



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



VITOR HUGO JUNQUEIRA HYPPOLITO

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA E HIDROQUÍMICA DO
COMPLEXO BELO HORIZONTE, NA CIDADE DE PARÁ DE MINAS, MINAS
GERAIS**

OURO PRETO

Setembro 2025

Vitor Hugo Junqueira Hyppolito

**CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA E HIDROQUÍMICA DO
COMPLEXO BELO HORIZONTE, NA CIDADE DE PARÁ DE MINAS, MINAS
GERAIS**

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Engenharia Geológica.

Orientadora: Prof.^a Ms. Estefania
Fernandes dos Santos

OURO PRETO

Setembro 2025

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

H998c Hyppolito, Vitor Hugo Junqueira.
Caracterização hidrogeológica e hidroquímica do Complexo Belo Horizonte, na cidade de Pará de Minas, Minas Gerais. [manuscrito] / Vitor Hugo Junqueira Hyppolito. - 2025.
81 f.: il.: color., gráf., tab., mapa.

Orientadora: Profa. Ma. Estefania Fernandes dos Santos.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto.
Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Hidrogeologia. 2. Recursos hídricos. 3. Águas subterrâneas. 4. Qualidade da água. I. Santos, Estefania Fernandes dos. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU 556.3

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



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
REITORIA
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

Vitor Hugo Junqueira Hyppolito

Caracterização Hidrogeológica e Hidroquímica do Complexo Belo Horizonte, na Cidade de Pará de Minas, Minas Gerais

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Engenharia Geológica.

Aprovada em 25 de agosto de 2025

Membros da banca

Mestre - Estefânia Fernandes dos Santos - Orientador(a) (Departamento de Geologia)
Doutor - Lucas Pereira Leão - (Departamento de Geologia)
Doutor - Luiz Henrique Cardoso - (Departamento de Engenharia Urbana)

Estefânia Fernandes dos Santos, orientadora do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 27/08/2025



Documento assinado eletronicamente por **Estefânia Fernandes dos Santos, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 27/08/2025, às 17:00, 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 **0968269** e o código CRC **C22E6903**.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais e minha família que me acompanharam e me incentivaram durante todo o caminho no ensino superior, sem a infinita paciência e apoio que me deram eu não chegaria ao final desta caminhada.

Agradeço a Universidade Federal de Ouro Preto e ao DEGEO pelo ótimo ensino e todos os incentivos e ensinamentos obtidos ao longo do caminho da geologia. Um agradecimento a todos os professores, servidores e colegas que fizeram parte dessa jornada.

Aos amigos de UFOP e do curso de Engenharia Geológica, caminhar ao lado de cada um de vocês fez meus passos mais leves e minha caminhada menos solitária.

A minha professora orientadora, Estefânia Fernandes dos Santos, por todo o conhecimento passado, toda ajuda prestada e a grande paciência dispensada durante a confecção deste trabalho. Também aos servidores do LAMIN e do Laboratório de Geoquímica da UFOP. A conclusão deste estudo não seria possível sem vocês.

A todos que de qualquer maneira influenciaram e ajudaram nessa trajetória, meu mais sincero obrigado!

"Quando o poço está seco, então sabemos o valor da água."

(Benjamin Franklin)

RESUMO

O crescimento da demanda global por recursos hídricos subterrâneos torna essencial o controle rigoroso de sua qualidade e extração, especialmente em regiões estratégicas para a produção agrícola, como Pará de Minas (MG). No Brasil, a ausência de integração entre diferentes fontes de informação dificulta estudos mais abrangentes, e, na região, há escassez de pesquisas que associem caracterização hidrogeológica e hidroquímica à modelagem inversa. Diante desse cenário, o trabalho teve como objetivo caracterizar os sistemas aquíferos da bacia hidrográfica do Rio Pará, em Pará de Minas, Minas Gerais, focando em aspectos hidrogeológicos e hidroquímicos para estimar parâmetros essenciais para uma gestão mais eficaz dos recursos hídricos. A metodologia incluiu um levantamento bibliográfico, a coleta de dados sobre poços tubulares, visitas a campo, coleta e análise de amostras de água, análises laboratoriais (ICP-OES e ICP-MS) e aplicação do software PHREEQC para modelagem geoquímica inversa. Os principais resultados revelaram que a qualidade da água subterrânea é controlada principalmente pela interação com os minerais da matriz rochosa. A modelagem inversa indicou que minerais como hausmanita (Mn_3O_4), aragonita ($CaCO_3$) e calcita ($CaCO_3$) estão em condições de subsaturação, sugerindo dissolução ativa no aquífero. Por outro lado, minerais como gibbsita ($Al(OH)_3$), goetita ($FeO(OH)$) e hematita (Fe_2O_3) apresentaram valores de índice de saturação positivos, indicando condições geoquímicas favoráveis à sua precipitação. Essa pesquisa poderá contribuir para a gestão e manutenção do aquífero, minimizando os riscos associados à sua exploração e fornecendo uma base sólida para a gestão sustentável dos recursos hídricos na região.

Palavras-chave: Hidrogeologia, Caracterização Hidroquímica, Recursos Hídricos Subterrâneos, Qualidade da Água, Pará de Minas.

ABSTRACT

The increasing global demand for groundwater resources makes it essential to rigorously control their quality and extraction, especially in regions strategic for agricultural production, such as Pará de Minas (MG). In Brazil, the lack of integration among different information sources prevents the development of more comprehensive studies. Furthermore, in the study area, there is a scarcity of research that combines hydrogeological and hydrochemical characterization with inverse modeling. Given this context, the study aimed to characterize the aquifer systems of the Rio Pará watershed in Pará de Minas, Minas Gerais, focusing on hydrogeological and hydrochemical aspects to estimate essential parameters for more effective groundwater management. The methodology included a literature review, the collection of data on deep tubular wells, field visits, water sample collection and analysis, laboratory analyses (ICP-OES and ICP-MS), and the application of the PHREEQC software for inverse geochemical modeling. The main results revealed that groundwater quality is primarily controlled by the interaction with rock matrix minerals. Inverse modeling indicated that minerals such as Hausmannite (Mn_3O_4), Aragonite (CaCO_3), and Calcite (CaCO_3) are in a state of undersaturation, suggesting active dissolution in the aquifer. Conversely, minerals like Gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$), Goethite ($\text{FeO}(\text{OH})$), and Hematite (Fe_2O_3) showed positive saturation index values, indicating favorable geochemical conditions for their precipitation. This research can contribute to the management and maintenance of the aquifer, minimizing the risks associated with its exploitation and providing a solid basis for the sustainable management of water resources in the region.

Key-Words: Hydrogeology, Hydrochemical Characterization, Groundwater Resources, Water Quality, Pará de Minas.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Diagramas para análise geoquímica de qualidade da água.....	26
Figura 2 - Mapa da Litologia Regional.	28
Figura 3 - Tabela de Metodologia aplicada à confecção do TCC.....	34
Figura 4 - Localização da área de estudo.....	37
Figura 5 - Mapa dos pontos de coleta em relação ao município de Pará de Minas.	39
Figura 6 - Granitoides encontrados perto dos pontos P1, P2 e P3.	42
Figura 7 - Mapa litológico da região alvo de estudo.....	43
Figura 8 - Mapa dos pontos de amostragem em relação às bacias Hidrográficas da região.....	44
Figura 9 - Volume de furo do poço a ser calculado para purga.	47
Figura 10 - Medidor Multiparâmetros AKSO AK88.	49
Figura 11 - Gráfico radar com parâmetros de campo normalizados.	58
Figura 12 - Gráfico com os valores medidos de temperatura.	59
Figura 13 - Gráfico boxplot dos valores de temperatura (°C).....	60
Figura 14 - Gráfico com os valores medidos de pH.	61
Figura 15 - Gráfico boxplot dos valores de pH.....	61
Figura 16 - Gráfico com os valores medidos de oxigênio dissolvido.....	62
Figura 17: Gráfico boxplot dos valore de OD.....	63
Figura 18 - Gráfico com os valores medidos de condutividade elétrica	64
Figura 19 - Gráfico boxplot dos valores de Condutividade Elétrica.....	65
Figura 20 - Gráfico com os valores medidos de Alcalinidade.	66
Figura 21 - Gráfico boxplot com os valores de Alcalinidade	67
Figura 22 - Fotomicrografia da amostra, mostrando os cristais de Quartzo, Plagioclasio e Microclina.	68
Figura 23 - Detalhe em fotomicrografia da amostra, mostrando a substituição da sericita em cristais de plagioclasio.	69
Figura 24 - Gráfico de SI obtidos via PHREQQC para Aragonita, Calcita, Hausmannita e Fe(OH)3 (a).....	70
Figura 25 - Gráfico de SI obtidos via PHREQQC para Gibbsita, Goethita e Hematita.	71

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Listagem de pontos visitados em campo.	38
Tabela 2 - Datas e pontos visitados em campanhas de campo	40
Tabela 3 - Métodos de Preservação de amostras de água.	50
Tabela 4 - Valores dos parâmetros de campo aferidos nas amostragens.....	57
Tabela 5 - Resultados das análises em ICP-MS.....	80
Tabela 6 -Resultados das análises em ICP-MS.....	81
Tabela 7 - Gráfico de Índices de saturação para as fases minerais das soluções. ..	82

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	12
1.1	Apresentação	12
1.2	Justificativa.....	14
1.3	Objetivos	15
2	REFERENCIAL TEÓRICO.....	17
2.1	Fundamentos da hidrogeologia	17
2.1.1	Ciclo Hidrológico	17
2.1.2	Rochas e solos como meios condutores ou armazenadores de água	19
2.2	Caracterização das Águas Subterrâneas	21
2.3	Geologia Regional e Características do Sistema Aquífero Local	27
2.4	Interação Rocha-Água e a Modelagem Inversa.....	29
2.5	Estudos Análogos a Modelagem Inversa com PHREEQC no Estado de Minas Gerais	32
2.6	Lacunas e Justificativas para o Estudo em Pará de Minas	33
3	METODOLOGIA	34
3.1	Introdução	34
3.2	Coleta e tratamento de dados	34
3.2.1	Caracterização da Área de Interesse	35
3.3	Pontos de Coleta.....	37
3.3.1	Análise Geológica e Hidrogeológica dos Pontos de Coleta	40
3.4	Amostragem.....	45
3.4.1	Preparação para a amostragem	45
3.4.2	Acesso ao poço antes e fechamento após a coleta.....	46
3.4.3	Medição do nível da água.....	46
3.4.4	Purga do poço	46
3.5	Análise de parâmetros de campo	47

3.6	Coleta e entrega da amostra de água	49
3.7	Análise Petrográfica dos Perfis de Poço.....	50
3.8	Caracterização Hidrogeoquímica da Bacia do Rio Pará	52
3.9	Coleta e Caracterização de Dados	52
3.10	Modelagem Inversa com PHREEQC.....	53
3.10.1	Configuração do Modelo Inverso no PHREEQC.....	54
3.10.2	Execução dos Modelos	55
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	57
4.1	Parâmetros Físico-Químicos de Campo	57
4.1.1	Temperatura.....	58
4.1.2	pH	60
4.1.3	Oxigênio dissolvido.....	62
4.1.4	Condutividade Elétrica.....	64
4.1.5	Alcalinidade	65
4.2	Análise Petrográfica	68
4.3	Modelagem Inversa com PHREEQC.....	70
5	CONCLUSÕES e RECOMENDAÇÕES	73
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75
7	APÊNDICE	79

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O desenvolvimento global, tanto em termos sociais quanto econômicos, tem resultado em um aumento expressivo no consumo de diversos tipos de recursos naturais. Esse crescimento exerce uma pressão considerável sobre a demanda por recursos hídricos subterrâneos. Em consequência dessa crescente demanda, um controle sistemático da sua qualidade e extração se fez necessário de acordo com a UNESCO (VRPB, 1988).

No Brasil, o órgão público responsável pela administração dos recursos hídricos, a Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) prevê um crescimento de 24% no uso de água até 2030, destacando-se as áreas de Agricultura irrigada, abastecimento urbano e indústria, que juntas correspondem a 85% do uso consuntivo no país (ANA, 2019).

A maioria das outorgas é concedida pelos Estados, que estão em diferentes fases de implementação dos instrumentos de gestão de recursos hídricos, resultando em variações no grau de cobertura e na consistência dessas outorgas em relação ao conjunto de usuários. Essas diferenças na gestão das informações comprometem a troca de dados e dificultam, apesar de um grande volume de conhecimento sendo produzido e armazenado, o desenvolvimento de novos estudos entre as diversas áreas do conhecimento interessadas na ciência da Hidrogeologia.

O município onde se encontra inserida a área de estudos, Pará de Minas, é localizado na região Centro-Oeste de Minas Gerais, a aproximadamente 80 km de distância da capital, Belo Horizonte. A cidade ocupa uma área de 551,3 km² e, de acordo com estimativas do último censo do IBGE em 2024, possui cerca de 107 mil habitantes. A economia local é diversificada, com destaque para a agropecuária, especialmente a produção de leite e derivados, além da agricultura, com cultivo de milho, soja e outros grãos. O clima da região é tropical de altitude, com verões quentes e chuvosos e invernos secos e amenos, tendo temperaturas médias anuais em torno de 20°C.

Devido à sua localização estratégica e ao alto potencial geológico para o

desenvolvimento de solos férteis, o município se destaca na indústria agrícola e pecuária (ANA, 2019). O manejo deste tipo de produção industrial apresenta altos valores de consumo de recursos hídricos para sua manutenção, sendo a maior parte desse abastecimento garantida pela exploração de águas subterrâneas (ANA, 2019). Apesar de o crescimento da agricultura irrigada ter impulsionado o desenvolvimento econômico da região, é fundamental ressaltar que a exploração excessiva e inadequada dos recursos hídricos da bacia pode gerar graves consequências ambientais e socioeconômicas. A superexploração pode provocar a queda no nível dos aquíferos, levando à diminuição da vazão dos poços e, em casos extremos, ao esgotamento das reservas hídricas (ANA, 2013).

O órgão responsável pela administração de recursos hídricos em Minas Gerais, intitulado Instituto Mineiro de Gestão de Águas (IGAM), em concordância com as normas estabelecidas pela UNESCO e ANA, exige uma série de análises químicas (Análise de parâmetros químicos e biológicos), hidrogeológicas (Testes de bombeamento e interferência, Balanço hídrico, entre outros) e ambientais (Vulnerabilidade do aquífero, via método GOD), integradas na confecção dos relatórios técnicos de pesquisa e formulários técnicos, a serem apresentados nos processos de deferimento de outorga de perfuração de poços ou de uso de recursos hídricos (IGAM, 2010).

É importante notar que o conteúdo desses relatórios técnicos não se restringe apenas à indústria, mas também é de grande relevância para a comunidade acadêmica. Isso ocorre porque a metodologia e os parâmetros utilizados na sua elaboração refletem diretamente os conceitos e as técnicas ensinadas nos cursos superiores de hidrogeologia, servindo como uma ponte essencial entre a teoria e a prática. Neste sentido, este estudo realiza uma pesquisa acadêmica em conjunto com os relatórios técnicos desenvolvidos para esses órgãos, em um escritório no âmbito do setor privado.

Este trabalho pretende então, a partir da análise, interpretação e discussão dos resultados obtidos, caracterizar, de forma hidrogeológica e hidroquímica, a dinâmica hídrica dos aquíferos na região da cidade de Pará de Minas. Com isso, espera-se colaborar com o conhecimento acerca da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco (BHRSF) e da Unidade de Planejamento Hídrico Rio Pará (BRP), fornecendo contribuições para a exploração e manejo do uso de águas subterrâneas, de forma a

minimizar as consequências e impactos ambientais e socioeconômicos.

1.2 Justificativa

A área objeto deste estudo que se localiza no município de Pará de Minas se encontra na região hidrográfica da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco (BHRSF), mais especificamente na Bacia do Rio Pará (BRP), região de relevante importância no abastecimento de bens agrícolas para o centro-oeste mineiro. De acordo com a ANA (2019), o uso consuntivo de água para irrigação contempla cerca de 77% das demandas de uso da bacia.

Neste contexto, este estudo visa realizar uma caracterização hidrogeológica e uma modelagem inversa dos aquíferos do Complexo Belo Horizonte, a partir de dados obtidos em análises técnicas e estudos realizados para o setor público, complementados por trabalhos de campo e pesquisas acadêmicas. Justificando-se o objetivo de aprofundar o entendimento sobre os parâmetros físicos, químicos e dinâmicos que influenciam o comportamento dos aquíferos da região do Complexo Belo Horizonte, contribuindo para uma gestão mais eficiente e sustentável dos recursos hídricos locais.

O desenvolvimento econômico e social da região tem intensificado a demanda pelo uso e extração de águas subterrâneas. Nesse contexto, as caracterizações desempenham um papel fundamental, fornecendo subsídios técnicos e científicos para a formulação de políticas públicas eficazes no gerenciamento sustentável desses recursos. Tal abordagem é especialmente relevante em áreas como a bacia do Rio São Francisco, que enfrenta desafios significativos tanto em termos de preservação ambiental quanto de abastecimento hídrico.

Buscando assim contribuir para a integração do conhecimento gerado em estudos e análises realizados tanto pelo setor privado quanto pelo setor público, com o objetivo de atender ao interesse acadêmico na área da Hidrogeologia, em uma região ainda pouco estudada. Tendo em mente a importância econômica da região do centro-oeste mineiro, onde a cidade Pará de Minas se encontra, e a exploração dos seus recursos; e entendendo que o conhecimento geológico de uma área está intrinsicamente ligado ao bom aproveitamento dela, há um volume muito pequeno de estudos produzidos tanto na área de hidrogeologia quanto na de petrografia, em uma

região onde os aquíferos subterrâneos são fortemente explorados para abastecer as atividades econômicas desenvolvidas no município. Assim apresenta-se uma necessidade de desenvolver conhecimentos mais aprofundados da hidrogeoquímica e sua ligação com a litologia e consequentemente os recursos minerais encontrados na área abordada neste trabalho.

No momento da pesquisa feita para este estudo, não foi encontrado nenhum outro artigo, estudo ou na literatura, pesquisa que abordasse o uso de uma caracterização hidroquímica de águas subterrâneas, que focasse na hidrogeoquímica da área, com estudos de mineralogia das rochas e modelagem inversa dos constituintes iônicos das águas subterrâneas com intuito de prever as interações hidroquímicas e de fluxo no aquífero. Fato que aponta para a importância da abordagem de novos métodos de investigação, que visem melhorar o entendimento das características das águas provenientes de aquíferos subterrâneos e suas interações com as camadas litológicas que as abrigam.

Além disso, expandir o entendimento sobre a hidrogeoquímica da bacia hídrica do Rio São Francisco e da Unidade de Planejamento Hídrico Rio Pará, proporciona uma base mais sólida para futuras pesquisas e ações de gestão hídrica. Essas ações visam proporcionar uma compreensão aprofundada das características geológicas, da qualidade da água e da capacidade de produção do aquífero, fundamentais para a gestão sustentável dos recursos hídricos na região.

1.3 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é realizar um estudo hidrogeológico e hidroquímico, aplicando a técnica de modelagem inversa para identificar as assembleias mineralógicas que influenciam a concentração de elementos nos aquíferos subterrâneos da região de Pará de Minas.

Para atingir esse objetivo, o estudo propõe-se a realizar uma caracterização da litoestratigrafia e dos sistemas aquíferos da região. Em seguida, serão realizadas campanhas de campo para coleta e análise de amostras de água em poços estrategicamente selecionados. A classificação hidroquímica e hidrogeológica dessas águas será feita com base em análises laboratoriais de concentração de elementos químicos em equipamentos como ICP-OES e ICP-MS. Finalmente, será utilizada a

modelagem inversa para determinar a assembleia mineralógica provável para a litologia local.

O foco do estudo é contribuir para o entendimento da distribuição de recursos e da hidrogeoquímica dos aquíferos fraturados, localizados nas bacias hidrográficas do Rio São Francisco e do Rio Pará.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Fundamentos da hidrogeologia

Os fundamentos da hidrogeologia necessários para um bom entendimento do trabalho são descritos nos parágrafos a seguir.

2.1.1 Ciclo Hidrológico

O ponto de partida fundamental para o estudo da Hidrogeologia é a compreensão do ciclo hidrológico (ou ciclo da água), que abrange todas as formas de interação entre as águas superficiais e subterrâneas, bem como sua dinâmica com as diferentes camadas e ambientes físicos da Terra.

Como a maior parte da água do planeta se encontra nos oceanos, é comum considerar que o ciclo da água se inicia com a evaporação da água da superfície oceânica. Esse processo funciona como um mecanismo natural de purificação, uma vez que a água evaporada se separa dos sais e outras impurezas presentes no oceano (Fetter, 2001). O vapor d'água resultante é transportado pela atmosfera como parte dos processos climáticos e, sob condições favoráveis, condensa-se, formando gotas de água que originam as nuvens (Fetter, 2001).

De toda a água terrestre apenas uma pequena porcentagem está disponível para a humanidade como água potável, sendo que desta, 98% se encontram na forma de água subterrânea (Fetter, 2001). A água precipitada que chove sobre os continentes ou ilhas, pode entrar em várias partes do ciclo, umas podem ser armazenadas na superfície na forma de gelo ou neve, outras se armazenam na forma de lagos e lagoas, processo conhecido pelo termo armazenamento por depressão. Uma parte dessa água é drenada por canais de escoamento, como rios, entrando em processo de escoamento superficial.

Se o solo é poroso, uma parte da água se encaixa e é armazenada nos poros do chão através do processo de infiltração. Na primeira parte abaixo da superfície terrestre, a zona vadosa ou zona aerada, os poros do solo contêm tanto água quanto ar, na parte mais acima dessa camada as raízes das plantas absorvem a água e através da transpiração, a água volta para a atmosfera como vapor (Custódio &

Llamas,1976). Além disso, outro processo chamado exsudação, pode retornar à água para a superfície para ser evaporada (Custódio & Llamas, 1976).

A água em excesso na zona vadosa, é puxada para baixo através da ação da gravidade, e passa para o nível freático (Fitts, 2015). Nessa profundidade, os poros do solo ou das rochas estão saturados com água, o topo dessa zona fraturada é chamado lençol freático e a água armazenada nesse local é denominada água subterrânea (Fetter, 2001). Através do fluxo subterrâneo, a água se movimenta através do solo, até emergir em forma de nascentes ou ser exsudada em rios, lagos ou no oceano.

A água escoando na superfície através de rios e lagos, pode vir de fluxos superficiais (escoamento superficial) como rios e derretimento de gelo e neve, ou ser originada de águas subterrâneas (escoamento de base), e é denominada água superficial (Fitts, 2015).

É também importante reconhecer a água magmática, também chamada de água juvenil, é uma fase em equilíbrio com minerais dissolvidos no magma nas profundezas da Terra. É liberada para a superfície durante erupções vulcânicas, mas também pode ser incorporada ao lençol freático ou se manifestar em fontes termais e *geysers* (Fetter, 2001).

No ciclo da água, a principal fonte de energia é a radiação solar, responsável por impulsionar os processos de evaporação, transpiração e, indiretamente, a formação de nuvens e precipitação (Fetter, 2001). A energia solar aquece a superfície terrestre e os corpos d'água, promovendo a transformação da água líquida em vapor — uma mudança de estado físico que envolve a absorção de energia (calor latente de vaporização). Quando esse vapor sobe e encontra camadas mais frias da atmosfera, ocorre a condensação, liberando calor latente e aquecendo localmente a atmosfera (Fitts, 2015). Assim, há uma constante troca e transformação de energia térmica no ciclo hidrológico, diretamente relacionada à temperatura do ar e da superfície. Temperaturas mais altas aceleram a evaporação e intensificam a circulação atmosférica, enquanto temperaturas mais baixas reduzem esses fluxos (Fetter, 2001). Portanto, há uma correlação direta entre as transformações energéticas no ciclo da água e as variações de temperatura, que influenciam tanto a distribuição quanto a intensidade dos processos hidrológicos na Terra.

2.1.2 Rochas e solos como meios condutores ou armazenadores de água

Como descrito no parágrafo anterior, rochas e solos atuam como meios condutores e armazenadores de água dentro do ciclo hidrológico. A capacidade de desses meios em transportar e armazenar a água depende de propriedades físicas como a porosidade (quantidade de espaços vazios) e permeabilidade (facilidade com que a água se move por determinado meio) (Fetter, 2001).

Solos bem desenvolvidos e rochas sedimentares porosas são geralmente meios aquíferos eficientes, pois permitem boa infiltração e armazenamento de água (Fitts, 2015). Em contrapartida, rochas como basaltos, granitos e gnaisses, quando não fraturadas, tendem a ser aquíferos ou até aquíferos, pois apresentam baixa permeabilidade (Fitts, 2015). No entanto, quando apresentam sistemas de fraturas bem desenvolvidos, esses litotipos podem tornar-se aquíferos fraturados importantes, permitindo a circulação de água subterrânea (Fitts, 2015).

Os diferentes aquíferos subterrâneos podem então ser caracterizados por sua porosidade, permeabilidade e estrutura geológica (Heath, 2004). Em termos das estruturas geológicas que regem a caracterização, a primeira classificação a ser feita leva em consideração a presença de camadas confinantes em cima e/ou em baixo (Fitts, 2015), sendo dividido em:

Aquífero Livre: São os aquíferos subterrâneos onde o lençol freático ocorre dentro da camada (Fitts, 2015), com a zona saturada em contato direto com águas superficiais, a água é livre para subir ou descer entre os dois diferentes horizontes (superficial e subterrânea) (Heath, 2004). A recarga ocorre diretamente através da infiltração da água da superfície, permitindo que a água das chuvas ou de corpos d'água se infiltre facilmente (Fetter, 2001). Apresenta um coeficiente de armazenamento (S) maior, pois a água ocupa os poros do material permeável e pode ser facilmente extraída (Fetter, 2001).

Aquífero confinado: Esses casos ocorrem quando uma camada com coeficiente hidráulico K_1 está localizada acima e/ou abaixo de outras camadas, que possuem um coeficiente hidráulico K_2 , menor que K_1 ($K_1 > K_2$) (Fitts, 2015). Nesse cenário, a água está sob pressão, e a recarga ocorre em locais específicos onde a camada de rocha ou sedimento que o confina é mais permeável, ou acontece nas extremidades onde o aquífero aflora (Freeze & Cherry, 1979). O coeficiente de armazenamento (S) costuma

ser menor, já que a água é armazenada sob pressão em um espaço limitado entre camadas impermeáveis (Fetter, 2001).

Quanto à estruturação geológica e ao tipo de estruturas que possibilitam o armazenamento e o fluxo de água nas camadas litológicas, podemos distinguir três categorias de aquíferos:

Aquíferos granulares são gerados essencialmente em rochas sedimentares. A água é armazenada principalmente nos espaços vazios (poros) entre os grãos de sedimento (Fitts, 2015). Rochas sedimentares podem ter porosidade desde menos de 1% até mais de 25%, dependendo do grau de classificação no sedimento de areia original e a extensão da cimentação e recristalização que as areias experimentaram, fatores que regem também a permeabilidade (Fitts, 2015). Este tipo de aquífero apresenta valores de porosidade elevados, e permeabilidade variável de acordo com os parâmetros citados acima ou o fraturamento das rochas.

Aquíferos fraturados são caracterizados pela presença de fraturas, fissuras e falhas em rochas impermeáveis ou semi-impermeáveis, como granitos e basaltos, que permitem o armazenamento e a circulação de água (Freeze & Cherry, 1979). Ao contrário dos aquíferos porosos, onde a água se move pelos espaços entre grãos, nos fraturados a permeabilidade depende da conectividade e extensão das fraturas (Fitts, 2015; Freeze & Cherry, 1979). A recarga ocorre predominantemente pelas áreas de afloramento e a distribuição da água é heterogênea, o que pode tornar difícil a extração eficiente (Fitts, 2015). A porosidade efetiva é geralmente baixa, mas a permeabilidade pode ser alta em regiões fortemente fraturadas (Fitts, 2015).

A complexa dinâmica da água em aquíferos fraturados torna o estudo de suas características hidrodinâmicas um desafio considerável. A recarga nesses sistemas é altamente dependente da área de afloramento das rochas e da forma como as fraturas se conectam à superfície, influenciando diretamente a quantidade de água que pode ser armazenada (Fitts, 2015). A permeabilidade é o fator mais crítico, pois a água se move rapidamente através de fraturas interconectadas, resultando em um fluxo preferencial (Fitts, 2015). Essa heterogeneidade na circulação da água pode dificultar a localização de pontos de perfuração para extração de água e também levar a um maior risco de contaminação, pois poluentes podem se mover rapidamente por essas fraturas. Portanto, a modelagem e a exploração desses aquíferos requerem uma

análise detalhada das redes de fraturas e de suas propriedades geomecânicas para garantir o uso sustentável dos recursos hídricos.

Os aquíferos cársticos são formados em rochas solúveis, como calcário, que sofrem processos de dissolução ao longo do tempo, criando uma rede complexa de cavidades, canais e fissuras (Fitts, 2015). Essas formações resultam em uma porosidade e permeabilidade elevadas, permitindo que a água flua rapidamente através do sistema, muitas vezes gerando fontes e nascentes. A recarga dos aquíferos cársticos ocorre principalmente por infiltração de água da chuva e escoamento superficial (Fetter, 2001). Devido à sua estrutura irregular, a distribuição da água é bastante heterogênea, e esses aquíferos podem ser suscetíveis à contaminação, pois a água pode se mover rapidamente, levando poluentes ao longo de seu percurso (Fetter, 2001).

2.2 Caracterização das Águas Subterrâneas

A etapa de caracterização hidrogeológica de aquíferos subterrâneos consiste na determinação dos parâmetros físicos, químicos e dinâmicos que determinam a qualidade e capacidade de produção do alvo de estudo (Fetter, 2001).

A lei de Darcy é um dos princípios fundamentais para caracterizar o fluxo de água subterrânea em aquíferos e meios porosos, como solos, rochas e sedimentos (Fetter, 2001). Essa lei permite que se calcule a taxa de fluxo de volume de água através de uma formação geológica, e é expressa, para esse contexto, na seguinte forma simplificada (EQ.1):

$$Q = -K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{L} \quad (1)$$

Onde:

- Q é o fluxo volumétrico de água subterrânea (geralmente em m³/s);
- K é a condutividade hidráulica do meio (m/s), que indica a facilidade com que a água pode se mover através do meio poroso;
- A é a área de seção transversal do fluxo;
- Δh é a diferença de carga hidráulica (ou diferença de altura piezométrica) entre dois pontos;

- L é a distância entre esses pontos (comprimento do fluxo).

Apesar de sua ampla aplicabilidade, a Lei de Darcy, em sua formulação original, não se aplica de forma trivial aos aquíferos fraturados. A principal razão para essa limitação reside na natureza altamente heterogênea e anisotrópica desses sistemas, o que contrasta diretamente com as premissas de homogeneidade e isotropia.

Em aquíferos fraturados, a água subterrânea não flui através de uma rede porosa uniforme, mas sim por uma complexa rede de descontinuidades, como fraturas, fissuras e falhas. Essas fraturas atuam como caminhos preferenciais de fluxo, onde a água pode se mover em taxas significativamente maiores do que na matriz rochosa circundante. A condutividade hidráulica, portanto, não é uma propriedade homogênea do aquífero, mas sim uma característica pontual e variável, dependendo da densidade, abertura, orientação e conectividade das fraturas (National Research Council, 1996).

Para modelar o fluxo de água nesses sistemas, a hidrogeologia de fraturas utiliza abordagens mais sofisticadas:

- **Modelo de Meio Contínuo Equivalente:** Esta abordagem simplifica o aquífero, tratando a rede de fraturas como um meio poroso idealizado e atribuindo-lhe uma permeabilidade equivalente. A Lei de Darcy pode ser aplicada a este meio contínuo, mas esta simplificação pode subestimar a velocidade e o caminho do fluxo preferencial, especialmente em casos de contaminação.
- **Modelo de Dupla Porosidade (ou Duplo Meio Contínuo):** Este modelo mais avançado reconhece a coexistência de dois meios: a matriz rochosa (com baixa permeabilidade e alta porosidade de armazenamento) e o sistema de fraturas (com alta permeabilidade e baixa porosidade de armazenamento). A água flui rapidamente pelas fraturas, enquanto a matriz atua como uma fonte ou dreno de água, com a troca de fluxo entre os dois meios ocorrendo de forma mais lenta.
- **Modelos de Redes de Fraturas Discretas:** Esta é a abordagem mais detalhada e complexa, onde cada fratura é modelada individualmente com suas propriedades geomecânicas e hidrodinâmicas. A Lei de Darcy é aplicada a cada fratura, e a vazão total do aquífero é determinada pela soma e interação dos fluxos em toda a rede. Este modelo é particularmente útil para estudos de

contaminação, pois permite a simulação precisa do transporte de solutos por caminhos preferenciais.

A aplicação da Lei de Darcy em aquíferos fraturados exige uma compreensão aprofundada da geologia estrutural do local e a utilização de modelos conceituais que transcendem as premissas originais da lei, a fim de representar a complexa dinâmica do fluxo de água nestes sistemas. Considerando a complexidade da pesquisa hidrogeotécnica, este trabalho se concentrou na caracterização por meio de estudos de hidroquímica e modelagem inversa.

A permeabilidade é quantificada pela condutividade hidráulica (K), que é uma medida de quão facilmente a água pode fluir através de uma unidade de solo ou rocha (Fetter, 2001). A condutividade hidráulica é expressa em unidades de velocidade (m^3/s , e.g.). Para calcular K , basta reorganizar a EQ. 1 para isolá-la (EQ. 2):

$$K = - \frac{Q \cdot L}{A \cdot \Delta h} \quad (2)$$

A porosidade de um aquífero é uma medida da quantidade de espaço vazio (poros) em relação ao volume total de rocha ou sedimento (Heath, 2004). Ela é expressa como uma fração ou percentual e pode ser calculada usando a seguinte equação (EQ.3):

$$\phi = \frac{V_t - V_s}{V_t} = \frac{V_v}{V_t} \quad (3)$$

Onde:

- ϕ = Porosidade (%)
- V_t = Volume total
- V_s = Volume de sólidos
- V_v = Volume de vazios em um volume total de material

Existem diversos tipos de vazios em rochas, podendo ser diferenciados por época da formação, simultaneamente ou pós consolidação da rocha e por tipo de processo gerador do espaço vazio. Os vazios que se formaram simultaneamente à rocha são denominados porosidade primária (Heath, 2004). Por exemplo, os poros presentes em areia e cascalho, bem como em outros depósitos não consolidados, são

considerados porosidade primária (Freeze & Cherry, 1979).

Por outro lado, os vazios que se formaram após a formação da rocha são chamados de porosidade secundária (Heath, 2004). Exemplos disso incluem as fraturas em granito e em rochas sedimentares consolidadas (Heath, 2004). Um tipo especialmente importante de porosidade secundária são os vazios em calcário, que se formam à medida que a água subterrânea dissolve lentamente a rocha (Fitts, 2015).

Como expressado em Heath (2004), a capacidade de um aquífero de transmitir água com a viscosidade cinemática predominante é denominada transmissividade. A transmissividade (T) de um aquífero é igual à condutividade hidráulica do aquífero multiplicada pela espessura saturada do aquífero, representada pela EQ. 4:

$$T = K \times b \quad (4)$$

Onde:

- T: Transmissividade
- K: Condutividade hidráulica
- b: Espessura do aquífero

Ao combinarmos a EQ. 4 com a lei de Darcy (1), o resultado é a EQ. 5 que pode ser usada para calcular a quantidade de água (q) que se move através de uma unidade de largura (w) de um aquífero. Expressando a área (a) como $b \cdot l$, sendo l a largura do aquífero, temos:

$$q = Kbw \cdot \left(\frac{dh}{dl}\right) \quad (5)$$

Expressando T como Kb:

$$q = Tw \cdot \left(\frac{dh}{dl}\right) \quad (6)$$

A EQ. 6 pode ser modificada para determinar a quantidade de água (Q) que se move através de uma grande largura (W) de um aquífero é (EQ. 7):

$$Q = TwW \cdot \left(\frac{dh}{dl}\right) \quad (7)$$

Se for reconhecido que T se aplica a uma unidade de largura (w) de um aquífero, essa equação (EQ. 6) pode ser expressa de forma mais simples como (EQ. 8):

$$Q = TW \cdot \left(\frac{dh}{dt}\right) \quad (8)$$

Ainda segundo Heath em 2004, o coeficiente de armazenamento é definido como o volume de água que um aquífero libera ou absorve por unidade de área superficial do aquífero para cada unidade de variação na altura (EQ. 9).

$$S = \frac{V}{A \cdot \Delta h} \quad (9)$$

O coeficiente de armazenamento é uma unidade adimensional, conforme mostra a seguinte equação (EQ. 10), na qual as unidades do numerador e do denominador se cancelam (Heath, 2004):

$$S = \frac{\text{volume de água}}{(\text{unidade de área})(\text{unidade de mudança de altura})} = \frac{(m^3)}{(m^2)(m)} = \frac{m^3}{m^3} \quad (10)$$

O coeficiente de armazenamento é importante para calcular a eficiência e sustentabilidade do bombeamento de poços e para evitar sobre-exploração do aquífero. Um valor muito elevado de S pode indicar que a extração de água está causando um rebaixamento excessivo do lençol freático, o que pode comprometer a recarga do aquífero e, em casos extremos, levar à exaustão do recurso hídrico subterrâneo (Fetter, 2001).

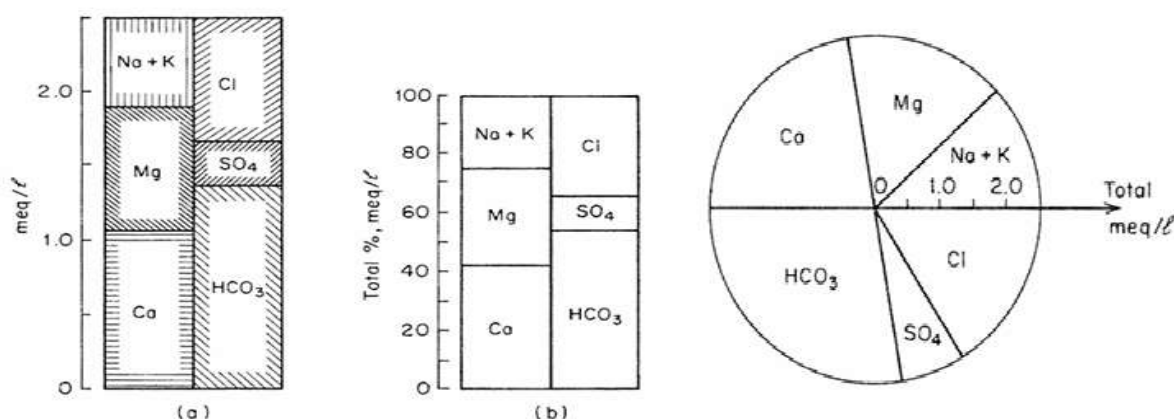
Uma camada litológica é definida como aquífero ao apresentar uma condutividade hidráulica (K) significativo, podendo assim armazenar e produzir água em volume suficiente para abastecer um poço (Heath, 2004), e maior que outras camadas adjacentes.

Uma tarefa crucial na caracterização hidroquímica de águas subterrâneas é a compilação e apresentação de dados químicos de forma conveniente para a inspeção visual (Freeze & Cherry, 1979). Os resultados das análises da química da água são frequentemente apresentados em tabelas, que podem se tornar bastante extensas quando há uma grande quantidade de dados a ser relatada (Fitts, 2015). Os dados podem ser expressos em miligramas por litro (mg/L), miliequivalentes por litro (meq/L)

ou milimoles por litro (mmol/L) (Fetter, 2001).

Além disso, para diversas finalidades, é possível exibir esses dados em forma gráfica, o que pode facilitar a análise e a interpretação das informações. Os métodos gráficos mais simples para apresentar dados químicos são os gráficos de barra e o gráfico circular, como ilustrados na FIG.1. Essa representação é frequentemente referida como diagrama de Stiff, em homenagem ao hidrogeólogo que a utilizou pela primeira vez.

Figura 1 – Diagramas para análise geoquímica de qualidade da água.



Fonte: Freeze & Cherry (1979).

No entanto, esses gráficos não são adequados para a apresentação de um grande volume de análises químicas. Como destacado por Freeze e Cherry (1979), para esse propósito, o uso do diagrama de Piper (1944) é mais apropriado e amplamente utilizado.

A caracterização físico-química das águas subterrâneas envolve a medição de parâmetros fundamentais que influenciam diretamente a qualidade da água e os processos geoquímicos no aquífero. Entre os principais parâmetros, destacam-se:

- **pH:** Indica a acidez ou alcalinidade da água. Valores de pH controlam a solubilidade de muitos minerais e influenciam reações químicas essenciais, como precipitação, adsorção e troca iônica.
- **Condutividade Elétrica (CE):** Mede a capacidade da água em conduzir eletricidade, relacionada à concentração total de íons dissolvidos. É um indicador indireto da mineralização da água.
- **Temperatura:** Afeta diretamente a solubilidade de gases, a viscosidade da

água e as taxas de reações químicas. A temperatura influencia também a condutividade elétrica e o pH.

- **Sólidos Totais Dissolvidos (STD):** Representam a soma de todos os sais inorgânicos e pequenas quantidades de matéria orgânica dissolvida na água. Altos valores de STD podem indicar salinização, contaminação ou forte lixiviação da matriz rochosa.
- **Oxigênio Dissolvido (OD):** Refere-se à quantidade de oxigênio livre presente na água em equilíbrio com a atmosfera ou com fases gasosas subsuperficiais. Em águas subterrâneas, os valores de OD tendem a ser baixos devido à limitada circulação de ar, especialmente em aquíferos confinados. O OD é essencial para processos redox e pode indicar o grau de oxidação ou redução do ambiente (Fetter, 2001).

Esses parâmetros são geralmente medidos em campo, imediatamente após a coleta, com o auxílio de medidores multiparâmetros, para evitar alterações químicas causadas pelo contato com o ar, variações de temperatura ou tempo de armazenamento (Custódio; Llamas, 1976).

As principais espécies iônicas presentes na maioria das águas naturais incluem Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} e HCO_3^- (Fetter, 2001). Os cátions Cálcio (Ca^{2+}) e magnésio (Mg^{2+}) são normalmente derivados da dissolução de minerais como dolomita e calcita; sódio (Na^+) e potássio (K^+) provêm da alteração de feldspatos e minerais argilosos. Já em relação aos ânions, Bicarbonato (HCO_3^-) geralmente resulta da dissolução de CO_2 e reações com minerais carbonatados; sulfato (SO_4^{2-}) pode estar relacionado à oxidação de minerais sulfetados ou dissolução de gipsita; cloreto (Cl^-) é comumente associado à salinização ou contaminação, sendo um íon conservativo (Custódio; Llamas, 1976).

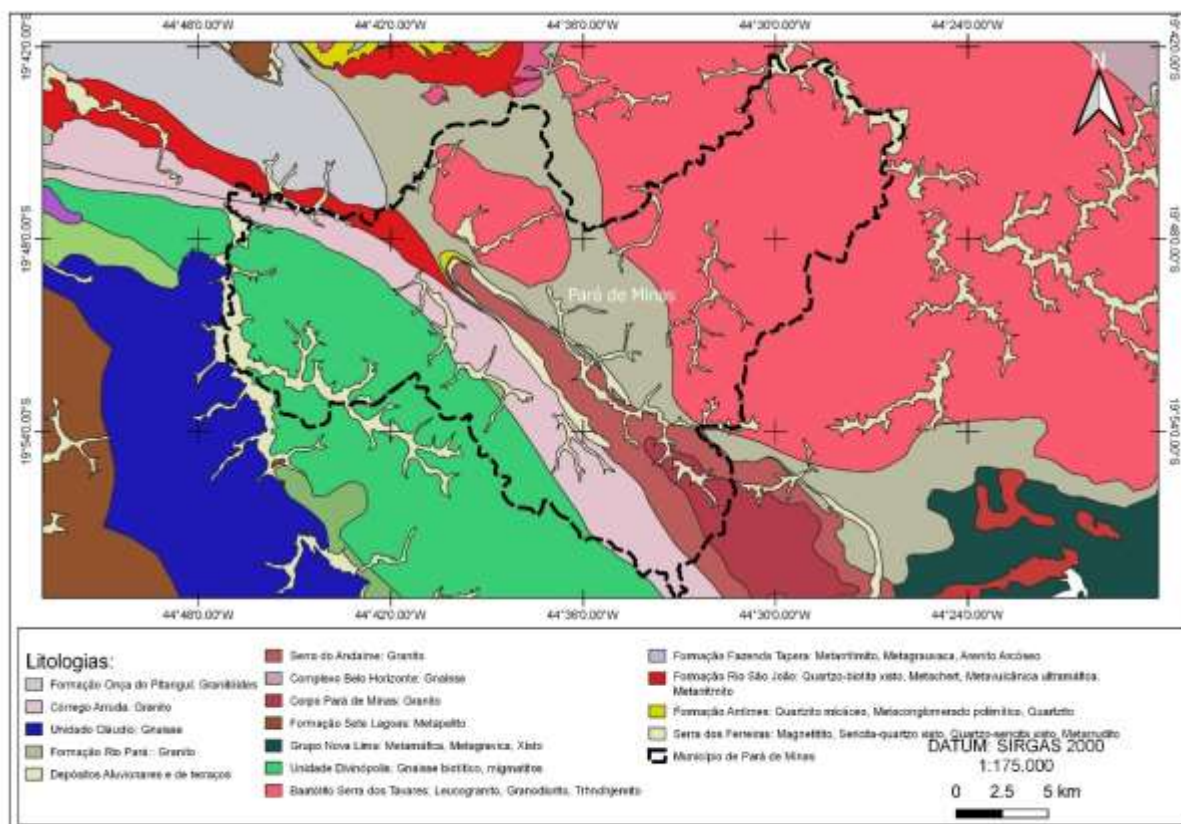
2.3 Geologia Regional e Características do Sistema Aquífero Local

A região alvo das discussões deste estudo, está localizada nos municípios de Pará de Minas e São José da Varginha, no centro-oeste do estado de Minas Gerais, se encontra em um contexto geológico caracterizado por rochas do embasamento cristalino pré-cambriano (FIG. 2), correlacionadas principalmente às rochas do Complexo Belo Horizonte e a corpos graníticos da Suíte Intrusiva Mato Dentro (CPRM,

2007). Essas unidades geológicas são formadas principalmente por gnaisses, granitóides e migmatitos, com idades arqueanas a paleoproterozoicas (CPRM, 2007), estas rochas geralmente apresentam baixa porosidade primária, mas com potencial de aquífero atrelado ao grau de fraturamento e intemperismo, sendo a permeabilidade secundária por fraturas e zonas de alteração o principal mecanismo de condução de água subterrânea (Fetter, 2001; Custódio & Llamas, 1976).

Em um contexto hidrogeológico, a região apresenta aquíferos classificados como sistemas fraturados, neles, o armazenamento e a movimentação da água ocorrem predominantemente através de fraturas, falhas e zonas de alteração intempérica (CPRM, 2004). Em muitos pontos da região, observam-se perfis de intemperismo com espessa cobertura de solos lateríticos, que funcionam como unidades de recarga natural, permitindo a infiltração das águas pluviais.

Figura 2 - Mapa da Litologia Regional.



Fonte: Confeccionado pelo autor.

As formações cristalinas, compostas principalmente por rochas ígneas e metamórficas como granitos, gnaisses e migmatitos, apresentam relevância hidrogeológica significativa, sobretudo em regiões onde aquíferos sedimentares são ausentes ou limitados. Embora essas rochas possuam baixa porosidade primária, a

presença de fraturas, falhas e zonas de alteração intempérica permite o armazenamento e a circulação da água subterrânea, caracterizando os chamados aquíferos fraturados (Fetter, 2001; Custódio & Llamas, 1976).

A produtividade desses aquíferos é extremamente heterogênea e dependente da estrutura geológica local, sendo influenciada pela densidade, conectividade e abertura das fraturas, além da espessura da zona saprolítica. Apesar de geralmente apresentarem menores vazões específicas quando comparados a aquíferos sedimentares, os sistemas cristalinos são essenciais para o abastecimento rural e comunitário, especialmente em regiões semiáridas ou de topografia elevada, onde poços escavados em rochas cristalinas representam a principal ou única fonte de água subterrânea disponível (Braga et al., 2006; Santiago, 2010).

Além disso, as águas originadas desses aquíferos refletem fortemente a litogeoquímica local, sendo geralmente bicarbonatadas cálcicas ou mistas, com mineralização variável dependendo do tempo de residência, grau de intemperismo e contato com materiais superficiais. A resiliência hidrológica dessas formações em relação à variabilidade climática e a importância socioeconômica do recurso justificam sua inclusão em programas de monitoramento e manejo sustentável dos recursos hídricos subterrâneos (UNESCO, 1988).

As análises de poços tubulares na região revelam vazões específicas geralmente baixas a moderadas, com variação significativa entre pontos (CPRM, 2004), o que é típico de aquíferos em rochas cristalinas. Dado o uso intensivo da água subterrânea para fins domésticos e agropecuários na região de Pará de Minas, é essencial que a gestão do recurso considere a capacidade de recarga limitada dos sistemas fraturados e o risco de superexploração, especialmente em períodos de estiagem prolongada (UNESCO, 1988).

2.4 Interação Rocha-Água e a Modelagem Inversa

A interação rocha-água envolve processos químicos como dissolução, precipitação, troca iônica, oxidação e redução, sendo que os diferentes tipos de rocha (ígneas, metamórficas e sedimentares) contêm minerais que se dissolvem na água conforme sua resistência ao intemperismo químico (Elango; Kannan, 2007). Modelos geoquímicos desempenham um papel fundamental na interpretação das reações

químicas que ocorrem em sistemas geológicos naturais, como rochas, minerais e fluidos. Fundamentados nos princípios da termodinâmica, cinética, balanço de massa e dinâmica de fluidos, esses modelos permitem quantificar processos como dissolução, precipitação, sorção e troca iônica, os quais controlam a evolução química das águas subterrâneas (Elango; Kannan, 2007).

A dissolução e precipitação envolvem a transferência de massa entre rochas e água subterrânea (Deutsch, 1997). A dissolução ocorre à medida que a água subterrânea se move em direção ao equilíbrio, continuando até a saturação com os componentes minerais (Elango; Kannan, 2007). Em concentrações de equilíbrio, o excesso de componentes minerais pode precipitar (Elango; Kannan, 2007). O equilíbrio químico pode ser determinado pelo cálculo dos índices de saturação (SI). Um SI menor que zero indica a dissolução, significando que mais mineral pode ser incorporado à solução (Elango; Kannan, 2007). O SI é calculado como (Eq.11):

$$SI = \frac{\log IAP}{K_s} \quad (11)$$

Onde: IAP é o produto da atividade iônica e K_s é o produto de solubilidade mineral.

Rochas ígneas intrusivas ácidas geralmente produzem apenas pequenos suprimentos de água, exceto onde estão extensamente fraturadas ou brechadas. No entanto, essas rochas são utilizadas em muitas áreas onde faltam melhores fontes de água (White et al, 1963). As águas subterrâneas de rochas ígneas ácidas geralmente apresentam conteúdo mineral relativamente baixo. Os íons dominantes são geralmente Na^+ e HCO_3^- e a SiO_2 é geralmente muito alta para águas frias diluídas. O flúor é relativamente alto e cálcio, magnésio e pH são geralmente relativamente baixos (White et al, 1963). Tais características devem ser esperadas de águas meteóricas em contato com rochas ígneas ácidas, que consistem predominantemente de quartzo quimicamente resistente e feldspatos de sódio e potássio (White et al, 1963).

As principais abordagens empregadas no estudo de processos geoquímicos são a modelagem inversa e a modelagem direta. A modelagem geoquímica inversa clássica baseia-se no balanço de massa para estimar as quantidades de reações de fases previamente definidas, de modo a explicar as variações químicas observadas entre de dois ou mais pontos ao longo da trajetória do fluxo de água subterrânea (Plummer et al., 1994). Nessa abordagem, especificam-se a composição química das

soluções inicial e final, bem como as fases minerais reagentes, e o modelo calcula o conjunto de transferências molares dessas fases que justifica a evolução da composição final da água (Parkhurst & Appelo, 2013), sem a necessidade de considerar restrições termodinâmicas. Ou seja, calcula a quantidade de minerais que foram dissolvidos ou precipitados, além de outros componentes que entraram ou saíram da solução, para explicar a diferença na composição química da água entre os pontos de observação. Em contraste, a modelagem direta aplica o conceito de equilíbrio termodinâmico local a uma solução inicial em contato com um conjunto mineral definido, permitindo prever a solução final e, assim, as quantidades de fases reagentes necessárias para o estabelecimento do equilíbrio (Parkhurst & Appelo, 2013).

O processo de modelagem geoquímica inversa é conduzido com o uso de softwares específicos que buscam um "caminho de reação" plausível. Diversos pacotes de software, incluindo PHREEQC (Parkhurst & Appelo, 2013), Geochemist Workbench (Bethke, 2022), TOUGHREACT (Xu et al, 2004) etc., estão disponíveis para implementar modelos geoquímicos. Dentre esses códigos, o PHREEQC (Parkhurst & Appelo, 2013), é um dos mais utilizados para realizar simulações geoquímicas. Sua popularidade é atribuída a fatores como a disponibilidade do código-fonte, seu amplo uso entre os usuários e sua extensa documentação.

O modelador insere a composição química da água em dois ou mais pontos — por exemplo, em um ponto de recarga do aquífero e em um poço a jusante — e o modelo tenta equilibrar a química. Ele faz isso ajustando as proporções de minerais, gases e outras substâncias que precisam ser adicionadas ou removidas para transformar a água do ponto inicial na água do ponto final (Parkhurst; Appelo, 2013). O resultado é um conjunto de reações químicas que explica as alterações na composição da água, oferecendo uma poderosa ferramenta para a avaliação do transporte de contaminantes e para a compreensão da evolução natural da química da água subterrânea.

Essa modelagem inversa deve ser empregada como uma abordagem exploratória para identificar conjuntos minerais plausíveis cujos equilíbrios termodinâmicos poderiam explicar a composição observada das águas subterrâneas ao longo do regime de fluxo, uma vez que as análises dos ânions maiores Cl^- e SO_4^{2-} não podem ser realizadas devido a limitação analítica dos laboratórios usados nesse

estudo. Entretanto, com medição de alcalinidade, condutividade elétrica (CE) e íons metálicos, será possível gerar hipóteses geoquímicas realistas sobre os processos que controlam a composição química das águas subterrâneas, realizando a definição das águas inicial e final com pH, metais e alcalinidade, inserir fases minerais plausíveis, e usar CE como checagem de consistência.

2.5 Estudos Análogos a Modelagem Inversa com PHREEQC no Estado de Minas Gerais

Na região centro-oeste de Minas Gerais, a quantidade de estudo ainda é escassa, porém podemos citar Carneiro (2013), que caracterizou e modelou o comportamento hidrogeoquímico do sistema aquífero pelito-carbonático. O estudo utilizou, entre outras metodologias, o PHREEQC para calcular o índice de saturação de minerais importantes no sistema aquífero estudado. A tese também desenvolveu um modelo hidrogeoquímico conceitual para caracterizar os ambientes geoquímicos e hidroquímicos e descrever o processo de evolução da água subterrânea no sistema aquífero.

Diversos trabalhos realizados em outras regiões do Brasil demonstram a aplicação eficaz dessa ferramenta na análise de processos hidrogeoquímicos.

Por exemplo, o estudo desenvolvido por Santiago (2010), que utilizou o PHREEQC para realizar modelagem geoquímica inversa em águas subterrâneas armazenadas em rochas cristalinas fraturadas no município de Caucaia, no Ceará. A pesquisa analisou amostras coletadas em diferentes períodos sazonais e simulou os processos responsáveis pelas alterações na composição química da água. Os resultados apontaram que reações como a dissolução de minerais silicatados, a precipitação de fases secundárias e as trocas iônicas entre cátions (como Ca^{2+} , Na^+ e K^+) foram determinantes na evolução da qualidade da água.

Outro exemplo relevante é o estudo de Silva (2020) aplicou a modelagem hidrogeoquímica inversa com o PHREEQC para compreender os processos que controlam a composição química das águas em reservatórios no estado de Sergipe. A pesquisa identificou mecanismos como dissolução de minerais, trocas iônicas e reações redox, fornecendo insights valiosos sobre a evolução geoquímica das águas superficiais.

De forma semelhante, Nascimento et al. (2024) aplicaram o PHREEQC para modelagem do índice de saturação e simulação da evolução geoquímica em águas subterrâneas no norte de Minas Gerais, demonstrando a aplicabilidade da ferramenta em cenários com diferentes graus de mineralização e composição iônica. Os resultados obtidos pela modelagem inversa nesta pesquisa permitiram inferir processos como intemperismo de silicatos, dissolução de minerais carbonáticos e óxidos, além de trocas iônicas como mecanismos controladores da evolução da água subterrânea na área estudada.

O principal objetivo dessas modelagens é identificar quais minerais necessitam dissolver ou precipitar para que a composição da solução de entrada se transforme na solução de saída observada. O PHREEQC, através do algoritmo de modelagem inversa, busca a combinação mais equilibrada de reações que satisfaça os balanços de massa e as restrições impostas. Para cada fase mineral identificada, o modelo quantificou a massa trocada (positiva para dissolução, negativa para precipitação).

2.6 Lacunas e Justificativas para o Estudo em Pará de Minas

Apesar da existência de diversos estudos hidrogeológicos e hidrogeoquímicos em áreas de embasamento cristalino no Brasil, ainda são escassas as investigações específicas voltadas para a região de Pará de Minas (MG). As informações disponíveis se concentram, em grande parte, em levantamentos geológicos regionais e dados pontuais de poços, sem oferecer uma abordagem integrada que considere tanto as características estruturais dos aquíferos fraturados quanto a composição hidroquímica da água subterrânea. Além disso, não se observam na literatura científica estudos que apliquem modelagem geoquímica inversa, como o uso do software PHREEQC, voltados à análise dos processos de evolução da água subterrânea nesta área. Essa ausência representa uma lacuna relevante, sobretudo considerando a crescente demanda hídrica para uso urbano, industrial e agropecuário no município e entorno.

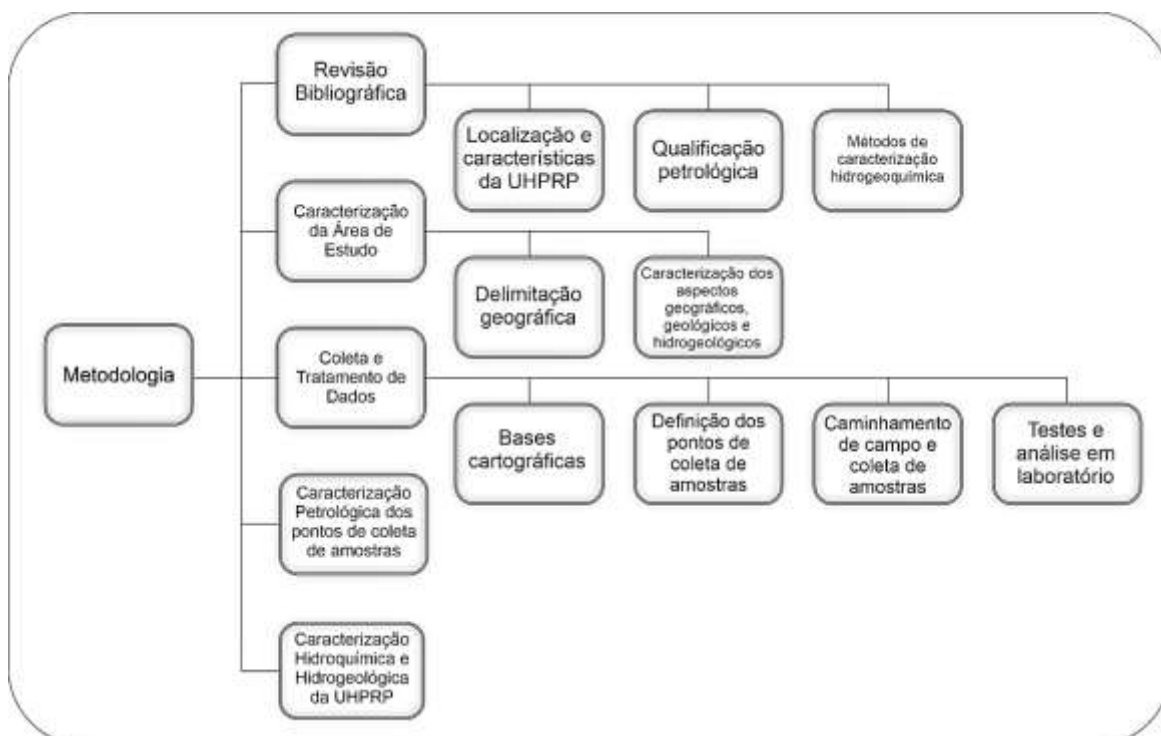
Portanto, a realização deste estudo visa preencher essa deficiência, fornecendo subsídios técnicos para o manejo sustentável dos recursos hídricos subterrâneos em ambientes geológicos de baixa porosidade primária, contribuindo também com a ampliação do conhecimento científico sobre os sistemas aquíferos do embasamento cristalino do centro-oeste mineiro.

3 METODOLOGIA

3.1 Introdução

A metodologia adotada para a elaboração deste trabalho é apresentada de forma detalhada na FIG. 3, que ilustra de maneira clara e objetiva as etapas essenciais do processo. Cada etapa foi cuidadosamente planejada para garantir a precisão e a confiabilidade dos dados obtidos. A metodologia inclui desde a revisão bibliográfica inicial, passando pela definição dos parâmetros e técnicas de coleta e análise, até a interpretação final dos resultados. Este fluxo de trabalho visa proporcionar uma visão estruturada e lógica do desenvolvimento da pesquisa, assegurando que todas as fases sejam executadas de maneira sistemática e coerente com os objetivos propostos.

Figura 3 - Tabela de Metodologia aplicada à confecção do TCC.



Fonte: Criado pelo autor.

3.2 Coleta e tratamento de dados

O primeiro passo na etapa de obtenção e tratamento de dados foi a escolha da área de pesquisa, situada dentro da BRP. O principal critério para essa seleção foi a disponibilidade e a localização de poços tubulares profundos em operação, tanto nos

arredores quanto no município de Pará de Minas, que fazem parte da Bacia Hidrográfica do Rio Pará.

Como base cartográfica geológica foram utilizadas as folhas SE.23-Z-C-IV: Pará de Minas e SF.23-X-A-I: Divinópolis disponibilizadas no site do Repositório Institucional de Geociências (<https://rigeo.sgb.gov.br/>) e editorados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM, 2006 e 2013) na escala 1:100.000.

Para base topográfica, utilizou-se o Modelo Digital de Terreno (MDT) derivado dos dados da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com resolução de 90 metros. Esses dados foram disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS, 2020). A partir do MDT, as bacias hidrográficas foram delimitadas no software QGIS, empregando as ferramentas *r.watershed* e *r.water.outlet*.

A base hidrográfica utilizada foi disponibilizada pela Agência Nacional de Águas (ANA, 2012) e a base cartográfica utilizada na delimitação das Bacias Hidrográficas Federais e Estaduais é disponibilizada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2021).

Como resultado das etapas iniciais da pesquisa, foi possível sistematizar o conhecimento sobre a distribuição espacial das unidades geológicas e hidrogeológicas da área de estudo, proporcionando uma base sólida para a análise hidroquímica subsequente. A delimitação espacial dos pontos de interesse para a coleta de amostras foi realizada com base na identificação dessas unidades, considerando as características geológicas predominantes, a presença de aquíferos e os potenciais impactos antrópicos. Essa fase foi crucial para garantir que os pontos selecionados representassem de forma abrangente as diversas condições hidrológicas e hidrogeológicas da bacia (Nielsen, 2006).

3.2.1 Caracterização da Área de Interesse

A caracterização da área de estudo é essencial para compreender o contexto e estabelecer os parâmetros necessários à avaliação das reservas aquíferas do sistema da BRP. Primeiramente, foram definidos os limites geográficos da área, identificando sua localização e extensão na região de interesse. Em seguida, realizou-se uma análise detalhada dos aspectos geográficos, geológicos e hidrogeológicos, abordando atributos como clima, hidrografia, solo, uso e ocupação do solo, além de

características geológicas e hidrogeológicas.

O município de Pará de Minas (Lat. 19° 51' 32,54" S e Long. 44° 36' 36,75" O), localizado na região centro-oeste de Minas Gerais, está a aproximadamente 80 quilômetros de Belo Horizonte, a capital do estado (FIG. 4). Em geral, a precipitação anual em Pará de Minas varia entre 1.200 mm e 1.500 mm, com a maior parte da chuva concentrada entre os meses de outubro e março, que corresponde à estação chuvosa (SEMAD, 2018). Geologicamente, situa-se sobre o Cráton do São Francisco, que abrange partes dos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás, no centro-leste do Brasil.

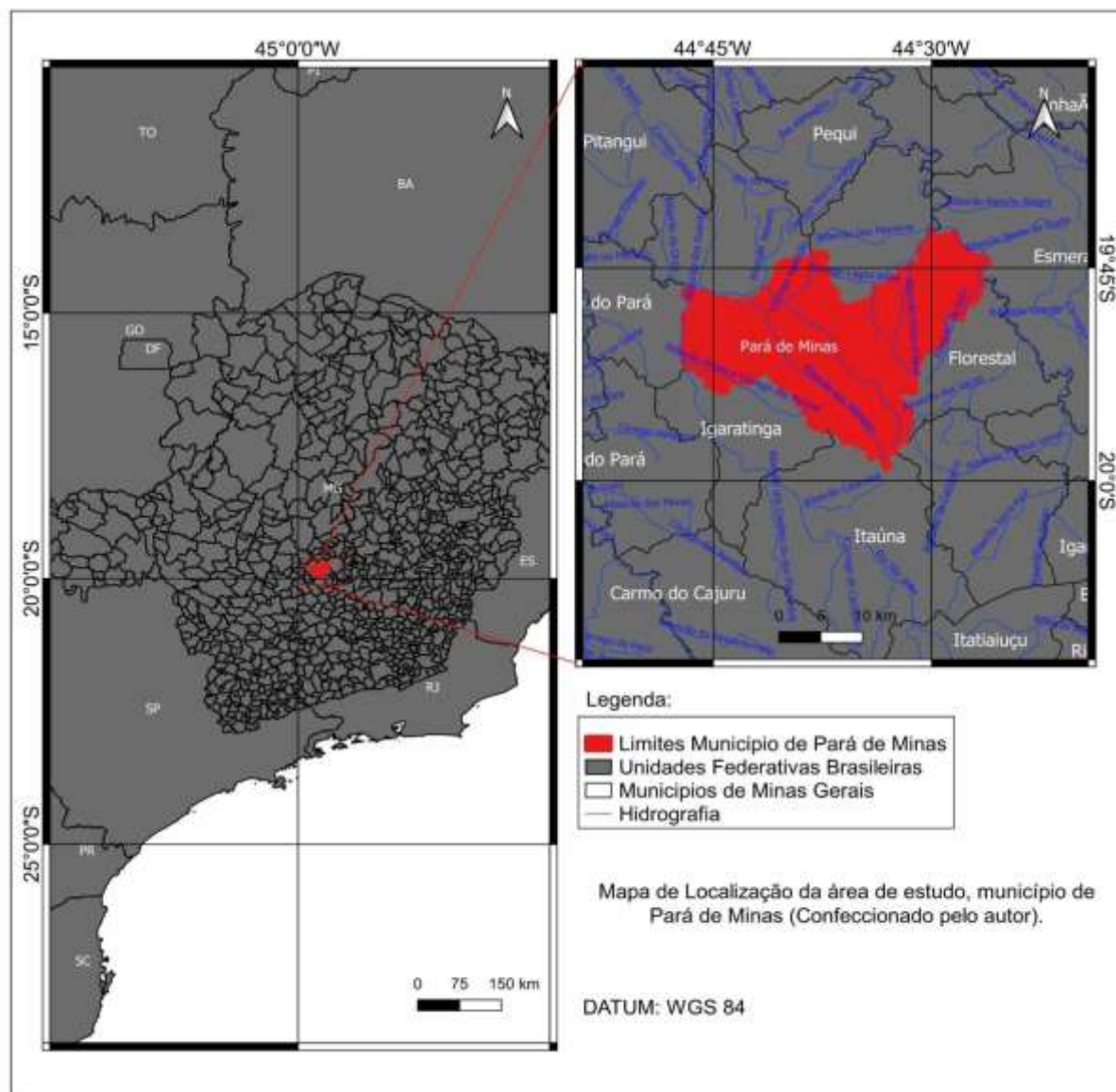
O Cráton do São Francisco, uma das estruturas geológicas mais antigas do Brasil, tem idade estimada entre 2,5 bilhões e 3,2 bilhões de anos, formado principalmente no período Arqueano e Paleoproterozoico (CPRM, 2007). Localizado no centro-leste do Brasil, abrange parte dos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás. Ele é composto predominantemente por rochas ígneas e metamórficas, como granitos, gnaisses e greenstones, que são muito resistentes à erosão (Jerram; Petford, 2014).

Em termos locais, na porção sudoeste do município, predominam os granitos do Complexo Divinópolis, enquanto na região nordeste ocorrem gnaiss-granitos do Complexo Belo Horizonte. Na parte central, em menor expressão, há a presença de rochas metassedimentares do Supergrupo Rio das Velhas, formações geológicas importantes e mais antigas (CPRM, 2007).

De acordo com o mapa hidrogeológico do Brasil, disponibilizado pelo Serviço Geológico do Brasil em 2014, na escala 1:5.000.000; o local alvo de estudo se encontra sobre uma unidade estratigráfica identificada como Embasamento Fraturado Indiferenciado (Fr), composta de rochas plutônicas, granitóides, metassedimento, gnaiss, migmatito, granulito, xisto e quartzito.

A SGB (2004) caracteriza o aquífero como do tipo fraturado, e como tendo classe de produtividade geralmente baixa, porém localmente moderada, com valores de Q (m^3/h) = $10 \leq Q < 25$, K (m/s) = $10^{-7} \leq K < 10^{-6}$, T (m^2/s) = $10^{-5} \leq T < 10^{-4}$ e Q/s ($m^3/h/m$) = $0,04 \leq Q/s < 1,00$.

Figura 4 - Localização da área de estudo.



Fonte: Criado pelo autor

3.3 Pontos de Coleta

Os locais selecionados para as coletas de amostras, através das campanhas de campo, foram selecionados visando parâmetros que auxiliassem na melhor caracterização hidroquímica do aquífero. Dentre as possíveis alternativas, e se reservando ao número de análises disponibilizadas pelo laboratório de Geoquímica da UFOP, onze poços foram selecionados para a realização das visitas e coletas em campanha de campo, como listado na TAB.1:

Tabela 1 - Listagem de pontos visitados em campo.

PONTO	LATITUDE	LONGITUDE
P1	19°44'47.56"S	44°32'17.85"W
P2	19°44'40.56"S	44°31'54.35"W
P3	19°44'52.94"S	44°32'01.95"W
P4	19°47'24.86"S	44°34'36.38"W
P5	19°52'19.49"S	44°36'40.86"W
P6	19°50'57.53"S	44°36'46.41"W
P7	19°51'28.03"S	44°37'03.93"W
P8	19°41'42.85"S	44°32'22.34"W
P9	19°51'13.94"S	44°35'32.07"W
P10	19°53'30.54"S	44°34'13.97"W
P11	19°53'31.54"S	44°37'14.80"W

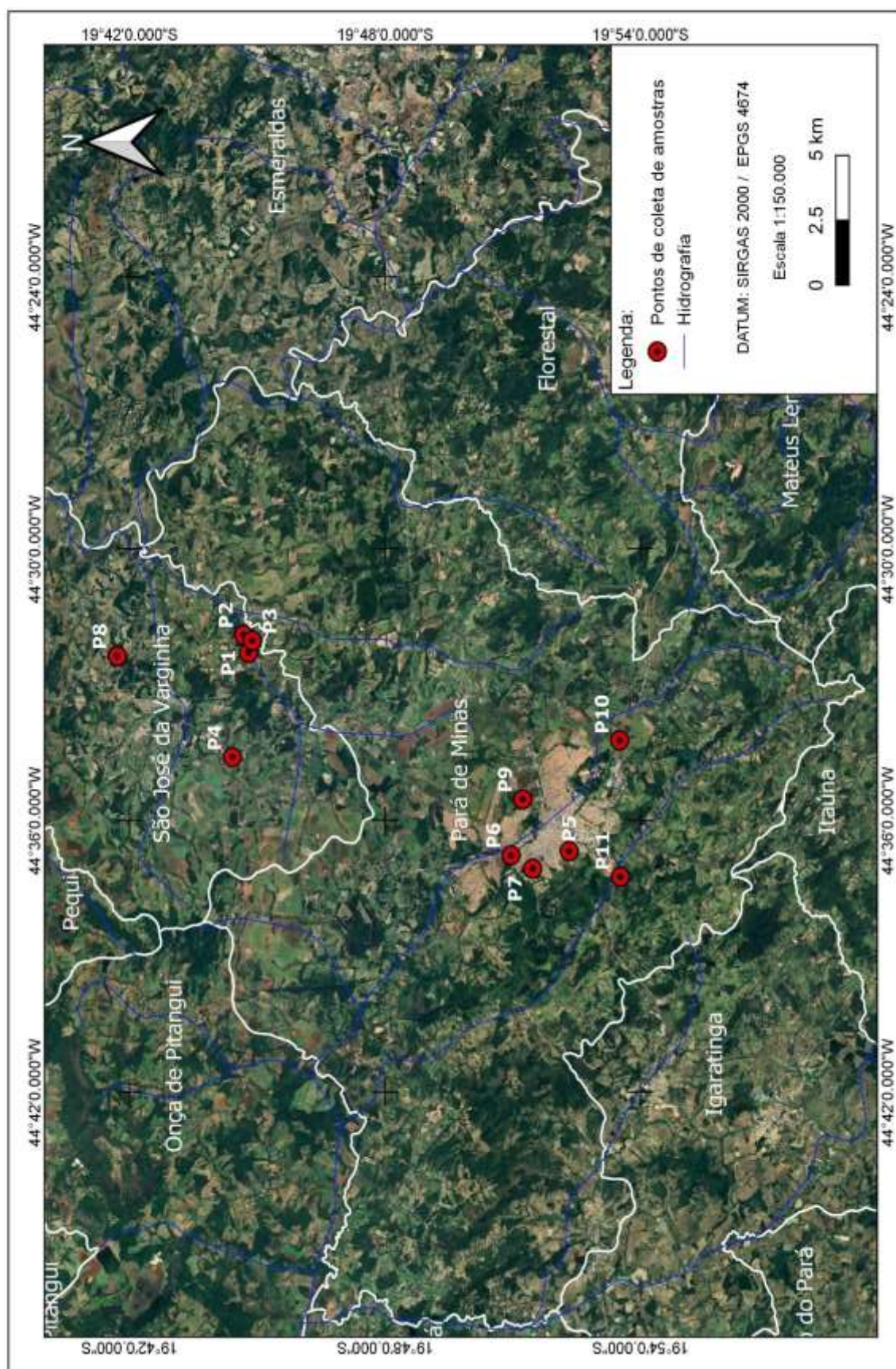
Fonte: Produzido pelo autor.

Os poços visitados são de propriedades de terceiros, sendo eles utilizados para diversos setores de produção no município, foram selecionados de acordo com a disponibilidade e permissão dos respectivos proprietários, além de um modo em que abrangessem uma área representativa do município e do contexto hídrico em que está inserido. Os mapas a seguir mostram a localização geográfica destes poços em relação ao município (FIG. 5), e em relação ao seu contexto geológico (Fig. 7).

As coletas foram realizadas em acordo aos métodos descritos posteriormente nos parágrafos 3.4 e 3.5 deste trabalho, seguindo estritamente os passos e etiquetas necessários para realização de coletas que gerem resultados acurados e de confiança.

Conforme indicado anteriormente e ilustrado no mapa da FIG. 5, os poços amostrados estão distribuídos entre os municípios de Pará de Minas e São José da Varginha. Os pontos P5, P6, P7, P9, P10 e P11 situam-se na área urbana de Pará de Minas e em seus arredores imediatos, enquanto os pontos P1, P2, P3, P4 e P8 localizam-se em São José da Varginha. Destes P1, P2 e P3 encontram-se próximos a fronteira entre os municípios, ao passo que P4 e P8 estão mais ao norte na região central do território de São José da Varginha.

Figura 5 - Mapa dos pontos de coleta em relação ao município de Pará de Minas.



Fonte: Criado pelo autor.

As amostras foram coletadas em duas campanhas de campo diferentes (TAB. 2), fato ocorrido devido a disponibilidade dos proprietários para receber a visita, tendo elas ocorrido nos dias 23 de fevereiro de 2025 e no dia 20 de maio de 2025. No dia 23 de fevereiro de 2025, a temperatura média foi de aproximadamente 24 °C, com máxima de cerca de 30 °C e mínima em torno de 21 °C. A precipitação registrada foi de 5,4 mm, e a umidade relativa do ar ficou acima de 30%. Já no dia 20 de março de 2025, a temperatura média foi de aproximadamente 22 °C, com máxima de 26 °C e mínima de 18 °C. Nesse dia, a precipitação foi de apenas 0,2 mm, e a umidade relativa do ar também permaneceu acima de 30%. A tabela 2 abaixo explicita os pontos e a data em que foram visitados:

Tabela 2 - Datas e pontos visitados em campanhas de campo

PONTO	CAMPANHA	DATA
P1	1ª campanha	23/02/2025
P2	1ª campanha	23/02/2025
P3	1ª campanha	23/02/2025
P4	1ª campanha	23/02/2025
P5	1ª campanha	23/02/2025
P6	2ª campanha	20/03/2025
P7	2ª campanha	20/03/2025
P8	2ª campanha	20/03/2025
P9	2ª campanha	20/03/2025
P10	2ª campanha	20/03/2025
P11	2ª campanha	20/03/2025

Fonte: Criado pelo autor.

Após a determinação final dos pontos de coletas de amostras nas campanhas de campo, foi realizado ainda em escritório o levantamento das camadas litológicas em que residem os poços utilizados.

3.3.1 Análise Geológica e Hidrogeológica dos Pontos de Coleta

Como é possível ser notado no mapa (FIG. 7), os pontos P1, P2, P3, P4 E P8, localizados mais ao norte em relação a área estudada localizam-se sobre rochas do Batólito Serra dos Tavares, uma unidade geológica de idade pré-cambriana, com rochas formadas principalmente no Arqueano e início do Proterozóico, há mais de 2 bilhões de anos.

O Batólito Serra dos Tavares é uma intrusão granítica (FIG. 7) pertencente ao

Maciço Granitóide de Florestal, na região central de Minas Gerais. Caracteriza-se principalmente por granitos leucocráticos a duas micas, de granulação média e com marcada foliação tectônica (Romano et al. 1995). A estrutura alongada do corpo, com orientação preferencial noroeste-sudeste, é coerente com as principais direções estruturais associadas ao Supergrupo Rio das Velhas (CPRM, 2007).

Este batólito representa um granitóide tarditectônico, intrudido em terrenos metavulcano-sedimentares do Grupo Nova Lima e gnaisses do Complexo Belo Horizonte, indicando sua formação em estágios finais dos eventos orogenéticos arqueanos (Romano et al. 1995). Sua textura predominantemente foliada sugere deformação sin a pós-magmática sob condições dúcteis, relacionada à evolução tectônica regional (Romano et al. 1995).

O contexto geológico dos poços localizados nos pontos P5, P6, P7, P9 e P10, é caracterizado pela ocorrência de rochas do Corpo Serra do Andaime. Essa unidade é de idade paleoproterozoica, com rochas formadas há cerca de 2,2 bilhões de anos e está associada a Suite Intrusiva Mato Dentro (CPRM, 2007). Predominam granitos porfíricos, além de tonalitos e granodioritos (CPRM *apud* Heineck, 2007). Como esses poços estão localizados em regiões mais proximais ou inseridos dentro da cidade de Pará de Minas, não se fez possível a localização de afloramentos representativos do seu contexto em campo, sendo seu contexto interpretado segundo a Nota Explicativa da Folha Pará de Minas.

Por fim, o ponto P11, se encontra sobre um Gnaisse milonítico pertencente ao Complexo Divinópolis, uma unidade geológica de destaque no contexto do Cráton São Francisco. Ele é constituído predominantemente por rochas metamórficas e ígneas de alto grau, como gnaisses, migmatitos e granitos, que registram uma história geológica antiga, terrenos que tipicamente representam o embasamento, remontando ao Arqueano (CPRM, 2007).

Em resumo, os poços nos quais foram realizadas as coletas das amostras analisadas neste estudo estão localizados sobre três diferentes formações geológicas: o Maciço Granitoide Florestal, a Suíte Intrusiva Mato Dentro e o Complexo Divinópolis, conforme FIG.9. Estas unidades pertencem a terrenos de idade geológica muito antiga, chegando ao do Paleoproterozoico e, em alguns casos, do Arqueano, com datações remetendo a 2.755 (+14,-13) Ma (Romano et al *apud* Romano, 1995),

remontando a uma longa história de evolução tectônica e metamórfica.

Figura 6 - Granitoides encontrados perto dos pontos P1, P2 e P3.

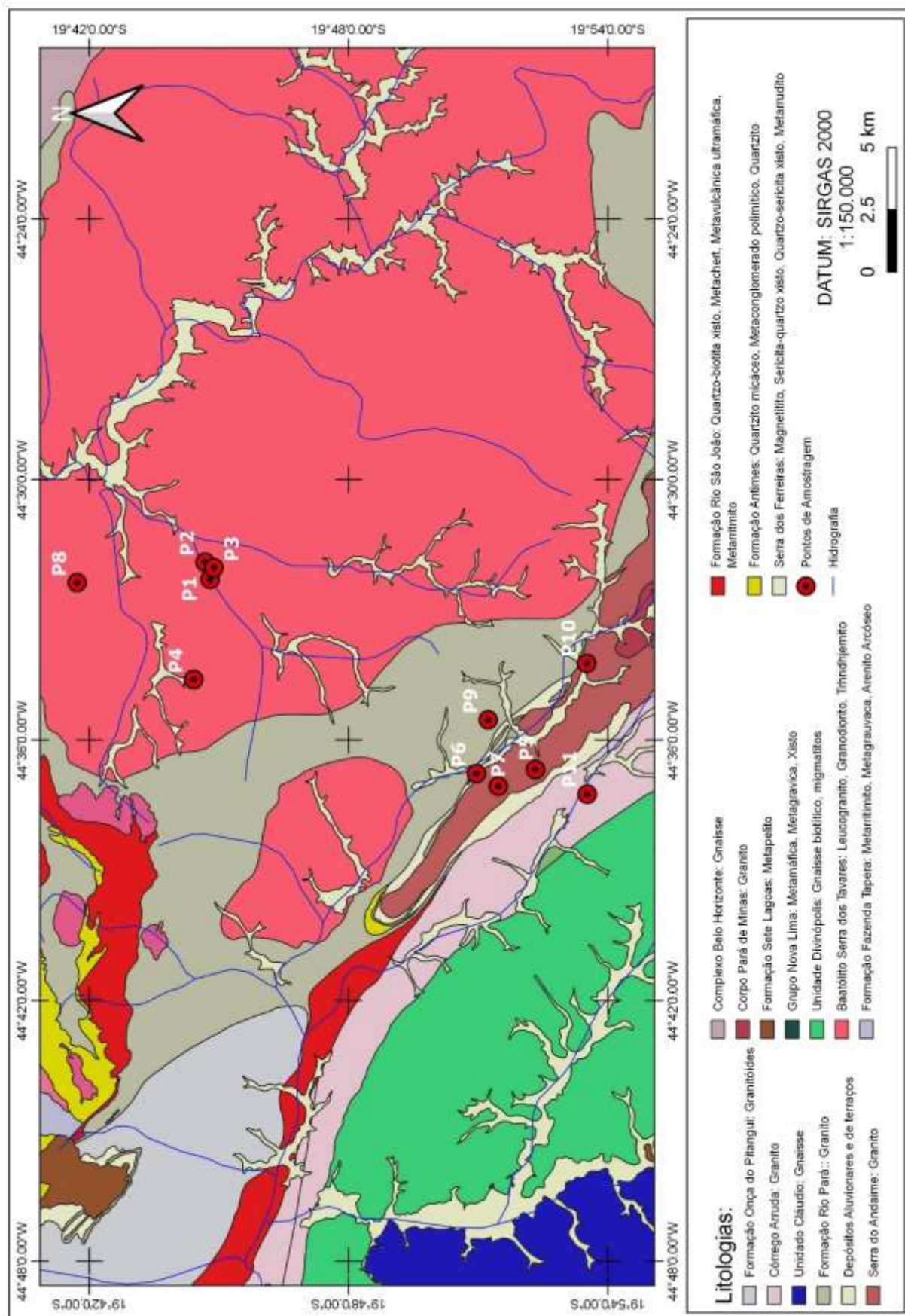


Fonte: Foto tirada pelo autor.

Dentro do contexto geomorfológico e litológico em que se insere a região dos poços artesianos em questão, o sistema de aquífero no qual ocorre a captação de água é do tipo fissurado/fraturado. Conforme a própria natureza das rochas presentes, altamente impermeáveis, os reservatórios de água subterrânea na região necessitam de condições de fendas ou fissuras através do maciço rochoso para percolação e preenchimento dos vazios pela água. A litologia gnáissica/granítica e idade antiga da região, cria condições favoráveis para ocorrência de sistemas de fraturas e consequente formação de reservatórios de água.

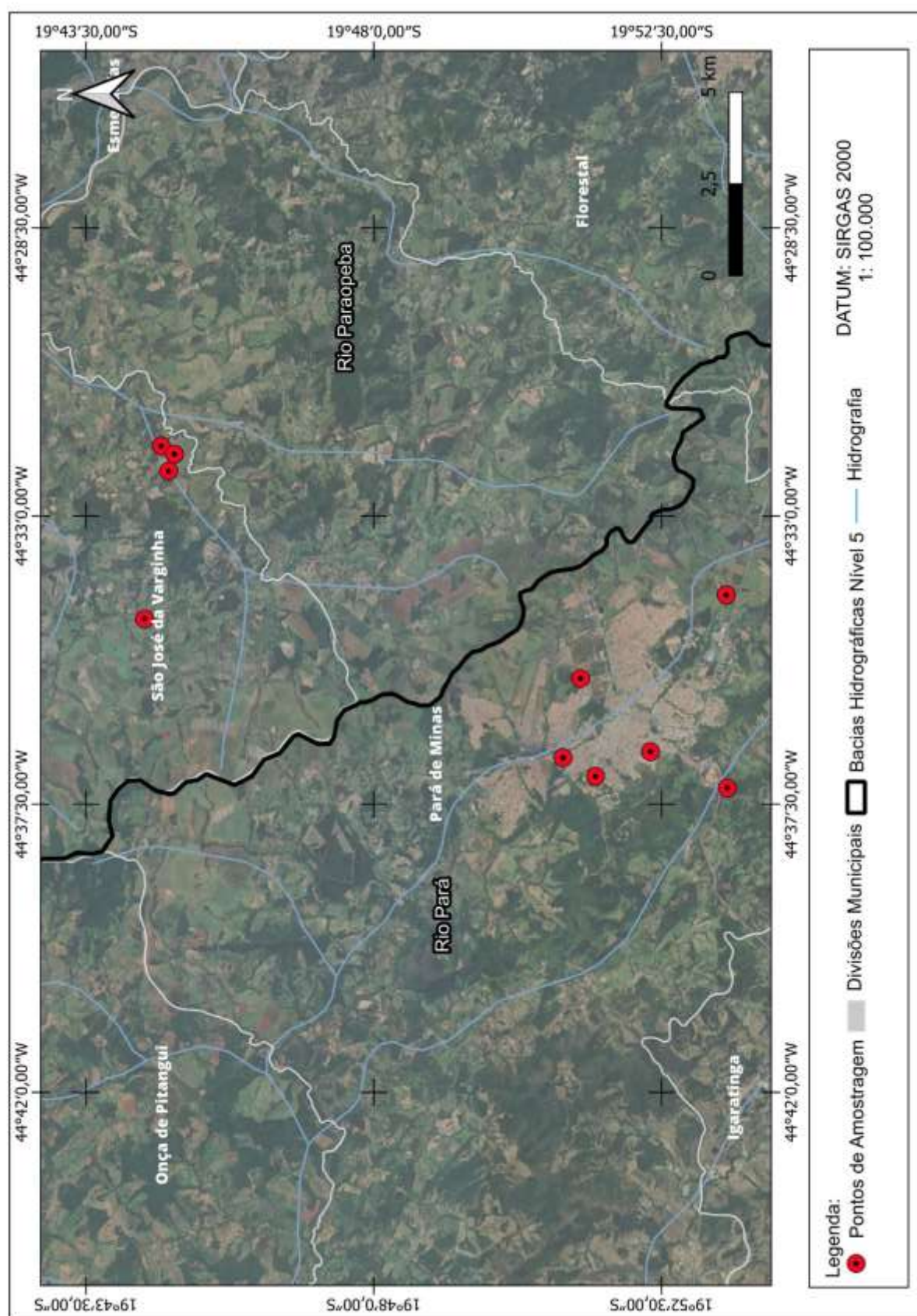
Já em relação as bacias as quais os poços estão inseridos, de acordo com o mapa de Bacias Hidrográficas do Brasil, disponibilizado pela ANA na Base Hidrográfica Ottocodificada Multiescalas 6 (BHO 6), os poços alvos do estudo se localizam em duas bacias de nível 5 distintas (FIG. 8). Os pontos P1, P2, P3, P4 e P8 se localizam na Bacia Hidrográfica do Rio Paraopeba, enquanto os poços localizados nos pontos P5, P6, P7, P9, P10 e P11 são inseridos no contexto da Bacia Hidrográfica do Rio Pará.

Figura 7 - Mapa litológico da região alvo de estudo.



Fonte: Criado pelo autor.

Figura 8 - Mapa dos pontos de amostragem em relação às bacias Hidrográficas da região.



Fonte: Criado pelo autor.

3.4 Amostragem

Após a definição dos pontos estratégicos, a etapa seguinte envolveu a execução da amostragem propriamente dita, seguindo protocolos rigorosos de coleta para assegurar a representatividade e a qualidade das amostras, visando fornecer dados confiáveis para a análise hidroquímica e a interpretação dos processos que ocorrem na área de estudo. A coleta de amostras de água de poços subterrâneos envolve cinco etapas: preparação para a amostragem, acesso ao poço antes da coleta e fechamento após a coleta, medição do nível da água, purga do poço, medição dos parâmetros de campo, e, por fim, coleta e entrega da amostra de água (Harter, 2003), exemplificadas nos capítulos a seguir.

3.4.1 Preparação para a amostragem

Antes de iniciar qualquer campanha de amostragem de águas subterrâneas, é essencial obter antecipadamente determinadas informações, pois o conhecimento prévio contribui significativamente para a redução do risco de erros durante a execução das atividades. Embora algumas dessas informações possam não estar disponíveis devido à sua inexistência, é importante tentar obtê-las diretamente em campo, durante o desenvolvimento dos trabalhos (Miliorini, 2005). Isso garante maior precisão no processo de amostragem e permite ajustes necessários para a coleta adequada de dados relevantes ao estudo.

Antes de iniciar o processo de amostragem de poços subterrâneos, é essencial estabelecer plantas, protocolos e objetivos claros para o programa de amostragem. É necessário determinar quais parâmetros serão analisados nas amostras, incluindo aspectos físico-químicos a serem medidos no campo, como nível d'água, temperatura, potencial redox, pH, concentração de oxigênio dissolvido, condutividade elétrica e turbidez. O registro meticuloso dessas informações deve ser realizado em formulários, assegurando clareza e organização. Ademais, os dados construtivos dos poços, como material utilizado, diâmetro e comprimento do filtro, são cruciais para definir os métodos de amostragem apropriados (Miliorini, 2005).

Ainda segundo Miliorini (2005) o tipo e o número de frascos necessários, volume exigido por amostra e preservativos adequados devem ser cuidadosamente

planejados, considerando também os prazos de validade das amostras até o início das análises e os cuidados adicionais para o acondicionamento, como temperatura de conservação e transporte.

3.4.2 Acesso ao poço antes e fechamento após a coleta

O acesso aos poços de produção pode ser mais difícil. Idealmente, uma válvula de amostragem ou torneira deve estar localizada na tubulação de água entre a cabeça do poço e o tanque de armazenamento ou de pressão. Embora o conteúdo de sais minerais e nitratos geralmente não seja afetado pela tubulação ou filtração, o pH, as concentrações bacterianas, a concentração de ferro e os constituintes traços podem ser alterados (Harter, 2003). Por isso, a água da amostra deve ser coletada diretamente do poço.

3.4.3 Medição do nível da água

Após a verificação de todas as informações pertinentes e antes do início da amostragem, todos os poços a serem amostrados devem ser monitorados. As informações sobre o nível d'água são importantes, pois mudanças nestes níveis podem estar diretamente ligadas a alterações na qualidade da água subterrânea (Harter, 2003). Esse monitoramento deve incluir, em cada poço, a medição do nível d'água estático, com o objetivo de verificar a presença de fluxos horizontais e verticais, bem como a dimensão da coluna d'água (Miliorini, 2005).

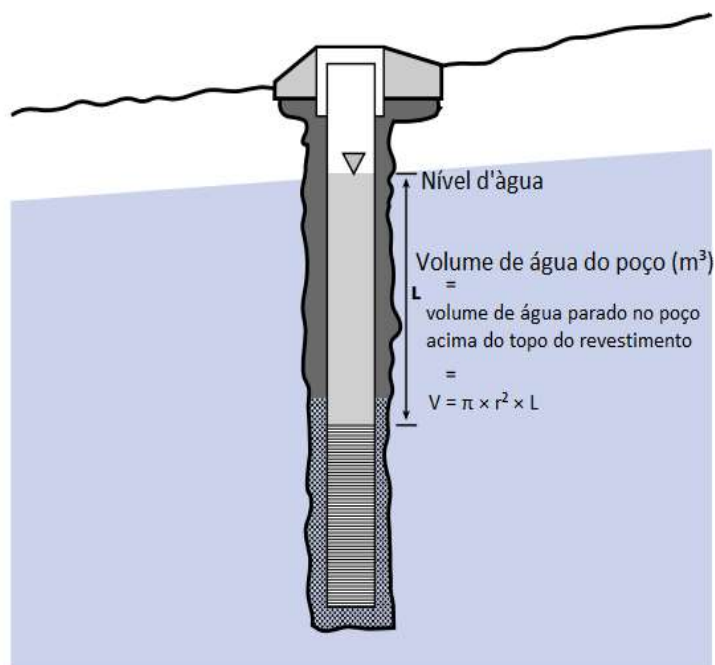
3.4.4 Purga do poço

Ainda antes de realizar a coleta das amostras, há a necessidade de realizar a purga do volume de água estacionário no poço, visto que o conjunto de procedimentos adotados ainda não elimina o problema relativo à estagnação da água no poço, que não pode ser considerada representativa da qualidade da água do aquífero local (Miliorini, 2005).

A purga do poço deve ser feita de modo a garantir que pelo menos 95% da água do poço seja removida, o que assegura que a amostragem se origine da formação aquífera sendo amostrada. Como regra geral, um mínimo de três a cinco

volumes de água do poço deve ser purgado (FIG. 9). As medições devem ser realizadas e registradas a cada poucos minutos em um caderno de campo, juntamente com o método de bombeamento e o volume de água bombeado (Harter, 2003).

Figura 9 - Volume de furo do poço a ser calculado para purga, onde V é o volume de água, r é o raio interno do poço, h é a altura da coluna de água acima do revestimento, e π é uma constante, aproximadamente igual a 3,1416.



Fonte Adaptado de Harter (2003).

3.5 Análise de parâmetros de campo

Alguns parâmetros necessários para a caracterização hidroquímica de aquíferos devem ser medidos em imediato a retirada da água os poços, de modo que não seus valores não se alterem após a saída da amostra do ambiente de subsuperfície.

Os parâmetros de campo, modo como serão tratados ao decorrer deste capítulo, são:

- **Temperatura (°C):** A temperatura da água pode mudar rapidamente após a coleta, principalmente por influência do ambiente. Como ela afeta a solubilidade de gases (como oxigênio) e reações químicas, é essencial medir no momento da coleta para garantir que os dados representem a condição natural do aquífero.
- **pH:** O pH é muito sensível a mudanças, especialmente pelo contato da água com

o ar (entrada ou saída de CO_2), o que pode alterar sua acidez ou alcalinidade em pouco tempo. Medir imediatamente assegura que o valor registrado seja o mais fiel possível ao ambiente subterrâneo.

- **Oxigênio Dissolvido (OD):** O OD varia rapidamente com a exposição ao ar, agitação ou mudança de temperatura. Como ele é crucial para indicar condições de oxidação ou redução do aquífero, a medição imediata evita resultados falsamente altos ou baixos.
- **Condutividade Elétrica:** A condutividade elétrica depende da concentração de íons na água. Embora seja relativamente estável, mudanças de temperatura e reações químicas podem afetá-la. Por isso, é melhor medir logo após a coleta para obter a condição real da água.
- **Alcalinidade:** A alcalinidade mede a capacidade da água de neutralizar ácidos e é influenciada principalmente pela presença de bicarbonatos, carbonatos e hidróxidos. Como o CO_2 pode escapar da amostra rapidamente (alterando a alcalinidade), essa análise deve ser feita no local ou logo após a coleta.

Como exemplificado acima, são parâmetros que se tornam altamente mutáveis após a retirada da amostra do aquífero de origem, devendo ter seus valores medidos em campo, imediatamente após a retirada da água do poço subterrâneo.

Para a medição dos valores de Temperatura, pH, OD e condutividade em campo, são utilizados aparelhos conhecidos como Medidor Multiparâmetros, um equipamento utilizado para medir, de forma simultânea, várias características físico-químicas da água. Ele é composto por uma unidade central (que faz a leitura e registra os dados) e quatro sondas sensoriais específicas para cada parâmetro (AKSO Instrumentos, 2022, p. 12). O uso desse instrumento é essencial no trabalho de campo, porque permite análises rápidas, precisas e em tempo real, garantindo que as condições naturais da água sejam registradas com o mínimo de alteração possível.

Na realização das campanhas de campo deste trabalho, o medidor multiparâmetros utilizado foi o modelo AK88 da fabricante AKSO (FIG. 10). O aparelho, sua unidade central e as três sondas, foram devidamente calibradas em escritório, de acordo com instruções providas pela fabricante (AKSO Instrumentos, 2022), antes da saída para campanha de campo, de modo a aumentar a confiabilidade das medições.

Figura 10 - Medidor Multiparâmetros AKSO AK88.



Fonte: Foto feita pelo autor.

3.6 Coleta e entrega da amostra de água

Um dos requisitos obrigatórios estabelecidos pelo IGAM para a construção de um poço tubular é a presença de um dispositivo de amostragem, que possibilita o controle da vazão retirada. Por essa possibilidade, optou-se pela utilização de frascos de amostragem, pois oferecem manutenção mais simples e permitem a coleta de um maior número de amostras (IGAM, 2010).

A amostra de água deve ser coletada até seis horas após a purgação, sendo geralmente obtida imediatamente após esse processo (Harter, 2003). Com a presença do dispositivo de amostragem com regulação de vazão, a taxa de bombeamento deve ser regulada de modo que evite a aeração ou desgaseificação da amostra (Harter, 2003)

Os frascos devem ser devidamente etiquetados antes da coleta, contendo informações do nome do projeto, número da amostra, local, data, hora e método da amostragem, preservante utilizado e análise a ser realizada (Harter, 2003).

O tubo do encanamento deve ser ativado por dois minutos para que haja descontaminação do encanamento e do bocal, e o frasco de coleta deve ser higienizado com água destilada, duas vezes, prevenindo contaminações na hora da

coleta da amostra, se faz importante também o uso de luvas para evitar contaminações biológicas (EMBRAPA, 1998). Ainda de acordo com a EMBRAPA (1998) com a coleta realizada, o frasco deve ser hermeticamente fechado e resguardado em local sem luminosidade e com temperatura controlada, por exemplo um recipiente de isopor.

Dependendo dos compostos a serem analisados, as amostras devem ser coletadas com filtros ou ser preservadas com a utilização de conservantes, desde o momento da coleta até a análise. A TAB. 3 apresenta os frascos recomendados, os métodos de preservação a serem utilizados e o tempo máximo para o encaminhamento das amostras ao laboratório, de acordo com a norma 6410 da CETESB (1988). É fundamental seguir essas diretrizes para garantir a integridade das amostras e a confiabilidade dos resultados analíticos.

Tabela 3 - Métodos de Preservação de amostras de água.

Parâmetro	Frasco recomendado	Método de preservação	Tempo máximo de armazenagem	Volume mínimo necessário para análise
pH	Teflon, polietileno, vidro	Determinado no campo	Nenhum	200 ml
Condutividade	Teflon, polietileno, vidro	Determinado no campo	Nenhum	100 ml
Ferro, Manganês, Sódio	Teflon, polietileno	Acidificado no campo com HNO ₃ até pH < 2	6 meses	300 ml
Cromo hexavalente	Teflon, Polietileno	Refrigerar a 4°C	24 horas	250 ml
Arsênio, Bário, Cádmio, Cromo, Chumbo, Selênio, Prata	Teflon, Polietileno	Metais totais (Acidificado no campo com HNO ₃ até pH<2) Metais dissolvidos (Filtragem no campo através de membrana de 0,45 µm e acidificação com HNO ₃ até pH<2)	6 meses	1000 ml

Fonte: Adaptado de Miliorini (2005)

3.7 Análise Petrográfica dos Perfis de Poço

A análise petrográfica constitui uma das principais ferramentas da investigação geológica, sendo essencial para a caracterização mineralógica, textural e estrutural das rochas. Seu papel é fundamental na identificação dos constituintes minerais e na

compreensão da gênese, evolução e metamorfismo das formações rochosas estudadas. Este tipo de análise permite, ainda, correlacionar dados de campo com processos geológicos e ambientais, contribuindo com interpretações mais consistentes em estudos hidrogeológicos.

A análise petrográfica foi realizada a partir de amostras de rochas coletadas em campo, devidamente etiquetadas e descritas macroscópica e geologicamente no local de afloramento. Em laboratório, as amostras selecionadas foram cortadas, lixadas e polidas até a obtenção de lâminas delgadas com espessura média de 30 μm , aderidas a lâminas de vidro com resina epóxi, conforme os procedimentos padrões descritos por Shelley (1993) e adaptados segundo técnicas laboratoriais locais.

A amostra utilizada para a confecção da lâmina utilizada neste estudo, é proveniente do poço localizado no ponto P3, e foi coletada durante a perfuração do mesmo. A lâmina delgada foi confeccionada pelo Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFOP.

As lâminas foram analisadas em microscópio petrográfico de luz polarizada, com observações realizadas tanto sob luz polarizada plana quanto sob nicóis cruzados, permitindo identificar:

- tipos de minerais presentes e suas proporções relativas,
- indicadores de alteração mineralógica (sericitização, cloritização, argilização etc.),
- presença de porosidade, fraturas ou minerais secundários.

Com a análise petrográfica, espera-se obter uma descrição detalhada e precisa das características mineralógicas e texturais das rochas estudadas, contribuindo para:

- a classificação petrográfica das amostras;
- a identificação de processos de alteração e intemperismo mineral;
- a correlação com dados químicos (ICP-OES, ICP-MS) e de modelagem inversa (PHREEQC) para uma análise integrada dos processos geológicos.

A integração dos dados petrográficos com os demais resultados obtidos (geológicos, geoquímicos e hidroquímicos) é fundamental para a construção de um modelo geológico coerente com a área de estudo, permitindo interpretações mais

refinadas sobre os processos atuantes e as características do meio rochoso.

3.8 Caracterização Hidrogeoquímica da Bacia do Rio Pará

A caracterização hidrogeoquímica consiste na análise das propriedades químicas das águas subterrâneas e superficiais em uma determinada área, permitindo a compreensão da qualidade e dinâmica dos recursos hídricos. Para a realização deste processo, amostras de água foram coletadas em pontos estratégicos da Bacia do Rio Pará, incluindo nascentes, poços e corpos d'água. A coleta seguiu protocolos rigorosos para evitar contaminações, utilizando frascos adequados e respeitando as condições de temperatura e armazenamento, garantindo que as amostras fossem representativas das diferentes fontes de água na região.

As amostras foram filtradas utilizando membranas de nitrato de celulose com porosidade de 0,45 µm, empregando uma bomba a vácuo. Após a filtração, foram caracterizadas quimicamente de acordo com os métodos descritos por APHA (2012) e Hach (1992).

As amostras coletadas foram submetidas a análises laboratoriais detalhadas para determinar sua composição química. Com o auxílio do Laboratório de Geoquímica do departamento de geologia, foram realizadas análises através dos equipamentos denominados ICP-OES e ICP-MS. Os parâmetros analisados incluíram pH, condutividade elétrica, oxigênio dissolvido, temperatura e concentrações de íons como sódio (Na^+), cálcio (Ca^{2+}), magnésio (Mg^{2+}), bicarbonato (HCO_3^-) (APHA, 2012). A determinação dos metais, incluindo cálcio, magnésio, sódio, potássio, chumbo, ferro, manganês, zinco, bário e alumínio, foi realizada por Espectrometria de Emissão Óptica.

3.9 Coleta e Caracterização de Dados

O processo inicial da metodologia para confeccionar a modelagem inversa através do PHREEQC consiste na coleta e caracterização dos dados essenciais para o cálculo do modelo. Foram coletadas amostras de água subterrânea provenientes de poços tubulares profundos, em pontos estratégicos ao longo do aquífero.

Para cada amostra de água, foram medidos os parâmetros físico-químicos

cruciais no campo: pH, Eh (potencial redox) e temperatura. Essas medições no local são fundamentais, pois esses parâmetros podem se alterar rapidamente após a coleta.

No laboratório, a caracterização química da água envolveu a determinação das concentrações dos principais cátions e ânions, incluindo Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Al, Fe entre outros. Essas análises foram realizadas utilizando ICP-OES (Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado) e ICP-MS (Espectrometria de Massas com Plasma Indutivamente Acoplado), garantindo alta precisão e sensibilidade.

Quando possível, foram utilizados dados de saturação mineral para auxiliar na interpretação inicial dos processos de dissolução/precipitação.

Paralelamente à coleta de água, a composição mineralógica da matriz rochosa do aquífero foi identificada. Esse passo é importante para determinar quais minerais estão disponíveis para interagir com a água. Foram mapeados os principais minerais que poderiam estar envolvidos em reações de intemperismo, como albita, ortoclásio, muscovita, biotita e clorita, fornecendo a base para a seleção das fases minerais a serem consideradas na modelagem inversa.

3.10 Modelagem Inversa com PHREEQC

A modelagem inversa foi empregada como uma abordagem exploratória para identificar conjuntos minerais plausíveis cujos equilíbrios termodinâmicos poderiam explicar a composição observada das águas subterrâneas ao longo do regime de fluxo. Essa técnica de balanço de massa utiliza, no mínimo, duas amostras de água subterrânea — representando as composições inicial e final ao longo de um caminho de fluxo — para quantificar os mols de minerais e gases que entraram ou saíram da solução, com base nas variações composicionais observadas. Sua aplicação pressupõe: (1) que a composição final deriva da água inicial; (2) que os efeitos de dispersão e difusão hidrodinâmica são negligenciáveis; (3) que o sistema subterrâneo permaneceu em estado químico estacionário durante o período avaliado; e (4) que as fases minerais consideradas no balanço de massa estão presentes ou estiveram previamente presentes nas rochas hospedeiras (Zhu, C. & Anderson, G., 2002).

Essa abordagem foi realizada com o auxílio do software PHREEQC (Parkhurst;

Appelo, 2013). Uma vez que as análises dos ânions maiores Cl^- e SO_4^{2-} não puderam ser realizadas devido a limitação analítica dos laboratórios usados nesse estudo, as medição de alcalinidade, condutividade elétrica (CE) e íons metálicos, foram suficientes para gerar hipóteses geoquímicas realistas sobre os processos que controlam a composição química das águas subterrâneas, realizando a definição das águas inicial e final com pH, metais e alcalinidade, inserir fases minerais plausíveis, e usar CE como checagem de consistência.

3.10.1 Configuração do Modelo Inverso no PHREEQC

As etapas metodológicas descritas a seguir para a configuração da modelagem inversa através do software PHREEQC, são descritas e exemplificadas em Description of input and examples for PHREEQC version 3 - A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations, de Parkhurst e Appelo (2013).

A modelagem inversa através do software PHREEQC é configurada através do bloco de comandos INVERSE_MODELING. Essa abordagem permite simular as reações que ocorrem em um aquífero ao longo do tempo ou de seu fluxo.

Nesse bloco foram definidas as soluções de entrada e saída, representando respectivamente a água mais jovem e a mais evoluída, diferenciadas pelo tempo de interação com o sistema, com o intuito de rastrear as alterações na composição.

As fases (PHASES) minerais candidatas à dissolução ou precipitação (como K-feldspato, calcita, hematita e gibbsita) foram incluídas para identificar os processos geoquímicos presentes. A seleção dessas fases baseou-se em dados mineralógicos da área de estudo, garantindo a relevância dos minerais considerados.

A troca iônica foi incluída através do comando EXCHANGE, visto a presença de argilominerais nas rochas alvos do estudo e a possível troca de íons ($\text{Na}^+ \leftrightarrow \text{Ca}^{2+}$) desses minerais com a água.

A presença ou ausência de gases também foi considerada, notadamente o CO_2 (GAS_PHASE), devido ao seu papel significativo na acidificação da água e na dissolução de carbonatos.

Para refinar o modelo e torná-lo mais aderente à realidade do sistema, foi

incorporada a possibilidade de equilíbrio com minerais estáveis. Essa restrição, fundamentada nos dados mineralógicos, permitiu que o PHREEQC buscasse soluções onde certos minerais considerados em equilíbrio com a água não estivessem sujeitos a grandes processos de dissolução ou precipitação.

Por fim, a incerteza (uncertainty) nos dados químicos foi considerada. Essa funcionalidade é importante, pois reconhece as variações inerentes às análises laboratoriais. Ao permitir uma margem de erro nos balanços de massa, o modelo se torna mais flexível e capaz de encontrar soluções plausíveis que, de outra forma, poderiam ser descartadas devido a pequenas flutuações nos dados analíticos.

3.10.2 Execução dos Modelos

Após a configuração detalhada do modelo, a etapa subsequente consiste na execução do modelo inverso no PHREEQC.

Este processo envolveu a simulação de diferentes cenários de modelagem inversa, em que cada um aborda uma combinação variada de reações de dissolução e precipitação entre as fases minerais candidatas, que podem levar a mesma composição final da água. O que é crucial para compreender a gama completa de reações químicas que poderiam explicar a evolução da composição da água subterrânea.

Paralelamente à quantificação, foi fundamental avaliar a razoabilidade geoquímica das reações propostas. Isso significa verificar se as dissoluções e precipitações sugeridas pelo modelo são consistentes com a geologia e mineralogia da área de estudo, bem como com as condições de pH, Eh e temperatura observadas. Reações que não fazem sentido geoquímico, mesmo que matematicamente possíveis, foram analisadas criticamente.

A execução do modelo permitiu a verificação do sistema de equações de balanço de massa resolvido pelo PHREEQC. Este sistema assegurou que as variações nas concentrações dos elementos entre as soluções de entrada e saída fossem integralmente explicadas por processos como dissolução, precipitação, troca iônica e degasificação/ingasificação. A consistência e a robustez das soluções obtidas foram rigorosamente avaliadas, confirmando que o modelo provê uma representação geoquímica coerente da evolução da água subterrânea no sistema

hídrico de Pará de Minas, Minas Gerais.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Parâmetros Físico-Químicos de Campo

Como exemplificado nos parágrafos de revisão acima, são parâmetros que se tornam altamente mutáveis após a retirada da amostra do aquífero de origem, devendo ter seus valores medidos em campo, imediatamente após a retirada da água do poço subterrâneo.

Os parâmetros físico-químicos determinados através do uso do medidor multiparamétrico, foram: pH, Oxigênio Dissolvido, Condutividade Elétrica e Temperatura. O teste de alcalinidade foi realizado com um teste de campo de alcalinidade. Todos os passos de preparação foram executados em atividade pré-campo, como os procedimentos de preparação para amostragem descritos no capítulo de Metodologia deste trabalho.

A tabela (TAB. 4) a seguir apresenta os valores encontrados nas medições em campo, para os valores dos parâmetros de campo:

Tabela 4 - Valores dos parâmetros de campo aferidos nas amostragens.

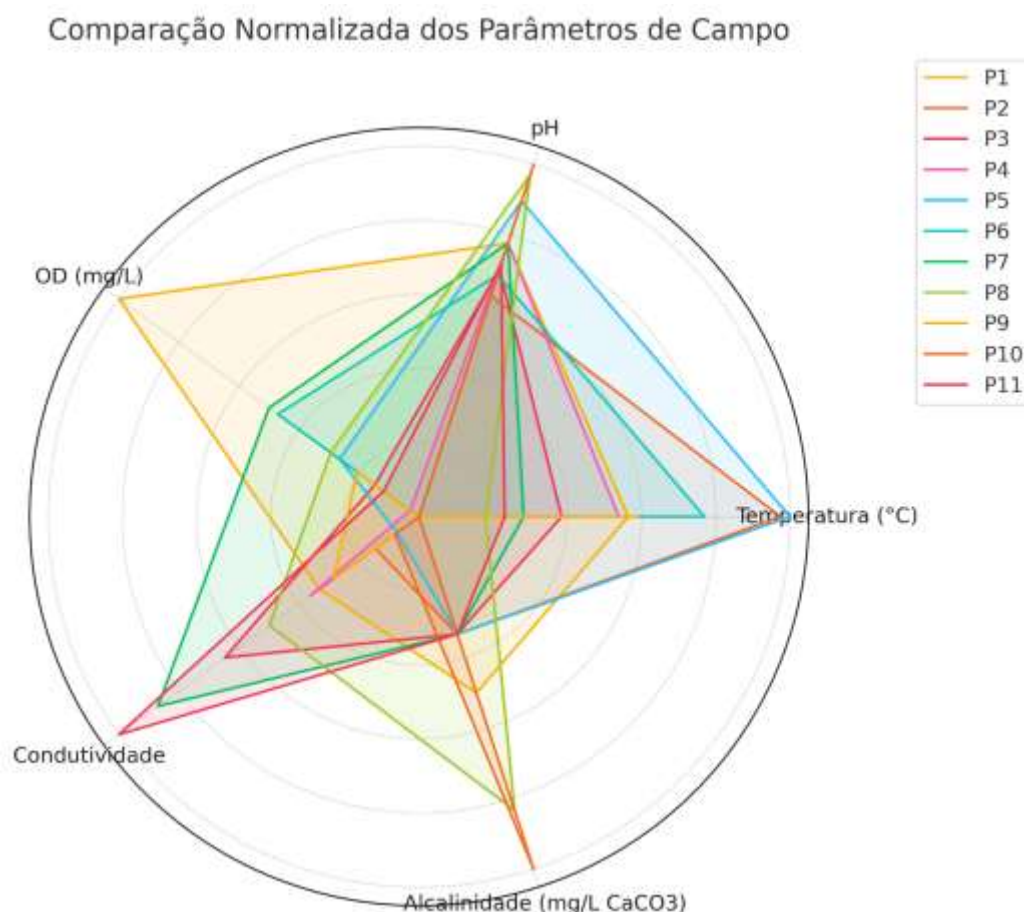
Ponto	Temperatura (°C)	Ph	OD (mg/L)	Condutividade	Alcalinidade (mg/L de CaCO ₃)
P1	25,4	6,73	7,3	350 µS/cm	40
P2	27,0	6,63	3,9	26.8 mS/cm	30
P3	24,7	6,68	4,4	488 µS/cm	30
P4	25,3	6,73	4,0	363 µS/cm	10
P5	27,1	6,81	4,8	236 µS/cm	30
P6	26,2	6,67	5,5	204µS/cm	10
P7	24,3	6,73	5,6	58.6 mS/cm	30
P8	23,9	6,86	4,9	423 µS/cm	60
P9	25,5	6,21	4,6	329 µS/cm	10
P10	23,2	6,88	3,9	23.9 mS/cm	70
P11	24,1	6,69	4,3	643 µS/cm	30

Fonte: Criado pelo autor.

Já o gráfico apresentado a seguir (FIG. 11) representa os valores de temperatura, pH, oxigênio dissolvido, condutividade elétrica e alcalinidade obtidos nas amostras de campo, expressos de forma normalizada entre 0 e 1. A normalização dos dados permite a comparação direta entre os parâmetros com unidades e ordens de grandeza distintas, facilitando a identificação de padrões e discrepâncias entre os pontos amostrados. Cada linha representa um ponto de coleta e evidencia sua

assinatura hidrogeoquímica relativa. Essa visualização conjunta auxilia na interpretação integrada dos parâmetros físico-químicos, destacando variações locais que podem estar associadas a fatores geológicos, hidrogeológicos ou antrópicos.

Figura 11 - Gráfico radar com parâmetros de campo normalizados.

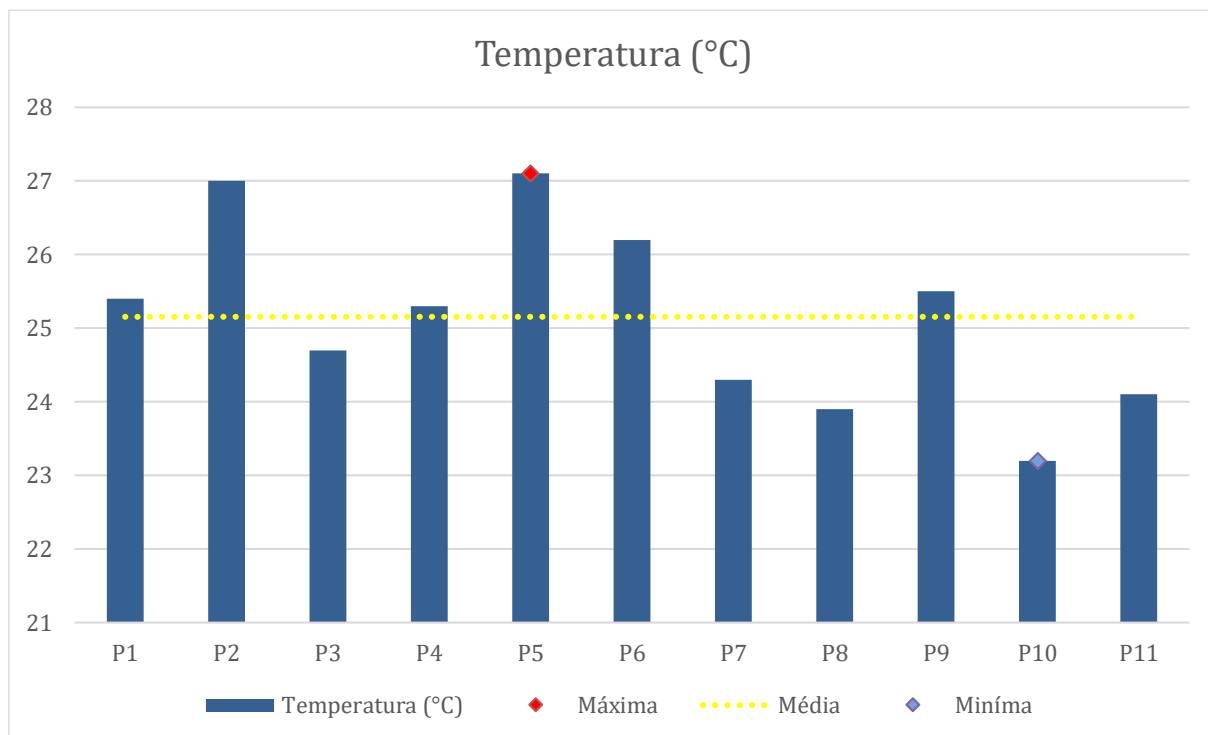


Fonte: Criado pelo autor.

4.1.1 Temperatura

Durante as campanhas de campo realizadas em 23/02/2025 e 20/03/2025, foram obtidas onze medições de temperatura dos poços de água localizados no município de Pará de Minas e São José da Varginha.

O gráfico (FIG. 12) a seguir apresenta os valores de temperatura obtidos em cada poço:

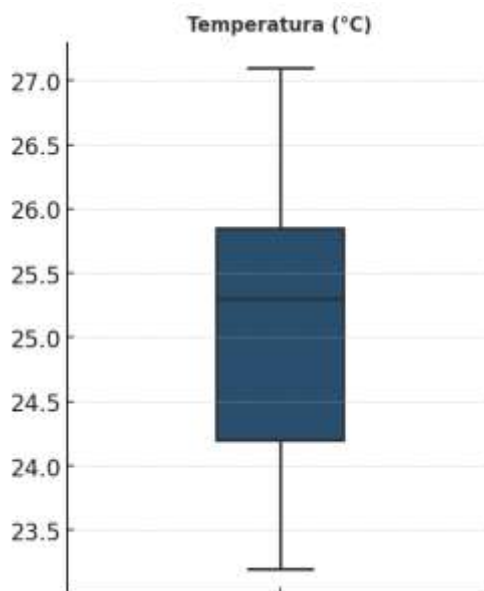
Figura 12 - Gráfico com os valores medidos de temperatura.

Fonte: Criado pelo autor.

De modo geral, as temperaturas medidas em campo variaram entre 23,2 °C e 27,1 °C, com uma temperatura média de 25,1 °C e mediana de 25,3 °C. Essa variação pode ser atribuída a diversos fatores, como a profundidade dos poços, as condições climáticas locais e as características geológicas da área. Um fato importante a ser notado é a diferença nas médias de temperatura entre os dois conjuntos de dados coletados em campanhas distintas: 25,9 °C para o conjunto de amostras coletadas na primeira campanha (realizada em 20/02/2025, com temperatura máxima do dia de 30 °C) e 24,5 °C para as amostras da segunda campanha (20/03/2025, com temperatura máxima de 26 °C).

O boxplot (FIG.13) demonstra uma distribuição relativamente homogênea, sem presença de valores anômalos (outliers). Essa estabilidade térmica é típica de aquíferos fraturados, nos quais a água subterrânea está isolada de variações rápidas de temperatura atmosférica. A ausência de anomalias térmicas relevantes entre os pontos analisados reforça a ideia de que as condições de fluxo e recarga permanecem relativamente constantes entre os poços amostrados.

Figura 13 - Gráfico boxplot dos valores de temperatura (°C)



Fonte: Criado pelo autor.

Essa variação de 1,5 °C na temperatura média das amostras é significativa no contexto das águas subterrâneas, que normalmente apresentam estabilidade térmica. A diferença observada parece estar associada à maior temperatura ambiente registrada no dia da primeira amostragem, em 23 de fevereiro de 2025

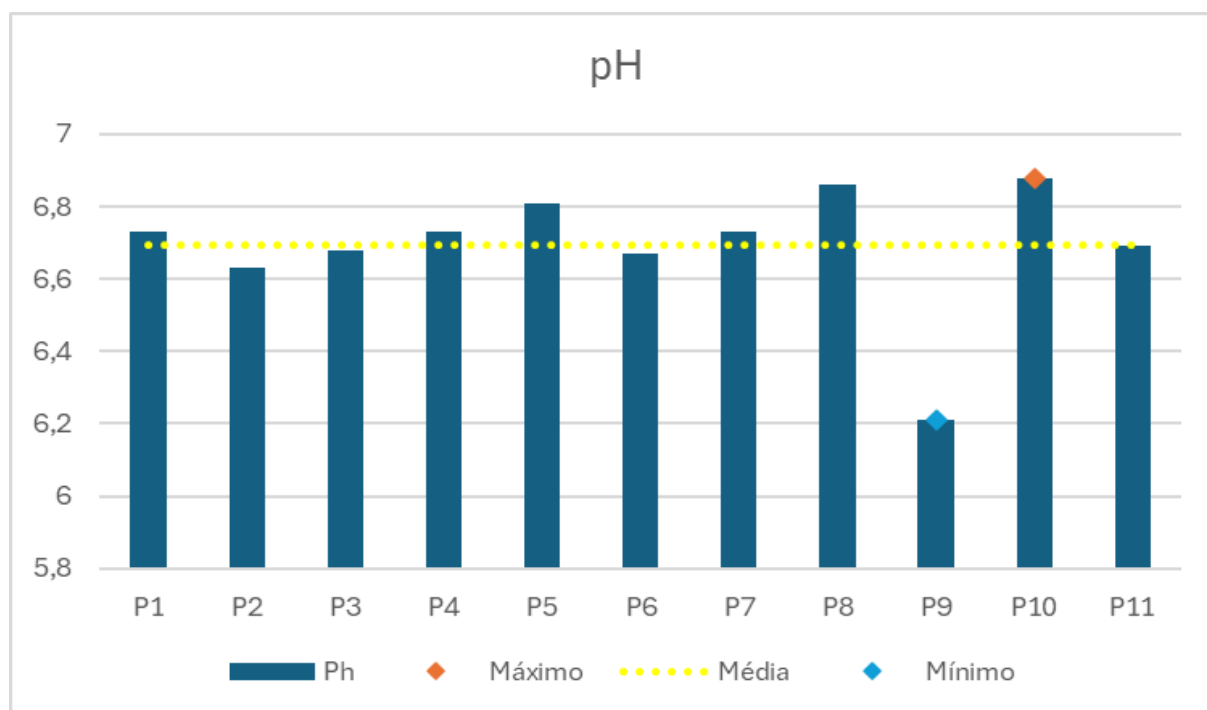
4.1.2 pH

Foram realizadas medições de pH nos 11 pontos de coleta, utilizando a sonda de pH acoplada ao medidor multiparâmetros. Os valores aferidos variaram entre 6,21 (mínimo) e 6,88 (máximo), com média de 6,69 e mediana próxima de 6,70. Esses resultados indicam que o pH da água subterrânea nos pontos analisados encontra-se dentro da faixa esperada para aquíferos fraturados em rochas relacionadas ao embasamento cristalino, que tipicamente apresentam valores entre 6,0 e 6,8, conforme descrito por Reginato et al. (2021). O gráfico (FIG. 14) a seguir explicita os valores encontrados para o parâmetro pH.

Além disso, dez dentre os onze os valores de pH obtidos estão em conformidade com os limites estabelecidos pela Portaria GM/MS nº 888/2021 do Ministério da Saúde, que define como aceitáveis valores na faixa de 6,5 a 8,5 para águas destinadas ao consumo humano. Excluindo o ponto P11, todas as amostras se encaixam na faixa de classificação “Levemente Ácida a Neutra”, correspondente ao

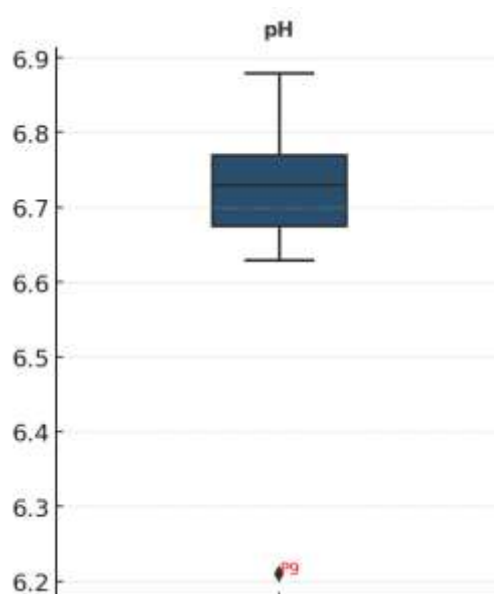
intervalo de 6,5 a 7,5, segundo a CPRM (2008). Apenas um ponto de amostragem apresentou valor fora da faixa de potabilidade definida pela legislação, o ponto P9, com pH de 6,21, o que classifica as águas do aquífero como ácidas. Apesar de estar abaixo do valor ideal, este valor está relativamente próximo ao limite inferior, não representando risco imediato para o consumo humano.

Figura 14 - Gráfico com os valores medidos de pH.



Fonte: Criado pelo autor.

Figura 15 - Gráfico boxplot dos valores de pH.



Fonte: Criado pelo autor.

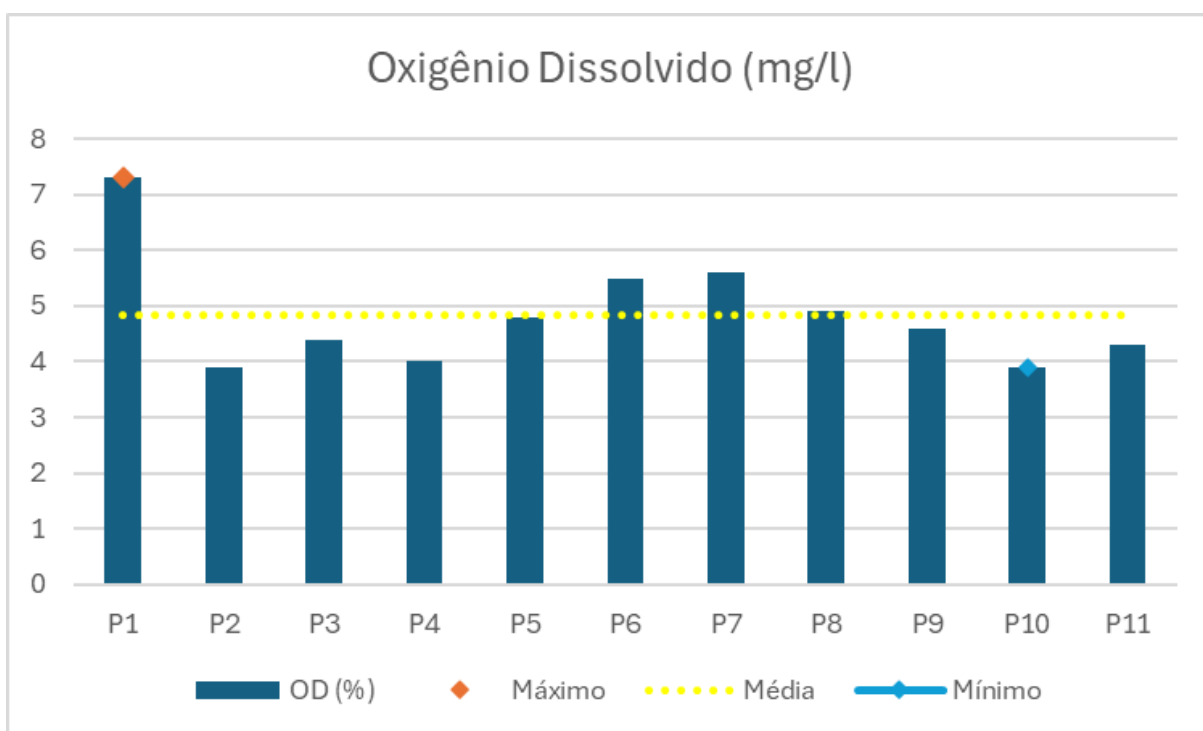
O boxplot (FIG. 15) revela uma dispersão baixa, mas com a presença do ponto P9 como outlier inferior. Esse valor mais ácido pode indicar uma recarga recente, com menor tempo de interação com a rocha, ou a presença de processos geoquímicos localizados que favorecem a acidificação, como infiltração de águas mais superficiais. Apesar disso, a maioria dos pontos apresenta um pH dentro da faixa considerada estável, compatível com a interação com minerais silicatados como quartzo, feldspatos e micas, comuns em rochas graníticas e gnáissicas. A identificação desse outlier é importante para avaliar a variabilidade geoquímica local e possíveis zonas de vulnerabilidade no sistema aquífero.

Dessa forma, as amostras atendem ao padrão de potabilidade no que se refere ao pH, indicando boas condições naturais e ausência de processos significativos de acidificação ou alcalinização nas áreas amostradas.

4.1.3 Oxigênio dissolvido

Da mesma forma, utilizando a sonda para medição de Oxigênio Dissolvido (OD) do medidor multiparâmetros, foram registrados os valores para os onze pontos de coleta, apresentados no gráfico (FIG. 16) abaixo:

Figura 16 - Gráfico com os valores medidos de oxigênio dissolvido.

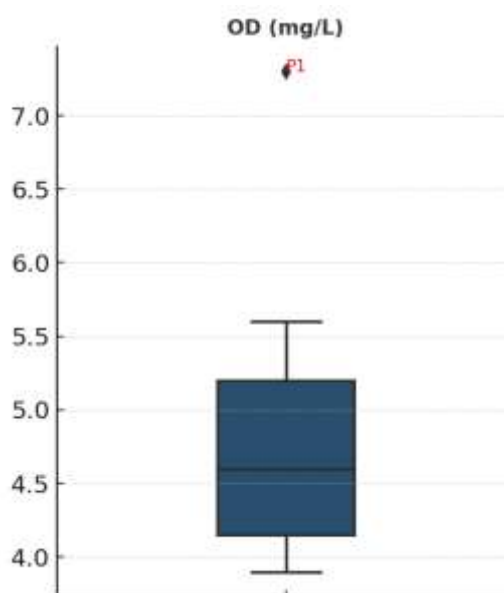


Fonte: Criado pelo autor.

Os valores de oxigênio dissolvido em águas subterrâneas variam significativamente de acordo com uma série de fatores geológicos, hidrológicos e ambientais. De modo geral, os valores de OD em águas subterrâneas são bastante baixos em comparação com águas superficiais, devido à ausência de contato direto com a atmosfera e à limitada troca de gases (Fetter,2001).

Os valores típicos de OD em aquíferos subterrâneos geralmente estão em uma faixa entre 0 e 6 mg/l, podendo variar de acordo com a proximidade a superfície ou interações com águas superficiais como explicado por Fetter em 2001.

Figura 17: Gráfico boxplot dos valore de OD (mg/L).



Fonte: Criado pelo autor.

Dentre os dados obtidos para oxigênio dissolvido, encontramos valores que variam de 3,9 mg/L (mínimo) até 7,3 mg/L (máximo), com um valor médio de 4,8 mg/L e mediana de 4,4 mg/L. O boxplot (FIG.17) deste parâmetro revela uma distribuição relativamente concentrada, com exceção do ponto P1, que foi identificado como outlier superior. Esse valor elevado pode indicar a presença de recarga recente, com maior contato da água subterrânea com a atmosfera, favorecendo a oxigenação. Em contrapartida, os demais pontos exibem concentrações de OD mais típicas de ambientes subterrâneos com pouco contato com o ar, sugerindo tempo de residência mais longo ou maior profundidade.

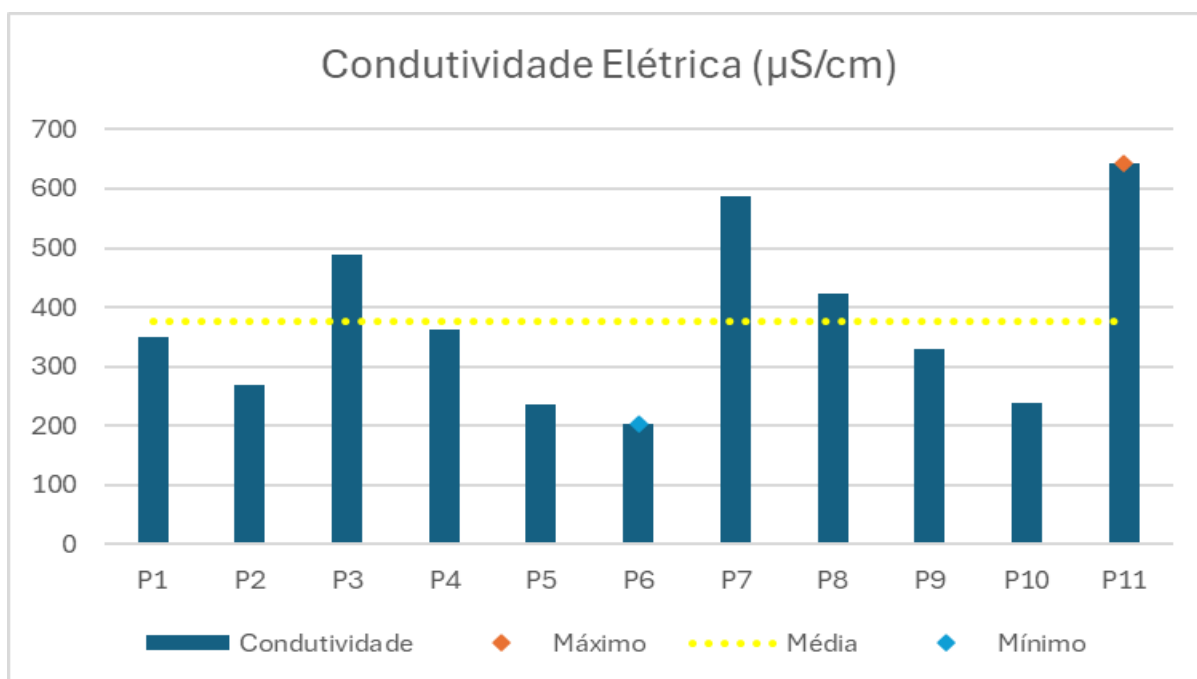
Levando em consideração o tipo de aquífero e as rochas onde estão inseridos, os valores esperados de OD para as águas subterrâneas nele contidas é baixo, esse

fato se deve as condições de armazenamento em um aquífero fraturado, onde há pouca ou nenhuma percolação de ar no meio as que as águas ficam contidas (Fetter, 2001), devido ao isolamento da superfície proporcionado pelos granitoides, granitos e gnaisses que constituem as litologias da região.

4.1.4 Condutividade Elétrica

O gráfico (FIG. 18) a seguir apresenta os valores de Condutividade Elétrica, em microSiemens por centímetro ($\mu\text{S}/\text{cm}$), encontrados em campo:

Figura 18 - Gráfico com os valores medidos de condutividade elétrica em $\mu\text{S}/\text{cm}$.



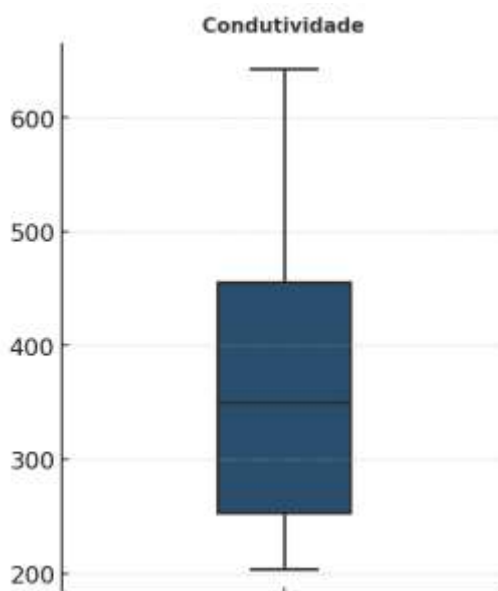
Fonte: Criado pelo autor.

Tipicamente, aquíferos fraturados localizados em rochas do embasamento cristalino apresentam valores de condutividade elétrica entre 50 e 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, devido ao fato de as rochas encaixantes serem geralmente pouco porosas e pouco solúveis, conforme apontado por Custodio & Llamas (1983). Ainda segundo Custodio e Llamas em 1983, a baixa solubilidade dos minerais silicatados resulta em uma liberação reduzida de íons na água.

As análises apresentaram variações significativas entre os pontos, com os valores oscilando de 158 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 643 $\mu\text{S}/\text{cm}$, a faixa esperada, entre 50 e 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ como descrito acima, abrange nove das onze amostras coletadas. Dos dois pontos que se encontram fora dos valores esperados, (P7 e P11, com 586 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e 643

$\mu\text{S/cm}$, respectivamente) números esses que extrapolam levemente a faixa típica, mas ainda se mantém próximo dos limites esperados. A mediana foi de $336 \mu\text{S/cm}$, refletindo uma mineralização moderada da água subterrânea. A presença de valores discrepantes elevados pode indicar maior interação água-rocha, maior tempo de residência ou influência antrópica localizada, como infiltração de efluentes ou fertilizantes.

Figura 19 - Gráfico boxplot dos valores de Condutividade Elétrica em $\mu\text{S/cm}$.



Fonte: Criado pelo autor.

O boxplot (FIG.19) evidencia essa heterogeneidade, sugerindo que diferentes zonas do aquífero apresentam distintas intensidades de processos de dissolução mineral, o que torna esse parâmetro um forte indicativo para a interpretação espacial da qualidade da água, números esses que extrapolam levemente a faixa típica, mas ainda se mantém próximo dos limites esperados. Tal elevação pode estar relacionada a um intemperismo químico intenso, em que argilas, óxidos e sais solúveis, produtos secundários do intemperismo, podem aumentar a condutividade elétrica, porém, dentro de um limite moderado.

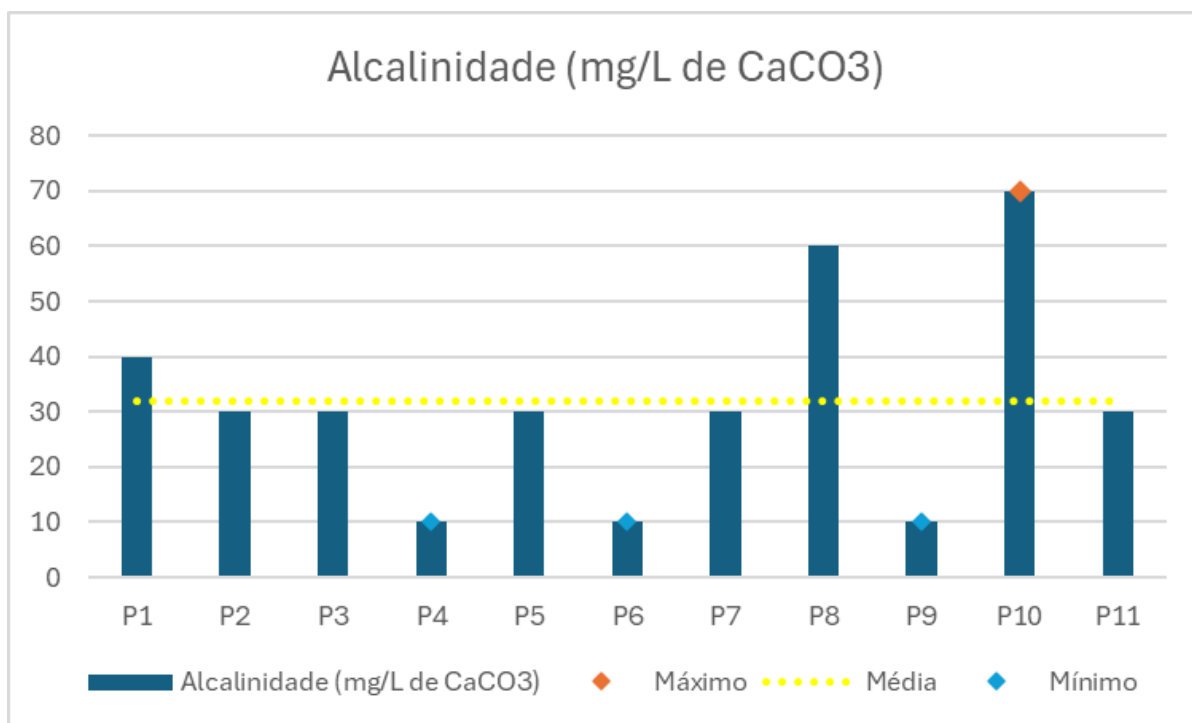
4.1.5 Alcalinidade

A análise de alcalinidade também foi realizada em todos os onze pontos de amostragem. Inicialmente, a intenção era realizar essas análises em laboratório, por meio de titulação ácido-base, o que permitiria obter resultados mais precisos,

expressos em mg/L, com margem de erro entre ± 1 e ± 5 mg/L de CaCO_3 . No entanto, devido a indisponibilidades laboratoriais para acompanhar os procedimentos de titulação e à falta dos reagentes necessários nos laboratórios, optou-se por realizar as medições ainda em campo, utilizando um kit de teste de alcalinidade da marca Hidroazul.

O método para utilização do kit de testes, consiste na adição de um indicador à amostra de água, seguido da titulação com uma solução titulante até a mudança de cor, permitindo a estimativa da alcalinidade total com base na quantidade de gotas utilizadas. Cada gota corresponde a 10 mg/L de CaCO_3 , e a faixa de leitura do teste varia normalmente entre 10 e 200 mg/L. Ainda que menos preciso que o método laboratorial, o teste em campo fornece resultados suficientemente representativos para a caracterização hidroquímica da área estudada. O gráfico da FIG. 20 apresenta os valores obtidos em campo.

Figura 20 - Gráfico com os valores medidos de Alcalinidade.



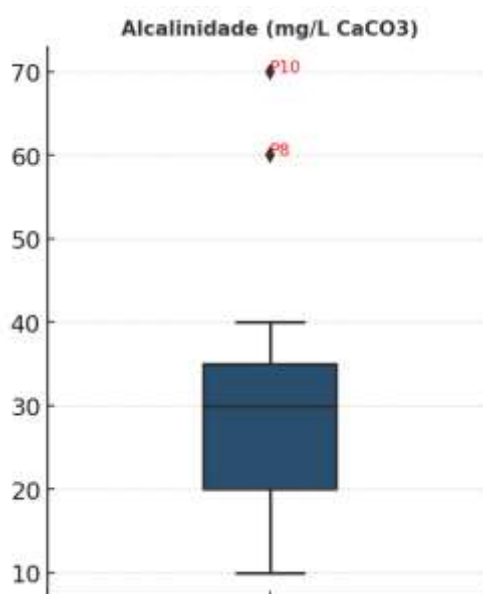
Fonte: Criado pelo autor.

Segundo Fetter (2001), os valores médios e as faixas comuns para águas em aquíferos fraturados em rochas ígneas e metamórficas, como os granitos e gnaisses, que formam as unidades geológicas do contexto em que os poços objetos desta análise estão inseridos, são tipicamente de 20 a 150 mg/L de CaCO_3 . Estes valores reduzidos se dão ao fato que rochas ígneas e alcalinas são quimicamente pouco

reativas e pobres em minerais carbonáticos. Além disso, a presença de solos pouco desenvolvidos e o provável tempo de armazenamento curto da água contribuem para a limitada interação geoquímica, resultando em baixos teores de íons dissolvidos.

Os valores aferidos em campo, variam entre 10 mg/L de CaCO_3 (mínimo) e 70 mg/L de CaCO_3 (máximo), com uma média de 31 mg/L de CaCO_3 e são característicos de águas subterrâneas associadas a aquíferos fraturados em rochas ígneas ou metamórficas, como granitos e gnaisses. A faixa aferida encaixa-se em níveis de alcalinidade baixa e moderada (0-50 e 51-150 mg/L de CaCO_3), o que reflete uma baixa capacidade de resistência a mudanças de pH. Essa condição é frequentemente associada a águas jovens, com recarga recente e baixa condutividade elétrica. Os pontos apresentam relativa uniformidade, com apenas os pontos P8 e P10, que apresenta o valor máximo aferido como demonstrado no gráfico, apresentando valores na faixa de alcalinidade moderada, estando ainda na faixa esperada para aquíferos no contexto litológico da região de Pará de Minas.

Figura 21 - Gráfico boxplot com os valores de Alcalinidade em mg/L de CaCO_3 .



Fonte: Criado pelo autor.

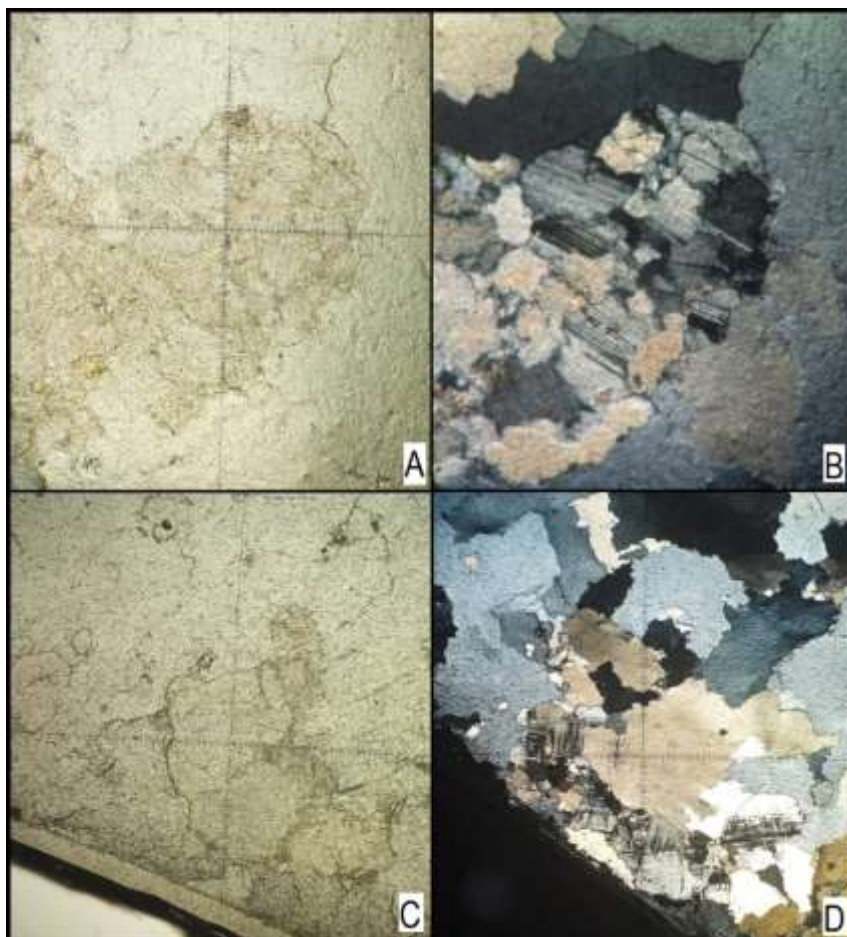
O boxplot (FIG. 21) revela a presença de dois outliers superiores: os pontos P8 e P10, com 60 mg/L e 70 mg/L, respectivamente. Esses valores sugerem uma maior interação geoquímica com minerais da matriz rochosa, como carbonatos ou feldspatos, refletindo uma maior capacidade tamponante da água. A variabilidade observada reforça a importância da alcalinidade como um indicador indireto da

evolução hidrogeoquímica no sistema aquífero analisado.

4.2 Análise Petrográfica

A análise da lâmina delgada (FIG.22) sob o microscópio de luz polarizada, apresentou mineralogia essencial composta por quartzo (90 % do volume da lâmina), plagioclásio (5 %), K-feldspato (2,5 %) (predominantemente microclina) e sericita (2,5). O quartzo (FIG. 22 A e B) ocorre de forma anédrica a subédrica, com extinção ondulante localmente observada e compõe a maior parte da rocha. O K-feldspato, identificado como microclina, exibe macla xadrez bem desenvolvida (FIG. 22 D). O plagioclásio (FIG. 22 B) aparece em cristais subédricos, parcialmente alterados. A sericita, por sua vez, está presente como agregados micáceos, com birrefringência baixa, preenchendo zonas de alteração nos feldspatos, indicando processo de sericitização.

Figura 22 - Fotomicrografia da amostra, mostrando os cristais de Quartzo, Plagioclásio e Microclina.. Luz polarizada paralela (LPP) e polarizada cruzada. Objetiva de 10x.

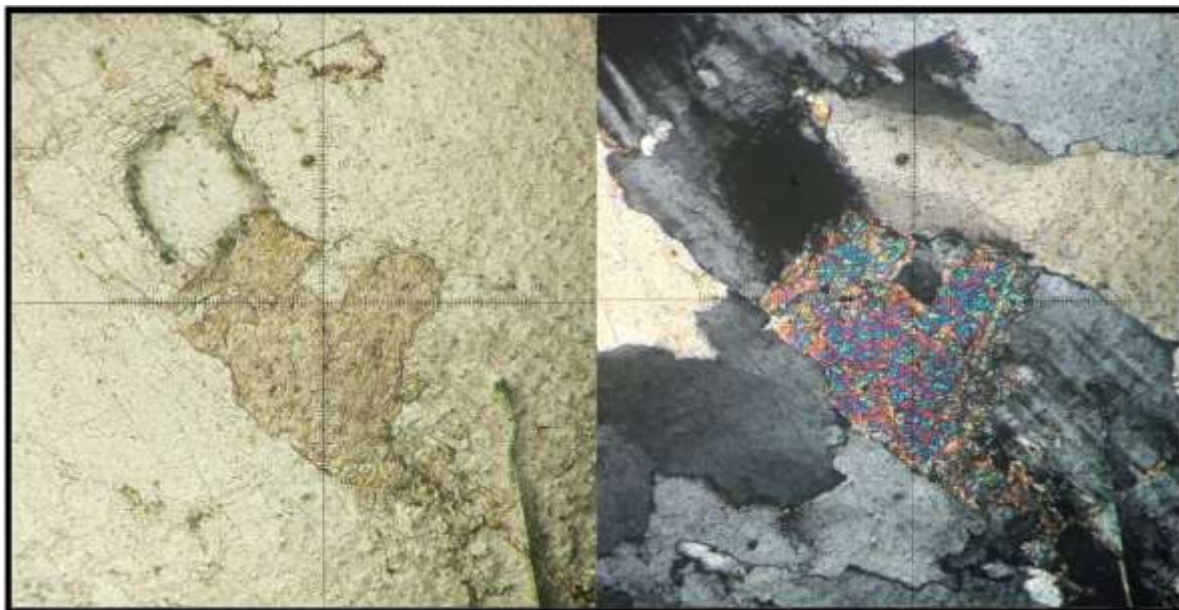


Fonte: Foto tirada pelo autor.

A presença da sericita (FIG. 23) sugere que a rocha foi afetada por alteração hidrotermal de caráter sericítico, provavelmente relacionada à atuação de fluidos em zonas de fraturamento ou cisalhamento, comuns em terrenos arqueanos e paleoproterozoicos.

A alta concentração de quartzo pode ser explicada pela forma de obtenção da amostra, através da perfuração do poço, processo que é destrutivo em relação a retirada do material; aliado ao fato do quartzo ser um mineral mais resistente ao fraturamento; a amostra que possuía dimensões adequadas para a confecção de uma lâmina delgada, provavelmente veio de uma parte da rocha mais enriquecida neste mineral.

Figura 23 - Detalhe em fotomicrografia da amostra, mostrando a substituição da sericita em cristais de plágioclasio.



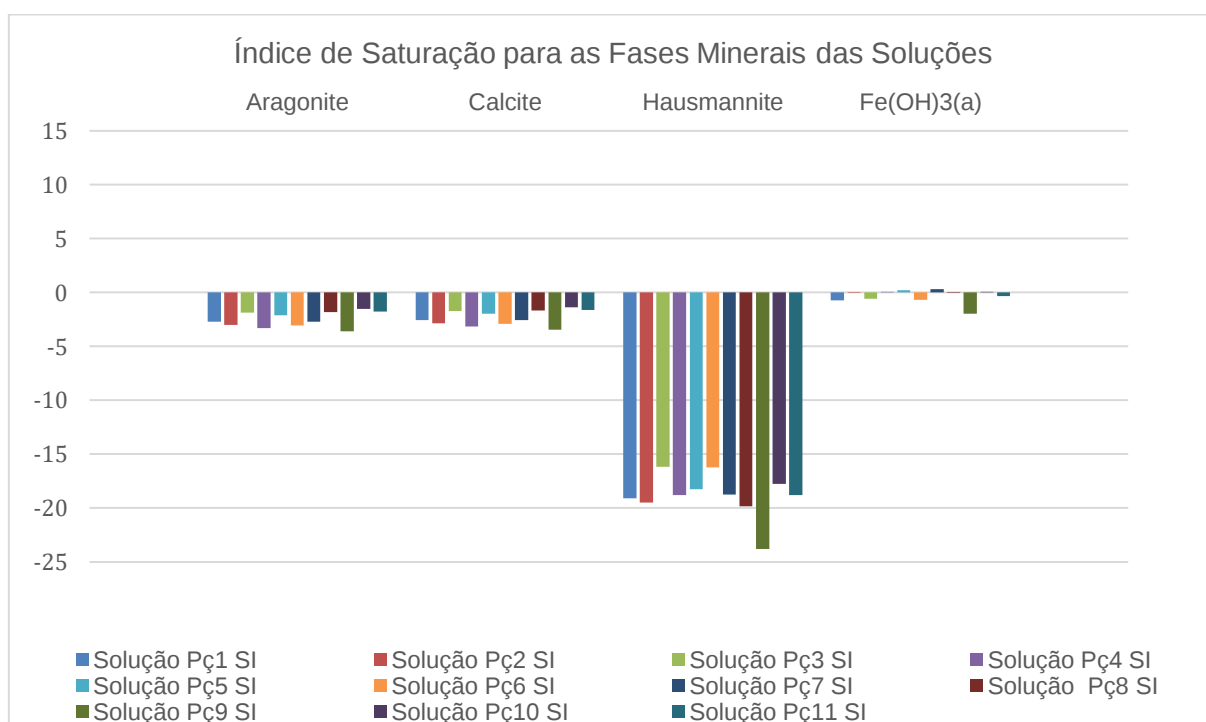
Fonte: Foto tirada pelo autor.

A associação mineral observada, aliada à textura fanerítica e composição félsica da rocha, permite relacioná-la aos granitoides da região, de acordo com as descrições realizadas por Romano no relatório final da Folha Pará de Minas em 2006. Dessa forma, a amostra pode ser enquadrada na fácies sericítica de alteração hidrotermal, caracterizada pela mineralogia dominada por quartzo + feldspatos $\pm$ sericita. Essa fácies é típica de processos pós-magmáticos que afetam rochas granitoides em contextos geotectônicos ativos ou reativados.

4.3 Modelagem Inversa com PHREEQC

A avaliação dos índices de saturação (SI) dos minerais, calculada por meio da modelagem geoquímica com o PHREEQC, permitiu identificar os principais processos de interação água-rocha que influenciam a composição química das águas subterrâneas no sistema aquífero estudado. Considerando que os poços estão localizados em rochas granitóides do embasamento cristalino da região de Pará de Minas - compostas essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e minerais máficos - os valores obtidos mostraram-se coerentes com a dissolução de minerais secundários e a relativa estabilidade de fases aluminossilicatadas e óxidos.

Figura 24 - Gráfico de SI obtidos via PHREEQC para Aragonita, Calcita, Hausmannita e $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (a).

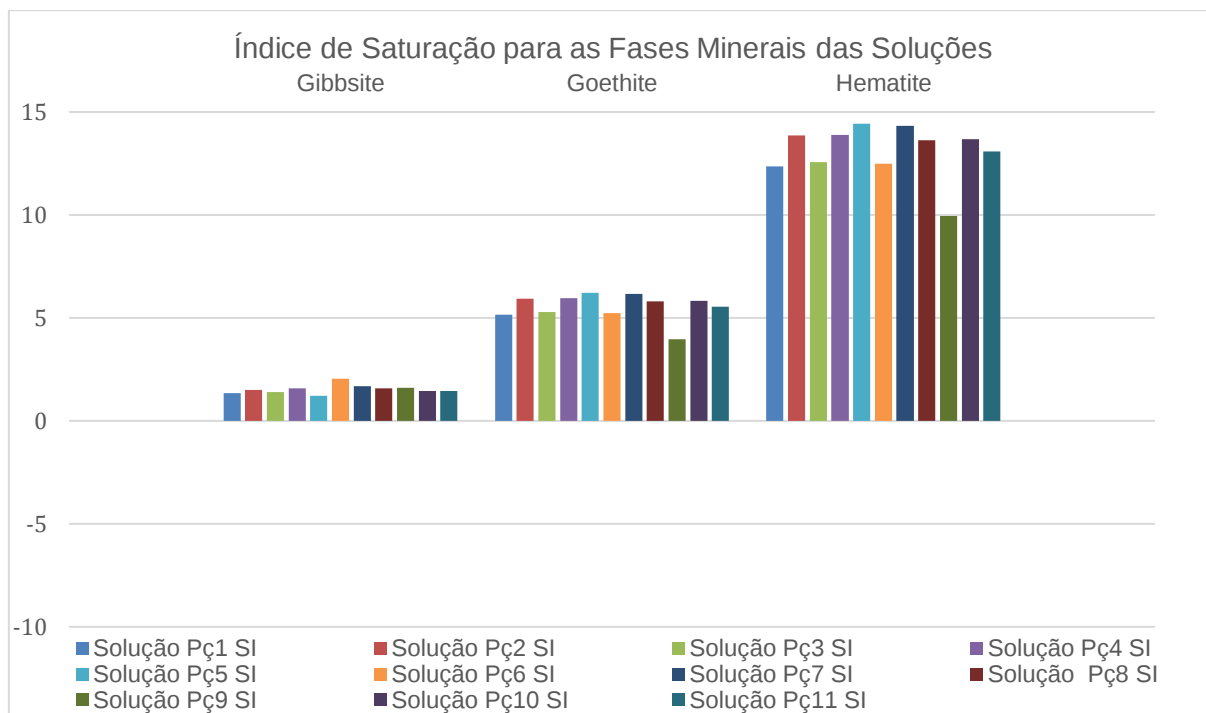


Fonte: Criado pelo autor.

A análise dos SI médios revelou que minerais como Hausmanita (Mn_3O_4 ; SI = -16,16 a -23,81), Aragonita (CaCO_3 ; SI = -1,39 a -3,60) e Calcita (CaCO_3 ; SI = -1,39 a -3,45) apresentaram valores sistematicamente negativos (SI < -0,5) em todas as 11 amostras, indicando que essas fases se encontram em condições de subsaturação sugerindo dissolução ativa no sistema aquífero (FIG. 24). A presença da Hausmanita pode estar associada à liberação de manganês em meio aquoso, resultado da alteração de minerais máficos presentes nos granitóides, especialmente em zonas de fratura ou oxidação. Essa dissolução contribui para a composição iônica da água e

indica uma interação geoquímica significativa entre a água subterrânea e os produtos da meteorização mineral. Concentrações elevadas de manganês (potencialmente acima de 0,1 mg/L) podem ocorrer, requerendo monitoramento específico.

Figura 25 - Gráfico de SI obtidos via PHREQQC para Gibbsita, Goethita e Hematita.



Fonte: Criado pelo autor.

Em contrapartida, os minerais Gibbsita [$\text{Al}(\text{OH})_3$; SI = 1,21 a 2,05], Goetita [$\text{FeO}(\text{OH})$; SI = 5,17 a 6,21] e Hematita [Fe_2O_3 ; SI = 12,35 a 14,44] apresentaram valores médios de SI significativamente positivos (SI > 0,5) (FIG.25), sugerindo condições geoquímicas favoráveis à precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, típicos de ambientes oxidantes com pH levemente ácido. A Gibbsita, na fase estável de $\text{Al}(\text{OH})_3$ em condições superficiais, e os óxidos de ferro atuam como barreiras naturais à mobilidade de metais, funcionando como filtros geoquímicos que favorecem a atenuação natural de metais no sistema aquífero (Deutsch, 1997).

A coexistência entre a dissolução de fases secundárias ricas em manganês e a tendência à precipitação de óxidos sugere um sistema hidrogeoquímico em evolução, no qual as águas subterrâneas percorrem trajetórias de fluxo suficientemente longas para estabelecer equilíbrio com minerais de alteração. No contexto do embasamento cristalino, esse padrão indica um aquífero relativamente maduro, com processos ativos de tamponamento geoquímico e controle natural da qualidade da água (Deutsch, 1997).

O entendimento dos processos de interação rocha-água, determinantes da evolução química das águas subterrâneas, é fundamental para a caracterização hidrogeoquímica dos aquíferos. A dissolução de fases como a Hausmanita pode representar uma fonte natural de manganês, exigindo atenção em pontos de maior reatividade geoquímica, com monitoramento periódico de Mn, Fe, Al, pH e Eh. Por outro lado, a tendência de precipitação de fases como a Goetita e a Gibbsita reforça o papel natural do aquífero na atenuação de metais, capaz de reter contaminantes e estabilizar a composição química da água.

Em síntese nas rochas ígneas da área de estudo, a interação com as águas subterrâneas ocorre por meio dos processos de dissolução por hidrólise e posterior precipitação mineral, refletindo um sistema de equilíbrio químico controlado pela saturação da solução

Tal compreensão é essencial para a gestão eficiente e o uso sustentável dos recursos hídricos subterrâneos bem como o planejamento de ações de monitoramento em Pará de Minas.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este trabalho alcançou seu objetivo de caracterizar os sistemas aquíferos de Pará de Minas, Minas Gerais, através de uma abordagem hidrogeológica e hidroquímica variada, a fim de estimar parâmetros essenciais para uma gestão mais eficaz dos recursos hídricos subterrâneos. A aplicação de uma metodologia abrangente, que incluiu levantamento bibliográfico, coleta de dados de campo e laboratório, análises petrográficas e modelagem inversa com PHREEQC, permitiu uma compreensão aprofundada da dinâmica hídrica na região.

A modelagem inversa com PHREEQC, que considerou os principais minerais identificados na petrografia como fases potenciais de dissolução ou precipitação, corroborou os processos de interação água-rocha. Essa coexistência de dissolução e precipitação aponta para um sistema hidrogeoquímico em evolução, com processos ativos de tamponamento e controle natural da qualidade da água.

Em suma, este estudo contribui para o conhecimento da hidrogeoquímica dos aquíferos fraturados na bacia do Rio Pará, em Pará de Minas. A análise demonstrou que a qualidade da água subterrânea é controlada principalmente pela interação com os minerais da matriz rochosa, revelando processos geoquímicos que influenciam a disponibilidade e a composição iônica da água.

É fundamental destacar que os resultados da análise petrográfica e da modelagem inversa com PHREEQC demonstraram paridade com a observação da sericitização na rocha, confirmando a plausibilidade geoquímica das reações de dissolução de feldspatos e precipitação de minerais secundários (como a Gibbsita) inferidas pelo PHREEQC. Essa coerência entre a evidência mineralógica direta e a simulação numérica valida os processos de alteração que afetam a química da água, fortalecendo a compreensão do sistema aquífero e fornecendo subsídios robustos para uma gestão mais eficaz e sustentável dos recursos hídricos subterrâneos na região, ao permitir identificar fontes de elementos dissolvidos e a capacidade natural do aquífero em atenuar contaminantes. Recomenda-se a análise completa dos ânions principais das águas subterrâneas com intuito de fechar o balanço hidroquímico com mais certeza.

Para aprimorar a gestão e o entendimento dos recursos hídricos subterrâneos em Pará de Minas, recomenda-se a implementação de um programa de

monitoramento da qualidade da água nos poços, com foco em parâmetros como Mn, Fe, Al, pH e Eh. É igualmente crucial realizar estudos mais aprofundados de vazão e nível, incluindo testes de bombeamento e monitoramento de nível, para quantificar com maior precisão a transmissividade e a capacidade de recarga dos aquíferos, considerando a heterogeneidade e complexidade dos sistemas fraturados.

A integração de dados multidisciplinares de diversas fontes (setor público, privado e acadêmico) deve ser fomentada para o desenvolvimento de modelos conceituais mais robustos e abrangentes. Em pesquisas futuras, sugere-se considerar a aplicação de modelagem numérica de fluxo e transporte no PHREEQC para simular cenários de exploração e avaliar os impactos da superexploração em longo prazo, fornecendo dados mais detalhados para o planejamento do uso da água.

No geral, o estudo fornece um conceito da evolução química das águas subterrâneas em um ambiente de usos mistos da água subterrânea (urbano e rural) em ambiente litológico granítico. Nossas descobertas têm implicações para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos na região da cidade de Pará de Minas, MG, e esse trabalho de modelagem numérica inversa pode ser aplicado em regiões semelhantes, com grande heterogeneidade na química da água e conhecimento limitado da mineralogia dos aquíferos.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABNT. **NBR 15495-1**: Poços de monitoramento de águas subterrâneas em aquíferos granulares - Parte 1: Projeto e construção. Rio de Janeiro, 2007.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO. **Manual de usos consuntivos da água no Brasil**. Brasília: ANA, 2019. Disponível em: https://biblioteca.ana.gov.br/sophia_web/Acervo/Detalhe/78093. Acesso em: 06/09/2024.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO. **Cursos d'Água**. Brasília: ANA, 2012. Disponível em: <https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/api/records/5dd8982f-afe3-4bf0-88d1-73fd53bc196c>. Acesso em: 30/08/2024.

AKSO INSTRUMENTOS. **Manual do usuário: Medidor multiparâmetro AK88 - pH, condutividade, TDS, oxigênio dissolvido e temperatura**. Versão 02/2022. AKSO Instrumentos, 2022. 22 p. Disponível em: <https://s.criacaostatic.cc/aksont0tiebt/uploads/2023/10/AK87v2-AK88v2-02-1222-DI-pH-Cond-Sal-TDS-OD-Temp-layout-1.pdf>. Acesso em: 28/05/2025

AMERICAN PUBLIC HEALTH ASSOCIATION. **Standard methods for the examination of water and wastewater**. APHA, American Water Works Association, Water Environment Federation, 2012.

AUGUSTSSON, C. **Influencing Factors on Petrography Interpretations in Provenance Research** - A Case-Study Review. *Geosciences*, 2021, 11, 205. <https://doi.org/10.3390/geosciences11050205>.

BETHKE, C.M. **Geochemical and Biogeochemical Reaction Modeling**. Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2022.

BRAGA, D.; BALTAZAR, O. F.; EVERTON, S. **Carta geológica: folha Divinópolis, SF.23-X-A-I**. Brasília: SGB, 2024. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/21428>. Acesso em: 30/08/2024.

CARNEIRO, F. A. **Modelagem Hidrogeoquímica do Sistema Aquífero Pelito-Carbonático Existente no CNPMS da EMBRAPA Sete Lagoas/MG**. 2013. 217 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2013.

CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. R. **Hidrología Subterránea**. 2. ed. Barcelona: Ediciones Omega, 1983. 2 v.

CPRM. **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. 3. ed. Brasília: CPRM, 2008. Disponível em: https://rigeo.sgb.gov.br/bitstream/doc/14818/3/livro_hidrogeologia_conceitos.pdf. Acesso em: 30/08/2024.

CPRM. **Mapa Hidrogeológico do Estado de Minas Gerais – 1:1.000.000**. Brasília: CPRM, 2004.

DEUTSCH, W. J. **Groundwater Geochemistry: Fundamentals and Applications to Contamination**. New York: Lewis Publishers, 1997.

DREVER, J.I. **The geochemistry of natural water: surface and groundwater environments**. 3. ed. Nova Jersey: Prentice Hall, 1997.

- ELANGO, L.; KANNAN, R. **Rock–water interaction and its control on chemical composition of groundwater**. In: SARKAR, D.; DATTA, R.; HANNIGAN, R. (Eds.). *Developments in Environmental Science*. v. 5. [S. l.]: Elsevier Ltd., 2007. cap. 11, p. 229-243.
- FITTS, Charles R. **Águas subterrâneas**. Tradução da 2. ed. americana. Porto Alegre: Bookman, 2013.
- FETTER, C.W. **Applied hydrogeology**. 4. ed. Nova Jersey: Prentice Hall, 2001.
- FREEZE, R. A. & CHERRY, J. A. **Groundwater**. Englewood Cliffs, N.J. Prentice Hall, 1979.
- INSTITUTO MINEIRO DE GESTÃO DAS ÁGUAS. **Manual técnico e administrativo de outorga de direito de uso de recursos hídricos no estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte: IGAM, 2010.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Bacias e Divisões Hidrográficas do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 2021. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/cartas-e-mapas/informacoes-ambientais/31653-bacias-e-divisoes-hidrograficas-do-brasil.html>. Acesso em: 30/08/2024.
- HACH. **Water Analysis Handbook**. 2. ed. Loveland: Hach Co., 1992.
- HARTER, T. **Groundwater Sampling and Monitoring**. California: University of California, Agriculture and Natural Resources, 2003. Disponível em: <https://escholarship.org/uc/item/5tn3d861>. DOI: 10.3733/ucar.8085.
- HEATH, R. C. **Basic groundwater hydrology**. Reston, Va. U.S. Geological Survey, 2004.
- HEINECK, R. **Geologia da Folha Pará de Minas – SE.23-Z-C-IV**. Belo Horizonte: CPRM, 1997.
- JERRAM, D.; PETFORD, N. **Descrição de Rochas Ígneas**. 2.ed. Editora Bookman, 2014, 280 p.
- LEITE, C. M. DE C.; WENDLAND, E.; GASTMANS, D. **Caracterização hidrogeoquímica de águas subterrâneas utilizadas para abastecimento público na porção nordeste do Sistema Aquífero Guarani**. Engenharia Sanitária e Ambiental, v. 26, n. 1, p. 29–43, fev. 2021.
- L. O. de A.; CARMO, C. A. F. de S. de; FERREIRA, J. R. **Manual de laboratório: solo, água, nutrição vegetal, nutrição animal e alimentos**. I. Coleta, acondicionamento e preparo de amostras. São Carlos: EMBRAPA-CPPSE, 1998. p. 24-31. Disponível em: <https://www.alice.cnptia.embrapa.br/alice/handle/doc/480741>. Acesso em: 18/09/2024.
- MILIORINI, L. F.; ISHIMINE, V. **Métodos de amostragem de águas subterrâneas e aplicabilidade da Portaria 518 do Ministério da Saúde**. Águas Subterrâneas, n. 1, 2005. Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/23241>. Acesso em: 02/09/2024.
- NASCIMENTO, DAIANE APARECIDA; LIMA, LUANA ALVES DE; BECHELENI, EMILY MAYER DE ANDRADE. **Índice de saturação de águas duras do norte de Minas Gerais por PHREEQC e Langelier**. REGA (Revista de Gestão de Água), [S. l.], v. 21, n. 1, p. 1-13, 2024. Disponível em: <https://www.abrh.org.br/OJS/index.php/REGA/article/view/881>. Acesso em: 2 set. 2025.
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL. **Rock fractures and fluid flow: contemporary issues in hydrological sciences**. Washington, D.C.: The National Academies Press, 1996.

NIELSEN, D. M.; NIELSEN, G. **The Essential Handbook of Ground-Water Sampling**. CRC Press, 2006.

PARKHURST, D. L.; APPELO, C. A. J. **Description of input and examples for PHREEQC version 3—A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations**. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap. A43, 497 p., 2013. Disponível em: <https://pubs.usgs.gov/tm/06/a43/>. Acesso em: 28 jul. 2025.

PERKINS, D. **Introduction to Petrology – Open Petrology**. University of North Dakota, 2021. Disponível em: <https://opengeology.org/>. Acesso em: 22 set. 2024.

PIPER, A. M. **A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses**. Transactions of the American Geophysical Union, v. 25, n. 6, p. 914-928, 1944. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/TR025i006p00914>.

Plummer, L.N.; Prestemon, E.C.; Parkhurst, D.L. **An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path, version 2.0**. Water-Resour. Investig. Rep., v.94:4169, 1994.

RAITH, M. M.; RAASE, P.; REINHARDT, J. **Guide to thin section microscopy**. 2. ed.. USA :Mineralogical Society of America. ISBN 978-3-00-037671-9. Disponível em: <http://www.minsocam.org/msa/OpenAccess_publications/Guide_Thin_Sctn_Mcrscopy/Thin_Sctn_Mcrscopy_2_prnt_eng.pdf>. Acesso em: 3 out. 2024.

REGINATO, V. M.; SEVERO, A. R.I.; DUTRA, R. N. **Análise da influência de fraturas, da precipitação e da produção de poços no pH e na condutividade elétrica (CE) das águas subterrâneas do Sistema Aquífero Serra Geral (SASG)**. Pesquisas em Geociências, v. 48, e103908, 2021. Disponível em: <https://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/103908>. Acesso em: 28 abr. 2025.

ROMANO, A.W., BILAL, E., CORREA NEVES, J.M., GIRET, A., MOUTTE, J. **O Complexo Granítico de Florestal-parte meridional do Cráton de São Francisco - primeiros dados petrográficos e geoquímicos**. In SIMP. GEOL. MG, 8. Diamantina. 1995. Bol. Diamantina, SBG/MG, 13: 86-88.

ROMANO, A. W. **Programa Geologia do Brasil: Folha Pará de Minas 1:100.000 : SE-23-Z-C-IV : relatório final**. Belo Horizonte: UFMG; CPRM, 2006.

SANTIAGO, R. N. S. **Processos hidrogeoquímicos em águas subterrâneas no cristalino em Caucaia/CE. Contribuição da modelagem inversa através do PHREEQC**. 2010. 77 f. Dissertação (Mestrado em Física) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2010.

SILVA, R. R. M. **Processos hidrogeoquímicos que controlam as características das águas dos reservatórios Poxim, Jacarecica II e Ribeira, situados no estado de Sergipe**. 2020. 95 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, 2020.

TUCKER, M. E. **Rochas Sedimentares - 4.ed.** Editora Bookman, 2014, 386 p.

WELTJE, G. J. **A new method for the quantitative classification of sandstone**. Journal of Sedimentary Research, 1994, 64(3), 510-521.

White, D. E.; Hem, J. D.; Waring, G. A. **Data of Geochemistry- Chemical Composition of**

Subsurface Waters. Data of Geochemistry Sixth Edition Chapter F, USGS, Washington D.C, 1963. **73 p.**

ZHU, C.; ANDERSON, G. **Environmental Applications of Geochemical Modeling, 1st ed.; Press, C.U., Ed.; Cambridge** University Press: Cambridge, UK, 2002

Xu, T.; S., E.; S. N.; P. K. **TOUGHREACT User's Guide: A Simulation Program for Non-Isothermal Multiphase Reactive Geochemical Transport in Variable Saturated Geologic Media.** Technical Report; Lawrence Berkeley National Lab. (LBNL): Berkeley, CA, USA, 2004.

7 APÊNDICE

Tabela 5 - Resultados das análises em ICP-MS.

RESULTADOS DA ANÁLISE EM ESPECTRÔMETRO DE MASSAS COM FONTE DE PLASMA ACOPLADO INDUTIVAMENTE (ICP-MS)							
Amostra	Identificação interna	52 Cr [No Gas]	59 Co [No Gas]	60 Ni [No Gas]	75 As [No Gas]	78 Se [No Gas]	85 Rb [No Gas]
		µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L
P1	PQ25 424	0,754	<0.026	0,369	0,574	<0.894	14,97
P2	PQ25 425	4,008	<0.026	2,62	0,342	<0.894	2,71
P3	PQ25 426	0,384	0,432	0,935	0,582	<0.894	2,67
P4	PQ25 427	0,963	<0.026	0,790	0,137	<0.894	1,52
P5	PQ25 428	1,212	0,108	16,53	0,404	<0.894	9,71
P6	PQ25 531	0,926	2,641	13,35	0,518	<0.894	20,58
P7	PQ25 532	0,678	0,083	1,46	2,325	<0.894	4,72
P8	PQ25 533	1,060	0,236	6,09	1,147	<0.894	3,32
P9	PQ25 534	0,748	1,555	4,47	0,416	<0.894	1,14
P10	PQ25 535	0,818	0,715	3,52	4,355	<0.894	3,53
P11	PQ25 536	0,724	<0.026	2,13	0,834	<0.894	10,73
LQ		0,014	0,026	0,051	0,020	0,894	0,001
Amostra	Identificação interna	109 Ag [No Gas]	111 Cd [No Gas]	208 Pb [No Gas]	209 Bi [No Gas]	238 U [No Gas]	
		µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	
P1	PQ25 424	0,021	0,044	0,158	<0.032	0,040	
P2	PQ25 425	0,065	0,011	0,459	<0.032	0,231	
P3	PQ25 426	0,064	0,041	0,391	<0.032	0,527	
P4	PQ25 427	0,125	<0,009	0,593	<0.032	0,039	
P5	PQ25 428	0,111	0,066	11,15	<0.032	2,084	
P6	PQ25 531	0,217	0,042	0,721	<0.032	0,152	
P7	PQ25 532	0,133	0,020	3,46	<0.032	0,129	
P8	PQ25 533	0,152	0,076	1,217	<0.032	1,692	
P9	PQ25 534	0,020	<0,009	0,562	<0.032	0,060	
P10	PQ25 535	0,018	0,010	0,179	<0.032	0,220	
P11	PQ25 536	0,072	0,032	0,514	<0.032	2,102	
LQ		0,006	0,009	0,052	0,032	0,005	

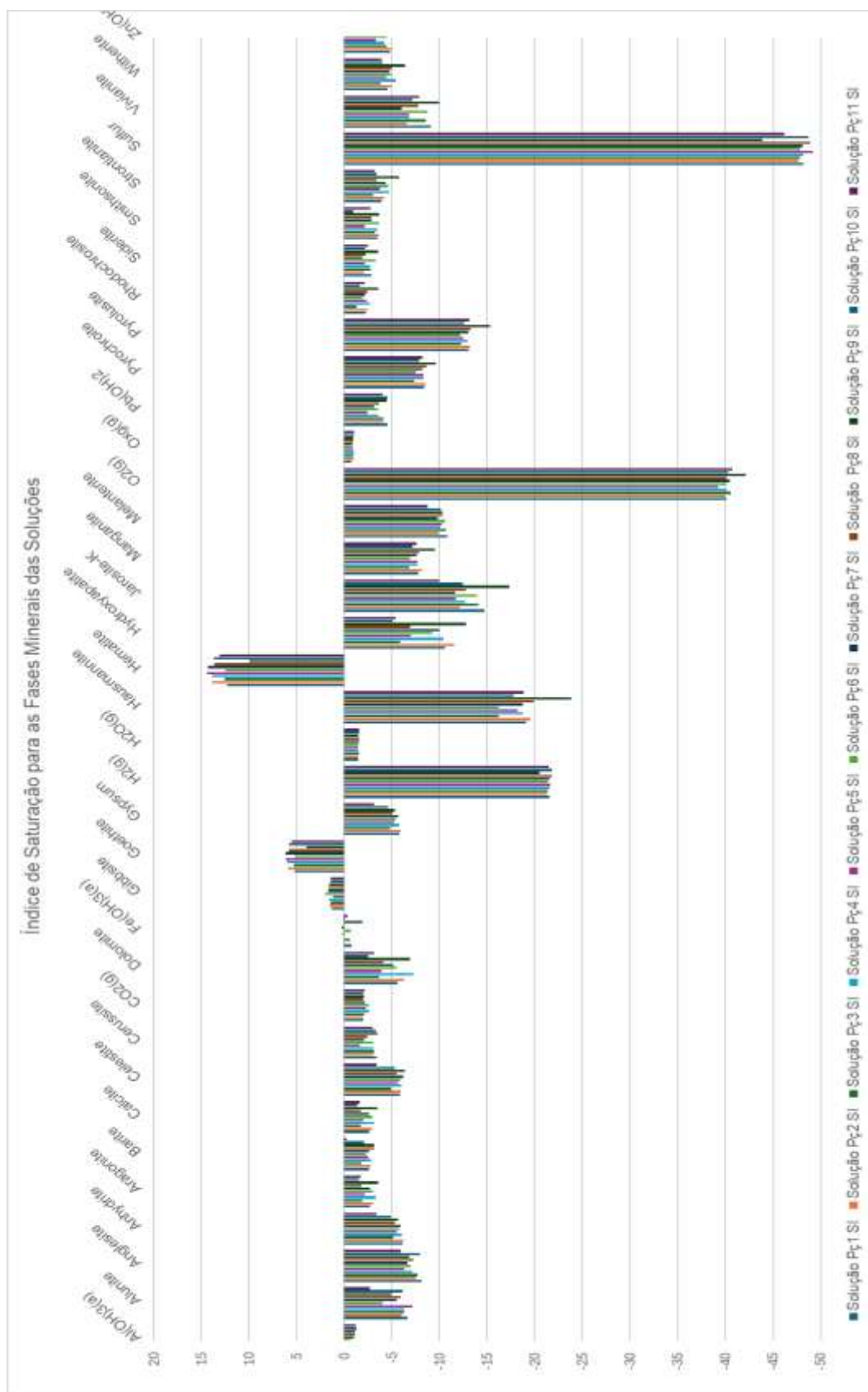
Fonte: Criado pelo autor.

Tabela 6 -Resultados das análises em ICP-OES.

RESULTADOS DA ANÁLISE EM ESPECTRÔMETRO DE EMISSÃO ÓPTICA COM PLASMA ACOPLADO INDUTIVAMENTE (ICP-OES)													
Amostras	Identificação interna	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Li	Mo	Ni	Sc	Sr	Ti	V
		µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L
	TCC25-424	60,14	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	1,40	35,94	<LQ	<LQ
	TCC25-425	40,89	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	1,13	27,39	<LQ	<LQ
	TCC25-426	556,37	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	1,43	402,34	<LQ	<LQ
	TCC25-427	30,32	<LQ	<LQ	<LQ	20,73	<LQ	<LQ	<LQ	1,18	19,09	<LQ	<LQ
	TCC25-428	102,48	<LQ	<LQ	<LQ	442,28	<LQ	<LQ	<LQ	1,09	61,35	<LQ	<LQ
P6	TCC25-531	124,86	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	1,31	30,90	<LQ	<LQ
P7	TCC25-532	62,61	<LQ	<LQ	<LQ	56,75	<LQ	<LQ	<LQ	1,31	16,26	<LQ	<LQ
P8	TCC25-533	12,93	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	1,51	56,11	<LQ	<LQ
P9	TCC25-534	12,22	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	1,31	6,42	<LQ	<LQ
P10	TCC25-535	103,23	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	15,92	<LQ	<LQ	1,16	51,16	<LQ	<LQ
P11	TCC25-536	535,93	<LQ	<LQ	<LQ	12,35	<LQ	<LQ	<LQ	1,36	337,53	<LQ	<LQ
LQ		0,480	6,64	26,3	17,1	5,37	3,66	13,5	37,0	1,02	0,294	5,64	19,2
Amostras	Y	Zn	As	Pb	Al	Fe	Mn	Ca	K	Mg	Na	P	S
	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	µg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
	<LQ	14,10	<LQ	<LQ	12,18	<LQ	14,46	2,09	2,65	0,31	3,66	<LQ	<LQ
	<LQ	13,71	<LQ	<LQ	16,59	61,25	13,94	1,61	2,76	0,22	4,27	<LQ	<LQ
	3,32	43,35	<LQ	<LQ	11,54	14,61	229,02	26,18	5,71	6,51	23,28	<LQ	<LQ
	<LQ	51,78	<LQ	<LQ	19,94	38,84	17,01	2,11	1,33	0,11	1,92	<LQ	<LQ
	<LQ	309,21	<LQ	<LQ	<LQ	39,22	12,64	8,98	5,66	4,37	15,21	<LQ	<LQ
P6	<LQ	45,64	<LQ	<LQ	58,99	10,71	160,50	4,55	6,55	4,27	18,09	<LQ	0,12
P7	<LQ	74,08	<LQ	<LQ	23,14	76,53	22,36	2,92	3,59	1,29	4,11	<LQ	<LQ
P8	<LQ	31,39	<LQ	<LQ	22,36	17,02	5,20	8,87	3,24	0,75	5,66	<LQ	0,15
P9	<LQ	115,56	<LQ	<LQ	14,31	13,57	8,43	3,45	0,29	1,55	0,75	<LQ	0,16
P10	<LQ	2669,62	<LQ	<LQ	15,47	19,03	28,32	16,06	2,43	15,19	4,88	0,10	0,29
P11	10,63	146,16	<LQ	<LQ	13,33	29,58	34,68	37,94	7,62	22,87	73,21	<LQ	4,76
LQ	2,74	6,21	104	181	13,0	7,04	2,28	0,0217	0,171	0,0197	0,0484	0,065	0,115

Fonte: Criado pelo autor.

Tabela 7 - Gráfico de Índices de saturação para as fases minerais das soluções (PHREEQC).



Fonte: Criado pelo autor.