



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL
E RECURSOS NATURAIS**

Área de concentração: Geologia Ambiental e Recursos Naturais

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Funcionamento hidrogeológico cárstico via monitoramento hidrodinâmico: estudo
de caso na porção centro-sul da bacia do rio São Miguel, Pains (MG)

por

Tássia Luana Silva Marques

Orientador: Paulo Henrique Ferreira Galvão

Coorientador: Isabel Maria Rodrigues de Paiva

Ouro Preto, Junho de 2022

**FUNCIONAMENTO HIDROGEOLÓGICO CÁRSTICO VIA
MONITORAMENTO HIDRODINÂMICO: ESTUDO DE CASO
NA PORÇÃO CENTRO-SUL DA BACIA DO RIO SÃO MIGUEL,
PAINS (MG)**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof. Dra. Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Prof. Dra. Renata Guerra de Sá Cota

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. MSc. José Alberto Naves Cocota Junior

Vice-Diretor

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. MSc. Edson Tazava



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 81

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 435

**FUNCIONAMENTO HIDROGEOLÓGICO CÁRSTICO VIA MONITORAMENTO
HIDRODINÂMICO: ESTUDO DE CASO NA PORÇÃO CENTRO -SUL DA
BACIA DO RIO SÃO MIGUEL, PAINS (MG)**

Tássia Luana Silva Marques

Orientador

Paulo Henrique Ferreira Galvão

Coorientador

Isabel Maria Rodrigues de Paiva

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito à obtenção do Título de Mestre em Ciências Naturais, Área de Concentração: Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais, Linha de Pesquisa: Hidrogeologia e Recursos Hídricos

OURO PRETO

2022

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN 85-230-0108-6

Depósito Legal na Biblioteca

Nacional Edição 1^a

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

M357f Marques, Tássia Luana Silva.
Funcionamento hidrogeológico cárstico via monitoramento hidrodinâmico [manuscrito]: estudo de caso na porção centro-sul da bacia do rio São Miguel, Pains (MG). / Tássia Luana Silva Marques. - 2022. 108 f.: il.: color., gráf., tab., mapa. (Série: M)

Orientador: Prof. Dr. Paulo Henrique Ferreira Galvão.
Coorientadora: Profa. Dra. Isabel Maria Rodrigues Paiva.
Dissertação (Mestrado Acadêmico). Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.
Área de Concentração: Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais - Garn.

1. Hidrogeologia. 2. Carste. 3. Aquíferos. I. Galvão, Paulo Henrique Ferreira. II. Paiva, Isabel Maria Rodrigues. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 556.33

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
REITORIA
ESCOLA DE MINAS
COORDENACAO DO PROGRAMA DE POS-GRADUACAO
EM EVOLUCAO CRUSTAL



FOLHA DE APROVAÇÃO

Tássia Luana Silva Marques

**Funcionamento hidrogeológico cárstico via monitoramento hidrodinâmico: Estudo de caso na porção centro-sul da
bacia do rio São Miguel, Pains - MG.**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Ciências Naturais.

Aprovada em 15 de junho de 2022.

Membros da banca

Prof. Dr. Paulo Henrique Ferreira Galvão - Presidente - Universidade Federal de Minas Gerais
Profª. Drª. Adivane Terezinha Costa - Universidade Federal de Ouro Preto
Prof. Dr. Rodrigo Sergio de Paula - Universidade Federal de Minas Gerais

Prof. Dr. Paulo Henrique Ferreira Galvão, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito no Repositório Institucional da UFOP em 11/08/2022.



Documento assinado eletronicamente por **Isaac Daniel Rudnitzki, COORDENADOR(A) DE CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS**, em 31/08/2022, às 15:00, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0390379** e o código CRC **945BB029**.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus, por ter me sustentado até aqui, e ter me mantido firme na fé e na perseverança.

Ao meu orientador, professor Dr. Paulo Galvão por acreditar em mim desde o início, por todo o apoio, incentivo, dedicação e paciência durante as aulas, campos e reuniões online. A minha co-orientadora Dr. Isabel Paiva por acreditar neste projeto, aceitando nosso convite para a co-orientação com toda entrega e atenção prestadas a nós, mesmo com sua rotina tão desafiadora.

Agradeço imensamente aos meus pais e irmã; Cleusa, Tovar e Gabriela, por todo o apoio e incentivo diante dos desafios, as minhas amigas; Aline, Thamires e Ana Clara por me transmitirem leveza. Ao Bernardo, meu companheiro de vida, por sempre me encorajar a seguir em frente com perseverança e acreditando no meu potencial, e a minha pequena Aurora, por me dar força a cada sorrisinho banguela de todos os dias.

Aos amigos e “Filhos do Galvão”: Pedro Assunção, Camila Schuch, Felipe Costa, e Bruno Pandolf, pelo apoio, companheirismo e compartilhamento de conhecimentos. Ao Dr. Thiago Lucon por dividir seu vasto conhecimento e estudos realizados na área. A Prefeitura Municipal de Pains, e aos proprietários das terras onde foram realizados os trabalhos de campo e pontos de amostragem.

Ao casal Sr. Gesler e Âgela Ferreira, pela amizade e todo o auxílio nos trabalhos de campo, coleta de dados e logística. Ao amigo e excelente profissional Peter Marshall, pela ajuda com a coleta dos dados pluviométricos e auxílio nos campos. A Daiana Rossi, secretária do Departamento de Geologia (DEGEO), pela acolhida em Ouro Preto e por todo o apoio, amizade e carinho.

A todos professores do Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais da UFOP, por partilharem seus conhecimentos. A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio e financiamento técnico científico do trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da UFOP pela infraestrutura disponibilizada.

A Agência de Desenvolvimento Econômico de Itabirito (ADESITA) e a Gerdau S.A, pelo suporte financeiro ao projeto e a pesquisa.

Enfim, a todos que contribuíram e torceram pela realização deste gratificante trabalho, o meu **MUITO OBRIGADO!**

Finalizar esse mestrado pra mim vai muito além de um título e do aprendizado adquirido, é uma vitória indescritível ter conseguido chegar até aqui diante de todos os desafios enfrentados!

Sumário

AGRADECIMENTOS	8
SUMÁRIO	9
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	11
LISTA DE TABELAS	13
RESUMO	15
ABSTRACT	17
CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO	18
1.1. Apresentação	18
1.2. Objetivos	20
CAPÍTULO 2. CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	21
2.1. Localização E Acesso	21
2.2. Geologia Regional	22
2.3. Geologia Local	25
2.4. Clima E Balanço Hídrico	30
2.5. Hidrografia	31
2.6. Hidrogeologia	33
2.7. Vegetação	31
2.8. Geomorfologia	28
2.9. Uso Do Solo E Fontes De Poluição	36
CAPÍTULO 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	38
3.1. Hidrogeologia Cárstica	38
3.2. Carstificação	39
3.3. Caracterização Das Nascentes Cársticas	41
3.4. Hidrograma De Nascente	42
3.5. Parâmetros Hidrodinâmicos	44
3.6. Parâmetros Físico-Químicos: Temperatura E Condutividade Elétrica	45
3.7. Análise De Séries Temporais (Ast)	46
3.8. Análise Integrada	47
3.9. Análise Do Hidrograma	48
3.9.1. Curva De Recessão Do Hidrograma	49
3.9.2. Curva De Recessão Do Hidrograma Pelo Método De Mangin (1975)	51
CAPÍTULO 4. MATERIAIS E MÉTODOS	54
4.1. Pesquisa Bibliográfica	54
4.2. Monitoramento E Instrumentação Da Área De Estudo	55
4.2.1. Medição De Vazão	58

4.2.2. Parâmetros Físico-Químicos: Condutividade Elétrica E Temperatura	60
4.3. Tratamento De Dados	61
CAPÍTULO 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	62
5.2. Área De Estudo	65
5.3. Materiais E Métodos	68
5.3.1. Aquisição De Dados E Sistema De Monitoramento	69
5.4. Métodos.....	69
5.4.1. Análise De Séries Temporais (AST).....	69
5.4.2. Análise Da Curva De Recessão.....	70
5.4.3. Análise Da Condutividade Elétrica (EC) E Temperatura (T) Da Água Das Nascentes	72
5.5. Resultados E Discussão.....	72
5.5.1. Hidrograma De Nascentes E Valores Estatísticos.....	72
5.5.2 Análise De Séries Temporais	73
5.5.3. Análise Da Curva De Recessão.....	76
5.5.4. Classificação Dos Sistemas Cársticos	81
5.6. Análise Da Condutividade Elétrica (CE) E Temperatura (T) Da Água	82
5.6.1. Análise Da Variação Dos Valores Diários	82
5.6.2. Análise Por Episódios (Dados Horários)	86
5.7 Conclusões	91
CAPÍTULO 6. CONCLUSÕES GERAIS E RECOMENDAÇÕES	93
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94

Lista de Ilustrações

Figura 2.1 – Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio São Miguel.....	21
Figura 2.2 – Mapa geológico simplificado do Cráton São Francisco (Martins 2013, adaptado de Alkmim; Martins-Neto 2001). O quadrado vermelho indica a localização da bacia hidrográfica do rio São Miguel.	23
Figura 2.3 – Mapa geológico-estrutural simplificado da área de estudo e seção geológica “A”, (Martins 2013, adaptado de Alkmim e Martins-Neto 2001)	24
Figura 2.4 – Coluna Estratigráfica do Grupo Bambuí. (Martins-Neto e Alkmim 2001)..	25
Figura 2.5 – Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio São Miguel (modificado de Lucon 2018)....	27
Figura 2.6 – Rede hidrográfica da bacia do rio São Miguel, alto São Francisco e São Francisco. (retirado de Lucon, 2018).....	30
Figura 2.7 – Mapa hidrogeológico da bacia do rio São Miguel com a descrição dos quatro sistemas aquíferos (Lucon 2018, modificado de Mourão et al, 2001).... ..	31
Figura 2.8 – Mapa com os limites dos biomas presentes na bacia (A), mapa geomorfológico (B). Fonte: Infraestrutura de Dados Espaciais do Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (IDE - Sisema, 2021).	34
Figura 2.9 – Uso e ocupação do solo da bacia hidrográfica do rio São Miguel com áreas de urbanização, afloramentos calcáreos, atividades de mineração, pastagens, solos nus e vegetação. Retirado de Pereira (2019), modificado de Cherem (2006); Haddad e Magalhães Jr., (2010).....	36
Figura 3.1 – Bloco diagrama de um sistema aquífero (modificado de Grotzinger e Jordan 2014).....	39
Figura 3.2 – Evolução temporal da chuva e fluxo de água em Nerja Cave (Carrasco et al. 2006).....	42
Figura 3.3 – Partes do hidrograma. P (precipitação), Q (vazão), t cont (tempo de concentração), t crecida (tempo de crescimento da curva), t base (tempo de base). Punta (pico do hidrograma (vazão máxima)), Z (ponto onde se inicia a subida), X (ponto onde se inicia a fase de esgotamento). Fonte: Retirado de Gavilán (2010).....	48
Figura 4.1 – Mapa de distribuição dos pontos de monitoramento da área de estudo.....	55
Figura 4.2 – Em A: nascente instrumentada com régua e acesso para transdutor, em B: transdutor automático (levelogger) e em C: referência de nível (RN).....	56
Figura 4.3 – A: Molinete de eixo vertical e B: cronômetro, haste graduada e emissor de som.....	57
Figura 4.4 – Materiais utilizados nas medições de vazão, em A: medição com molinete, e em B: medição pelo método volumétrico.	58
Figura 5.1 – Bacia hidrográfica do rio São Miguel, com dados sobre geologia, feições cársticas e rede de drenagem, e localização das três nascentes cársticas e suas respectivas características gerais.....	69
Figura 5.2 – Hidrograma das vazões médias diárias das nascentes analisadas e precipitação (A); Parâmetros estatísticos característicos de cada uma das nascentes (média, desvio padrão, CV e CF) e correlação de Pearson entre a vazão das nascentes (B). As letras “E” e “R” significam: episódios e recessões, respectivamente.....	75
Figura 5.3 – Séries temporais de dados diários de vazão das nascentes S1, S2 e S3. A: autocorrelação; B: correlação-cruzada; C: densidade espectral; D: amplitude-cruzada; e E: coerência.....	78
Figura 5.4 – Esvaziamento percentual dos três subsistemas durante a recessão. Em representação logarítmica (A); Porcentagem de volume drenado diariamente relativamente ao volume total armazenado para escoamento rápido (quickflow) – (B), e para escoamento de base (baseflow) – (C).....	79
Figura 5.5 – Evolução diária da função i para as recessões intranuais por nascente (A), para a recessão sazonal (B); classificação dos sistemas cársticos a partir dos parâmetros i e k , segundo Mangin (1975) (C).....	85
Figura 5.6 – Evolução temporal da condutividade elétrica (EC), temperatura (T), vazão (Q) e precipitação (P) nas nascentes em estudo no ano hidrológico 2019/2020. Nota: a nascente S3 apresenta dados de CE e T apenas até o mês de julho de 2020, pois o Levelogger instalado apresentou problemas técnicos.....	87
Figura 5.7 – Distribuição das frequências relativas (em porcentagem) dos valores diários de CE nas três nascentes em estudo no ano hidrológico de 2019/2020.....	94

Lista de Tabelas

Tabela 2.1: Uso do solo da bacia hidrográfica do rio São Miguel (adaptada de Cherem 2006, Pereira 2018, Lucon 2018).....	35
Tabela 4.1: Localização dos pontos de monitoramento.....	54
Tabela 5.1: Parâmetros do método de Mangin (1975, 1984) para as nascentes S1, S2 e S3 na recessão sazonal (real e prolongada1) e em quatro recessões intranuais.....	76
Tabela 5.2: Principais parâmetros estatísticos da condutividade elétrica e da temperatura da água nas nascentes em estudo no ano hidrológico 2019/2020.....	82
Tabela 5.3: Correlação de Pearson entre a vazão (Q), a condutividade elétrica (CE) e a Temperatura (T) em cada uma das nascentes no ano hidrológico 2019/2010.....	83

Resumo

Este trabalho objetiva compreender o funcionamento hidráulico e hidrodinâmico do aquífero cárstico local que compõe a bacia hidrográfica do rio São Miguel (~520 km²), localizada no centro-oeste de Minas Gerais, afluente do rio São Francisco, inserida na bacia hidrográfica Alto São Francisco. A área da bacia em estudo abrange, em sua maior parte, o município de Pains, onde os municípios limítrofes são: Arcos, Formiga, Pimenta, Piumhi, Doresópolis, Iguatama e Córrego Fundo. Para isto, foi realizado um monitoramento em três nascentes cársticas (S1, S2 e S3), no ano hidrológico de 2019/2020. As análises compreenderam a avaliação detalhada (a cada 15 minutos) dos parâmetros físico-químicos: temperatura (T) e condutividade elétrica (CE); além disso, foram realizadas medições das descargas (L/s) nas nascentes e coleta de dados de precipitação, obtidos da estação pluviométrica de Arcos. A partir de hidrogramas de nascentes constatou-se que as três nascentes respondem rapidamente ao sinal de entrada (precipitação), e possuem comportamentos tipicamente cársticos, apresentando rápida circulação das águas e rede de drenagem subterrânea bem estruturada e funcional, apesar de um dos hidrossistemas (drenado pela S1) apresentar características de circulação mais lenta. Os resultados das análises de séries temporais vinculados as análises das curvas de recessão (sazonais e intranuais) e a análise das variações CE e T da água das nascentes comprovaram a rápida circulação da água e funcionalidade da rede de drenagem subterrânea nas três nascentes, sobretudo em S2 e S3. Em S1, entretanto, devido à geometria interna (dobramentos), apresenta um comportamento bimodal, o que implica em uma resposta mais retardada frente as outras nascentes. O estudo apresenta, de forma inédita, o funcionamento hidrodinâmico de hidrossistemas cársticos neoproterozoicos, apontando, com análises multimétodos, tempos de residência da água, padrões de vazão, graus de carstificação e funcionalidade da rede de drenagem subterrânea. Todas as ferramentas utilizadas se mostraram indispensáveis para subsidiar a gestão dos recursos hídricos em áreas cársticas, podendo os resultados serem utilizados pelo poder público como valores de referência para regiões cársticas semelhantes, além de ajudar a compreender o comportamento hidrodinâmico das nascentes cársticas.

Palavras-chave: Hidrogeologia cárstica; Nascente cárstica; Hidrograma.

Abstract

This master's aims to understand the hydraulic and hydrodynamic functioning of a local karst aquifer that makes up the São Miguel river basin (~520 km²), located in the center-west of Minas Gerais, a tributary of the São Francisco river, inserted in the Alto São Francisco watershed. The basin area covers, for the most part, the municipality of Pains, where the neighboring municipalities are: Arcos, Formiga, Pimenta, Piumhi, Doloresópolis, Iguatama, and Córrego Fundo. For this, a monitoring was carried out in three karst springs (S1, S2, S3), in the hydrological year 2019/2020. The analyzes comprised the detailed evaluation (each 15 minutes) of the physicochemical parameters: temperature (T) and electrical conductivity (EC); in addition, measurements of discharges (L/s) were carried out at the springs and precipitation data were collected, obtained from the rainfall station of Arcos. Based on spring hydrographs, it was found that the three springs respond quickly to the input signal (precipitation), having typically karst behaviors, with rapid water circulation and a well-structured and functional underground drainage network, despite one of the hydrosystems (drained by S1) show slower circulation features. Results of time series analysis coupled with recession curves (seasonal and intra-annual) and EC and T variations of water proved the rapid circulation of water and the functionality of the underground drainage network in the three springs, especially in S2 and S3. In S1, however, due to its internal geometry (e.g., folds), a bimodal behavior is noted, which implies a more delayed response compared to the other springs. The study presents, in an unprecedented way, the hydrodynamic functioning Neoproterozoic karst hydrosystems, pointing out, with multi-method analysis, water residence times, flow patterns, degrees of karstification, and functionality of the underground drainage network. All the tools used proved to be indispensable to support the management of water resources in karst areas, and the results can be used by the government as reference values for similar karst regions, in addition to helping to understand the hydrodynamic behavior of karst springs.

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

Aquíferos cársticos não são imutáveis; eles evoluem com o tempo à medida que o CO₂ na água dissolve a rocha carbonatada, ampliando uma proporção das fraturas iniciais em condutos e cavernas. A orientação e extensão do sistema de fluxo e da rede cárstica pode mudar com o tempo: condutos podem colapsar ou ser preenchidos com sedimentos ou se transformar em condutos não saturados ou vice-versa (Goldscheider e Drew, 2007). Conhecer o comportamento deste aquífero e suas direções preferenciais da rede de condutos é importante para determinar as principais rotas de fluxo, identificar feições cársticas que contribuem para descarga e recarga, e prever impactos da disposição inadequada de poluentes que comprometem a utilização da água, principalmente para fins de consumo humano (Freitas, 2009).

A compreensão da zona não saturada é de grande importância, pois determina a passagem da água para o aquífero, além dessa água estar envolvida em processos de carstificação. Dois tipos de infiltração são distinguidos na zona não saturada em aquíferos cársticos: um correspondente à circulação de águas por condutos cársticos, de trânsito rápido em direção a zonas mais profundas, com vazões relativamente altas e de curta duração; e outro caracterizado por circulação lenta da água através do leito da rocha matriz e fissuras, e de baixas vazão e velocidade. A recarga no aquífero cárstico classifica-se em recarga autogênica (proveniente de terrenos cársticos) e recarga alogênica (oriunda de terrenos adjacentes, não cársticos), e, em relação ao modo como ocorre a infiltração, pode ser definida como: difusa (parte que se infiltra através do solo e das fraturas e fissuras da superfície cárstica) ou concentrada (quando acontece através de cavernas, dolinas ou sumidouros) (Carrasco et al. 2006, Paiva 2014).

Entretanto, devido à alta heterogeneidade e anisotropia desse aquífero, ao se adotar técnicas de investigação comumente usadas em aquíferos porosos, por serem mais simples e clássicas, nem sempre trazem bons resultados. Muitas das vezes, podem resultar em interpretações equivocadas sobre o comportamento do aquífero. Portanto, aplicar técnicas de investigação desenvolvidas para um contexto hidrogeológico cárstico são as mais aconselháveis.

Pesquisas hidrogeológicas cársticas podem analisar respostas hidrodinâmicas, hidrotermais ou hidroquímicas, em uma abordagem multidisciplinar, caracterizando funcionamento do aquífero cárstico. A hidrodinâmica descreve o volume de água que circula dentro de um aquífero, mas não o tempo de trânsito ou as condições de fluxo. A hidrogeoquímica pode complementar a hidrodinâmica, por meio da interpretação hidrogeológica da composição química da água (Mudarra e Andreo, 2011). Uma das principais abordagens para estudar o fluxo e transporte da água em sistemas cársticos é a análise da inferência da estrutura do sistema durante um ciclo hidrológico a partir de hidrogramas e quimiogramas (Perrin, 2003).

O hidrograma de nascente é uma representação gráfica da resposta do fluxo da nascente tipicamente

seguindo uma entrada da precipitação. Hidrogramas registram chuvas individuais e séries temporais mais longas que podem mostrar variações sazonais e podem ser ferramentas importantes para avaliar o funcionamento de um aquífero. Estes fornecem pontos de monitoramento mais importantes em muitos sistemas cársticos, contendo processos de informação em uma bacia hidrográfica, incluindo distribuições espacial e temporal de recarga, bem como caminhos de fluxo em subsuperfície. A interpretação de hidrogramas pode, indiretamente, estimar a estrutura interna e geometria de aquíferos cársticos, volumes de armazenamento e tempos de transporte (Goldscheider e Drew, 2007).

Indicadores como temperatura, condutividade elétrica, hidroquímica e descarga são amplamente utilizados na investigação hidrogeológica para caracterizar sistemas cársticos. A investigação da temperatura é útil, por exemplo, em estudos de intrusão salina em aquíferos costeiros, contaminação de aquíferos, determinação de formas de transporte de calor em aquíferos cársticos, e, quando associada a outros parâmetros hidrodinâmicos, auxilia na caracterização de diferentes tipos de fluxo e estruturas internas de organização dos padrões de drenagem em aquíferos cársticos (Baena et al. 2009). As análises de séries temporais são frequentemente usadas para a investigação de aquíferos cársticos sendo a precipitação, o nível de água e a vazão os dados hidrológicos mais utilizados (Kovacic, 2010).

Devido às peculiaridades geológicas que um aquífero cárstico possui, o seu estudo é de extrema importância no que se refere ao entendimento da dinâmica e comportamento hidráulico hidrogeológico. Em certos casos, esse estudo pode ser dificultado em função das suas características singulares, tanto físicas quanto hidráulicas. Uma vez que a circulação da água nesse tipo de aquífero é condicionada principalmente por processos de dissolução da rocha que compõe esse reservatório, compreender os processos e desempenho dos aquíferos cársticos é uma forma considerável de contribuição para sua conservação e utilização.

O município de Pains, na bacia hidrográfica do rio São Miguel, sul da bacia do rio São Francisco, sudoeste de Minas Gerais, está inserido na região cárstica de Arcos-Pains. Geologicamente, a bacia está na extremidade sudoeste do Craton São Francisco e é composta por calcários neoproterozoicos da Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí), rochas arqueanas do Complexo Granito-Gnáissico (embasamento cristalino) e sedimentos cenozoicos inconsolidados (Pereira et al. 2019).

A bacia do rio São Miguel possui área aproximada de 520 km², e insere-se numa região cárstica em que os usos do solo abrangem campos de pastagens para pecuária, agricultura, ocupação urbana, mineração e beneficiamento de rochas carbonáticas. Estas atividades antrópicas implicam numa suscetibilidade para a alteração da qualidade das águas, facilitada por feições cársticas, como dolinas e sumidouros que promovem ampla conexão entre drenagens superficial e subterrânea (Haddad, 2007).

Tendo em vista que a cidade de Pains está em uma reserva significativa de calcário, sendo conhecida como a “capital nacional do calcário”, e que a partir dessa rocha são produzidos diversos produtos que podem causar impactos antrópicos, este mestrado visa entender o comportamento hidrodinâmico do aquífero local por meio do monitoramento temporal de respostas físico-químicas de nascentes cársticas, auxiliando como

ferramenta para a gestão de recursos hídricos, contribuindo tanto científica quanto socialmente para a região. Embora exista progresso no desenvolvimento de pesquisas nesse âmbito, verifica-se a escassez de estudos acerca do funcionamento hidrodinâmico do aquífero local, envolvendo assuntos como: o comportamento sazonal das nascentes e suas variações físico-químicas, tempos de resposta das nascentes frente a eventos chuvosos, análise de curvas de recessão de hidrogramas, funcionalidade e desenvolvimento da rede cárstica etc. Assim, a região apresenta-se como cenário adequado para estudos mais detalhados sobre o comportamento hidrogeológico cárstico; portanto, evidencia-se a relevância desse estudo para conhecer os processos de infiltração, circulação, identificar zonas de recarga, descarga, compreender as respostas das nascentes frente a eventos chuvosos, e analisar graus de carstificação nesse sistema.

Os questionamentos que motivaram esta pesquisa são: como ocorrem os processos de infiltração dentro do aquífero cárstico? quais os graus de carstificação esse aquífero apresenta? como decorrem os fluxos de água dentro do sistema? como é o comportamento hidrodinâmico e evolução temporal dos parâmetros físico-químicos das nascentes, e como são caracterizados os tempos de resposta frente aos eventos chuvosos?

Para responder a essas questões, este mestrado monitorou três nascentes cársticas, nomeadas como S1 (inserida no setor oeste da bacia), S2 (setor leste) e S3 (setor sul). O monitoramento foi realizado durante um ciclo hidrológico completo (novembro de 2019 a novembro de 2020), sendo um período chuvoso (englobando os meses de novembro de 2019 a março de 2020), e um período seco (abril a setembro de 2020). As análises compreenderam medições de descarga das nascentes, obtenção de parâmetros físico-químicos de condutividade elétrica e temperatura, e de dados pluviométricos. Assim, foram gerados hidrogramas para visualizar o comportamento das variações das vazões das nascentes e estudar as curvas de recessão pela técnica de Mangin (1975), além de gráficos e tabelas referentes a análises de séries temporais, como os de correlação cruzada, autocorrelação e frequência, além de dados estatísticos.

O resultado desta pesquisa produziu um artigo científico abordando as características hidrodinâmicas do sistema cárstico com base em respostas naturais (dados diários e horários) de parâmetros de vazão (Q), condutividade elétrica (CE) e temperatura (T).

1.2. OBJETIVOS

Obter maior compreensão do funcionamento hidráulico e hidrodinâmico do aquífero cárstico local, a fim de servir como ferramenta para a gestão de recursos hídricos da região, contribuindo assim, para a proteção dos mananciais subterrâneos e superficiais. Os objetivos específicos são: 1) aperfeiçoar o entendimento comportamental físico-químico do sistema aquífero por meio de análise detalhada); 2) identificar padrões de carstificação do aquífero por meio das curvas de recessão de hidrogramas de nascentes; 3) conhecer os tempos de resposta das nascentes frente a eventos chuvosos e a duração da influência desses eventos através da análise de séries temporais; e 4) compreender as zonas descarga, e redes de condutos.

CAPÍTULO 2 CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo localiza-se na porção sudoeste de Minas Gerais, no município de Pains, na bacia hidrográfica do rio São Miguel (Figura 2.1). Os municípios limítrofes são: Formiga, Arcos, Pimenta, Piumhi, Doloresópolis, Iguatama e Córrego Fundo. Pains é conhecida como a “Capital Nacional do Calcário”, devido ao grande potencial das jazidas deste mineral na região. A bacia tem distância aproximada de 220 km de Belo Horizonte, o acesso se dá a partir da BR 262 até as proximidades de Juatuba, onde se avança em direção a MG-050 até o município de Formiga. Em seguida, segue-se na MG-439, na região de Córrego Fundo até o centro urbano de Pains.

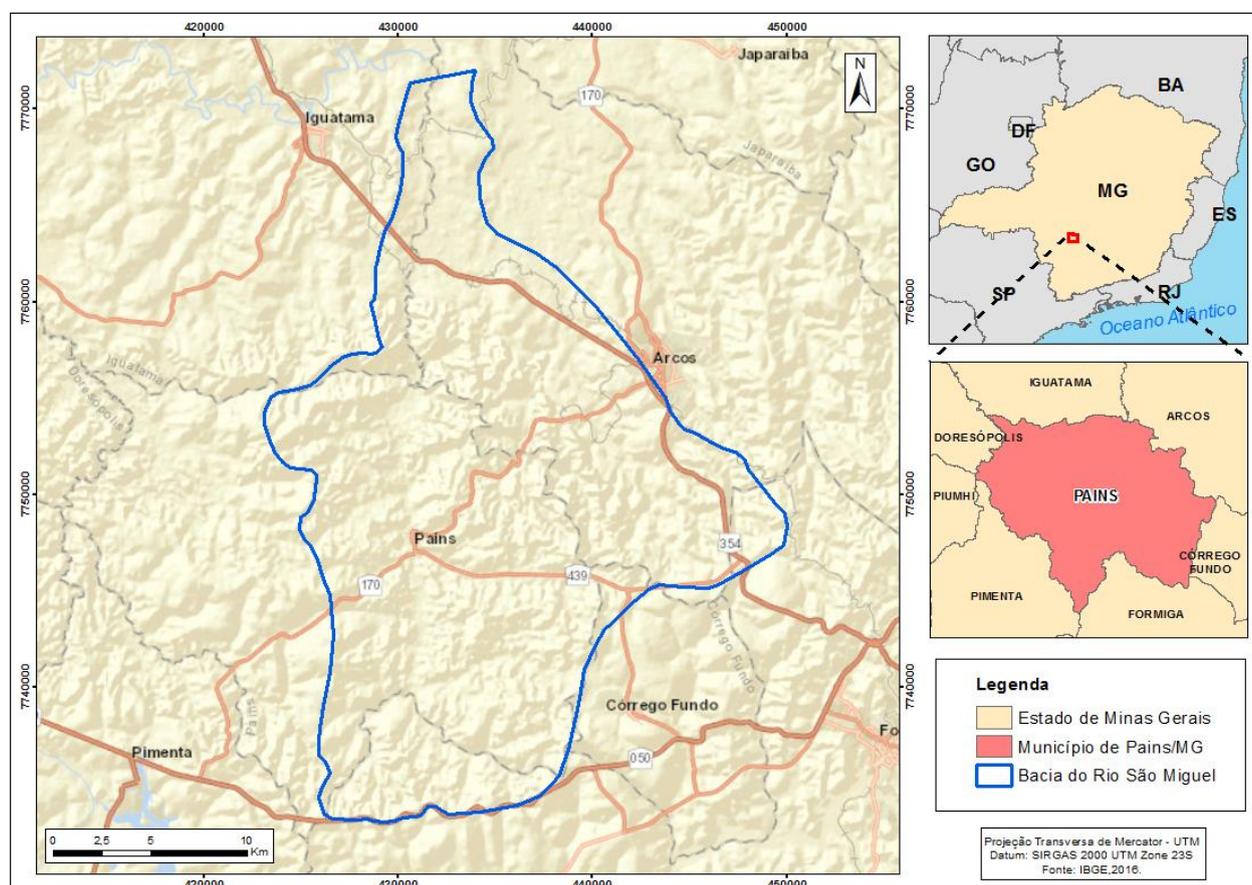


Figura 2.1 - Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio São Miguel.

2.2. GEOLOGIA REGIONAL

A área está na extremidade sudoeste da unidade geotectônica denominada Bacia Intracratônica do São Francisco (porção sul do Cráton do São Francisco), essa unidade estabilizou-se ao final do ciclo Transamazônico e está margeada por faixas de dobramentos do Proterozoico Superior (ciclo Brasileiro) (Almeida, 1977) (Figura 2.2). Conforme Alkmim e Martins-Neto (2001), essa bacia apresenta três compartimentos estruturais: 1) oeste, correspondente à zona externa das faixas Brasília e Rio Preto; 2) leste, abrangendo as extremidades da Faixa Araçuaí; e 3) central, onde as unidades pré-cambrianas praticamente não foram afetadas. No cráton, afloram rochas carbonáticas e pelíticas do Grupo Bambuí que repousam sobre o embasamento granito-gnáissico que constitui a base estratigráfica regional (Almeida 1977, PROAPE 2012, Lucon 2018).

Alkmim e Martins-Neto (2001) consideram o Grupo Bambuí, uma sequência plataformal, a unidade característica da bacia. Esta sequência marcaria uma transgressão marinha generalizada sobre o Cráton São Francisco, além de uma mudança no comportamento da sua porção sul, que passaria a operar como uma região receptora de sedimentos oriundos das áreas soerguidas nas suas vizinhanças. Muzzi-Magalhães (1989) realizaram uma análise estratigráfica e estrutural nas rochas do Grupo Bambuí da região, viabilizando a determinação de uma fase principal de deformação, sendo subdividida em duas etapas. A primeira etapa originou falhas inversas de empurrão com planos de descolamentos e dobras flexurais, enquanto a segunda etapa gerou zonas de falhas transcorrentes sinistrais, responsáveis pela rotação das estruturas preexistentes (Figura 2.3) (PROAPE 2012, Martins 2013).

O segmento “A” (Figura 2.3) retrata a seção geológica que vai da Serra da Canastra, passa por Bambuí, Iguatama e Arcos, até chegar nas rochas do embasamento cristalino. O perfil representa o arranjo das camadas da Formação Sete Lagoas (carbonatos e pelitos), onde é possível verificar a deformação dos pelitos em formato de dobras, que se tornam mais abertas na medida em que se avança para o leste, deixando de existir próximo a Arcos (Martins 2013).

O Cráton São Francisco registra os ciclos sedimentares sucessivos que incluem diversas unidades litoestratigráficas descritas como o produto do preenchimento de uma bacia intracratônica, denominada “Bacia do São Francisco”, do qual exhibe quatro grandes unidades litoestratigráficas sobre rochas mais velhas (1,8 Ga) ao sul: Supergrupo Espinhaço, Supergrupo São Francisco, sedimentos paleozoicos do Grupo Santa Fé e unidades cretácicas dos grupos Areado, Mata da Corda e Urucuaia (Pinto e Martins-Neto 2001, Alkmim e Martins-Neto 2001).

As coberturas sedimentares neoproterozoicas do Cráton São Francisco são subdivididas em três agrupamentos, separadas por discordâncias erosivas representadas pelas sequências Glaciogênicas, Plataforma Carbonática e Molassóides que configuram evoluções distintas (Alkmim e Martins-Neto 2001).

A primeira coluna litoestratigráfica da região foi proposta por Costa e Branco (1961), que dividiram a “Série Bambuí” em três formações: Carrancas, Sete Lagoas e Rio Paraopeba, respectivamente da base para

o topo. A Formação Rio Paraopeba era constituída por quatro membros: Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Três Marias e Serra da Saudade. Após diversos outros trabalhos de caráter estratigráficos, como os de Costa e Branco (1961), Barbosa (1961), Oliveira (1967), Braun (1968), Schöll (1976), Dardenne (1978a), Couto e Bez (1981), Projeto RADAMBRASIL (1983) e Castro (1997), atualmente, a coluna estratigráfica que melhor representa a porção centro-leste e sudoeste do Grupo Bambuí (Figura 2.4) é a proposta por Martins-Neto e Alkmim (2001).

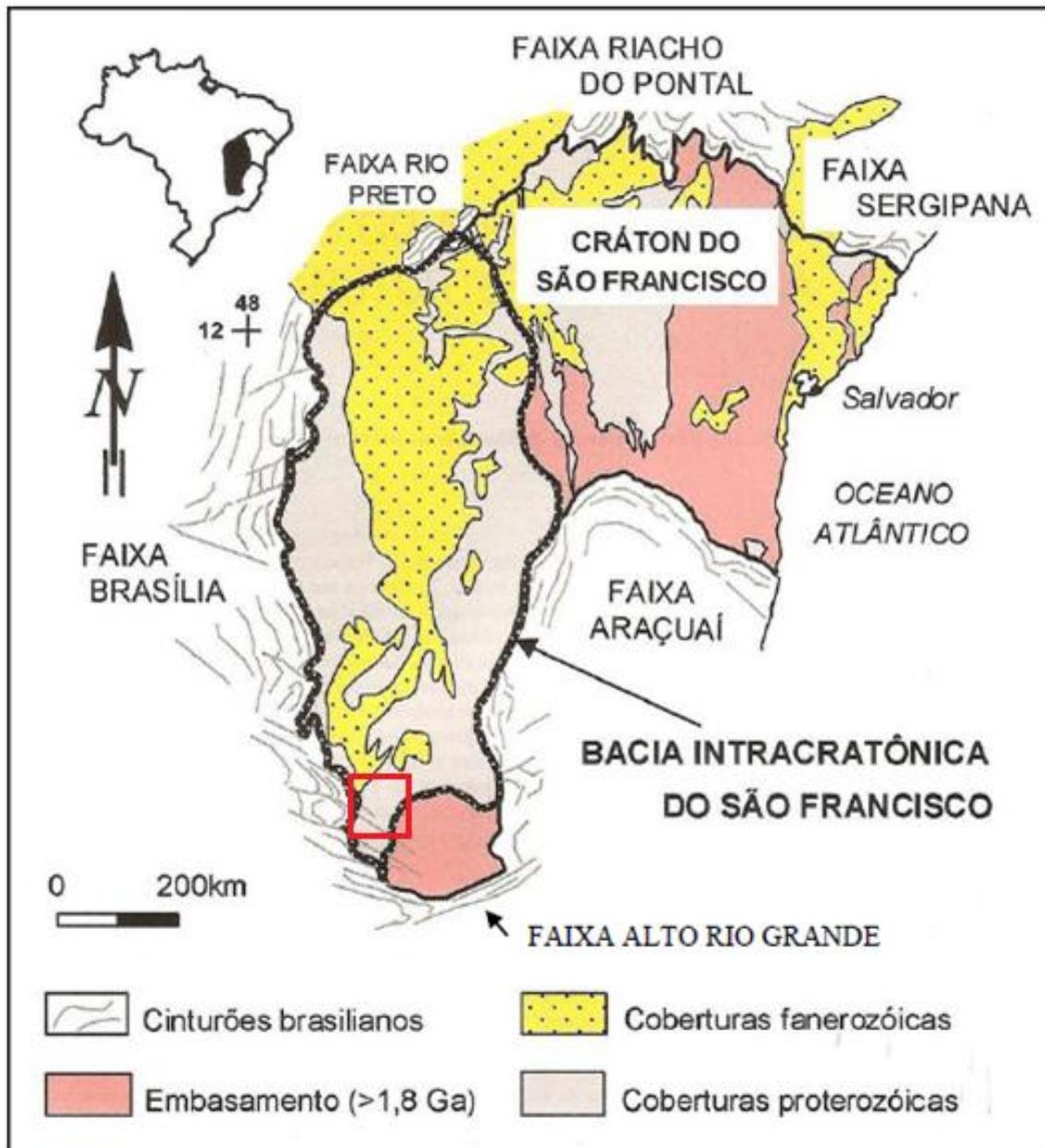


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado do Cráton São Francisco (Martins 2013, adaptado de Alkmim; Martins-Neto 2001). O quadrado vermelho indica a localização da bacia hidrográfica do rio São Miguel.

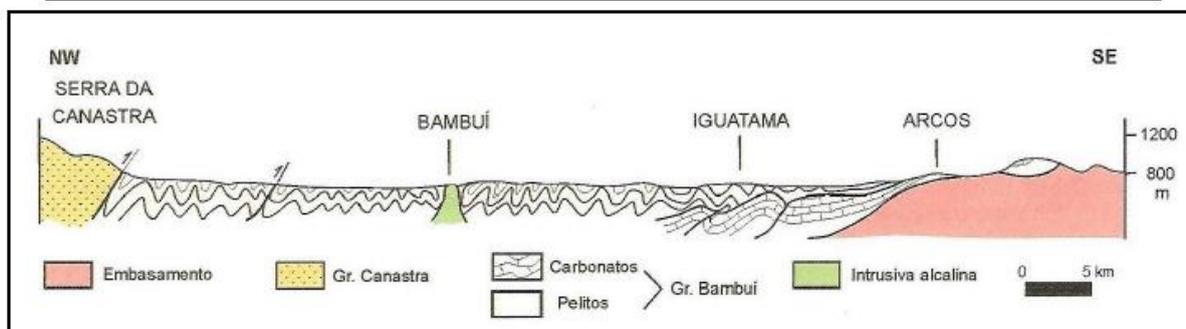
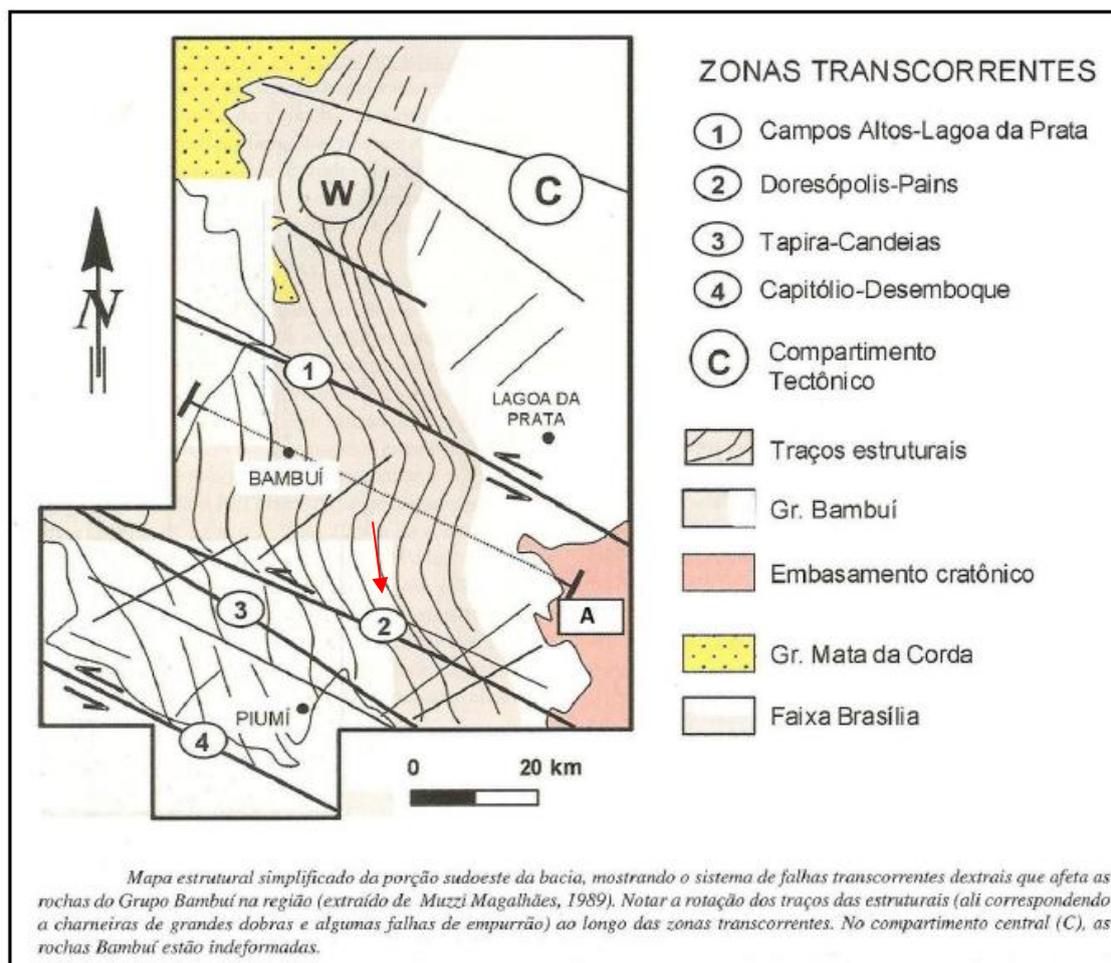


Figura 2.3- Mapa geológico-estrutural simplificado da área de estudo e seção geológica “A”, (Martins 2013, adaptado de Alkmim e Martins-Neto 2001). A seta vermelha indica a localização da área de estudo.

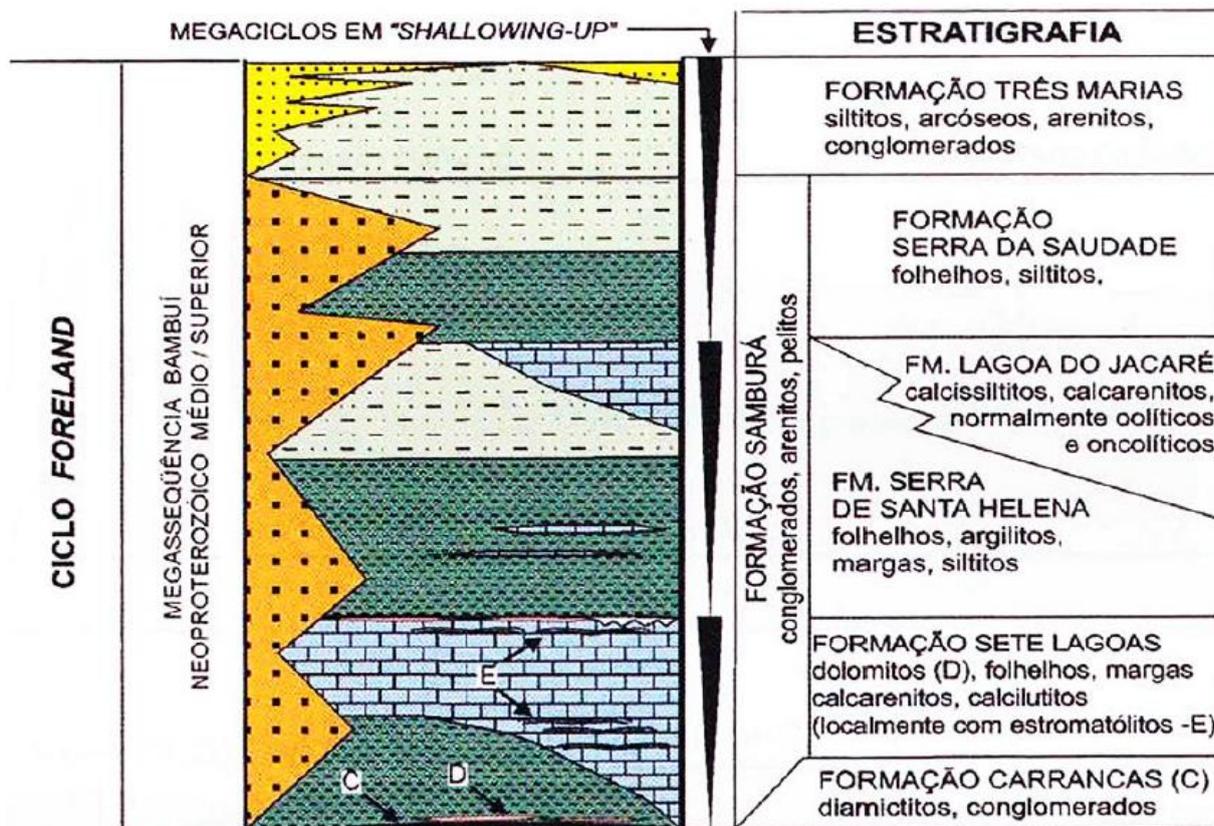


Figura 2.4 - Coluna Estratigráfica do Grupo Bambuí. (Martins-Neto e Alkmim 2001).

2.3. GEOLOGIA LOCAL

Segundo Menegasse et al. (2002), a Província Cárstica de Arcos - Pains - Doresópolis, onde está a bacia hidrográfica do rio São Miguel, integra uma região de ocorrência das rochas carbonáticas e silto-argilosas pertencentes ao Grupo Bambuí (Proterozoico Superior). Na região, as rochas calcárias ocorrem sob a forma de lentes entre os filitos do Grupo Bambuí, fazendo do contexto geológico regional, um misto de afloramentos calcários e filitos sucessivos, possibilitando a ocorrência de zonas cársticas isoladas em meio a rochas não carbonáticas. Em determinados locais os calcários estão dobrados, facilitando a maior infiltração e percolação das águas pluviais para zonas mais profundas dos aquíferos, e no restante da área, os calcários são horizontalizados, ou pouco deformados.

O contexto geológico foi obtido por meio da folha Piumhi – SF23-V-B-II (Ribeiro e Paciullo 2008) disponibilizado no Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais na escala de 1: 1.000.000 (CPRM 2012), (Figura 2.5). Dias e Velásques (2002) caracterizam geologicamente a bacia do rio São Miguel conforme descrições a seguir.

Complexo Granito-gnáissico

Aflora somente no extremo leste da bacia e quase sempre se encontra bastante alterado. A ocorrência

de blocos de rocha são ocorrem apenas no leito de um córrego, tributário do rio Candongas. Refere-se a um granitóide cinza claro, de granulação grossa, foliação incipiente, composto basicamente por quartzo, feldspatos e biotita. Em certos locais, onde aflora rocha bastante alterada, é observado bandamento gnáissico, veios pegmatíticos de composição quartzo-feldspática e veios de quartzo. As rochas deste complexo compõem o embasamento da sequência pelito-carbonatada do Grupo Bambuí na região, apresentando com estas um contato erosivo e irregular.

Grupo Bambuí

A sequência sedimentar do Grupo Bambuí repousa sobre o Complexo Granito-gnáissico de forma descontínua. A base desta sequência é formada por pelitos e margas, sobrepostas por calcários e dolomitos variados que, em conjunto, integram a unidade de maior espessura e distribuição areal na bacia do rio São Miguel. Foram distinguidas as fácies descritas a seguir, da base para o topo.

A Fácies Pelítica é constituída por argilito sericítico de coloração castanho-amarelada a castanho-esverdeada, eventualmente com tons róseas. Habitualmente, há laminações plano-paralelas e metamorfismo insipiente. Há intercalações centimétricas a decimétricas de siltito. Esta fácies foi depositada sobre a superfície erodida e irregular do embasamento cristalino, e aflora sobretudo na porção leste da área. O contato com margas que a sobrepõem é gradacional. A espessura pode atingir 15 m.

A Fácies Marga aflora na região leste da bacia, sobre os pelitos, com uma espessura de aproximadamente de 25 m. São finamente laminadas ou com estratificação plano-paralela a levemente ondulada. Ocorrem nas cores cinza, cinza esverdeado, bege e rósea. Os planos interestratais são quase sempre marcados por lâminas argilosas. Os contatos inferior e superior são gradacionais, marcados pelo aumento crescente do teor de carbonato, sendo que, no topo da unidade, aparecem calcilitos impuros.

A Fácies Calcário Inferior tem em sua base calcilitos negros, com estratificação centimétrica, plano-paralela, ocasionalmente levemente ondulada; apresentam lentes pelíticas interestratais, geralmente submilimétricas. Tais lentes diminuem à medida que a granulometria e a espessura dos estratos aumentam, da base para o topo, gradativamente, passando a calcarenito cinzento. Este calcarenito se dispõe em estratos decimétricos a métricos, por vezes com marca de onda, gradando para calcarenito maciço ou com estratificações cruzadas, de pequeno a médio porte, no topo da unidade. Frequentemente se encontra essa rocha em paredões com muitos condutos de dissolução cárstica. Concreções silicosas elipsoidais ocorrem localmente. A espessura desta unidade varia entre 40 e 60 m e seu contato superior é erosivo. Esta fácies é cortada por lentes de brechas ou calcirrudito de dimensões métricas, com clastos lamelares, centimétricos a decimétricos, de calcilito. Podem ser suportados pelos clastos ou por matriz, que varia de calcilito a calcarenito, com predominância do primeiro.

A Fácies Dolomito é constituída por rochas carbonáticas de coloração cinza clara, apresentando saliências pontiagudas e irregulares, conhecidas como “pedras cascudas”. Costumam ter feições cársticas do tipo lapiás nos paredões em que afloram. Apesar de menos solúveis que as unidades calcíticas, apresentam-

se, também, carstificadas. A espessura da unidade está entre 20 e 25 m e os contatos superior e inferior são erosivos. Possuem em sua base um dolomito calcífero, maciço, com cristais de calcita branca e negra que preenchem fraturas e cavidades. Segue, separado por contato erosivo, um dolomito com laminações plano-paralelas ou onduladas, com grande quantidade de estromatólitos colunares.

O Calcário Estromatolítico engloba uma fácies constituída por calcário negro, micrítico e maciço. Apresenta estromatólitos estratiformes com cerca de 20 cm de altura. Podem ocorrer concreções silicosas e elipsoidais de dimensões centimétricas a decimétricas.

Os Sedimentos Cenozoicos ocorrem no extremo sudoeste da área e em pequenos pontos isolados nas regiões topograficamente mais elevadas, são sedimentos conglomeráticos suportados por fragmentos de rocha pelítica, podem ocorrer níveis com seixos carbonáticos e pelíticos. A granulometria dos seixos diminui da base para o topo do pacote coluvionar.

Segundo Assunção (2021), as rochas pelítico-carbonáticas da Formação Sete Lagoas compreendem a maior ocorrência em relação as demais unidades geológicas presentes na área, sendo que o Membro Pedro Leopoldo ocorre nas porções norte e nordeste da bacia, constituindo cerca 23% da área, e o Membro Lagoa Santa, presente na porção central e oeste da bacia, onde estão inseridas as nascentes estudadas, compreende 56% de toda a bacia. A cobertura cenozoica corresponde a aproximadamente 4% da bacia do rio São Miguel

A Figura 2.5 apresenta o contexto geológico da área de estudo.

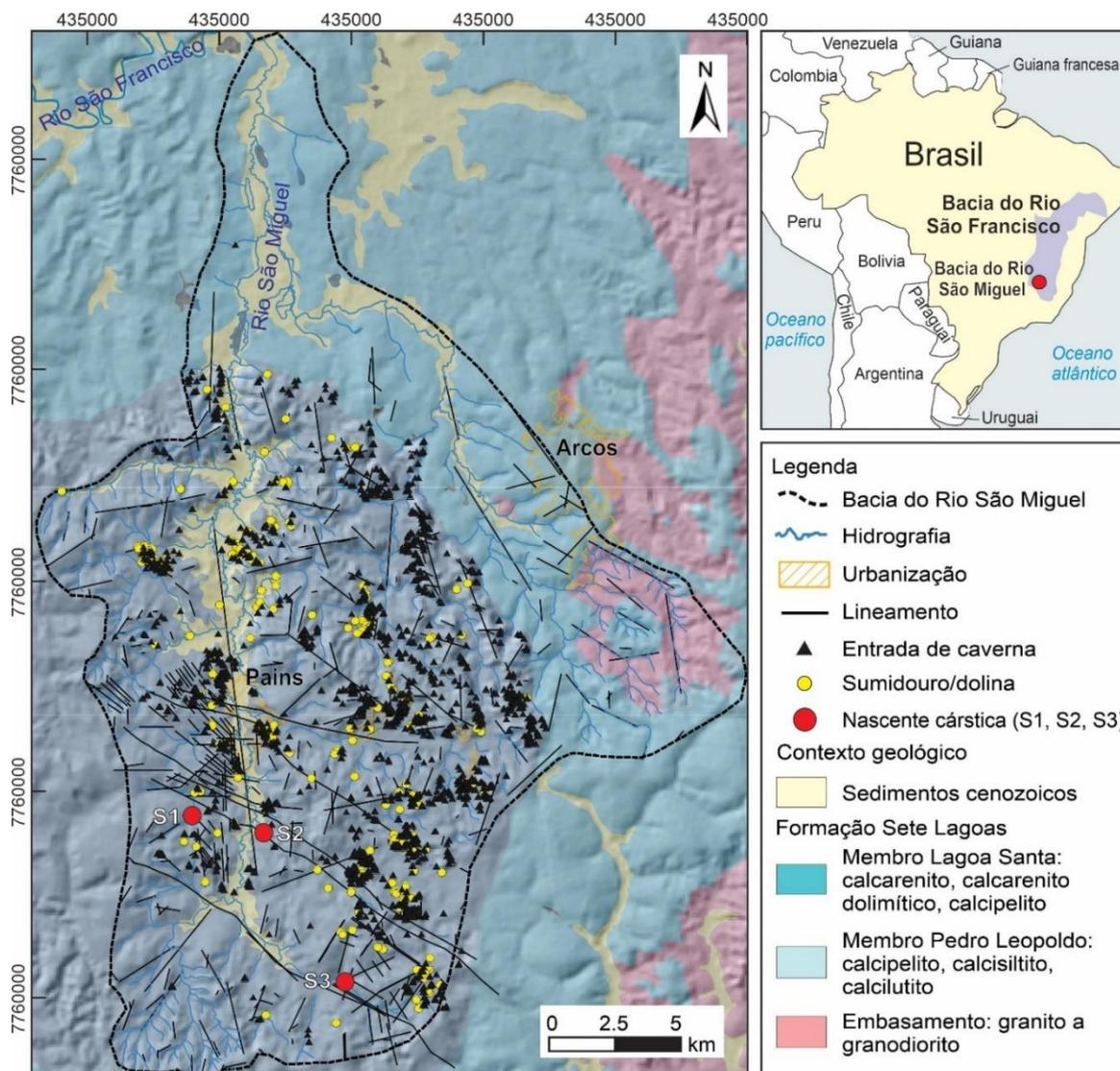


Figura 2.5: Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio São Miguel (adaptado de Lucon 2018).

2.4. GEOMORFOLOGIA

Segundo Saadi et al. (1991; 1993) a geomorfologia de Pains é evidenciada por um típico relevo cárstico bem desenvolvido ao nível do exocarste e endocarste. Apresenta, predominantemente, um carste descoberto em exumação, com padrões de dissolução caracterizados por grandes maciços calcários e paredões marcados por lapiás e estruturas ruiformes, cursos d'água intermitentes, drenagens predominantemente subterrâneas intercalando sumidouros e ressurgências, e dolinas de dissolução.

A unidade morfoestrutural na qual a bacia está inserida é classificada como a Bacia Sedimentar do São Francisco, onde os grandes rios são orientados por fraturas, alargando-se posteriormente, por processos de aplainamento, predominando, portanto, formas aplainadas, superfícies onduladas e pedimentos ravinados, exceto nas áreas cársticas que apresentam morfologia peculiar (SUPRAM 2013).

De acordo com Dias e Menegasse (2002), em 80% da bacia do rio São Miguel, predomina-se um relevo cárstico, definido pela dissolução de rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. O embasamento cristalino se apresenta apenas no extremo leste da bacia. As altitudes variam de 630 a 875 m.

A evolução geomorfológica da área se deu sob influência de atividade neotectônica, num contexto que favoreceu a reativação de estruturas antigas. As várias fases de evolução do carste, durante os períodos Terciário e Quaternário, se relacionam, ou com a simples presença de antigas falhas (controle passivo), ou com a movimentação de outras (controle ativo) (Saadi et al.1998)

Segundo Teixeira e Dias (2003), a região se caracteriza por apresentar um carste ruineiforme e bastante erodido, com afloramentos calcários escarpados, estruturas com dobramentos, fraturas, cavalgamentos e falhas regionais. Destas condições resultaram em maciços isolados, recortados por inúmeros corredores de diáclases, simas e abismos. Separados por um relevo aplainado com presença de verrugas calcárias, dolinas, uvalas, sumidouros, surgências e vales cegos.

A bacia hidrográfica possui um carste bem desenvolvido e uma grande quantidade e variedade de feições cársticas, como: dolinas, uvalas, lapiás, sumidouros, ressurgências e cavernas; estas possuem espeleotemas como estalagmites e estalactites, decorrente da atividade intempérica das águas. Nos maciços calcáreos que compõe as grutas, abrigos e abismos, é possível encontrar fósseis, artes e pinturas rupestres, fragmentos e peças em cerâmicas, utensílios e ferramentas pré-históricas (Lucon 2018).

As águas superficiais distribuem-se por uma rede hidrográfica pouco densa, facilitada pela infiltração direta nas fissuras dos calcários e nas feições de absorção cársticas (sumidouros, simas etc.). Destacam-se os seguintes cursos d'água principais: i) rio São Francisco, que compreende o nível de base regional, a norte da área; ii) rio São Miguel (53 km), que atravessa o município de Pains no sentido N-S; iii) ribeirão dos Patos sob iminente controle estrutural; e iv) rio Candongas, o qual drena para o baixo curso do rio São Miguel, no município de Arcos (Dias e Menegasse 2002).

A Figura 2.6 apresenta o mapa geomorfológico da bacia hidrográfica do rio São Miguel.

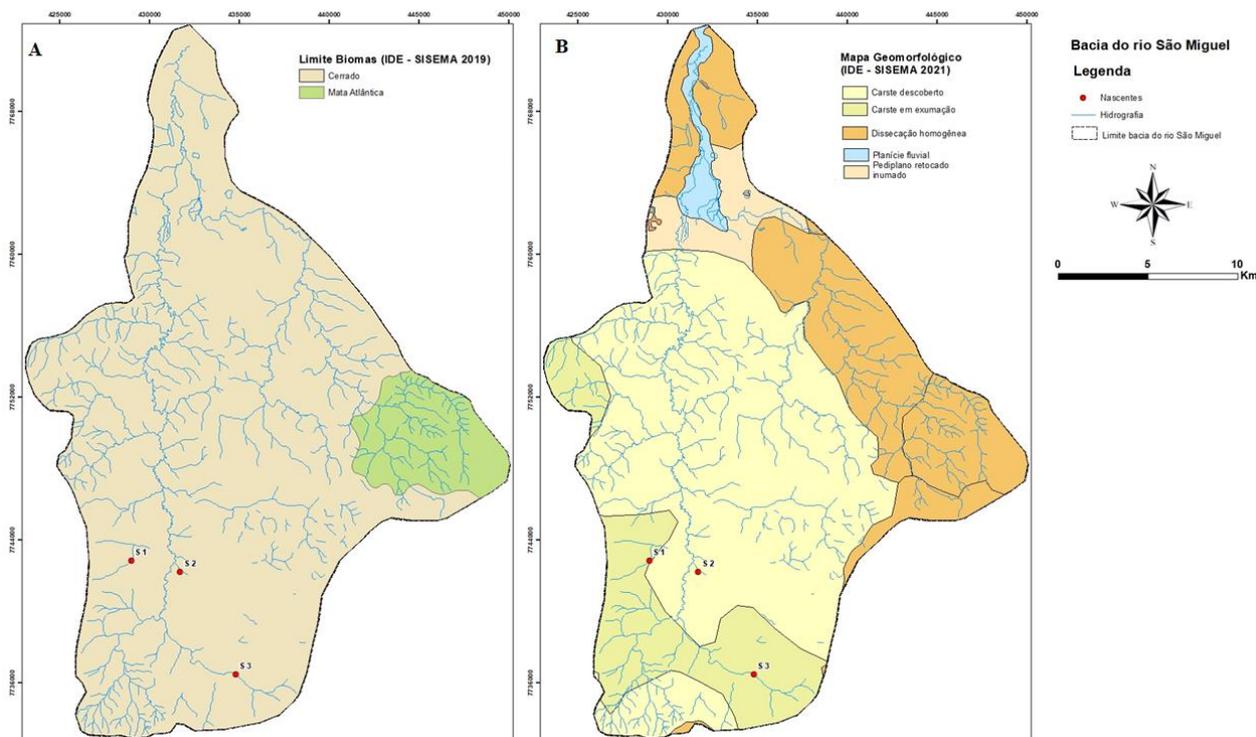


Figura 2.6 - Mapa com os limites dos biomas presentes na bacia (A), mapa geomorfológico (B). Fonte: Infraestrutura de Dados Espaciais do Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (IDE - Sisema, 2021).

2.4. CLIMA E BALANÇO HÍDRICO

Menegasse et al. (2002), conforme dados da estação meteorológica de Bambuí, classificaram o clima na região de Pains como do tipo Cwa: clima temperado brando com verão quente e úmido e inverno seco, segundo classificação de Köppen. A temperatura média anual é de 20,7°C, sendo julho o mês mais frio, com temperatura média de 16,3°C, e janeiro o mês mais quente, com a média de 23,3°C. A precipitação média anual é 1344 mm. O clima tropical local é responsável pela sazonalidade da dinâmica hídrica regional, transformando paisagens e seus atrativos turísticos entre as estações úmida e seca. Quanto ao balanço hídrico, os autores utilizaram dados entre 1975 a 1989 de temperatura e precipitação de estações pluviométricas de Iguatama, Arcos e Fazenda Olhos D'água, e dados de vazão da estação fluviométrica de Calciolândia (1975 a 1989), localizada no baixo curso do rio São Miguel, para a caracterização do escoamento na área.

Utilizando o método do balanço hídrico climático por Thornthwaite-Mather, Menegasse et al. (2002) constataram que a bacia apresenta médias para pluviometria anuais (1.344 mm), de evapotranspiração potencial (937,0 mm), evapotranspiração real (834,0 mm), déficit hídrico (104 mm) e excedente hídrico (491 mm). Observaram também que a bacia apresenta dois períodos distintos: um com excedente hídrico, de novembro a abril, e outro com déficit hídrico, de maio a setembro, com reposição no mês de outubro.

Em relação à umidade relativa mensal (%), a partir dos dados das normais climatológicas (1981 a 2010) observa-se que os níveis mais elevados são registrados nos meses de janeiro e dezembro (entre 80 e

85%), já entre os meses mais secos, agosto e setembro, os valores oscilam entre 60 e 70%. Todavia, a umidade média anual varia entre 75 e 80% (INMET 2021).

A cidade de Pains não possui estação pluviométrica para obtenção dos dados referentes à pluviosidade regional. A estação pluviométrica mais próxima (ANA – código 02045010) está localizada na cidade de Arcos e apresenta série histórica desde 1974 até os dias atuais. Os dados de 1974 a 2020 apresentam precipitação média anual de 1.332 mm, cuja estação chuvosa ocorre de outubro a março, com precipitação média de 1.105 mm, correspondendo a 82.95% da precipitação anual. As menores precipitações ocorrem entre os meses de abril a setembro, com média de 208 mm, 15.61% do total anual. (Agência Nacional das Águas (2020), (www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas)).

2.5. VEGETAÇÃO

O município de Pains está dentro dos limites dos biomas Cerrado e Mata Atlântica (IBGE 2019), que, segundo Myers et al. (2000), são os dois tipos mais biodiversos e ameaçados ecossistemas do mundo. O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE 2019) e o Instituto Brasileiro de Florestas (IBF 2021) mostram que o bioma “Mata Atlântica” abrange uma área de cerca de 15% do total do território brasileiro; contudo, atualmente, restam apenas apenas 12,4% da floresta que existia originalmente.

Na bacia do rio São Miguel, o Cerrado é predominante, com relevo é caracterizado majoritariamente pela depressão do alto-médio rio São Francisco, e em menor parte pela planície do rio São Francisco e planalto centro-sul mineiro. As características geomorfológicas do carste na área de estudo são, sobretudo: carste descoberto e em exumação, (IBGE - 2019, IDE – Sisema - 2021).

Conforme Projeto Radam Brasil (1983), a vegetação nativa da área é caracterizada pelo tipo savana (cerrado), ocorrem gradações que vão das gramíneas do campo limpo à vegetação densa e de maior porte do cerrado, entretanto, esta vegetação vem sendo degradada devido ao intenso uso agrícola, sobretudo pela pastagem extensiva, e pela extração mineral. Segundo Barbosa 1961, verifica-se nas áreas cársticas, um caráter estacional da vegetação de floresta estacional decidual, este tipo de vegetação é conhecido na área de estudo como “Mata de Pains”, localizada entre as altitudes de 500 a 800 m, revestindo os afloramentos calcários (Menegasse et al 2002).

2.6. HIDROGRAFIA

A bacia do rio São Francisco corresponde a 8% do território nacional. Possui extensão de 2.863 km e uma área de drenagem que ultrapassa os 639.219 km², estendendo-se desde Minas Gerais, em sua nascente, na Serra da Canastra, até o Oceano Atlântico, desaguardo na divisa dos estados de Alagoas e de Sergipe. Para fins de planejamento, a bacia foi dividida em quatro regiões fisiográficas: Alto, Médio, Submédio e

Baixo São Francisco, a maior concentração demográfica está no Alto São Francisco (Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco - CBHSF).

O sistema hidrográfico da região localiza-se na província cárstica de Arcos-Pains, entre a bacia hidrográfica do Alto São Francisco e a bacia hidrográfica do rio Grande. A maior parte da área delimitada já referida pertence à bacia do São Francisco e para esta correm os seus principais rios. Já ao sul, uma porção da área delimitada, nos municípios de Córrego Fundo e Formiga, pertence à bacia do Rio Grande. Diante da sua localização e organização, é notável a importância do potencial de recarga hídrica deste aquífero cárstico, no contexto dessas importantes bacias hidrográficas (Teixeira e Dias 2003).

O rio São Miguel tem sua nascente entre os municípios de Pains e Formiga (a 875 m de altitude), e é um importante afluente da margem direita do rio São Francisco; sua foz situa-se entre os municípios de Iguatama e Arcos, na cota aproximada de 630 m, apresentando amplitude altimétrica de 245 m (IBGE, 1969 e 1970, Menegasse et al. 2002). Segundo Haddad et al. (2007), a área de drenagem da bacia do rio São Miguel perfaz aproximadamente 525 km² e abrange, na sua maioria, parte dos municípios de Pains e Arcos, além dos municípios de Iguatama, Formiga e Córrego Fundo. Apresenta vazão média de 7,6 m³/s, com uma contribuição subterrânea média de 68,5% do escoamento total e 24% da precipitação (166 milhões de m³/ano). A contribuição subterrânea predomina sobre a superficial durante todo o ano, sobretudo no período seco, entre abril e outubro, chegando a 95% em julho e 54% em dezembro. Entre novembro e dezembro há um súbito acréscimo do escoamento subterrâneo, que indicando boas condições de recarga (fraturas e feições de absorção cárstica) e capacidade de renovação das águas subterrâneas, além de um bom grau de interconexão entre o sistema aquífero e o superficial. No sistema cárstico, a drenagem subterrânea predomina sobre a superficial, sendo que, nas partes mais carstificadas, a rede de drenagem tende a ser mais empobrecida (Figura 2.7); na porção sudeste da área, a mais carstificada, a drenagem superficial quase desaparece, dando lugar ao escoamento subterrâneo (Menegasse et al. 2002).

Os principais tributários da margem oeste, seguindo de montante para a jusante, são: ribeirão das Moendas, córrego da Mina, córrego do Mandengo e córrego do Fundão. Os principais tributários da margem leste são: córrego da Barra e rio Candongas, que abrange a sub-bacia do córrego Santo Antônio, ambos inseridos majoritariamente no município de Arcos (Figura 2.7) (Lucon, 2018).

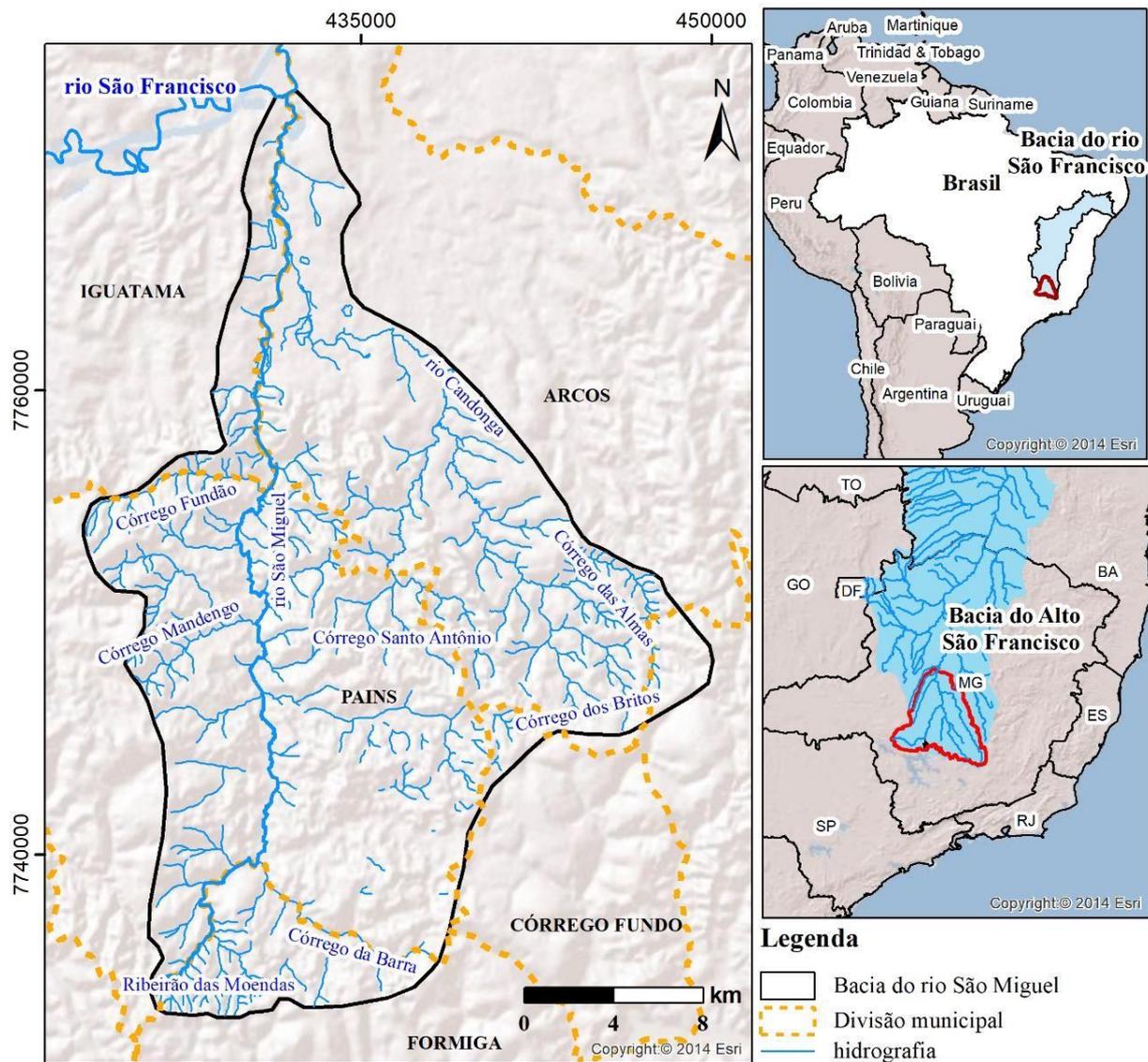


Figura 2.7 – Rede hidrográfica da bacia do rio São Miguel, alto São Francisco e São Francisco (retirado de Lucon, 2018).

2.7. HIDROGEOLOGIA

Segundo Pessoa et al. (1980), uma província hidrogeológica pode ser definida como uma região de características gerais semelhantes quanto às suas principais ocorrências de águas subterrâneas. Os fatores que contribuem para definir uma província hidrogeológica são os geológicos e fisiográficos. O fator geológico é o mais importante, pois a litologia, a estrutura e a tectônica controlam as condições de ocorrência, movimento e qualidade das águas subterrâneas. Em seguida, a fisiografia, compreendendo o clima e a morfologia, que podem operar mudanças radicais nas condições da água no subsolo, reduzindo as diferenças devidas a diversos tipos de aquíferos, favorecendo ou não a produtividade hídrica de uma região.

Dias e Menegasse (2002) constatam que na bacia a água subterrânea é largamente consumida para abastecimento público, pelas indústrias (principalmente do setor de mineração e calcinação) e estabelecimentos comerciais (como postos de gasolina). Pains é, em sua maior parte, abastecida pelas águas

de uma surgência junto à margem esquerda do rio São Miguel que, depois de tratada é distribuída, através de 1671 ligações prediais, num volume de aproximadamente 22300 m³/mês (SAAE de Pains). A maioria das propriedades rurais inseridas na bacia é abastecida por águas provenientes de cisternas ou poços tubulares. Conseqüentemente, a água subterrânea constitui um recurso de elevado valor estratégico para o desenvolvimento econômico e social da região.

Mourão et al. (2001) subdividiram a região do Alto São Francisco, onde está a bacia do rio São Miguel, em quatro sistemas aquíferos (Figura 2.8): granular (aquíferos aluviais, areníticos e colúvio-eluviais); cárstico; cárstico fissurado; e fissurado (aquíferos de rochas metapelíticas e xistosas, de rochas quartzíticas, itabiríticas e de rochas metamórficas).

Dias e Menegasse (2002) reclassificaram a bacia do rio São Miguel quanto aos sistemas aquíferos, identificando três diferentes aquíferos na área abrangida pela bacia do rio São Miguel. Dois deles em meios anisotrópicos: um aquífero cárstico e um fissural; e um aquífero granular. Aproximadamente de 80% da bacia do rio São Miguel é dominada por um grande aquífero cárstico que, a norte, a oeste e a sul, se estende para bem além dos limites da bacia, abrangendo rochas carbonáticas de textura e composição variadas.

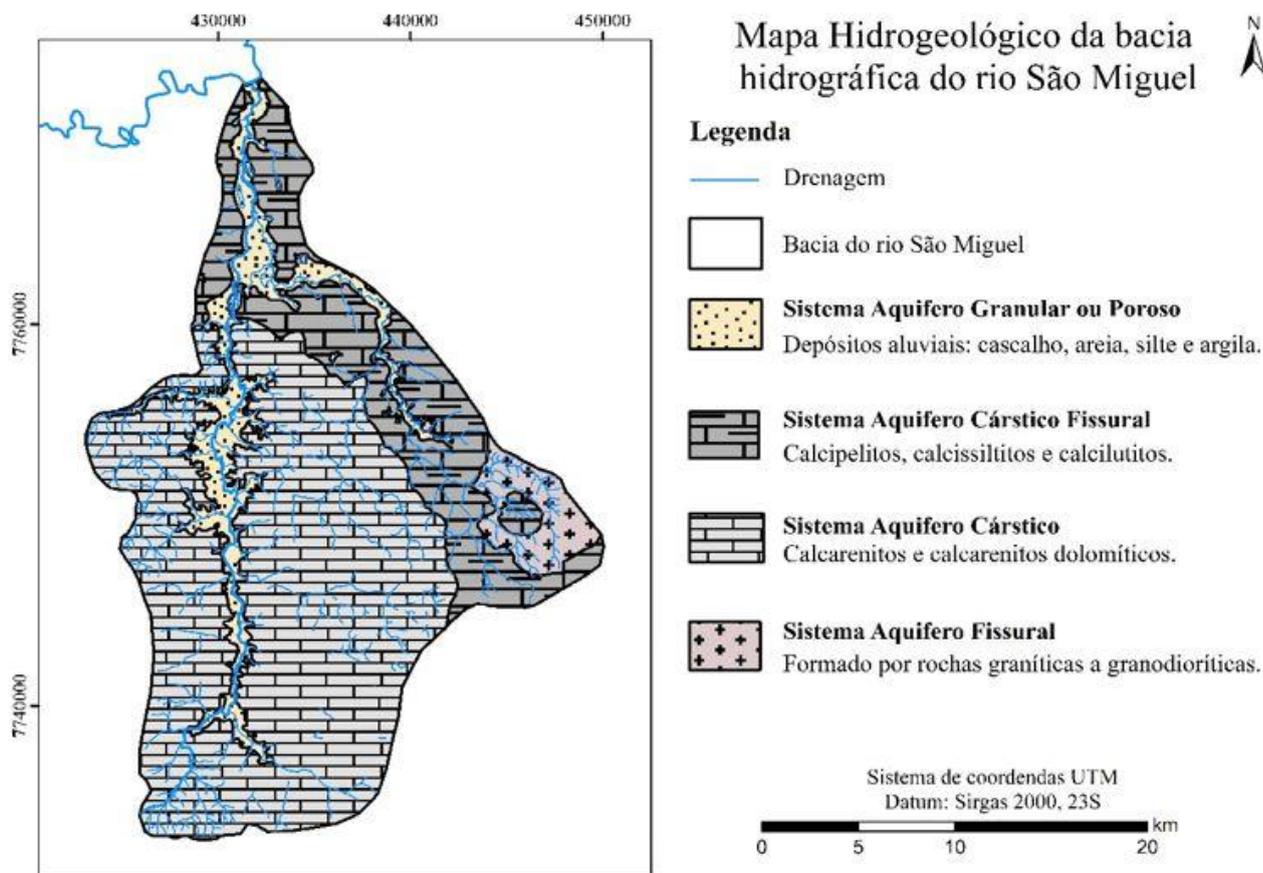


Figura 2.8 - Mapa hidrogeológico da bacia do rio São Miguel com a descrição dos quatro sistemas aquíferos (retirado de Lucon 2018, modificado de Mourão et al, 2001).

Sistema Aquífero Cárstico

Representado pelas rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, a Formação Sete Lagoas recobre majoritariamente a área da bacia hidrográfica do rio São Miguel com afloramentos e feições geomorfológicas sugestivas de processos de carstificação, como: dolinas, sumidouros, grutas, poljés, uvalas, surgências, ressurgências, lapiás e rede de drenagem subterrânea (Mourão et al. 2001, Freitas 2009, Lucon 2018). No aquífero cárstico ocorrem pontos de recarga dispersos por toda a bacia, na forma de feições cársticas como sumidouros e dolinas, que transportam a água da superfície para o aquífero. Em diversos pontos da bacia é possível identificar dolinas de formação recente, às vezes inseridas em dolinas maiores, mostrando que o processo de carstificação está em atividade. A maior concentração de dolinas e sumidouros está na porção sudeste da área. As surgências são importantes feições de descarga deste aquífero, que alimentam os cursos d'água, ocorrendo inclusive descargas diretas no rio São Miguel, que é o nível de base do aquífero na área em estudo (Dias e Menegasse, 2002).

Sistema Aquífero Cárstico Fissural

Composto por calcipelitos, calcissiltitos e calcilitos do Grupo Bambuí, esse sistema recobre a porção leste da bacia hidrográfica do rio São Miguel, apresentando descontinuidades de direções NE-SW e NW-SE. As principais formas ocorrência de recarga correspondem à infiltração direta de águas meteóricas nas áreas de afloramento, em áreas com drenagem superficial, através de dolinas e sumidouros. A descarga do aquífero ocorre nos rios, níveis de base local, que recebem o contributo do aquífero. Na bacia do rio São Miguel, a recarga do aquífero é realizada nas áreas localizadas na parte oeste, as quais exibem níveis potenciométricos mais elevados, apresentando feições cársticas de absorção como sumidouros, fraturas, desfiladeiros e condutos que facilitam a infiltração e percolação das águas pluviais (Teixeira e Dias 2003, Freitas 2009 e SEE 2012).

Sistema Aquífero Fissural

Inserido no Complexo granito-gnáissico, esse sistema aflora no extremo leste da bacia; o escoamento subterrâneo ocorre em rochas gnáissicas de maneira que o fluxo segue ao longo das descontinuidades, como planos de fraturas e falhas presentes nestas rochas, de direções preferenciais N/S, E/W e NW-SE (Dias e Menegasse 2002, Freitas 2009). Segundo Saadi (1991), a região de ocorrência desse sistema aquífero corresponde, aproximadamente, à sub-bacia do rio Candongas, que tem grande parte de seu curso acompanhando um graben de direção N30W.

Sistema Aquífero Poroso

O sistema é representado por coberturas detríticas caracterizadas por sedimentos aluviais e colúvio aluviais encontrados ao longo de cursos d'água, nas planícies de inundação e nos terraços (Lucon, 2018).

2.9. USO DO SOLO E FONTES DE POLUIÇÃO

Segundo Cherem (2006), existem 9 tipos de classes de uso do solo na bacia hidrográfica do Rio São Miguel (pastagem, vegetação, solo exposto, afloramentos calcários, minerações, urbanização, plantações de eucalipto, agricultura e outros tipos). Entretanto, Pereira (2018) realizou um estudo da análise do uso do solo dessa bacia hidrográfica a partir da classificação supervisionada de composições de bandas de uma imagem Landsat 8, a qual resultou em 7 classes de usos (pastagem, vegetação, solo exposto, maciços calcários, empreendimentos minerários, urbanização e lagos) (Tabela 2.1 e Figura 2.9).

Analisando os dois estudos é possível perceber que em ambos o maior percentual de uso do solo é proveniente das atividades de pastagem; a classe correspondente às atividades de mineração teve uma diferença pequena no percentual relativo à área, tendo em vista que são 12 anos de diferença entre os estudos dos autores citados em questão. A área referente ao solo exposto aumentou 3,8% desde 2006, e os afloramentos calcários diminuíram em 8,2% sua área de abrangência.

Para Haddad (2007), os campos de pastagens, a agricultura e o solo exposto são as principais fontes de poluição difusa das águas distribuídas por toda bacia. A ocupação urbana representa a principal fonte de poluição pontual, devido aos lançamentos de esgotos e efluentes urbanos e industriais na região. A mineração é considerada como fonte não pontual devido a exploração das rochas e da calcinação, que contribuem para a poluição atmosférica, tendo potencial para posteriormente poluir solos e corpos d'água. Segundo Félix e Freitas Júnior (2000), as coberturas são caracterizadas por solos residuais, latossolos vermelhos, proveniente do intemperismo do calcário.

Tabela 2.1 - Uso do solo da bacia hidrográfica do rio São Miguel (Retirado de Lucon 2018, adaptada de Cherem 2006, Pereira 2018).

Levantamento realizado por Cherem (2006)		Levantamento realizado por Pereira (2018)	
Classificação	Área (%)	Classificação	Área (%)
1. Pasto	40,8	1. Pasto	61
2. Vegetação (mata)	27,3	2. Vegetação	27
3. Solo exposto	1,2	3. Solo exposto	5
4. Afloramentos calcários	11,6	4. Maciço calcário	3,4
5. Minerações	1,5	5. Empreendimentos minerários	1,8
6. Urbanização	0,5	6. Urbanização	1,7
7. Plantação de eucalipto	0,9	7. Lagos	0,1
8. Agricultura	12,1		
9. Outros	4,1		

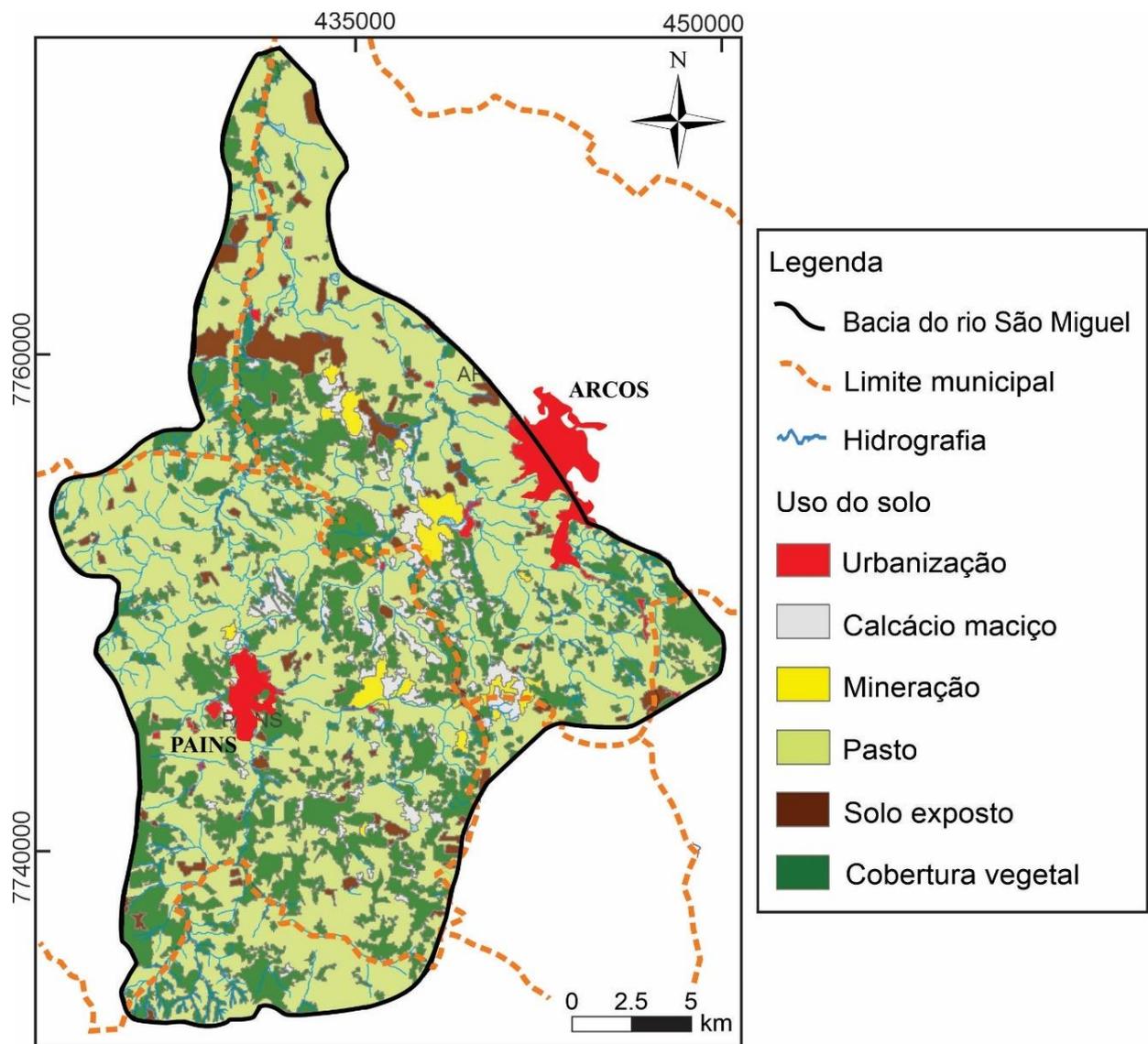


Figura 2.9 - Uso do solo da bacia hidrográfica do rio São Miguel com áreas de urbanização, afloramentos calcários, atividades de mineração, pastagens, solos nus e vegetação. Retirado de Pereira (2019), modificado de Cherem (2006); Haddad e Magalhães Jr. (2010).

CAPÍTULO 3

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. HIDROGEOLOGIA CÁRSTICA

O termo "carste", que significa solo pedregoso, origina-se no platô dinárico na região dos Bálcãs da Europa Oriental. É também lá que o campo da ciência cárstica começou. Embora ele não tenha sido o primeiro estudioso a estudar carste, Jovan Cvijić (1865-1927) foi provavelmente o cientista que lançou as bases para a compreensão moderna dos processos geomórficos no final do século XIX. Desde então, a ciência cárstica se expandiu para incluir outros tipos de cárstes, como paleocarste pseudocarste, volcanocarste, fluviocarste thermocarste etc. (Ford e Williams 2007). No século XXI, a ciência do carste avançou bastante, incorporando uma melhor compreensão dos ambientes cársticos, sua fragilidade e valor ao desenvolvimento humano (Beynen, 2011).

Carste é o termo usado para descrever um estilo especial de paisagem que contém cavernas e extensos sistemas de água subterrânea, desenvolvidos em rochas especialmente solúveis, como calcário, mármore e gesso. Grandes áreas continentais da Terra são sustentadas por terrenos cársticos desenvolvidos em rochas carbonáticas e aproximadamente 20 a 25% da população global depende em grande parte ou inteiramente das águas subterrâneas obtidas a partir delas. Esses recursos estão sob crescente pressão e têm grande necessidade de reabilitação e gestão sustentável (Ford e Williams, 2007). O Carste representa uma área específica que consiste em relevo superficial e uma rede hidrográfica resultante da circulação da água e sua ação química e física agressiva nas articulações, fraturas e rachaduras ao longo das camadas de rochas solúveis, como calcário, giz e dolomita (Bonacci, 1942).

A evolução progressiva das redes de águas subterrâneas cársticas e o desenvolvimento de condições de fluxo turbulento estão intimamente relacionados à evolução das formas de relevo cársticas. Embora as rochas cársticas possam ter porosidade intergranular primária e porosidade secundária (fraturas), a maior parte do fluxo de água através delas é transmitida por condutos (porosidade terciária) desenvolvidos por dissolução. Esses sistemas recebem a maioria de suas entradas de pontos de recarga na superfície, como dolinas e sumidouros, que também evoluem com o tempo como consequência da dissolução. Assim, a paisagem da superfície e o sistema de condutos subterrâneos evoluem juntos, uma circunstância incomum aplicável apenas ao carste (Ford e Williams, 2007). Os aquíferos cársticos se desenvolvem em resposta a fenômenos dinâmicos que operam no tempo e no espaço. Sua geometria muda muito rapidamente, o que altera os regimes hidrodinâmicos dos aquíferos. Todas essas mudanças representam um processo uniforme: a evolução dos aquíferos cársticos (Milanović, 2005).

Aquífero cárstico é caracterizado por uma rede intrínseca de condutos interligados a feições de recarga e descarga do aquífero que, no primeiro caso, é responsável pela infiltração rápida do epicarste. Conhecer o comportamento deste aquífero e suas direções preferenciais da rede de condutos é importante para determinar as principais rotas de fluxo, identificar feições cársticas que contribuem para descarga e

recarga do aquífero, bem como prever o impacto da disposição inadequada de poluentes que comprometem a utilização da água, principalmente para fins de consumo humano (Freitas, 2009).

A compreensão da zona não saturada é de grande importância, pois determina a passagem da água para o aquífero e está envolvida em processos de carstificação e tipos de fluxos de água. Dois tipos de infiltração são distinguidos na zona não saturada em aquíferos cársticos: um correspondente à circulação de águas por condutos cársticos, de trânsito rápido em direção a zonas mais profundas, com vazões relativamente altas e de curta duração; e outro caracterizado por circulação lenta da água através do leito da rocha matriz e fissuras, e de baixas vazão e velocidade (Carrasco et al. 2006).

Aquíferos cársticos não são imutáveis; eles evoluem com o tempo à medida que o CO₂ na água dissolve a rocha carbonatada, ampliando uma proporção das fraturas iniciais em condutos e cavernas. A orientação e extensão do sistema de fluxo e da rede de condutos pode mudar com o tempo: condutos podem colapsar ou ser preenchidos com sedimentos ou se transformar em condutos não saturados ou vice-versa (Goldscheider e Drew, 2007).

Segundo Auler et al. (2015), o sistema cártico compreende 3 domínios: I) ambiente externo (exocarste ou carste superficial), caracterizado por formas superficiais geradas pelo ataque químico de águas meteóricas; II) domínio subterrâneo, chamado de endocarste (ou carste subterrâneo), representado por cavidades subterrâneas, geradas pela dissolução por águas subterrâneas de origem diversa; e III) epicarste, que representa a zona logo abaixo da superfície, englobando o contato entre solo e rocha calcária. As feições superficiais são formadas por águas meteóricas (oriundas da precipitação), através de contato direto com o carbonato da rocha ou através de drenagens. Os lapiás, ou karren, são representados por pontões, orifícios e alvéolos, gerados tanto em rocha desnuda quanto sob o solo. As dolinas, muito comuns em regiões cársticas, são depressões fechadas em forma de funil ou cilíndricas, são formadas por dois processos principais, a dissolução subsuperficial em grutas, o que causa o rebaixamento da superfície da rocha e/ou penetração no solo, e o colapso, em consequência do abatimento de teto de caverna no solo ou na rocha. As dolinas podem se apresentar de modo individual, ou como uvalas, que resulta da união de duas ou mais dolinas.

3.2. CARSTIFICAÇÃO

A carstificação resulta da ação física e química da água em solução e transporte de elementos das rochas. O poder da solubilidade em água em contato com as rochas depende da temperatura da água e de sua composição química, sendo o componente dominante o CO₂. A espessura do tamanho dos grãos é um fator importante na dissolução do calcário, afetando a qualidade química das águas cársticas (Sweeting, 1973). Os padrões de fluxo nos aquíferos cársticos são condicionados pelos processos de carstificação. Esses processos aumentam a permeabilidade do maciço, desenvolvendo uma rede de condutos de alta condutividade hidráulica. A carstificação provoca a heterogeneidade do fluxo, aumentando o contraste de permeabilidade entre os sistemas de fluxo de condutos e fluxo difuso (Liñán et al. 2008).

O CO₂ atmosférico contido na água da chuva impulsiona a dissolução do calcário. A água que se

infiltra no solo também pode captar essa substância produzida por raízes de vegetais, bactérias e outros organismos contidos no solo. Quando a água rica em dióxido de carbono infiltra-se na zona saturada, origina espaços à medida que dissolve os minerais carbonatados localizados em zonas de discontinuidades da rocha (e.g. fraturas, falhas, planos de acamamento, dobras, juntas etc.) (Figura 3.1), conhecidas como porosidade secundária (Lucon, 2018).

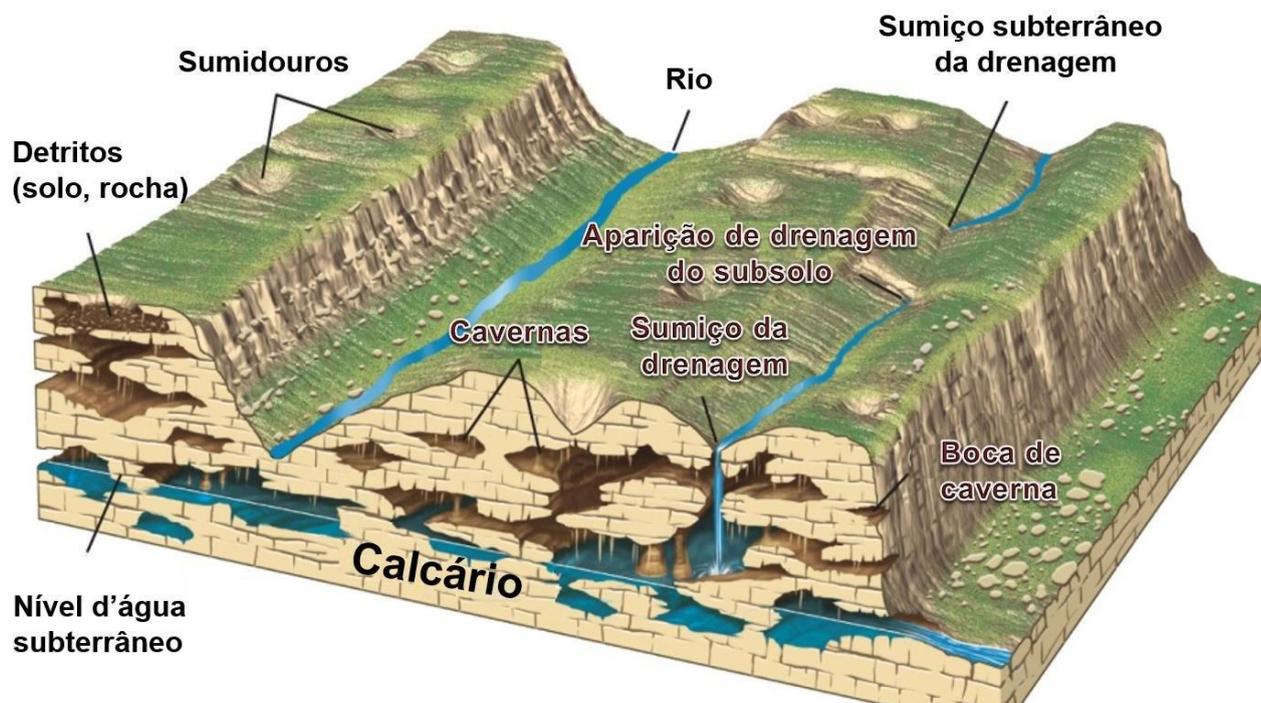


Figura 3.1 - Bloco diagrama de um sistema aquífero cárstico (modificado de Grotzinger e Jordan 2014).

A dissolução decorre da atuação conjunta de diversos fatores que, ao atingirem de maneira coincidente o desenvolvimento de feições de alargamento superiores a 1 cm de espaçamento, marcam o limite de mudança entre sistemas aquíferos fraturados para sistemas aquíferos cársticos (White, 1993).

A composição química das águas subterrâneas de regiões cársticas geralmente é dominada por produtos da dissolução de minerais de carbonato, como carbonato de cálcio (CaCO_3), dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, a magnesita (MgCO_3) e, em menores quantidades, os silicatos (Si_xO_y) e matéria orgânica (Lucon, 2018). Sabe-se que o ácido carbônico transforma o CaCO_3 em bicarbonato de cálcio por meio da equação (1):



O ácido carbônico, por sua vez, pode ser obtido da reação entre água e dióxido de carbono, tornado a água ácida (Goldscheider e Drew 2007), como mostra a equação (2):



A equação geral (3), com a presença de CO_2 em solução aquosa, a partir das equações 1 e 2, será:



Assim, a quantidade de CO₂ livre em solução na água é diretamente proporcional à capacidade desta água de dissolver as rochas carbonáticas. Este teor de CO₂ em solução depende de fatores físico-químicos e biológicos dos ambientes envolvidos.

A carstificação evolui com o tempo, assim como as condições climáticas e topográficas mudam ao longo do tempo, o que pode resultar em alterações no nível de base e nas direções do fluxo. O atual padrão de drenagem subterrânea de um sistema cárstico geralmente só pode ser entendido considerando-se a história da paisagem (Goldscheider e Drew, 2007).

3.3. CARACTERIZAÇÃO DAS NASCENTES CÁRSTICAS

Segundo Springer e Stevens (2008), embora as nascentes tenham sido reconhecidas como ecossistemas importantes, raros e ameaçados globalmente, ainda não existe um sistema de classificação consistente e abrangente para as nascentes.

As nascentes cársticas são muito dispersas nessas regiões. A maioria das nascentes importantes está ao longo do perímetro da base de erosão, isto é, no limite externo das poljes cársticas, vales dos rios e da costa marítima. Uma característica comum dessas fontes, permanentes ou temporárias, é a dependência direta de sua descarga na precipitação. Em geral, a capacidade e o caráter hidrogeológico das nascentes cársticas dependem de vários fatores, como área de captação, capacidade de retardo do aquífero, porosidade total efetiva, composição geológica e outros fatores semelhantes (Milanović, 2005).

As nascentes consistem no afloramento do nível freático que dão origem aos fluxos d'água, sendo um reflexo direto do estado da água subterrânea que abastece e influencia diretamente córregos e outros corpos d'água superficiais (Kresic e Stevanovic, 2010), passando a formar a rede de drenagem (Leal et al. 2016). A identificação e compreensão dos processos hidrogeológicos e geomorfológicos envolvidos na gênese e desenvolvimentos das nascentes são fundamentais para sua preservação, bem como para a gestão de recursos hídricos.

Segundo Fetter (2000), algumas das maiores nascentes do mundo estão em áreas de rocha calcária, onde o escoamento pode ser realizado em parte ou totalmente como fluxo subterrâneo. Pode ser um fluxo difuso nos poros e fraturas na rocha ou um fluxo canalizado nas cavernas. As nascentes em terrenos de calcário podem ser interconectadas a depressões topográficas causadas por cavernas desmoronadas (buracos) em elevações mais altas. O nível d'água nesses buracos pode aumentar e diminuir devido a variações no escoamento (Brook, 1977). A descarga de uma nascente cárstica está diretamente relacionada à precipitação na bacia das águas subterrâneas e aumentará logo após o início do evento de chuva.

A posição vertical da nascente controla a elevação do nível freático na saída do aquífero, enquanto a condutividade hidráulica e a descarga determinam a inclinação do nível d'água a montante e sua variação sob diferentes condições de descarga (Ford e Williams, 2007).

As nascentes, quanto às origens, podem ser formadas tanto por níveis freáticos (apenas depositados

sobre as camadas impermeáveis) quanto artesianos (confinados entre duas camadas impermeáveis), podendo surgir por contatos das camadas impermeáveis com a superfície, por afloramento dos lençóis em depressões de terrenos, por falhas geológicas ou por canais cársticos. Na origem da maior parte dos córregos estão nascentes de contato ou de depressão, provenientes de lençóis freáticos. As de contato, como normalmente surgem no sopé de morros, são conhecidas como nascentes de encostas (Calheiros et al. 2004).

As nascentes de depressões podem se manifestar em pontos de borbulhamento bem definidos, conhecidos popularmente como “olhos d’água”; ou, então, por pequenos vazamentos superficiais espalhados por uma área que se apresenta encharcada (brejo) e vai acumulando água em poças até dar início a fluxos contínuos, sendo conhecidas como nascentes difusas. A água da nascente proveniente de lençol artesianos pode ser de contato, ocorrendo normalmente em regiões montanhosas, com fortes declives entre áreas próximas, o que facilita o afloramento das camadas impermeáveis, responsáveis pelo confinamento dos lençóis; podem ainda, ser provenientes de falhas geológicas que sejam capazes de provocar a ligação de lençóis confinados com a superfície; ou por canais e galerias formadas em rochas cársticas e que podem ser alimentadas pela água de chuva, através de dolinas, por exemplo (Valente, 2005).

Segundo Auler et al. (2015), em regiões cársticas, as drenagens superficiais tendem a ser absorvidas através de sumidouros, feições associadas a pontos de absorção de água ou zonas de infiltração difusa. O sumidouro marca o ponto final da drenagem superficial, pois a partir daí ela se torna subterrânea. As nascentes representam pontos onde a drenagem subterrânea se torna superficial.

3.4. HIDROGRAMA DE NASCENTE

Devido à alta heterogeneidade e anisotropia desse aquífero, ao se adotar técnicas de investigação comumente usadas em aquíferos porosos, por serem mais simples e clássicas, nem sempre trazem bons resultados. Muitas das vezes, podem até resultar em interpretações equivocadas sobre o comportamento do aquífero. Portanto, aplicar técnicas de investigação desenvolvidas para um contexto hidrogeológico cárstico são as mais aconselháveis. Assim, alguns métodos e estudos são citados a seguir.

Pesquisas hidrogeológicas cársticas podem ser realizadas analisando respostas hidrodinâmicas, hidrotermais ou hidroquímicas, no âmbito de uma abordagem multidisciplinar, fornecendo uma caracterização mais confiável do funcionamento do aquífero cárstico. Uma das principais abordagens hidrogeológicas para estudar o fluxo e transporte da água em sistemas cársticos é a análise da inferência da estrutura do sistema durante um ciclo hidrológico a partir de hidrogramas (Perrin, 2003).

A caracterização dos aquíferos cársticos é geralmente baseada no conhecimento de seus parâmetros internos, que condicionam o tipo de fluxo e armazenamento. No entanto, a natureza altamente heterogênea do ambiente cárstico limita a estimativa desses parâmetros. Nessas circunstâncias, o aquífero pode ser caracterizado por suas respostas, analisando os hidrogramas das nascentes (Llanos e Gárfias, 1998).

O hidrograma de nascente é uma representação gráfica da resposta do fluxo da nascente tipicamente seguindo uma entrada da precipitação. Hidrogramas registram chuvas individuais e séries temporais mais longas que podem mostrar variações sazonais e podem ser ferramentas importantes para avaliar o funcionamento de um aquífero. Estes também fornecem pontos de monitoramento mais importantes em muitos sistemas cársticos, contendo processos de informação em uma bacia hidrográfica, incluindo distribuição espacial e temporal de recarga, bem como os caminhos de fluxo em subsuperfície. A interpretação de hidrogramas pode, indiretamente, estimar sobre a estrutura interna e geometria de aquíferos cársticos, volumes de armazenamento e tempos de transporte (Goldscheider e Drew, 2007).

Segundo Goldscheider e Drew (2007), a amostragem temporal visa apresentar a reação dos sistemas cársticos frente aos eventos de chuva; os dados resultantes são geralmente plotados como quimiogramas (concentração versus curvas de tempo). O formato dos quimiogramas não apenas reflete características intrínsecas de um sistema cárstico (e.g. grau de carstificação, presença de camada de cobertura), mas também depende do estado do sistema (quantidade de água armazenada, atraso desde o último evento de precipitação) e fatores externos (intensidade, distribuição temporal e espacial da precipitação). As nascentes geralmente são monitoradas, pois fornecem acesso a superfície e que a obtenção dos dados necessários para a construção de hidrogramas de nascentes é sem dúvida a técnica mais importante da hidrologia cárstica.

Com a relação à evolução da precipitação e a descarga por gotejamento versus tempo (Figura 3.2), Carrasco et al. (2006) constatou que em Nerja Cave, uma caverna localizada no sul da Espanha, existem duas modalidades de infiltração: uma infiltração lenta, que predomina ao longo do ano e uma infiltração rápida, que ocorre durante um curto período de tempo.

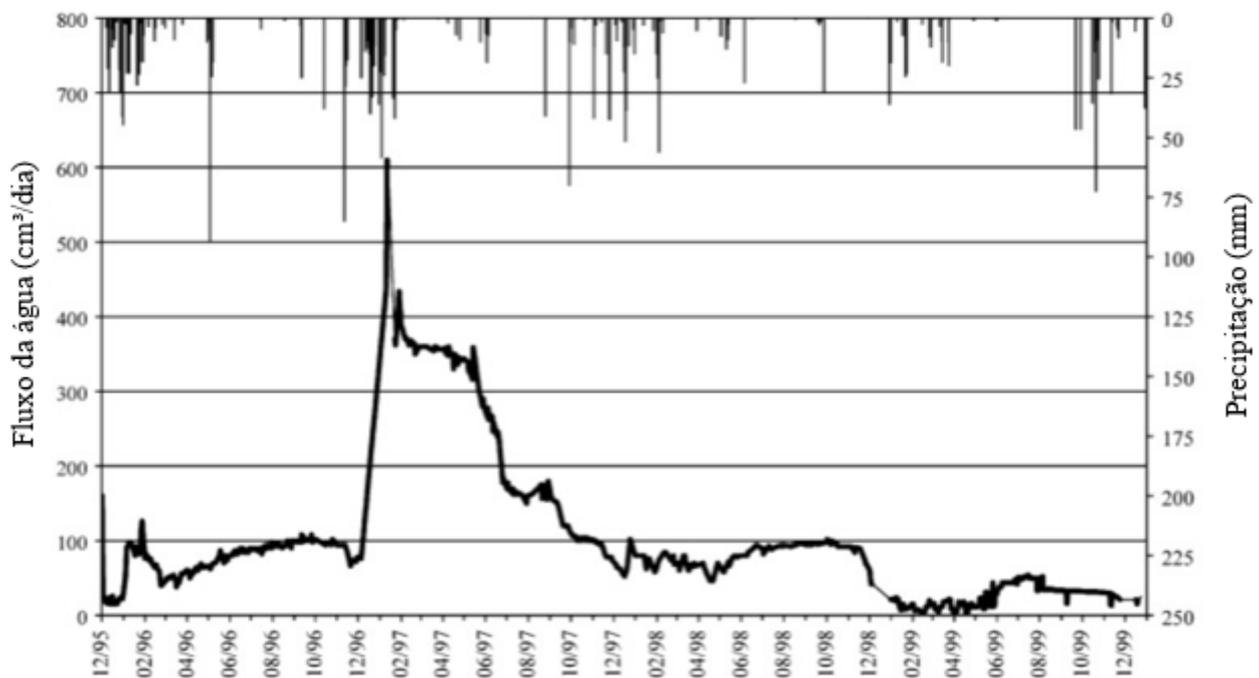


Figura 3.2 - Evolução temporal da chuva e fluxo de água em Nerja Cave (Carrasco et al. 2006).

Mudarra et al. (2011), em Alta Cadena, sul da Espanha, selecionaram algumas nascentes e utilizaram hidrogramas e quimiogramas para apresentar a variação temporal de parâmetros como: condutividade elétrica, fluorescência natural, matéria orgânica, temperatura, nitrato e PCO_2 , associados aos respectivos eventos de precipitação. Os autores constam que quando a precipitação ocorre, cada nascente apresenta uma resposta hidroquímica individual distinta, assim, os valores mais altos de CE foram registrados durante o verão e o início do outono (junho a outubro de 2008), enquanto quedas rápidas e acentuadas de até $150 \mu\text{S}/\text{cm}$ foram registradas após cada evento de recarga (outubro de 2008 a março de 2009). Sobre a resposta térmica das nascentes, verificou-se que a precipitação praticamente não teve influência sobre esses valores.

3.5. PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS

A alta heterogeneidade e anisotropia dos sistemas cársticos confere a este tipo de aquífero uma grande variabilidade nos valores dos parâmetros hidrodinâmicos. Estes parâmetros refletem um componente regional, mas são fortemente influenciados pelas características locais ao redor dos pontos onde eles foram determinados (Feitosa et. al 2008).

Os parâmetros hidráulicos e hidrogeológicos necessários para caracterizar o fluxo de águas subterrâneas em um aquífero cárstico, bem como os métodos para sua determinação, incluem (Goldscheider e Drew, 2007): 1) porosidade, porosidade efetiva e capacidade de armazenamento, 2) carga hidráulica, 3) transmissividade e condutividade hidráulica, 4) velocidade da água subterrânea e 5) vazão da água subterrânea. Os métodos de teste de campo incluem testes hidráulicos de poço e de bombeamento do aquífero. No entanto, em um aquífero cárstico, onde todos os tipos de porosidade característicos são desenvolvidos, uma determinação precisa ou apenas aproximada de todos os parâmetros do fluxo subterrâneo é uma tarefa mais difícil. Além disso, praticamente todos os métodos de teste hidráulico aplicados em aquíferos cársticos foram desenvolvidos inicialmente para meios porosos intergranulares e fraturados, de modo que a interpretação de seus resultados em aquíferos cársticos, onde os fluxos de condutos e canais, muitas vezes, desempenham o papel mais importante, não é direto e requer considerável conhecimento prático.

Os parâmetros hidráulicos cársticos não são um atributo estático herdado e independente da rocha, mas são dinâmicos ao longo do tempo geológico (Huntoon, 1985). Galvão (2015) determinou diferentes distribuições de permeabilidade do aquífero cárstico de Sete Lagoas através de parâmetros hidrodinâmicos obtidos por meio de testes de bombeamento realizados. Entretanto, o autor salienta que essas estimativas devem ser usadas com cautela, devido a condições anisotrópicas ou potenciais não-darcianas, essas estimativas podem não ser válidas em escala regional, devido à dependência da escala.

3.6. PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS: TEMPERATURA E CONDUTIVIDADE ELÉTRICA

Segundo Paiva (2014), os parâmetros mais utilizados no estudo das características físicas e hidrodinâmicas de sistemas cársticos são a condutividade elétrica e a temperatura das águas das nascentes, tanto pela facilidade de aquisição dos dados quanto pela informação que fornecem sobre o funcionamento hidrogeológico do sistema cárstico. A contribuição destes parâmetros está na distinção que fazem entre a “água nova”, recentemente infiltrada, e a “água antiga”, armazenada no sistema (anterior ao evento de recarga). A água proveniente da recarga recente empurra a “água antiga”, em um processo denominado por “efeito de pistão” (Bakalowicz e Mangin, 1980; Grasso, 1999). Estes dois tipos de água descarregada pelas nascentes fornecem informações distintas que apontam grandes esclarecimentos acerca da origem e do tempo de residência dessa água. Valores mais baixos de condutividade elétrica são encontrados na água recentemente infiltrada, uma vez que esta não teve tempo suficiente para interagir com a rocha, enquanto os valores mais elevados se apresentam nas águas mais antigas, devido ao maior tempo de residência/interação água-rocha (Ravbar et al., 2010).

Acerca da temperatura das águas das nascentes, Jelen et al. (2020) relata que, como os tempos de retenção em regiões cársticas são relativamente curtos em relação aos aquíferos porosos, é de se esperar que haja alguma dependência entre a temperatura do ar e da água. No entanto, quando não se observa essa relação de dependência pronunciada, pode ser devido ao fato de a estação meteorológica estar localizada a alguns quilômetros da nascente, ou o fato de ter escolhido uma estação que não descreve bem as condições meteorológicas no interior da nascente cárstica, ou ainda, por ser uma nascente cárstica onde o interior é relativamente extenso e, conseqüentemente, os tempos de retenção são ligeiramente mais longos (por exemplo, Ljubljana). Além disso, a temperatura da água medida também é afetada pelas condições locais no ponto de medição (por exemplo, posição de sol ou sombra).

Baena et al. (2009), entre 1995 e 1999, monitoraram a temperatura, descarga e condutividade elétrica da água subterrânea de 9 nascentes cársticas inseridas em dolomitos e calcários de idades triássicas, no sul da Espanha. Por meio da interpretação de hidrogramas de nascentes foi observado que todas as nascentes monitoradas drenam águas com baixa mineralização (301–533 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Ao longo dos episódios de recarga, os processos de diluição foram evidenciados pela diminuição da condutividade elétrica, devido à mistura de água da chuva pouco mineralizada com a água subterrânea.

Diversos autores, como Liñán et al. (2008), Gavilán (2010), Kovacic (2010), Mudarra e Andreo (2010), Paiva (2014), Lucon et al. (2018), Paiva e Cunha (2020) e Filippi et al. (2021) incluem em seus estudos a análise da condutividade elétrica e temperatura de nascentes para caracterizar sistemas cársticos, esses parâmetros são os mais utilizados para se obter características físicas e hidrodinâmicas do aquífero devido a facilidade de aquisição.

As análises dos parâmetros físico-químicos, bem como suas correlações com as técnicas da análise

de séries temporais se basearam em diversos trabalhos acerca do tema em regiões cársticas, entre eles Kovacic (2010), Gavilán (2010), Marques et al. (2011), Mudarra e Andreo (2011), Paiva (2014), Jelen (2020) e Chang et. al (2021).

3.7. ANÁLISE DE SÉRIES TEMPORAIS (AST)

A AST foi aplicada pela primeira vez por Mangin (1975) para estudar a relação recarga-descarga em aquíferos cársticos, utilizando a correlação (domínio tempo) e a análise espectral (domínio das frequências) e considerando a precipitação como o input e a vazão da nascente como o output. A interpretação destas relações estatísticas é profundamente útil na compreensão da hidrodinâmica, organização e estrutura física dos aquíferos cársticos. Esta técnica, pela sua utilidade, facilidade de cálculos, baixo custo de coleta de dados, e a confiabilidade de seus resultados, é amplamente utilizada, entre outros, na análise da hidrodinâmica e conhecimento das características físicas do aquífero ou da vulnerabilidade e proteção de aquíferos (Padilla e Pulido-Bosch, 1995; Larocque et al., 1998; Labat et al., 2000; Samani, 2001; Amraoui et al., 2003; Mathevet et al., 2004; Rahnemai et al., 2005; Panagopoulos e Lambrakis, 2006; Bailly-Comte et al., 2008; Covington et al., 2009; Herman et al., 2009; Jemcov e Petric, 2009; Fiorillo e Doglioni, 2010; Kovacic, 2010; ; Delbart et al., 2016; Paiva e Cunha, 2020).

A análise univariada considera cada variável individualmente (autocorrelação – domínio tempo e densidade espectral - domínio das frequências). A autocorrelação (*auto-correlation function- ACF*) quantifica a dependência temporal de sucessivos valores durante um determinado período e mostra a memória do hidrossistema cárstico, sendo a sua representação e interpretação feitas com base no comportamento do correlograma (representação gráfica da autocorrelação). A densidade espectral (*spectral density – Sf*) complementa a análise correlatória, permitindo definir a duração do impulso de resposta, funcionando como uma medição da inércia do sistema (Larocque et al. 1998).

A análise bivariada foca-se na transformação do sinal de input em sinal de output. A correlação cruzada (*cross-correlation - CCF*) no domínio tempo corresponde ao impulso de resposta e reflete a função de transferência, sendo útil na análise da relação recarga-descarga. O tempo de resposta (*lag time*) é considerado o atraso do output face ao input e corresponde ao valor máximo da CCF, representando a velocidade de transferência do hidrossistema.

Na análise univariada é analisada a estrutura interna de cada uma das séries (precipitação e vazão), com o intuito de identificar mudanças cíclicas (autocorrelação) e frequências (análise espectral). A análise bivariada, por sua vez, possibilita a comparação quantitativa entre o input e o output, cedendo informação sobre a transformação, no interior do sistema cárstico, da recarga (precipitação) em descarga (vazão das nascentes cársticas) (Paiva, 2014).

No domínio “frequência” a amplitude cruzada (*cross-amplitude function – CAF*) indica a duração do impulso de resposta e a filtragem dos componentes periódicos no input, possibilitando a caracterização da

capacidade modeladora do hidrossistema no curto, médio e longo prazo. A função de coerência (*coherence function-COF*) expressa a linearidade do hidrossistema, ou seja, uma alteração no input produz uma alteração proporcional no output (Larocque et al., 1998).

Fundamentadas em operações matemáticas, as análises de séries temporais retratam a resposta hidráulica global dos sistemas cársticos frente a uma sucessão de eventos de chuva. Variações cíclicas podem ser identificadas por meio de métodos analíticos de série temporal univariada (autocorrelação e análise espectral); as análises de séries temporais bivariadas (correlação cruzada e análise espectral cruzada) são apropriadas para analisar a relação entre parâmetros de entrada (recarga) e saída (descarga) de diferentes tipos de sistemas cársticos, associando os domínios “tempo” e “frequência” resultando nas correlações e análise espectral, respectivamente. (Kovács, 2003; Paiva, 2014).

Kovacic (2010), em estudo realizado na nascente cárstica de Malenščica, sul da Eslovênia, exprime a importância da análise simultânea de autocorrelação e correlação cruzada de conjuntos de dados hidrológicos diários e horários, incluindo vazão, nível de água, temperatura, condutividade elétrica e precipitação em escala regional. O autor relata por meio da análise de autocorrelação que a capacidade de armazenamento da nascente é moderada, e através da correlação cruzada, que nascentes cársticas e os cursos d'água na área investigada reagem instantânea e simultaneamente a uma precipitação homogênea, porém com intensidade diferente.

Paiva et al. (2012), aplicaram a análise de séries temporais ao estudo da hidrodinâmica do maciço Sicó, em Portugal, utilizando-se de dados diários de vazão de duas nascentes (Olhos d'Água do Anços e do Ourão) durante 2 anos hidrológicos, e atestaram comportamento bimodal desse sistema cárstico, verificando resposta rápida a episódios com alta precipitação, e, ao mesmo tempo, um predomínio do escoamento de base, que tem como origem uma grande capacidade de armazenamento.

Uma explicação detalhada sobre a interpretação dos resultados da análise de séries temporais para sistemas cársticos podem ser encontradas em: Mangin (1981); Mangin e Pulido-Bosch (1983); Mangin (1984); Padilha e Pulido-Bosch (1995); Eisenlohr et al. (1997); Larocque et al. (1998); Lambrakis et al. (2000); Bouchaou et al. (2002); Panagopoulos e Lambrakis (2006); Gavilán (2010), Kovacic (2010), Paiva et al. (2012); Paiva (2014); Delbart et al. (2016), entre outros.

3.8. ANÁLISE INTEGRADA

A análise da vazão e da variação de parâmetros como a condutividade elétrica e a temperatura da água drenada pelas nascentes representa uma técnica hidrogeológica prospectiva clássica, sobretudo em áreas onde a aplicação de técnicas mais detalhadas (traçadores e incursões espeleológicas) não são aplicáveis ou são ainda incipientes (ou inexistentes). Neste contexto, e considerando-se o aquífero como uma caixa-preta na análise recarga-descarga, é usual a conjugação de métodos que estudam a resposta detalhada das nascentes, como a análise de séries temporais (da precipitação, nível, temperatura e condutividade elétrica da vazão das nascentes) e o estudo da curva de recessão ou a variação hidroquímica da água drenada pelas

nascentes. A combinação destes métodos revela as características da recarga, da circulação subterrânea e da estrutura do próprio aquífero, aspectos de grande utilidade no conhecimento do comportamento hidrodinâmico do aquífero, na avaliação das reservas subterrâneas e, conseqüentemente, na determinação da sua vulnerabilidade e delimitação de medidas de protecção. Essa análise integrada no estudo de aquíferos cársticos permite ainda aferir a consistência dos resultados obtidos pelos diferentes métodos, sendo uma técnica ainda profusamente utilizada, em regiões e climas substancialmente diferentes, como mostram os estudos de Amiel et al., 2010 (Israel), Adji e Bhatiar, 2016 (Indonésia), Delbart et al., 2016 (França), (Katsanou et al., 2015) – Grécia, Paiva e Cunha (2020) (Portugal); Sener et al. (2020) (Turquia); Torresan et al. (2020) (Itália), Zerouali et al. (2021) (Argélia). A utilização conjunta de vários métodos no estudo da resposta natural das nascentes cársticas reveste-se de grande utilidade, dado que o comportamento hidrodinâmico cárstico pode variar com a intensidade da recarga, a altura do ano hidrológico e as condições hidrológicas prévias do aquífero ou até a dimensão da série, o que pode interferir na interpretação, como concluem, por exemplo, Hermann et al. (2009), Mayaud et al. (2014). Devido a tais dificuldades, apenas a aplicação de uma análise multi-método confere robustez e fundamentação científica à interpretação dos resultados.

3.9. ANÁLISE DO HIDROGRAMA

Segundo Gavilán (2010), em hidrologia, o termo “hidrograma” se refere a curva que representa a variação ao longo do tempo de um parâmetro relacionado a circulação de água (vazão de um rio, vazão de uma nascente, nível piezométrico etc). Neste caso, a variável estudada é a vazão drenada pelas nascentes cársticas em função do tempo. Deste modo, é possível diferenciar dentro do hidrograma (Figura 3.3):

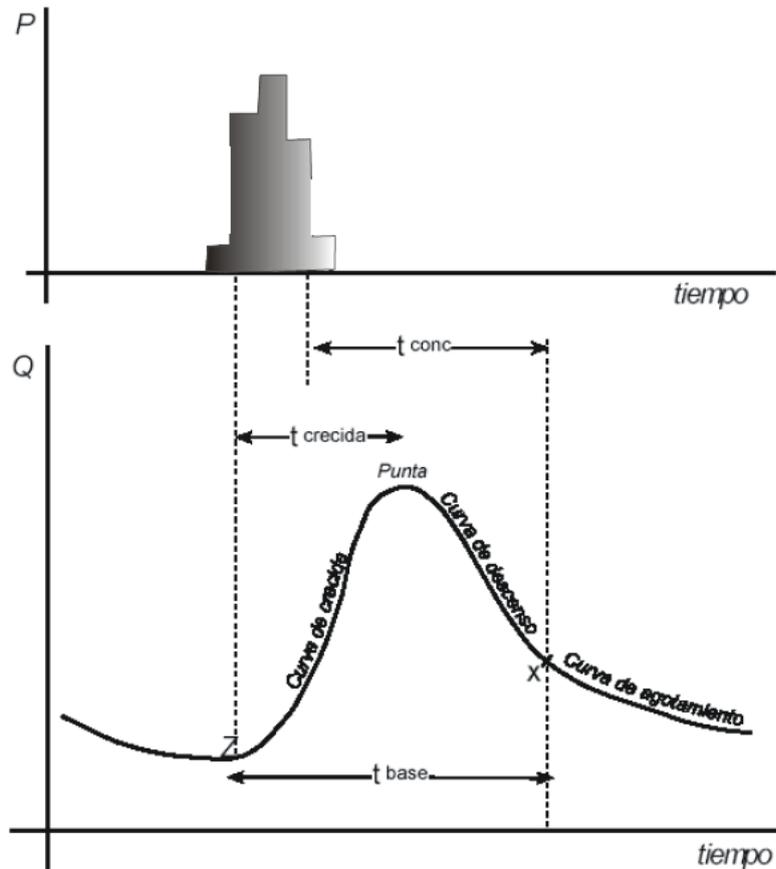


Figura 3.3 Partes do hidrograma. P (precipitação), Q (vazão), t conc (tempo de concentração), t crecida (tempo de crescimento da curva), t base (tempo de base). Punta (pico do hidrograma (vazão máxima)), Z (ponto onde se inicia a subida), X (ponto onde se inicia a fase de esgotamento). Fonte: Retirado de Gavilán (2010).

onde, Tempo de base (t base): tempo entre início do aumento da vazão e o início do esgotamento; Tempo de crescimento (t crecida): tempo que transcorre entre o início do aumento da vazão até o ponto máximo (pico); Tempo de concentração (t conc): tempo desde o centro de gravidade da chuva até início do esgotamento.

3.9.1. CURVA DE RECESSÃO DO HIDROGRAMA

A análise quantitativa da curva de recessão do hidrograma é um método frequentemente utilizado na hidrogeologia cárstica, pois fornece interpretação das características internas e atributos de fluxo do aquífero, sendo que numerosos estudos têm utilizado este método, isoladamente ou em conjunto com outros, para a caracterização hidrodinâmica e física dos aquíferos, o cálculo de reservas aquíferas ou a determinação de parâmetros para a modelagem hidráulica (Bonacci, 1993; Amit et al., 2002; Dewandel et al., 2003; Kovács et al., 2005; Civita, 2008; Birk e Hergarten, 2010; Fiorillo, 2011; Malík & Vojtková, 2012; Chang et al., 2015; 2014). Uma das principais vantagens na análise das curvas de recessão consiste na possibilidade de se calcular um conjunto de parâmetros quantitativos atribuídos aos mecanismos de drenagem subterrânea, fornecendo informação sobre propriedades dos aquíferos a partir de poucos parâmetros. A heterogeneidade dos aquíferos cársticos leva a que as tradicionais técnicas de análise da recessão (Tallaksen, 1995; (Basha,

2020; Dewandel et al., 2003) se revelem muito limitadas, sendo necessário considerar a curva de recessão como a sobreposição de várias curvas, com diferentes coeficientes de recessão, correspondendo ao esvaziamento de setores do aquífero com características hidráulicas e hidrodinâmicas heterogêneas (Fiorillo, 2014; Kovács e Perrochet, 2008).

A análise da curva de recessão do hidrograma fornece informações sobre as propriedades de armazenamento do aquífero, além disso, possibilita estimar a relevância hidrológica dos parâmetros da função de descarga e das propriedades hidrológicas do aquífero (Amit et al., 2002).

A caracterização das taxas de fluxo de base e suas previsões durante a seca são de extrema importância na hidrologia para indicar possíveis taxas de armazenamento e exploração dos recursos hídricos superficiais, bem como para estipular o impacto da contaminação, por exemplo em áreas a jusante da descarga de águas residuais (Thomas e Cervione, 1970; Vogel e Kroll, 1992; Dewandel et al. 2002, citados em Fiorillo 2014).

Por meio de registros constantes de descargas de nascentes é possível definir o regime de vazões e mediante a forma do hidrograma tem-se uma ferramenta útil para avaliar o grau de carstificação do aquífero (Bonacci, 1993; White, 2002; Mohammadi e Shoja, 2013; citados em Fiorillo 2014).

No que se refere a forma do hidrograma de nascente, picos pronunciados que acompanham as principais entradas de precipitação, ou seja, respondendo rapidamente a episódios de recarga, sugerem uma carstificação bem desenvolvida no aquífero, indicando uma boa conexão do sistema de condutos e rede de drenagem subterrânea funcional. Em contrapartida, hidrogramas que apresentam formas suavizadas, sem picos acentuados, geralmente possuem respostas demoradas a episódios de recarga e indicam sistemas pouco carstificados e pobremente drenados (Bonacci, 1993; Fiorillo 2014, Paiva e Cunha, 2019). A forma da curva de recessão de um hidrograma pode sofrer influência pelo tamanho do aquífero cárstico, mas também é resultado das características hidrodinâmicas, como a taxa de infiltração na zona não saturada e a vazão da água na zona saturada (Bonacci, 1993, Padilla et al., 1994).

Paiva e Cunha (2019) escrevem que a análise quantitativa da curva de recessão engloba toda a parte descendente do hidrograma (logo após ao pico de cheia), abrangendo uma primeira parte bastante inclinada – curva de decréscimo, a qual sofre grande influência da rede de canais de drenagem e uma segunda parte, menos inclinada – curva de esgotamento, fortemente influenciada pela matriz da rocha, através de descontinuidades e, principalmente, pela zona saturada. A primeira parte da curva de recessão reflete o escoamento rápido no interior do sistema cárstico, isto é, o aporte da zona não-saturada na descarga da nascente, retratando, deste modo, a infiltração rápida (mais concentrada) e a circulação subterrânea em condutos preferenciais de drenagem. A segunda parte da curva (escoamento de base) representa a contribuição das zonas de baixa permeabilidade e, principalmente, da zona saturada, quando encerra a influência da água de infiltração recente. A curva de esgotamento (membro em recessão), ou seja, a última parte da recessão é considerada a porção mais estável do hidrograma, e é o atributo mais representativo da

resposta global de um aquífero, dado ser a menos influenciada por variações da infiltração, além disso, a última parte da recessão também é de extrema importância para se definir e prever comportamento das reservas aquíferas durante períodos de seca (Kovács et al., 2005; Fiorillo, 2014).

3.9.2. CURVA DE RECESSÃO DO HIDROGRAMA PELO MÉTODO DE MANGIN (1975)

O modelo de Mangin (1975) se baseia na divisão da curva de recessão em dois segmentos, um com função exponencial (esgotamento) e outro com função homográfica (decréscimo). Segundo Gavilán (2010), este método é o mais aceito e utilizado por ter sido elaborado especialmente para aquíferos carbonáticos, e por considerar toda a curva de recessão. Conforme descrito por Padilla et al. (1994), Gavilán (2010), Paiva (2014) e Paiva e Cunha (2019, 2020), a análise da curva de recessão, segundo Mangin (1975), conceitua a sua divisão em duas partes, refletindo, as características de recarga (infiltração profunda ao longo da zona não-saturada) e de armazenamento e esvaziamento da zona saturada. A fase de decréscimo (recessão) da curva traduz o efeito da recarga no comportamento da vazão, apresentando as condições de circulação na zona não-saturada (escoamento rápido), descritas pela função Ψt . A fase de esgotamento (escoamento de base), referente ao esvaziamento da zona saturada, não tem influência da recarga, sendo expressa pela função Φt . Mangin considera a função Φt como indicadora do escoamento da zona saturada e a função Ψt como representando a infiltração ao longo da zona não-saturada, regulada pela sua passagem pelo carste molhado.

A descarga escoada num determinado momento (Q_t) é a soma dos valores obtidos para as funções Φt e Ψt (equação 4). A função Φt é descrita pela equação (1), no momento em que a água de infiltração recente se torna negligenciável ($t > t_i$). O valor de t_i (duração da infiltração, em dias) é alcançado por meio da expressão $1/\eta$. O parâmetro η incorpora a fórmula de onde se obtém Ψt que indica o primeiro segmento da curva de recessão. A função Ψt é estabelecida entre t_0 e t_i por meio da equação (5):

$$Q_t = \Phi t + \Psi t \quad (4)$$

$$\Psi t = q_0 (1 - \eta t / 1 + \varepsilon t) \quad (5)$$

Onde q_0 é a diferença entre o pico de vazão (Q^0 num tempo t_0 , início da recessão) e a vazão no início do esgotamento (Q_{R0} num tempo t_i). A velocidade da infiltração profunda é representada por η (em dias), e a concavidade da curva de recessão por ε (em dias), indicando a capacidade moderadora da zona não-saturada sobre a infiltração. O parâmetro η é proporcional a velocidade de infiltração, ou seja, quanto menor seu valor, mais lenta é a infiltração profunda (varia entre 0 e 1). O parâmetro ε , quanto mais elevado, maior a influência da circulação rápida.

Quando a circulação é muito lenta, os valores de ε são inferiores a 0,01; enquanto entre 1 e 10 retratam um predomínio claro da circulação rápida (Ford e Williams, 2007). Civita (2008) afirma que o parâmetro ε traduz o abrandamento da velocidade de circulação com o tempo conforme as características do sistema cárstico, e que quanto mais elevado o valor de ε mais densa e estruturada será a rede de drenagem da

zona não-saturada e mais rápido será a circulação. Mangin (1975) observou que valores baixos dos parâmetros η e ε ($< 0,1$) equivaliam a: (i) sistemas com uma rede de canais de drenagem subterrânea pobremente desenvolvida (ou pouco funcional – Mangin, 1994; Marsaud, 1996); (ii) sistemas cársticos com cobertura sedimentar ou com retenção nival (degelo da neve) sazonal, responsáveis por infiltração tardia ou diferida (El-Hakim e Bakalowicz, 2007). Para classificar e identificar os sistemas cársticos, Mangin (1975) estabeleceu duas expressões matemáticas relacionadas ao volume de água drenado na fase de esgotamento como escoamento de base (Volume dinâmico – V_d) e, na fase de decrescimento, como escoamento rápido (Volume de infiltração – V_i). O Volume dinâmico (V_d) representa o volume de água armazenado na zona saturada no início da recessão ($t = 0$) disponível para drenagem como escoamento de base. Pode-se calcular através da equação (6), em que V_d em m^3 ; c uma constante que assume o valor de 86400 quando a vazão é dada em m^3/s e α em dias. O Volume dinâmico não corresponde exatamente com o volume das reservas da zona saturada, subestimando-as. O volume de água drenado durante a fase de decrescimento (entre t_0 e t_i) é conhecido como Volume de infiltração (V_i) e é obtido pela equação (7).

$$V_d = \int_0^{\infty} Q_{R0} e^{-\alpha t} dt = c \frac{Q_{R0}}{\alpha} \quad (6)$$

$$V_i = \int_0^{t_i} q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t} dt = \frac{q_0}{\varepsilon} \left[\ln(1 + \varepsilon t_i) \left(1 + \frac{\eta}{\varepsilon} \right) - \eta t_i \right] \quad (7)$$

Por meio da subtração do escoamento de base (valor estimado) ao escoamento total entre t_0 e t_i , obtém-se o escoamento rápido. O seu valor atinge o zero (em t_i) no momento em que a água de infiltração recente também é zero. O volume total de água armazenada no início da recessão (V_{t0}) disponível para escoamento ao longo de toda a recessão é obtido com a equação 8, onde V_{t0} , V_d e V_i são todos em m^3 :

$$V_{t0} = V_d + V_i \quad (8)$$

Conforme descrito por Paiva (2014), no tocante da classificação dos sistemas cársticos, Mangin (1975) instituiu para tal, uma categorização dos sistemas cársticos, determinando os índices k (que representa a extensão da zona saturada) e i (identifica as condições de infiltração profunda ao longo da zona não-saturada). O índice k (expresso em anos) indica o poder regulador da zona saturada e obtém-se da fórmula (11), sendo V_t o total da descarga de uma nascente durante um ano hidrológico. Assim, definiu-se que sistemas cársticos tem seus resultados inferiores a 0,5, enquanto valores entre 0,5 e 1 (limite máximo) indicam tratar-se de aquíferos fraturados e porosos.

A função i traduz a forma da curva de decrescimento segundo a fórmula (9). Para $t = 2$ dias (após ao pico de escoamento), a equação (10) é reescrita segundo a equação (11).

$$k = V_d/V_t \quad (9)$$

$$(1 - \eta t) / (1 + \varepsilon t) \quad (10)$$

$$(1 - 2\eta) / (1 + 2\varepsilon) \quad (11)$$

Este índice varia entre 0 e 1, diferenciando sistemas com predomínio de circulação rápida (i tende a 0) e sistemas caracterizados por circulação lenta (i inclina-se para 1). Desta forma:

(i) $k < 0,5$; $i > 0,5$ (sistemas cársticos complexos, extensos e constituídos por vários subsistemas);

(ii) $k < 0,5$; $0,25 < i < 0,5$ (sistemas em que a rede de condutos é mais desenvolvida na sua parte superior do que nas proximidades do exutório e se caracteriza por recarga atrasada devido tanto a terrenos não cársticos, como a cobertura sedimentar);

(iii) $k < 0,1$; $0 < i < 0,25$ (sistemas intensamente carstificados na zona não-saturada e na zona saturada, com uma rede de condutos bem desenvolvida, diretamente conectada com o exutório);

(iv) $0,1 < k < 0,5$ e $0,1 < i < 0,25$ (sistemas com uma zona vadosa muito carstificada e uma extensa rede de condutos que terminam na zona saturada);

(v) $k > 0,5$ (aquíferos não cársticos, porosos e fraturados).

CAPÍTULO 4

MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi desenvolvido em 5 etapas: 1) pesquisa bibliográfica; 2) pontos de monitoramento e instrumentação da área de estudo; 3) análise dos parâmetros monitorados; 4) interpretação de dados; e 5) desenvolvimento da dissertação e artigo científico.

4.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

A pesquisa bibliográfica iniciou-se por meio da identificação de estudos pré-existentes na região, bem como a busca e seleção de dados das estações pluviométricas mais próximas da área de estudo. Além de estudos geológicos, geomorfológicos, hidrogeológicos, espeleológicos, incluindo bancos de dados oficiais (CANIE/CECAV, CNC/SBE e PROAPE). Foram consultadas as seguintes instituições, órgãos e agências: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Ministério do Meio Ambiente (MMA), Comitê das Bacias Hidrográficas (CBH), Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET), Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Infraestrutura de Dados Espaciais do Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (IDE – Sisema) e Agência Nacional das Águas (HIDROWEB-ANA).

Foi realizado um levantamento sistemático de referências que serviram de fundamentação teórica para o desenvolvimento deste trabalho. Foram consultadas diversas referências envolvendo temas como: hidrologia, geologia, hidrogeologia em sistemas cársticos, metodologias aplicáveis em aquíferos cársticos, comportamento físico-químico de nascentes cársticas, análises de curvas de recessão de hidrogramas, análise de séries temporais, além de pesquisas anteriores realizadas na área de estudo.

Grande parte das informações sobre a geologia de aquíferos cársticos e metodologias utilizadas nesse tipo de sistema foram obtidas através de referências como: Freeze e Cherry (1979), Mangin (1975,1984), White (1989), Saadi (1991, 1998), Bonacci (1993), Auler et al. (2001, 2015), Perrin (2003), Milanović (2005), Carrasco et al. (2006), Goldscheider e Drew (2007), Ford e Williams (2007), Feitosa et al. (2008), White (2008), Liñán et al. (2008), Gavilán (2010), Mudarra e Andreo (2011), Fiorillo (2014), Paiva (2014), Galvão (2015), Lucon et al. (2018), Paiva e Cunha (2019).

Parte dos dados geológicos e hidrogeológicos foram adquiridos por meio de estudos realizados anteriormente na região de Pains, como trabalhos de: Mourão et al. (2001), Menegasse et al. (2002), Dias e Velásques (2002), Cherem (2006), Haddad (2010), Lucon et al. (2018), Pereira et al. (2019), Assunção et al. (2021), servindo de base para a fundamentação teórica, bem como as demais referências pesquisadas. As bases cartográficas empregadas para integrar a geologia da bacia em estudo abrangeram as folhas Piumhi – SF23-V-B-II (Ribeiro e Paciullo 2008), Guapé – SF23-V-B-V (Valeriano et al. 2007), Campo Belo – SF23-V-B-VI (Carneiro et al. 2009) e Formiga – SF23-V-B-III (Campello et al. 2015).

4.2. MONITORAMENTO E INSTRUMENTAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Para o monitoramento hidrológico das nascentes da bacia do rio São Miguel, foram selecionadas três nascentes cársticas perenes (S1, S2 e S3); definidas como as mais representativas da bacia e considerando também a acessibilidade e segurança da equipe. Em relação a pluviometria, como já mencionado anteriormente, Pains ainda não possui estação pluviométrica, sendo assim, foram utilizados os dados da estação pluviométrica de Arcos (código 2045010), a mais próxima da área de estudo (Tabela 4.1 e Figura 4.1).

Tabela 4.1: Localização dos pontos de monitoramento.

ID	Nome	Coordenadas UTM		Altitude (m)
		Y	X	
S 1	S 1	7742885	428971	746
S 2	S 2	7742234	431687	695
S 3	S 3	7736516	434782	765
	Pluviômetro Arcos	7756334	443616	772

4.2.1. DESCRIÇÃO DOS PONTOS

As três nascentes selecionadas estão localizadas a sul da área urbana de Pains, e inserem-se dentro de propriedades particulares. As áreas correspondentes as sub-bacias drenadas por essas nascentes correspondem a: S1 – 23,3 km², S2: 56,1 km² e S3: 18,3 km².

S1

Nascente localizada na porção sudoeste da bacia do rio São Miguel, a área correspondente a sua sub-bacia é de aproximadamente 23,3 km². A nascente apresenta margens estáveis, com a presença de gramíneas e mata que proporciona sombreamento. A água se apresentou cristalina, sem odor e sem a presença de lixo, óleos ou espuma, em todas as campanhas de monitoramento. Entre as demais nascentes estudadas, esta é que apresenta o menor fluxo de água. A medição de vazão nessa nascente foi realizada pelo método volumétrico.

S2

Nascente localizada na porção centro-sul da bacia do rio São Miguel. A nascente apresenta margens estáveis, com a presença de mata que proporciona sombreamento. A água se apresentou cristalina, sem odor e sem a presença de lixo, óleos ou espuma, em todas as campanhas de monitoramento. Entre as demais nascentes estudadas, esta é que apresenta o maior fluxo de água, bem como a maior área da sub-bacia (56,1 km²). A medição de vazão nessa nascente foi realizada com molinete.

S3

Nascente localizada na porção extremo sul da bacia do rio São Miguel. A nascente está inserida em área íngreme e apresenta margens estáveis, com a presença de mata que proporciona sombreamento. A água

se apresentou cristalina, sem odor e sem a presença de lixo, óleos ou espuma, em todas as campanhas de monitoramento. A área da sub-bacia drenada por essa nascente é de aproximadamente 18,3 km². A medição de vazão nessa nascente foi realizada com molinete.

O monitoramento ocorreu durante 1 ciclo completo (novembro 2019 a novembro 2020), ressalta-se que, o ano hidrológico na região é de outubro a setembro, sendo o período chuvoso de outubro a março e o período seco de abril a setembro, entretanto, como os dados obtidos pelas sondas se iniciaram em novembro de 2019, optamos aqui por descrever o ciclo completo de análise tendo início em novembro.

Em cada nascente foi instalada uma régua linimétrica para leitura do nível da água e variação sazonal, um transdutor automático de pressão (levellogger – modelo 3001 LTC Levellogger Solinst (temperatura em °C, acurácia de $\pm 0.05^\circ\text{C}$ e resolução de 0.003°C), condutividade elétrica (em $\mu\text{S}/\text{cm}$, acurácia de $\pm 1\%$ e resolução de $\pm 0.1 \mu\text{S}/\text{cm}$), e nível d'água (em cm de coluna d'água, acurácia de $\pm 0.05\%$ e resolução de 0.001%)), com capacidade de leituras contínuas de 15 em 15 minutos para esses parâmetros, além de um barologger (modelo 3001 Barologger Edge, Solinst, com acurácia de $\pm 0.05 \text{ kPa}$, e resolução de 0.002%), instalado em uma das nascentes para as correções barométricas diárias (User Guide Levellogger Series – Solinst, 2021). A coleta dos dados do Levellogger e do Barologger eram realizadas por meio de download utilizando uma base USB a qual se acopla o transdutor ao notebook, e através do software “Levellogger 4.4.0” (www.solinst.com/downloads/) é possível baixar todas as informações registradas nesses equipamentos.

Também foram instaladas referências de nível – RN (Figura 4.2), para que no caso de alguma eventualidade da régua ser destruída por uma enchente por exemplo, ela seja reinstalada na mesma cota.

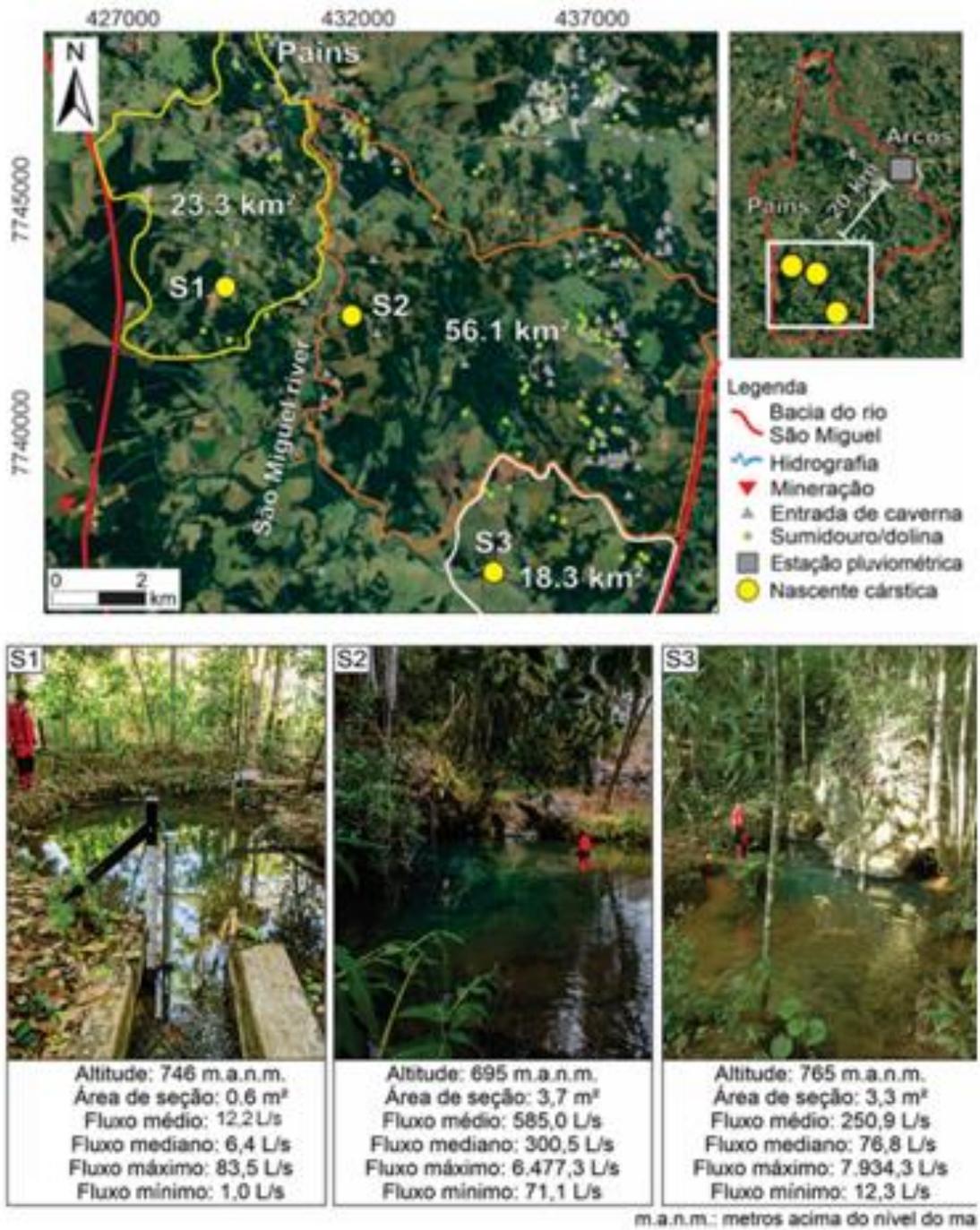


Figura 4.1 – Mapa da distribuição dos pontos de monitoramento na área de estudo.



Figura 4.2: Nascente instrumentada com régua e acesso para transdutor (A), transdutor automático (levellogger) (B) e referência de nível (RN) (C).

4.2.2. MEDIÇÃO DE VAZÃO

Neste trabalho utilizou-se dois métodos de medição de vazão, o convencional, com molinete hidrométrico nas nascentes S2 e S3, e o método volumétrico na nascente S1, devido a sua baixa taxa de vazão (coluna d'água inferior a 10 cm), impossibilitando a medição com molinete. Antes de dar início ao procedimento de medição de vazão, sempre que necessário era realizada uma limpeza da área (retirando o excesso de folhas e pedregulhos), afim de se evitar a alteração da vazão na seção, podendo refletir em um resultado equivocado. Para o método tradicional, utilizou-se o medidor de fluxo (molinete fluviométrico) da marca Rickly Hydrological Co., modelo USGS, tipo AA, que possui eixo vertical com conchas e 12 cm de diâmetro (Figura 4.3), segundo Herschy (2002), o nível de confiança desse método é de aproximadamente 95%. As medições de vazão foram então usadas para desenvolver curvas chave, usando a relação matemática entre nível e vazão, os registros de altura do nível d'água obtidos a cada 15 minutos foram convertidos em registros de vazão contínua, resultando nos hidrogramas de nascente cárstica.



Figura 4.3: A: Molinete de eixo vertical e B: cronômetro, haste graduada e emissor de som.

O medidor de corrente ou fluxo é um instrumento utilizado para medir a velocidade do fluxo de água. O princípio de funcionamento é baseado na proporcionalidade entre a velocidade da água e a velocidade angular resultante do medidor rotor, ao colocar um medidor de corrente em um ponto na corrente d'água e a obter contagem do número de revoluções do rotor durante um intervalo de tempo medido, sendo determinada a velocidade da água nesse ponto. O número de revoluções do rotor é obtido por um circuito elétrico através da câmara de contato. Os pontos de contato na câmara são projetados para completar um circuito elétrico em frequências de rotações selecionadas, o impulso elétrico produz um clique audível, os intervalos de contagem são medidos por um cronômetro ou contador (Guia rápido JCTM, 2016).

O método volumétrico baseia-se no tempo decorrido (t) para que um determinado fluxo de água ocupe um recipiente com volume conhecido (vol), de acordo com a equação $Q = \text{Vol}/t$, onde Q é vazão (L/s), Vol é volume (L) e t é tempo (s).

Os materiais utilizados nas medições são apresentados na Figura 4.4. Para a medição pelo método tradicional utilizou-se:

- Estacas de madeira fixadas nas laterais de cada seção para se obter a transversal para a medição;
- Fita métrica que são amarradas nas estacas de madeira;
- Haste graduada para medição de vazão;
- Molinete a ser acoplado na haste graduada;

- Cronômetro para cálculo do tempo de medição;
 - Fichas para anotação dos valores obtidos.
- Para o método volumétrico:
- Cano posicionado de modo a fazer um canal preferencial por onde toda a água passe até ser despejada no recipiente graduado;
 - Recipiente graduado;
 - Cronômetro para cálculo do tempo de medição;
 - Fichas para anotação dos valores obtidos.



Figura 4.4 : Materiais utilizados nas medições de vazão, em A: medição com molinete, e em B: medição pelo método volumétrico.

4.2.3. PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS: CONDUTIVIDADE ELÉTRICA E TEMPERATURA

Como já referido anteriormente, a condutividade elétrica e a temperatura das águas foram obtidas a cada 15 minutos, o que gerou uma enorme quantidade de dados. Por isso, para a apresentação da análise foi realizada primeiramente uma interpretação geral (dados diários), com o intuito de apresentar uma visão global do funcionamento hidrodinâmico do sistema aquífero. Em seguida, visando uma análise mais detalhada e aprofundada do comportamento das nascentes, foram analisados os dados horários, separados em episódios onde houve maior influência da precipitação nos parâmetros. De posse destes dados, foram realizados diversos cálculos estatísticos (máximo, mínimo, média, desvio padrão, e coeficiente de variação) da condutividade elétrica e temperatura, tanto para o período completo do monitoramento quanto para os episódios isoladamente, foram confeccionados gráficos de correlação temporal e análises de correlações desses parâmetros, por meio das técnicas da análise de séries temporais mediante o uso do software IBM-SPSS.

4.3. TRATAMENTO DE DADOS

Os dados de vazão, pluviométricos, de temperatura e condutividade elétrica foram organizados em Excel (plataforma Office), o que possibilitou a confecção dos hidrogramas, gráficos das evoluções temporais e tabelas com dados estatísticos. Os cálculos e gráficos referentes a técnica da análise de séries temporais foram confeccionados no software estatístico IBM-SPSS. Os mapas de localização foram gerados por meio do software Arcgis 10.5.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados e discussão desse trabalho são apresentados em formato de artigo científico submetido a uma revista científica, conforme abaixo:

CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DE UM AQUÍFERO CÁRSTICO A PARTIR DE SUAS RESPOSTAS NATURAIS, ESTUDO DE CASO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SÃO MIGUEL, MINAS GERAIS, BRASIL

Tássia Marques^{1*}, Paulo Galvão², Pedro Assunção¹, Bruno Pandolf², Peter Marshall³, Isabel Paiva^{4*}

1. Department of Geology, Federal University of Ouro Preto, Campus Morro do Cruzeiro, Ouro Preto/MG 35400-000, Brazil

2. Department of Geology, Federal University of Minas Gerais - Av. Pres. Antônio Carlos, 6627 - Pampulha, Belo Horizonte - MG, 31270-901, Brazil

3. Nuclear Technology Development Center/Brazilian Nuclear Energy Commission, 6627 - Pampulha, Belo Horizonte - MG, 31270-901, Brazil

4. Centre of Studies in Geography and Spatial Planning, University of Coimbra, Largo da Porta Férrea, 3004-5301 Coimbra, Portugal

*Corresponding authors: Tássia Marques (tassiageotig@gmail.com); Isabel Paiva (isabelrp@fl.uc.pt)

RESUMO

Aquíferos cársticos são constituídos por complexas redes de condutos, nas quais os fluxos de águas subterrâneas geralmente são mais rápidos do que em outros tipos de aquíferos, bem como os processos de recargas e descargas. Em função da heterogeneidade e anisotropia de regiões cársticas, monitorar, quantificar e analisar as respostas naturais das nascentes cársticas é uma ferramenta muito eficiente no estudo desses hidrossistemas. Este artigo estuda a hidrodinâmica da porção cárstica da bacia hidrográfica do rio São Miguel, no município de Pains, sudoeste do estado de Minas Gerais, Brasil. A região é composta predominantemente por rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí), que representa um importante reservatório de água subterrânea. Durante um ano hidrológico (2019-2020), três nascentes cársticas (S1, S2 e S3) foram monitoradas por meio de suas respostas naturais (variações de condutividade elétrica, CE, temperatura, T, e vazão, Q), bem como dados diários de precipitação na região. Os dados foram interpretados com base nas análises de hidrogramas de nascentes, de séries temporais, de curvas de recessão (sazonais e intranuais) e por meio de estatísticas das variações de CE, T e Q. Os resultados dos hidrogramas mostram que as três nascentes apresentam, de modo geral, drenagem rápida, tipicamente cárstica, tratando-se de hidrossistemas com rede de drenagem subterrânea bem estruturada e funcional. As séries temporais indicam que o hidrossistema drenado pela nascente S1 apresenta circulação mais lenta e menor grau de linearidade, resultado do maior índice de sinuosidade do sistema, ao passo que os hidrossistemas das nascentes S2 e S3 têm comportamentos semelhantes, de circulações rápidas da água imediatamente após um episódio chuvoso. Os graus de carstificações, a partir do método de Mangin (1975), classificam S1 e S2 como

sistemas cársticos complexos, extensos e constituídos por vários subsistemas, e S3 como um sistema em que a rede de condutos é mais desenvolvida na parte superior do que nas proximidades do exutório. O conjunto das técnicas utilizadas indicam um alto grau de concordância, comprovando a efetividade desta combinação de métodos para o estudo dos hidrossistemas cársticos.

Palavras-chave: Nascente cárstica; hidrograma; hidrossistema; funcionamento hidrodinâmico

5.1 Introdução

Os aquíferos cársticos podem ser caracterizados por seus parâmetros internos, como grau de carstificação, densidade e interconexão da rede de condutos, determinando a velocidade e o tipo de fluxo (laminar ou turbulento) e o volume de armazenamento de água subterrânea (Ford e Williams 2007). No entanto, por serem heterogêneos e anisotrópicos, entender o comportamento hidráulico do sistema cárstico é desafiador, mesmo combinando diferentes investigações hidrogeológicas clássicas (Kovács et al. 2005). O monitoramento da vazão de nascente via hidrograma e variação dos seus parâmetros físico-químicos da em diferentes contextos hidrometeorológicos é uma técnica de prospecção útil para usar quando investigações hidrogeológicas detalhadas clássicas não são aplicáveis (Torresan et al., 2020). O hidrograma pode ser aplicado tanto a um único evento de chuva quanto a toda a série temporal em resposta a uma sucessão de eventos de chuva (Baudement et al. 2017).

O sistema cárstico apresenta dois tipos de fluxo (Bonacci 1993, White 1993): i) lento (difuso), relacionado a fraturas de pequenas dimensões, geralmente em regime laminar, e ii) turbulento rápido (conduto), com fraturas maiores e condutos cársticos irregulares com dimensões que variam de 10 mm a > 1 m. Assim, o padrão do hidrograma de nascente pode fornecer informação importante sobre o tipo de recarga, de circulação e de armazenamento bem como sobre as características estruturais do aquífero que sustenta a nascente (Ford e Williams 2007).

Em sistemas de fluxo difuso com predomínio de fraturas e ausência ou pouco desenvolvimento de condutos (sistema de condutos mal conectado e pouco funcional), o pico de vazão é significativamente menor, com considerável defasagem temporal entre o evento de entrada e a resposta de saída, apresentando uma forma de suavização e poucos picos de vazão.. Em sistemas dominados por condutos, sem depósitos superficiais, apenas carste aflorante, a resposta da descarga é um pico de fluxo rápido e acentuado iniciado logo após um evento de chuva (curto tempo de resposta). Em sistemas que combinam condutos, fraturas e depósitos superficiais, o pico do hidrograma também ocorre, mas de forma mais moderada (Fiorillo 2014). Características como tamanho e espessura do hidrossistema, tipo de recarga, densidade e funcionalidade da rede de drenagem subterrânea, variabilidade geológica e características estruturais além do ritmo e quantidade da precipitação constituem fatores que influenciam a forma do hidrograma das nascentes.

Vários trabalhos têm utilizado o estudo do hidrograma permitindo distinguir tipos de fluxo de um conduto, fratura e sistemas de matriz (Bonacci 1993, Fleury et al. 2009, Bailly-Comte et al. 2010), tempo de residência da água subterrânea (Caetano Bicalho et al. 2012a; Gil-Márquez et al. 2019), tempos de resposta de recargas autogênicas/alogênicas (Doerfliger et al. 2008, Hartmann et al. 2012), ou armazenamentos no

solo e epicarste (Tritz et al. 2012, Fu et al. 2016). Assim, os hidrogramas de nascentes cársticas permitem uma investigação integrada do funcionamento e características da rede de tripla permeabilidade e porosidade que transfere águas das zonas de recarga para as áreas de escoamento, permitindo a identificação das características hidrogeológicas de um aquífero e o seu grau de carstificação (Mangin 1984).

Além disso, a combinação desses dados com variações de condutividade elétrica (CE) e temperatura (T) fornece informações adicionais sobre a chegada ou mistura entre diferentes tipos de água. A chuva representa o sinal de entrada (com $CE < 50 \mu\text{S}/\text{cm}$ e T ambiente) o qual, posteriormente, é transmitido através do sistema cárstico, e dependendo do tempo de residência, nas saídas em córregos ou nascentes, os valores de EC e T podem mudar significativamente, refletindo a contribuição variável de diferentes caminhos de fluxo, tempos de residência e locais de armazenamento (Goldscheider e Drew 2007; Bicalho et al. 2012). Segundo Grasso (1999) esses parâmetros auxiliam na diferenciação entre a “água nova”, recém infiltrada, e a “água antiga”, armazenada no sistema antes da chuva, que é empurrada pela nova água de recarga, em um processo chamado de “efeito pistão”, o que fornece dados sobre origem e tempo de residência da água no aquífero.

Segundo Martin e White (2008) existem duas abordagens (métodos globais) para caracterizar sistemas hidrogeológicos cársticos: análise de séries temporais (AST), que relacionam a resposta hidráulica global de sistemas cársticos para uma sequência de eventos de recarga; e modelos de eventos singulares (análise da curva de recessão de hidrograma), que refletem o funcionamento hidrogeológico global do aquífero.

Estes métodos vêm sendo profusamente usados, com resultados muito importantes sobre a hidrodinâmica e as características físicas dos próprios hidrossistemas. Por meio da AST vinculadas a dados de precipitação e descarga de nascente, por exemplo Panagopoulos e Lambrakis (2006) averiguaram o comportamento hidrodinâmico de aquíferos da Grécia e atestaram o grau de carstificação e capacidade de armazenamento deles. Gavilán (2010) caracterizou hidrogeologicamente sete sistemas aquíferos da Cordilheira Bética, no sul da Espanha, por meio de cálculos estatísticos e métodos utilizados no presente estudo. Paiva (2014) caracterizou o funcionamento hidrodinâmico do sistema cárstico de Degraçias-Sicó, em Portugal, onde o aquífero apresenta comportamento bimodal, com um importante fluxo rápido após eventos intensos de chuva e, em seguida, recessão bastante lenta, além de uma grande capacidade de armazenamento confirmado pelo domínio do fluxo de base.

No Brasil, as áreas cársticas compreendem cerca de 7% do território nacional (600.000 km²), sendo a maior região cárstica na porção central do país (Auler et al. 2001). Caracterizada por rochas neoproterozoicas dos grupos Bambuí e Una, a maior parte dessa região está no estado de Minas Gerais. Devido ao alto grau de carstificação nesta região tropical, municípios importantes como Sete Lagoas, Lagoa Santa, Arcos e Pains são quase totalmente dependentes da água dos aquíferos cársticos locais. Por isso, são comuns os trabalhos nessas regiões, com a maioria deles focados na vulnerabilidade intrínseca do aquífero à contaminação (Tayer et al. 2017, Pereira et al. 2019), disponibilidade de águas subterrâneas e gestão de recursos (Galvão et al. 2015a, Alves et al. 2020, Magnabosco et al. 2020), modelo conceitual hidrogeológico e evoluções hidroquímicas (Marques et al. 2011, Galvão et al. 2015b, Galvão et al. 2017, Galvão et al. 2018, Aragão et

al. 2020), entre outros. Entretanto, há muito a ser desenvolvido sobre o comportamento ou funcionamento de sistemas cársticos baseados em hidrogramas de nascente e curvas de recessão.

A porção centro-sul da bacia hidrográfica do rio São Miguel, centro-oeste do estado de Minas Gerais, Brasil, é uma região cárstica altamente desenvolvida e dinâmica, devido à sua relevância geológica e espeleológica. No entanto, ainda não existem estudos mais detalhados para se compreender os tipos de recarga, velocidades de circulação subterrânea, ou identificar e quantificar os vários tipos de escoamento. Este conhecimento é essencial na compreensão das próprias características físicas destes hidrossistemas, contribuindo para a análise e determinação da vulnerabilidade face a possíveis focos de contaminação (importância do planejamento territorial - usos do solo), ou para estimar as reservas subterrâneas.

Assim, durante o ciclo hidrológico de novembro de 2019 a novembro de 2020, eventos de chuva (mm/d) foram monitorados diariamente e analisados conjuntamente com dados de temperatura da água (°C), condutividade elétrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) e vazão (L/s), registrados a cada 15 minutos, em três nascentes altamente carstificadas da porção cárstica da bacia hidrográfica do rio São Miguel para caracterizar de modo aprofundado o funcionamento hidrogeológico do hidrossistema. Os dados foram analisados aplicando-os a métodos estatísticos de análise de séries temporais (autocorrelação, correlação cruzada e frequência) e análise de curvas de recessão, onde foram identificadas respostas temporais a eventos de chuva e variações sazonais, além de interações água/rocha, tempos de residência da água subterrânea e seus níveis de mineralização, tipos de infiltração e escoamento, capacidades de armazenamento dos hidrossistemas e determinação de graus de carstificação.

5.2. Área de estudo

A área de estudo está localizada na porção centro-sul mais carstificada da bacia hidrográfica do rio São Miguel (520 km²), região centro-oeste do estado de Minas Gerais, Brasil, inserida na bacia do rio São Francisco (Figura 5.1). A bacia hidrográfica do rio São Miguel é uma região cárstica desenvolvida e dinâmica, resultando em um importante polo de mineração para extração de calcário e subprodutos, sendo as cidades de Arcos e Pains, de maiores destaques. Nesta região, três nascentes cársticas representativas foram estudadas, denominadas de S1, S2 e S3 (Fig. 5.1). Quanto ao uso da terra, predominam as pastagens (61%), constituídas por áreas agropecuárias, seguidas de vegetação nativa (27%). As atividades de mineração e áreas urbanas (cidades de Arcos e Pains), juntas, cobrem um total de 4%, enquanto os 9% restantes consistem em afloramentos calcários, cultivos de eucalipto, solos expostos e áreas alagadas (Pereira et al. 2019).

Alguns estudos foram já feitos nessa região relacionados à geologia (Almeida 1977; Dardenne 1978; Saadi et al. 1991), hidrogeologia (Mourão et al. 2001, Menegasse et al. 2002), espeleologia (SEE 2012), geomorfologia (Martins 2013; Timo 2014), usos da terra (Cherem 2006; Haddad 2010, Pereira et al. 2019), qualidade da água e comportamento hidrogeoquímico (Lucon et al. 2018, 2020) e testes de traçadores corantes (Freitas 2009, Assunção 2021).

Geologicamente, a área está localizada na porção sudoeste do Cráton São Francisco, dentro da bacia do São Francisco (Almeida 1977), caracterizada por calcários neoproterozoicos da Formação Sete Lagoas

(Grupo Bambuí), rochas Arqueanas do Complexo Granito-Gnáissico (embasamento) e sedimentos não consolidados cenozoicos (Dardenne 1978; Félix e Freitas Júnior 2000). Dentro dos limites da bacia do rio São Miguel, rochas do embasamento afloram na porção leste da área (Saadi et al. 1991). A Formação Sete Lagoas (Dardenne 1978) é dividida em dois membros (Ribeiro et al. 2003): Pedro Leopoldo (base), constituído por calcisiltitos, margas e pelitos de cor clara; e Lagoa Santa (topo), composta por calcários escuros puros médios a finos e dolomitos. Este último membro é o mais espesso e amplamente distribuído pela bacia (onde estão as nascentes monitoradas neste estudo). Os sedimentos cenozoicos são depósitos fluviais, aluviais e coluviais, cobrindo leitos de rios e áreas topográficas inferiores.

Estruturalmente, devido à relativa proximidade da área com o cinturão de dobras Brasília (a oeste), registra-se um sistema de falhas de empurrão ocorrido no ciclo Brasileiro, resultando em deformações compressivas das formações Samburá e Sete Lagoas, onde falhas transcorrentes sinistrais (N60-70W) cortam a bacia. Duas zonas de deformação são observadas na bacia: calcários dobrados (porção oeste) e calcários sub-horizontais (porção leste). Autores sugerem que essas estruturas foram posteriormente reativadas no Cenozóico, resultando em hosts e grabens que influenciaram a evolução da carstificação local (Muzzi Magalhães, 1989; Saadi et al., 1998; Valeriano, 2019).

O clima da região é caracterizado por verões quentes e úmidos e invernos secos (Alvares et al. 2013). Ao longo do ano, as temperaturas médias variam 6,6°C entre o mês mais quente (janeiro, 24°C) e o mês mais frio (junho, 17,5°C). Valores médios do balanço hídrico indicam precipitação anual de 1.325 mm (período chuvoso de outubro a março, com média de 1.195 mm, 85% da precipitação anual, e período seco de abril a setembro, com média de 34,5 mm, 15% do total anual), evapotranspiração potencial de 937 mm e evapotranspiração real de 834 mm, dividida em dois períodos: excedente hídrico (491 mm) de novembro a abril e déficit hídrico (104 mm) de maio a setembro, com reposição em outubro (Menegasse et al. 2002).

Geomorfologicamente, a área é caracterizada por um carste típico e bem desenvolvido, tanto em nível exo como endocarste (Timo 2014). Caracteriza-se por afloramentos calcários apresentando estruturas karren e ruiformes, cursos d'água intermitentes, dolinas, uvalas, poljes e entradas de cavernas (Saadi 1991; SEE 2012). As áreas de afloramento do Membro Lagoa Santa são as regiões mais ricas em termos espeleológicos, com mais de 700 cavidades registradas, onde se concentra a maior parte das dolinas e nascentes perenes. Onde aflora o Membro Pedro Leopoldo, as ocorrências espeleológicas são menores (Teixeira et al. 2013).

Hidrologicamente, o rio São Miguel corre ao longo de cerca de 53 km com sentido S/N geral num padrão morfológico sinuoso. O rio tem vazão média de 7,6 m³/s, onde as águas subterrâneas representam 69% da drenagem total (Ribeiro et al. 2008). Todas essas feições resultam em um contexto hidrogeológico heterogêneo e anisotrópico, dividido em quatro sistemas aquíferos (Mourão et al. 2001): 1) granular (depósitos fluviais, aluviais e coluviais); 2) fissural (rochas do embasamento); 3) cárstico-fissural; e 4) cárstico. Em relação aos aquíferos cársticos, foco deste trabalho, eles são caracterizados por águas rasas, com alta interconexão entre águas superficiais e subterrâneas através de dolinas, entradas de cavernas e nascentes próximas.

Os valores de transmissividade, condutividade hidráulica e permeabilidade variam de acordo com a

posição vertical das rochas calcárias, sendo maiores nas zonas epicarsticas, diminuindo exponencialmente com a profundidade. As águas subterrâneas são classificadas predominantemente como do tipo bicarbonatadas cálcicas, refletindo essencialmente a composição carbonática das rochas. Foram observadas algumas anomalias antropogênicas (nitrato e cloreto) e geogênica (arsênio), que estão relacionadas às atividades agropecuárias e à composição do arcabouço geológico, respectivamente (Lucon et al. 2018, 2020).

O mapa geológico da área de estudo é apresentado na Fig.5.1.

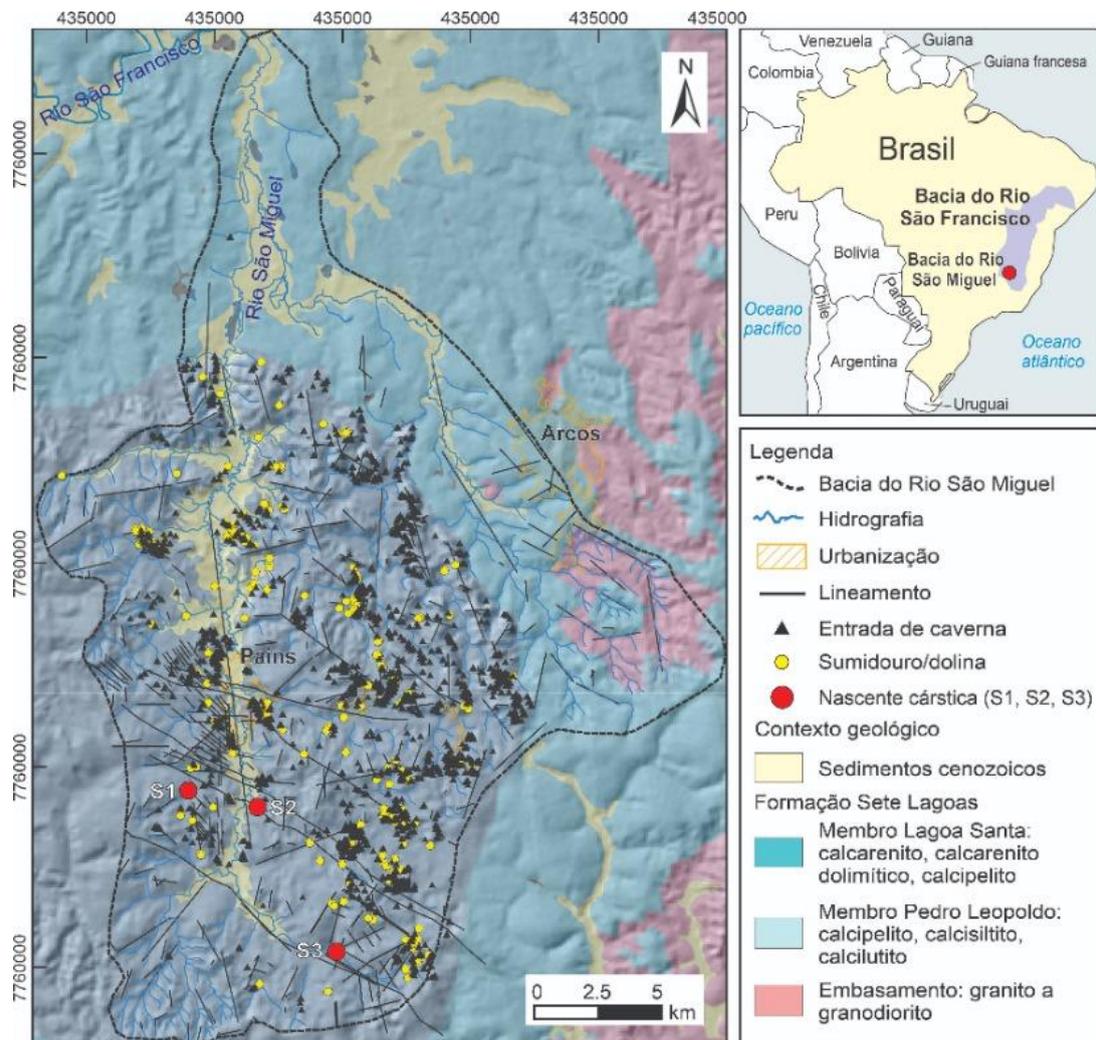


Figura 5.1 Bacia hidrográfica do rio São Miguel, com dados sobre geologia, feições cársticas e rede de drenagem, e localização das três nascentes cársticas e suas respectivas características gerais.

Em geral, as nascentes estão inseridas em um contexto rural, caracterizado por áreas agrícolas e pecuárias, vegetação nativa, afloramentos calcários, plantações de eucalipto, solos expostos, com presença de dolinas, entradas de cavernas e redes de drenagem pouco desenvolvidas.

As características das nascentes cársticas S1, S2 e S3, como altitude, taxas de descarga, áreas de seção transversal do canal e suas respectivas áreas (km²) das sub-bacias drenadas pelas nascentes, podem ser vistas na Fig. 2.

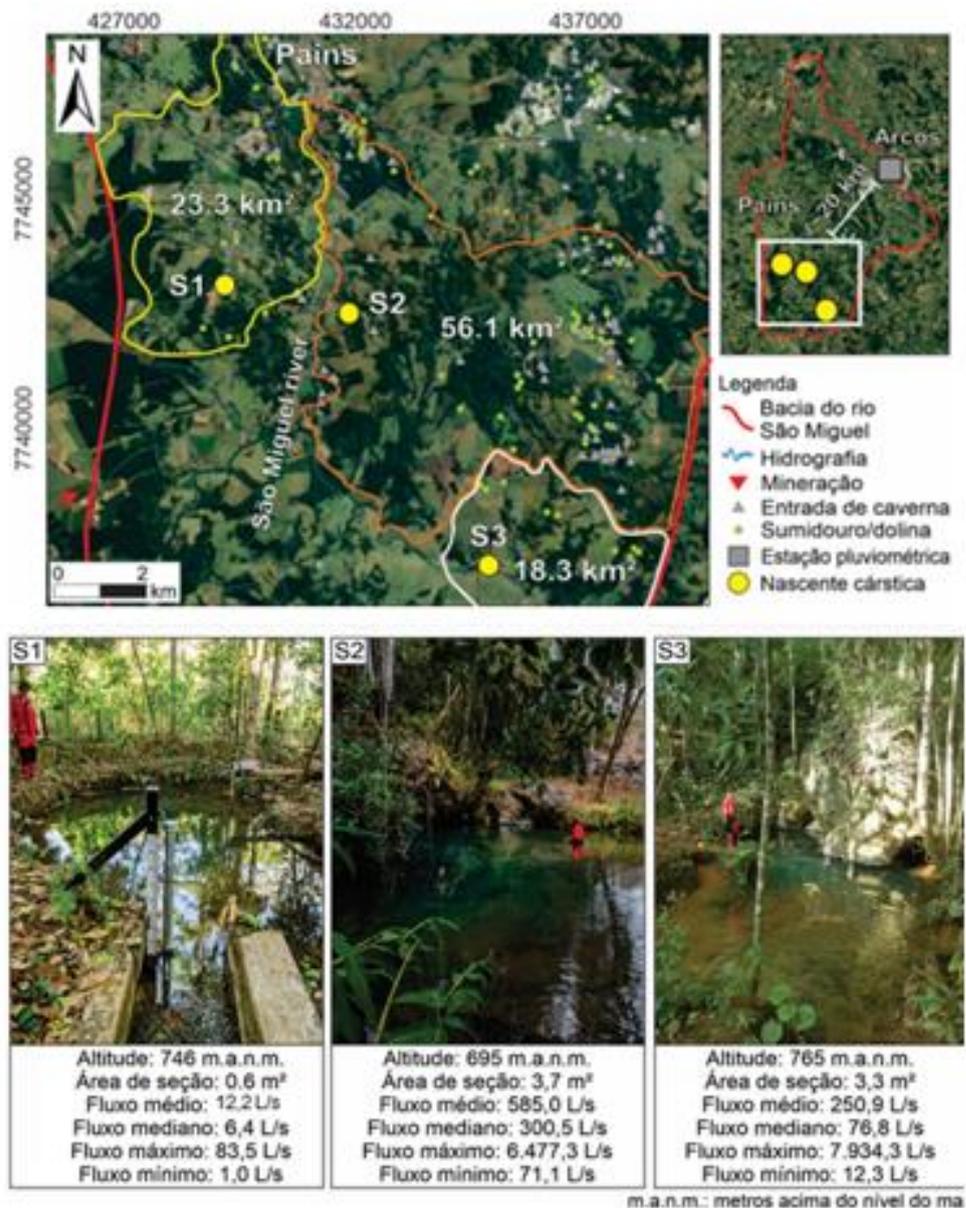


Figura 5.2 Características das nascentes cársticas.

5.3. Materiais e métodos

A análise da vazão e da variação de parâmetros como a condutividade elétrica e a temperatura da água drenada pelas nascentes representa uma técnica hidrogeológica prospectiva clássica, sobretudo em áreas onde a aplicação de técnicas mais detalhadas (traçadores e investigações espeleológicas) não são aplicáveis ou são ainda incipientes (ou inexistentes). Neste contexto, e considerando-se o aquífero como uma caixa-negra na análise recarga-descarga, é usual a conjugação de métodos que estudam a resposta detalhada das nascentes como a análise de séries temporais (da precipitação, nível, temperatura e condutividade elétrica da vazão das nascentes), o estudo da curva de recessão ou a variação hidroquímica da água drenada pelas nascentes.

A combinação destes métodos revela as características da recarga, da circulação subterrânea e da estrutura do próprio aquífero, aspectos de grande utilidade no conhecimento do comportamento

hidrodinâmico do aquífero, na avaliação das reservas subterrâneas e, conseqüentemente, na determinação da sua vulnerabilidade e delimitação de medidas de proteção. Essa análise integrada no estudo de aquíferos cársticos permite ainda aferir a consistência dos resultados obtidos pelos diferentes métodos, sendo uma técnica ainda profusamente utilizada, em regiões e climas substancialmente diferentes (Amiel et al. 2010; Adji e Bhatiar, 2016; Delbart et al. 2016; Wang et al. 2020, Katsanou et al. 2015; Tagne e Dowling 2018; Sener et al. 2020; Torresan et al. 2020; Paiva e Cunha 2020). A utilização conjunta de vários métodos no estudo da resposta natural das nascentes cársticas reveste-se de grande utilidade, dado que o comportamento hidrodinâmico cárstico pode variar com a intensidade da recarga, a altura do ano hidrológico e as condições hidrológicas prévias do aquífero ou até a dimensão da série, o que pode interferir na interpretação, como concluem, por exemplo, Hermann et al (2009), Mayaut et al (2014). Devido a tais dificuldades, apenas a aplicação de uma análise multi-método confere robustez e fundamentação científico à interpretação dos resultados.

5.3.1. Aquisição de dados e sistema de monitoramento

Três nascentes cársticas (S1, S2, S3) localizadas nos calcários puros e dolomitos do Membro Lagoa Santa foram monitoradas. Durante 1 ano hidrológico entre novembro de 2019 e novembro de 2020, a temperatura da água (T em °C, precisão $\pm 0,05^\circ\text{C}$ e resolução $0,003^\circ\text{C}$), condutividade elétrica (EC em $\mu\text{S}/\text{cm}$, precisão $\pm 1\%$ e resolução $\pm 0,1 \mu\text{S}/\text{cm}$) e nível da água (H em cm, precisão $\pm 0,05\%$ e resolução $0,001\%$) das nascentes S1, S2 e S3 foram registrados a cada 15 minutos por transdutores de nível automático (Modelo 3001 LTC Levelogger, Solinst). Um barologger (precisão $\pm 0,05 \text{ kPa}$ e resolução $0,002\%$, Modelo 3001 Barologger Edge, Solist) foi usado para compensar barometricamente as variações do nível da água causadas por flutuações diárias da pressão atmosférica.

Medições mensais de vazão foram realizadas nas nascentes pela aplicação de métodos tradicionais de medição volumétrica (S1) e com molinete (S2 e S3). As medições de descargas foram então usadas para desenvolver as curvas-chave e, usando a relação matemática entre tempo e descarga, os registros de altura de nível de água de 15 minutos foram convertidos em registro de descarga contínua, resultando nos hidrogramas de nascente cársticas (Turnipseed e Sauer 2010).

Para obtenção dos dados diários de chuva (mm/d), utilizou-se a estação pluviométrica de Arcos (código 2045010, disponível em: <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/mapa>), uma vez que Pains ainda não possui estação pluviométrica, e devido aos dados da estação de Arcos apresentar maior grau de correlação com a vazão das nascentes, se comparado a outras estações próximas à Pains (e.g. Iguatama e Piumhi). O cálculo do coeficiente de correlação de Pearson determinou um valor precipitação-vazão com Arcos de 0,70 para S3, de 0,59 para S2 e de 0,47 para S1.

5.4. Métodos

5.4.1. Análise de séries temporais (AST)

Fundamentada em operações matemáticas, a análise de séries temporais (AST) retrata a resposta

hidráulica global dos sistemas cársticos (vazão das nascentes) frente a uma sucessão de eventos de chuva (Mangin 1984; Panagopoulos e Lambrakis 2006; Paiva et al. 2012; Kurniawan et al. 2019). Variações cíclicas podem ser identificadas por meio de métodos analíticos de série temporal univariada (autocorrelação e análise espectral), enquanto as análises de séries temporais bivariadas (correlação cruzada e análise espectral cruzada) são apropriadas para se analisar a relação entre os parâmetros de entrada (recarga) e saída (descarga) de diferentes tipos de sistemas cársticos, associando os domínios “tempo” e “frequência”, resultando nas correlações e análise espectral, respectivamente (Kovács 2003; Paiva 2014).

Na série temporal univariada é analisada a estrutura interna de cada uma das séries (precipitação e vazão) para identificar mudanças cíclicas (autocorrelação) e frequências (análise espectral). A análise bivariada possibilita a comparação quantitativa entre entrada e saída de água, apresentando dados sobre a transformação, no interior do sistema cárstico, da recarga (precipitação) em descarga (vazão das nascentes). Neste trabalho, utilizou-se o software de análises estatísticas IBM SSPS Statistics para a realização dos cálculos que envolvem a análise de séries temporais. Para explicações teóricas detalhadas, expressões matemáticas e respectiva interpretação recomenda-se a consulta de Jenkins and Watts 1968, Mangin 1975, Larocque et al. 1998, Padilla et al. 1994, Box et al. 2013.

O ponto de corte (truncation point) utilizado nos cálculos das correlações e das funções espectrais foi de 100 dias e o filtro o de Tukey-Hamming (Rahnamaei et al., 2005). Para explicações teóricas detalhadas e expressões matemáticas, recomenda-se a consulta de Jenkins and Watts (1968), Mangin (1975, 1984), (Padilla et al., 1994), (Larocque et al., 1998), Box et al., (2013).

5.4.2. Análise da curva de recessão

Dentre os métodos utilizados no estudo da recessão de nascentes cársticas, o método proposto por Mangin (1975, 1984) é um dos mais utilizados porque caracteriza quantitativamente a infiltração ao longo da zona não-saturada e a capacidade de armazenamento na zona saturada (El-Hakim e Bakalowicz, 2007; Fu et al. 2016; Liu et al. 2010; Xu et al. 2018b).

De acordo com Mangin (1975), a curva de recessão pode ser representada pela Eq. (1). A função $\psi(t)$ representa uma recessão não linear, que é a descarga da zona não-saturada, e a função $\varphi(t)$ representa o escoamento da zona saturada (Fig. 5.2):

$$Q(t) = \psi(t) + \varphi(t) \quad (1)$$

onde, $Q(t)$ é descarga no tempo t , $\psi(t)$ o fluxo rápido e $\varphi(t)$ o segmento de fluxo de base (Padilla et al. 1994). A recessão de fluxo de base acompanha a Eq. (2) de Maillet (1905):

$$\varphi(t) = Q_{R0}e^{-\alpha t} \quad (2)$$

onde, Q_{R0} é a descarga no início da fase mais lenta da recessão e é extrapolado de t_i (quando a infiltração é zero, ou seja, $\psi(t) = 0$), e α é o coeficiente de esgotamento. Para caracterizar a infiltração, Mangin (1975)

sugere o uso da função homográfica $\psi(t)$, expresso pela Eq. (3):

$$\psi(t) = q_0 (1 - \eta t / 1 + \epsilon t) \quad (3)$$

onde, q_0 é a diferença entre o pico da vazão (Q_0) e o início do esgotamento (Q_{R0}). O parâmetro η é proporcional à velocidade de infiltração, ou seja, quanto menor seu valor, mais lenta é a infiltração (varia entre 0 e 1). O parâmetro ϵ é o coeficiente de heterogeneidade, caracteriza a concavidade do hidrograma, quanto mais elevado, maior a influência da circulação rápida.

O volume inicial total (V_0) fornecido pela nascente em t_0 (início da recessão) é a soma do volume dinâmico (V_{dyn}), que é o volume de água armazenado na zona saturada no início da recessão, e o volume de infiltração drenado durante o escoamento rápido (V^*_1). O volume dinâmico V_{dyn} sob condições de fluxo de base é calculado integrando a Eq. (4):

$$V_{dyn} = c(Q_{R0}/\alpha) \quad (4)$$

onde, V_{dyn} em m^3 ; c é uma constante que assume o valor de 86.400 quando a vazão é dada em m^3/s e α em dias. O Volume de infiltração (V^*_1) é o volume de água drenado durante a fase de decrescimento (entre t_0 e t_i) e é obtido pela Eq. (5):

$$V^*_1 = \int_0^{t_i} q_0 (1 - \eta t / 1 + \epsilon t) \quad (5)$$

Ainda para a classificação de sistemas cársticos, Mangin (1975, 1984) instituiu dois índices: k , que define a extensão e poder regulador da zona saturada; e o índice i (ou i), que identifica as condições de infiltração profunda ao longo da zona não-saturada. Os índices k e i são calculados pelas Eqs. (6) e (7), respectivamente:

$$k = V_{dyn} / V_0 \quad (6)$$

$$i = (1 - \eta t) / (1 + \epsilon t) \quad (7)$$

Neste trabalho, foram analisadas cinco recessões (R) em cada nascente: uma sazonal (R1), que inicia após o último grande pico de vazão, no final do período chuvoso, estendendo-se até o ano hidrológico seguinte. Esta recessão reflete o comportamento do aquífero tanto no período de diminuição da vazão (ainda sob a influência da estação úmida) quanto no período de esgotamento (drenagem da água armazenada), informando sobre: característica de circulação de água no sistema, em particular o esvaziamento da zona não-saturada; e capacidade de armazenamento do aquífero e como a água é drenada ao longo do período seco. As outras quatro recessões são as intra-anuais, (R2, R3, R4 e R5), que ocorreram durante o período chuvoso: R2 (18 a 30 de novembro); R3 (09 a 23 de janeiro); R4 (25 de janeiro a 03 de fevereiro); R5 (17 a 26 de fevereiro).

Como as recessões intranuais são interrompidas por episódios de chuva, passada a principal influência da precipitação no início da curva de decrescimento, foi necessário prolongar a curva de recessão, simulando valores de vazão média diária até 0,01 L/s (praticamente ausência de escoamento) a partir da fórmula matemática associada à linha de tendência exponencial (Eq. 2), simulando a ausência total de precipitação e considerando o coeficiente de esgotamento α . O mesmo procedimento foi aplicado à recessão sazonal

(recessão sazonal simulada). A análise das recessões sob tais condições de simulação de total ausência de recarga oferece dados sobre o comportamento hidrogeológico do aquífero e características físicas internas, em particular a capacidade de armazenamento. O cálculo dos parâmetros para a aplicação do método de Mangin foi realizado com a ferramenta Curve Fitting, no software MATLAB.

5.4.3. Análise da condutividade eléctrica (EC) e temperatura (T) da água das nascentes

Em termos hidrogeológicos, os valores da condutividade eléctrica (CE) e temperatura (T) estão relacionados ao tempo de residência da água no interior do hidrossistema, sendo que as suas oscilações nas nascentes se explicam pela influência dos tipos de circulação subterrânea que contribuem para o escoamento, em particular na sequência de um episódio de recarga.

A temperatura da água nas nascentes, apesar de menos utilizada, é considerada um traçador natural, capaz de fornecer informação sobre recarga, circulação subterrânea e características físicas do hidrossistema, como grau e funcionalidade da carstificação (Luhmann et al. 2012; Zhu et al. 2020; Li et al. 2021). A baixa variação de temperatura da água nas nascentes pode indicar: percurso mais longo ou durante mais tempo no interior do hidrossistema; e/ou mistura das águas da chuva com água que já estava no interior do sistema.

Para detalhar o comportamento desses parâmetros, foram analisados dados diários para a série completa do monitoramento e dados horários para alguns episódios em diferentes momentos no ano hidrológico, sob diferentes quantitativos de precipitação, tendo sido selecionados os seguintes episódios (E) e os respectivos episódios de chuva, em mm: E1 (16 a 26 novembro – 33 mm); E2 (01 a 12 dezembro – 118 mm); E3 (21 a 27 janeiro – 154 mm); E4 (05 a 23 fevereiro – 402 mm); E5 (28 fevereiro a 18 março – 68 mm).

5.5. Resultados e discussão

5.5.1. Hidrograma de nascentes e valores estatísticos

Os hidrogramas das nascentes S1, S2, e S3 apresentam comportamentos relativamente semelhantes, com picos agudos em resposta a precipitações elevadas, independentemente do período do ano em que há a recarga (Fig. 5.3A). Este comportamento na resposta da vazão é confirmado por valores positivos de correlação ($r > 0,75$) em todas as nascentes (Fig. 5.3B). O regime hidrodinâmico (descargas) de todas as nascentes apresenta significativa variação (sobretudo em S2 e S3), com valores mínimo e máximo de 1,0 - 83,5 L/s (S1), 71 - 6.477 L/s (S2) e 12,3 - 7.934 L/s (S3) (Fig. 5.3B). S3 apresenta uma flutuação em valores extremos (CF = 643,9), se considerar que se trata de um hidrossistema pequeno (S1: 23,3 km², S2: 56,0 km² e S3: 18,3 km²). A grande variação da vazão é, contudo, característica de todas as nascentes, pelos altos valores do coeficiente de variação (todos com CV > 40%, Fig. 5.3B).

A explicação dos dados acima é que o hidrograma e os parâmetros estatísticos indicam que todas as nascentes têm respostas tipicamente cársticas, com circulações rápidas, revelando, sobretudo em S2 e S3, a existência de sistemas conectados de condutos subterrâneos e presença de infiltrações concentradas. As

recessões dos hidrogramas são mais lentas do que a subida, principalmente a recessão sazonal (após o último pico de vazão), indicando que são hidrossistemas com alguma capacidade de armazenamento hídrico (S1 e S2), drenando, gradualmente ao longo da estiagem, água armazenada durante o período mais úmido.

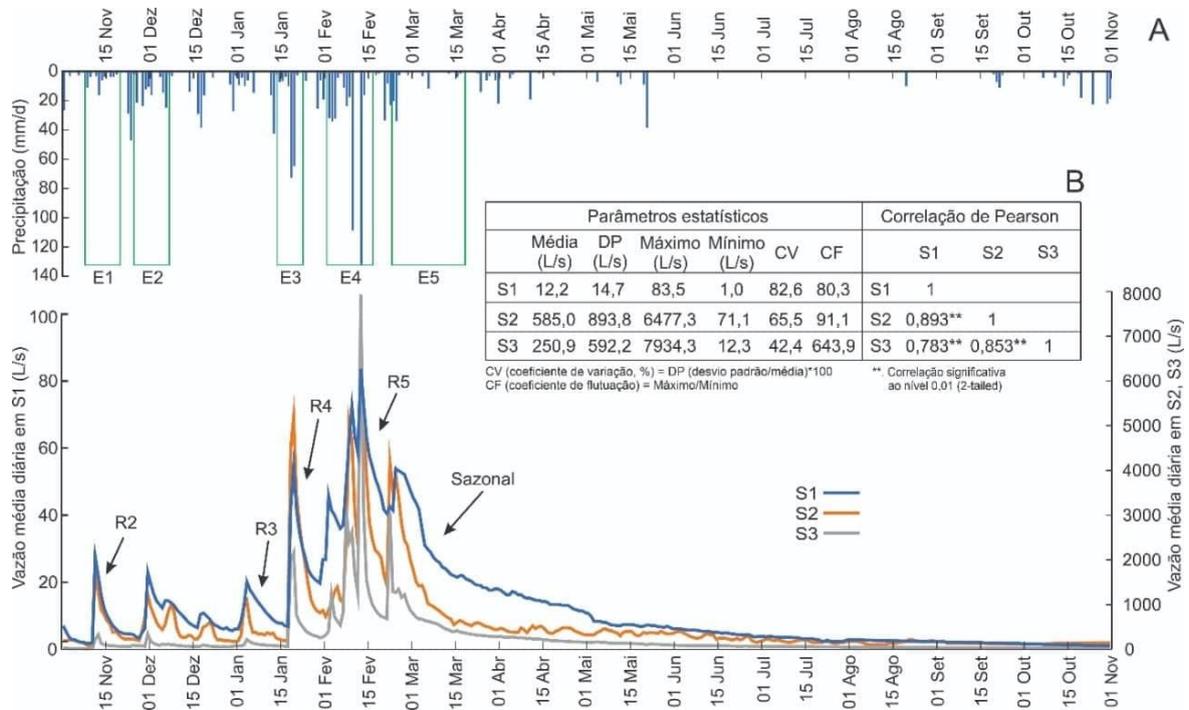


Figura 5.3 Hidrograma das vazões médias diárias das nascentes analisadas e precipitação (A); Parâmetros estatísticos característicos de cada uma das nascentes (média, desvio padrão, CV e CF) e correlação de Pearson entre a vazão das nascentes (B). As letras “E” e “R” significam: episódios e recessões, respectivamente.

5.5.2 Análise de séries temporais

O correlograma, que representa a função de autocorrelação (*auto-correlation function - ACF*), (Fig. 5.4A), apresenta em S1 uma descida muito mais gradual do que o de outras nascentes, com atraso característico de 46 dias (quando $r_k = 0,2$), indicando uma maior capacidade de armazenamento e uma rede de condutos menos carstificada e/ou menos funcional. Apresenta apenas oscilações suaves no correlograma, o que indica maior capacidade de filtragem. Por outro lado, S2 e S3 apresentam correlogramas com oscilações mais expressivas, o que significa que a variação da precipitação é vista nas vazões dessas nascentes, mostrando que se trata de hidrossistemas onde a filtragem dos episódios pluviométricos é menor. O comportamento em S2 e S3 é de caráter multimodal, com descida pronunciada de até 7 dias, mostrando circulação rápida da água logo após episódio pluviOSO. O declive acentuado revela fraca inércia de ambos os hidrossistemas (Delbart et al. 2016). Em seguida, até 20 dias, a descida é mais lenta ou inexistente, refletindo uma “memória mais prolongada dos hidrossistemas”, de circulação mais lenta ou retenção temporária da água infiltrada.

Atingir o nível de confiança ($r_k = 0,2$) aos 25 dias (S3) e 35 dias (S2) num ano com precipitação média (1344 mm/ano) na região indica um escoamento relativamente rápido dos dois hidrossistemas, com presença de infiltração e circulação rápidas, típicas de um sistema com carstificação desenvolvida e funcional.

A capacidade de filtragem é perfeitamente visível no domínio das frequências (densidade espectral - *spectral density* - S_f) (Fig. 5.4C). A nascente S1, apresenta alguns picos nas médias frequências ($S_f > 0,2$), o que revela a presença de uma considerável componente de fluxo rápido na vazão drenada no seguimento de episódios de precipitação concentrada (característicos desta região). S2 e sobretudo S3 apresentam picos nas médias e altas frequências, indicando fraca capacidade de filtragem desses hidrossistemas, com a existência de circulação subterrânea em condutos conectados que encaminham rapidamente a água para as nascentes.

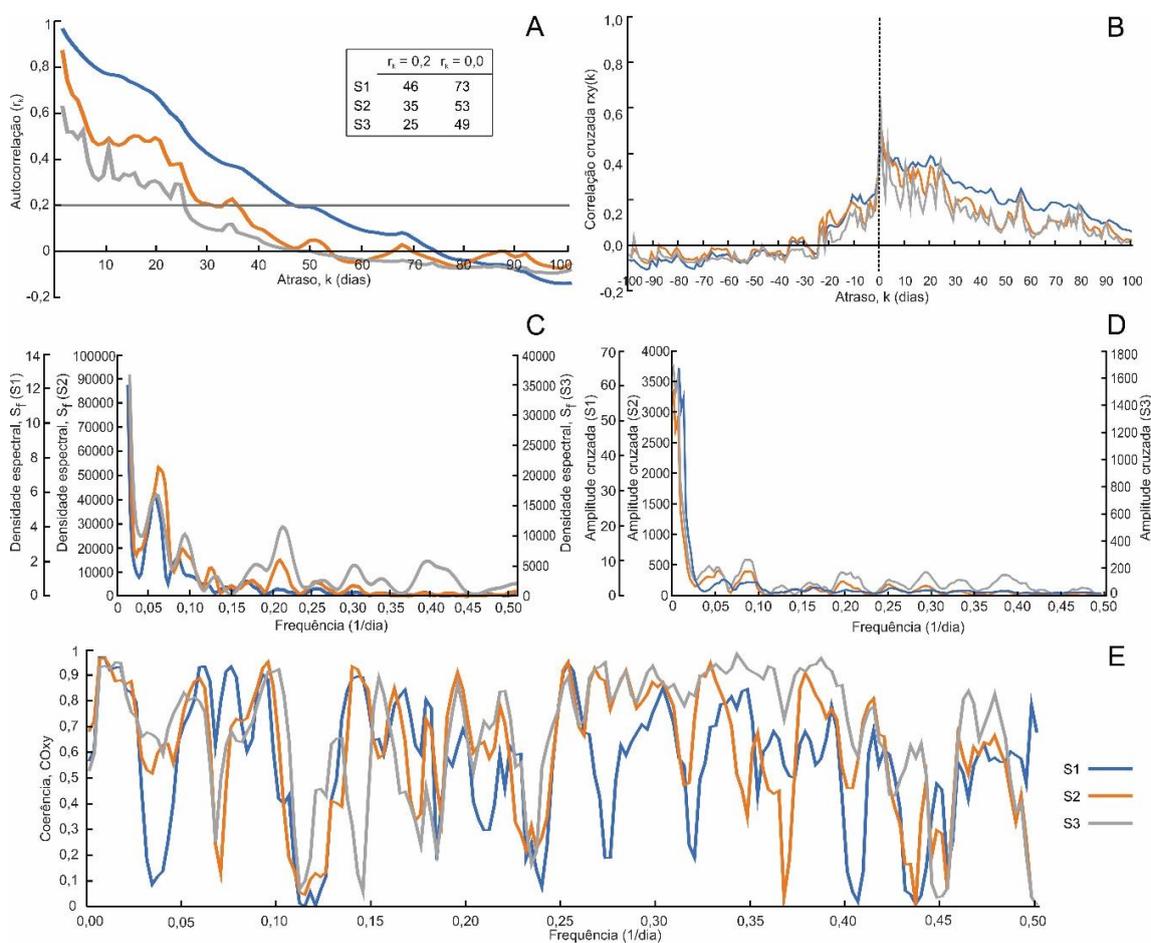


Figura 5.4: Séries temporais de dados diários de vazão das nascentes S1, S2 e S3. A: autocorrelação; B: correlação-cruzada; C: densidade espectral; D: amplitude-cruzada; e E: coerência.

A relação precipitação-vazão é mostrada pela função de correlação cruzada (*cross-correlation* - *CCF*) (Fig. 5.4B), com correlograma apresentando comportamento assimétrico, com tendência para valores positivos de $r_{xy}(k)$ em k positivo, ou seja ($r_{xy}(k) > 0$ para $k > 0$). Isso mostra que a vazão é influenciada pela precipitação. A forma aguda dos correlogramas, os valores elevados de correlação cruzada (S1: $r_{xy}(k) = 0,43$;

S2: $r_{xy}(k) = 0,54$; S3: $r_{xy}(k) = 0,65$) e o tempo de resposta inferior a 24 horas em todas as nascentes indicam circulação rápida ao longo da zona não-saturada. Esta hidrodinâmica é característica de sistema cárstico bem drenado, com rede de drenagem subterrânea funcional, conectada, com condutos de elevada condutividade hidráulica, interpretação apresentada por autores em aquíferos de dimensões bem diferenciadas (Mangin 1984; Padilla e Pulido-Bosch 1995; Panagoupolos e Lambrakis 2006; Gárfias-Soliz et al. 2009; Paiva e Cunha 2020).

A amplitude cruzada (*cross-amplitude function* – CAF) (Fig. 5.4D), em S1, apesar de menos pronunciada, apresenta alguns picos em frequências elevadas, apenas tendendo para o zero em frequências superiores a 0,45 (2,2 dias). Isso indica uma influência do escoamento rápido na vazão desta nascente. Em S2 e S3, a CAF mostra a enorme contribuição do escoamento rápido na vazão dessas nascentes, com picos nas frequências médias e altas, reforçando os indícios anteriores da existência de circulação rápida entre a área de recarga e o exutório.

Os resultados da função de coerência (*coherence function* – COF) (Fig. 5.4E) (S1: 0,56; S2: 0,60 e S3: 0,66) mostram, nas três nascentes, uma relação tendencialmente linear, em particular em S3, em que alterações na precipitação se repercutem visivelmente no comportamento da vazão, já que, quanto mais próximo de 1, maior a linearidade. Ou seja, uma mudança na entrada gera mudança proporcional na saída. Os valores elevados de COF em altas frequências ($f > 0,30$), S2 (COF $> 0,85$) e, sobretudo, S3 (COF $> 0,9$), revelam a forte linearidade dos dois hidrossistemas na resposta a episódios de recarga. S1 é de caráter mais complexo, de comportamento bimodal, com altos valores de COF em altas frequências revelando a existência de escoamento rápido e baixos valores de COF em baixas frequências, indicando um hidrossistema bem regulado (longe da linearidade), com importante capacidade de transformação do sinal de entrada e, uma considerável componente de escoamento de base na vazão dessa nascente. A ausência de valores baixos de COF em baixas frequências ($f < 0,06$) mostra que os hidrossistemas das nascentes S2 e S3 têm fraca capacidade de regulação.

As diferenças encontradas entre o funcionamento hidrogeológico dos três hidrossistemas podem indicar, em S1, uma componente de circulação mais lenta e até de escoamento retardado: (i) pela menor recarga concentrada, predominando a recarga difusa; (ii) por ser uma área fortemente dobrada (com sistemas de anticlinal e sinclinal) e sistema de drenagem subterrânea muito sinuoso (com formação de padrões em *loop* - Assunção, 2021); (iii) pela possível desestruturação de uma rede de paleodrenagem subterrânea devido ao rebaixamento do nível de base do aquífero, como sugere Santos (2002), comprovada pela existência de paleocanais e depósitos de sedimentos na zona vadosa em cavernas desta região; e (iv) presença de condutos anastomosados (bypass) que dividem o fluxo em mais de uma trajetória, aumentando o tempo de circulação evidenciado pelos maiores índices e distâncias sinuosas nos testes de traçadores (Freitas 2009; Assunção 2021).

Nos casos de S2 e S3, a rápida transferência da água até às nascentes é resultado de: (i) forte presença de recarga concentrada (devido à alta densidade de formas cársticas de superfície); (ii) infiltração concentrada ao longo de redes de fraturas subverticais alargadas; (iii) circulação rápida ao longo de redes de condutos ou

fraturas bem estruturadas e funcionais, cujo desenvolvimento se deve à inclinação das camadas e lineamentos estruturais, favoráveis à carstogênese (Assunção 2021); e (iv) considerável gradiente hidráulico entre área de recarga e exutório.

5.5.3. Análise da curva de recessão

O período de recessão sazonal das nascentes é longo, correspondendo aos vários meses secos que caracterizam o clima da região. No ano hidrológico estudado (2019/2020), a recessão durou 250 dias, sendo que parte substancial da água drenada neste período escoou nos primeiros 20 dias da recessão sazonal (S1: 35%, S2: 36% e S3: 46%), o que significa que, em menos de 10% dos dias da recessão, mais de um terço da água já havia sido escoada (Fig. 5.5A). Este período corresponde à drenagem de grande parte da água recém-infiltrada, revelando a duração do escoamento rápido (Fig. 5.5B), já detectado anteriormente na ACF quando $k = 0,2$, particularmente em S2 e S3 (35 e 25 dias, respectivamente). No caso de S1, confirma-se a circulação mais lenta, com influência da recarga até cerca de 67 dias após o início da recessão sazonal. Em termos de drenagem da água armazenada (fluxo de base), o comportamento das três nascentes é semelhante (Fig. 5.5C).

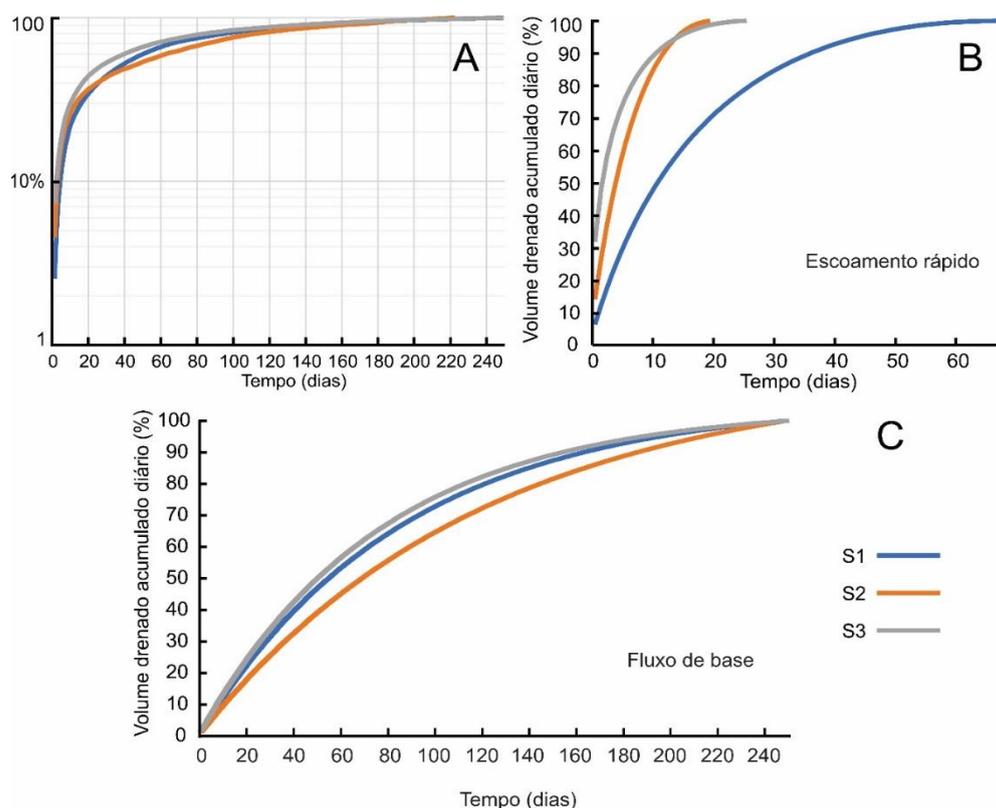


Figura 5.5: Esvaziamento percentual dos três subsistemas durante a recessão sazonal. Em representação logarítmica (A); Porcentagem de volume drenado diariamente relativamente ao volume total armazenado para escoamento rápido (quickflow) – (B), e para escoamento de base (baseflow) – (C).

As recessões sazonais, no que diz respeito às condições de infiltração e circulação, representadas pelos

parâmetros i , ε , η , (Tabela 5.1) corroboram as análises correlatória e espectral, confirmando, em S1, o caráter difuso da recarga e circulação predominantemente lenta ($i = 0,83$; $\eta = 0,015$; $\varepsilon = 0,081$) e, em S3, a recarga concentrada e circulação rápida ao longo da zona não-saturada ($i = 0,32$; $\eta = 0,038$; $\varepsilon = 0,923$). Em S2, porém, há um comportamento mais complexo e heterogêneo, não confirmando, a priori, os resultados da análise de séries temporais, revelando um funcionamento aparentemente bimodal, de circulação relativamente rápida ($\eta = 0,05$; $\varepsilon = 0,10$), mas também um tempo de atravessamento maior na zona não-saturada ($i = 0,75$). O funcionamento hidrogeológico deste sistema é esclarecido com a análise das recessões intranuais, a seguir.

De modo mais detalhado, os parâmetros calculados para as recessões intranuais confirmam a dualidade do funcionamento hidrodinâmico do setor drenado pela nascente S1, indicado pela análise espectral. Os valores de η muito próximos de 0 em todas as recessões ($\eta_{R2} = 0,071$; $\eta_{R3} = 0,048$; $\eta_{R4} = 0,031$; $\eta_{R5} = 0,040$) e, sobretudo, após os eventos mais chuvosos, mostram que o tempo de circulação deste setor é considerável, reforçado pelo valor de i sazonal (0,83). Os valores de t_i , sobretudo o sazonal ($t_i = 67$ dias), provam que a influência de um episódio chuvoso acontece ainda durante algum tempo, interpretado como uma importante contribuição de escoamento atrasado resultante de infiltração difusa, já que é o setor do aquífero com menor carstificação e de poucas formas exocársticas (Pereira et al. 2019). No entanto, os valores relativamente altos de ε (próximos de 1) em algumas recessões ($\varepsilon_{R4} = 0,938$; $\varepsilon_{R5} = 0,920$) mostram a presença também de circulação rápida, particularmente quando se tem episódios muito chuvosos, nos quais também valores de i , ao tenderem para 0 ($i_{R4} = 0,33$; $i_{R5} = 0,32$), mostram o rápido atravessamento da zona não-saturada. Esta realidade é bem visível na evolução dos valores de i na Fig.5.5A.

Os parâmetros de ψ para a nascente S3 mostram uma recarga concentrada e circulação rápida. Os valores altos de ε intranuais ($\varepsilon_{R2} = 1,1882$; $\varepsilon_{R4} = 1,750$; $\varepsilon_{R5} = 1,600$), conjuntamente com valores muito baixos de i ($i_{R2} = 0,19$; $i_{R3} = 0,20$; $i_{R4} = 0,17$; $i_{R5} = 0,14$) e valores relativamente altos de η ($\eta_{R3} = 0,333$; $\eta_{R4} = 0,125$; $\eta_{R5} = 0,200$) revelam que, mesmo em situações de entrada muito elevada de água (mais de 100 mm nos dois dias anteriores a R_3 e R_4), o percurso entre a entrada e o exutório é rápido. A existência de um sistema conectado de condutos que facilmente drena a água ao longo da zona não-saturada é também visível, pois mais de 90% do escoamento rápido acontece entre 3 e 4 dias em todas as recessões intranuais. Também os valores de t_i mostram que, em poucos dias, mesmo em situações de abundante precipitação, termina a influência de um episódio de recarga, o que confirma que a zona não-saturada é bem carstificada e funcional. No mesmo sentido, Pereira et al. (2019) evidenciam que este setor do aquífero apresenta drenagem superficial praticamente inexistente, característico de hidrossistemas fortemente carstificados e com drenagem subterrânea bem desenvolvida.

O setor drenado pela nascente S2 é o mais complexo, com comportamentos que se aproximam tanto de S1 (predomínio de infiltração difusa e circulação mais lenta) quanto de S3 (recarga concentrada e circulação rápida). A forte variabilidade de η ($\eta_{R2} = 0,125$; $\eta_{R3} = 0,048$; $\eta_{R4} = 0,143$; $\eta_{R5} = 0,083$) é de difícil explicação, parecendo, nos casos de R3 e R5, apresentar circulação lenta e, em R2 e R4, circulação rápida. Essa rapidez da drenagem é confirmada por valores de ε em R2 e R3 (0,417 e 0,571, respectivamente), indicando maior velocidade no momento de início do ano hidrológico quando os condutos ainda estavam

vazios.

Tabela 5.1: Parâmetros do método de Mangin (1975, 1984) para as nascentes S1, S2 e S3 na recessão sazonal (real e prolongada¹) e em quatro recessões intranuais.

Parâmetros	Unidades	S1							S2							S3						
		Sazonal	Sazonal prolongada ¹	R1	R2	R3	R4	Sazonal	Sazonal prolongada ¹	R1	R2	R3	R4	Sazonal	Sazonal prolongada ¹	R1	R2	R3	R4			
Função $\Psi(t)$	Q_0	0,05	0,05	0,03	0,02	0,05	0,08	3,9	3,9	1,8	1,1	5,2	6,5	3,1	3,1	0,3	0,2	2,1	7,9			
	η	0,015	0,015	0,071	0,048	0,031	0,040	0,050	0,050	0,125	0,048	0,143	0,083	0,038	0,038	0,059	0,333	0,125	0,200			
	ε	0,081	0,081	0,524	0,405	0,938	0,920	0,100	0,100	0,417	0,571	0,214	0,233	0,923	0,923	1,882	0,333	1,750	1,600			
	ti	67	67	14	21	32	25	20	20	8	21	7	12	26	26	17	3	8	5			
Função $\phi(t)$	α	0,012	0,012	0,076	0,069	0,083	0,045	0,008	0,008	0,048	0,054	0,076	0,087	0,013	0,013	0,062	0,065	0,049	0,063			
	Q_{R0}	0,018	0,02	0,01	0,02	0,04	0,06	0,71	0,71	0,46	0,37	1,46	2,86	0,49	0,49	0,09	0,13	0,38	1,10			
	q_0	0,04	0,04	0,018	0,005	0,017	0,021	3,20	3,20	1,34	0,71	3,73	3,62	2,6	2,6	0,24	0,09	1,77	6,84			
	Q_i	0,008	0,008	0,003	0,004	0,003	0,020	0,60	0,60	0,32	0,12	0,86	1,01	0,35	0,35	0,03	0,11	0,26	0,80			
Duração da Recessão (DR)	dias	248	672	90	106	99	194	220	1241	226	195	156	145	250	805	148	146	213	184			
Volume inicial total (V_t)	10^5 m^3	1,76	1,84	0,21	0,23	0,59	1,38	84,8	94,3	11,5	8,3	26,9	42,3	38,5	39,7	1,7	1,9	9,4	21,4			
Volume de infiltração (V^*_{i1})	10^5 m^3	0,47	0,47	0,09	0,03	0,19	0,18	19,3	19,3	3,1	2,2	9,6	12,5	6,9	6,9	0,4	0,1	2,6	5,9			
V^*_{i1}/V_t	%	26,8	25,7	44,5	14,5	32,5	13,0	22,8	20,5	7,5	52,3	44,0	12,8	18,1	17,5	23,6	6,6	27,9	27,6			
Volume dinâmico (V_{dyn})	10^5 m^3	1,29	1,37	0,11	0,20	0,40	1,20	65,4	74,9	8,4	6,1	17,2	29,7	31,5	32,8	1,3	1,8	6,8	15,5			
V_{dyn}/V_t	%	73,2	74,3	55,5	85,5	67,5	87,0	77,2	79,5	92,5	47,7	56,0	87,2	81,9	82,5	76,4	93,4	72,1	72,4			
V^*_{i1}/V_{dyn}		0,37	0,35	0,80	0,17	0,48	0,15	0,30	0,26	0,37	0,37	0,56	0,42	0,2	0,2	0,3	0,1	0,4	0,4			
Bf >90%	dias	177	655	77,0	87,0	86,0	155,0	163	1222	219	180	150	135	230	784	139	144	207	180			
Bf >90% / DR	%	71,4	97,5	85,6	82,1	86,9	79,9	74,1	98,5	96,9	92,3	96,2	93,1	92,0	97,4	93,9	98,6	97,2	97,8			
k		0,35	0,34	0,03	0,05	0,10	0,31	0,40	0,35	0,05	0,03	0,09	0,15	0,41	0,33	0,02	0,02	0,08	0,19			
i		0,83	0,83	0,42	0,50	0,33	0,32	0,75	0,75	0,41	0,42	0,50	0,57	0,32	0,32	0,19	0,20	0,17	0,14			

¹ Na recessão sazonal prolongada, procedemos ao prolongamento (simulado) da segunda parte da curva de recessão (segundo o método de Mangin) até a vazão média diária atingir valores de 0,01 L/s, ou seja, situação de quase seca das nascentes. O mesmo procedimento de simulação foi aplicado às recessões intranuais. Essa simulação permitiu conhecer, ainda que indiretamente, a capacidade de armazenamento de cada sistema no caso de ausência muito prolongada de precipitação (seca prolongada e severa). R2 (18 a 30 de novembro); R3 (09 a 23 de janeiro); R4 (25 de janeiro a 03 de fevereiro); R5 (17 a 26 de fevereiro).

Também alguns valores de t_i bastante baixos ($R_2 = 8$; $R_4 = 7$) parecem indicar drenagem rápida da água infiltrada. Os baixos valores de ϵ em R_4 e R_5 (0,214 e 0,233, respectivamente), responsáveis pelos valores mais altos de i nestas recessões ($i_{R_4} = 0,50$; $i_{R_5} = 0,57$), são explicados pelas altas precipitações nestas datas, num período hidrológico em que o hidrossistema tinha muita água, aumentando o tempo de circulação da zona não-saturada, a que acresce a maior dimensão deste setor do aquífero, aumentando o percurso da água. Assim como salientam Jeaninn e Sauter (1998), o parâmetro i é fortemente dependente do tipo de recarga, bem como da dimensão do aquífero. A heterogeneidade do setor drenado por S2 está relacionada às suas distintas características físicas, pois, segundo Pereira et al. (2019), este setor apresenta áreas com enorme desenvolvimento do epicarste (retardador da infiltração profunda), como também é fortemente carstificado, com enorme densidade de formas endo e exocársticas.

O alto grau de carstificação do hidrossistema de S2 também foi comprovado por Lucon et al. (2020) e Assunção (2021). Por conseguinte, confirma-se a recarga concentrada e circulação rápida, sendo que, os valores que, numa primeira análise poderiam indicar circulação lenta, refletem o escoamento retardado proveniente da retenção no epicarste. A existência e a importância deste fluxo no hidrograma (que alguns autores juntam ao escoamento rápido, considerando-os como uma única entidade) é bastante documentado (Kiraly et al. 1995; Perrin et al. 2003; Klimchouk 2004; Aquilina et al. 2006; Trček 2007; Williams 2008; Schwartz et al. 2013). A chegada deste escoamento retardado à nascente S2 será a explicação para a suavização do sector intermédio da curva de recessão (Fig. 5.4A), a partir, aproximadamente do dia 10, com um desvio relativamente ao comportamento das restantes nascentes. Este aporte de água havia sido já detectado na ACF e na CCF (AST). O valor de k mostra que o tempo de residência da água no interior deste hidrossistema é curto ($k < 0,1$), revelando a rápida drenagem e reduzido efeito-memória. Apenas em R_4 , o valor de k é ligeiramente superior ($k=0,15$), com maior tempo de permanência no interior deste setor, em função da elevada quantidade de água infiltrada.

O parâmetro k , que expressa o tempo de permanência da água no interior do sistema e a extensão da zona saturada, apresenta, para as três nascentes, valores muito baixos em todas as recessões (sazonais e intra- anuais). Isso revela um baixo tempo de residência da água, bem como um fraco poder regulador da zona saturada. Os valores foram sempre inferiores a 0,4, onde o tempo de residência da água na zona saturada é inferior a meio ano. Com exceção da última recessão intranual (quando o hidrossistema continha muita água), em todas as recessões intranuais, o valor de k é inferior a 0,1 (menos de 30 dias), sobretudo em S2 e S3. Este curto tempo de residência é efeito de um rápido processo de renovação da água dentro do sistema, o que pode ocorrer pelo fato de existir na zona não-saturada uma rede de condutos bem conectados entre si.

A rápida drenagem é também deduzida a partir do número de dias, na recessão sazonal, em que o fluxo de base é superior a 90% da vazão média diária, sendo no caso em S1 de 71% dos dias, S2 de 74% e em S3 de 92%. Estes valores mostram que a influência direta da precipitação na vazão se estende por pouco tempo, mesmo em anos em que o final da estação úmida se caracteriza por quantitativos de precipitação muito elevados (fevereiro 2020). Quando consideradas as recessões intranuais, essas porcentagens ultrapassam 90% dos dias nos casos das nascentes S2 e S3, o que revela que, independentemente da área dos hidrossistemas e

da quantidade de recarga, que esta é uma característica física intrínseca destes hidrossistemas. No caso do drenado por S3, é aquele onde a drenagem é mais rápida, confirmando a alta carstificação da zona vadosa e a existência de uma rede de condutos organizada e altamente funcional. No subsistema drenado por S2, percebe-se a influência mais prolongada da água recém-infiltrada bem como em S1, embora as razões que justificam esse prolongamento sejam diferentes, como explicado anteriormente.

Os valores para o volume dinâmico (V_{dyn}), tanto no prolongamento da recessão sazonal quanto nas recessões intranuais, revelam que todos os hidrossistemas representam uma considerável capacidade de armazenamento de água, que, em caso de uma seca meteorológica prolongada, consegue assegurar o fluxo das nascentes por longos meses (mais de 1 ano). Fato que é, aliás, realçado pelo elevado número de dias com o escoamento de base representando mais de 90% da vazão das nascentes (Tabela 5.1), aspecto extremamente importante na gestão dos recursos hídricos da região.

5.5.4. Classificação dos sistemas cársticos

Conforme Mangin (1975), os valores de k e i das recessões sazonais posicionam S1 e S2 no quadrante IV, de “sistemas cársticos complexos, extensos e constituídos por vários subsistemas”, e S3 no quadrante III, de “sistemas em que a rede de condutos é mais desenvolvida na parte superior do que nas proximidades do exutório” (Fig. 5.6 C). Mais pormenorizadamente, S3 se destaca com 3 recessões no quadrante I, o dos “sistemas cársticos com zona não-saturada bastante carstificada e extensa rede de condutos que terminam na zona saturada” e 1 recessão no quadrante II: “sistemas intensamente carstificados na zona não-saturada e na zona saturada, com rede de condutos bem desenvolvida, conectada com o exutório”.

Um comportamento observado nas três nascentes foi que as recessões R1 e R2 que ocorrem no início do ano hidrológico são as que apresentam os valores de k mais baixos, indicando uma velocidade maior quando o sistema de drenagem está praticamente vazio (precipitação acumulada até R1 = 3% e até R2 = 28%). Os valores mais elevados de k são das recessões R3 e R4, entre janeiro e fevereiro, quando o sistema já foi bem recarregado, ou seja, parte da água que é drenada nestas recessões provém de chuva que já entrou no sistema algumas semanas antes, reforçando a existência de escoamento retardado.

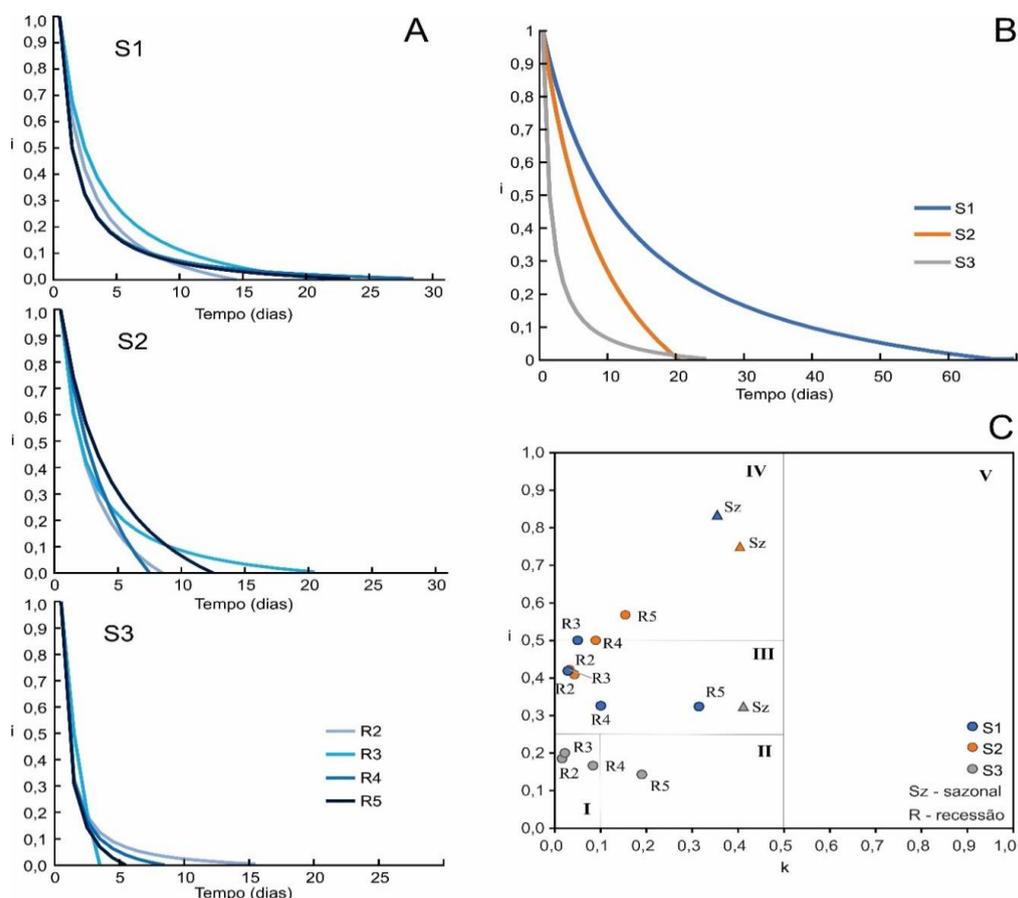


Figura 5.6 : Evolução diária da função i para as recessões intranuais por nascente (A), para a recessão sazonal (B); classificação dos sistemas cársticos a partir dos parâmetros i e k , segundo Mangin (1975) (C).

5.6. Análise da condutividade elétrica (CE) e temperatura (T) da água

5.6.1. Análise da variação dos valores diários

A água drenada pelas três nascentes caracteriza-se por uma baixa mineralização, com valores médios de CE de 465,2 $\mu\text{S}/\text{cm}$ em S1, de 383,8 $\mu\text{S}/\text{cm}$ em S2 e de 420,7 $\mu\text{S}/\text{cm}$ em S3. Os valores máximos são também relativamente baixos, quando comparados com valores constantes na literatura da especialidade, sendo de 487,2 $\mu\text{S}/\text{cm}$ em S3, de 531,8 $\mu\text{S}/\text{cm}$ em S1 e de 626,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ em S2, neste último caso, correspondendo a um efeito-pistão não detectado nas restantes nascentes e que está relacionado à elevada entrada de água ocorrida na área de recarga do hidrossistema de S2. Tal episódio chuvoso teria um carácter isolado, não ocorrendo com a mesma magnitude em outros locais da região, não sendo detectado em estações pluviométricas da região (Arcos, Piumhi e Iguatama) que apenas registaram valores residuais de precipitação nessa data.

Os valores mais elevados de CE ocorrem, consistentemente, no primeiro terço do ano hidrológico (em novembro e dezembro), ou seja, passados cerca de 8 a 9 meses do fim da estação úmida do ano hidrológico anterior, o que mostra que a mineralização da água no interior do hidrossistema é demorada e não muito elevada, e que só após um longo período de estiagem e na sequência das primeiras chuvas, a CE sobe e se

mantêm em valores um pouco mais elevados (Fig. 5.7). Esta realidade, detectada em todas as nascentes, está relacionada principalmente à baixa porosidade e permeabilidade primárias da rocha, sendo mais lento e difícil o equilíbrio químico e térmico entre a água e a rocha no interior do hidrossistema.

A existência de circulação rápida está presente nos três hidrossistemas, fato comprovado; (i) pela descida abrupta da CE durante a fase inicial de subida do hidrograma na sequência de um evento chuvoso, o que mostra que o aumento da vazão se faz principalmente com água recém-infiltrada, menos mineralizada; (ii) pela recuperação, em poucos dias, para valores próximos dos registrados antes do episódio, particularmente visível nas nascentes S2 e S3, demonstrando o rápido esvaziamento da zona vadosa e confirmando a elevada carstificação. Ressalta-se nas nascentes S1 e S2 a existência de um período prolongado em fevereiro e março em que os valores de CE se mantêm relativamente baixos na sequência de elevada precipitação (na nascente S1, a $CE < 310 \mu\text{S}/\text{cm}$ manteve-se durante 35 dias e, em S2, a $CE < 350 \mu\text{S}/\text{cm}$ estendeu-se por 19 dias), o que indica a presença de escoamento retardado, proveniente da retenção temporária no epicarste, identificado na análise de séries temporais e na curva de recessão.

A variação dos valores de CE em todas as nascentes, visíveis no desvio-padrão e, principalmente, no coeficiente de variação (valores entre 12,7% e 16,6%), revela a rápida chegada de água recém-infiltrada às nascentes, comprovando a existência de circulação rápida no interior dos três hidrossistemas, sendo consistentes com valores para aquíferos cársticos (López-Chicano et al. 2001; Baena et al. 2009; Mudarra e Andreo 2011). O aporte rápido da água de recarga às nascentes é reforçado por valores mínimos baixos de CE (S1: $218,7 \mu\text{S}/\text{cm}$, S2: $243,0 \mu\text{S}/\text{cm}$ e S3: $284,6 \mu\text{S}/\text{cm}$) mostrando que se trata de água com tempo de permanência curto no interior do hidrossistema. Os valores estatísticos relativos ao monitoramento completo para a condutividade elétrica e temperatura são apresentados na Tabela 5.2.

A temperatura da água é relativamente uniforme, com valor médio de $22,0^\circ\text{C}$, registrando uma variação baixa tanto nos valores máximos (entre $22,2^\circ\text{C}$ em S1 e $23,0^\circ\text{C}$ em S3) quanto nos valores mínimos (entre $21,4^\circ\text{C}$ em S3 e $21,7^\circ\text{C}$ em S2). A maior variação ocorre em S3 ($CV = 1,3\%$), o que denota maior interferência da temperatura atmosférica, impressa na água de recarga, que rapidamente chega à nascente. Contrariamente, a menor variação ocorre em S1 ($CV = 0,6\%$), o que revela uma infiltração predominantemente difusa, ocorrência de circulação mais lenta e, portanto, um maior tempo de permanência no domínio subterrâneo, com uma interação água-rocha mais prolongada. O comportamento da temperatura da água acompanha as variações sazonais da temperatura do ar; nota-se, durante a estiagem, uma tendência ligeiramente descendente da temperatura da água, refletindo o final do verão e início do outono, onde a temperatura do ar é mais amena. Os desvios da temperatura, assim como em CE, estão relacionados com os eventos de recarga que introduzem no hidrossistema água com características diferentes das águas armazenadas no seu interior.

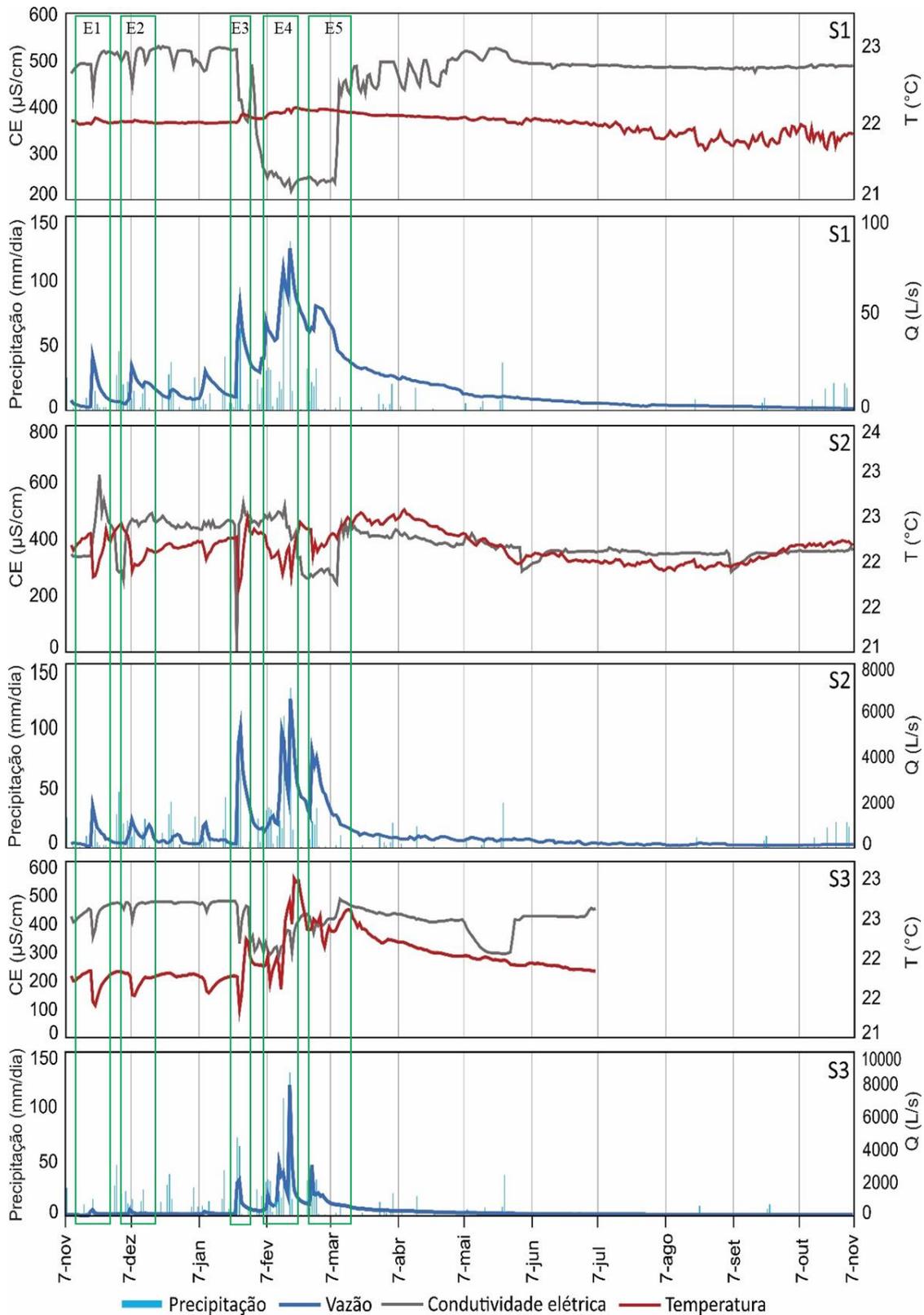


Figura 5.7: Evolução temporal da condutividade elétrica (EC), temperatura (T), vazão (Q) e precipitação (P) nas nascentes em estudo no ano hidrológico 2019/2020. (Nota: a nascente S3 apresenta dados de CE e T apenas até o mês de julho de 2020, pois o Levellogger instalado apresentou problemas técnicos a partir dessa data)

Tabela 5.2: Principais parâmetros estatísticos da condutividade elétrica e da temperatura da água nas nascentes em estudo no ano hidrológico 2019/2020.

Parâmetro estatístico	Unidades	S1	S2	S3	Ar
Condutividade elétrica					
Máximo	μS/cm	531,8	626,0	487,2	
Mínimo	μS/cm	218,7	243,0	284,6	
Média	μS/cm	465,2	383,8	420,7	
Max-Min	μS/cm	313,1	383,0	202,6	
Desvio-padrão	μS/cm	77,2	58,1	53,3	
Coef. Variação	%	16,6	15,1	12,7	
Temperatura					
Máximo	°C	22,2	22,6	23,0	28,5
Mínimo	°C	21,6	21,7	21,4	13,3
Média	°C	22,0	22,2	22,0	21,6
Max-Min	°C	0,6	0,9	1,6	15,2
Desvio-padrão	°C	0,1	0,2	0,3	2,8
Coef. Variação	%	0,6	0,8	1,3	12,8
N	days	362	362	241	362

$$\text{Coef. Variação (\%)} = (\text{desvio-padrão}/\text{média}) * 100$$

A determinação do coeficiente de correlação de Pearson (r) com base nos valores diários de vazão, condutividade elétrica e temperatura da água nas nascentes (Tabela 5.3) reforça algumas evidências, como (i) a existência de infiltração concentrada e de escoamento rápido nos hidrossistemas drenados por S1 e S3 demonstrados pela correlação negativa entre a vazão e a condutividade elétrica ($r = -0,891$ e $r = -0,309$ em S1 e S3, respectivamente), correlação positiva entre vazão e temperatura da água (S1 com $r = 0,831$ e S3 com $r = 0,406$) e correlação negativa entre a CE e a temperatura (S1 com $r = -0,776$ e S3 com $r = -0,118$), pelo que a subida da vazão é feita com base em águas menos mineralizadas e mais quentes (maior influência do exterior e rápida passagem pela zona vadosa, sem tempo para um maior equilíbrio térmico e químico com a rocha); (ii) a enorme complexidade do funcionamento hidrodinâmico do subsistema S2, que apresenta correlação negativa entre a vazão e a temperatura ($r = -0,210$) e quase inexistência de relação entre a vazão e a CE ($r = -0,001$) e entre a CE e a temperatura ($r = -0,040$), o que significa que a subida da vazão pode ser feita com água armazenada no interior do hidrossistema (mais mineralizada e mais fria, proveniente de efeito-pistão) mas também com água recém-infiltrada (menos mineralizada e mais quente), o que confirma, neste último caso, a existência de recarga concentrada e de circulação rápida.

Tabela 5.3: Correlação de Pearson entre a vazão (Q), a condutividade elétrica (CE) e a Temperatura (T) em cada uma das nascentes no ano hidrológico 2019/2010.

		Vazão (L/s)			Temperatura (°C)			Condutividade elétrica (µS/cm)		
		S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3
Vazão (L/s)	S1	1								
	S2	0,893**	1							
	S3	0,783**	0,853**	1						
Temperat. (°C)	S1	0,831**	0,628**	0,545**	1					
	S2	0,016	-0,210**	-0,170**	0,392**	1				
	S3	0,606**	0,431**	0,406**	0,834**	0,527**	1			
Condutividade elétrica (µS/cm)	S1	-0,891**	-0,747**	-0,644**	-0,776**	-0,016	0,558*	1		
	S2	0,003	-0,001	-0,014	-0,171**	-0,040	0,309*	0,193**	1	
	S3	0,277**	-0,276**	-0,309**	-0,283**	0,170**	-0,118	0,372**	0,095	1

**correlação significativa ao nível 0,01 (2-tailed).

5.6.2. Análise por episódios (dados horários)

A complexidade, variabilidade e não-linearidade do funcionamento hidrogeológico cárstico acrescido do reduzido período em análise (apenas 1 ano hidrológico), mostrou a necessidade da análise de vários episódios com base em dados horários, no intuito de aprofundar a análise e evitar possíveis enviesamentos e conclusões menos rigorosas. Analisou-se 5 episódios (entre novembro de 2019 e final de março de 2020) em diferentes condições hidrometeorológicas (de recarga e de estado hidráulico prévio de cada hidrossistema). Apresentam-se, em seguida, as datas e os quantitativos de precipitação registrados em cada episódio (Ep): Ep1 (16 a 26 novembro: 33 mm); Ep2 (01 a 12 dezembro: 118 mm); Ep3 (21-27 janeiro: 154 mm); Ep4 (05 a 23 fevereiro: 402 mm); Ep5 (28 fevereiro a 18 março: 68 mm).

Em termos gerais, a temperatura da água nas três nascentes segue as variações da temperatura do ar, podendo ser considerada um traçador natural, em particular na identificação de circulação rápida, já que a água de recarga indica o sinal térmico exterior.

A única exceção ocorre no final de março (quando as variações da temperatura do ar começam a ser mais significativas) e na nascente S1 (onde há um claro atraso da temperatura da água relativamente à temperatura do ar). Os maiores desvios na temperatura da água ocorrem quando recarga mais concentrada, sendo que, no caso de precipitação continuada e recarga menos concentrada, esses desvios são quase imperceptíveis devido à maior mistura com águas do interior do hidrossistema. Os maiores desvios da temperatura da água ocorrem nas nascentes S2 e S3, onde quase não se registra distorção do sinal térmico de

entrada, o que mostra a rapidez de circulação e a recarga concentrada que caracterizam estes dois hidrossistemas.

De um modo geral, a resposta das nascentes é típica de um sistema cárstico, com a CE apresentando coeficientes de variação em quase todos os episódios bastante superiores a 5%, ultrapassando mesmo os 20%. Há, também, a existência de vários tipos e fases da resposta das nascentes (Fase 1- *lag time*; Fases 2 e 3 – efeito-pistão; Fase 4 – diluição; Fase 5 - retomada de valores pré-evento, Ravbar et al. 2011), embora nem sempre estejam presentes todas as fases. A água mais mineralizada, em termos médios, é drenada nos dois primeiros episódios, no início do ano hidrológico, sendo água armazenada há mais tempo no interior do hidrossistema. Por outro lado, os valores médios mais baixos de CE registam-se nos dois últimos episódios, correspondendo à drenagem da elevada quantidade de água recentemente infiltrada e, portanto, com pouco tempo de residência no interior do hidrossistema (de notar que em janeiro e fevereiro caíram 858 mm, 68% de toda a precipitação registada entre outubro e março).

O início da subida da vazão é marcado pela estabilidade ou ligeiro aumento da CE, o que revela a saída de água retida no interior do hidrossistema (efeito-pistão). No entanto, exceto em um único caso (21 de novembro de 2019, em S2), não são observáveis efeitos-pistão acentuados em qualquer uma das nascentes, mesmo na sequência de eventos pluviosos torrenciais, o que mostra, a priori, que a mineralização das águas no interior do hidrossistema é demorada, requerendo um tempo longo para que esse processo decorra. Poucas horas após se iniciar o aumento da vazão nas nascentes, verifica-se uma queda brusca na CE, mostrando a chegada de águas novas, comprovando a existência de recarga concentrada e circulação rápida. A subida e o pico de vazão correspondem à vazão de águas recém-infiltradas, observável ao longo do ano hidrológico em todas as nascentes. Estas águas têm o mesmo sinal térmico da temperatura do ar no momento da recarga, o que corrobora, mais uma vez, o rápido atravessamento da zona não-saturada.

A nascente S3 é a que apresenta a chegada mais rápida de águas novas, de diluição, sendo usual o pico da vazão corresponder ao valor mínimo de CE. No caso de evento chuvoso abundante e concentrado, o mínimo de CE ocorre ainda na fase de subida da vazão, comprovando a alta carstificação deste hidrossistema. Estas características hidrodinâmicas são confirmadas pela rapidez com que a nascente S3 volta aos valores de CE pré-evento (2 ou 3 dias, dependendo da quantidade da recarga).

As nascentes S1 e S2 demoram mais tempo a recuperar para valores de CE pré-evento, levando mais tempo a drenar a água recém-infiltrada, podendo mesmo permanecer várias semanas a drenar essa água (sobretudo depois de elevada recarga), confirmando a existência de escoamento retardado. Em S1, a justificativa reside no maior tempo de atravessamento do hidrossistema devido a sua geometria interna (dobramentos) e ao caráter difuso de grande parte da sua recarga. No caso de S2, por estar relacionado com a retenção no epicarso e a maior dimensão do hidrossistema e, conseqüentemente, maior tempo necessário para a drenagem dessa alta quantidade de água.

O hidrossistema drenado por S2 é de alta complexidade, apresentando alguns comportamentos na CE descritos como anômalos (Ravbar et al. 2011). Em quase todos os episódios estudados, a subida da vazão corresponde a água um pouco mais mineralizada, evidenciando um pequeno efeito-pistão, a que se segue

uma diminuição ligeira da CE (chegada de águas novas) e uma nova subida da CE até ao pico principal na fase de recessão do hidrograma, ocorrendo o máximo de CE algum tempo após o máximo de vazão, o que não é comum. Esta situação, ocorrida no Ep3 (21 a 27 de janeiro: 118 mm), caracterizou-se pela manutenção de valores elevados de CE (próximos dos 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$) durante vários dias seguintes ao máximo de CE. A explicação é que a água infiltrada e de circulação em condutos provoca um primeiro pico de CE, correspondendo à saída de água mais mineralizada, armazenada na zona não-saturada empurrada pela água recém-infiltrada, seguindo-se a saída dessa água menos mineralizada proveniente de circulação rápida (durante o pico de vazão) e, após isso, uma nova subida até ao pico principal de CE, 46 h após o pico de vazão. Esta água muito mais mineralizada corresponderá a água armazenada em fraturas em setores menos carstificados do aquífero, mobilizada devido à pressão exercida pela enorme quantidade de água recém-infiltrada (*pressure waves*). Após esse máximo de CE, seguiu-se uma prolongada oscilação na curva da CE, que corresponderá à saída de água de mistura, onde ora prevalece água de infiltração recente, ora água com maior tempo de residência subterrânea.

A nascente S2 apresenta também um comportamento diferente das restantes no início do ano hidrológico, quando da chegada das primeiras chuvas (Ep1, novembro), em que, após diminuição da CE, há a chegada de água nova no aumento da vazão, começando a subir consistentemente ao longo de 5 dias até ao máximo anual (626 $\mu\text{S}/\text{cm}$), num prolongado efeito-pistão. Esta água, mineralizada, será proveniente do armazenamento no extenso epicarste existente, sendo a elevada mineralização explicada pela concentração de elementos químicos devido a evaporação durante a estiagem (ausência de precipitação e temperaturas diurnas superiores a 22°C, chegando frequentemente aos 30° graus em setembro), processo profusamente relatado na literatura (por exemplo Gavillán, 2010). Essa água terá sido ativada pela água de recarga, chegando à nascente só depois da água de circulação rápida e mantendo-se em valores elevados por vários dias. Com o fim da contribuição deste setor do hidrossistema, a CE diminui abruptamente (quase 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$, em 2 horas), voltando para valores próximos daqueles anteriores ao episódio chuvoso, marcando o fim da contribuição deste setor do hidrossistema neste episódio.

A contribuição de diferentes setores do hidrossistema (água com mineralizações diferentes) para a vazão da nascente S2 vários dias após um evento chuvoso (ou mesmo em períodos secos) é muito clara nas oscilações bruscas dos valores de CE que, em poucas horas, sobem ou descem acentuadamente (por exemplo de 673 para 487 $\mu\text{S}/\text{cm}$, em 2h, em 22 de novembro; ou de 246 para 427 $\mu\text{S}/\text{cm}$, em 1 h, em 10 de março). Estas diferenças ocorrem ao longo de todo o ano na nascente S2 e em março (final da estação chuvosa) nas três nascentes, como mostra o último episódio estudado (episódio 5). Neste evento, que aqui salientaremos, que marca o último grande pico de vazão (início de março), destaca-se a subida abrupta e quase simultânea da CE nas três nascentes, com ênfase em S1 e S2 (cerca de 11 dias após o pico de vazão).

Após a ocorrência de alguma recarga (pouco significativa), só ligeiramente detectável na nascente S3 (que rapidamente acusou a chegada de águas menos mineralizadas), mas sem relevância na variação da CE das restantes nascentes (que ainda drenavam água pouco mineralizada proveniente da extraordinária recarga ocorrida ao longo de várias semanas - 606 mm registados na região Pains-Arcos), essa subida da CE pode

ser entendida e explicada do seguinte modo: o primeiro e menos abrupto aumento da CE acontece em S3 (a que se localiza a maior altitude) que, após isso, passa a drenar água mais mineralizada, mantendo uma grande uniformidade dos valores de CE nos meses seguintes revelando a drenagem de água proveniente da zona saturada; 22h depois, a nascente S1 aumenta 227 μ S/cm em apenas 2 horas, passando a curva da CE a apresentar oscilações consideráveis nas semanas seguintes; por fim, passadas 20 h da subida brusca de CE em S1, o mesmo ocorre em S2, com a subida de 181 μ S/cm em apenas 1 hora e apresentando oscilações significativas nos dias seguintes, o que revela, nestas duas últimas nascentes, diferenças na proveniência da água drenada dada a quase inexistência de precipitação.

A explicação para estes comportamentos é: com o fim da recarga, o nível freático naturalmente baixa, ativando o esvaziamento de cavernas epifreáticas que haviam sido preenchidas por água desde há alguns meses e, portanto, mais mineralizadas. Assim, após a drenagem da água de recarga mais recente (ocorrida abundantemente em final de janeiro e fevereiro), chega às nascentes de água armazenada nestas cavidades e, conseqüentemente, da zona saturada. As sucessivas oscilações nas semanas seguintes e que não advém de precipitação, são justificadas pelo esvaziamento progressivo dessas cavidades epifreáticas, com diferentes tempos de residência e, por isso, diferente mineralização. O hidrossistema S3, por ser o de maior altitude e maior gradiente hidráulico, é o que terá essa zona epifreática (desenvolvida pela oscilação sazonal do lençol freático) muito menos desenvolvida e, por isso, não apresenta oscilações de CE na descida da vazão. Entretanto, o hidrossistema S2, cujo exutório se localiza no ponto mais baixo da área em estudo, terá a zona epifreática mais espessa e mais carstificada, pelo que é a nascente que apresenta mais oscilações no início da recessão sazonal.

É também frequente ocorrer uma evolução em sentido contrário entre as curvas da CE das três nascentes, o que parece comprovar alguma compartimentação e individualização do funcionamento hidrodinâmico de cada um destes hidrossistemas, fato atestado pela distribuição das frequências relativas dos valores de condutividade elétrica (Fig. 5.8).

Todas as nascentes apresentam um caráter multimodal. As nascentes S1 e S3 apresentam 2 picos claros, com tempos de residência diferentes, sendo os valores mais baixos representativos da circulação rápida que ocorre nestes hidrossistemas. No caso de S1, o maior afastamento entre os dois picos demonstra o caráter bimodal da hidrodinâmica deste sistema, com águas levemente mineralizadas indicativas de escoamento rápido e águas muito mais mineralizadas, que revela maior tempo de residência em profundidade. A frequência mais elevada (400-500 μ S/cm) com 60% corresponde à água drenada durante a longa estiagem, sendo a segunda classe mais importante (500-550), com 24% correspondente à água com maior tempo de residência, drenada de outubro a janeiro, apenas interrompidos por descidas pontuais na sequência de pequenos episódios pluviosos.

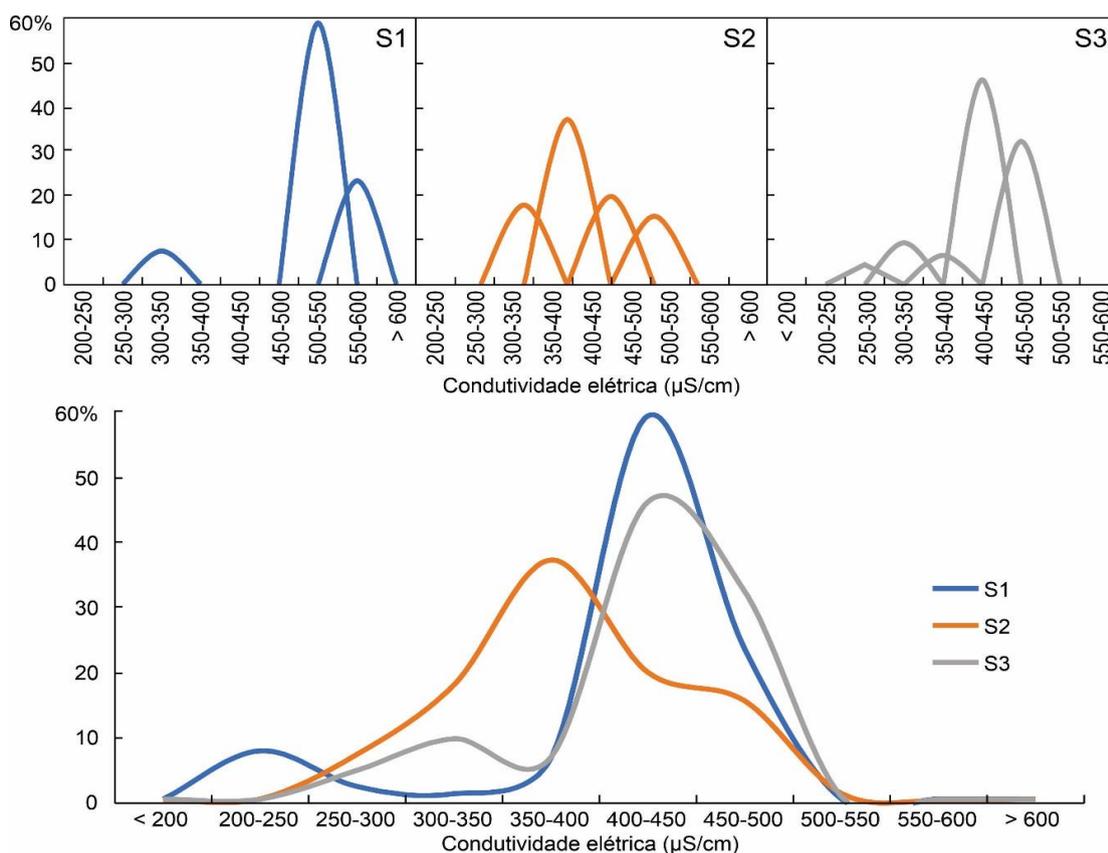


Figura 5.8: Distribuição das frequências relativas (em porcentagem) dos valores diários de CE nas três nascentes em estudo no ano hidrológico de 2019/2020.

No caso de S2, os vários picos aparecem contíguos (entre os 300 e os 450 $\mu\text{S}/\text{cm}$), abrangendo 91% dos dias considerados, sendo possível, no entanto, perceber os vários compartimentos no hidrossistema que contribuem para a vazão da nascente, os quais parecem ter boa comunicação entre si, drenando em regime de sucessão. Esta boa conexão entre os diferentes setores do hidrossistema e alguma mistura de água explica alguns comportamentos da CE mais complexos, apresentados anteriormente. A classe mais representativa (350-400 $\mu\text{S}/\text{cm}$) com 38% corresponde a água drenada entre maio e outubro, ao longo dos primeiros meses de estiagem (ainda com ligeira influência da elevada recarga da estação chuvosa), seguindo-se os valores mais elevados (400-450 $\mu\text{S}/\text{cm}$ – 20%) já característicos do final da estiagem, período do ano em que a água está mais mineralizada. A nascente S3 apresenta uma grande amplitude de classes, revelando a presença de drenagem de água muito pouco mineralizada, recém-infiltrada, proveniente de escoamento rápido e de água significativamente mineralizada, mostrando a importante contribuição da zona saturada que, assim que termina a rápida influência de um episódio pluvioso, assegura a vazão da nascente.

No entanto, sublinhar-se que este comportamento (posição dos ‘picos’ de classes de CE ao longo do eixo das ordenadas, a sua magnitude e a distância entre esses picos) pode ser considerado o de um ano hidrológico ‘normal’, devido aos valores de precipitação próximos à média da região, devendo o presente estudo ser continuado para anos com características hidroclimáticas mais contrastadas, as quais podem influenciar consideravelmente o tipo de água drenada nas nascentes tal como conclui, por exemplo, Massei

et al. (2007).

5.7 Conclusões

As três nascentes estudadas, S1, S2 e S3, inserem-se em hidrossistemas de alto grau de carstificação, com redes de drenagens subterrâneas bem estruturadas e funcionais. De modo geral, a nascente S1 apresenta um comportamento ligeiramente diferente no que se refere à recessão (mais lenta) e ao efeito memória (mais prolongado) do que as nascentes S2 e S3.

O hidrossistema da nascente S1 é o que mais reflete padrões estruturais, por ser uma área fortemente dobrada e apresentar sistema de drenagem subterrânea sinuoso, conforme confirmado por Assunção (2021), o que faz com que essa nascente mostre um comportamento bimodal, evidenciando tanto a existência de circulação rápida quanto uma maior capacidade de filtragem e de tempo de circulação (desde a área de recarga ao exutório), sendo a nascente, nos três métodos, onde os parâmetros estatísticos têm, quase sempre, menor variabilidade. A influência mais prolongada da água recém-infiltrada, decorrente do maior tempo de circulação da zona não-saturada, é evidente no maior efeito-memória, visível na análise correlatória e espectral, e na curva de recessão, com um esvaziamento mais gradual do que os restantes hidrossistemas.

O hidrossistema da nascente S2 é o mais complexo e heterogeneo, de caráter dual, com comportamentos de recarga difusa e circulação mais lenta, quanto de recarga concentrada e circulação vadosa rápida, devido a sua maior dimensão e presença de setores com características físicas e hidrodinâmicas bastante diferenciadas. O caráter difuso de parte da recarga e influência prolongada da água recém-infiltrada é explicado por: (i) alguns parâmetros da curva de recessão (em particular o índice i , que reflete as condições de infiltração (rápida ou lenta)); (ii) por não retornar rapidamente aos valores de condutividade elétrica (CE) pré-evento, indicando a existência de escoamento retardado. No entanto, este hidrossistema predomina circulação rápida e elevado grau de carstificação, com destaque para a zona epifreática, onde o esvaziamento paulatino dos condutos na época de recessão é responsável pelas oscilações prolongadas na curva de CE.

O hidrossistema da nascente S3 apresenta características inequívocas de hidrodinâmica cárstica, decorrente do domínio de recarga concentrada, circulação vadosa rápida e esvaziamento rápido do hidrossistema após um evento de recarga. Este comportamento é comprovado por: (i) tempo de resposta inferior a 1 dia, com chegada de água recém infiltrada, menos mineralizada, à nascente ainda na fase inicial de subida do hidrograma, visível na descida abrupta da CE; (ii) baixa filtragem de episódio de recarga, com as alterações na precipitação a repercutirem-se visivelmente no comportamento da vazão; (iii) curto tempo de residência da água no interior do hidrossistema, mesmo em circunstâncias de elevada recarga, visíveis nos parâmetros da curva de recessão; e (iv) rápido fim da influência de episódio pluvioso, visível na rápida recuperação de CE para valores pré-evento.

Com relação ao grau de carstificação, a classificação de Mangin (1975) para sistemas cársticos, posicionaram S1 e S2 no quadrante IV que englobam os “sistemas cársticos complexos, extensos e constituídos por vários subsistemas”, e a S3 no quadrante III, o dos “sistemas em que a rede de condutos é

mais desenvolvida na sua parte superior do que nas proximidades do exutório”. De modo geral, os baixos valores de i e k , comprovaram a rápida circulação da zona não-saturada, indicando curtos tempos de residência da água no interior dos hidrossistemas, característica comum a todas as nascentes.

Os resultados obtidos mediante a análise correlatória e espectral das séries da precipitação e da vazão, a análise da curva de recessão e a interpretação da variação da temperatura e da condutividade elétrica da água apresentam um elevado grau de concordância, provando que se trata de uma combinação de métodos apropriada para o estudo de hidrossistemas cársticos dinâmicos. Esta análise, baseada na resposta natural do hidrossistema a um episódio de recarga, forneceu informações sobre a forma como o sinal de entrada (recarga) é transformado, durante a circulação dentro do hidrossistema, num sinal de saída (descarga). A partir do tipo e do grau de modificação desses sinais foi possível concluir sobre as características internas dos hidrossistemas, como sejam a estruturação e a funcionalidade da rede de drenagem subterrânea e, em última instância, o grau de carstificação do próprio hidrossistema.

Algumas questões permanecem em aberto e requerem estudos mais aprofundados: (i) continuação do monitoramento em regime continuado das nascentes, incluindo novos locais de coleta; (ii) incorporação de dados de hidroquímica e isótopos, em especial no hidrossistema drenado por S2, o mais complexo de todos, para entender a efetiva participação do epicarste na hidrodinâmica da nascente; (iii) dados de precipitação de uma rede de estações pluviométricas espacialmente mais densa, na área de recarga de cada nascente, para registrar episódios chuvosos de carácter torrencial e localizado, para explicar alguns comportamentos hidrodinâmicos que ainda suscitam alguma incerteza na interpretação; (iv) realização de testes com traçadores corantes, sobretudo durante a estação chuvosa, para identificar possíveis interconexões entre hidrossistemas, para determinar e espacializar possíveis áreas vulneráveis à contaminação e contribuir para uma melhor gestão territorial.

Agradecimentos

Agradecimentos especiais ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, ao Departamento de Geologia do Instituto de Geociências da UFMG, aos espeleólogos da Sociedade Excursionista e Espeleológica (SEE), à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), ao Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV) e à Gerdau S.A. (Processo nº 02667.000006/2013-00).

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES GERAIS E RECOMENDAÇÕES

Este capítulo apresenta as conclusões gerais dos resultados mais relevantes sobre o funcionamento hidrogeológico cárstico da porção centro-seul da bacia do rio São Miguel (alto São Francisco).

Os hidrogramas das nascentes ajudaram a verificar a evolução temporal dos parâmetros físico-químicos, bem como os tempos de reposta frente aos eventos pluviosos; também se observou a variação e influência sazonal das chuvas, concluindo que os três hidrossistemas respondem rapidamente as entradas de precipitação com o aumento do nível da vazão e diminuição da condutividade elétrica. A função de autocorrelação apresentou informações sobre a memória dos hidrossistemas cársticos, mostrando que os hidrossistemas drenados pelas nascentes S2 e S3, apresentaram características de circulação mais rápida, com menores tempos de “efeito memória”, sendo: (25 dias – S3, e 35 dias – S2); já S1 mostrou um atraso de 46 dias, traduzindo uma rede de condutos menos carstificada ou menos funcional, e exibindo esvaziamento mais lento da água no interior do hidrossistema. A partir da análise das curvas de recessão (sazonais e intranuais) constatou-se a velocidade da circulação da água nos hidrossistemas; nos primeiros 20 dias da recessão sazonal, a nascente S1 já havia escoado 35% da água, S2: 36% e S3: 46%. Em relação às condições de infiltração, S1 apresenta caráter difuso da recarga, enquanto S2 e S3 recarga concentrada, o que é justificado pela quantidade de dolinas e entradas de cavernas nas regiões destes hidrossistemas.

A classificação de Mangin (1975) para sistemas cársticos, posicionaram S1 e S2 no quadrante IV que englobam os “sistemas cársticos complexos, extensos e constituídos por vários subsistemas”, e a S3 no quadrante III, o dos “sistemas em que a rede de condutos é mais desenvolvida na sua parte superior do que nas proximidades do exutório”. De modo geral, os baixos valores de “i” e “k”, comprovaram a rápida circulação da zona não-saturada, indicando curtos tempos de residência da água no interior dos hidrossistemas, característica comum a todas as nascentes.

A análise multi-método mostrou ser uma importante ferramenta para a caracterização hidrogeológica em áreas cársticas, apresentando evidências acerca das propriedades internas e do comportamento dos hidrossistemas drenados pelas nascentes cársticas.

Visando complementar as pesquisas da região, sugere-se a continuação do monitoramento das nascentes em estudo e a inclusão de novas nascentes, bem como a implementação de um monitoramento hidroquímico, buscando conhecer mais profundamente as características das nascentes cársticas. Além disso, faz-se necessária a implantação de uma rede de estações pluviométricas para coleta de dados de precipitação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adji, T. & Bahtiar, I. (2016) - Rainfall–discharge relationship and karst flow components analysis for karst aquifer characterization in Petoyan Spring, Java, Indonesia, *Environment Earth Sciences*, 75:735. <https://doi.org/10.1007/s12665-016-5553-1>
- Almeida F. F. M. 1977. O cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7: 285-295.
- Alkmim F. F. e Martins-Neto M. A. 2001. A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço Estrutural e Cenários Evolutivos. In: Pinto C. P. e Martins-Neto M. A. (eds.). *Bacia do São Francisco Geologia e Recursos Naturais*, Belo Horizonte, SBG/MG, 9-30.
- Alvares, C.A., Stape, J.L., Sentelhas, P.C., Gonçalves, J.L.M., Sparovek, G. (2013). Köppen’s climate classification map for Brazil. *Meteorol Z* 22(6): 711 – 728.
- Alves, M., Galvão, P., Aranha, P. (2020). Karst hydrogeological controls and anthropic effects in an urban lake. *Journal of Hydrology*, 593. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125830>
- Aquilina, L., Ladouche, B., Dörfliger, N. (2006). Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. *Journal of Hydrology*, 327(3–4), 472–485. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.054>
- Aragão, F., Velásquez, L.N.M., Galvão, P. et al. (2020). Natural background levels and validation of the assessment of intrinsic vulnerability to the contamination in the Carste Lagoa Santa Protection Unit, Minas Gerais, Brazil. *Environ Earth Sci* 79, 31. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8771-5>
- Amiel, R. B., Grodek, T. & Frumkin, A. (2010) - Characterization of the hydrogeology of the sacred Gihon Spring, Jerusalem: a deteriorating urban karst spring, *Hydrogeology Journal*, 18, 1465–1479. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0600-6>
- Amit, H.; Lyakhovsky, V.; Katz, A.; Starinsky, A. e Burg, A. (2002) – Interpretation of spring recession curves, *Ground Water*, vol. 40, 5, pp. 543-551.
- Amraoui et al., 2003. Turbidity dynamics in karstic systems. Example of Ribaa and Bittit springs in the Middle Atlas (Morocco). *Hydrological Sciences Journal*. <https://doi.org/10.1623/hysj.48.6.971.51418>
- Assunção, Pedro Henrique da Silva. Associação de traçadores corantes e método de favorabilidade de rota cárstica para caracterizar direções de condutos e variabilidade sazonal dos parâmetros do fluxo e transporte em sistemas cársticos na bacia do São Miguel, Brasil. 2021. 101 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2021.
- Auler A.S.; Piló L.B.; Saadi A. 2015. Quaternario no Brasil. *Ambientes cársticos*, capítulo 15. 322-323p.
- Baena. C; B. Andreo; J. Mudry; F. Carrasco Cantos. 2009. Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: The Sierra de las Nieves karst aquifer, southern Spain. *Hydrogeology Journal* (2009).
- Bakalowicz, M. e Mangin, A. (1980) – L’aquifere karstique. Sa definition, ses caracteristiques et son

- identification. *Memóires de la Societe Geologique de France*, 11, pp. 71-79.
- Barbosa G.V. 1961. Notícias sobre o Karst na Mata de Pains. *Boletim Mineiro de Geografia* 2: 3-21
- Bailly-Comte V, Martin JB, Jourde H, Sreaton EJ, Pistre S, Langston A. Water exchange and pressure transfer between conduits and matrix and their influence on hydrodynamics of two karst aquifers with sinking streams. *J Hydrol* 2010;386:55–66.
- Baudement C, Arfi B, Mazzilli N, Jouves J, Lamarque T, Guglielmi Y. (2017). Groundwater management of a highly dynamic karst by assessing base flow and quick flow with a rainfall-discharge model (Dardennes springs, SE France), *Bull. Soc. géol. Fr.* 188: 40. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017203>
- Bicalho, C.C.; Guilhe, C.B.; Seidel, J.L.; Exter, S.V.; Jourde, H. (2012). Geochemical evidence of water source characterization and hydrodynamic responses in a karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 450–451, 206–218.
- Beynen, P.E.V. 2011. *Karst Management*. Department of Geography Environment and Planning University of South Florida Tampa, Florida USA. 1, 2p.
- Birk. S., Hergarten. S. 2010. Early recession behaviour of spring hydrographs. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.026>. *Journal of Hydrology*.
- Bonacci, O. 1942. *Karst Hydrology*. With Special Reference to the Dinaric Karst. Civil Engineering, Institute Faculty of Civil Engineering. Sciences University of Split, Yugoslavia. 1p.
- Bonacci, O (1993) Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers, *Hydrological Sciences Journal*, 38:1, 51-62, <https://doi.org/10.1080/02626669309492639>
- Box, G. E. P., Jenkins, G. M. & Reinsel, G. C. (2013) - *Time series analysis: forecasting and control*, 4th edn. <https://doi.org/10.1002/9781118619193>
- Braun O.P.G. 1968. Contribuição a estratigrafia do Grupo Bambuí. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 22, Belo Horizonte, Anais, Sociedade Brasileira de Geologia, pp. 155–166.
- Brook, G.A. 1997. Surface and groundwater hydrogeology of a highly karsted sub-Artic carbonate terrain in northern Canada. In *Karst Hydrogeology*, ed. J.S. Tolson e F. L. Doyle, 99-108. Huntsville, Ala.: UAH Press.
- Campello M.S., Oliveira M.A.S, Ávila M.A.B. 2015. Carta geológica Folha Formiga - SF.23-V-B-III Escala 1:100.000, CODEMIG.
- CANIE. Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas (<https://www.icmbio.gov.br/cecav/canie.html>).
- Calheiros, et al. 2004. *Preservação e Recuperação das Nascentes / Piracicaba: Comitê das Bacias Hidrográficas dos Rios PCJ - CTRN*, 2004. XII40p. : il.; 21cm 2004
- Carneiro J.H., Tuller M.P., Signorelli N., Féboli W.L. 2009 Carta geológica folha Bom Despacho - SE.23-Y-D-VI. Escala 1:100.000, CPRM.
- Carrasco, et al. 2006. Contribution of stable isotopes to the understanding of the unsaturated zone of a carbonate aquifer (Nerja Cave, southern Spain). *Facultad de Ciências, Departamento de Geologia, Málaga, Spain*, 1205 p.
- Castro P.T.A., 1997. Os Conglomerados da Borda Sul da Faixa Brasília, Região Centro-Sul do Estado de

- Minas Gerais: Sedimentologia e Correlações Estratigráficas com as Rochas do Grupo Bambuí. Doctorate Thesis, University of Brasília, Brazil, pp. 230.
- CBHSF. Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco: <https://cbhsaofrancisco.org.br/a-bacia/> (acesso em: agosto de 2021).
- CECAV 2009. Mapa das províncias espeleológicas do Brasil. Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV) do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio): <http://www.icmbio.gov.br/cecav/projetos-e-atividades/provincias-espeleologicas.html> (acesso em: novembro de 2019).
- Chang, W.; Wan, J.; Tan, J.; ang, Z.; Jiang, C.; Huang, K. Responses of Spring Discharge to Different Rainfall Events for Single-Conduit Karst Aquifers in Western Hunan Province, China. *Int. J. Environ. Res. Public Health* 2021, 18, 5775. <https://doi.org/10.3390/ijerph18115775>
- Cherem, L.F. Atlas cartográfico para a gestão ambiental de médias bacias hidrográficas: proposição conceitual-metodológica e o estudo de caso da bacia do rio São Miguel – Alto São Francisco/MG. 2006. 85f. Monografia (Graduação em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2006.
- Civita, M. V. (2008) – An improved method for delineating source protection zones for karst springs based on analysis of recession curve data, *Hydrogeology Journal*, 16 (5), pp. 855- 869.
- CNC – Cadastro nacional de cavernas – Brasil – (SBE – Sociedade brasileira de espeleologia). (https://www.cavernas.org.br/item_de_acervo/cnc-cadastro-nacional-de-cavernas-brasil-cnc-sbe-sociedade-brasileira-de-espeleologia-sociedade-brasileira-de-espeleologia-sbe-organizacao/).
- Costa M.T. & Branco J.J.R. 1961. Introdução. In: Branco, J.J.R. (Ed.). Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, v. 15, p.1-119.
- Couto J.G.P. e Bez L. 1981. A Glaciação Jequitai um guia estratigráfico para o Precambriano Superior. *Revista Brasileira de Geociências*, 11, 17-21.
- Covington. M.D., Luhmann. A. J., Alexander. P. S., Anger. C.T., Green.J.A., Runkel.A.C., Jr.E.C.2011. Classification of Thermal Patterns at Karst Springs and Cave Streams. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00737.x>
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Mapa geológico do estado de Minas Gerais. Belo Horizonte: CPRM, 2003. Escala 1:1.000.000
- Dardene M. A., 1978. Zonação Tectônica da Borda Ocidental do Cráton São Francisco. *Anais, 30º Congres. Bras. Geologia, Soc. Bras. Geol.*, Vol.12, Recife, 597-610p.
- Delbart, C., Valdés, D., Barbecot, F., Tognelli A., Couchoux, L. 2016. Spatial organization of the impulse response in a karst aquifer. *Journal of Hydrology*. Elsevier B.V. All rights reserved.
- Dewandel, B.; Lachassagne, P.; Bakalowicz, M.; Weng, P. e Al-Malki, A., (2003) – Evaluation of aquifer thickness by analysing hydrographs: application to the Oman ophiolite hard- -rock aquifer, *Journal of Hydrology*, 274 (1-4), pp. 248-269.

- Dias, F.S.; Menegasse, L.N. 2002. Hidrogeologia da bacia do rio São Miguel. Municípios de Pains e Arcos – MG. XII Congresso Brasileiro de águas subterrâneas.
- Doerfliger, N., Fleury, P., Ladouche, B. (2008). Inverse modeling approach to allogenic karst system characterization. *Ground Water*, 47:414–26.
- Ebrahimi, B., Pasandi, M., Ahmadipour, M, R. (2007). Hydrodynamic behaviour of karstic aquifers in Boroujerd, western Iran. *Hydrological Sciences, Journal des Sciences Hydrologiques*. 52:1, 192-205,
- Eisenlohr, L., Bouzelboudjen, M., Király, L. e Rossier, Y. (1997) – Numerical versus statistical modeling of natural response of a karst hydrogeological system, *Journal of Hydrology*, 202, pp. 244-262.
- El-Hakim e Bakalowicz. 2007. Significance and origin of very large regulating power of some karst aquifers in the Middle East. Implication on karst aquifer classification. DOI:10.1016/j.jhydrol.2006.09.003. *Journal of Hydrology*.
- Feitosa, F.A.C; et al. 2008. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações, 2ª edição, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, Labhid-UFPE, Fortaleza. p53, 155, 156, 169.
- FÉLIX, A. A.; FREITAS JÚNIOR, R. L.. Mapeamento Geológico e Hidrogeológico da Bacia do Rio São Miguel, Alto São Francisco, Estado de Minas Gerais. Trabalho de Graduação. Belo Horizonte, IGC/UFMG, 2000, 104 p.
- Fetter, C.W. 2000. *Applied Hydrogeology*. Fourth Edition, 249p.
- Filippi, F.M., Iacurto, S., Sappa, G., Grelle, G., 2021. Magnesium as Environmental Tracer for Karst Spring Baseflow/Overflow Assessment - A Case Study of the Pertuso Karst Spring (Latium Region, Italy). *Water – MDPI*.
- Fiorillo, F. The Recession of Spring Hydrographs, Focused on Karst Aquifers. *Water Resour Manage* 28, 1781–1805 (2014). <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0597-z>
- Fiorillo e Doglioni. 2010. The Relation between Karst Spring Discharge and Rainfall by the Cross-Correlation Analysis (Campania, southern Italy). *Hydrogeology Journal*. DOI:10.1007/s10040-010-0666-1
- Fiorillo, F. (2011) – The role of the evapotranspiration in the aquifer recharge processes of Mediterranean areas. In Gerosa, G. (Eds.) – *Evapotranspiration. From measurements to agricultural and environmental applications*, InTech, pp. 373-388.
- Fleury P, Ladouche B, Conroux Y, Jourde H, Dörfliger N. (2009). Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – the Lez spring. *Journal of Hydrology*, 365:235–43.
- Ford, D.; Williams, P. 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. McMaster University, Canadá; University of Auckland, New Zeland. John Wiley e Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex PO19 8SQ, England 1, 5p.
- Freitas, P.M.C. 2009. Estudo de interconexão hidráulica superficial-subterrânea no carste da área periurbana de Pains/MG, utilizando-se traçadores Rodamina WT. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte.
- Freeze, R.A.; Cherry, J.A. 1979. *Groundwater*. Department of Geological Sciences, University of British

- Columbia.; Department of Earth Sciences University of Waterloo. Pretince Hall. 81, 515p.
- Fu, T.; Chen, H.; Wang, K. (2016). Structure and water storage capacity of a small karst aquifer based on stream discharge in southwest China *Journal of Hydrology*, 534, 50–62.
- Galiván P. J (2010) Caracterización hidrogeológica de acuíferos carbonáticos del sul de España a partir de sus respuestas naturales. Universidad de Granada – Instituto del agua. Tesis doctoral.
- Galvão P, Halihan T, Hirata R (2015a). Evaluating karst geotechnical risk in the urbanized area os Sete Lagoas, Minas Gerais, Brazil. *Hydrogeology Journal*, 22:1499–1513.
- Galvão, P., Halihan, T., Hirata, R. (2015b). The Karst permeability scale effect of Sete Lagoas, MG, Brazil. *Journal of Hydrology*, 531, 15–105.
- Galvão, P., Hirata, R., Halihan, T., Terada, R. (2017). Recharge sources and hydrochemical evolution of an urban karst aquifer, Sete Lagoas, MG, Brazil. *Environ. Earth Sci.* 76 (4), 159.
- Galvão, P., Hirata, R., Conicelli, B. (2018). Estimating groundwater recharge using GIS-based distributed water balance model in an environmental protection area in the city of Sete Lagoas (MG), Brazil. *Environ. Earth Sci.* 77 (10), 398.
- Gárfias-Soliz, J.; Acebo, H.; Martel, R. (2009). Time series and stochastic analyses to study the hydrodynamic characteristics of karstic aquifers. *Hydrological Processes*, 24 (3), 300-316 <https://doi.org/10.1002/hyp.7487>.
- Gil-Márquez, J.; Andreo, B.; Mudarra, M. (2019). Combining hydrodynamics, hydrochemistry, and environmental isotopes to understand the hydrogeological functioning of evaporite-karst springs. An example from southern Spain. *Journal of Hydrology*, 576, 299–314.
- Goldscheider, N.; Drew, D. 2007. *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor e Francis. International Contributions to Hydrogeology, 9, 19, 65, 123; 130p.
- Grasso, D. A. (1999). *Interprétation des réponses hydrauliques et chimiques des sources karstiques (Essai d'interférence de ta structure des systèmes karstiques)*, Tese de doutorado, Université de Neuchâtel, Suíça, 135 p.
- Grotzinger, J.; Thomas H. J. 2014. *Understanding Earth*, 7th edition-W. H. Freeman. 489p.
- Haddad, E. A. 2007. *Influência Antrópica na Qualidade da Água da Bacia Hidrográfica do rio São Miguel, Carste do Alto São Francisco, Minas Gerais*. 156p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, Belo Horizonte.
- Haddad, E.A., Magalhães Jr., A.P., 2010. Influência antrópica na qualidade da água da bacia hidrográfica do rio São Miguel, carste do alto São Francisco, Minas Gerais v25 n49 p79. *Geosul* 25 (49), 79–102. <https://doi.org/10.5007/2177-5230.2010>.
- Hartmann, A., Lange, J., Weiler, M., Arbel, Y., Greenbaum, N. (2012). A new approach to model the spatial and temporal variability of recharge to karst aquifers. *Hydrol Earth Sys Sci*, 16:2219–31.
- Herman, E., Toran, L. & White, W. (2009) - Quantifying the place of karst aquifers in the groundwater to surface water continuum: A time series analysis study of storm behavior in Pennsylvania water resources, *Journal of Hydrology*, 376, 307–317.

- Hersch R. W., The uncertainty in a current meter measurement. CNS Scientific and Engineering Services, Reading, RG4 7JA, UK. 2002, Elsevier Science Ltd.
- HIDROWEB-SNIRH – Portal HidroWeb. Agência Nacional das Águas. (<https://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas>).
- Huntoon, P. W. 1985. Gradient controlled caves, Trapper-Medicine Lodge area, Bighorn Basin, Wyoming: *Ground Water*, v. 23, p. 443-448.
- IBF- Instituto Brasileiro de Florestas. Bioma Mata Atlântica. <https://www.ibflorestas.org.br/bioma-mata-atlantica> (acesso em: agosto de 2021)
- IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Carta do Brasil. SF-23-V-B-II-4 Arcos <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/mapas/GEBIS%20-%20RJ/SF-23-V-B-II-4.jpg>, (acesso em: janeiro de 2020).
- IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Carta do Brasil. SF-23-V-B-II-2 Lagoa da Prata. <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/mapas/GEBIS%20-%20RJ/SF-23-V-B-II-2.jpg>, (acesso em: janeiro de 2020).
- IDE- SISEMA. Infraestrutura de Dados Espaciais do Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos. <https://idesisema.meioambiente.mg.gov.br/webgis> (acesso em janeiro de 2022).
- INMET- Instituto Nacional de Meteorologia. Normais climatológicas do Brasil. (<https://portal.inmet.gov.br/normais>)
- INPE- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Mata Atlântica. http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod_Noticia=5115 (acesso em: agosto de 2021).
- JCTM, 2016. Medidor de fluxo Price 6200 – Guia rápido, versão 1.0.
- Jelen, M., Mikos, M., Bezak, N. 2020. Karst springs in Slovenia: trend analysis. *Open Access Journal*.
- Jemcov, I. & Petric, M. (2009) – Measured precipitation vs. effective infiltration and their influence on the assessment of karst system based on results of time series analysis, *Journal of Hydrology*, 379, 304-314.
- Jenkins. G. M., Watts. D.W.1968. *Spectral Analysis and Its Applications*
- Katsanou. K., Lambrakis. N. J., Tayfur. G., Baba. A. 2015. Describing the Karst Evolution by the Exploitation of Hydrologic Time-Series Data. *Water Resources Management*. DOI:10.1007/s11269-015-0987-x.
- Kiraly, L.; Perrochet, P.; Rossier, Y. (1995). Effect of the epikarst on the hydrograph of karst springs: a numerical approach. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* n° 14, 199-220
- Klimchouk, A. B. (2004). Towards defining, delimiting, and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Karst Water Institute special publication* 9, 23-35.
- Kogovšek, J., Petrič, M. (2010). Water temperature as a natural tracer – a case study of the Malenščica karst spring (SW Slovenia), *Geologia Croatica*, 63(2).
- Kovacic, G. (2010) – Hydrogeological study of the Malenscica karst spring (SW Slovenia) by means of a time series analysis, *Acta Carsologica*, 39/2, pp. 204-21.

- Kovács, A. (2003) – Geometry and hydraulic parameters of karst aquifers: a hydrodynamic modeling approach, Tese de doutoramento, Université de Neuchâtel, Suíça, 131 p.
- Kovács A, Perrochet P, Király L, Jeannin PY (2005) A quantitative method for the characterization of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *J Hydrol* 303(1 – 4):152 – 164. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.023>
- Kovács, A.; Perrochet, P. (2008). A quantitative approach to spring hydrograph decomposition. *Journal of Hydrology*, 352, 16–29p.
- Kresic, N., 2007. *Hydrogeology and Groundwater Modeling*, Second ed. CRC Press/Taylor and Francis, Boca Raton, FL. 701-704p.
- Kresic, N., Stevanovic, Z. 2010. *Groundwater Hydrogeology of Springs. Engineering, Theory, Management and Sustainability*.
- Kurniawan, I. A., Adji, T. N., Nurkholis, A., Haryono, E., Fatoni, H., Waskito, W.A., Cahyadi, A., Agniy, R.F. (2019). Karst aquifer response by time series analysis applications in Jonggrangan Karst, Java Island, Indonesia. *Environ Earth Sci* 78. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8386-x>
- Labat. D.; Ababou, R. e Mangin, A. (2000) – Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analysis, *Journal of Hydrology*, 238, pp. 123-148.
- Lambrakis, N., Andreou. A. S., Polydoropoulos. P., Georgopoulos. E., Bountis. T. 2000. Nonlinear analysis and forecasting of a brackish Karstic spring. *Water Resources Research* .<https://doi.org/10.1029/1999WR900353>
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O., 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *J. Hydrol.* 205, 217–231.
- Leal, et al. 2016. Caracterização hidroambiental de nascentes. *Ambiente e Água. An Interdisciplinary Journal of Applied Science*.
- Li, Y., Wang, J., Jin, M., Ma, H., Liu, H., Peng, T. (2021). Hydrodynamic Characteristics of Jinan Karst Spring System Identified by Hydrologic Time-Series Data. *Diqiu Kexue - Zhongguo Dizhi Daxue Xuebao/Earth Science - Journal of China University of Geosciences*, 46(7).
- Liñán, et al. 2008. Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: The Sierra de las Nieves Karst aquifer, southern Spain. *Fundación Cueva de Nerja, Instituto de Investigación, Málaga, España*.
- Liu, L., Shu, L., Chen, X., & Oromo, T. (2010). The hydrologic function and behavior of the Houzhai underground river basin, Guizhou Province, southwestern China. *Hydrogeology Journal*, 18(2), 509–518. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0518-z>
- López-Chicano, M.; Pulido, A. (2001). Factors which determine the hydrogeochemical behaviour of karstic springs. A case study from the Betic Cordilleras, Spain. *Applied Geochemistry*, 16 (9-10), 1179-1192. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(01\)00012-9](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00012-9).
- Llanos, H., Gárfias, J. 1998. Análisis temporal y simulación de hidrogramas del manantial de Aldabide (sistema cárstico de Itxina-País Vasco). *Karaitza* 7. Union de Espeleólogos Vascos, Euskal

- Espeleologoen Elkargoa, Union de Speleologues Basques, 2p.
- Lucon, et al. 2018. Utilização do mapeamento hidroquímico para avaliação da qualidade das águas superficiais da bacia do rio São Miguel. *Geonomos*, 26(1), 31-42, 2018.
- Lucon, et al. 2018. Recharge sources and hydraulic communication a karst aquifer, São Miguel watershed, MG, Brazil. Federal University of Ouro Preto, Departament of Geology, Ouro Preto, MG, Brazil.
- Lucon, T. N. 2018 Comportamento hidrogeoquímico da região cárstica do Alto São Francisco (MG): implicações associadas a sazonalidade e ciclo de contaminantes, áreas de recarga, descarga e comunicações hidráulicas. Tese Universidade Federal de Ouro Preto.
- Luhmann, A.; Covington, M.; Alexander, S.; Chai, S.; Schawartz, B.; Groten, J.; Jr, E. (2012). Comparing conservative and nonconservative tracers in karst and using them to estimate flow path geometry. *Journal of Hydrology*, 448–449, 201-211.
- Magnabosco, R., Galvão, P., Carvalho, A. M. (2020) An approach to map karst groundwater potentiality in an urban area, Sete Lagoas, Brazil, *Hydrological Sciences Journal*, 65:14, 2482-2498.
- Maillet, E. (1905) – *Essais d’hydraulique souterraine et fluviale*, Hermann, Paris
- Malík, P., Švasta, J., Bajtoš, P. et al. Discharge recession patterns of karstic springs as observed in Triassic carbonate aquifers of Slovakia. *Hydrogeology Journal*, 29, 397–427 <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02276-x>
- Malík, P., Vojtková, S. Use of recession-curve analysis for estimation of karstification degree and its application in assessing overflow/underflow conditions in closely spaced karstic springs. *Environ Earth Sci* 65, 2245–2257 (2012). <https://doi.org/10.1007/s12665-012-1596-0>.
- Mangin, A. (1975) – *Contribution à l’étude hydrodynamique des aquifères karstiques*, *Annales de Spéléologie*, 30 (1), pp. 21-124.
- Mangin A (1984) Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale [The use of autocorrelation and spectral analyses to obtain a better understanding of hydrological systems]. *J Hydrol* 67:25 – 43.
- Marques, G. F., Cota, S., Braga, P. V., Velásquez, L.M., Rodrigues, P., De Paula, R. S., 2011. Hydrodynamic characterization of a karst a aquifer in the Brazilian semi-arid region with time series analysis of hydrogeology data.
- Marsaud, B. (1996) – *Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux*, Doctoral Thesis, BGRM, Paris, 268 p.
- Martin, J.B; White, W.B (2008). *Frontiers of karst research*. Karst waters institute. Proceedings and recommendations of the workshop held. May 3 through 5, 2007 in San Antonio, Texas, USA. Special Publication 13. 27p.
- Martins, T.I.S. 2013 Mapeamento geomorfológico da folha Piumhi, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia.
- Martins-Neto, M. A., Pinto, C. P. A Bacia do São Francisco: definição e base de dados. In: Pinto, C. P.; Martins-Neto, M. A. (Ed.), *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte:

- Massei N, Mahler BJ, Bakalowicz M, Fournier M, Dupont JP. (2007). Quantitative interpretation of specific conductance frequency distributions in karst. *Ground Water*, 45(3), 288–293. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00291.x>.
- Mathevet, T., Lepiller, M. I., and Mangin, A.: Application of time-series analyses to the hydrological functioning of an Alpine karstic system: the case of Bange-L'Eau-Morte, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 8, 1051–1064, <https://doi.org/10.5194/hess-8-1051-2004>, 2004.
- Mayaud, C., Wagner, T., Benischke, R. and S. (2014) - Single event time series analysis in a binary karst catchment evaluated using a groundwater model (Lurbach system, Austria), *Journal of Hydrology*, 511, 628-639.
- Menegasse, L.N; Gonçalves, J.M; Fantinel, L.M. 2002. Disponibilidades hídricas na provincial cárstica de Arcos-Pains-Doresópolis, Alto São Francisco, Minas Gerais, Brasil. *Revista águas subterrâneas*. 9, 10p.
- Milanović, P. T. 2005. *Water Resources Engineering in Karst*. Boca Raton London New York Washington, D.C. 2p.
- MMA - Ministério do Meio Ambiente (2009) Gabinete do Ministro. Portaria nº 358, de 30 de setembro de 2009. Institui o Programa Nacional de Conservação do Patrimônio Espeleológico. *Diário Oficial da União*, Brasília, 1 out. 2009, Seção 1, n. 188, p. 63-64.
- Mohammadi, Z., Shoja, A. Effect of annual rainfall amount on characteristics of karst spring hydrograph. *Carbonates Evaporites* 29, 279–289 (2014). <https://doi.org/10.1007/s13146-013-0175-0>
- Mourão M. A. A., Cruz W. B., Gonçalves R. L. F. 2001. Caracterização Hidrogeológica da Porção Mineira da Bacia Hidrográfica do São Francisco. In: Pinto C. P. e Martins-Neto M.A. (eds.). *Bacia do São Francisco Geologia e Recursos Naturais*, Belo Horizonte, SBG/MG, 327-350.
- Mudarra, M; Andreio, A (2011) Relative importance of the saturated and the unsaturated zones in the hydrogeological functioning of karst aquifers: The case of Alta Cadena (Southern Spain). *Journal of Hydrology* 397, 263–280.
- Mudarra, M; Andreio, A; Mudry, J (2012) Monitoring groundwater in the discharge area of a complex karst aquifer to assess the role of the saturated and unsaturated zones. *Environ Earth Sci* 65:2321–2336
- Muzzi-Magalhães P (1989) *Análise Estrutural Qualitativa das Rochas do Grupo Bambuí na porção Sudoeste da Bacia do São Francisco*. MSc Thesis, Univ. Ouro Preto, Brasil
- Myers, N., Mittermeier, R., Mittermeier, C. et al. Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature* 403, 853–858 (2000). <https://doi.org/10.1038/35002501>
- Oliveira M.A.M. 1967. Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. *Petrobrás, Série Ciência Técnica-Petróleo*, Public. 3: 71-105
- Padilla, A.; Pulido-Bosch, A. e Mangin, A. (1994) – Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring, *Ground Water*, 32 (2), pp. 267-277
- Padilla, A. e Pulido-Bosch, A. (1995) – Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis, *Journal of Hydrology*, 168 (73-79), pp. 73-89.

- Panagopoulos, G., Lambrakis, N., 2006. The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). Department, University of Patras, Laboratory of Hydrogeology, Section of Applied Geology and Geophysics, 26500 Rio, Patras, Greece. *Journal of Hydrogeology*.
- Paiva, I.M.R., Ramos, C., Cunha, L., 2012. A aplicação da análise de séries temporais (time series analysis) no estudo da dinâmica hidrológica dos sistemas cársticos. Primeiros resultados para o maciço de Sicó (litoral-centro de Portugal). *Revista Geonorte, Edição especial, V.3, N.4, p. 350-364*.
- Paiva, I.M.R., 2014. Hidrossistema cárstico de Degracias-Sicó Estudo do funcionamento hidrodinâmico a partir das suas respostas naturais. Tese de doutoramento, faculdade de letras. Universidade de Coimbra, Portugal.
- Paiva, I., Cunha, L., 2019. Estudo dos hidrossistemas cársticos a partir da análise da curva de recessão. Discussão com base na exurgência dos olhos d'água do Anços (Pombal, Portugal). Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, Departamento de Geografia e Turismo da Universidade de Coimbra.
- Paiva, I., Cunha, L., 2020. Characterization of the hydrodynamic functioning of the Degracias-Sicó Karst Aquifer, Portugal. Centre of Studies in Geography and Spatial Planning, University of Coimbra, Largo da Porta Férrea, 3004-5301 Coimbra, Portugal
- Panagopoulos G, Lambrakis N. 2006. The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *Journal of Hydrology*, 329(3–4), 368–376.
- Pessoa, M. D., Mente, A., Leal, O. 1980. Províncias hidrogeológicas adotadas para o mapa hidrogeológico do Brasil na escala 1:2.500.000. Anais do primeiro congresso de águas subterrâneas. Recife (PE), novembro de 1980, 461,462 p.
- Pereira, D. L., Galvão, P. H. F., Lucon, T. N. 2019. Adapting the EPIK method to Brazilian Hydro(geo)logical context of the São Miguel watershed to assess karstic aquifer vulnerability to contamination. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 90, p. 191-203.
- Perrin, J. 2003. A conceptual model of flow and transport in a karst aquifer based on spatial and temporal variations of natural tracers. (PhD thesis). Universite de Neuchatel.
- PROAPE – Projeto Arcos Pains Espeleologia. Área cárstica de Pains, 2012. TAC: MPF/IBAMA/FEAM/UFOP/FEOP/SEE.
- Radam Brasil. 1983. Levantamento de recursos naturais. Vol. 32. Rio de Janeiro: MME/SG. Folhas Sf 23/24 - Rio de Janeiro/Vitória. 775p
- Rahnemaei, M.; Zare, M., Nematollahi, A. R. e Sedghi, H. (2005) – Application of spectral analysis of daily water level and spring discharge hydrographs data comparing physical characteristics of karstic aquifers, *Journal of Hydrology*, 311, pp. 106-116.
- Ravbar, N.; Engelhardt, I. e Goldscheider, N. (2011) – Anomalous behaviour of specific electrical conductivity at a karst spring induced by variable catchment boundaries: the case of the Podstenjsek

- spring, Slovenia, *Hydrological Processes*, 25, pp. 2130-2140.
- REDEMETS. Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (<https://www.redemet.aer.mil.br/>)
- Ribeiro, J.H., Tuller, M.P., Danderfer Filho, A. (2003). Geological mapping of the region of Sete Lagoas, Pedro Leopoldo, Matozinhos, Lagoa Santa, Vespasiano, Capim Branco, Prudente de Morais, Confins and Funilândia, Minas Gerais State, Brazil (scale 1:50,000), second ed. Belo Horizonte, pp. 54.
- Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Senra, A.S., Valeriano, C.M., Trouw, R.A.J., 2008. Geologia da Folha Piumhi-SF.23-V-B-II, escala 1:100.000: nota explicativa. UFRJ/CPRM, Minas Gerais 50p.
- Saadi, A.1991. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências - Departamento de Geografia.
- Saadi A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares Geonomos, Rev. de Geociências da UFMG. Belo Horizonte. v.1, n.1, p.1-15.
- Saadi, et al. 1998. Evolução morfotectônica e carstogênese na região de Arcos Pains e Doloresópolis. In: II Simpósio Nacional de Geomorfologia, Florianópolis.
- Samani, N. (2001) – Response of karst aquifers to rainfall and evaporation, Maharlu, Iran, *Journal of Cave and Karst Studies*, 61(1), pp. 33-40
- Santos, C. D. (2002). As Relações entre Endocarste e Exocarste na Província Cárstica de Arcos–Pains–Doloresópolis/MG. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 92p.
- Scholl W. U. 1976. Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí, na parte sudeste da Bacia do São Francisco. In: Congresso brasileiro de geologia, 29, 1976. Ouro Preto. Anais. Belo Horizonte, SBG. v. 2, p. 207-231.
- Schwartz, B. F., Schwinning, S., Gerard, B., Kukowski, K. R., Stinson, C. L., & Dammeyer, H. C. (2013). Using hydrogeochemical and ecohydrologic responses to understand epikarst process in semi-arid systems, Edwards Plateau, Texas, USA. *Acta Carsologica*, 42(2–3), 315–325. <https://doi.org/10.3986/ac.v42i2-3.670>
- SEE - Sociedade Excursionista e Espeleológica (2012) Projeto Arcos Pains Espeleologia (PROAPE): SEE/DEGEO/EM/UFOP. Ouro Preto: PROAPE.
- Sener, A., İrfan, Y., Ercan, S. 2020. Determination of recharge, storage and flow characteristics of a karst aquifer using multi-method approaches (Kocaeli, Turkey). *Hydrogeology Journal* <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02183-1>
- Springer, A.E., Stevens. L.E. 2008. Spheres of discharge of springs. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0341-y>
- SUPRAM–Superintendência Regional de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável.2013. Parecer Único nº 1861763/2013 - Minas Gerais: SUPRAM, 2013 (arquivo: Item_8.2_-_PU_-_Estrada_Bambui_-_Piumhi_-_DER-MG.pdf, na pasta Geologia).
- Sweeting M (1973) Some results and applications of karst hydrology, part 2. *Geogr J* 139:280- 328.
- Tagne, G. V., Dowling, C. (2018). Inferring groundwater flow and recharge from time series analysis of

- storm responses in a karst aquifer of southeastern Kentucky (USA). *Hydrogeology Journal*, 26(8), 2649–2668. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1837-8>
- Tallaksen, L. M. (1995) – A review of baseflow recession analysis, *Journal of Hydrology*, 165, pp. 349-370.
- Tayer, T.C., Velasquez, L.N.M. (2017). Assessment of intrinsic vulnerability to the contamination of karst aquifer using the COP method in the Carste Lagoa Santa Environmental Protection Unit, Brazil. *Environmental Earth Sciences* 76 (13), 445. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6760-0>.
- Teixeira, C.M., Duque, T.R., Rosa, M.L., Renó, R., Lucon, T.N., Aquino, I.B., Santos, T.F. (2013). Domínios espeleogenéticos da região de Arcos-Pains-Doresópolis MG, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Espeleologia, vol. 32. pp. 381–390.
- Teixeira, P. S. D., Dias, M.S. 2003. Levantamento espeleológico da região cárstica de Arcos, Pains, Dorésópolis, Córrego Fundo e Iguatama, frente as atividades degradadoras.
- Thomas, M.P., and M. A. Cervione, A proposed streamflow data program for Connecticut, Conn. Water Resour. Bull., 23, 1970.
- Timo, M.B. (2014). Mapeamento geomorfológico da região cárstica do Córrego do Cavalo, Piumhi (MG). Dissertation, Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, Belo Horizonte, 133 p.
- Torresan, F., Fabbri, P., Piccinini, L., Libera, N., Pola, M. & Zampieri, D. (2020) - Defining the hydrogeological behavior of karst springs through an integrated analysis: a case study in the Berici Mountains area (Vicenza, NE Italy), *Hydrogeology Journal*, 28, 1229–1247
- Trček, B. (2007). How can the epikarst zone influence the karst aquifer hydraulic behaviour? *Environmental Geology*, 51(5), 761–765. <https://doi.org/10.1007/s00254-006-0387>
- Tritz S, Guinot V, Jourde H. Modelling the behaviour of a karst system catchment using non-linear hysteretic conceptual model. *Journal of Hydrology*, 2012;397:250–62.
- Turnipseed, D.P., and Sauer, V.B., (2010), Discharge measurements at gaging stations: U.S. Geological Survey Techniques and Methods book 3, chap. A8, 87 p. Available online: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/tm3A8>
- User Guide Levelogger Series, 2021 Solinst Canada Ltd.
- Valente et al. 2005. Conservação de nascentes: hidrologia e manejo de bacias hidrográficas de cabeceiras 1a.ed. Viçosa, MG: Aprenda Fácil, 2005, 210p
- Valeriano et al. 2007. Geologia da folha Guapé SF.23-V-B-IV (<https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/10309>)
- Valeriano C. M. 2019. The Southern Brasília Belt. In São Francisco Craton, Eastern Brazil, Tectonic genealogy of a miniature continent. Eds org. Heilbron, M., Cordani, U. G., Alkmim, F. F., Reis, H. L. Springer, Cham. p. 321- 331
- Vogel, R.M., e Kroll, C.N. 1992. Regional geohydrologic-geomorphic relationships for the estimation of low-flow statistics. <https://doi.org/10.1029/92WR01007>.
- Wang, Z., Chen, Q., Yan, Z., Luo, M., Zhou, H., Liu, W. (2019). Method for identifying and estimating karst groundwater runoff components based on the frequency distributions of conductivity and discharge. *Water (Switzerland)*, 11(12). <https://doi.org/10.3390/w11122494>

Williams, P. W. (2008). The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: A review. *International Journal of Speleology*, 37(1), 1–10. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.37.1.1>

White, W.B., White, E.L. 1989. *Karst Hydrogeology. Concepts from the Mammoth Cave Area*. The Pennsylvania State University. 145p.

Xu, B., Ye, M., Dong, S., Dai, Z., & Pei, Y. (2018b). A new model for simulating spring discharge recession and estimating effective porosity of karst aquifers. *Journal of Hydrology*, 562, 609–622. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.05.039>

Zerouali, B., Chettih, M., Abda, A., Mesbah, M. (2021). Spatiotemporal meteorological drought assessment in a humid Mediterranean region: case study of the Oued Sebaou basin (northern central Algeria). DOI:10.1007/s11069-021-04701-0. Springer.

Zhu, L.; Gong, H.; Chen, Y.; Wang, S.; Ke, Y.; Guo, G.; Li, X.; Chen, B.; Wang, H.; Teatini, P. (2020). Effects of Water Diversion Project on groundwater system and land subsidence in Beijing, China. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105763>