

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**MODELAGEM NUMÉRICA DE FLUXO NO SISTEMA
AQUÍFERO CRISTALINO, MUNICÍPIO DE ITU (SP)**

Juan Navarro

Prof. Dr. Chang Hung Kiang (orientador)

Msc. Bruno Zanon Engelbrecht (coorientador)

Rio Claro (SP)

2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

JUAN NAVARRO

MODELAGEM NUMÉRICA DE FLUXO NO SISTEMA
AQUÍFERO CRISTALINO, MUNICÍPIO DE ITU (SP)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do
grau de Geólogo.

Rio Claro - SP

2018

N322m	Navarro, Juan Modelagem numérica de fluxo no Sistema Aquífero Cristalino, município de Itu (SP) / Juan Navarro. -- Rio Claro, 2018 69 p. : il., tabs. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro Orientador: Chang Hung Kiang Coorientador: Bruno Zanon Engelbrecht 1. Aquífero cristalino. 2. Modelagem numérica de fluxo. 3. Teste de bombeamento. 4. Isótopos ambientais. I. Título.
-------	---

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

Essa ficha não pode ser modificada.

JUAN NAVARRO

MODELAGEM NUMÉRICA DE FLUXO NO SISTEMA
AQUÍFERO CRISTALINO, MUNICÍPIO DE ITU (SP)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do
grau de Geólogo.

Comissão Examinadora
Prof. Dr. Chang Hung Kiang (orientador)
Dr. Elias Hideo Teramoto
Msc. Roger Dias Gonçalves

Rio Claro, 29 de novembro de 2018.

Assinatura do aluno

Assinatura do orientador

*“...após contemplação e reflexão, quando vós percebeis
que algo é conforme ao que é razoável e leva ao que é bom
e benéfico tanto para vós quanto para os outros, então o
aceiteis e fazeis disto a base de sua vida.”*

Gautama Buddha – Kalama Sutra

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Fabiano e Telma, e aos meus irmãos, Nicolás e Lorena, que sempre estiveram ao meu lado, me ensinando e apoiando, dando o melhor que podem dentro de suas possibilidades. Agradeço pela companhia nesta longa e bela caminhada que se chama Vida.

À FUNDUNESP, pelo apoio financeiro, sem o qual este trabalho não seria possível.

À Companhia Ituana de Saneamento (CIS), pelos dados fornecidos e por toda colaboração, sobretudo através dos funcionários Reginaldo Santos e Mauricio Camilo Franco.

Ao Professor Dr. Chang Hung Kiang, pela orientação e oportunidade de desenvolver estudos junto à sua equipe.

Ao coorientador e companheiro das empreitadas de campo, Msc. Bruno Zanon Engelbrecht, pelos ensinamentos, conselhos, críticas, paciência e amizade ao longo destes anos, bem como pela revisão criteriosa do trabalho.

Aos parceiros de LEBAC: Elias Hideo Teramoto e Roger Dias Gonçalves, pelo companheirismo e pelas discussões construtivas no campo de hidrogeologia e modelagem; a Marcia Regina Stradioto e Emílio Carlos Bassinello Hespanhol, pelo auxílio com as análises isotópicas.

Ao irmão que encontrei na graduação, Vitor da Silva Sato. Pessoa única a quem muito admiro e considero, companheiro na (hidro)geologia, nos treinos de kung-fu e nas reflexões filosóficas. Obrigado por todo o apoio dado nesta jornada, pelas conversas sobre os mais variados temas que se entrelaçam nesse grande mistério que é a Vida e, principalmente, pela Amizade. Que possamos sempre nos recordar de que a beleza está em cada passo que damos no Caminho.

A Letícia Kwong e Paloma Promenzio (melhor trio do Brasil), parceiras de todas as horas (sobretudo das madrugadas passadas em claro trabalhando). Obrigado por cuidarem de mim quando me acidentava nos campos, pelos momentos de desabafo dessa loucura que é a graduação e pelo apoio mútuo nas horas de necessidade. Vocês são amigas incríveis.

Agradeço a Luís Gustavo Trettel (Varvito), Nuno Vieira, Ana Flávia Soffiati, Caroline Favoreto, Ian Yonezawa, Henrique Bazzo, Ivan Roberto de Souza, Gabriel Leite, Pedro Paulo Costa e Marcela Nogueira, pela amizade e companheirismo em todos estes anos.

Por fim, agradeço a todos aqueles cujos caminhos um dia se cruzaram com o meu.

RESUMO

O sistema aquífero cristalino ocorre na porção leste do estado de São Paulo, com 61.312 km² de área. Devido à baixa produtividade associada a este aquífero, ainda é pouco utilizado como recurso hídrico, cenário que tem se alterado frente à crescente demanda dos municípios. Estudos anteriores associam maiores produtividades à existência de lineamentos expressivos, manto de alteração espesso ou à presença de fraturas de pouca expressão conectadas a corpos d'água. Com o objetivo de compreender a dinâmica governante do fluxo subterrâneo em terrenos cristalinos, tendo enfoque na contribuição de corpos d'água superficiais na produção de poços tubulares profundos, o presente estudo confeccionou modelo numérico de fluxo com base em informações reunidas a partir de levantamento litoestrutural de campo, interpretação de curva diagnóstica de teste de bombeamento e análise de isótopos estáveis. O método utilizado para elaboração do modelo numérico foi o dos elementos finitos, através do algoritmo FEFLOW. O levantamento das estruturas aponta predominância de duas famílias principais de fraturas, ambas subverticais e com alta frequência; o modelo analítico ajustado para as curvas de rebaixamento e derivativa foi o de fratura vertical; e os dados isotópicos sugerem a contribuição de águas superficiais na produção de poço tubular profundo situado próximo a corpo d'água. O modelo conceitual elaborado admite um conjunto de descontinuidades subverticais interconectadas hidráulicamente e responsáveis por conectar o poço de bombeamento ao rio. Com base nos resultados da simulação numérica, a contribuição máxima de água superficial na produção do poço, após 1440 minutos de bombeamento contínuo, foi estimada em 12,6%, enquanto o aquífero seria responsável por 87,3% do volume extraído.

Palavras-chave: Aquífero cristalino. Modelagem numérica de fluxo. Teste de bombeamento. Isótopos ambientais.

ABSTRACT

The crystalline aquifer system occurs in the eastern portion of São Paulo state, with 61,312 km² area. Due to the low productivity associated to this aquifer, it is still few used as a water resource, a scenario that has changing with the growing cities demand. Previous studies has associated higher productivity to the existence of expressive lineaments, a thick weathered zone, or the presence of few expressive fractures connected to water bodies. With the objective of understanding the groundwater governing dynamics in crystalline terrains, focusing on surface water contribution in deep tubular wells production, the present study developed a numerical flow model based on information gathered from field lithostructural survey, interpretation of pumping test diagnostic plot and stable isotopes analysis. The finite elements method was used to elaborate the model through FEFLOW algorithm. The structural survey shows predominance of two main fracture families, both vertical and high frequency; the vertical fracture analytical model was fitted to drawdown and derivative plots; the isotopic data suggest surface water contribution in deep tubular well production located next to water body. The conceptual model elaborated admits a set of hidraulically interconnected subvertical discontinuities, responsible for connecting the pumping well to the river. Based on the numerical simulation results, the maximum contribution of surface water in the well production after 1440 minutes of continuous pumping was estimated at 12.6%, while the aquifer would account for 87.3% of the volume extracted.

Keywords: Crystalline aquifer. Numerical flow modeling. Pumping test. Environmental isotopes.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	9
2. CONCEITOS GERAIS.....	12
2.1. Modelos em Hidrogeologia.....	12
2.1.1. Método dos Elementos Finitos.....	14
2.2. Testes de Bombeamento e Análise da Derivativa.....	15
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	18
3.1. Clima.....	19
3.2. Geologia.....	20
3.2.1. Contexto Estrutural.....	23
3.3. Geomorfologia.....	25
3.4. Hidrogeologia.....	26
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	29
4.1. Levantamento Litoestrutural.....	29
4.2. Isótopos Ambientais.....	30
4.3. Teste de Bombeamento e Análise da Curva Diagnóstica.....	31
4.4. Modelo Conceitual e Simulação Numérica de Fluxo.....	32
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	34
5.1. Levantamento Litoestrutural.....	34
5.1.1. Padrão de Fraturamento.....	38
5.2. Isótopos Ambientais.....	39
5.3. Teste de Bombeamento e Análise da Curva Diagnóstica.....	41
5.4. Modelo Conceitual.....	43
5.5. Modelo Numérico.....	45
5.5.1. Discretização do Modelo.....	45
5.5.2. Condições Iniciais.....	46
5.5.3. Condições de Contorno e Elemento Discreto.....	47
5.6. Simulação em Regime Transiente.....	49
5.6.1. Parâmetros Hidrodinâmicos.....	49

5.6.2. Calibração.....	50
5.6.3. Análise de Sensibilidade.....	52
5.6.4. Análise de Curva Diagnóstica Simulada.....	53
5.6.5. Balanço de Fluxo e Proporção de Mistura.....	57
5.6.6. Potenciometria Simulada e Rebaixamento.....	59
6. CONCLUSÕES.....	61
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	62
ANEXO I – Dados referentes ao teste de bombeamento.....	66

1. INTRODUÇÃO

As rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas, componentes do embasamento cristalino, afloram em uma área correspondente a cerca de 58% do território brasileiro, totalizando 5.400.000 km² (CAVALCANTE, 1990). No estado de São Paulo, estas rochas afloram em sua porção sudeste (Figura 1.1), com cerca de 61.312 km² (DAEE/LEBAC, 2013), o que perfaz, aproximadamente, 24,7% do território estadual.

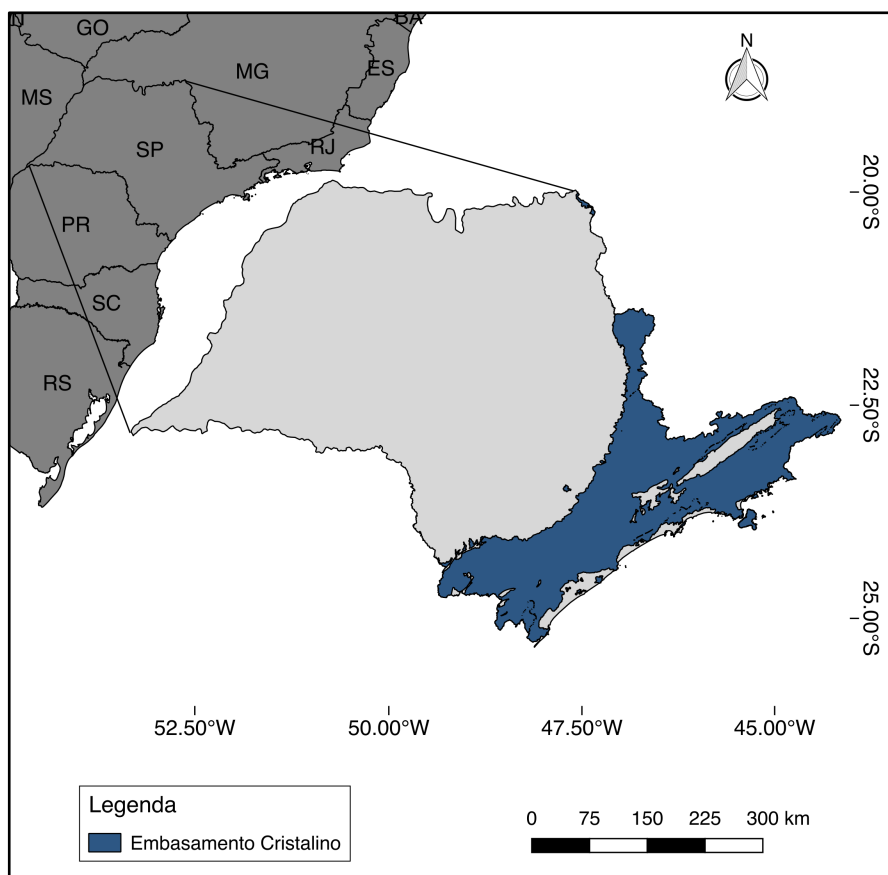


Figura 1.1: Distribuição geográfica do embasamento cristalino aflorante ao longo do estado de São Paulo.

O conjunto de aquíferos inseridos neste arcabouço é denominado Sistema Aquífero Cristalino (SAC) e, considerando-se sua expressiva extensão territorial, constitui importante reserva de recursos hídricos para abastecimento público e uso industrial e agropecuário. Entretanto, até o ano de 2013, apenas 35% dos municípios localizados no SAC utilizavam-se de águas subterrâneas, possivelmente devido à dificuldade de obtenção de poços com altas vazões no aquífero cristalino (cerca de 83% deles alcançam vazão específica de 0,5 m³/h/m) (DAEE/LEBAC, 2013), o que aliado às taxas de precipitação relativamente elevadas do leste paulista, tem feito das águas subterrâneas uma fonte de importância secundária. Nos últimos

anos este cenário tem apresentado sinais de modificação, decorrentes do crescimento populacional e expansão da malha urbana nos grandes centros metropolitanos localizados no SAC (regiões de São Paulo, Campinas e Sorocaba), bem como pela recente crise hídrica de 2014/2015 e suas consequências para o abastecimento hídrico dos municípios.

Considerando-se os valores extremamente baixos de condutividade hidráulica primária (intergranular) nas rochas constituintes do SAC, a percolação da água concentra-se no manto de alteração e em descontinuidades existentes no maciço. Assim, a prospecção de águas subterrâneas em terrenos cristalinos, classicamente, baseia-se na identificação de importantes lineamentos regionais através de fotografias aéreas, sensoriamento remoto, e análise de afloramentos (SÁ, 2000); posteriormente, tenta-se correlacionar eventuais estruturas encontradas com a evolução tectono-estrutural da área, buscando-se sobretudo estruturas rúpteis e paralelas à direção de esforço principal (σ_1), as quais configurariam fraturas de extensão.

Durante a perfuração de poços no aquífero cristalino, é comum que a obra seja executada baseando-se na premissa de que quanto maior a profundidade perfurada, maiores serão as probabilidades de se obter vazões melhores (CAVALCANTE, 1990). No entanto, diversos estudos mostram a importância hidrogeológica do manto de intemperismo em arcabouços cristalinos. O manto de alteração, sobretudo o último horizonte do regolito, é o que mais contribui na transferência de água subterrânea para o meio fraturado (CAVALCANTE, 1990). Embora as condutividades hidráulicas do manto possam apresentar valores relativamente baixos, a espessura do pacote de rocha intemperizada, comumente elevada em regiões tropicais, pode resultar em transmissividades médias, contribuindo para a obtenção de vazões mais elevadas (CAVALCANTE, 1990).

Atestando esta influência, Aguiar et al. (1984) apresentam vazões em zonas aquíferas fraturadas sem manto de alteração com valores na ordem de 3 m³/h, com máximos de 10 m³/h, enquanto para áreas com espessura significativa do manto de alteração, estes valores sobem para 10 a 20 m³/h, podendo atingir extremos de 70 m³/h. Com a possibilidade do manto de alteração corresponder a zonas aquíferas, a alternativa de poços rasos torna-se uma realidade, posto que seriam capazes de fornecer o volume de água necessário e por um custo de obra consideravelmente menor (CAVALCANTE & REBOUÇAS, 1990).

Para complementar os cenários apresentados, nos quais importantes lineamentos e espessos mantos de alteração contribuiriam para a produtividade de aquíferos cristalinos, existem autores que associam a produtividade de água a conjuntos de fraturas pouco expressivas, não identificáveis por fotografias aéreas ou sensoriamento remoto, e que estariam conectadas a corpos d'água superficiais (BANKS et al., 1994; MABEE et al., 2002). Engelbrecht (2017)

elabora modelo hidrogeológico conceitual para o aquífero cristalino no município de Itu (SP), no qual apresenta, a partir de resultados de mistura de isótopos estáveis, a possibilidade de captação indireta de água superficial por poços de alta vazão perfurados próximos a corpos d'água, estimando valores entre 50% e 80% de contribuição superficial.

O presente trabalho tem por objetivo o desenvolvimento de modelo numérico de fluxo para avaliar a contribuição de água superficial na produção de poço tubular profundo perfurado em aquífero cristalino e próximo a um trecho represado do Córrego dos Gomes, situado na bacia hidrográfica homônima, no município de Itu (SP). Espera-se que os resultados obtidos possam constituir ferramenta útil aos órgãos de abastecimento público, de modo a orientar a dinâmica de gestão dos poços de bombeamento localizados no cristalino.

2. CONCEITOS GERAIS

2.1. Modelos em Hidrogeologia

Um modelo consiste em uma ferramenta desenvolvida para representar a realidade complexa de uma maneira simplificada (WANG & ANDERSON, 1982). Em hidrogeologia, existem dois grupos principais de modelos utilizados (ANDERSON et al., 2015; FETTER, 2001; KRESIC, 2007): (1) modelos físicos, os quais incluem “caixas de areia” e modelos análogos, ambos muito utilizados antes da popularização de computadores digitais; e (2) modelos matemáticos. Estes últimos consistem em um conjunto de equações diferenciais que descrevem os fenômenos físicos do meio, e subdividem-se em modelos matemáticos analíticos e modelos matemáticos numéricos. Enquanto modelos analíticos requerem meios homogêneos e isotrópicos (condições pouco realistas considerando-se a natureza do arcabouço geológico), tornando sua aplicação limitada a sistemas simples, os modelos numéricos são capazes de soluções mesmo em meios de maior complexidade, envolvendo heterogeneidade e anisotropia (WANG & ANDERSON, 1982).

A modelagem não deve ser um fim em si mesma, mas utilizada como instrumento para elucidar um problema. De acordo com seus usos, os modelos hidrogeológicos podem ser classificados em: (1) interpretativos, quando utilizados para entendimento da dinâmica do sistema aquífero ou estimativa de propriedades do aquífero; e (2) preditivos, utilizados na previsão do comportamento futuro do aquífero frente a determinado estímulo (*forecast*), ou ainda para recriar condições passadas (*hindcast*) (ANDERSON et al., 2015).

O processo de modelagem consiste em etapas distintas e sucessivas, de modo que cada uma é dependente da anterior. A sequência inicia-se pela definição do propósito da modelagem e identificação do processo natural a ser estudado. A partir disso, é elaborado modelo conceitual, utilizando-se dos conhecimentos em posse acerca do processo estudado, e assumindo simplificações necessárias. Busca-se, então, descrever este processo através de equações matemáticas, estabelecendo condições iniciais e de contorno, de modo a confeccionar um modelo matemático. Através da aproximação numérica das equações em um sistema de equações, elabora-se o modelo numérico. Por fim, realiza-se a modelagem computacional por meio da tradução do modelo numérico para a linguagem computacional escolhida.

O modelo conceitual consiste na síntese do conhecimento hidrogeológico da área e descreve, com simplificações e de maneira qualitativa, os vários fatores naturais e antropogênicos que governam e influenciam a dinâmica da água em subsuperfície, fornecendo o arranjo

necessário ao desenvolvimento do modelo numérico (ANDERSON et al., 2015; KRESIC & MIKSZEWSKI, 2013).

Um modelo matemático de fluxo é composto pelos seguintes elementos básicos (ANDERSON et al., 2015): (1) equação governante, que descreve matematicamente o fluxo dentro do domínio simulado; (2) condições de contorno, as quais representam o fluxo ao longo dos limites; e, para problemas transientes, (3) condições iniciais, que especificam valores de uma variável dependente (carga hidráulica, por exemplo) no início da simulação.

A equação governante consiste em uma combinação do princípio de conservação das massas, atestando que nenhuma água é criada ou destruída no processo, e da lei de Darcy, a qual estabelece que a água subterrânea flui da maior energia potencial para a menor (ANDERSON et al., 2015).

As condições de contorno são responsáveis por direcionar a convergência de um modelo para uma única solução e dividem-se em três tipos (ANDERSON et al., 2015):

Tipo I – Carga especificada (condição de Dirichlet), na qual a carga hidráulica é conhecida e pode ser utilizada para cálculo dos pontos ao redor, sendo aplicável ao longo de drenagens hidráulicamente conectadas ao aquífero; o contorno de carga constante caracteriza-se como um caso especial de Tipo I, em que as cargas ao longo do limite são mantidas a um mesmo valor.

Tipo II – Fluxo especificado (condição de Neumann), quando a derivada da carga hidráulica é conhecida, e o fluxo é calculado pela lei de Darcy. A chamada condição de não-fluxo consiste em um tipo especial de Tipo II, na qual o fluxo através do limite é nulo, sendo comumente usado ao longo de divisores de águas subterrâneas e contatos impermeáveis.

Tipo III – Fluxo dependente da carga (condição de Cauchy), quando calcula-se o fluxo através do contorno utilizando-se a lei de Darcy e o gradiente hidráulico entre um ponto localizado fora da condição de contorno e um ponto inserido ou próximo ao contorno. Por se tratar de uma combinação de carga hidráulica e fluxo, também é chamada de condição mista.

Em modelos em regime transiente, nos quais os valores calculados em um determinado tempo dependem dos valores do tempo anterior, faz-se necessário especificar condições iniciais. Comumente, utiliza-se como condições iniciais a distribuição de valores de carga hidráulica obtida por prévia simulação em regime estacionário.

Uma etapa importante durante a modelagem é a chamada calibração, na qual compara-se os valores obtidos a partir das simulações com aqueles obtidos em campo, de modo a veri-

ficar a acurácia da solução, e faz-se ajustes dos dados de entrada até que os valores calculados correspondam aos valores observados (WANG & ANDERSON, 1982).

Após calibração, executa-se análise de sensibilidade, com a intenção de avaliar a confiabilidade do modelo calibrado, posto que existem incertezas vinculadas à estimativa dos parâmetros utilizados na alimentação do modelo. Para se determinar a sensibilidade do parâmetro desejado, fixa-se todos os outros parâmetros em seus respectivos valores de calibração e varia-se apenas o valor do parâmetro que se deseja analisar, e avalia-se o quanto o modelo se distanciou da calibração em decorrência das alterações efetuadas (ANDERSON et al., 2015).

2.1.1. Método dos Elementos Finitos

Modelos numéricos utilizam formas aproximadas da equação governante para calcular a carga hidráulica em pontos (nós) e em tempos específicos, ou seja, a solução não é contínua espacial e temporalmente (ANDERSON et al., 2015). Comumente, os métodos numéricos mais utilizados em modelagem hidrogeológica são das diferenças finitas e dos elementos finitos. Enquanto o primeiro aproxima a equação governante por diferenciação, o segundo o faz por integração. No método dos elementos finitos, a solução exata da equação diferencial parcial que rege o fluxo é substituída por uma solução aproximada de uma integral por partes, sendo utilizada, comumente, a técnica de Galerkin, a qual consiste em um princípio particular de resíduos ponderados (WANG & ANDERSON, 1982).

Embora o método dos elementos finitos permita a utilização de diversos tipos de elementos, os mais comuns são os elementos triangulares, definidos por três nós (um em cada vértice do triângulo), sendo os valores de carga hidráulica computados nestes nós. No entanto, diferentemente do método das diferenças finitas, no qual o valor de carga é atribuído somente aos nós, o método dos elementos finitos é capaz de usar funções de interpolação e definir os valores de carga no interior dos elementos a partir dos valores dos nós (WANG & ANDERSON, 1982). Outra importante diferença entre os dois métodos está na maior flexibilidade do método dos elementos finitos para problemas com contornos irregulares e meios heterogêneos e anisotrópicos (WANG & ANDERSON, 1982).

2.2. Testes de Bombeamento e Análise da Derivativa

O teste de bombeamento consiste no monitoramento da vazão e do rebaixamento no poço bombeado e em demais piezômetros situados a distâncias conhecidas deste. Os dados medidos durante o teste podem ser substituídos na equação característica do poço e utilizados no cálculo de propriedades hidráulicas do aquífero (KRUSEMAN & RIDDER, 1994). A análise de resultados de testes de bombeamento, associadas a informações geológicas e geofísicas, pode ser utilizada na construção de um modelo para entender e/ou prever o comportamento do reservatório em condições dinâmicas, além de fornecer valores do potencial produtivo do poço e da permeabilidade da formação, e apontar a presença de descontinuidades (fraturas, por exemplo) e contornos (BOURDET, 2002).

Basicamente, existem dois grupos distintos de testes de bombeamento: testes de aquífero e testes de produção (CUSTODIO & LLAMAS, 1996). Os testes de aquífero são executados com o bombeamento de um poço a uma vazão constante e monitoramento da evolução do rebaixamento em um ou mais poços de observação. O principal objetivo destes testes é determinar parâmetros hidrodinâmicos do aquífero, como condutividade hidráulica, transmissividade e coeficiente de armazenamento. Os testes de produção buscam determinar a vazão máxima admissível para exploração (vazão crítica) e as perdas de carga totais no poço de bombeamento, sendo feitos em três etapas de mesma duração com vazões constantes e crescentes; neste tipo de teste, a evolução do rebaixamento é monitorada no poço de bombeamento. Para execução de testes de produção, pode-se utilizar a metodologia de testes sucessivos ou de testes escalonados. No caso de testes sucessivos, ocorre recuperação de nível (parcial ou total) entre as etapas de bombeamento, enquanto que nos testes escalonados o bombeamento é contínuo e a passagem de uma etapa a outra é marcada por aumento brusco da vazão, sem que haja recuperação entre as etapas.

O rebaixamento observado durante o bombeamento é resultante da combinação de perdas de carga. O rebaixamento teórico corresponde à perda de carga do aquífero (KRESIC, 2007), e ocorre por conta do fluxo da água através do aquífero até o poço, em regime laminar, obedecendo a lei de Darcy. No entanto, o rebaixamento medido no poço de bombeamento é maior que o rebaixamento teórico. Tal diferença está associada à perda de carga no poço, resultante de fatores construtivos como a perturbação do meio poroso próximo ao poço durante a perfuração, o desenvolvimento inadequado do poço, filtro e/ou pré-filtro mal dimensionados, fluxo turbulento através do filtro e/ou do pré-filtro (KRESIC, 2007). Perdas por não validade da lei de Darcy (decorrente de fluxo turbulento) podem ser importantes em poços

com pequeno diâmetro ou em aquíferos em que a água flui por poucas fissuras. Enquanto as perdas da formação são crescentes com o tempo, as perdas no poço independem deste.

Durante um teste de bombeamento, o comportamento do rebaixamento é influenciado pelo tipo de aquífero, armazenamento do poço e existência de condições de contorno. Cada um destes fatores atua de maneira particular e sua assinatura se dá em diferentes momentos (KRUSEMAN & RIDDER, 1994), de modo que os tempos iniciais registram o armazenamento do poço, o período intermediário mostra particularidades do aquífero e os períodos finais apontam para condições de contorno (BOURDET, 2002). Dentre as metodologias utilizadas para interpretação de testes de bombeamento, destaca-se a curva diagnóstica, caracterizada pelo traçado simultâneo, em escala bi-logarítmica, das curvas de rebaixamento (s) e da derivada logarítmica do rebaixamento ($\partial s / \partial \ln t$) em função do tempo (t) (BOURDET, 2002; RENARD et al., 2008).

As principais vantagens deste método são (RENARD et al., 2008): (1) alta sensibilidade da curva da derivativa em relação a variações na curva de rebaixamento, permitindo a identificação de comportamentos dificilmente observados apenas pela curva de rebaixamento; (2) facilita o diagnóstico de um modelo conceitual; e (3) auxílio na estimativa dos parâmetros do modelo.

Uma vez confeccionado o gráfico, com a representação simultânea das curvas de rebaixamento e da derivativa em escala bi-logarítmica, é conveniente comparar a morfologia de ambas com curvas diagnósticas típicas (Figura 2.1), buscando o modelo mais adequado para proceder com a interpretação dos dados. Após seleção do modelo típico (ou de um conjunto de modelos), procede-se a estimativa dos parâmetros do modelo que permitirão a reprodução dos dados observados, sendo normalmente apresentada a curva diagnóstica dos dados observados conjuntamente à curva diagnóstica do modelo ajustado.

Importante notar que a alta sensibilidade da derivativa às variações na curva de rebaixamento faz com que pequenos erros de medição possam levar a interpretações equivocadas e, embora existam técnicas para reduzir este problema, não há como excluí-los por completo quando se trabalha com dados de campo reais (RENARD et al., 2008).

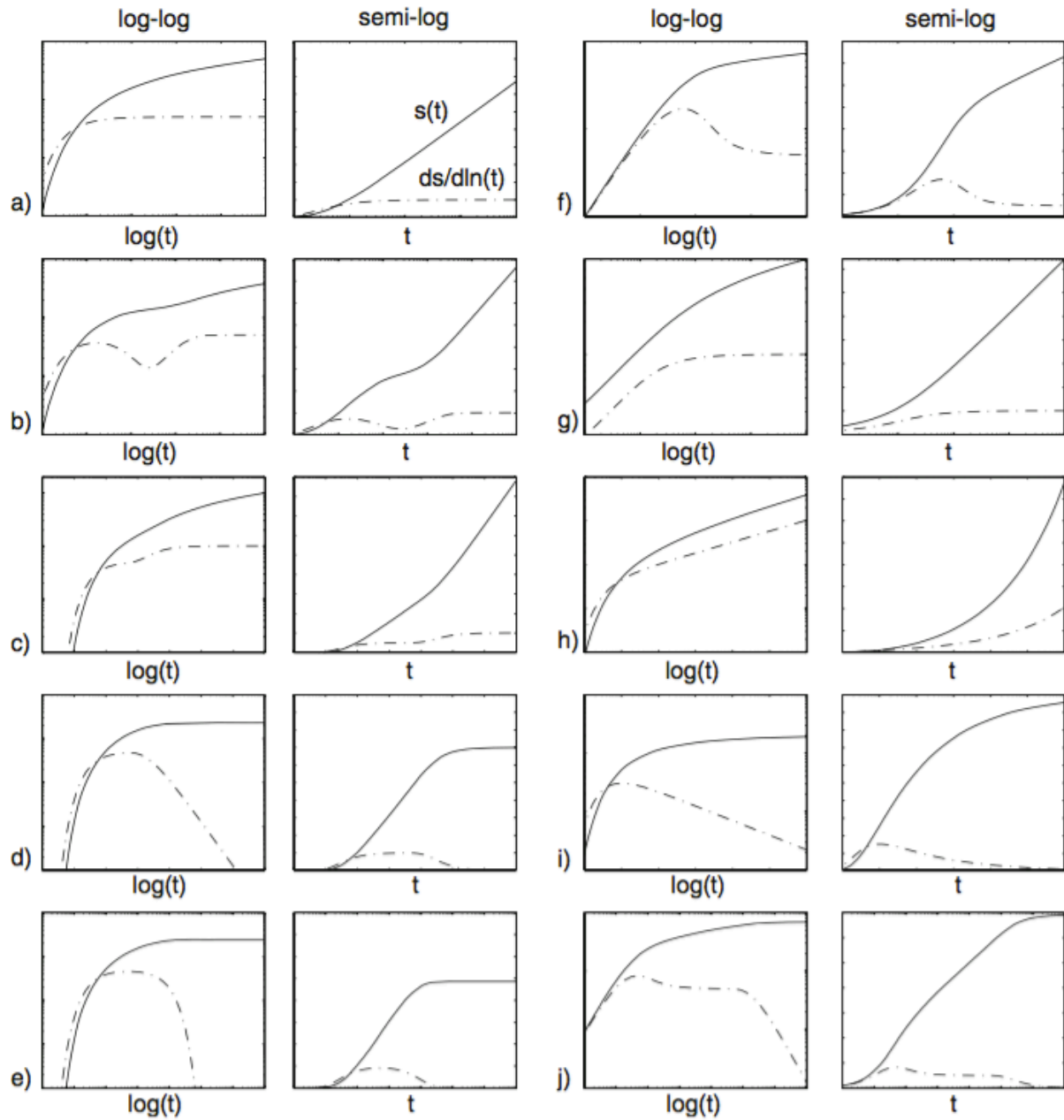


Figura 2.1: Curvas diagnósticas comumente encontradas em hidrogeologia: a) a quifero confinado infinito e bi-dimensional (modelo de Theis); b) a quifero não-confinado ou dupla porosidade; c) condição de não-fluxo linear e infinita; d) condição de carga constante linear e infinita; e) a quifero com drenança; f) armazenamento do poço e efeito de pele; g) fratura vertical com condutividade infinita; h) fluxo radial genérico com dimensão inferior a 2; i) fluxo radial genérico com dimensão superior a 2; j) efeito combinado de armazenamento do poço e condição de carga constante linear e infinita. Fonte: Renard et al. (2008).

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se no município de Itu (SP), especificamente na bacia hidrográfica dos Gomes. O município está situado na região metropolitana de Sorocaba, possui latitudes entre 23°09' S e 23°26' S, longitudes entre 47°07' W e 47°27' W, altitude de 583 m e cerca de 642 km² de área. Insere-se na Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHI) 10, correspondente à Bacia Hidrográfica dos rios Sorocaba e Médio Tietê (SMT), e na UGRHI 05, denominada Bacia Hidrográfica dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí (PCJ). O acesso pode ser feito pelas rodovias estaduais SP-075, SP-079, SP-280 e SP-300 (Figura 3.1).

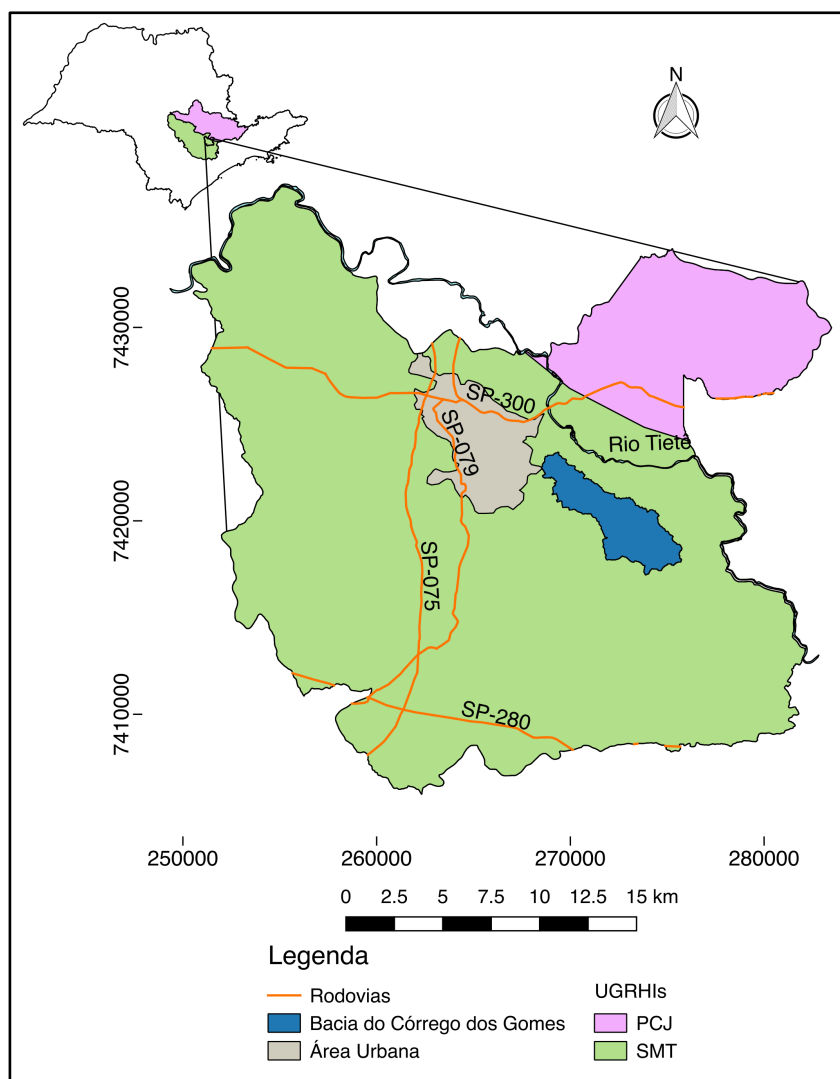


Figura 3.1: Unidades de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHIs) no município de Itu, principais vias de acesso e localização da bacia hidrográfica do Córrego dos Gomes. Legenda: PCJ - Bacia Hidrográfica dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí; SMT - Bacia Hidrográfica dos rios Sorocaba e Médio Tietê.

A bacia hidrográfica do Córrego dos Gomes está localizada na região centro-leste do município (Figura 3.1), possui orientação NW-SE e área de aproximadamente 16,5 km², com exutório próximo ao Condomínio Campos de Santo Antonio. O acesso à bacia pode ser feito pela via ITU-020 e pela estrada vicinal do Pau d'Alho.

3.1. Clima

O clima da região de Itu, segundo classificação Köppen-Geiger, é do tipo Cwb – clima temperado úmido com inverno seco e verão temperado. Apresenta duas estações bem definidas, com verão quente e chuvoso e inverno frio e seco. Segundo dados de monitoramento do INMET para o período de 1988 a 2017, as médias de temperatura mínima e máxima, na região de Sorocaba, são de 16°C e de 25°C, respectivamente.

Os dados de volume de precipitação média mensal para os anos de 1988 a 2017 (Figura 3.2) refletem período chuvoso entre os meses de novembro e março (com volumes entre 130 e 245 mm) e período de seca entre abril e setembro (volumes entre 30 e 70 mm).

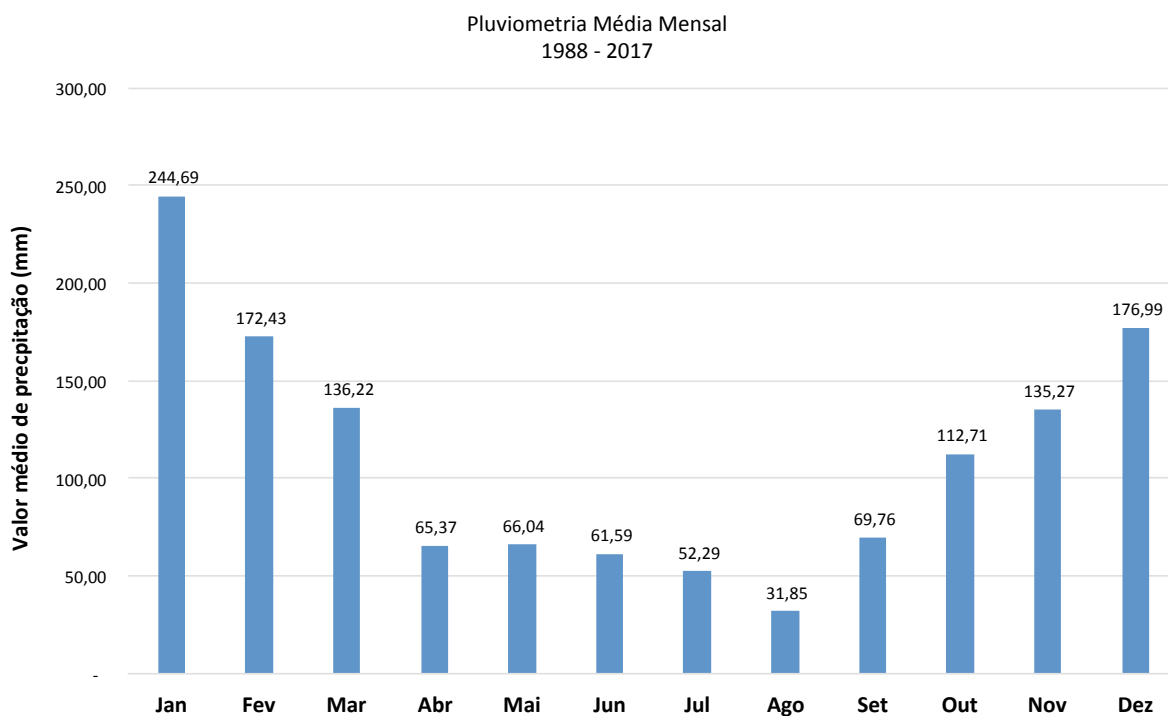


Figura 3.2: Média mensal do volume de precipitação para o período de 1988 a 2017. Dados fornecidos pela Companhia Ituana de Saneamento (CIS).

3.2. Geologia

O contexto geológico do município de Itu resume-se às unidades geotectônicas Província do Paraná (a oeste) e Província Mantiqueira (a leste), ambas definidas por Almeida et al. (1977). No município, a Província Mantiqueira compõe-se por rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas do embasamento cristalino (Complexo Itapira, Grupo São Roque e Maciço Granítico Itu) compartimentadas pela Zona de Cisalhamento de Itu, enquanto a Província do Paraná é representada por rochas sedimentares paleozoicas do Grupo Itararé (Figura 3.3). Ao longo de terraços e planícies fluviais ocorrem depósitos cenozoicos inconsolidados. Dentre estas unidades, ocorrem na bacia dos Gomes apenas o Grupo São Roque, o Complexo Itapira e depósitos cenozoicos.

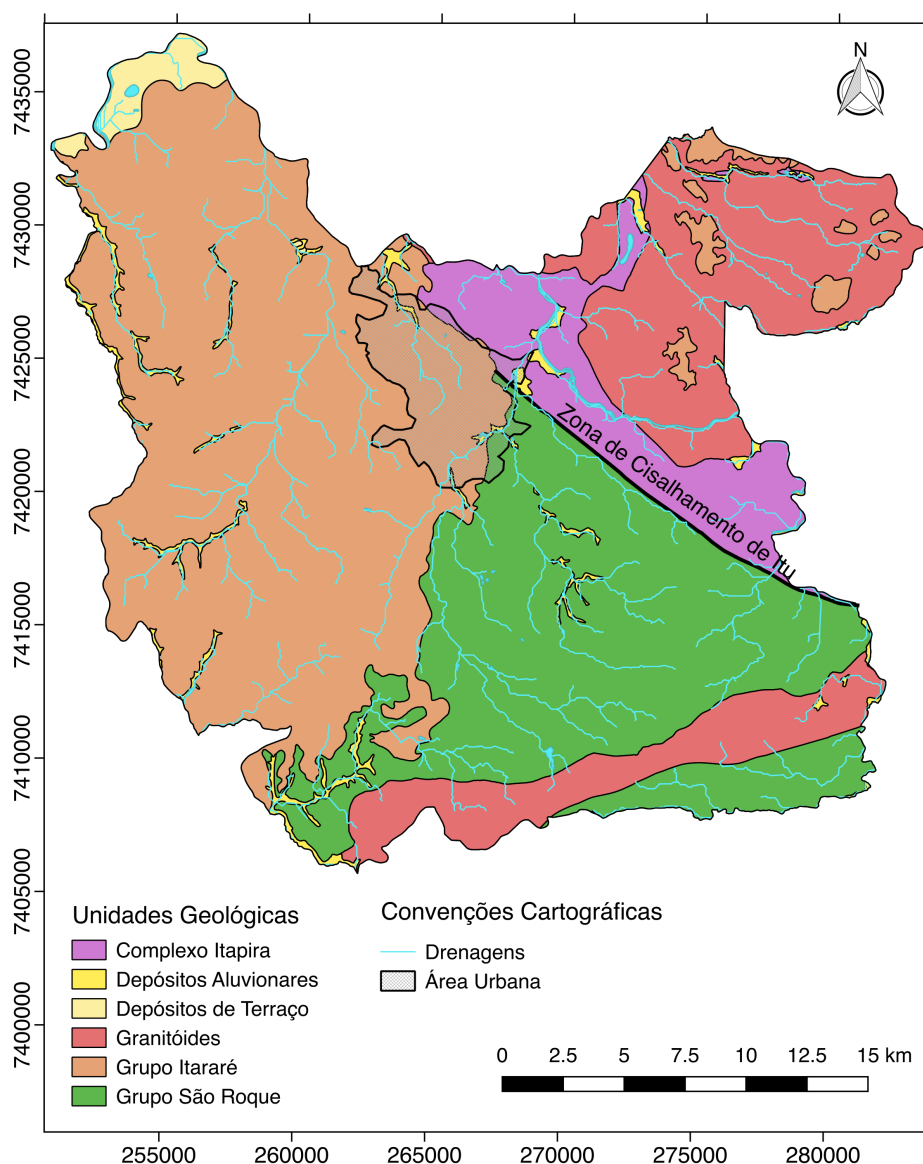


Figura 3.3: Mapa geológico do município de Itu. Modificado de IG (2009).

Complexo Itapira

O Complexo Itapira é composto por rochas metassedimentares de alto grau metamórfico, de idade meso-neoproterozoica (GODOY et al. 2010), e insere-se no contexto da Nappe Socorro-Guaxupé, com a porção imediatamente a norte da Zona de Cisalhamento de Itu denominada Domínio Piracaia-Jundiá (TASSINARI, 1988). Compõe-se por sequências metassedimentares constituídas por quartzito, quartzo-mica xisto, paragnaisse, biotita-granada gnaiss bandado, anfibolito, granada-sillimanita xisto e migmatito (HASUI, 1975; TASSINARI, 1988). Datações K-Ar em rochas anfibolíticas apontam para idades de 1.036 ± 45 Ma e 670 ± 30 Ma, correspondentes ao resfriamento de evento metamórfico no Proterozoico Médio e à atuação do Ciclo Brasileiro sobre estas rochas (TASSINARI, 1988).

Grupo São Roque

Localizado no segmento central da Província Mantiqueira, especificamente no Domínio São Roque (TASSINARI, 1988), o Grupo São Roque corresponde a uma sequência vulcanossedimentar de idade neoproterozoica (HEILBRON et al., 2004), metamorfizadas em fácies xisto verde baixo a médio (HACKSPACHER et al., 1993) atingindo fácies anfibolito em bordas de intrusões graníticas (HASUI, 1975).

O Grupo São Roque pode ser subdividido em quatro unidades estratigráficas (HASUI, 1975; BERGMANN, 1988), da base para o topo: (1) Formação Pirapora do Bom Jesus, constituída por sequência metavulcanossedimentar com lentes de mármore e metadolomito estromatolítico; (2) Formação Piragibu, caracterizada por espesso pacote de metapsamitos; (3) Formação Estrada dos Romeiros, composta predominantemente por metarritmito, que passa subordinadamente a filito e metassiltito; e (4) Formação Boturuna, composta por metarenito arcoseano. Hackspacher et al. (2000), a partir da análise de cristais de monazita de metavulcânicas básicas da Formação Pirapora do Bom Jesus, obtiveram idade de cristalização de 628 ± 9 Ma pelo método U-Pb, enquanto um dique riolítico que corta a Formação Estrada dos Romeiros, forneceu idade de 607 ± 28 Ma.

No município de Itu, e especificamente na bacia hidrográfica do Córrego dos Gomes, ocorre a Formação Estrada dos Romeiros, que compõe a quase totalidade do arcabouço da bacia. IG (2009) subdivide esta unidade em outras duas, com base na granulação das litologi-

as: (1) metarenito médio a grosso e metarritmito intercalado; e (2) metarenito fino ou médio e metarritmito intercalado.

Granitoides

Situado a norte da Zona de Cisalhamento de Itu, no Domínio Piracaia-Jundiaí, está o Maciço Itu, datado de 586 ± 10 Ma pelo método Rb-Sr (TASSINARI, 1988), e cuja intrusão é interpretada como tardi- a pós-tectônica (HACKSPACHER et al., 1993; HEILBRON et al., 2004). O maciço é caracterizado por composição essencialmente granítica, com estrutura isotrópica (salvo nas bordas de intrusão), coloração avermelhada a cinzenta, com texturas equigranulares, porfíricas e, por vezes, do tipo “Rapakivi” (TASSINARI, 1988), apresentando assinatura geoquímica de granitos tipo-A da série aluminosa (LEITE, 2003 *apud* HEILBRON et al., 2004; WERNICK, 2000).

Grupo Itararé

O Grupo Itararé, pertencente à Bacia do Paraná, é datado do permo-carbonífero e registra ambientes deposicionais variados, desde terrestres a marinhos relativamente profundos, com contribuição glacial (ARAB et al., 2009). Litologicamente apresenta considerável heterogeneidade, constituindo-se por arenitos, folhelhos, diamictitos, lamitos, siltitos e ritmitos (ARAB et al., 2009). Na região oeste de Itu, a unidade atinge 300 m de espessura e recobre o embasamento cristalino pré-cambriano; caracteriza-se por predomínio de camadas de arenitos imaturos e mal selecionados, de dimensões submétricas, intercalados com camadas decimétricas de argilitos, siltitos, lamitos, ritmitos e diamictitos (ODA & MENDES, 2000).

Depósitos Cenozoicos

Segundo IG (2009), consistem em terraços e depósitos aluvionares associados às calhas das drenagens, sobretudo do rio Tietê. Os depósitos são maciços e inconsolidados, compostos por areias finas a médias, com grãos subangulosos, e mal selecionadas, havendo ocorrência subordinada de lamitos arenosos e de cascalhos.

3.2.1. Contexto Estrutural

A principal estruturação existente na região é marcada pelos traços principais de falhamentos transcorrentes. Estas estruturas consistem em descontinuidades inseridas na Zona de Transcorrência de São Paulo, com intensa atividade durante o Ciclo Brasileiro (HASUI & SADOWSKI, 1976), embora sejam reconhecidas reativações durante o Fanerozoico (SILVA, 2011). Dentre estas estruturas, destaca-se a Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, com direção NE-SW e cinemática destal, e que compõe um sistema em hemi-leque com as transcorrências de Itu, Pirai, Cururu e Cachoeira (Figura 3.4), as quais exibem direção NW-SE e movimentação sinistral (HASUI et al., 1978).

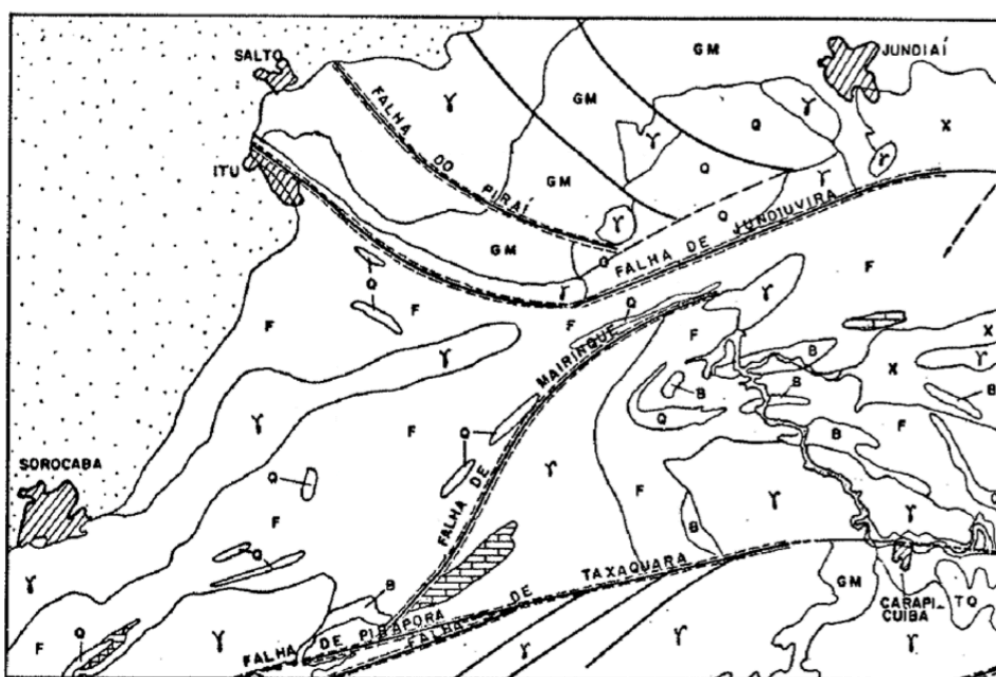


Figura 3.4: Principais transcorrências do embasamento cristalino na região de Itu-SP. Fonte: Santoro (1984).

A Zona de Cisalhamento (ZC) de Itu ocorre na porção centro leste do município homônimo e estende-se ao longo de toda a bacia hidrográfica do Córrego dos Gomes, de modo que as direções do córrego e do maior alongamento da bacia são paralelas à da transcorrência (Figura 3.5). Em conjunto com a ZC de Jundiuvira, a ZC de Itu compartimenta o embasamento cristalino em blocos tectônicos distintos (GODOY et al., 2010; HACKSPACHER et al., 1993; HASUI et al., 1978): a norte da falha, as rochas do Complexo Itapira, pertencente ao Domínio Jundiá (Faixa Brasília); a sul da falha, as rochas do Grupo São Roque, pertencente ao Domínio São Roque (Faixa Ribeira) (vide Figura 3.3).

Estas ZCs estariam relacionadas à geração de dobras normais com foliação vertical, associada a metamorfismo em fácies xisto verde, com regime de esforços transcorrente/transpressivo e regime reológico rúptil/dúctil (HACKSPACHER et al., 1993). Ainda, a colocação de batólitos graníticos tardi- a pós-orogênicos estaria relacionada à permeabilidade crustal permitida pelas ZCs Itu-Jundiuvira (HASUI et al., 1978), e teria ocorrido durante um regime transtensivo posterior à fase transcorrente/transpressiva (HACKSPACHER et al., 1993).

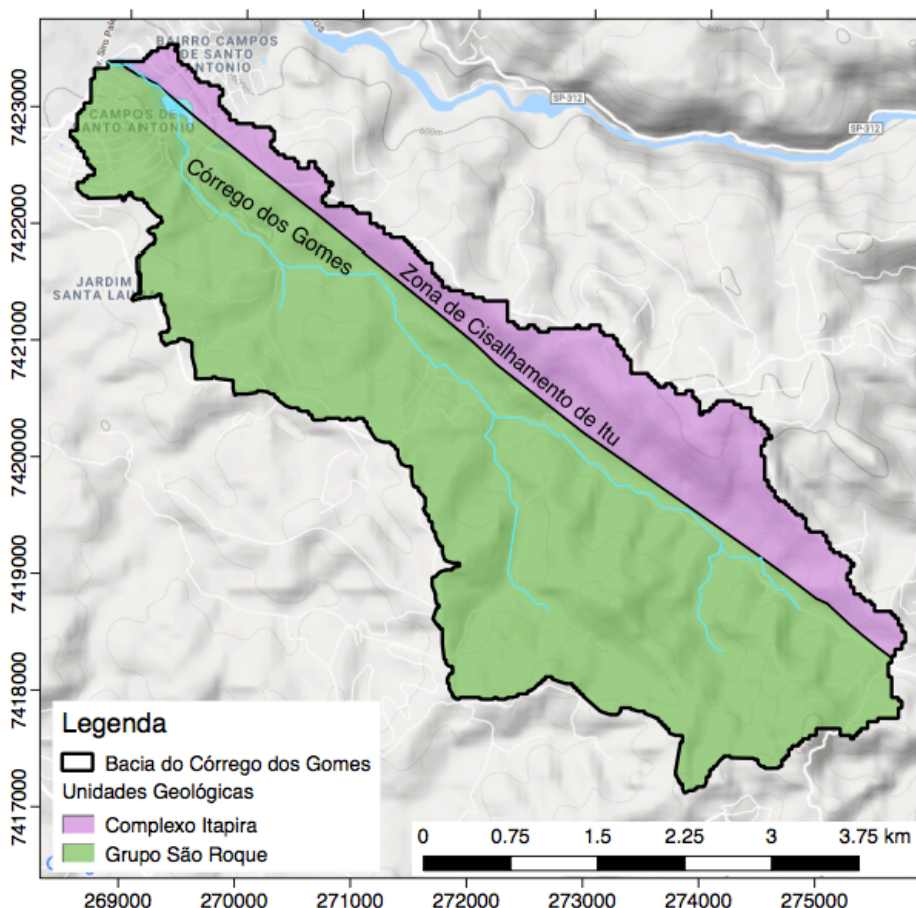


Figura 3.5: Compartimentação geológica da bacia hidrográfica do Córrego dos Gomes.

Ao todo, são reconhecidas cinco fases deformacionais distintas ao longo da evolução tectono-metamórfica da área (HACKSPACHER et al., 1991a; HACKSPACHER et al., 1993). Duas fases deformacionais mais antigas (D_{n-1}/D_n), desenvolvidas durante o Ciclo Transamazônico, registradas somente nas metassedimentares e ortoderivadas do Complexo Itapira, e marcadas por foliação de baixo ângulo e transporte para NW, acompanhadas de metamorfismo em fácies anfibolito médio a alto. Discordante destas fases, tem-se D_{n+1}/D_{n+2} , pertencentes ao Ciclo Brasileiro e registradas no Grupo São Roque; ambas caracterizam-se por tectônica

de baixo ângulo, com formação de dobras invertidas a recumbentes e foliação sub-horizontal associada a provável transporte para SE, além do desenvolvimento simultâneo de metamorfismo em fácies xisto verde baixo a médio. Por fim, a fase D_{n+3} estaria relacionada a um regime inicial transtensivo, sucedido por regimes transcorrentes/transpressivos, de caráter dúctil (regionalmente) a dúctil-rúptil (junto aos cisalhamentos principais); esta fase é marcada pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento em hemi-leque e formação de dobras normais com foliação vertical, além de metamorfismo em fácies xisto verde médio associado.

Estudos estruturais realizados na região de Campinas (SP) por Fernandes (1997) e Fernandes & Rudolph (2001) reconhecem cinco eventos deformacionais de caráter transcorrente ocorridos ao longo do Cenozoico, e que teriam afetado tanto as rochas pré-cambrianas do embasamento cristalino como também o Grupo Itararé, com geração de fraturas de cisalhamento e fraturas de extensão. A partir das direções de fraturamento, os autores reconstituem a posição assumida por σ_1 em cada um dos cinco eventos, obtendo direções NE, EW, N30-60W, NS e N10-30E. Ainda segundo os mesmos autores, estes eventos recentes teriam maior influência nas aberturas das fraturas do que aqueles ocorridos em períodos mais antigos do tempo geológico. Por fim, Neves (2005) reconhece famílias de juntas abundantes e de alta frequência com direções E-W, WNW-ESE, NNE-SSW, NE-SW e NW-SE, falhas normais com direção mais frequente NW-SE, falhas inversas com direções NNE-SSW e NE-SW, e transcorrências destrais NW-SE.

3.3. Geomorfologia

O município de Itu encontra-se num quadro geomorfológico de transição. Sua porção oeste está inserida na Zona do Médio Tietê da Província Depressão Periférica (IG, 2009). Tal modelado está esculpido principalmente nos sedimentos carboníferos da bacia, correspondentes ao Grupo Itararé, e caracteriza-se por significativa uniformidade topográfica, com colinas de topo amplo e aplainadas, e vertentes longas e suaves (ROSS & MOROZ, 1996; IG, 2009).

A porção leste do município situa-se no domínio dos Mares de Morros, relacionado ao contexto da Zona de Serrania de São Roque da Província Planalto Atlântico (IG, 2009). Caracteriza-se por ocorrer sobre antigas faixas orogênicas, sustentado por rochas metamórficas e intrusivas associadas (ROSS & MOROZ, 1996), representados na região pelas rochas do Complexo Itapira, Grupo São Roque e Maciço Granítico Itu. As unidades metassedimentares exercem condicionamento litoestrutural marcante sobre o modelado, formando vales fechados

com interflúvios estreitos em forma de cristas, cujas direções são influenciadas pela foliação (IG, 2009). O padrão de drenagem mostra direção preferencial NW, ajustando-se aos principais falhamentos, enquanto direções secundárias correspondem a fraturas de arranjo quadrangular (MODENESI, 1974).

3.4. Hidrogeologia

O Sistema Aquífero Cristalino ocupa 55% da área do município de Itu, ocorre em sua porção leste, associado às metassedimentares do Complexo Itapira e Grupo São Roque e aos granitoides do Maciço Itu. Por se tratar de aquífero fissural, com baixa porosidade primária, a ocorrência de águas subterrâneas está restrita a descontinuidades e camadas de manto intempérico (IG, 2009).

Os gnaisses intensamente tectonizados do Complexo Itapira, a norte da Zona de Cisalhamento de Itu, associam-se a altas declividades das escarpas de falha e rápida circulação da água (IG, 2009). Com base em 4 poços, IG (2009) determinou vazões médias de 7,78 m³/h e capacidade específica de 0,5 m³/h/m para esta unidade na área. Para os metassedimentos do Grupo São Roque, IG (2009) utilizou-se de 29 poços e obteve vazão média de 8,52 m³/h e capacidade específica de 0,27 m³/h/m, além de sugerir que a melhor produtividade desta unidade estaria vinculada à maior frequência de metarenitos médios a grossos. Na Zona de Cisalhamento de Itu, predominaram vazões inferiores a 3 m³/h, com exceção de dois poços cujas vazões ultrapassaram 10 m³/h.

A partir de dados de 15 poços no cristalino de Itu (SP), IG (2009) correlacionou maiores produtividades a condicionantes estruturais e geomorfológicos, de modo que poços localizados em lineamentos ou em regiões de vale (comumente coincidentes com lineamentos) apresentaram valores de capacidade específica quase duas vezes maior que poços perfurados fora destas condições. Engelbrecht (2017), com base na quantificação do enriquecimento em $\delta^{18}\text{O}$ das águas subterrâneas captadas por poços perfurados próximo a corpos d'água, determinou valores de mistura que alcançam 50 a 80% de contribuição de água superficial na produção destes poços, alertando que a associação de maiores produtividades a lineamentos, em regiões de vale, pode ser equivocada.

No domínio cristalino, o manto de alteração pode constituir-se importante reserva aquífera, posto que o desenvolvimento de espesso horizonte intempérico é favorecido pelo clima quente e úmido, podendo resultar em transmissividades moderadas ainda que os valores

de condutividade hidráulica sejam baixos (CAVALCANTE, 1990). Menegasse (1991), analisando perfis de poços perfurados no Grupo São Roque, aponta para profundidades de intemperização variando de 7 a 80 metros, sendo que para as rochas metapelíticas da unidade esse intervalo situa-se entre 9 e 40 metros. Engelbrecht (2017), por meio de imageamento elétrico, interpretou espessuras médias de 40 metros para o manto de alteração do Grupo São Roque, podendo atingir valores superiores a 80 metros.

Outra importância do manto intempérico reside na contribuição para recarga do meio fraturado; Cavalcante (1990) e Menegasse (1991), a partir de testes de bombeamento realizados no meio fraturado, com poços de monitoramento inseridos no manto de alteração, comprovam a interação hidráulica entre os dois meios, de modo que as águas do manto de intemperismo são transferidas para o arcabouço fraturado.

Cavalcante (1990), ao estudar o manto de alteração das rochas do Complexo Amparo na região de Atibaia (SP), atribui valores de condutividade hidráulica e porosidade efetiva distintos para cada horizonte de alteração. Segundo o autor: (1) os horizontes superiores, onde o processo intempérico está mais avançado e de composição argilosa a areno-siltosa, apresentam condutividade hidráulica entre 10^{-6} e 10^{-7} m/s e porosidade efetiva de 0,1 a 2%; (2) o horizonte intermediário, no qual a rocha alterada mantém as características da matriz, possui condutividade hidráulica de 10^{-5} a 10^{-4} m/s e porosidade efetiva de 2 a 5%; (3) o horizonte basal, caracterizado por rocha fraturada pouco alterada que conserva a estrutura da rocha não intemperizada, e onde o fluxo dá-se através das fraturas, mostram valores de condutividade hidráulica entre 10^{-3} e 10^{-4} m/s e porosidade eficaz entre 0,5 e 3%. Utilizando-se de testes de *slug*, Pede (2004) obtém valores de condutividade hidráulica, em meio saturado, de 1,25E-07 a 2,22E-07 m/s para as metassedimentares alteradas do Grupo São Roque na região de São Bernardo do Campo (SP).

Ensaio de permeabilidade realizados por Engelbrecht (2017) na porção saprolítica do Grupo São Roque forneceram valores de condutividade hidráulica para a zona não-saturada entre 1E-07 e 1E-05 m/s. Segundo o mesmo autor, os saprólitos com menor grau de alteração intempérica, onde verifica-se a preservação dos planos de foliação e fratura, e abertura destes decorrente do intemperismo, exibiram valores de condutividade hidráulica maiores e mais homogêneos, variando entre 1E-05 e 4E-06 m/s. De fato, Menegasse (1991) e Lachassagne et al. (2011) reconhecem a contribuição do processo intempérico na criação de excelentes zonas de percolação de água, uma vez que em materiais como filitos e xistos a hidratação de micas acaba por gerar expansão destes minerais, promovendo deslocamento das rochas ao longo dos planos de foliação.

Considerando-se a anisotropia presente na estrutura das rochas metassedimentares, claramente marcada pelos planos de foliação, espera-se que a condutividade hidráulica possua necessariamente comportamento anisotrópico. Entretanto, Isler (2014) realizou ensaios de permeabilidade em xistos alterados do Complexo Embu e observou que em gradientes hidráulicos mais elevados a condutividade hidráulica mostra comportamento aparentemente isotrópico, o que poderia estar relacionado ao pequeno espaçamento entre os planos de foliação, não sendo suficiente para gerar diferenças significativas da condutividade hidráulica entre as diferentes direções.

Medições de condutividade elétrica das águas subterrâneas no cristalino de Itu (SP), realizadas por DAEE (1981a), Iritani et al. (2011) e Engelbrecht (2017) obtiveram valores médios de 260 $\mu\text{S/cm}$, 147,10 $\mu\text{S/cm}$ e 170,24 $\mu\text{S/cm}$, respectivamente. Tais valores estão relacionados às baixas salinidades das águas do cristalino, o que reflete, por sua vez, a fraca solubilidade e lenta dissolução dos minerais constituintes do arcabouço ou o curto tempo de residência das águas subterrâneas no aquífero, conforme apontado por Engelbrecht (2017).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Levantamento Litoestrutural

Para detalhamento das principais características dos litotipos e estruturas existentes na área, realizou-se levantamento de campo ao longo da bacia hidrográfica do Córrego dos Gomes (Figura 4.1).

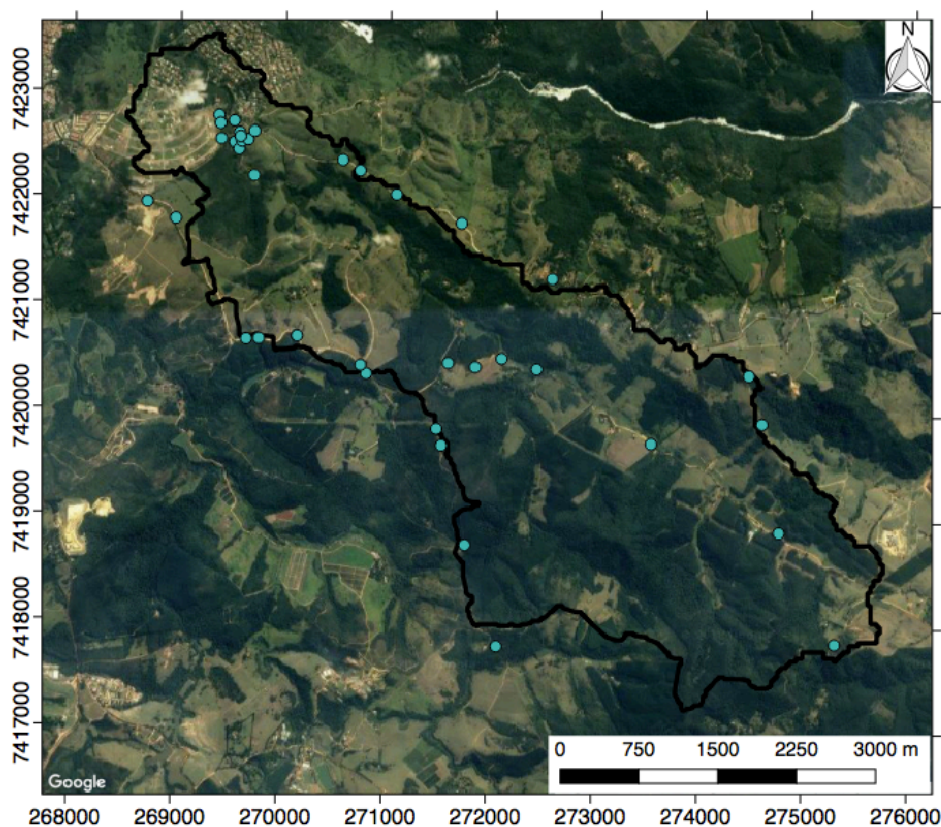


Figura 4.1: Localização dos afloramentos descritos durante levantamento litoestrutural na bacia hidrográfica do Córrego dos Gomes.

O reconhecimento consistiu na descrição de 37 afloramentos de rocha e horizontes de alteração, com identificação de variações composicionais das litologias (predominância de níveis de quartzo ou mica), produtos de alteração e espessura dos horizontes. Os dados estruturais consistiram em medições da atitude e abertura dos planos de bandamento composicional (foliação S_0) e medições de atitude, abertura, persistência e espaçamento das principais famílias de fratura existentes no afloramento; as medidas de atitude das estruturas foram utilizadas na confecção de estereogramas.

4.2. Isótopos Ambientais

A coleta de amostras de água subterrânea e superficial destinadas à análise isotópica foi realizada em 22 de setembro de 2017, período correspondente à estiagem. Foram amostradas águas de poço tubular profundo (STA-P1) perfurado no Grupo São Roque e da represa localizada próxima ao poço de captação (STA-SUP), conforme ilustra a Figura 4.2.



Figura 4.2: Localização dos pontos de coleta de amostras destinadas à análise de isótopos estáveis. Siglas: P1- poço de bombeamento; SUP-água superficial.

Para garantir a retirada da água estagnada no poço, o mesmo foi previamente bombeado por quinze minutos. O monitoramento isotópico das águas pluviais foi realizado para o período compreendido entre março de 2016 e abril de 2018, com frequência de amostragem semanal, de modo a se obter densidade suficiente para construção da linha meteórica local. As amostras foram coletadas da Estação Pluviométrica do Rancho Grande, pertencente à Companhia Ituana de Saneamento (CIS). Todas as amostragens seguiram as recomendações da

Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA), tendo sido coletadas e armazenadas em frascos de vidro âmbar de 50 ml, com preenchimento total do frasco e dupla vedação (batoque e tampa de rosca), conforme Mook (2000).

As amostras coletadas foram destinadas à análise de isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio no Laboratório de Hidrogeologia e Hidroquímica do IGCE, UNESP, Rio Claro. A análise foi realizada por espectroscopia isotópica de absorção a laser em cavidade ressonante (CRDS, *cavity ring-down spectroscopy*), a qual baseia-se na absorção de radiação laser na faixa do infravermelho próximo por substâncias no estado gasoso. Para tal, o instrumento utilizado foi Liquid Water Isotope Analyzer da Los Gatos Research Inc (LWIA-24d).

Os resultados são expressos pela notação $\delta\%$, a qual representa a variação das razões isotópicas de oxigênio ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) e hidrogênio ($^2\text{H}/^1\text{H}$) em relação ao padrão internacional V-SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), expressa em partes por mil (‰), conforme Equações (I) e (II), respectivamente. Valores de $\delta\%$ negativos indicam águas empobrecidas no isótopo pesado, enquanto valores positivos correspondem a águas enriquecidas.

$$\delta^{18}\text{O}\text{‰} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{V-SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{V-SMOW}}} \right] \cdot 1000$$

Equação (I)

$$\delta\text{D}\text{‰} = \left[\frac{(^2\text{H}/^1\text{H})_{\text{amostra}} - (^2\text{H}/^1\text{H})_{\text{V-SMOW}}}{(^2\text{H}/^1\text{H})_{\text{V-SMOW}}} \right] \cdot 1000$$

Equação (II)

4.3. Teste de Bombeamento e Análise de Curva Diagnóstica

Para estimativa dos parâmetros hidrodinâmicos do aquífero e para sustentar o modelo conceitual, a partir da interpretação da curva de rebaixamento e análise derivativa de teste de bombeamento, optou-se pela utilização dos dados referentes a teste de vazão máxima executado no poço P1, localizado à margem esquerda do Córrego dos Gomes (Figura 4.2) e integrante do sistema de captação da CIS. A escolha do poço considerou os interesses da modelagem numérica, uma vez que os valores de mistura isotópica obtidos neste poço por Engelbrecht (2017) apontam para contribuição superficial de 61%.

O teste de bombeamento foi realizado entre os dias 30 e 31 de outubro de 2017, por empresa terceirizada. O tempo de teste totaliza 1530 minutos, dos quais os primeiros 1440 minutos correspondem ao teste de rebaixamento com vazão máxima e os 90 minutos seguin-

tes, ao teste de recuperação. A vazão apresenta pouca oscilação, e varia entre 38,50 e 42,35 m³/h. O nível d'água foi monitorado no próprio poço, sendo o nível estático (NE) medido igual a 13,7 m, o nível dinâmico (ND) máximo igual a 16,63 m e o nível após o tempo de recuperação igual a 14,66 m. As especificações da bomba utilizada, as medições de nível d'água e oscilações de vazão durante o teste, e o perfil construtivo do poço são apresentados no Anexo I.

A partir dos dados de rebaixamento obtidos pelo teste de bombeamento, confeccionou-se a curva de rebaixamento e a curva da derivativa a partir do *software* AQTESOLV®. Ambas foram analisadas simultaneamente e comparadas às curvas de modelos típicos coerentes com o cenário geológico da área. O modelo que melhor se ajustou aos dados observados foi então escolhido para estimar os parâmetros hidrodinâmicos e, em conjunto com os conhecimentos geológicos da área, fundamentar a elaboração do modelo conceitual.

4.4. Modelo Conceitual e Simulação Numérica de Fluxo

A partir dos dados oriundos do levantamento bibliográfico, das observações feitas em levantamento de campo e da interpretação das curvas de rebaixamento e derivativa obtidas de teste de bombeamento, desenvolveu-se modelo conceitual para o local de estudo, no qual buscou-se sintetizar as informações reunidas, assumindo-se suposições e simplificações necessárias à modelagem.

Com base no modelo conceitual elaborado e nas premissas assumidas, preparou-se modelo numérico de fluxo. O algoritmo computacional escolhido foi o FEFLOW – *Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System* (DIERSCH, 2014), o qual consiste em um *software* para simulação de fluxo e transporte de massa e calor em água subterrânea e na zona não-saturada, utilizando o método dos elementos finitos. Este método apresenta maior versatilidade para trabalhar com domínios de geometria complexa, contornos irregulares, condições de contorno internas (rios e descontinuidades geológicas, por exemplo) e níveis d'água dinâmicos.

Inicialmente, foi feita simulação em regime estacionário, com simples intuito de gerar a distribuição inicial das cargas hidráulicas necessárias à simulação em regime transiente. A partir desta etapa, iniciou-se as simulações em regime transiente, nas quais foi inserida perturbação ao equilíbrio do aquífero, correspondente ao teste de bombeamento realizado no po-

ço P1. Foram atribuídos valores de condutividade hidráulica e porosidade efetiva aos elementos do domínio.

Para representação de fraturas consideradas de maior significância, optou-se pela utilização de elementos discretos. Elementos discretos são representações geométricas de dimensão espacial inferior (em modelos 3D, por exemplo, fraturas serão bidimensionais) que possuem condutividade significativa em comparação com o meio ao redor (DIERSCH, 2014). O uso dessa abordagem é recomendado quando o fluxo é dominado por fraturas ou outros elementos discretos pertencentes a escalas para as quais não existe um único volume elementar representativo (REV), tornando-se necessário o uso de dois contínuos diferentes, um para o meio e um para o elemento discreto (DIERSCH, 2014).

Para a calibração do modelo, optou-se pela correlação dos valores de rebaixamento correspondentes ao intervalo de recuperação dos testes de bombeamento simulado e observado, de modo a evitar influência de perdas de carga por efeito de poço (como ocorre durante o período de rebaixamento), algo que não se consegue reproduzir na simulação. Os parâmetros de entrada do modelo foram ajustados e novas simulações realizadas, repetindo-se este processo sucessivamente até que o erro quadrático médio normalizado (NRMSE) estivesse dentro do limite aceitável de 5%.

Calibrado o modelo, sucedeu-se a análise de sensibilidade, na qual foi avaliada a confiabilidade do mesmo a partir da estimativa do grau de dependência dos resultados em relação aos parâmetros de entrada, o que indica a precisão dos valores calculados pelo modelo. O grau de dependência pode ser obtido a partir do coeficiente de sensibilidade (X_k) normalizado (ZHENG & BENNETT, 1995), conforme Equação (IV):

$$X_k = \frac{\partial S}{\partial a_k/a_k} \approx \frac{S(\Delta a_k + a_k) - S(a_k)}{\Delta a_k/a_k}$$

Equação (IV)

onde ΔS corresponde à variação do RMS no valor $S(a_k)$ para o novo valor $S(a_k + \Delta a_k)$ por consequência de alteração no parâmetro a_k .

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. Levantamento Litoestrutural

A partir do reconhecimento de campo realizado ao longo da bacia hidrográfica do Córrego dos Gomes, foram identificados litotipos pertencentes à Formação Estrada dos Romeiros (Grupo São Roque), ao Complexo Itapira e aos depósitos cenozoicos, estes últimos menos frequentes, além das principais famílias de fraturas existentes nos afloramentos.

Formação Estrada dos Romeiros

A Formação Estrada dos Romeiros, pertencente ao Grupo São Roque, ocorre em 25 dos 37 pontos descritos, compõe aproximadamente 78% da área da bacia e faz contato tectônico com as rochas do Complexo Itapira através da Zona de Cisalhamento de Itu (vide Figura 3.5). Está representada predominantemente por metarenito fino a médio, podendo chegar a granulação grossa, e por metarritmito composto pela intercalação de bandas decimétricas de metarenito médio a grosso e bandas decimétricas de metargilito ou, ainda, pela intercalação de bandas centimétricas de metarenito fino e bandas centimétricas de metargilito (Figuras 5.1A, 5.1B e 5.1C). É frequente a ocorrência de veios de quartzo, de espessura centimétrica a decimétrica, que cortam estas litologias em alto ângulo e com direção predominante N-S (Figura 5.1D).

Todos os afloramentos descritos para esta unidade exibem moderado a alto grau de alteração, comumente relacionados ao horizonte saprolítico, marcado por intenso fraturamento e moderado a alto grau de intemperismo químico, com espessuras que variam, em afloramento, de 30 centímetros a 6 metros. O produto de alteração destas rochas, por análise tátil-visual, consiste em solos arenosos a areno-argilosos, raramente predominando a fração argilosa, e reflete a proporção areia-argila do saprólito; a coloração exibe tonalidades entre bege rosado, ocre e vermelho rosado.

Em decorrência da intensa alteração dos litotipos, a foliação S_0 é a mais marcante e passível de medições, desenhada pelo bandamento composicional produzido pela intercalação das bandas de metarenito e metargilito. Devido aos sucessivos eventos deformacionais desenvolvidos na área, as atitudes medidas para S_0 exibem variações no rumo de mergulho. O estereograma da Figura 5.2, confeccionado com os polos dos planos de S_0 , exibe direção geral da

foliação entre NE-SW e NNE-SSW e mergulhos com alto ângulo para SE, NW e WNW, de modo que a distribuição dos polos desenha uma guirlanda de dobra com eixo NE-SW.

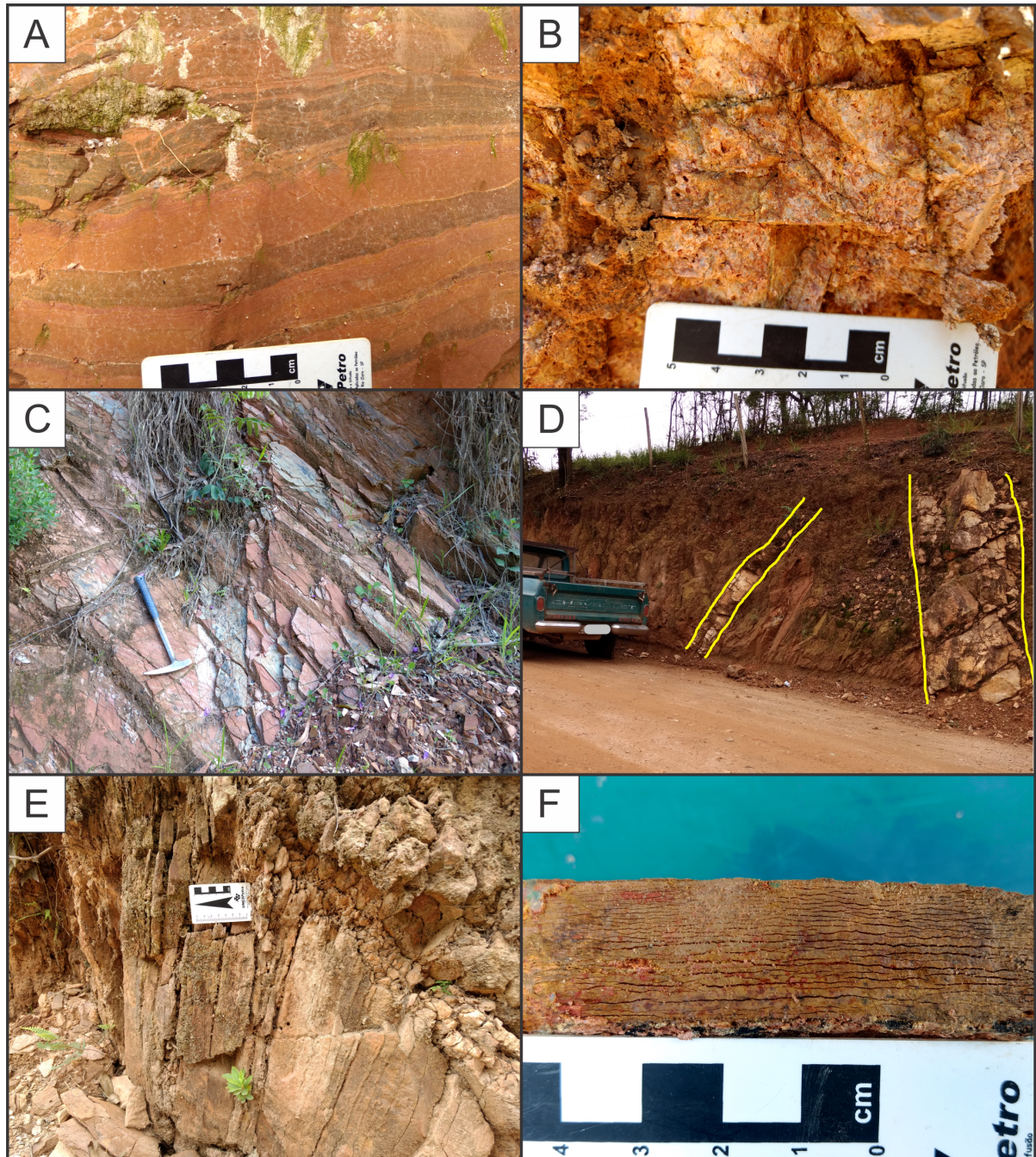


Figura 5.1: Principais litotipos e feições associadas à Formação Estrada dos Romeiros (Grupo São Roque). A) metarritmito alterado, com bandas arenosas de coloração avermelhada e bandas argilosas de cor escura; B) metaarenito grosso alterado; C) metarritmito alterado com deslocamento nos planos de foliação S_0 ; D) veios de quartzo decimétricos a métricos (contorno amarelo); E) aberturas milimétricas a centimétricas ao longo dos planos de foliação S_0 em metarritmito alterado; F) aberturas submilimétricas ao longo dos planos de foliação S_0 em metarritmito alterado.

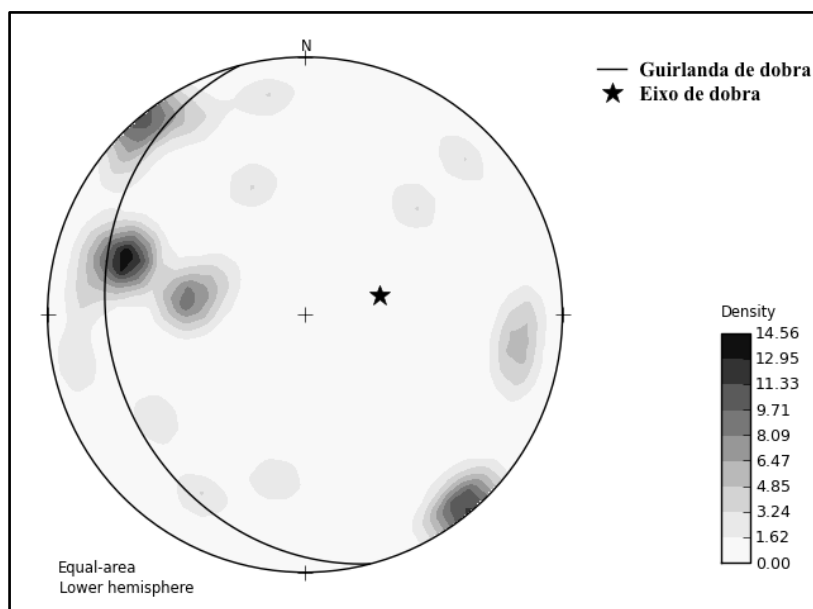


Figura 5.2: Estereograma (rede equiárea; hemisfério inferior) com polos dos planos de foliação S_0 . Densidade máxima no plano N109/63. Eixo de dobra em N075/66. Número de medidas: 29.

Frequentemente, observa-se deslocamento ao longo dos planos de foliação S_0 , sobretudo no metarritmito, com aberturas de 1 a 5 milímetros, e que podem atingir até 1 centímetro (Figuras 5.1E e 5.1F); por vezes, os planos destas discontinuidades encontram-se revestidos por fina película de MnO, indicativo da passagem de soluções meteóricas. De fato, tais aberturas, geradas a partir da expansão de minerais micáceos frente aos processos intempéricos atuantes sobre a rocha, constituem-se importantes estruturas para a percolação de água, conforme apontado por Engelbrecht (2017), Menegasse (1991) e Lachassagne et al. (2011).

Complexo Itapira

As rochas do Complexo Itapira ocorrem a nordeste da bacia hidrográfica do Córrego dos Gomes, em contato tectônico com o Grupo São Roque através da Zona de Cisalhamento de Itu (vide Figura 3.5), são descritas em 7 dos 37 pontos levantados, e respondem por 22% da área da bacia. Litologicamente, a unidade é representada por biotita-plagioclásio gnaiss bandado, médio a grosso, de composição quartzo-feldspática, e feições miloníticas próximo à ZC de Itu; subordinadamente, ocorrem quartzitos finos (Figuras 5.3A, 5.3B e 5.3D). Pode-se encontrar corpos tabulares de coloração ocre e composição argilosa intercalados ao gnaiss, os quais correspondem, possivelmente, a anfibolito alterado (Figura 5.3C).

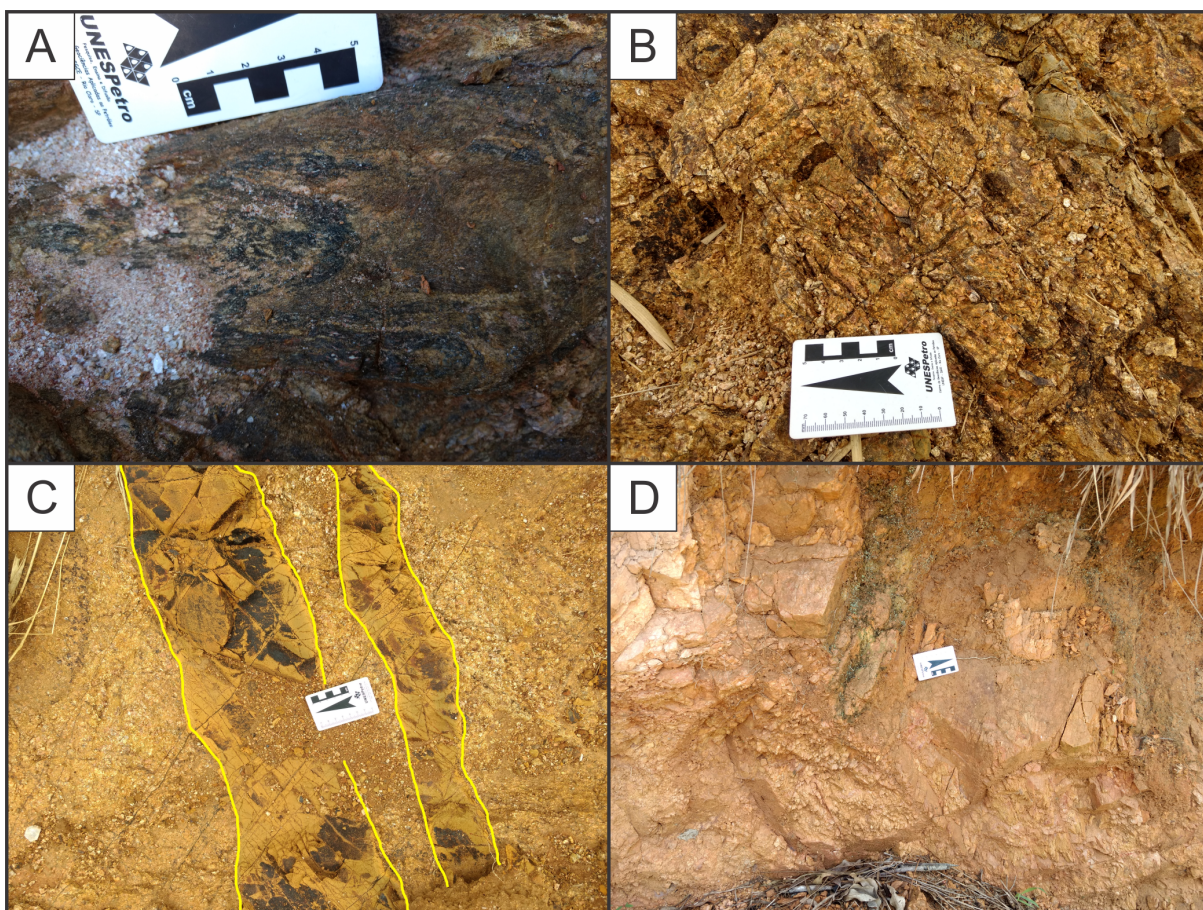


Figura 5.3: Principais litologias pertencentes ao Complexo Itapira na bacia hidrográfica do Córrego dos Gomes. A) biotita-plagioclásio gnaiss bandado alterado, exibindo dobras apertadas e recumbentes; B) gnaiss quartzo-feldspático alterado com feições de catáclase; C) corpos anfibolíticos tabulares (contorno amarelo), com elevado grau de alteração, intercalados em gnaiss quartzo-feldspático; D) quartzito fino alterado.

O grau de intemperismo destas rochas é moderado a alto e caracteriza horizonte saprolítico intensamente fraturado, com espessuras que variam entre 50 centímetros e 3 metros, em escala de afloramento. O produto de alteração do gnaiss consiste em solo argilo-arenoso avermelhado a solo de coloração bege-claro e composição areno-argilosa, de modo que os litotipos com maior teor em biotita tendem a gerar solo mais argiloso.

Depósitos cenozoicos

Os depósitos cenozoicos, descritos em 3 dos 37 pontos analisados, correspondem a colúvios, de ocorrência restrita às bases de encosta. Caracterizam-se por pacotes de espessura entre 80 centímetros e 2 metros, compostos por clastos angulosos de quartzo nas frações grânulo a matacão (atingem até 1,5 metro de diâmetro) inseridos em matriz argilosa (Figura 5.4).



Figura 5.4: Afloramento de colúvio composto por matacões angulosos de quartzo em matriz argilosa.

5.1.1. Padrão de Fraturamento

Na área da bacia hidrográfica do Córrego dos Gomes verifica-se a ocorrência de intenso fraturamento nas exposições de rocha do Grupo São Roque e do Complexo Itapira, com concentração no horizonte saprolítico. Em ambas unidades, o padrão de fraturamento observado é o mesmo, formado por duas famílias de fratura principais, com direções NE-SW e NW-SE, ambas subverticais; o estereograma da Figura 5.5, confeccionado com os polos dos planos medidos ilustra o exposto. As direções obtidas corroboram com aquelas observadas por Neves (2005), Fernandes (1997) e Fernandes & Rudolph (2001).

A Tabela 5.1 sintetiza os valores médios de abertura, espaçamento e persistência para cada uma das famílias principais. Os dados mostram a possibilidade de existir boa conectividade hidráulica entre as discontinuidades, uma vez que apresentam aberturas medianas, alta frequência de repetição e persistências consideráveis. Soma-se a isto a ocorrência de MnO ao longo dos planos de fratura, atestando a percolação de fluidos por estas estruturas.

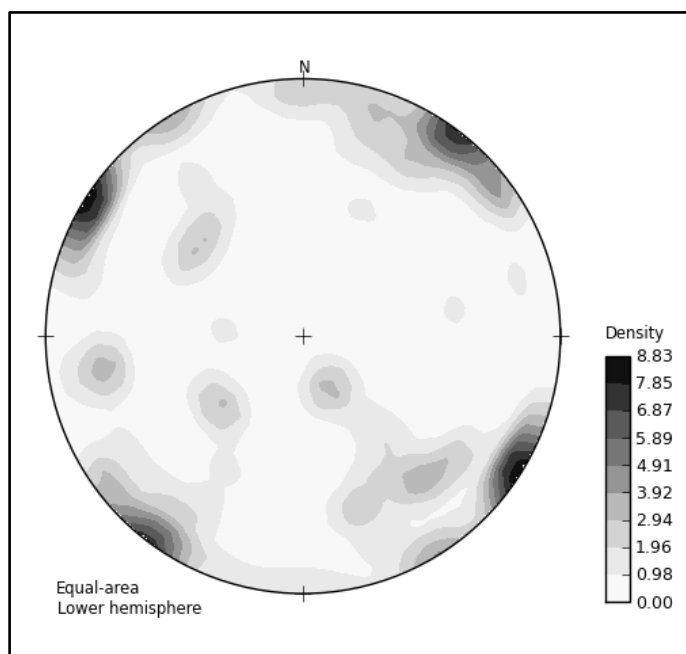


Figura 5.5: Estereograma (rede equiárea; hemisfério inferior) com polos dos planos de fratura, indicando presença de duas famílias subverticais, uma com direção NE-SW e outra com direção NW-SE. Número de medidas: 74.

Tabela 5.1: Síntese dos valores médios de abertura (em milímetro), espaçamento (em centímetro) e persistência (em metros) das principais famílias de fratura observadas.

Família	Direção	Abertura	Espaçamento	Persistência
1	NE-SW	0 a 5 mm / máx. 10 mm	12 cm	1,4 m
2	NW-SE	0 a 3 mm / máx. 10 mm	10 cm	1,4 m

5.2. Isótopos Ambientais

Os resultados obtidos das análises isotópicas realizadas nas amostras de água subterrânea (STA-P1), coletada do poço de captação, e de água superficial (STA-SUP), coletada do córrego dos Gomes em seu trecho represado próximo ao poço, são apresentados na Tabela 5.2; a título de comparação, também estão elencados os valores obtidos por Engelbrecht (2017) para os mesmos pontos de amostragem, cujas coletas foram realizadas em setembro de 2014 e março de 2016. O gráfico da Figura 5.6 apresenta a linha meteórica local e a linha de evaporação local, acompanhadas de suas respectivas equações, e a distribuição dos valores de δD em função de $\delta^{18}O$ para cada uma das amostras apresentadas na Tabela 5.2; a linha de evaporação local foi determinada pela regressão linear dos dados isotópicos das águas superficiais (amostras STA-SUP e STO – A/S).

Tabela 5.2: Dados isotópicos obtidos para as amostras de água subterrânea (poço P1) e superficial (represa do Córrego dos Gomes).

Identificação	Tipo de ponto amostrado	Data Amostragem	$\delta \text{H-2}$ (‰)	$\delta \text{O-18}$ (‰)
STA-SUP	Superficial	22/09/17	-30,70	-4,87
STO – A / S*	Superficial	11/09/14	-17,3	-2,30
STA-P1	Poço desligado	22/09/17	-31,10	-5,58
STO – A / P1*	Poço em funcionamento	11/09/14	-30,3	-4,32
STO - A / P1*	Poço em funcionamento	09/03/16	-28,9	-4,66

*Dados de Engelbrecht (2017)

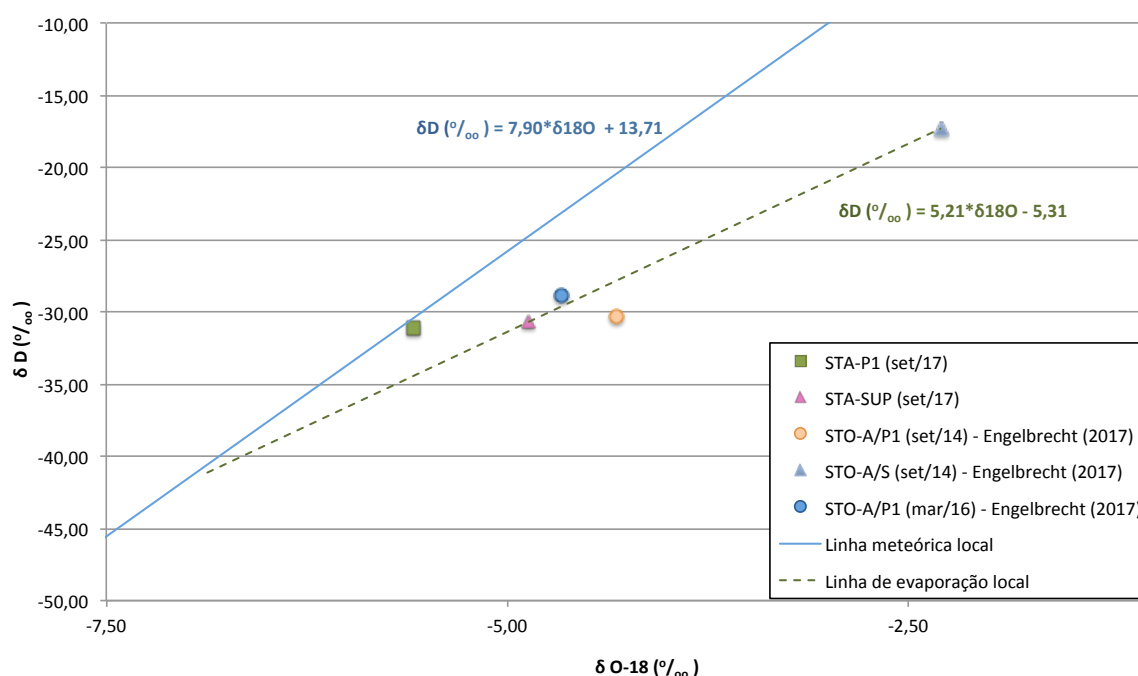


Figura 5.6: Distribuição isotópica das amostras de água superficial (STA-SUP e STO-A/S) e subterrânea (STA-P1 e STO-A/P1), linha meteórica local e linha de evaporação local.

As equações das retas de chuva e evaporação ajustadas apresentam coeficientes angulares bastante próximos dos obtidos por Engelbrecht (2017). O coeficiente angular da reta de evaporação, de 5,21, aponta para processos de evaporação em corpos d'água superficiais desenvolvidos sob taxa de umidade de 75%, conforme Gat (1971).

A partir da análise dos dados, pode-se observar que: (I) a amostra de água superficial coletada durante a estiagem de 2014 apresenta enriquecimento muito maior em isótopos pesados se comparada à amostra coletada no mesmo período em 2017; (II) os pontos referentes às águas subterrâneas coletadas do poço P1 em atividade, nos anos de 2014 e 2016, situam-se ao longo da reta de evaporação local; e (III) a amostra STA-P1, coletada com o poço inativo, encontra-se ao longo da linha meteórica local.

O maior enriquecimento em isótopos pesados observados na amostra de água superficial coletada em 2014, quando comparada àquela coletada no mesmo período em 2017, deve-se à seca que afetou a região nos anos de 2014 e 2015, contribuindo para intensificação dos processos de evaporação desenvolvidos sobre os corpos d'água superficiais e, consequentemente, para a evolução do fracionamento isotópico.

A disposição das amostras de águas subterrâneas coletadas do poço P1 ativo, ao longo da reta de evaporação local, sugere a ocorrência de inversão de fluxo, de modo que a produção do poço receberia uma contribuição de 61% de água superficial oriunda da represa ao lado, conforme cálculo de mistura efetuado por Engelbrecht (2017).

O posicionamento da amostra STA-P1 (coletada com o poço P1 inativo) junto à linha meteórica local corrobora com a interpretação de Engelbrecht (2017), e mostra que com o desligamento do poço, e consequente interrupção da inversão de fluxo, o comportamento isotópico da água explotada tende a retornar à assinatura da formação, sem influência de mistura com águas superficiais.

5.3. Teste de Bombeamento e Análise de Curva Diagnóstica

A partir dos dados obtidos do teste de vazão máxima executado no poço P1, efetuou-se a interpretação da curva diagnóstica, caracterizada pelo traçado simultâneo da curva de rebaixamento e da derivada logarítmica do rebaixamento pelo tempo, em gráfico bilogarítmico (Figura 5.7).

Pelo comportamento da curva derivativa dos dados de campo é possível identificar a formação de um platô, aproximadamente entre 20 e 300 minutos, indicativo de atuação de fluxo radial infinito (IARF, *infinite acting radial flow*), ou seja, o fluxo ao redor do poço pode ser descrito como um conjunto de linhas de fluxo que convergem para um cilindro circular (RENARD et al., 2008). De fato, plotando-se os dados de rebaixamento por tempo em escala monologarítmica, pode-se observar que a inclinação da curva de rebaixamento para este intervalo de tempo apresenta a inclinação característica de fluxo radial (Figura 5.8).

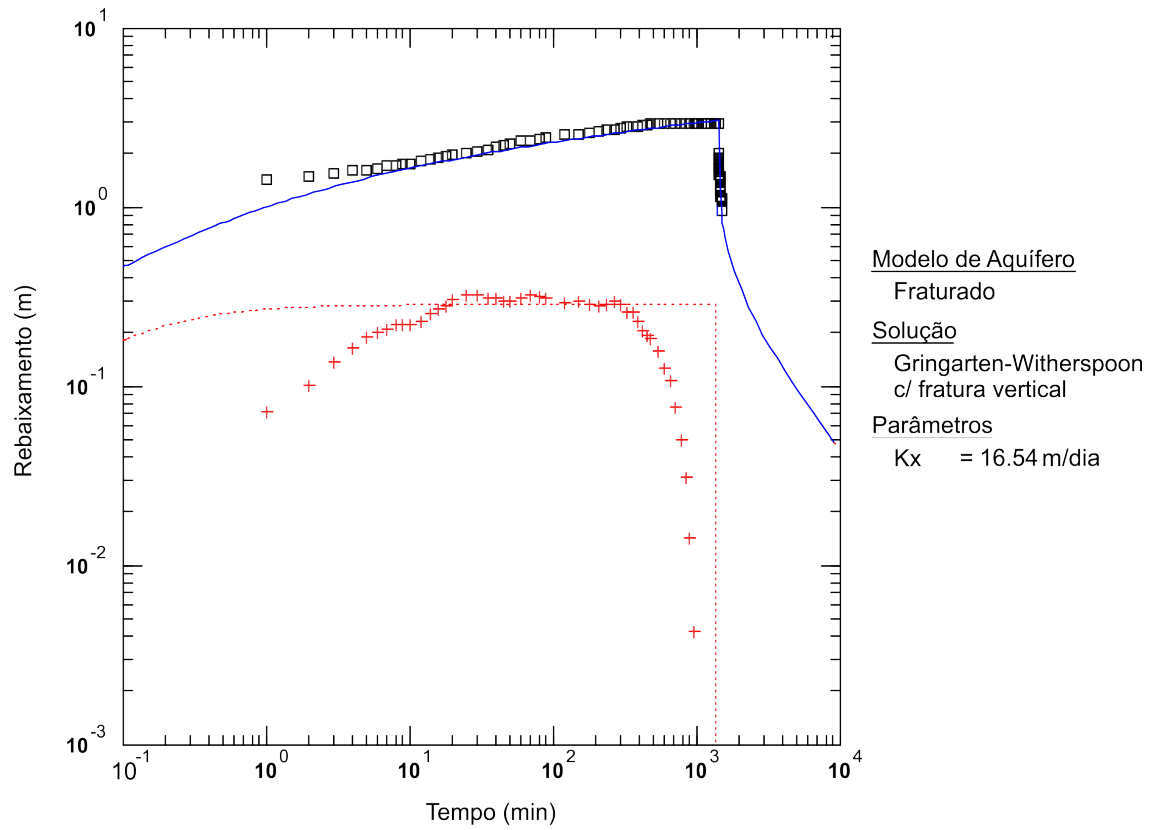


Figura 5.7: Curva diagnóstica construída a partir dos dados do teste de bombeamento executado no poço P1 (pontos) e modelo analítico ajustado para os dados (linhas). Em azul, curvas de rebaixamento e recuperação; em vermelho, curva da derivada logarítmica do rebaixamento.

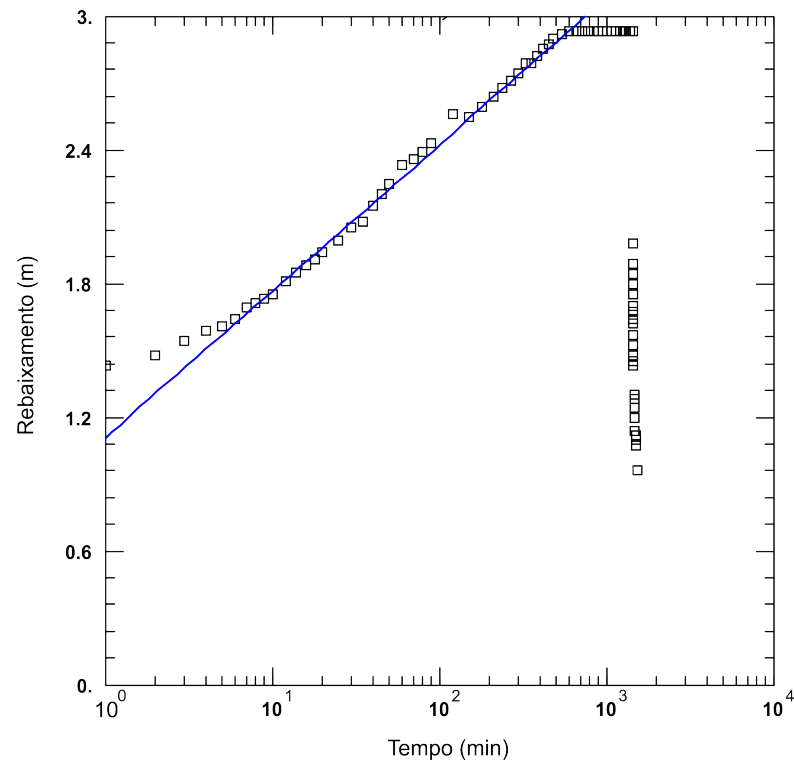


Figura 5.8: Comparação da distribuição dos dados de rebaixamento observados com a curva de inclinação diagnóstica de fluxo radial (em azul).

Para o intervalo no qual IARF é válido, a curva reflete características da formação de maneira mais representativa, uma vez que não será influenciada por efeitos do armazenamento e/ou perdas de carga do poço. Portanto, priorizou-se o ajuste do modelo analítico a este intervalo. O modelo ajustado para o teste foi o modelo de fratura vertical com condutividade infinita de Gringarten & Witherspoon (1972), a partir do qual estimou-se a condutividade hidráulica ao longo do plano de fratura (parâmetro K_x), conforme Figura 5.7.

No modelo de fratura vertical com condutividade infinita, as linhas de fluxo são perpendiculares à fratura durante o tempo inicial, em geometria de fluxo linear. Após algum tempo, conforme a contribuição da formação no entorno da fratura aumenta significativamente, o fluxo linear encerra-se e dá lugar à geometria de fluxo elíptica ou pseudo-radial (Figura 5.9), até que finalmente o fluxo responde com comportamento radial (Bourdet, 2002).

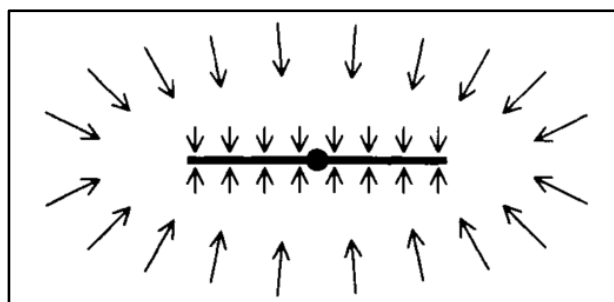


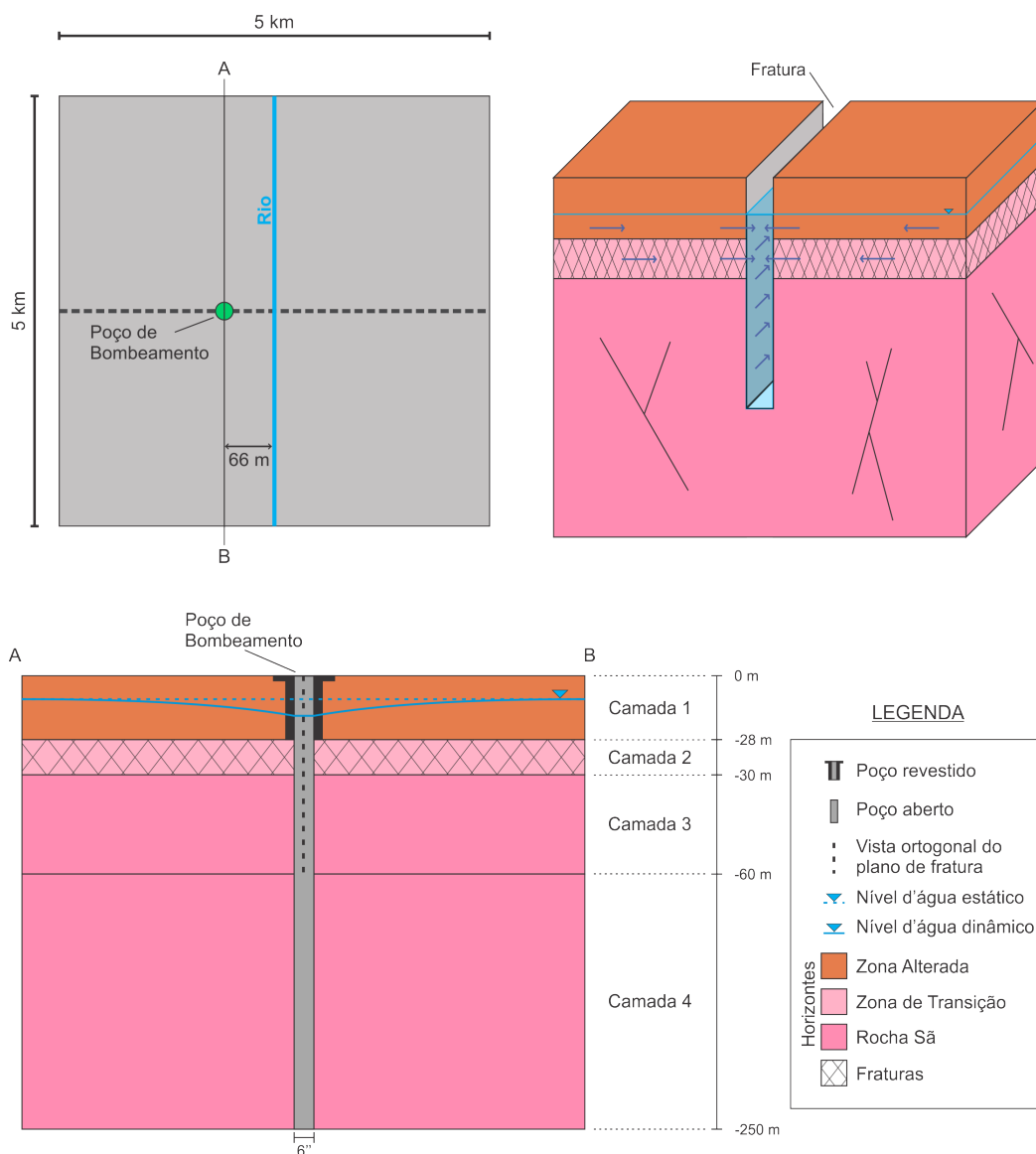
Figura 5.9: Vista em planta de fratura vertical com condutividade infinita e geometrias de fluxo linear e pseudo-radial. Fonte: Bourdet (2002).

Por fim, observa-se que entre 300 e 1440 minutos de bombeamento, os valores de rebaixamento passam a estabilizar, o que se traduz na tendência de queda apresentada pela curva derivativa em relação à do modelo analítico ajustado. Este comportamento é característico de condição de contorno de carga constante linear e infinita (RENARD et al., 2008), a qual pode ser associada ao trecho represado do Córrego dos Gomes próximo ao poço de bombeamento, indicando que o poço P1 passa a ter contribuição significativa de água superficial.

5.4. Modelo Conceitual

Com base no levantamento de campo das discontinuidades geológicas da área, no perfil construtivo e descrição de testemunho do poço P1, na comparação entre as assinaturas isotópicas da água subterrânea quando P1 encontra-se ativo e inativo, na interpretação da curva diagnóstica do teste de bombeamento, e em trabalhos anteriores realizados no cristalino da

região de Itu, confeccionou-se modelo conceitual para o sistema hidrogeológico estudado, com simplificações necessárias à modelagem numérica (Figura 5.10).



As premissas impostas ao modelo conceitual foram as seguintes:

- O aquífero é do tipo fraturado, caracterizado por rochas com baixa porosidade primária e por fluxo subterrâneo concentrado ao longo de discontinuidades do arcabouço (porosidade secundária);
- A descarga da água subterrânea dá-se através da drenagem existente na área;

- A represa pode ser associada a uma condição de contorno de carga constante, apenas com o objetivo de atuar como fonte de água infinita durante a execução do teste de bombeamento;
- O cone de rebaixamento não intercepta contornos de não-fluxo, indicando que estes encontram-se suficientemente distantes do poço de bombeamento;
- O manto de alteração, a zona de transição e o intervalo de rocha sã, ao longo do poço P1, possuem espessuras de 28, 2 e 220 metros, respectivamente (Figura 5.10);
- A zona de transição é admitida como o horizonte de maiores valores de condutividade, seguida pelo manto de alteração e pela rocha inalterada, esta última praticamente impermeável;
- Os horizontes relacionados ao manto de alteração e zona de transição foram considerados como meio homogêneo e isotrópico. Essa premissa baseia-se na alta frequência das descontinuidades comparada à escala do modelo, e à homogeneidade do padrão de fraturamento ao longo da área, permitindo inseri-las em um volume elementar representativo (REV);
- A partir dos dados isotópicos, assume-se que existe um conjunto de descontinuidades subverticais hidráulicamente ativas que conectam o poço P1 à represa próxima (Figura 5.10). Este conjunto de estruturas pode ser interceptado pelo poço em diversas profundidades, podendo estender-se até as porções mais superiores da rocha sã. O arranjo formado por estas estruturas possui dimensão tal que não pode ser englobado em um volume elementar representativo, e necessita ser associado a um novo contínuo, correspondente a um elemento discreto, com elevada permeabilidade.

5.5. Modelo Numérico

5.5.1. Discretização do Modelo

O domínio simulado totaliza uma área de 25 km^2 e volume de 6.250 km^3 , e é subdividido em quatro camadas (designadas por 1, 2, 3 e 4, conforme Figura 5.10). A malha utilizada para discretização do modelo, ilustrada na Figura 5.11, possui 41.176 elementos finitos e 26.150 nós, igualmente distribuídos pelas quatro camadas do domínio, de modo que cada uma responde por 10.294 elementos. A distância internodal varia entre 0,47 metros e 307 metros,

com maior refinamento ao redor do poço de bombeamento e ao longo da drenagem e da descontinuidade (elemento discreto). Apenas 16,3% dos elementos possuem ângulo acima de 90° e nenhum ultrapassa 120° .

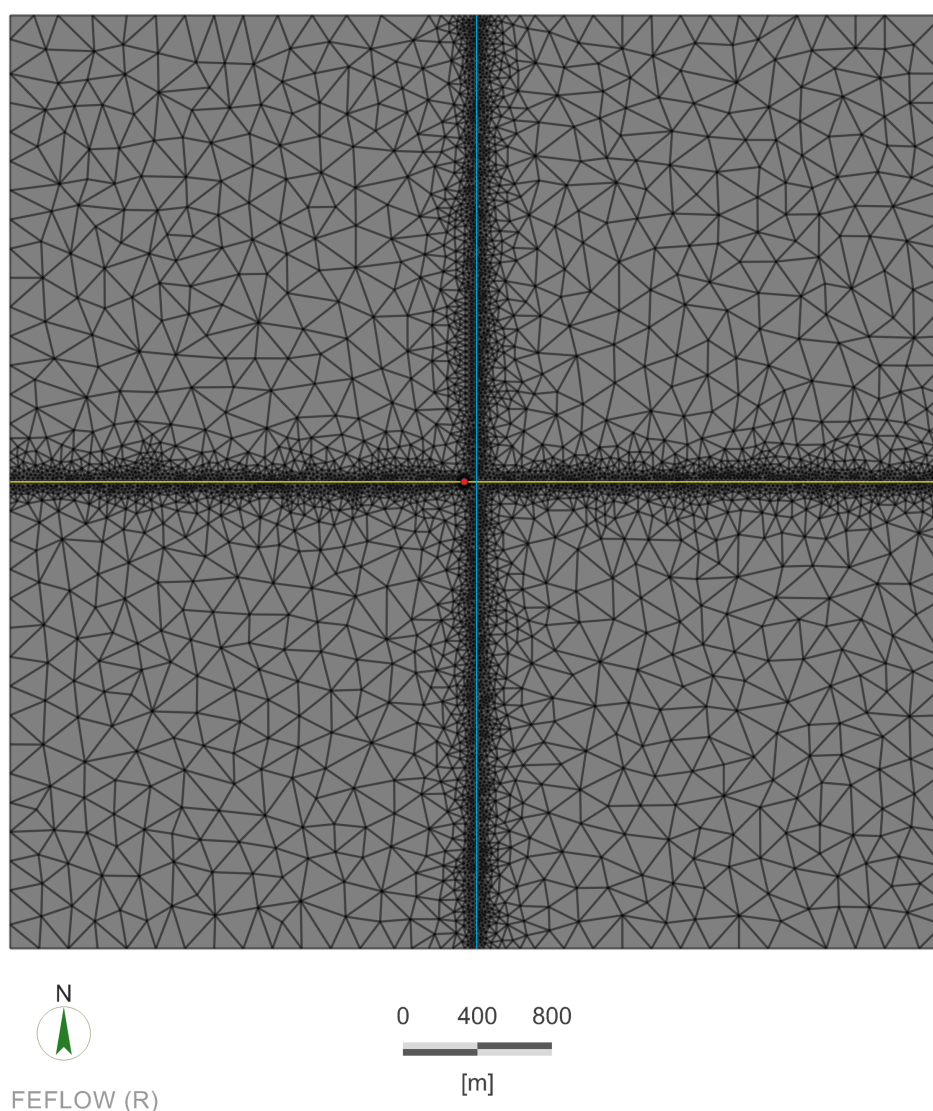


Figura 5.11: Malha de elementos finitos utilizadas na confecção do modelo numérico. O poço de bombeamento é representado em vermelho, enquanto o traçado da drenagem e da descontinuidade correspondem às retas em azul e amarelo, respectivamente.

5.5.2. Condições Iniciais

As condições iniciais utilizadas no regime transiente foram obtidas após simulação em regime estacionário. Não foi realizada calibração do modelo para esta etapa, posto que o objetivo da simulação resumiu-se à geração de uma distribuição inicial de cargas hidráulicas, conforme Figura 5.12.

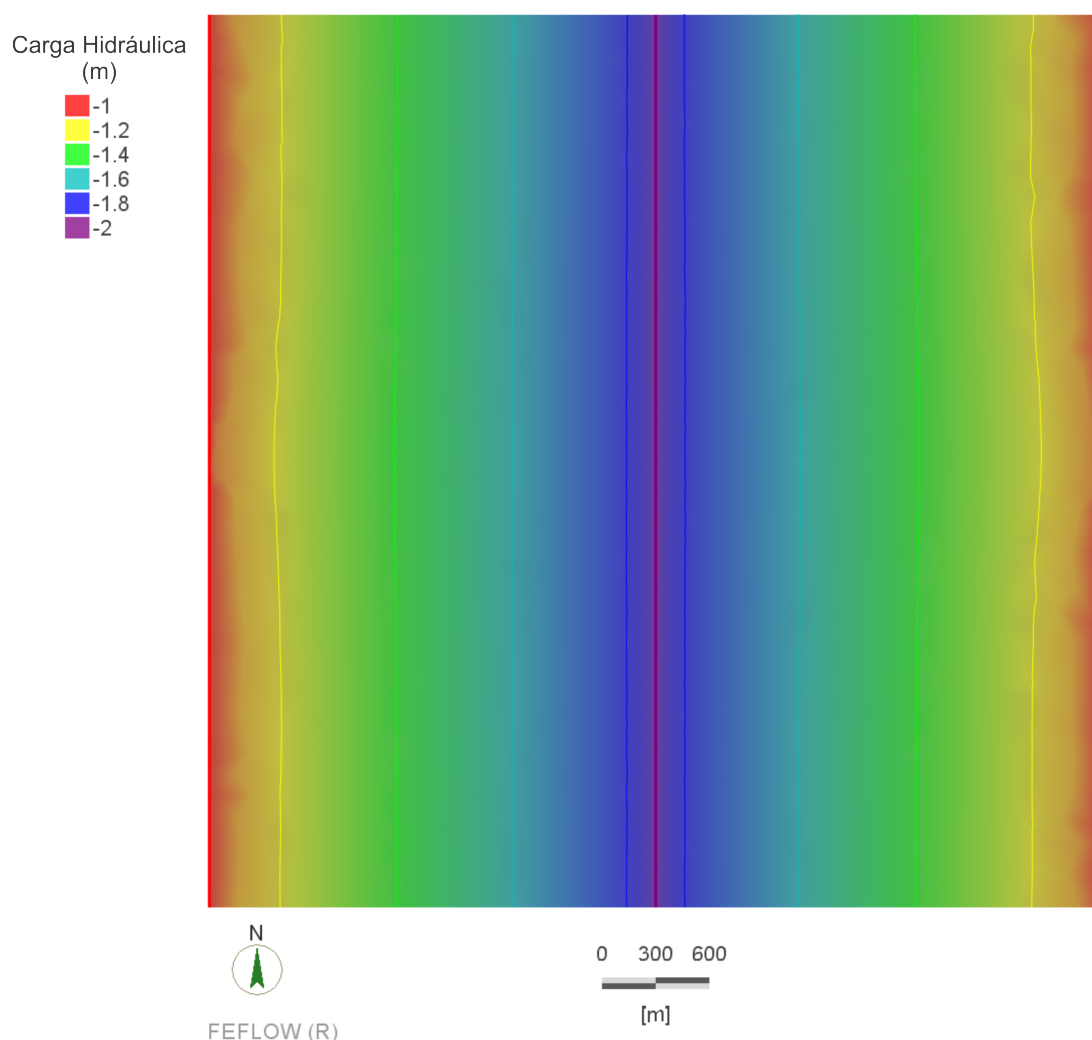


Figura 5.12: Mapa potenciométrico com a distribuição de cargas hidráulicas gerada pela simulação em regime estacionário.

5.5.3. Condições de Contorno e Elemento Discreto

Os limites do modelo foram associados a condição de não-fluxo. As dimensões do modelo são suficientes para que o cone de rebaixamento não atinja os limites do domínio, em conformidade com a interpretação da curva diagnóstica do teste de bombeamento confeccionada para os dados observados.

Com base nas premissas do modelo conceitual, impôs-se à drenagem condição de carga hidráulica constante (Figura 5.13), igual a -2 m, de modo que esta atue como fonte infinita de água para o poço durante o período do teste de bombeamento.

Para representação do poço, distante cerca de 66 metros da drenagem, utilizou-se condição de contorno de poço multicamadas (Figura 5.13), à qual foram atribuídas as mesmas características construtivas do poço de bombeamento P1 e taxa de bombeamento de $40 \text{ m}^3/\text{h}$.

O conjunto de descontinuidades hidráulicas conectadas, e responsáveis por interligar o poço P1 e a drenagem, foi representado através de elemento discreto (Figura 5.14), conforme premissas apresentadas no modelo conceitual.

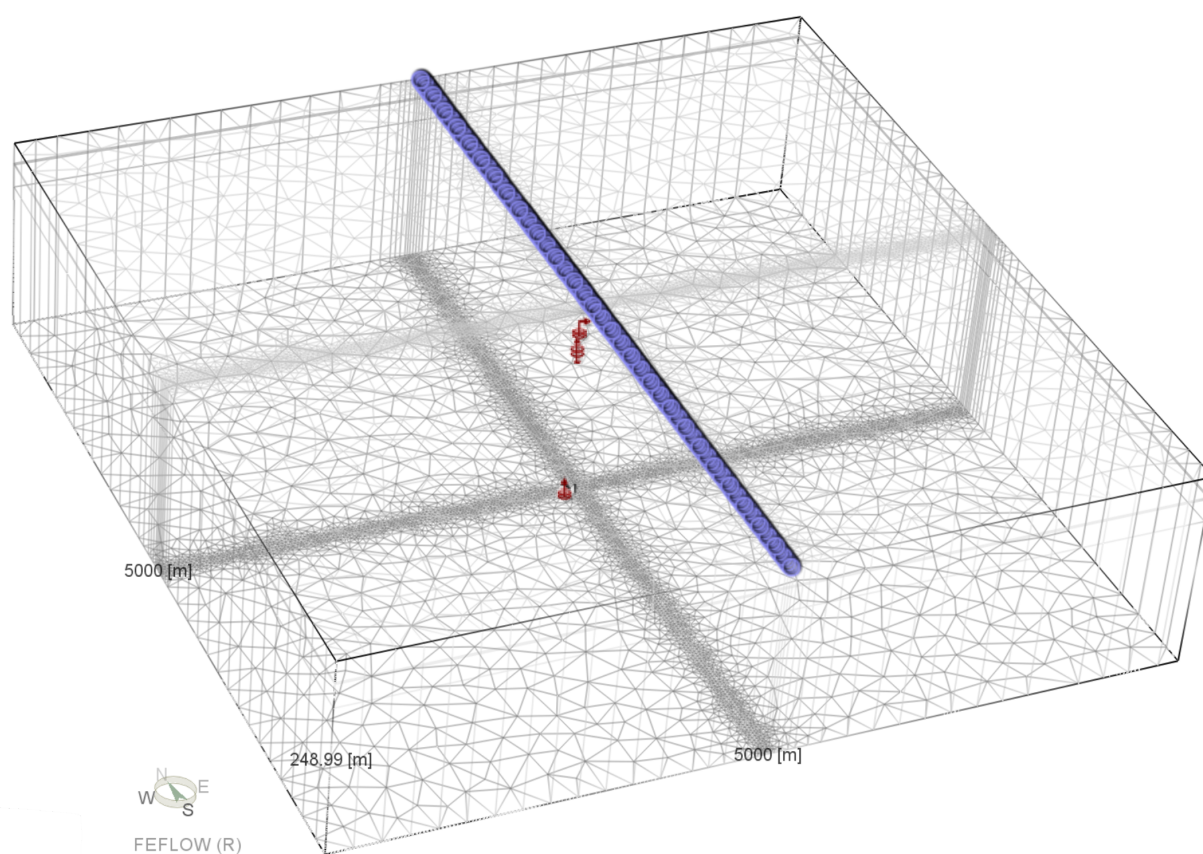


Figura 5.13: Disposição tridimensional das condições de contorno utilizadas internamente no domínio simulado. Em azul, contorno de carga constante e, em vermelho, contorno de poço tipo multicamada.

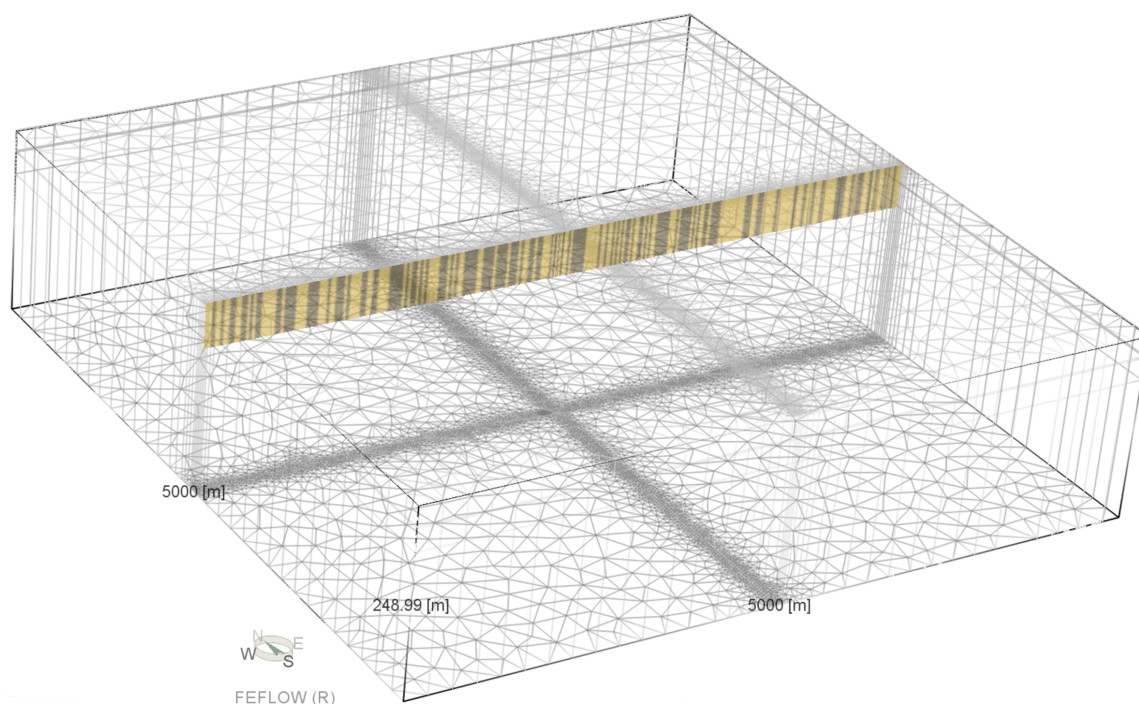


Figura 5.14: Visualização tridimensional do elemento discreto inserido no domínio.

5.6. Simulação em Regime Transiente

5.6.1. Parâmetros Hidrodinâmicos

Partindo-se dos valores de condutividade hidráulica apresentados por Cavalcante (1990) para cada horizonte de alteração em rochas cristalinas da região de Atibaia (SP), e por Engelbrecht (2017) para as metassedimentares do Grupo São Roque no município de Itu (SP), o modelo foi calibrado com valores distintos de condutividade hidráulica para cada camada do domínio.

Em acordo com as premissas impostas ao modelo conceitual, por consequência da elevada densidade de fraturamento e da perpendicularidade entre as direções das descontinuidades, a condutividade hidráulica foi tratada como isotrópica ($K_x = K_y = K_z$) e homogênea em cada camada do modelo; para as camadas 3 e 4 em particular, vinculadas à rocha inalterada, optou-se por tratá-las como homogêneas e isotrópicas por desconhecer-se a existência ou não de descontinuidades e, caso exista, sua intensidade e padrão geométrico.

Para a Camada 1, correspondente à zona de alteração, o valor de condutividade hidráulica obtido a partir da calibração do modelo foi de $5,0E-06$ m/s. Para a Camada 2, associada à zona de transição, obteve-se valor mais elevado, de $1,0E-05$ m/s, enquanto as camadas 3 e 4

do modelo, representantes da rocha inalterada, mas passível de drenança por possíveis fraturas existentes, apresentaram os menores valores, iguais a $1,0\text{E-}09$ m/s. Para o elemento discreto, partiu-se do valor de K_x (condutividade hidráulica na direção paralela à da descontinuidade) estimado pelo teste de bombeamento; o valor obtido para este parâmetro, com o ajuste do modelo, foi de $3,24\text{E-}04$ m/s. Para o parâmetro espessura, o modelo foi calibrado utilizando-se valor de 17 metros, correspondente à espessura da coluna d'água dentro da descontinuidade.

Valores de porosidade efetiva iguais a 1% para as quatro camadas do domínio foram obtidos a partir do ajuste do modelo. Estes valores são condizentes com os dados de porosidade apresentados por Cavalcante (1990) para os diferentes horizontes intempéricos em rochas cristalinas; o valor de porosidade foi o mesmo para todas as camadas, de modo a evitar respostas de dupla porosidade na curva diagnóstica simulada.

5.6.2. Calibração

O critério utilizado para calibração do modelo consistiu na correspondência dos valores de rebaixamento dos testes de bombeamento observado e simulado, em particular, para o trecho correspondente à recuperação, de modo a evitar influência de perdas de carga por efeito do poço, algo não passível de reprodução na simulação.

A Figura 5.15 apresenta o gráfico de dispersão dos rebaixamentos simulado e observado. Observa-se a existência de uma diferença constante entre ambos (a qual não ultrapassa 1 metro), com o observado sempre maior que o calculado, o que deve estar associado às perdas de carga por efeitos do poço. A Figura 5.16 corresponde ao gráfico de dispersão para as recuperações simulada e observada, e aponta para elevada correlação entre os dados. Para o período de recuperação, os dados observados e os simulados exibem elevado grau de aderência, indicado por erro quadrático médio $\text{RMS} = 0,04$ m, erro quadrático médio normalizado $\text{NRMS} = 4,16\%$, coeficiente de correlação $R = 99,56\%$ e coeficiente de determinação $R^2 = 99,12\%$, conforme Figura 5.17.

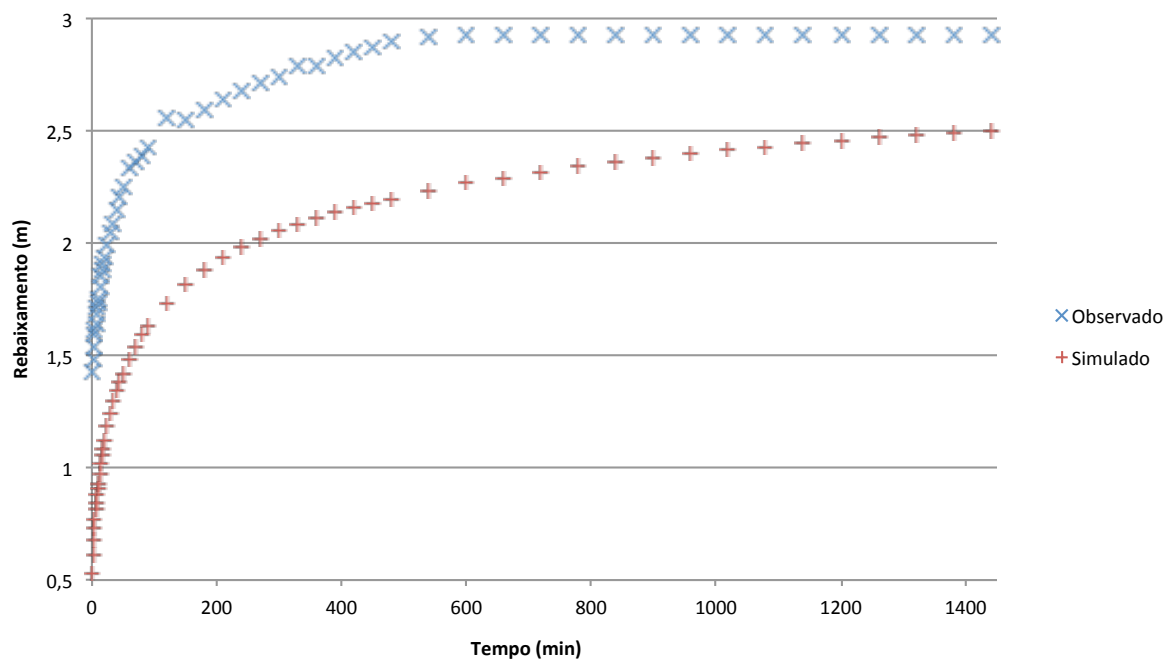


Figura 5.15: Comportamento dos valores de rebaixamento observados e dos calculados pela simulação durante o período de bombeamento (0 a 1440 minutos).

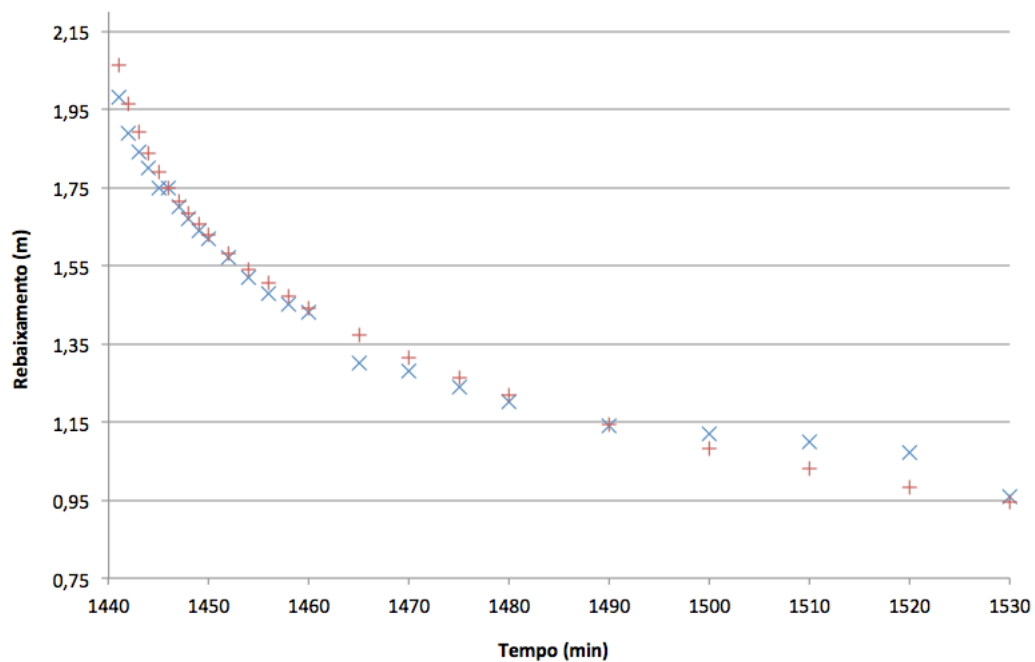


Figura 5.16: Comportamento dos valores de rebaixamento observados e dos calculados pela simulação durante o período de recuperação (1440 a 1530 minutos).

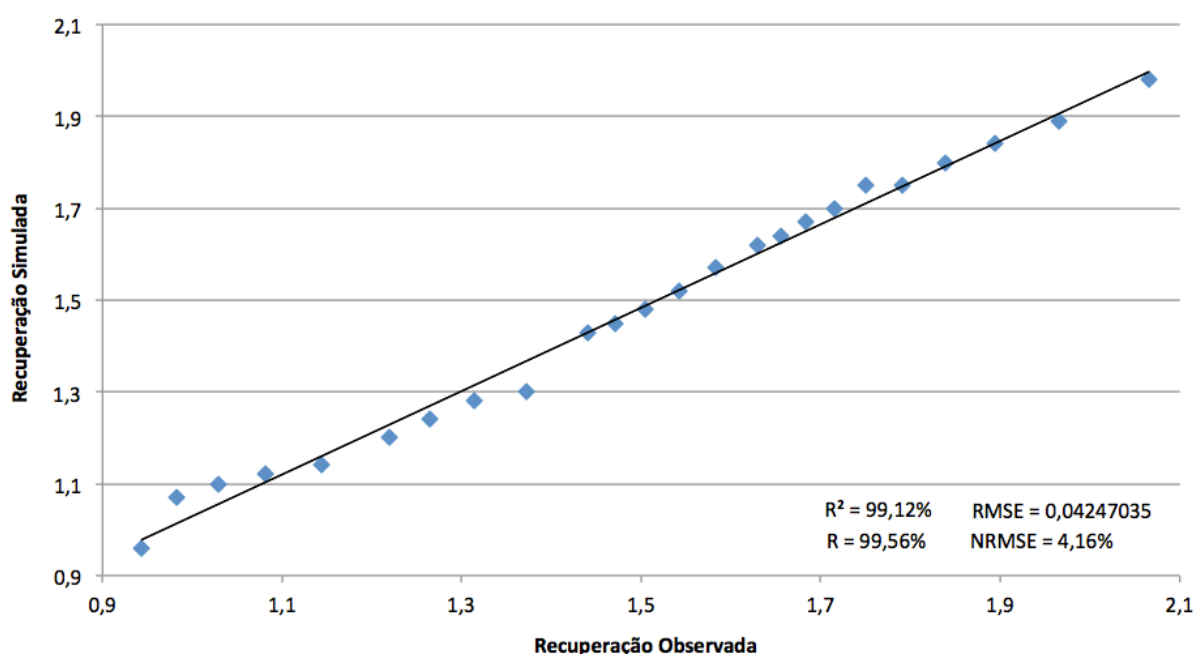


Figura 5.17: Gráfico de correlação entre os valores de rebaixamento observados durante o teste de recuperação e aqueles calculados pela simulação para o mesmo período.

5.6.3. Análise de Sensibilidade

Com o intuito de avaliar o grau de incerteza atrelado aos parâmetros do modelo transiente calibrado, efetuou-se análise de sensibilidade a partir da alteração de 5%, em relação ao valor calibrado, nos parâmetros de condutividade hidráulica e porosidade efetiva do domínio, e de condutividade hidráulica e espessura do elemento discreto. Os valores de coeficiente de sensibilidade obtidos para cada um dos parâmetros, calculados para a alteração em cada camada e em todo o modelo, são apresentados na Tabela 5.3 e no gráfico da Figura 5.18.

Tabela 5.3: Coeficientes de sensibilidade e valores de RMS calculados a partir da alteração de 5% dos valores de calibração do modelo. Legenda: Th - espessura do elemento discreto; Kdf – condutividade hidráulica do elemento discreto; Kt – condutividade hidráulica em todo o domínio; Syt – porosidade efetiva em todo o domínio.

Parâmetro	RMS calibrado	RMS alterado	Coef.Sensibilidade
Th (17 m)	0,042	0,049	0,124
Kdf (3,24E-04 m/s)	0,042	0,053	0,213
K1 (5,00E-06 m/s)	0,042	0,039	-0,074
K2 (1,00E-05 m/s)	0,042	0,042	-0,012
K34 (1,00E-09 m/s)	0,042	0,042	-0,001
Kt	0,042	0,034	-0,165
Sy1 (0,01)	0,042	0,038	-0,053
Sy2 (0,01)	0,042	0,042	-1,26E-09
Sy34 (0,01)	0,042	0,042	-1,26E-09
Syt	0,042	0,040	-0,053

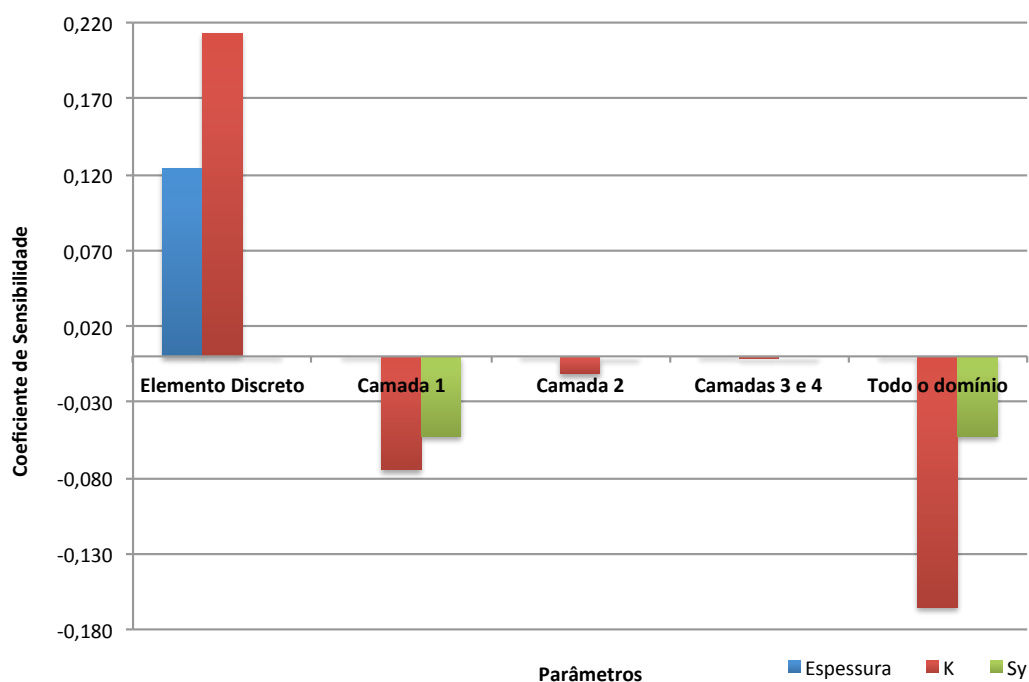


Figura 5.18: Distribuição dos valores de coeficiente de sensibilidade calculados para cada parâmetro associado ao elemento discreto e ao domínio e suas camadas. Observar que os coeficientes de sensibilidade obtidos para os parâmetros K e Sy das camadas 3 e 4 são muito inferiores em relação aos demais, praticamente não aparecendo no gráfico.

Dos resultados obtidos, observa-se que o modelo possui maior sensibilidade a mudanças no parâmetro condutividade hidráulica do elemento discreto (K_{df}), e que a espessura deste (Th) apresenta o segundo maior coeficiente de sensibilidade. O modelo é pouco sensível frente à modificação dos valores de condutividade hidráulica (K_1 , K_2 , K_{34}) e porosidade efetiva (Sy_1 , Sy_2 , Sy_{34}) quando realizadas separadamente para cada camada do domínio, enquanto a alteração destes parâmetros em todo o modelo (K_t e Sy_t), aponta para maior sensibilidade relacionada à variação da condutividade hidráulica.

Embora as maiores sensibilidades estejam associadas aos parâmetros de condutividade hidráulica, espessura do elemento discreto e à alteração da condutividade hidráulica em todo o domínio, a modificação dos valores de NRMSE associadas a estes parâmetros não ultrapassam 0,25%, com alteração da calibração em apenas 0,01 m.

5.6.4. Análise de Curva Diagnóstica Simulada

Os dados de rebaixamento e recuperação, obtidos do teste de bombeamento simulado, foram utilizados na confecção e interpretação da curva diagnóstica, conforme apresentado na

Figura 5.18. Entre 20 e 300 minutos, aproximadamente, verifica-se condições de fluxo radial infinito (IARF), marcado pela formação de platô na curva derivativa. Este comportamento é confirmado pelo gráfico de rebaixamento por tempo em escala monologarítmica, no qual observa-se que a curva de rebaixamento possui inclinação característica de fluxo radial para o mesmo intervalo de tempo considerado (Figura 5.19).

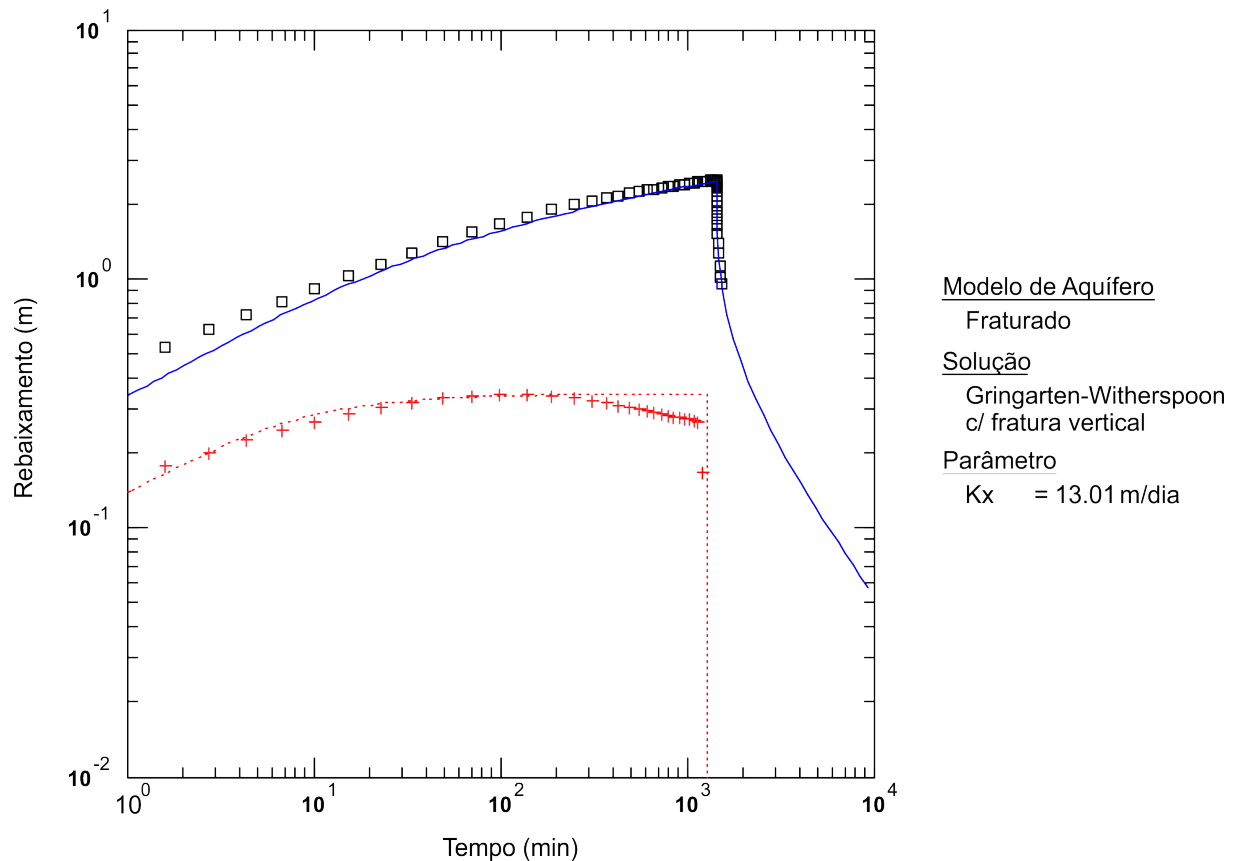


Figura 5.18: Curva diagnóstica construída a partir dos dados do teste de bombeamento simulado (pontos) e modelo analítico ajustado para os dados (linhas). Em azul, curvas de rebaixamento e recuperação; em vermelho, curva da derivada logarítmica do rebaixamento.

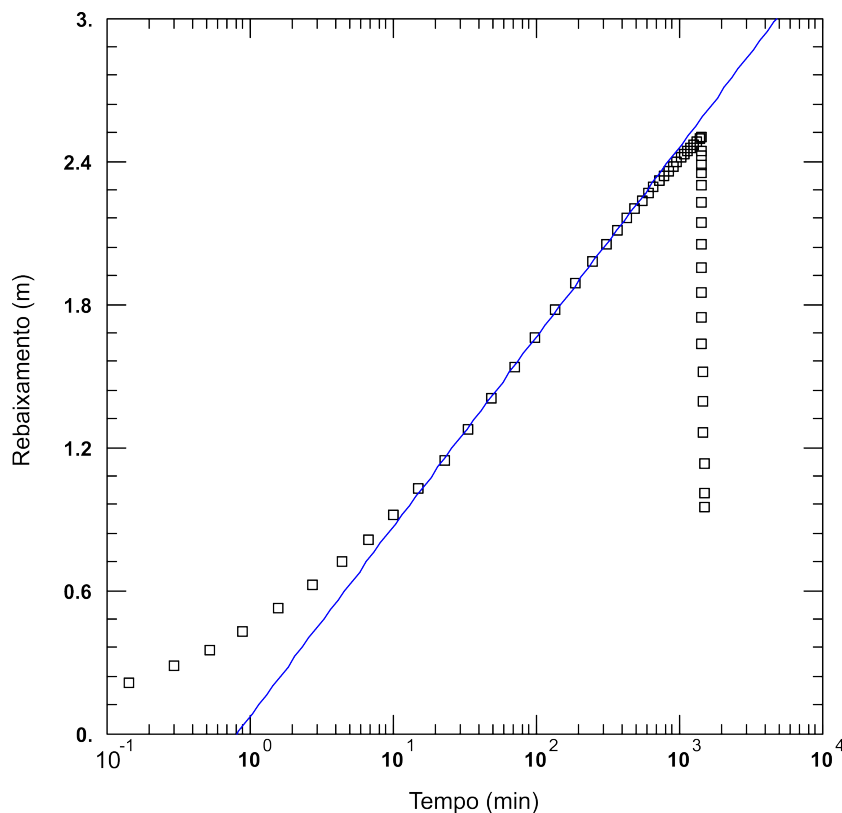


Figura 5.19: Comparação da distribuição dos dados de rebaixamento simulados (pontos) com a curva de inclinação diagnóstica de fluxo radial (azul).

O modelo analítico ajustado para a curva foi o de fratura vertical com condutividade infinita de Gringarten & Witherspoon (1972), apresentado na Figura 5.18. O valor de Kx (condutividade hidráulica ao longo da fratura) obtido foi de 13 m/dia, diferindo em apenas 7% do valor interpretado dos dados de rebaixamento reais. A análise da geometria de fluxo converge com o modelo analítico ajustado, posto que fratura vertical com condutividade infinita caracteriza-se por geometria de fluxo linear no tempo inicial com evolução para fluxo elíptico ou pseudo-radial (Bourdet, 2002). Estas geometrias de fluxo são identificadas no modelo numérico, com fluxo linear representado na Figura 5.20 e o fluxo pseudo-radial (ou elíptico) na Figura 5.21.

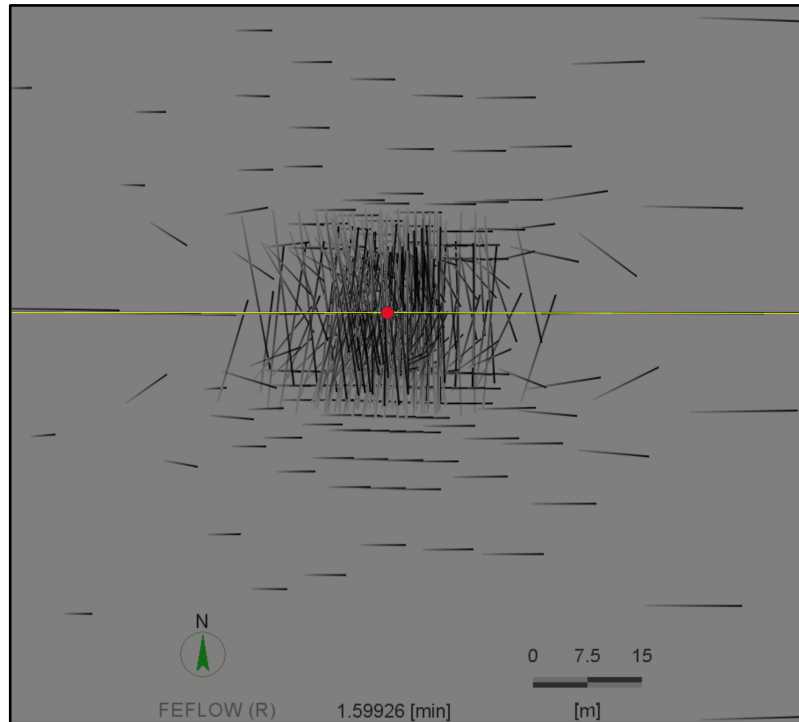


Figura 5.20: Vista em planta dos vetores de fluxo (linhas pretas) ao redor do poço (ponto vermelho) e do elemento discreto (linha amarela), no período inicial do bombeamento (1,6 minutos), com geometria característica de fluxo linear.

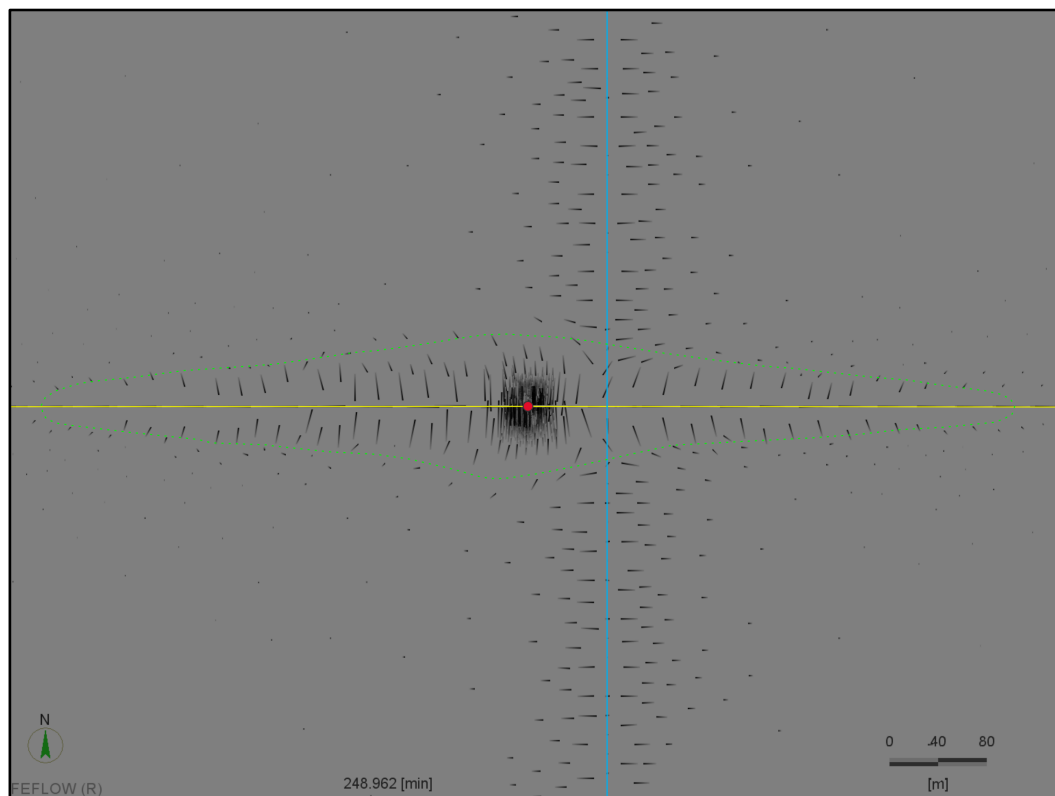


Figura 5.21: Vista em planta dos vetores de fluxo (linhas pretas) ao redor do poço (ponto vermelho) e do elemento discreto (linha amarela), após cerca de 250 minutos de bombeamento, com geometria característica de fluxo pseudo-radial ou elíptico (tracejado em verde).

A partir de 300 minutos de bombeamento, a derivativa dos dados simulados inicia tendência de queda linear, enquanto o rebaixamento do nível d'água tende à estabilização (Figura 5.18). Este comportamento aponta para existência de condição de contorno linear infinita de carga constante próxima ao poço (RENARD et al., 2008). Tal condição de contorno foi imposta à drenagem existente no modelo, o que sugere a interceptação desta pelo cone de rebaixamento produzido durante o bombeamento e a contribuição de água superficial na produção do poço.

Cabe ressaltar que os tempos de início da estabilização da derivativa (próximo de 20 minutos) e da assinatura de condição de contorno de carga constante (em cerca de 300 minutos) obtidos para o teste simulado coincidem com aqueles da curva diagnóstica dos dados observados, onde os mesmos são de 20 e 250 minutos, respectivamente.

5.6.5. Balanço de Fluxo e Proporção de Mistura

Os volumes de entrada e saída de água do modelo, obtidos pela simulação em regime transiente, são apresentados na Figura 5.22. O valor total de saída de água do modelo é de 1.239 m^3 , resultado da saída através do poço de bombeamento (960 m^3) e do rio (279 m^3). A entrada total de água é de 400 m^3 , realizada exclusivamente através do rio. Em relação ao armazenamento, observam-se valores totais de perda e captura de água iguais a 962 m^3 e 124 m^3 , respectivamente. O valor de entrada líquida pelo rio corresponde a 121 m^3 , enquanto a perda líquida do armazenamento é de 838 m^3 . De posse destes valores, a contribuição de água superficial na produção do poço, para 1440 minutos de bombeamento, foi estimada em 12,6%, enquanto o aquífero responde por 87,3% da produção.

A Figura 5.23 apresenta a variação da taxa de entrada e saída de água do modelo ao longo do período simulado. É possível observar que a taxa de perda de água do armazenamento se reduz à medida que a taxa de entrada de água pelo rio aumenta, a qual contribui para suprir a demanda do poço de bombeamento. Verifica-se que após 250 minutos de bombeamento, a taxa de entrada de água pelo rio supera a taxa de saída por esta mesma condição de contorno, coincidindo com o momento observado na curva diagnóstica do bombeamento simulado para o qual a assinatura da primeira condição de contorno é registrada pela derivativa.

A tendência de aumento contínuo exibida pela curva da taxa de entrada de água pelo rio (Figura 5.23) sugere que, para tempos de bombeamento maiores que o simulado, a contribuição de água superficial na produção do poço deve manter-se crescente até que, em algum

momento, o sistema entre em equilíbrio. A interrupção do bombeamento, em 1440 minutos, é seguida por rápida queda na taxa de entrada de água pelo rio (Figura 5.23), o que indica tendência do fluxo recuperar-se da inversão imposta durante o bombeamento, conforme interpretado das assinaturas isotópicas das águas subterrâneas coletadas com o poço ativo e inativo.

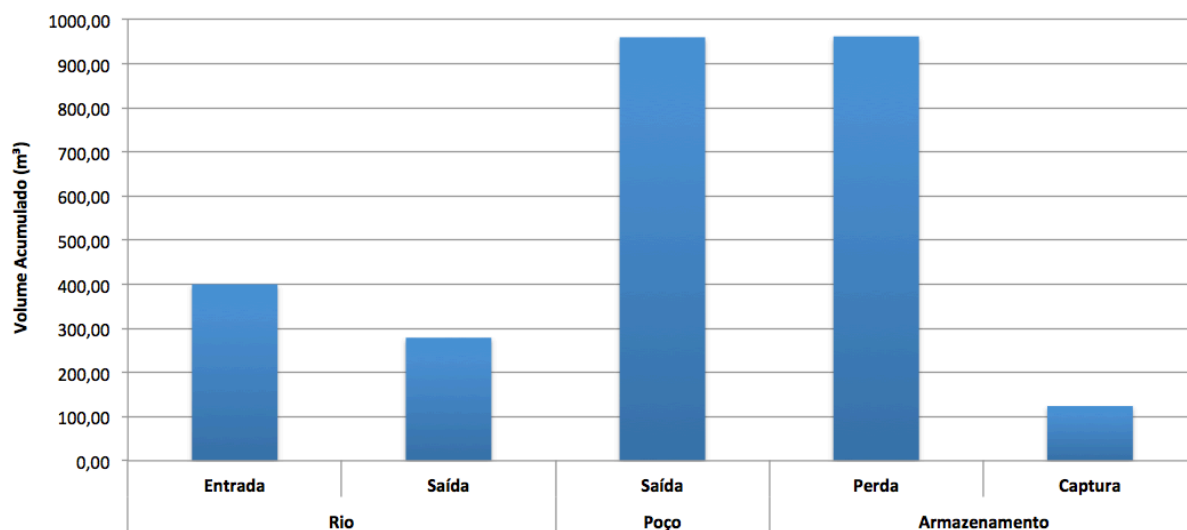


Figura 5.22: Balanço dos volumes de entrada e saída de água do modelo para a simulação em regime transiente.

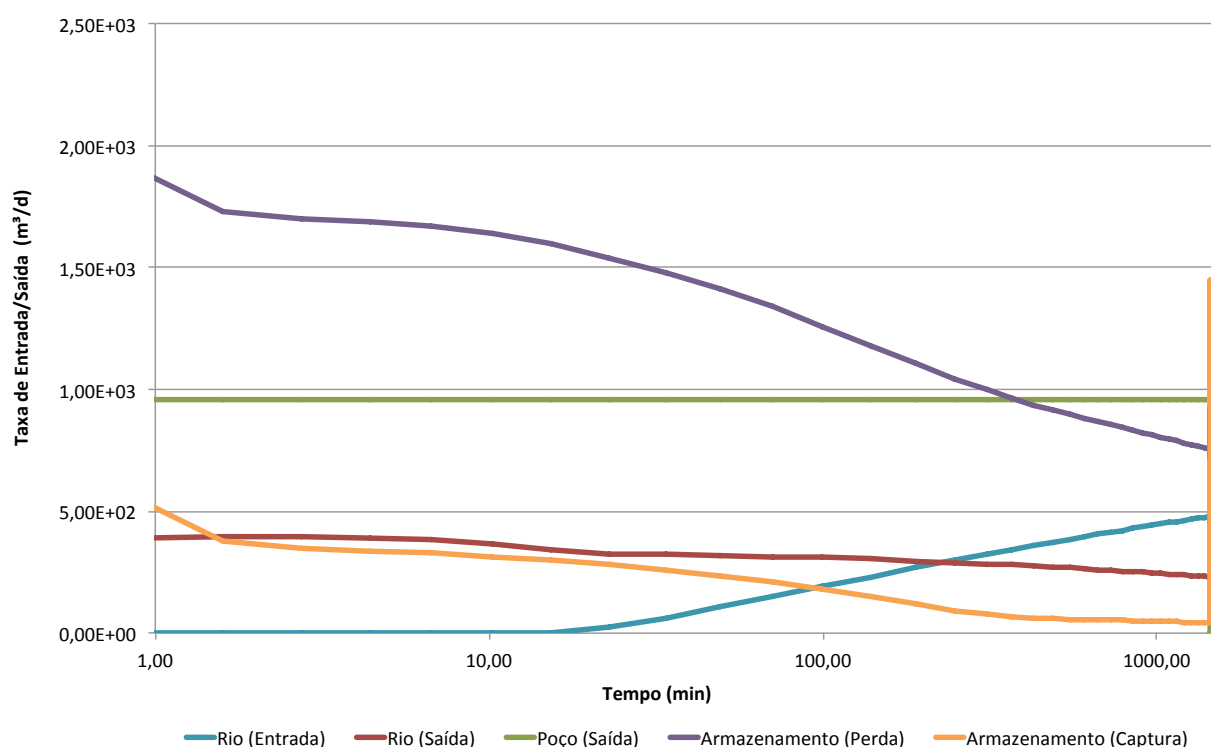


Figura 5.23: Variação das taxas de entrada e saída de água do modelo ao longo do tempo de simulação.

5.6.6. Potenciometria Simulada e Rebaixamento

Após 1440 minutos de bombeamento contínuo, observa-se que os sentidos de fluxo ao longo do domínio não sofrem grandes alterações, à exceção das vizinhanças do poço de bombeamento, região na qual verifica-se aumento do gradiente hidráulico em direção ao poço e inversão de fluxo no trecho entre o poço e o rio, ambos consequência da criação do cone de rebaixamento. A Figura 5.24 apresenta a distribuição das cargas hidráulicas ao final do período de rebaixamento do teste simulado.

A geometria do cone de rebaixamento é elíptica (Figura 5.25) e o valor máximo de rebaixamento, decorridos 1440 minutos de bombeamento, é de 2,5 metros. Após o período do teste de recuperação (1440 a 1530 minutos), o nível d'água ainda apresenta-se 0,95 metros abaixo do nível estático.

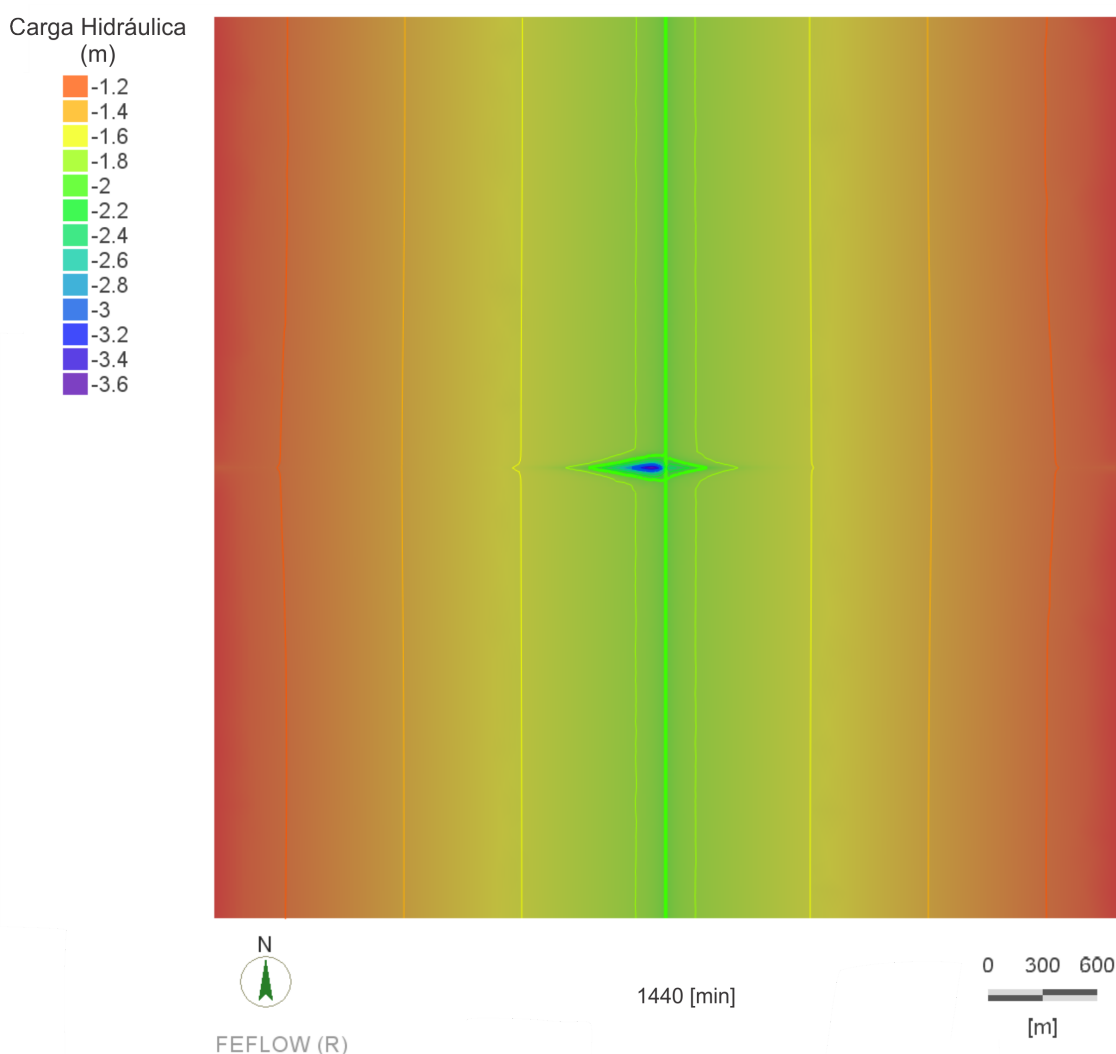


Figura 5.24: Mapa potenciométrico com a distribuição de cargas hidráulicas gerada pela simulação em regime transiente ao final do período de bombeamento.

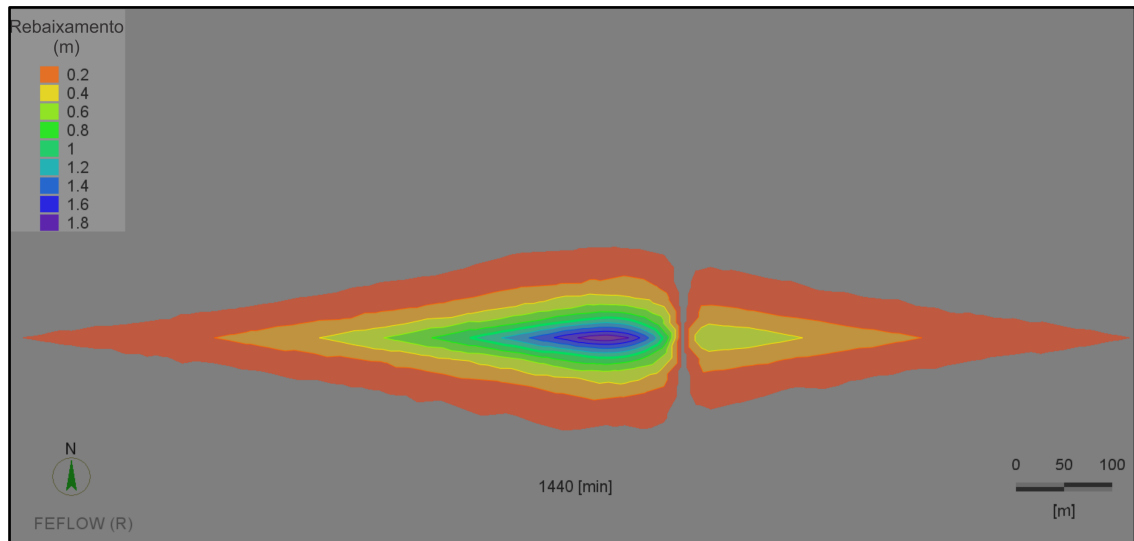


Figura 5.25: Mapa de isovalores de rebaixamento após 1440 minutos de bombeamento.

6. CONCLUSÕES

O desenvolvimento de modelo numérico de fluxo permitiu avaliar a contribuição de água superficial na produção de poço tubular profundo perfurado em aquífero cristalino e próximo a um trecho represado do Córrego dos Gomes, situado na bacia hidrográfica homônima, no município de Itu (SP).

Através do levantamento litoestrutural de campo, realizado em toda a bacia hidrográfica, reconhece-se litotipos pertencentes ao Complexo Itapira e ao Grupo São Roque, bem como seus respectivos produtos de alteração. O grau de fraturamento dos horizontes aflorantes é elevado, e ocorre predomínio de duas famílias de fraturas subverticais principais, com direções NE-SW e NW-SE.

Os dados isotópicos apontam para inversão de fluxo durante bombeamento e contribuição de água superficial na produção do poço. A amostra de água subterrânea coletada do poço de captação, quando inativo, dispõe-se ao longo da reta meteórica local, enquanto as amostras coletadas com o poço em funcionamento situam-se ao longo da reta de evaporação local.

O modelo analítico ajustado para a curva diagnóstica, confeccionada com os dados do teste de vazão máxima realizado no poço de bombeamento, foi o de fratura vertical com condutividade infinita de Gringarten & Witherspoon (1972). Pelo comportamento da curva derivativa, identificou-se atuação de fluxo radial infinito e assinatura característica de condição de contorno de carga constante.

O modelo conceitual elaborado, baseado nos dados litoestruturais, isotópicos e na análise da curva diagnóstica, considera a existência de um conjunto de descontinuidades subverticais hidráulicamente conectadas e responsáveis por conectar o poço de bombeamento à represa próxima.

A simulação numérica de fluxo das águas subterrâneas, realizada em regime transiente, permitiu representar a inversão de fluxo pelo bombeamento do poço e estimar, em 12,6%, a taxa de contribuição de água superficial na produção do poço de captação, com indicativo de aumento deste percentual para períodos de bombeamento maiores que o simulado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, A. T. de; ANDRADE, E. de P.; HIRATA, R. C. A.; SILVA, R. G. B. DAEE-10 anos de experiência acumulada na exploração dos recursos hídricos subterrâneos. **Águas Subterrâneas**, 1984.

ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. **Províncias Estruturais Brasileiras**. Simpósio de Geologia do Nordeste. Anais...Campina Grande: 1977.

ANDERSON, M. P.; WOESSNER, W. W.; HUNT, R. J. **Applied Groundwater Modeling: simulation of flow and advective transport**. Academic press, 564 p., 2015.

BANKS, D.; ROHR-TORP, E.; SKARPHAGEN, H. Groundwater Resources In Hard Rock; Experiences from The Hvaler Study, Southeastern Norway. **Hydrogeology Journal**, v. 2, n. 2, p. 33–42, 1 fev. 1994.

BERGMANN, M. **Caracterização estratigráfica e estrutural da sequência vulcano-sedimentar do grupo São Roque - na região de Pirapora do Bom Jesus - Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1988.

BOURDET, D. **Well test analysis: the use of advanced interpretation models**, 1a edição, Elsevier Science, Amsterdam, 438 f, 2002.

CAVALCANTE, I. N. **Estudo Hidrogeológico de terreno cristalino com manto de intemperismo - Área Piloto de Atibaia (SP)**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1990.

CAVALCANTE, I. N.; REBOUÇAS, A. da C. Caracterização hidrogeológica de terrenos cristalinos com manto de alteração. **Águas Subterrâneas**, v. 13, n. 1, 1990.

CUSTODIO, E. Y.; LLAMAS, M. R. **Hidrología Subterránea**. 2. ed. Barcelona: Omega, 1996.

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA. **Estudo de águas subterrâneas. Região Administrativa 4. Sorocaba**. DAEE, São Paulo, 2 vols, 1981.

DAEE/LEBAC. **Águas subterrâneas no Estado de São Paulo. Diretrizes de Utilização e Proteção**. São Paulo, 2013.

DIERSCH, H. J. G. **FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media**. Springer, 996 f, 2014.

ENGELBRECHT, B. Z. **Modelo conceitual de circulação de água subterrânea em aquífero cristalino no município de Itu/SP**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1990.

cias e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 2017.

FERNANDES, A. J. **Tectônica cenozoica na porção média da bacia do rio Piracicaba e sua aplicação à hidrogeologia**. p. 269, Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1997.

FERNANDES, A.; RUDOLPH, D. L. The influence of Cenozoic tectonics on the groundwater-production capacity of fractured zones: a case study in Sao Paulo, Brazil. **Hydrogeology Journal**, v. 9, n. 2, p. 151-167, 2001.

FETTER, C. W. **Applied Hydrogeology**, 4a edição, Prentice Hall, New Jersey, 598 f, 2001.

GAT, J. R. Comments on the Stable Isotope Method in Regional Groundwater Investigations. **Water Resources Research**, v. 7, n. 4, p. 980-993, 1971.

GODOY, A. M.; HACKSPACHER, P. C.; OLIVEIRA, M. A. F. de; ARAÚJO, L. M. B. de. Evolução geológica dos batólitos granitóides neoproterozóicos do sudeste do estado de São Paulo. **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 171-185, 2010.

GONÇALVES, R. D. **Modelagem Numérica e Avaliação Hidrogeológica do Aquífero Rio Claro**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 2016.

GRINGARTEN, A.C.; WITHERSPOON, P.A. A Method of Analyzing Pump Test Data from Fractured Aquifers. Symposium of Percolation Through Fissured Rock. Int. Soc. Rock. Mech. / Int. Assoc. Eng. Geol., Stuttgart, vol. 3B, p. 1-9, 1972.

HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E. L., SPOLADORE, A.; FETTER, A. H., OLIVEIRA, M. A. F. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: New geochronological and Geochemical constrains from the São Roque-Acungui Groups. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 110-114, 2000.

HACKSPACHER, P. C.; GODOY, A. M.; OLIVEIRA, M. A. F. de. Evolução crustal do bloco São Roque, na região sudeste do estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 3, p. 260-264, 1993.

HACKSPACHER, P. C.; GODOY, A. M.; OLIVEIRA, M. A. F. Tectônica transcorrente e de cavalgamento do sistema de cisalhamento do Sudeste Brasileiro. **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, v. 3, p. 223-230, 1991.

HASUI, Y. Evolução polifásica do precambriano a oeste de São Paulo. **Boletim IG, Instituto de Geociências, USP**, v. 6, p. 95-108, 1975.

HASUI, Y. Geologia da folha de São Roque. **Boletim IG, Instituto de Geociências**,

USP, v. 6, p. 157–183, 1975.

HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. 1976. Evolução Geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, 6:182-200, 1976.

HASUI, Y.; SOARES, A. A. T. L.; CSORDAS, S. M. Geologia e tectônica da serra do japi. **Boletim IG-USP**, v. 9, p. 17–24, 1978.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., SILVA, L.C., CAMPOS NETO M.C., TROUW R.A.J. **A evolução tectônica da Província Mantiqueira**. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Coords.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 203-234, 2004.

INSTITUTO GEOLÓGICO DE SÃO PAULO. Cartas geológicas e geotécnicas para o planejamento ambiental na região entre Sorocaba e Campinas. Mapa Geológico do Município de Itu. Relatório Técnico, volume II, 97p. 2009.

IRITANI, M. A.; YOSHINAGA-PEREIRA, S.; EZAKI, S.; ODA, G. H.; FERREIRA, L. M. R. Caracterização Hidroquímica das águas subterrâneas no município de Itu (SP). **Revista do Instituto Geológico**, v. 32, p. 11–26, 2011.

ISLER, E. **Condutividade hidráulica saturada e direcional em xisto: ensaios em laboratório**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 2014.

KRESIC, N. **Hydrogeology and groundwater modeling**. 2a edição, CRC press, Boca Raton, Florida, 870 f, 2007.

KRESIC, N.; MIKSZEWSKI, A. **Hydrogeological Conceptual Site Models: data analysis and visualization**. CRC press, Boca Raton, 584 f, 2013.

KRUSEMAN, G. P.; RIDDER N. A. **Analysis and evaluation of pumping test data**. 2a edição, ILRI, Wageningen, 377 f, 1994.

LACHASSAGNE, P.; WYNS, R.; DEWANDEL, B. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. **Terra Nova**, v. 23, n. 3, p. 145–161, 2011.

MABEE, S. B.; CURRY, P. J.; HARDCASTLE, K. C. Correlation of Lineamentes to Ground Water inflows in a Bedrock Tunnel. **Ground Water, NGWA**, v. 40, p. 37–43, 2002.

MENEGASSE, L. N. **Estudo Hidrogeológico das rochas metassedimentares do grupo são roque a NW da grande São Paulo - Critérios para locação de poços profundos**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1991.

MODENESI, M. C. **Contribuição à geomorfologia da região de Itu-Salto: estudo**

de formações superficiais. Universidade de São Paulo, 1974.

MOOK, W. G. **Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and applications. Volume 1: Introduction: Theory, Methods, Review.** 39. ed. Paris: IHP-V Technical Documents in Hydrology. UNESCO, 2000.

NEVES, M. A. **Análise integrada aplicada à exploração de água subterrânea na bacia do Rio Jundiá (SP).** Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 2005.

PEDE, M. A. Z. **Caracterização da Condutividade Hidráulica do Embasamento Cristalino Alterado Saturado na Região Metropolitana de São Paulo.** Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 2004.

RENARD, P.; GLENZ, D.; MEJIAS, M. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. **Hydrogeology Journal**, v. 17, n. 3, p. 589–600, 2008.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa geomorfológico do estado de São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 10, p. 41-58, 1996.

SÁ, E. F. J. de. O condicionamento de água subterrânea no cristalino fraturado: reavaliação da abordagem estrutural. **1st Joint World Congress on Groundwater**, n. 84, p. 1–13, 2000.

SANTORO, E. **Geologia da Folha Cabreúva, SP.** Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1984.

SILVA, T. B. da. **Tectônica fanerozoica ao longo da zona de cisalhamento Jundiuvira, SP.** Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2011.

TASSINARI, C. C. G. **As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal.** Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1988.

WANG, H. F. & ANDERSON, M. P. **Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods.** San Diego, California, USA: Academic Press. 237 p., 1982.

ZHENG, C., & BENNETT, G.D. **Applied Contaminant Transport Modeling: Theory and Practice**, Van Nostrand Reinhold (agora John Wiley & Sons), New York, 440 pp. 1995.

ANEXO I

Perfil construtivo do poço P1 do sistema de captação da bacia do Córrego dos Gomes

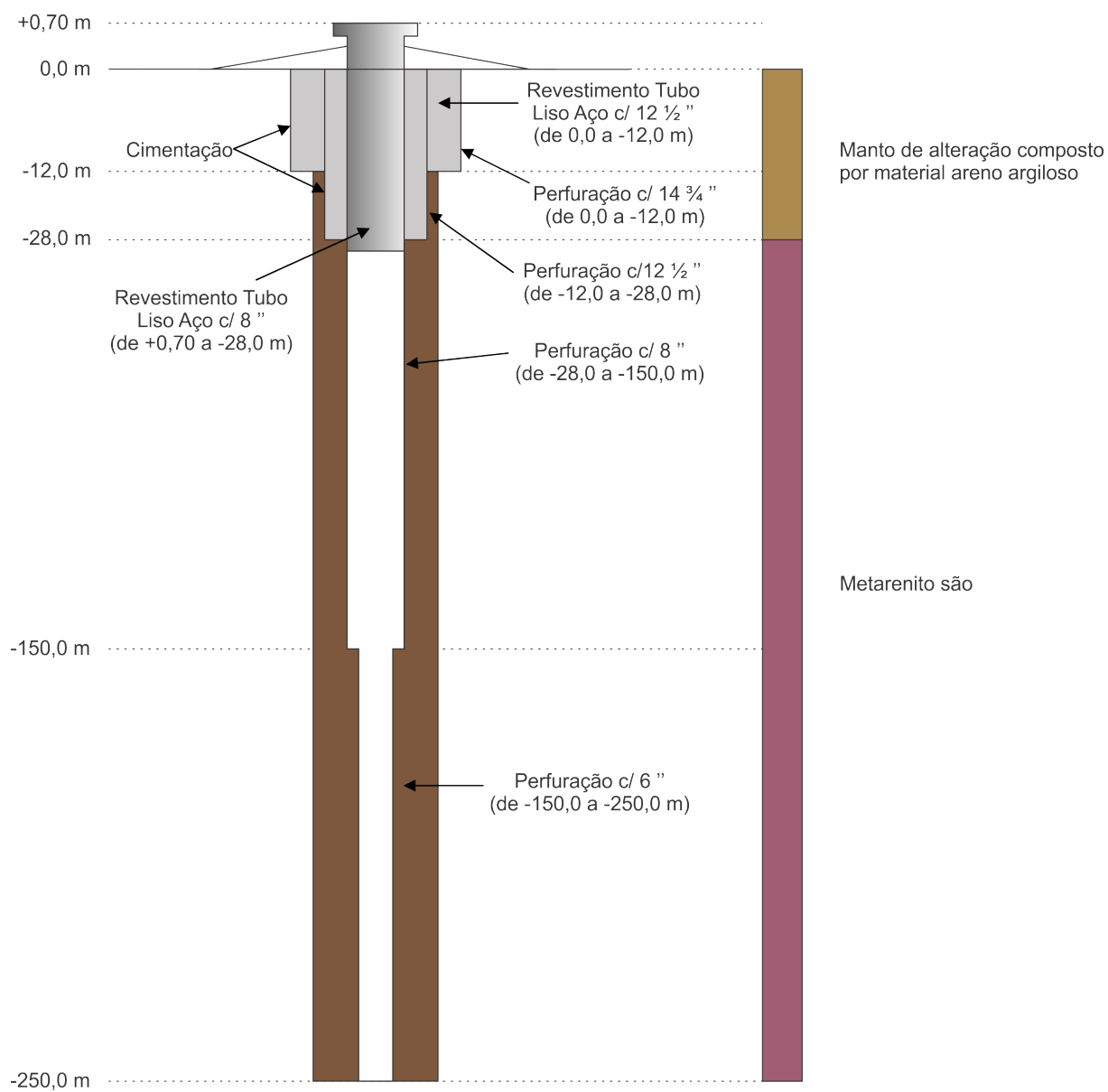


Figura I: Perfis construtivo e geológico do poço P1 do sistema de captação da bacia hidrográfica do Córrego dos Gomes.

Tabela I: Especificações da bomba utilizada no teste de bombeamento e histórico do nível d'água durante os testes de rebaixamento e recuperação.

Especificações da bomba utilizada						
Tipo:	Bomba submersa			Marca/Modelo:	EBARA/BHS 511-25	
Diâmetro (pol.):	6"			Potência:	25 hp	
Profundidade NE (m):	13,7			Profundidade do crivo (m):	120	
Rebaixamento				Recuperação		
t (min)	ND (m)	Q (m3/h)	s (m)	t (min)	ND (m)	Q (m3/h)
1	15,13	42,11	1,43	0	16,63	0,0
2	15,18	42,11	1,48	1	15,68	0,0
3	15,24	42,11	1,54	2	15,59	0,0
4	15,29	42,35	1,59	3	15,54	0,0
5	15,31	41,38	1,61	4	15,5	0,0
6	15,34	41,86	1,64	5	15,45	0,0
7	15,39	41,62	1,69	6	15,45	0,0
8	15,41	42,11	1,71	7	15,4	0,0
9	15,43	41,86	1,73	8	15,37	0,0
10	15,45	39,34	1,75	9	15,34	0,0
12	15,51	39,13	1,81	10	15,32	0,0
14	15,55	38,92	1,85	12	15,27	0,0
16	15,58	38,71	1,88	14	15,22	0,0
18	15,61	38,92	1,91	16	15,18	0,0
20	15,64	38,71	1,94	18	15,15	0,0
25	15,69	38,92	1,99	20	15,13	0,0
30	15,75	38,71	2,05	25	15	0,0
35	15,78	38,5	2,08	30	14,98	0,0
40	15,85	38,71	2,15	35	14,94	0,0
45	15,9	38,5	2,2	40	14,9	0,0
50	15,95	38,71	2,25	50	14,84	0,0
60	16,03	38,92	2,33	60	14,82	0,0
70	16,06	39,13	2,36	70	14,8	0,0
80	16,09	38,92	2,39	80	14,77	0,0
90	16,13	39,34	2,43	90	14,66	0,0
120	16,23	39,13	2,56			
150	16,25	39,34	2,55			
180	16,29	39,13	2,59			
210	16,34	39,36	2,64			
240	16,38	39,34	2,68			
270	16,41	39,13	2,71			
300	16,44	39,56	2,74			
330	16,49	39,34	2,79			
360	16,49	39,56	2,79			
390	16,52	39,34	2,82			
420	16,55	39,13	2,85			
450	16,57	39,34	2,87			
480	16,6	39,34	2,9			
540	16,62	39,56	2,92			
600	16,63	39,13	2,93			
660	16,63	39,34	2,93			
720	16,63	39,13	2,93			
780	16,63	39,56	2,93			
840	16,63	39,34	2,93			
900	16,63	39,78	2,93			
960	16,63	39,56	2,93			
1020	16,63	39,34	2,93			
1080	16,63	39,34	2,93			
1140	16,63	39,13	2,93			
1200	16,63	39,56	2,93			
1260	16,63	39,34	2,93			
1320	16,63	39,56	2,93			
1380	16,63	39,34	2,93			
1440	16,63	39,56	2,93			

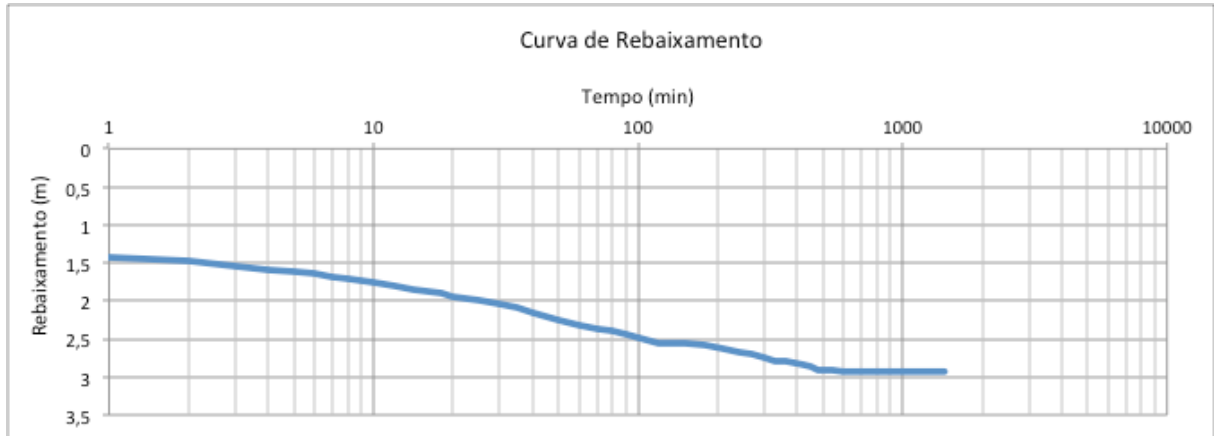


Figura II: Evolução do rebaixamento do nível d'água durante o teste de bombeamento.

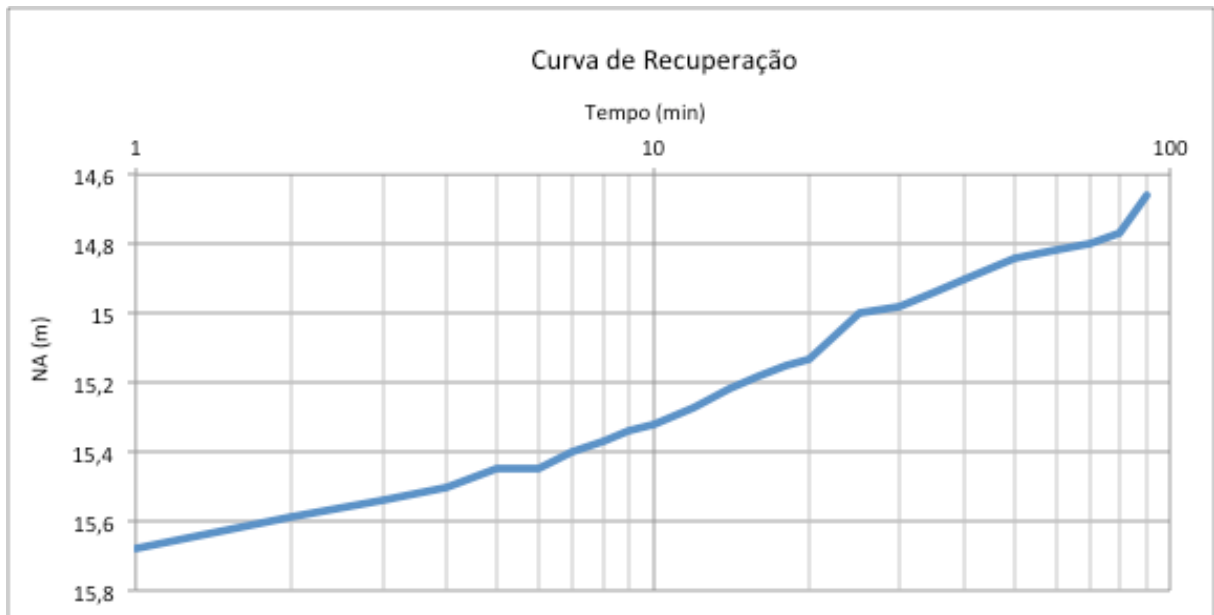


Figura III: Variação do nível d'água durante teste de recuperação.

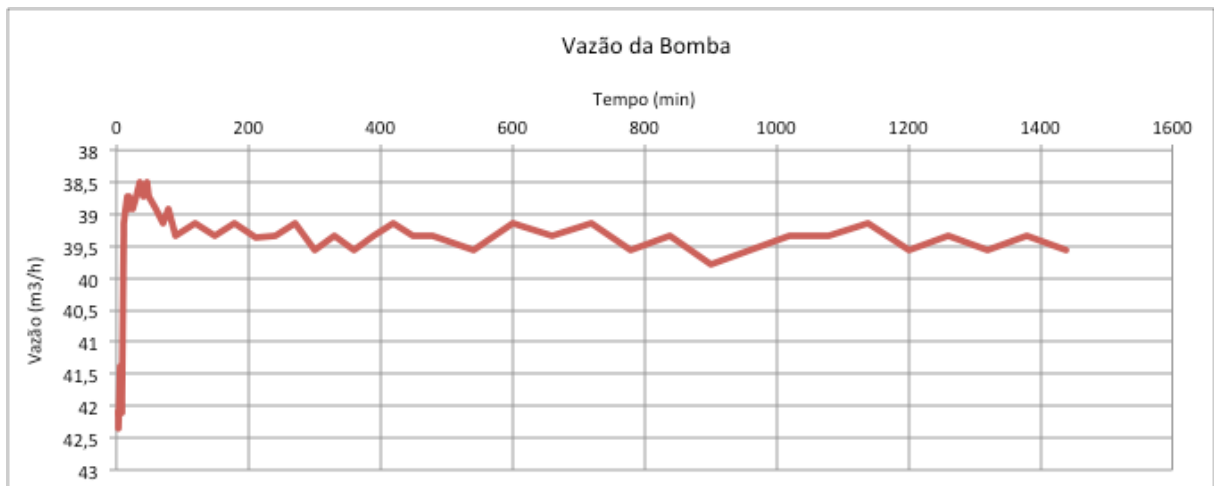


Figura IV: Oscilações da vazão da bomba ao longo do teste de rebaixamento.