997.

MUTZNER, R. et al. Geomorphic signatures on Brutsaert base flow recession analysis. **Water Resources Research**, v. 49, n. 9, p. 5462–5472, 2013.

NATHAN, R. J.; MCMAHON, T. A. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. **Water Resources Research**, v. 26, n. 7, p. 1465–1473, 1990.

NAZARI, F. et al. Spatial and temporal dynamics of deep percolation, lag time and recharge in an irrigated semi-arid region. **Hydrogeology Journal**, 2018.

NIDIS, N. I. D. I. S. **Climate and Drought Indices in Python** National Drought Mitigation Center, , 2020. . Disponível em: <<https://www.drought.gov/drought/climate-and-drought-indices-python>>. Acesso em: 30 mar. 2020.

NOBRE, C. A. et al. Some Characteristics and Impacts of the Drought and Water Crisis in Southeastern Brazil during 2014 and 2015. **Journal of Water Resource and Protection**, v. 08, n. 02, p. 252–262, 2016.

OAS, O. of A. S. Guarani Aquifer: strategic action program. p. 224, 2009. Disponível em: <<https://www.oas.org/DSD/WaterResources/projects/Guarani/SAP-Guarani.pdf>>.

PANG, Z. et al. Processes affecting isotopes in precipitation of an arid region. **Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 63, n. 3, p. 352–359, 2011.

PARNELL, A. C. et al. Bayesian stable isotope mixing models. **Environmetrics**, v. 24, n. 6, p. 387–399, 2013.

PARNELL, A. C. **Package “simmr”**, 2019. .

PARTINGTON, D. et al. Evaluation of outputs from automated baseflow separation methods against simulated baseflow from a physically based, surface water-groundwater flow model. **Journal of Hydrology**, v. 458–459, p. 28–39, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.029>>.

PATNAIK, S. et al. Effect of catchment characteristics on the relationship between past discharge and the power law recession coefficient. **Journal of Hydrology**, v. 528, p. 321–328, 2015.

PCJ, A. das bacias. **Primeira Revisão do Plano das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiáí 2010 a 2020. Relatório Final. Tomo I - Diagnóstico**. [s.l.] Fundação Agência das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiáí, 2018a.

- PCJ, A. das bacias. **Relatório da situação dos recursos hídricos 2018: UGRHI 5 bacias hidrográficas dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiáí**. Piracicaba: Fundação Agência das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiáí, 2018b.
- PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 5, p. 1633–1644, 2007.
- PELLEGRINI, M. et al. Tooth enamel oxygen “isoscares” show a high degree of human mobility in prehistoric Britain. **Scientific Reports**, v. 6, out. 2016.
- PERIOTTO, N. A.; TUNDISI, J. G. A characterization of ecosystem services, drivers and values of two watersheds in São Paulo state, Brazil. **Brazilian Journal of Biology**, v. 78, n. 3, p. 397–407, 2018.
- PFAHL, S.; SODEMANN, H. What controls deuterium excess in global precipitation? **Climate of the Past**, v. 10, n. 2, p. 771–781, abr. 2014.
- QUAGGIO, C. S. et al. Águas Subterrâneas; Hidrogeoquímica; Gestão de Recursos Hídricos. v. 43, p. 176–188, 2020.
- R CORETEAM. **R: A language and environment for statistical computing** Vienna, Austria R Foundation for Statistical Computing, , 2019. .
- RANK, D. et al. Environmental isotope ratios of river water in the Danube basin. **Monitoring isotopes in rivers: Creation of the global network of isotopes in rivers (GNIR)**, p. 13–31, 2012.
- RANK, D. et al. A 50 Years’ isotope record of the danube river water and its relevance for hydrological, climatological and environmental research. **Acta Zoologica Bulgarica**, v. 66, n. SUPPL. 7, p. 109–115, 2014.
- RECKERTH, A. et al. Long-term data set analysis of stable isotopic composition in German rivers. **Journal of Hydrology**, v. 552, p. 718–731, 2017.
- REIS, C. M. dos; et al. Characterization of the waters in Marajo region (PA-Brazil) through O-18 and D concentrations. **Acta Amazonica**, v. v7, n. 2, p. 209–222, 1976.
- RENÉE BROOKS, J. et al. Ecohydrologic separation of water between trees and streams in a Mediterranean climate. **Nature Geoscience**, v. 3, n. 2, p. 100–104, fev. 2010.
- RISI, C. et al. Can we determine what controls the spatio-temporal distribution of d-excess and 17O-excess in precipitation using the LMDZ general circulation model? **Climate of the Past**, v. 9, n. 5, p. 2173–2193, set. 2013.
- RISI, C.; BONY, S.; VIMEUX, F. Influence of convective processes on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation and water vapor in the tropics: 2. Physical interpretation of the amount effect. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D19, p. D19306, out. 2008.
- ROCHA, R. E. et al. Spatial variations in soil hydraulic conductivity in a Guarani Aquifer System recharge area. **Revista do Instituto Geológico**, v. 40, n. 2, p. 35–51, nov. 2019.
- RODELL, M. et al. The Global Land Data Assimilation System. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 3, p. 381–394, mar. 2004.

- ROSS, A. Speeding the transition towards integrated groundwater and surface water management in Australia. **Journal of Hydrology**, v. 567, p. e1–e10, 2018.
- ROSSI, M. **Mapa Pedológico do Estado de São Paulo: revisado e ampliado**. São Paulo: Instituto Florestal, 2017.
- ROTHFUSS, Y.; JAVAUX, M. Reviews and syntheses: Isotopic approaches to quantify root water uptake: A review and comparison of methods. **Biogeosciences**, v. 14, n. 8, p. 2199–2224, 2017.
- ROZANSKI, K.; ARAGUAS-ARAGUAS, L.; GONFIANTINI, R. Relation Between Long-Term Trends of Oxygen-18 Isotope Composition of Precipitation and Climate. **Science**, v. 258, n. 5084, p. 981–985, 1992.
- SALATI, E. et al. Recycling of water in the Amazon Basin: An isotopic study. **Water Resources Research**, v. 15, n. 5, p. 1250–1258, 1979.
- SANASA, S. de A. de Á. e S. **Diagnóstico do plano diretor do município de Campinas**. [s.l.: s.n.].
- SÁNCHEZ-MURILLO, R. et al. Spatial and Temporal Variation of Stable Isotopes in Precipitation across Costa Rica : An Analysis of Historic GNIP Records. v. 2013, n. October, p. 226–240, 2013.
- SÁNCHEZ-MURILLO, R. et al. Baseflow recession analysis in the inland Pacific Northwest of the United States. **Hydrogeology Journal**, v. 23, n. 2, p. 287–303, 2015.
- SÁNCHEZ-MURILLO, R. et al. Key drivers controlling stable isotope variations in daily precipitation of Costa Rica: Caribbean Sea versus Eastern Pacific Ocean moisture sources. **Quaternary Science Reviews**, v. 131, p. 250–261, 2016.
- SÁNCHEZ-MURILLO, R. et al. Isotopic composition in precipitation and groundwater in the northern mountainous region of the Central Valley of Costa Rica. **Isotopes in Environmental and Health Studies**, v. 53, n. 1, p. 1–17, 2017.
- SÁNCHEZ-MURILLO, R.; BIRKEL, C. Groundwater recharge mechanisms inferred from isoscapes in a complex tropical mountainous region. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 10, p. 5060–5069, 2016.
- SÁNCHEZ-ROMÁN, R. M.; FOLEGATTI, M. V; ORELLANA-GONZÁLEZ, A. M. G. Water resources situation at piracicaba, capivari and jundiá watersheds using a dynamic systems model. **Engenharia Agrícola**, v. 29, n. 4, p. 578–590, 2009.
- SANTAROSA, L. V. L. V.; MANZIONE, R. L. R. L. Soil variables as auxiliary information in spatial prediction of shallow water table levels for estimating recovered water volume. v. 23, 2018.
- SANTHI, C. et al. Regional estimation of base flow for the conterminous United States by hydrologic landscape regions. **Journal of Hydrology**, v. 351, n. 1–2, p. 139–153, 2008.
- SANTOS, F. M. dos; DE OLIVEIRA, R. P.; MAUAD, F. F. Evaluating a parsimonious watershed model versus SWAT to estimate streamflow, soil loss and river contamination in two case studies in Tietê river basin, São Paulo, Brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 29, p. 100685, 2020.
- SANTOS, V. dos et al. Variabilidade da Composição Isotópica da Precipitação na Região Central do Estado de São Paulo. **Águas Subterrâneas**, v. 33, n. 2, p. 171–

181, 2019a.

SANTOS, V. dos et al. Regional atmospheric dynamics govern interannual and seasonal stable isotope composition in southeastern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 579, 1 dez. 2019b.

SÃO PAULO, G. do E. de. **Mapa de cobertura da terra do Estado de São Paulo na escala de 1:100.000**. São Paulo: Secretaria de Meio ambiente do Estado de São Paulo, 2010.

SÃO PAULO, G. do E. de. **Situação dos recursos hídricos no Estado de São Paulo: 2015**. 6. ed. São Paulo: Coordenadoria de Recursos Hídricos, 2017.

SCANLON, B. R.; HEALY, R. W.; COOK, P. G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. **Hydrogeology Journal**, v. 10, n. 1, p. 18–39, 2002.

SCARPARE, F. V. et al. Sugarcane water footprint under different management practices in Brazil: Tietê/Jacaré watershed assessment. **Journal of Cleaner Production**, v. 112, p. 4576–4584, 20 jan. 2016.

SCHOLL, M. A. et al. Stable-isotope and solute-chemistry approaches to flow characterization in a forested tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico. **Applied Geochemistry**, v. 63, p. 484–497, 2015.

SCHOLL, M. A.; MURPHY, S. F. Precipitation isotopes link regional climate patterns to water supply in a tropical mountain forest, eastern Puerto Rico. **Water Resources Research**, v. 50, n. 5, p. 4305–4322, maio 2014.

SHARMA, A. et al. Oxygen, deuterium, and strontium isotope characteristics of the Indus River water system. **Geomorphology**, v. 284, p. 5–16, 2017.

SILVA, J. A. F. da. **Estimativa de recarga e caracterização hidroquímica e isotópica das águas subterrâneas dos aquíferos da região do canal do Jurubatuba**. 2018. Biblioteca Digital de Teses e Dissertações da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44138/tde-10092018-140016/>>. Acesso em: 18 ago. 2020.

SILVEIRA, C. S.; CARDOSO, G. O Uso de Isótopos Ambientais em Estudos Hidrogeológicos no Brasil : Uma Resenha Crítica. **Anuario do Instituto de Geociências**, v. 25, p. 25–43, 2002.

SINGH, S. K. et al. Towards baseflow index characterisation at national scale in New Zealand. **Journal of Hydrology**, v. 568, n. November 2018, p. 646–657, 2019.

SMAKHTIN, V. U. Low flow hydrology: A review. **Journal of Hydrology**, v. 240, n. 3–4, p. 147–186, 2001.

SOARES, A. **Geoestatística para as ciências da terra e do ambiente**. 2. ed. Lisboa: IST Press, 2006.

SOPHOCLEOUS, M. Interactions between groundwater and surface water: The state of the science. **Hydrogeology Journal**, v. 10, n. 1, p. 52–67, 2002.

SOULSBY, C. et al. Inferring groundwater influences on surface water in montane catchments from hydrochemical surveys of springs and streamwaters. **Journal of Hydrology**, 2007.

- SOUZA, V.; GALVANI, E. Distribuição Espaço Temporal Da Precipitação Pluvial E Sua Interação Com O Relevo Na Bacia Do Rio Jacaré Guaçu (SP) Temporal and spatial distribution of rainfall and interaction with relief in Jacaré Guaçu watershed (São Paulo State-Brazil). **Ciência e Natura**, v. 39, p. 110–124, 2017.
- STEWART, M.; CIMINO, J.; ROSS, M. Calibration of base flow separation methods with streamflow conductivity. **Ground Water**, v. 45, n. 1, p. 17–27, 2007.
- STEWART, M. K. Promising new baseflow separation and recession analysis methods applied to streamflow at Glendhu Catchment, New Zealand. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, n. 6, p. 2587–2603, 2015.
- STRADIOTO, M. R.; CHANG, H. K. Aquífero Bauru No Estado De São Paulo. v. 34, n. 3, p. 411–422, 2015.
- STUMPP, C.; KLAUS, J.; STICHLER, W. Analysis of long-term stable isotopic composition in German precipitation. **Journal of Hydrology**, v. 517, p. 351–361, set. 2014.
- TAFFARELLO, D. et al. Modeling freshwater quality scenarios with ecosystem-based adaptation in the headwaters of the Cantareira system, Brazil. **Hydrol. Earth Syst. Sci**, v. 22, p. 4699–4723, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/hess-22-4699-2018>>.
- TALLAKSEN, L. M. A review of baseflow recession analysis. **Journal of Hydrology**, v. 165, n. 1–4, p. 349–370, fev. 1995.
- TANAJURA, D. D. S.; LEITE, C. B. B. Quantificação da vulnerabilidade natural à contaminação das águas subterrâneas da sub-bacia hidrográfica Jacaré-Pepira/SP. **Águas Subterrâneas**, v. 30, n. 3, p. 306, 2016.
- TE CHOW, V. et al. **Hidrologia aplicada**. [s.l.] McGraw-Hill, 1993.
- TERZER, S. et al. Global isoscapes for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in precipitation: Improved prediction using regionalized climatic regression models. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 11, p. 4713–4728, 2013.
- TETZLAFF, D. et al. Conceptualization of runoff processes using a geographical information system and tracers in a nested mesoscale catchment. **Hydrological Processes**, 2007.
- TETZLAFF, D. et al. A preliminary assessment of water partitioning and ecohydrological coupling in northern headwaters using stable isotopes and conceptual runoff models. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 25, p. 5153–5173, 2015a.
- TETZLAFF, D. et al. Tracer-based assessment of flow paths, storage and runoff generation in northern catchments: a review. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 16, p. 3475–3490, jul. 2015b.
- THOMAS, J. M.; ROSE, T. P. Environmental isotopes in hydrogeology. In: Environmental Geology, 5, **Anais...**CRC Press/Lewis Publishers, 2003.
- TJ, C. de B. H. das B. T.-J. **Relatório de situação dos recursos hídricos 2019: UGRHI 13 bacias dos rios Tietê - Jacaré**. [s.l: s.n.].
- TOBLER, W. R. A Computer Movie Simulating Urban Growth in the Detroit Region. **Economic Geography**, v. 46, p. 234, jun. 1970.

- UN, U. N. **The Millennium Development Goals Report 2015**. [s.l.: s.n.].
- VALEZIO, E. V.; PEREZ FILHO, A. Alterações antrópicas e repercussões na dinâmica do rio Jacaré-Pepira (SP). In: **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**. 1. ed. [s.l.] UNICAMP, 2017. 1p. 6836–6845.
- VIEIRA, O. J.; SALATI, E. Deuterium and oxygen-18 concentrations in rain and river waters from Minas Gerais, Sao Paulo and Parana States, Brazil. **Ciencia e Pratica**, v. 6, n. 2, p. 171–187, 1982.
- VITVAR, T.; AGGARWAL, P. K.; MCDONNELL, J. J. A Review of Isotope Applications in Catchment Hydrology. In: **Isotopes in the Water Cycle**. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. p. 151–169.
- VOGEL, R. M.; KROLL, C. N. Regional geohydrologic-geomorphic relationships for the estimation of low-flow statistics. **Water Resources Research**, v. 28, n. 9, p. 2451–2458, set. 1992.
- VOSS, K. A. et al. Variation of deuterium excess in surface waters across a 5000-m elevation gradient in the east-central Himalaya. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, n. November, p. 1–20, 2018.
- WASSENAAR, L. I.; ATHANASOPOULOS, P.; HENDRY, M. J. Isotope hydrology of precipitation, surface and ground waters in the Okanagan Valley, British Columbia, Canada. **Journal of Hydrology**, v. 411, n. 1–2, p. 37–48, 2011.
- WELSH, K. et al. Isotope hydrology of a tropical coffee agroforestry watershed: Seasonal and event-based analyses. **Hydrological Processes**, v. 32, n. 13, p. 1965–1977, jun. 2018.
- WENDLAND, E.; GOMES, L. H.; TROEGER, U. Recharge contribution to the Guarani aquifer system estimated from the water balance method in a representative watershed. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 87, n. 2, p. 595–609, 2015.
- WEST, A. G.; FEBRUARY, E. C.; BOWEN, G. J. Spatial analysis of hydrogen and oxygen stable isotopes (“isoscapes”) in ground water and tap water across South Africa. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 145, p. 213–222, 2014.
- WINTER, T. C. et al. **Ground water and surface water: A single resource**. [s.l.: s.n.]
- WMO, W. M. O. **Standardized Precipitation Index User Guide**. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization (WMO), 2012.
- YAMAMOTO, J. K.; LANDIM, P. M. B. **Geoestatística: conceitos e aplicações**. São Paulo: Oficina de Textos, 2013.
- YAMANAKA, T. et al. How reliable are modeled precipitation isoscapes over a high-relief mountainous region? **Hydrological Research Letters**, v. 9, n. 4, p. 118–124, 2015.
- YANG, K. et al. Spatial and Seasonal Variation of O and H Isotopes in the Jiulong River, Southeast China. **Water**, v. 10, n. 11, p. 1677, 2018.
- ZHANG, J. et al. Evaluating relative merits of four baseflow separation methods in Eastern Australia. **Journal of Hydrology**, v. 549, p. 252–263, 2017a.
- ZHANG, Y. et al. Regression modeling of baseflow and baseflow index for Michigan

USA. **Water (Switzerland)**, v. 5, n. 4, p. 1797–1815, 2013.

ZHANG, Z. Q. et al. Tritium analysis shows apple trees may be transpiring water several decades old. **Hydrological Processes**, v. 31, n. 5, p. 1196–1201, 2017b.

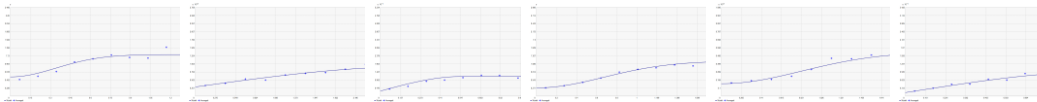
ZOMLOT, Z. et al. Spatial distribution of groundwater recharge and base flow: Assessment of controlling factors. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, p. 349–368, 2015.

Anexo A. Estatística descritiva, parâmetros variográficos e validação cruzada dos mapas apresentados

	Águas da Chuva	Águas da Chuva (Úmido)	Águas da Chuva (Seco)	Água Subterrânea
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$
Estatística Descritiva				
Nº de Amostras	355	355	355	43
Mínimo	-9	-8,8	-6,7	-8
Máximo	-4,6	-5,2	-2,9	-5,84
Média	-5,7	-6,2	-4,0	-6,9
Mediana	-5,6	-6,0	-3,9	-7
Desvio Padrão	0,6	0,6	0,6	0,46
Curtose	5,4	4,6	5,5	2,9
Variograma				
Variograma				
Modelo	Exponencial	Esférico	Esférico	Exponencial
A_0 (m)	3,36	3	3,5	1,10
C	0,62	0,52	0,49	0,02
C_0	0	0,01	0,03	0,18
Lags	9	10	10	12
Lag size	0,37	0,37	0,37	0,15
Validação Cruzada				
RMS	0,23	0,19	0,22	0,37
MS	0,001	0,0005	0,0002	-0,005
RMSS	0,84	0,84	0,84	1,08
ASE	0,27	0,23	0,26	0,33

A_0 : Alcance; C_0 : Efeito Pepita; C: Patamar; MS: média padronizada (Mean Standardized); RMSS: valor médio quadrático padronizado (Root-Mean-Square Standardized); ASE: desvio padrão médio (Average Standard Error); RMS: valor médio quadrático (Root-Mean-Square)

Anexo A (continuação): Estatística descritiva, parâmetros variográficos e validação cruzada dos mapas apresentados

	Águas dos rios (Úmido)			Águas dos rios (Seco)		
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	<i>d-excess</i>	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	<i>d-excess</i>
Estatística Descritiva						
Nº de Amostras	58	58	58	60	60	60
Mínimo	-10,2	-65,8	2,2	-7,6	-45,8	4,48
Máximo	-4,8	-36,6	18,4	-3,7	-17,6	17,1
Média	-7,2	-47,2	10,6	-6,0	-37,2	10,9
Mediana	-7,0	-45,8	10,5	-6,7	-37,9	11,1
Desvio Padrão	1,0	7,70	3,4	0,9	5,8	2,72
Curtose	3,4	2,91	3,2	2,6	4,4	2,51
Variograma						
Variograma						
Modelo	Gaussiano	Esférico	Esférico	Gaussiano	Gaussiano	Circular
A_0 (m)	0,83	2,4	0,55	1,63	2,00	0,77
C	0,53	58,9	8,5	0,90	39,3	7,38
C_0	0,62	24	3	0,27	15,4	1,38
Lags	12	9	12	12	11	12
Lag size	0,13	0,27	0,12	0,18	0,20	0,09
Validação Cruzada						
RMS	0,79	5,96	2,90	0,57	4,17	2,08
MS	0,004	0,016	0,012	0,005	0,020	-0,005
RMSS	0,94	0,96	1,03	0,98	0,98	1,05
ASE	0,84	6,21	2,81	0,58	4,22	1,94

A_0 : Alcance; C_0 : Efeito Pepita; C: Patamar; MS: média padronizada (Mean Standardized); RMSS: valor médio quadrático padronizado (Root-Mean-Square Standardized); ASE: desvio padrão médio (Average Standard Error); RMS: valor médio quadrático (Root-Mean-Square)

Anexo B. Resultado dos isótopos estáveis dos rios e águas subterrâneas

COD BACIA	COD ROTA	Longitude	Latitude	Rios (Jan. 2018)			Rios (Jul. 2018)		
				$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	<i>d-excess</i>	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	<i>d-excess</i>
ATB01	R501	-46.2647	-23.0952	-9.13	-56.5	16.54	-5.73	-35.4	10.44
ATB02	R407	-46.5567	-23.1061	-8.43	-57.9	9.54	-4.69	-30.2	7.32
ATB03	R406	-46.7971	-22.9912	-6.86	-46.6	8.28	-4.89	-31.1	8.02
ATB04	R308	-46.9562	-22.9112	-6.88	-45.7	9.34	-5.26	-32.5	9.58
ATB05	R311	-47.1613	-22.7572	---	---	---	-4.72	-29.6	8.16
CAM01	R506	-46.5662	-22.6971	-10.21	-65.8	15.88	-6.66	-37.5	15.78
CAM02	R404	-46.8434	-22.7202	-7.51	-55.9	4.18	-5.79	-36.8	9.52
CAM03	R402	-47.0027	-22.6609	-8.82	-65.6	4.96	-5.65	-36.3	8.9
CAP01	R303	-47.1008	-22.9683	-7	-47.8	8.2	-5.43	-33.2	10.24
CAP02	R208	-47.3213	-22.9546	-7.74	-51.5	10.42	-5.18	-32.7	8.74
CAP03	R207	-47.4807	-23.003	-9.42	-63.8	11.56	-5.28	-33.7	8.54
COR01	R110	-47.662	-22.1328	-6.73	-42.8	11.04	-6.91	-42.1	13.18
COR02	R201	-47.5708	-22.3531	-7.53	-49.3	10.94	-6.69	-41.5	12.02
COR03	R202	-47.5145	-22.3645	-6.08	-37.5	11.14	-5.8	-35.2	11.2
COR04	R101	-47.6626	-22.3932	-6.78	-41.4	12.84	-7.04	-42.7	13.62
COR05	R102	-47.7554	-22.5129	-7	-43.4	12.6	-5.7	-34.2	11.4
COR06	R204	-47.6768	-22.6853	-6.74	-44.5	9.42	-6.82	-40.6	13.96
JAG01	R504	-46.1331	-22.7403	-8.33	-53.5	13.14	-7.65	-44.1	17.1
JAG02	R503	-46.3274	-22.8557	-9.49	-62.1	13.82	-6.75	-40.7	13.3
JAG03	R502	-46.2789	-22.9335	-9.35	-64.1	10.7	-5.79	-35.6	10.72
JAG04	R505	-46.5435	-22.904	-8.63	-55.8	13.24	-6.17	-35.4	13.96
JAG05	R405	-46.7839	-22.8518	-6.68	-45.8	7.64	-5.48	-34.3	9.54
JAG06	R401	-46.9965	-22.5622	-4.87	-36.7	2.26	-4.86	-34.3	4.58
JAG07	R403	-46.9858	-22.7089	-6	-39.8	8.2	-5.66	-34.6	10.68
JAG08	R309	-47.215	-22.6583	-5.42	-38.8	4.56	-5.38	-34.2	8.84
JAU01	R106	-48.3992	-22.3401	-6.64	-40.2	12.92	-6.75	-41.5	12.5
JAU02	R604	-48.5659	-22.2793	-7.14	-46.6	10.52	-6.19	-42.7	6.82
JG01	R109	-47.8648	-22.2582	-7.41	-48.8	10.48	-7.09	-43.9	12.82
JG02	R601	-47.8348	-22.0868	-7.64	-43.1	18.02	-7.07	-42.8	13.76
JG03	R603	-48.0904	-22.0614	-7.06	-45.2	11.28	-6.08	-42.5	6.14
JG04	R609	-48.2506	-21.894	-7.46	-48.49	11.19	-6.78	-42.7	11.54
JG05	R608	-48.3762	-21.9898	-7.64	-49.83	11.29	-7.07	-45.6	10.96
JG06	R701	-48.4453	-21.7394	-7.3	-46.73	11.67	-6.56	-40.4	12.08
JG07	R707	-48.4897	-21.8509	-6.52	-40.5	11.66	-6.83	-42	12.64
JG08	R702	-48.7778	-21.7856	-6.87	-45.32	9.64	-7.17	-43	14.36
JP01	R105	-48.1596	-22.4229	-6.02	-39.8	8.36	-6.37	-40.3	10.66
JP02	R108	-48.0984	-22.3057	-6.93	-44.9	10.54	-6.61	-40.4	12.48
JP03	R107	-48.2288	-22.2634	-7.04	-42.7	13.62	-6.66	-41	12.28
JP04	R708	-48.6125	-21.9858	-6.88	-36.6	18.44	-7.1	-44	12.8
JP05	R602	-48.4391	-22.0776	-7.78	-45.8	16.44	-6.34	-43.9	6.82
JND01	R307	-46.9369	-23.1647	-7.18	-51	6.44	-4.94	-31	8.52
JND02	R304	-47.1806	-23.1084	-7.94	-54.6	8.92	-3.72	-17.6	12.16
JND03	R305	-47.2862	-23.2054	-8.47	-58.9	8.86	-4.71	-31.7	5.98
JND04	R306	-47.1078	-23.2544	-7.33	-52.3	6.34	-4.83	-30.8	7.84
LEN01	R606	-48.5919	-22.7004	-6.62	-41.6	11.36	-5.44	-33.2	10.32
LEN02	R607	-48.7855	-22.595	-6.47	-41.72	10.04	-6.49	-40.5	11.42
PIR01	R310	-47.1777	-22.8049	---	---	---	-4.91	-28.8	10.48
PIR02	R210	-47.2685	-22.5623	-5.95	-37.9	9.7	-5.83	-37.3	9.34
PIR03	R301	-47.4173	-22.5249	-5.85	-39.3	7.5	-3.87	-19.8	11.16
PIR04	R209	-47.4472	-22.8436	-6.52	-41.1	11.06	-6.14	-39.1	10.02
PIR05	R203	-47.5833	-22.6891	-7	-46.6	9.4	-5.69	-33	12.52
PIR06	R205	-47.7784	-22.693	-6.34	-42.7	8.02	-5.91	-35.2	12.08
PIR07	R103	-47.8478	-22.561	-7.16	-44	13.28	-6.58	-38.3	14.34
PIR08	R104	-48.0794	-22.5656	-6.27	-38.8	11.36	-6.77	-40.5	13.66
TIE01	R605	-48.5688	-22.3798	-5.88	-37.5	9.54	-5.66	-38.9	6.38
TIE02	R709	-48.7534	-22.3528	-7.25	-39.9	18.1	-6.38	-43.4	7.64
TIE03	R705	-49.0585	-22.3106	-7.11	-47.3	9.58	-5.79	-31.5	14.82
TIE04	R704	-49.0382	-22.1496	-6.72	-46.6	7.16	-7.25	-44.4	13.6
TIE05	R706	-48.727	-22.0788	-8.55	-52.4	16	-6.84	-42.2	12.52
TIE06	R703	-49.02	-21.944	-7.08	-50.9	5.74	-7.52	-44.2	15.96

Município	Longitude	Latitude	Águas Subterrâneas		
			$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	<i>d-excess</i>
Analândia	-47.663	-22.126	-7.95	-51.8	11.80
Itirapina	-47.823	-22.253	-7.49	-48.8	11.12
São Carlos	-47.891	-22.018	-7.18	-46.1	11.34
Ribeirão Bonito	-48.176	-22.067	-7.29	-47.0	11.32
São Pedro	-47.914	-22.549	-7.10	-45.4	11.40
Jundiá	-46.884	-23.186	-6.17	-38.2	11.16
Bom Jesus dos Perdões	-46.465	-23.135	-6.32	-38.8	11.76
Monte Alegre do Sul	-46.681	-22.682	-6.16	-37.3	11.98
Jaguariúna	-46.986	-22.706	-6.05	-38.3	10.10
Extrema/MG	-46.321	-22.832	-6.69	-40.4	13.12
Bragança Paulista	-46.542	-22.952	-5.84	-35.3	11.42

Anexo C. Análise de diferentes métodos de separação de hidrograma

Os métodos de separação de hidrograma selecionado no presente estudo foi o de Collischonn e Fan (2013). Entretanto, outros métodos foram considerados no processo seleção do melhor método para separação de hidrograma para as bacias estudadas. Estes foram reunidos para a defesa da qualificação e foram suprimidos nesta versão do texto para melhorar a fluidez da leitura. Assim, neste anexo serão apresentados os métodos e resultados que motivaram a escolha do melhor método para separação de hidrograma, com o intuito único de compartilhar esta análise para futuras aplicações desses métodos nas bacias estudadas.

Métodos

Para o método de Eckhardt (2005) foram utilizados três formas de calcular o BFI_{max} : (I) os valores de Eckhardt ponderados conforme Borges et al. (2017); (II) o BFI_{max} calculado pelo filtro inverso e; (III) utilizando a equação proposta por Collischonn e Fan (2013, ver Capítulos 3 e 7).

O método de Eckhardt (2005) define valores fixos para BFI_{max} baseados nas características do rio e da hidrogeologia dos aquíferos e as descarga nos canais dos rios, os valores assumidos para rios perenes sobre aquíferos fissurais é de 0,25 e porosos é de 0,80. Borges et al. (2018) propôs a ponderação dos valores fixos definidos por Eckhardt baseado na identificação da porcentagem de área desses aquíferos na área de contribuição das estações fluviométricas ou das bacias hidrográficas.

O BFI_{max} do filtro inverso foi calculado pela relação entre o fluxo de base em duas etapas de tempo (b'_{t-1} e b'_t) dado o valor da constante de recessão (c) usada com um movimento inverso no filtro aplicado nos valores observados da hidrógrafa para calcular o máximo possível da descarga do aquífero para o rio na forma do fluxo de base (COLLISCHONN; FAN, 2013):

$$b'_{i-1} = \frac{b'_1}{c} \quad (19)$$

Collischonn e Fan (2013) propuseram estimar o valor de BFI_{max} , baseado na relação linear entre as vazões de referência (Q_{90}/Q_{50}) que pode ser usada para derivar valores de BFI_{max} excluindo o efeito da área de captação da bacia. Assim, os valores de BFI_{max} podem ser obtidos através da análise de recessão para $BFI_{max} < 1$ e aplicados em estações fluviométricas localizadas na região Centro-Sul do Brasil (Equação 14).

Outro filtro digital recursivo muito difundido e considerado neste estudo é o de Lyne e Hollick (1979) na versão revisada por Chapman e Maxwell (1996), que utiliza apenas o coeficiente de recessão (c) para derivar os valores de fluxo de base (b_i) em relação ao fluxo de base (b_{i-1}) anterior e a vazão (Q_t):

$$b_i = \frac{c}{2-c} b_{i-1} + \frac{1-c}{2-c} Q_t \quad (21)$$

A decomposição de hidrograma foi realizada no software R (R CORETEAM, 2019) utilizando o pacote “FlowScreen” (DIERAUER; WHITFIELD, 2017) que apresenta o filtro digital de Eckhardt (2005) e o filtro de Chapman e Maxwell (1996) como metodologias para decomposição de hidrograma.

Para analisar a contribuição do fluxo de base nas diferentes aplicações dos filtros e nas séries de dados foi calculado do BFI e os parâmetros de qualidade apresentados no Capítulo 7.1.

Resultados e comparação entre os métodos

Os valores de BFI_{max} obtidos pelos diferentes métodos apresentam valores médios de $0,65 \pm 0,08$ utilizando a equação de Collischonn e Fan (2013, CF), de $0,46 \pm 0,22$ para o método de Eckhardt ponderado (EKDP) e $0,80 \pm 0,11$ para o método do filtro inverso (INV, Tabela 11). O BFI_{max} mostra diferenças entre os métodos, sobretudo pelos valores superestimados apresentados pelo método do filtro inverso.

Tabela 11. Valores de BFI_{max} para os diferentes métodos, Collischonn e Fan (CF), Eckhardt ponderado (EKDP) e filtro inverso (INV)

Bacias	Estações	BFI_{max}		
		CF	EKDP	INV
ATB	3D006	0,62	0,28	0,83
	4D009	0,60	0,28	0,82
JAG	3D009	0,54	0,25	0,89
	4D001	0,58	0,29	0,89
CAM	3D002	0,61	0,25	0,87
	3D001	0,62	0,29	0,74
CAP	6242	0,55	0,50	0,62
COR	4D023	0,84	0,8	0,88
	4D021	0,64	0,76	0,65
JG	5C013	0,78	0,67	0,94
	5C027	0,82	0,70	0,82
	5C029	0,67	0,76	0,68
	5C028	0,71	0,70	0,85
JP	5D028	0,69	0,69	0,68
JAU	5D029	0,67	0,56	0,71
Média		0,65±0,08	0,46±0,22	0,80±0,11

A vazão específica total e do fluxo de base dos dois domínios mostra uma tendência no comportamento dos métodos escolhidos com algumas variações. No domínio cristalino o fluxo de base INV é superestimado, o EKDP subestimados e os CF e CM apresentaram valores próximos e para o domínio sedimentar (4D023, 4D021), os valores de CF, INV e EKDP são próximos e o CM subestimado (Figura 20).

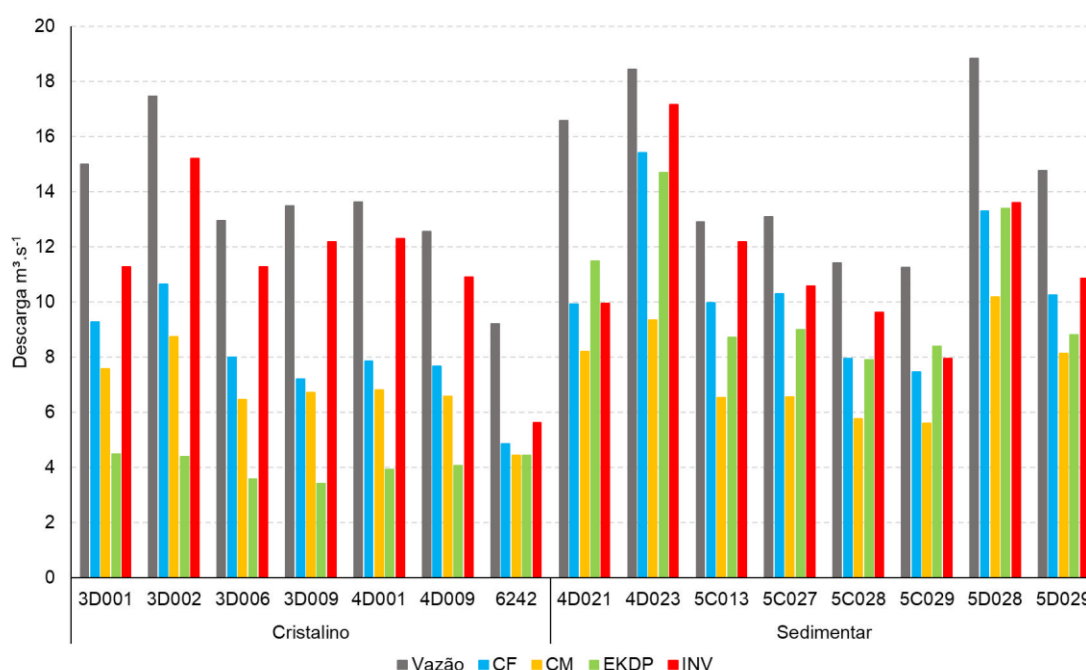


Figura 20. Vazão específica para as estações fluviométricas comparada entre diferentes métodos de separação de hidrograma. Filtrros: Collischonn e Fan (CF), Chapman e Maxwell (CM), Eckhardt ponderado (EKDP) e filtro inverso (INV).

Os resultados do *BFI* revelam grande variação para o método EKDP ao comparar os domínios, os resultados para o domínio cristalino são subestimados em relação aos outros métodos. Os valores do método INV são superestimados para os dois domínios e os métodos CF e CM reforçam a diferença da contribuição do fluxo e base nos dois domínios, entretanto, o método CM apresenta menores variações para o domínio fraturado e maiores variações para o sedimentar.

A qualidade dos parâmetros utilizados na separação do avaliada pela relação do *BFI* e o *c* ($E(BFI/c)$), mostra melhores resultados do *BFI* para o método ECKP, seguido dos métodos INV e CF. O método CM pode ter apresentado maior erro por ser calculado utilizando apenas o parâmetro *c* e, portanto, este teste de sensibilidade não é adequado para avaliá-lo (Tabela 12).

Tabela 12. Valores de *BFI* para os difernete método em estações fluviométricas, teste de sensibilidade ($E(BFI/c)$) e valores médios e desvio padrão. Collischonn e Fan (CF), Chapman e Maxwell (CM), Eckhardt ponderado (EKDP) e filtro inverso (INV).

Bacias	Estações	CF	CM	EKDP	INV
		<i>BFI</i>			
ATB	3D006	0,617	0,500	0,276	0,871
	4D009	0,596	0,504	0,291	0,864
JAG	3D009	0,535	0,499	0,252	0,905
	4D001	0,577	0,500	0,288	0,903
CAM	3D002	0,610	0,500	0,251	0,870
	3D001	0,614	0,500	0,290	0,751
CAP	62420000	0,529	0,484	0,483	0,613
COR	4D023	0,836	0,505	0,797	0,930
	4D021	0,599	0,495	0,694	0,601
JG	5C013	0,774	0,505	0,675	0,946
	5C027	0,787	0,500	0,686	0,807
	5C029	0,665	0,500	0,747	0,710
	5C028	0,694	0,500	0,690	0,843
JP	5D028	0,707	0,539	0,711	0,722
JAU	5D029	0,687	0,536	0,585	0,730
Média		0,65±0,08	0,503±0,01	0,477±0,20	0,820±0,11
$E(BFI/c)$		-0,027±0,04	-2,201±1,32	-0,017±0,06	0,070±0,05

O teste do coeficiente de determinação (r^2) relacionando a vazão no período de recessão com a o fluxo de base de cada método permitiu identificar que o método CF foi o mais adequado para descrever o fluxo de base tendo como base seu resultado nos dois testes. O INV, apesar de um alto valor de r^2 , apresenta resultados superestimados e um resultado inferior ao CF no teste $E(BFI/c)$. O EKDP e CM apresentam um bom resultado do r^2 revelando boa qualidade na determinação do

fluxo de base, mas foram inferiores ao CF e apresentam respectivamente casos de superestimação ou subestimação dos resultados (Tabela 13).

Tabela 13. Coeficiente de determinação (r^2) entre os valores de fluxo de base e a vazão no período de recessão. Collischonn e Fan (CF), Chapman e Maxwell (CM), Eckhardt ponderado (EKDP) e filtro inverso (INV).

Bacias	Estações	r^2			
		CF	CM	EKDP	INV
ATB	3D006	0,749	0,820	0,961	0,857
	4D009	0,491	0,708	0,934	0,760
JAG	3D009	0,780	0,858	0,984	0,868
	4D001	0,764	0,833	0,979	0,855
CAM	3D002	0,702	0,762	0,943	0,799
	3D001	0,625	0,708	0,840	0,755
CAP	6242	0,797	0,532	0,657	0,571
COR	4D023	0,888	0,801	0,970	0,909
	4D021	0,796	0,599	0,668	0,666
JG	5C013	0,821	0,626	0,968	0,804
	5C027	0,745	0,520	0,800	0,769
	5C029	0,886	0,758	0,841	0,818
	5C028	0,851	0,724	0,904	0,795
JP	5D028	0,878	0,672	0,820	0,810
JAU	5D029	0,299	0,645	0,796	0,768
r^2 (média)		0,797±0,08	0,737±0,15	0,719±0,09	0,884±0,10