UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Aplicação do método Discrete Fracture Network para definição do modelo conceitual hidrogeológico do aquífero fraturado da região de Jurubatuba, São Paulo

DAPHNE SILVA PINO

Tese apresentada ao Programa Geociências -Recursos Minerais e Hidrogeologia para obtenção do título de Doutor em Ciências

Área de concentração: Hidrogeologia

Orientador: Prof. Dr. Reginaldo Antônio Bertolo Co-orientadora: Dra. Amélia João Fernandes

SÃO PAULO 2019 Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a) via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação: Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Pino, Daphne Silva

Aplicação do método Discrete Fracture Network para definição do modelo conceitual hidrogeológico do aquífero fraturado da região de Jurubatuba, São Paulo / Daphne Silva Pino; orientador Reginaldo Antônio Bertolo; coorientadora Amélia João Fernandes. -- São Paulo, 2019. 241 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia) -- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2019.

1. aquífero fraturado. 2. fraturas. 3. hidráulica. 4. Jurubatuba. 5. DFN. I. Bertolo, Reginaldo Antônio, orient. II. Fernandes, Amélia João, coorient. III. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Aplicação do método Discrete Fracture Network para definição do modelo conceitual hidrogeológico do aquífero fraturado da região de Jurubatuba, São Paulo

DAPHNE SILVA PINO

Orientador: Prof. Dr. Reginaldo Antonio Bertolo

Tese de Doutorado

Nº 610

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Reginaldo Antonio Bertolo

Dr. Ingo Daniel Wahnfried

Dra. Mirna Aparecida Neves

Dr. José Luiz Albuquerque Filho

Dr. Rodrigo César de Araújo Cunha

Dr. Gerson Cardoso da Silva Júnior

SÃO PAULO 2019

Aos meus pais, Francisco e Marina.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer o apoio das instituições cujo suporte foi fundamental para a realização desta pesquisa, através de financiamentos e bolsas de estudos: FINEP (processo 1824/2010), FAPESP (processos 2013/10311-03 e 2015/02474-5), Ministério Público de São Paulo (TAC 25/09), CAPES (Bolsa Demanda Social), PDSE/CAPES (processo n. 88881.134986/2016-01), Programa de Aperfeiçoamento de Ensino (PAE) do IGc-USP. Por favor, continuem incentivando a ciência brasileira e jovens cientistas como eu.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Reginaldo Bertolo, por ter confiado em mim para a realização deste projeto. Por sempre ter a porta aberta para conversar, tirar dúvidas e tomar um cafezinho.

A minha co-orientadora, Dra. Amélia Fernandes, por ter embarcado em mais este projeto comigo. Pelas ótimas conversas sobre Estrutural, por estar sempre aberta a ouvir e aconselhar.

Aos professores Veridiana Martins, Ricardo Hirata, Alexandra Suhogusoff, Luiz Ferrari, por todos os papos geológicos ao longo dos anos deste trabalho. Aos amigos e colegas do CEPAS/USP, pelo companheirismo em campo e em laboratório, pelos papos científicos e pelos "papos furados" – em especial ao Paulo Lojkasek Lima e Silvia A. M. Ferreira, meus companheiros de projeto, e também a Paulo Lima, Elí Caçador, Rafael Salaroli, Gabriel Damasio, César Miyata, Rafael Terada, Paulo Galvão, Sasha Hart, Marcos Barbosa e Fabio Sartorio. Aos funcionários do Instituto de Geociências (IGc), sempre dispostos a ajudar para os preparativos de campo.

Aos membros do grupo G360, da University of Guelph, em especial à Prof^a. Dra. Beth Parker, Dr. Pat Quinn e Dr. Peeter Pehme. Aos colegas de campo e de escritório, Paulo Casado, Juliana Camilo, Marina Nunes, Ryan Kroeker e Rashmi Jadeha. Aos amigos Kortney Acton, Carla Wiese e Art Zantinge.

Aos estimados colegas da Engesolos, em especial Nilton Myashiro e Fernando Ferraz, por "vestirem a camisa" do projeto, pelas valiosas contribuições em campo e pela curiosidade científica que nos move. À Advanced Logic Technology (ALT), por facilitar nosso acesso ao *software* WellCAD. Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) e ao Centro de Pesquisas em Meio Ambiente (Cepema), pela parceria nos trabalhos de investigação em campo. Aos diretores e funcionários dos locais em que realizamos atividades de campo, por nos permitirem acesso às propriedades e estarem sempre dispostos a ajudar.

Por fim, agradeço à minha família, pelo apoio incondicional durante esta aventura de realizar uma pesquisa de Doutorado. Aos meus pais, Francisco e Marina, que sempre me incentivaram a buscar meus sonhos e sempre foram meu porto seguro. A minha irmã, Ingrid, que sempre acreditou em mim e sempre esteve por perto, mesmo quando a distância era grande (e pelas conversas sobre DataViz). Às minhas avós (*in memoriam*) e tias, por todo o carinho. Obrigada família por me ajudarem a chegar até aqui.

"Eu estou entre os que acreditam que há grande beleza na ciência." – Marie Curie

Resumo

PINO, D. S. (2019). Aplicação do método Discrete Fracture Network para definição do modelo conceitual hidrogeológico do aquífero fraturado da região de Jurubatuba, São Paulo. Tese de Doutorado. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 238p.

Este trabalho consistiu em uma investigação de detalhe em um aquífero cristalino fraturado, com manto inconsolidado sobreposto a rochas cristalinas sãs do Complexo Embu com o objetivo de conhecer o arcabouço estrutural e hidráulico para investigação de uma área contaminada por solventes organoclorados na região do Canal Jurubatuba, São Paulo. Destaca-se que pela primeira vez foi aplicado com sucesso o método Discrete Fracture Network (DFN) em uma região tropical, envolvendo minuciosa coleta de informações estruturais em testemunhos de sondagem e perfilagens geofísicas, além da instrumentação empregada para a medição de transmissividade e cargas hidráulicas. Foi perfurado um poço com cerca de 60m de profundidade, com recuperação contínua de testemunhos, cuja descrição foi feita em campo. Foram realizadas perfilagens geofísicas: calibre, gama natural, imageamentos acústico, óptico, de temperatura (tipo ALS, trazido pela primeira vez ao Brasil), além de ensaios hidráulicos com sistemas de obturadores de pressão. Uma membrana flexível de poliuretano foi instalada no furo aberto para evitar contaminação cruzada, sendo retirada apenas no momento da instalação do sistema de monitoramento multinível. Foi instalado um sistema tipo Westbay, com 15 zonas de monitoramento, o primeiro deste tipo a ser instalado no Brasil. Em outra perfuração, foi instalado um sistema tipo CMT, com 7 zonas de monitoramento. Adicionalmente, em três pocos preexistentes foram coletados dados estruturais em perfilagens acústica e de calibre, além de ensaios hidráulicos. Afloramentos próximos à sondagem realizada foram estudados para uma melhor compreensão das estruturas da área. Observou-se que materiais geológicos anteriormente considerados em contato abrupto na verdade apresentam contatos graduais, com importante alternância de materiais de distintas competências e porosidades duplas. Além disso, constatou-se a ocorrência de fluxo predominantemente descendente entre as camadas, e a perfilagem de temperatura e ensaios com obturadores indicaram continuidade de características hidráulicas entre diferentes materiais. A importância do fluxo descendente é suplantada pelo fluxo horizontal no intervalo de 9.5 a 14.6m, conforme sugerido pelas assinaturas isotópicas de oxigênio e deutério fortemente empobrecidas. Os trechos com transmissividade mais elevada estão relacionados ao gnaisse fino com as famílias de fraturas A (sub-horizontal) e B (N064/27, mergulho para SE), ou à intercalação de gnaisse fino, pegmatito e gnaisse bandado e combinação das famílias A e B, indicando que o fluxo não é necessariamente função de uma única orientação de estruturas, mas que seu potencial pode ser aumentado diante da associação de mais de uma família de fraturas. Algumas das famílias de fraturas aqui identificadas foram ainda relacionadas a estruturas descritas em trabalhos regionais.

PALAVRAS-CHAVE: aquífero fraturado, fraturas, hidráulica, Jurubatuba, DFN

ABSTRACT

PINO, D. S. (2019). Application of the Discrete Fracture Network method to define the hydrogeological conceptual model of the fractured aquifer in the Jurubatuba region, Sao Paulo, Brazil. PhD Thesis. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 239p.

This work consisted of a detailed investigation of a fractured crystalline aquifer, with an unconsolidated overburden with a crystalline bedrock from the Embu Complex. The objective was knowing the structural and hydraulic framework for investigating an area contaminated by organochlorine solvents in the Jurubatuba Channel region, in Sao Paulo, Brazil. It is noteworthy that for the first time the Discrete Fracture Network (DFN) method was successfully applied in a tropical region, with detailed data from rock core and geophysical profiling, in addition to the instrumentation used for the measurement of transmissivity and hydraulic loads. . A borehole about 60m deep was drilled, with continuous rock core recovery, described in the field. Geophysical profiling was performed: caliper, natural gamma, acoustic and optical televiewer, temperature (ALS type, brought to Brazil for the first time), as well as hydraulic tests with packer systems. A flexible polyurethane membrane was installed in the open borehole in order to prevent cross-contamination, being removed only for installing the multilevel monitoring system. A Westbay system with 15 monitoring zones was installed, the first of its kind to be installed in Brazil. In another drilling, a CMT type system with 7 monitoring zones was installed. Additionally, in three preexisting wells, structural data was collected in caliper and acoustic profiles, as well as in hydraulic tests. Outcrops near the boreholes were studied to better understand the fracture framework of the area. It was observed that geological materials previously considered in abrupt contact actually have gradual contacts, with important alternation of materials of different competences and double porosities. In addition, a predominantly downward flow between layers was found, and temperature profiling and packer tests indicated continuity of hydraulic characteristics between different materials. The importance of downward flow is supplanted by horizontal flow from 9.5 to 14.6m, as suggested by strongly depleted oxygen and deuterium isotopic signatures. The portions with higher transmissivities are related to fine gneiss with the fracture sets A (subhorizontal) and B (N064/27, dipping to SE), or the intercalation of fine gneiss, pegmatite and banded gneiss and combination of families A and B, indicating that the flow is not necessarily a function of a single fracture orientation, rather its potential can actually be increased by combining more than one fracture family. Finally, some of the fracture families identified here were also related to structures described in regional works.

KEYWORDS: fractured aquifer, fractures, hydraulics, Jurubatuba, DFN

SUMÁRIO

RESUMO	VII
ABSTRACT	VIII
LISTA DE FIGURAS	XI
LISTA DE TABELAS	XVI
SIGLAS E ABREVIATURAS	XVII
1. INTRODUCÃO E JUSTIFICATIVA	1
2 ORIETIVOS	5
2. ODJETTVOS	
3. CONTEXTO GEOLOGICO E HIDROGEOLOGICO	/
3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO	7
3.1.1. Embasamento cristalino	8
3.1.2. Bacia Sedimentar de São Paulo (BSP)	8
3.1.3. Solos residuais	9
3.1.4. Geologia estrutural e tectonica	12
3.2. CONTEXTO HIDROGEOLOGICO	14
4. ABORDAGENS DE ESTUDO DE AQUÍFEROS FRATURADOS	19
4.1. ANÁLISE DE AFLORAMENTOS E CARACTERIZAÇÃO DA REDE DE FRATURAS	19
4.2. HISTÓRIA TECTÔNICA E VARIAÇÕES NA ABERTURA DE FRATURAS	20
4.3. PERFILAGENS GEOFÍSICAS	23
4.4. SELAGEM DE FUROS COM MEMBRANA FLEXÍVEL	25
4.5. PERFILAGEM DE TEMPERATURA TIPO FONTE DE LINHA ATIVA (ALS)	26
4.6. Ensaios hidráulicos	
4.7. CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA RELATIVA	32
4.8. MONITORAMENTO DE CARGA HIDRÁULICA EM POÇOS MULTINÍVEIS	32
4.9. ISÓTOPOS AMBIENTAIS: OXIGÊNIO E DEUTÉRIO	33
4.10. MÉTODO DFN: INVESTIGAÇÃO DE CONTAMINAÇÃO DE AQUÍFEROS FRATURAD	OS POR
SOLVENTES CLORADOS	35
5. MATERIAIS E MÉTODOS	39
5.1. LEVANTAMENTO DE FRATURAS EM AFLORAMENTOS	40
5.2. Sondagens de investigação	40
5.3. DESCRIÇÃO DE TESTEMUNHOS DE SONDAGEM	45
5.4. PERFILAGENS GEOFÍSICAS	47
5.4.1. Calibre	
5.4.2. Gama natural	
5.4.3. Imageamento acústico (ATV) e óptico (OPTV)	
5.5. FLUTE BLANK LINER E PERFILAGEM DE TEMPERATURA (ALS)	52
5.6. PERFIL COM <i>HEATPULSE FLOWMETER</i>	55
5.7. ENSAIOS HIDRÁULICOS COM OBTURADORES	57
5.8. INSTALAÇÃO DO POÇO WESTBAY	65
5.9. MEDIÇÃO DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA RELATIVA NO SOLO COM DPIL	68
5.10. INSTALAÇÃO DO POÇO CMT	71

5.11.	. MONITORAMENTO DE CARGAS HIDRÁULICAS	74
5.12.	. Análises isotópicas em água subterrânea	75
5.13.	. Poço tubular profundo	76
6. l	RESULTADOS E DISCUSSÃO	79
6.1.	Geologia da área de estudo	
6.2.	CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL	
	6.2.1. Estruturas de testemunhos	83
	6.2.2. Estruturas dos perfis ATV e OPTV	
	6.2.3. Estruturas de afloramentos	
	6.2.4. Famílias de fraturas identificadas em linhas de levantamento	
6.3.	CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA	103
	6.3.1. Zonas hidrogeológicas no perfil de temperatura	103
	6.3.2. Zonas de entrada e saída de água nos poços 1501, 1502 e 1503	106
	6.3.3. Condutividade hidráulica no aquífero raso	113
	6.3.4. Transmissividade do aquífero cristalino	118
	6.3.5. Design dos poços multiníveis	126
	6.3.6. Cargas e gradientes hidráulicos dos sistemas multiníveis	128
	6.3.7. Assinaturas de isótopos estáveis	132
6.4.	MODELO DE FLUXO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA	135
6.5.	RECOMENDAÇÕES PARA ESTUDOS HIDROGEOLÓGICOS EM ROCHAS CRI	STALINAS
FRAT	URADAS	139
7. (CONCLUSÕES	145
8. 1	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	149
9. <i>A</i>	APÊNDICES	165
9.1.	APÊNDICE I: MODELOS DE FICHAS DE CAMPO	166
9.2.	APÊNDICE II: PROJETO DO POÇO WESTBAY	169
9.3.	APÊNDICE III: CORREÇÃO DE VIÉS DE ORIENTAÇÃO	173
9.4.	APÊNDICE IV: PERFIS GEOFÍSICOS DO MP-01 EM DETALHE	192
9.5.	APÊNDICE V: PERFIS GEOFÍSICOS DO 1501 EM DETALHE	199
9.6.	APÊNDICE VI: PERFIS GEOFÍSICOS DO 1502 EM DETALHE	206
9.7.	Apêndice VII: perfis geofísicos do 1503 em detalhe	219
9.8.	APÊNDICE VIII: GRADIENTES HIDRÁULICOS POR TRECHO	234

LISTA DE FIGURAS

Figura 20 - Visão geral das estações de tratamento dos testemunhos: (i) gazebo azul - estação
de descrição e coleta de amostras, (ii) primeiro gazebo branco (fechado por cortinas brancas) -
estúdio fotográfico, (iii) segundo gazebo branco (aberto, ao fundo) - triturador de amostras. 46
Figura 21 – Interior da segunda estação: estúdio fotográfico. Notem-se as cortinas brancas e o
refletor para homogeneizar a luz incidente e o suporte para a bandeja de testemunho
Figura 22 – Fotografia de testemunho de sondagem tirada na estação do estúdio fotográfico.
Figura 23 – Estação de descrição litológico-estrutural de testemunhos e coleta de amostras. 47
Figura 24 – Sonda de calibre típica, com o conjunto de três "braços" (a) aberto e (b) fechado.
Figura 25 – Sonda de gama natural (preta)
Figura 26 – Sonda OPTV. Notem-se as câmeras na base da sonda (à esquerda) 51
Figura 27 – Sonda ATV da RG 51
Figura 28 – Sonda ATV da MSI (frente, prateada) com sonda de gama natural acoplada (atrás,
preta)
Figura 29 – Cálculo da orientação de uma fratura a partir de sua identificação em perfil ATV
ou OPTV
Figura 30 - (a) Instalação do FLUTe blank liner. Sua descida é possibilitada pela pressão
exercida pela água inserida por dentro do liner (mangueira preta) e pela consequente saída de
água do furo pelas fraturas que o interceptam. (b) FLUTe instalado, preso no topo do
revestimento com abraçadeira
Figura 31 – Utilização do FLUTe Green Machine para a retirada do liner do MP-01 53
Figura 32 – (a) Sonda ALS com centralizador. (b) Detalhe dos quatro sensores da sonda ALS.
Figura 33 – Sonda <i>heatpulse flowmeter</i> (HPFM) da RG
Figura 34 - Sonda HPFM da MSI (a) com um dos sensores expostos, (b) com os diverters
instalados
Figura 35 – Laboratório móvel de campo em 01/02/2016 57
Figura 36 – Esquema dos equipamentos para a realização de ensaios hidráulicos: (a) dentro do
poço; (b) dentro do trailer; (c) para testes de slug e bail; (d) para ensaios de carga constante e
de bombeamento/injeção
Figura 37 – Alguns dos componentes de dentro do poço: (a, b) obturadores, tubo ranhurado
(intervalo de teste), (c) passa-cabos e (d) transdutores de pressão e temperatura

Figura 38 - Equipamentos de superfície para ensaios de slug e bail: (a) visão geral, e (b)
acoplados no poço temporário61
Figura 39 – Sequência dos ensaios nos testes com obturadores62
Figura 40 - Componentes do sistema Westbay: (a) porta de monitoramento (seta verde indica
a entrada de água); (b) porta de bombeamento (seta amarela), colar magnético (seta vermelha)
e porta de monitoramento (seta azul); (c) obturadores (tubos verdes) e tubos lisos (tubos
brancos)
Figura 41 – Montagem do sistema Westbay em superfície e instalação do poço: (a) descida do
conjunto no furo; (b) acoplamento de obturador; (c) ferramenta para teste de estanqueidade. 67
Figura 42 – Ensaios com DPIL. (a) Detalhe da ponteira e filtro (prateado) da ferramenta. (b)
Estação de trabalho e perfuratriz ao fundo69
Figura 43 – Esquema da ferramenta DPIL69
Figura 44 – Perfil esquemático do princípio do método DPIL70
Figura 45 – Preparo do tubo CMT para corte das seções filtrantes71
Figura 46 – Instalação do CMT: (a) furos-guia para instalação da porta de monitoramento; (b)
ferramenta de corte das portas do CMT; (c) realização de corte na altura da marcação, e (d)
instalação do plug após os cortes/aberturas laterais para instalação de porta. (e) Fechamento
inferior dos canais com <i>plugs</i> 73
Figura 47 - Preparação do CMT em superfície, com indicação de centralizadores (setas
amarelas) e portas de monitoramento (setas vermelhas): (a) porta de monitoramento de canal
periférico; (b) porta de monitoramento do canal central; (c) inserção do tubo CMT no furo de
sondagem73
Figura 48 - Equipamentos para monitoramento de cargas hidráulicas no Westbay: (a) sonda
MOSDAX de monitoramento e amostragem; (b) tripé para controlar a descida da sonda; (c)
MAGI – interface da sonda74
Figura 49 – Canisters de 250mL (abaixo) e conectores de teflon com anéis de vedação (acima).
Figura 50 – Perfis de materiais geológicos e informações geotécnicas dos furos MP-01 e MP-
01A80
Figura 51 – Distribuição no MP-01 de (a) material geológico por tipo de estruturas, (b) material
geológico por mergulho das estruturas, (c) material geológico por mergulho de fratura de
espessura maior (FMJ)

Figura 52 –Distribuição no MP-01 de material geológico por (a) mergulho da fratura de
espessura menor (FMN); (b) mergulho da fratura contínua (FC); (c) mergulho da fratura
descontínua (FD)
Figura 53 – Exemplos de oxidação em fraturas: (a) deposição de óxidos em fratura contínua
(FC), (b) deposição de óxidos e alteração de coloração em fratura de espessura maior (FMJ),
(c) "halo" de alteração na matriz no entorno de fratura contínua (FC), (d) microfraturas (MF)
oxidadas
Figura 54 - Distribuição do grau de oxidação (ox. maior, menor ou ausente) em função do
mergulho de estruturas, para (a) solo de alteração (SA), (b) rocha alterada mole (RAM), e (c)
rocha alterada dura (RAD)
Figura 55 - Distribuição do grau de oxidação (ox. maior, menor ou ausente) em função do
mergulho de estruturas em rocha sã, para (a) gnaisse bandado (BGn), (b) gnaisse fino (FGn), e
(c) pegmatito (Peg)
Figura 56 – Perfis geofísicos em furo aberto no MP-01 e estruturas interpretadas a partir deles
e de testemunhos
Figura 57 – Perfis geofísicos em poço aberto e estruturas interpretadas a partir deles nos poços
1501, 1502 e 1503
Figura 58 - Projeção polar e diagrama de densidade das estruturas identificadas nos perfis de
ATV e OPTV da perfuração MP-01, e nos perfis de ATV nos poços 1501, 1502, 1503.
Diagramas de área igual, hemisfério inferior
Figura 59 - Projeção polar das estruturas medidas nas scanlines em afloramentos de canteiro
de obras. Projeção de área igual, hemisfério inferior
Figura 60 - Projeções polares das estruturas medidas em scanlines (perfuração MP-01 e poço
1501), antes e depois da correção do viés de orientação, com indicação das principais famílias
de fraturas. Projeções de área igual, hemisfério inferior
Figura 61 – Projeções polares das estruturas medidas em scanlines (poços 1502 e 1503), antes
e depois da correção do viés de orientação, com indicação das principais famílias de fraturas.
Projeções de área igual, hemisfério inferior
Figura 62 - Projeções polares das estruturas medidas em scanlines (MK2 e MK6), antes e
depois da correção do viés de orientação, com indicação das principais famílias de fraturas.
Projeções de área igual, hemisfério inferior
Figura 63 – Projeções dos polos médios das famílias de fraturas com espaçamentos corrigidos
no furo MP-01, nos poços 1501, 1502, 1503, e nos afloramentos MK-2 e MK-6. Projeção de
área igual, hemisfério inferior

Figura 64 – Resultados da perfilagem ALS: zonas hidrogeológicas e potencial de fluxo (coluna
BH flow) das estruturas identificadas através de ATV e OPTV104
Figura 65 – Ensaios com HPFM sob fluxo natural e induzido no poço 1501108
Figura 66 – Ensaios com HPFM sob fluxo natural e induzido no poço 1502110
Figura 67 – Ensaios com HPFM sob fluxo natural e induzido no poço 1503112
Figura 68 – Curva de calibração de campo para cálculo da resistência do tubo do DPIL114
Figura 69 – Perfilagem vertical com DPIL, para obtenção da condutividade hidráulica
horizontal relativa Kr a diferentes vazões Q114
Figura 70 - Localização em planta dos poços convencionais com e sem informações de
condutividade hidráulica, e material geológico interceptado pelas seções filtrantes. A posição
do poço tubular profundo e dos multiníveis Westbay e CMT também é indicada116
Figura 71 – Perfis obtidos no furo MP-01: calibre, materiais geológicos, transmissividade média
por intervalo (m ² /s), estruturas em ATV+OPTV e em testemunhos de sondagem121
Figura 72 - Transmissividade média em profundidade no MP-01 (15 a 60m) e em poços
convencionais próximos (0 a 15m), em função do material litológico do trecho ensaiado123
Figura 73 - Perfis obtidos nos poços 1501, 1502 e 1503: calibre, materiais geológicos,
transmissividade média por intervalo (m ² /s), e estruturas em ATV124
Figura 74 – Abertura hidráulica média de fraturas no MP-01125
Figura 75 – Abertura hidráulica média de fraturas nos poços 1501 e 1503126
Figura 76 - Perfis construtivos dos poços CMT e Westbay (MP-01) e comparação com
litologia, estruturas e transmisividades calculadas127
Figura 77 – Gradientes verticais representativos nos poços multiníveis CMT e Westbay 130
Figura 78 – Razões de isótopos estáveis ($\delta^{18}O$, δD) das amostras dos poços Westbay e CMT,
coletadas em 2016 e 2017, classificadas por material geológico
Figura 79 – Detalhe das razões de isótopos estáveis ($\delta^{18}O, \delta D$) das amostras dos poços Westbay
e CMT, coletadas em 2016 e 2017, classificadas por material geológico134

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Identificação das sondagens de investigação realizadas. 42
Tabela 2. Síntese das sondas utilizadas
Tabela 3. Perfilagens realizadas em cada furo ou poço. 48
Tabela 4. Ensaios com HPFM nos poços tubulares
Tabela 5. Ensaios com obturadores no furo MP-01 e em poços tubulares
Tabela 6. Materiais geológicos identificados nos poços tubulares 1501, 1502 e 1503 82
Tabela 7. Categorias de fraturas com base em seu traço. 83
Tabela 8. Total de estruturas levantadas através das diferentes abordagens
Tabela 9. Características das linhas de levantamento
Tabela 10. Famílias de fraturas identificadas em linhas de levantamento 101
Tabela 11. Comparação entre as famílias de fraturas com grupos de fraturas de estudo regional.
Tabela 12. Relação das zonas hidrogeológicas identificadas através do ALS com material
geológico e famílias de fraturas
Tabela 13. Vazões medidas pelo HPFM para ensaios sob fluxo natural e induzido no poço 1501.
Tabela 14. Vazões medidas pelo HPFM para ensaios sob fluxo natural e induzido no poço 1502.
Tabela 15. Vazões medidas pelo HPFM para ensaios sob fluxo natural e induzido no poço 1503.
Tabela 16. Famílias de fraturas e principais entradas e saídas de água nos poços 1501, 1502 e
1503
Tabela 17. Transmissividades médias (m ² /s) obtidas a partir de testes de slug em poços de
monitoramento convencionais
Tabela 18. Ensaios realizados com obturadores em cada intervalo do MP-01 119
Tabela 19. Ensaios realizados com obturadores em cada intervalo dos poços 1501, 1502 e 1503.
Tabela 20. Características construtivas do poço de monitoramento CMT 128
Tabela 21. Características construtivas do poço de monitoramento Westbay 128
Tabela 22. Resumo comparativo de parâmetros litológicos, estruturais e hidráulicos 136

SIGLAS E ABREVIATURAS

1.1: ponto e utilizado como separador de	1.1:	decii	mal
--	------	-------	-----

[,]: vírgula é utilizada como separador de milhar

ALS: Active line source, perfilagem de temperatura tipo linha de fonte ativa

ALT: Advanced Logic Technology

ATV: Acoustic televiewer, imageamento acústico

BAT: Bacia Hidrográfica do Alto Tietê

BGn: gnaisse bandado

BSP: Bacia Sedimentar de São Paulo

CAPES: Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior

CBH-AT: Comitê de Bacias Hidrográficas - Alto Tietê

CEPAS: Centro de Pesquisas de Águas Subterrâneas do IGc-USP

CETESB: CETESB - Companhia Ambiental do Estado de São Paulo

CMT: poço multinível tipo Continuous Multichannel Tubing®

CNPq: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

COVISA: Coordenação de Vigilância em Saúde

D: razão de isótopos de hidrogênio, δD

DAEE: Departamento de Águas e Energia Elétrica

DFN: método Discrete Fracture Network, conforme descrito por Parker (2007)

DPIL: Direct Push Injection Logging

FAPESP: Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo

FC: fratura contínua

FD: fratura descontínua

FGn: gnaisse fino

FLUTe: Flexible Liner Underground TechnologiesTM

FMJ: fratura de espessura maior

FMN: fratura de espessura menor

Fo: foliação

GMWL: Global Meteoric Water Line, linha de água meteórica global

HPFM: heatpulse flowmeter

IAEA: International Atomic Energy Agency, Agência Internacional de Energia Atômica

IGc-USP: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo LIA: Laboratório de Isótopos Ambientais LMWL: Local Meteoric Water Line, linha de água meteórica local MLS: Multi-level system, sistema de monitoramento multinível MPSP: Ministério Público de São Paulo **MSI:** Mount Sopris Instruments O: razão de isótopos de oxigênio, δO OPTV: Optical televiewer, imageamento óptico PCE: percloretileno ou tetracloroeteno ou tetracloroetileno Peg: pegmatito RAD: rocha alterada dura (Vaz & Gurgueira, 2018) RAM: rocha alterada mole (Vaz & Gurgueira, 2018) RC: contato de rocha RCSB: *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989) RG: Robertson Geologging Ltd. RMSP: Região Metropolitana de São Paulo RS: rocha sã Sabesp: Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo SA: solo de alteração (Vaz & Gurgueira, 2018) SAC: Sistema Aquífero Cristalino SAS: Sistema Aquífero Sedimentar SedAl: sedimentos aluvionares USP: Universidade de São Paulo Ve: veio VSMOW: Vienna Standard Mean Ocean Water ZUPI: Zona de Uso Predominantemente Industrial

1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

Na literatura científica mundial, os aquíferos cristalinos fraturados são em geral menos abordados do que os aquíferos sedimentares, devido não apenas à sua maior complexidade hidráulica em função dos efeitos de heterogeneidade e de escala, mas também à necessidade de maiores investimentos para a condução de estudos. A compreensão da dinâmica do fluxo da água subterrânea nos aquíferos fraturados depende da caracterização geométrica de suas estruturas (foliação, dobras, zonas de cisalhamento rúptil-dúctil, falhas e fraturas). Há um consenso, entretanto, sobre a importância de um avanço no conhecimento da avaliação de aquíferos cristalinos fraturados, dada a sua importância para o abastecimento de água em muitas regiões do globo.

Na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), poucos são os casos de investigação ambiental em aquíferos cristalinos; em geral, os estudos se limitam à porção sedimentar e rasa (Barbosa, 2015). Este é o caso do Canal do Jurubatuba (Figura 1), uma área reconhecidamente complexa não somente geologicamente, mas inclusive do ponto de vista do gerenciamento ambiental. Sedimentos aluviais da Bacia de São Paulo estão sobrepostos a uma expressiva camada de manto inconsolidado e ao embasamento gnáissico e granítico do Complexo Embu.



Figura 1 – Região do Canal Jurubatuba (a antiga ZUPI 131, contorno vermelho) no contexto do município de São Paulo. Fonte: Servmar et al. (2009).

O manejo inadequado de solventes organoclorados e outras substâncias tóxicas por indústrias que se instalaram na área desde a década de 1950 provocou a contaminação do subsolo e da água subterrânea. A intensa explotação da água subterrânea por poços tubulares provocou fortes potenciais hidráulicos verticais descendentes e possibilitou o transporte da contaminação para o aquífero cristalino fraturado, mais profundo. A contaminação das diferentes porções aquíferas gerou restrições ao uso do recurso hídrico na região, classificadas em três níveis (Figura 2): Zona de Alta Restrição (vermelho), com 10.75 km²; Zona de Média Restrição (preto), com 31 km²; e zona de Baixa Restrição (cinza), com 18 km² (Deliberação CBH-AT nº 01 de fevereiro de 2011). Cálculos simples indicam que os prejuízos econômicos, gerados pela restrição de acesso à água subterrânea dos poços interditados, atingem a ordem de milhões de reais por ano. Riscos à saúde humana devidos à utilização da água subterrânea contaminada por usuários de poços ilegais e não cadastrados no Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE), os quais são estimados na ordem de centenas, também são decorrentes desse cenário.



Figura 2 – Zonas de restrição e controle para captação e uso da água subterrânea.

Fonte: CBH-AT (2011).

Diversas fontes de contaminação foram identificadas no aquífero sedimentar na região do Jurubatuba. A detecção de contaminantes também em poços de abastecimento profundos pode ser explicada tanto pelas interconexões de fraturas, como pelo efeito de transporte dos contaminantes através dos próprios poços de abastecimento, ou ainda por ambos os efeitos ocorrendo simultaneamente. Entretanto, ainda não há uma compreensão precisa das responsabilidades pela contaminação no aquífero fraturado. Esta complexa situação fez com que a CETESB – Companhia Ambiental do Estado de São Paulo (CETESB) classificasse a região de Jurubatuba como uma das áreas críticas no Estado de São Paulo, criando a demanda de um procedimento de gerenciamento diferenciado para a definição de estratégias de intervenção, de comunicação de risco e de gestão da informação.

Para melhor avaliar essa contaminação, é essencial conhecer a hidráulica do aquífero fraturado e sua relação com o aquífero sedimentar. Nesse contexto, este Doutorado aplicou tecnologias avançadas diversas para a avaliação de detalhe do aquífero cristalino fraturado em uma área contaminada no Jurubatuba – uma indústria cujos poços de monitoramento registraram concentrações de tetracloroeteno (PCE) da ordem de vários mg/L (ou partes por milhão, ppm) em profundidades próximas a 15m, em que ocorre a base do manto inconsolidado. Tais concentrações são bastante elevadas, considerando-se que concentrações da ordem de parte por bilhão (ppb) já são capazes de tornar a água não potável.

Os estudos de caracterização dos aquíferos no Jurubatuba são focados no aquífero sedimentar, e se associam a relatórios técnicos desenvolvidos por empresas de consultoria ambiental, que na maioria dos casos não são publicados em periódicos de revisão por pares, e não há dados locais sobre a interação entre o manto inconsolidado e a rocha sã. Os modelos conceituais de contaminação nesses relatórios em geral são derivados de métodos tradicionais de investigação, baseados na execução de sondagens para amostragem de solo, avaliação da qualidade da água subterrânea, instalação de poços de monitoramento convencionais e (raramente) execução de testes hidráulicos.

Dada a complexidade de estudos no aquífero fraturado e o escasso conhecimento a seu respeito na região do Jurubatuba, esta pesquisa de Doutorado almejou ampliar o entendimento do modelo conceitual hidrogeológico local, por meio da aplicação do método *Discrete Fracture Network*, DFN (Parker, 2007; Parker et al., 2012). Os estudos consistiram na realização de testes hidráulicos e na instalação de um sistema multinível de monitoramento de água subterrânea (MLS) na porção do aquífero fraturado, em uma nova perfuração na rocha sã, em um ponto estratégico. Ademais, foram realizadas descrições detalhadas das litologias, estruturas e hidrogeologia locais.

Além da produção de conhecimentos acerca do aquífero cristalino local, objetivou-se testar a viabilidade de aplicação das diferentes técnicas para o gerenciamento ambiental no Estado de São Paulo. Em termos de contribuições científicas, um conjunto de procedimentos e técnicas foi testado pela primeira vez em aquífero cristalino fraturado em região tropical, em que a camada de intemperismo (alteração de rocha) é bastante expressiva.

Trabalhos apresentados em congressos nacionais e internacionais relacionados a este estudo incluem: Pino et al. (2016a, 2016b, 2016c, 2018, 2019a, 2019b); Lojkasek-Lima et al. (2015, 2016, 2017, 2018); Bertolo et al. (2015).

2. OBJETIVOS

Este doutorado teve como objetivo geral desenvolver um modelo conceitual hidrogeológico em escala de detalhe para o aquífero fraturado cristalino de uma área industrial do Jurubatuba. Os objetivos específicos foram:

- Aplicar o método DFN (*Discrete Fracture Network*) desenvolvido por Parker (2007) para o caso de regiões tropicais, em que há expressiva camada de solo de alteração e rocha alterada mole (manto inconsolidado) sobre a rocha sã cristalina;
- Caracterizar a litologia e as estruturas (com ênfase nas rúpteis) dos níveis aquíferos locais cristalino e sedimentar;
- Descrever a geometria da rede de fraturas observadas no *site*;
- Identificar as transmissividades em intervalos discretos e relacioná-las com os grupos de fraturas e descrever os potenciais hidráulicos verticais do sistema;
- Comparar o modelo conceitual hidrogeológico local com trabalhos anteriores;
- Apresentar recomendações e sugestões acerca dos procedimentos testados nesta pesquisa para o gerenciamento de áreas contaminadas em cenários geológicos complexos, em particular caracterizados por rochas cristalinas fraturadas.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

Nos tópicos subjacentes é discutido, com base na literatura, o estado de conhecimento de temas relevantes neste estudo: a geologia regional (embasamento cristalino e a Bacia Sedimentar de São Paulo - BSP), os sistemas aquíferos da BSP, a evolução tectônica da área e a contaminação na região do Jurubatuba.

3.1. Contexto geológico

A área de estudo é uma área industrial na região do Canal Jurubatuba, em São Paulo, SP. Está localizada no contexto da Bacia de São Paulo (BSP), constituída por depósitos cenozóicos assentados sobre embasamento cristalino pré-cambriano (Figura 3), descritos nos subitens a seguir. Sobre as rochas destes dois domínios ocorre o manto inconsolidado (materiais de intemperismo), o qual ganha um subitem de descrição, pois tem um papel de destaque para a hidrogeologia, especialmente sobre as rochas cristalinas, devido a sua espessura e ao papel que o manto inconsolidado exerce para a recarga e atenuação de contaminantes.



Figura 3 – Geologia da área de estudo, com destaque para o embasamento cristalino.

Fonte: CEPAS (2016).

3.1.1. Embasamento cristalino

A área de estudo está localiza em região de ocorrência do Complexo Embu (Figura 3), regionalmente composto por xistos, migmatitos, quartzitos, anfibolitos, rochas calciossilicáticas e granitoides (Coutinho, 1968, 1972; Hasui, 1975; Hasui et al., 1976; Hasui & Oliveira, 1984; Melo et al., 1989; Juliani, 1992). Na RMSP e arredores, destacam-se os gnaisses intercalados com mica-xistos (Coutinho, 1972).

Algumas sequências do Complexo Embu foram datadas, resultando em 800 Ma (811 \pm 13 Ma) para a cristalização magmática do protolito de gnaisses toleíticos através de U-Pb em zircão (Cordani et al., 2002), e em ~790 Ma para metamorfismo atuante sobre monazitos, relacionado a evento orogênico (Vlach, 2001). O Complexo Embu é intrudido por três gerações de granitóides maciços, datados de 590 a 580 Ma (Alves, 2009; Alves et al., 2013).

O Complexo Embu é limitado a norte pelas falhas de Taxaquara (Hennies et al., 1967) e Rio Jaguari (Cavalcante & Kaefer, 1974), de orientação regional NNE-SSW, e a sul pela falha de Cubatão (Coutinho, 1971). As falhas a norte limitam o Complexo Embu com os grupos São Roque e Serra do Itaberaba (Juliani et al., 1986), nos quais predominam rochas meta-vulcânicas e meta-sedimentares; enquanto a sul, o sistema de falhas separa a unidade do Complexo Costeiro, constituído por gnaisses bandados de composição monzonítica, granito-gnaisses migmatíticos, gnaisses peraluminosos, ortognaisses e, localmente, quartzitos (IPT, 1981; Perrota et al., 2005). A evolução tectônica regional é discutida no subitem 3.1.4.

3.1.2. Bacia Sedimentar de São Paulo (BSP)

A BSP está distribuída em uma área de pouco mais de 1,000 km², com eixo maior NE-SW de 75 km e o menor NW-SE de 25 km (Riccomini & Coimbra, 1992). A espessura máxima contínua, verificada em sondagens, é de 290 m (Takiya, 1991).

A bacia foi depositada sobre o embasamento cristalino e está inserida no contexto de bacias e grabens do sistema de *Rifts* Continentais da Serra do Mar definido por Almeida (1976), que se relacionam à tectônica distensiva de idade terciária. Este termo foi modificado para *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) por Riccomini (1989). O RCSB apresenta orientação geral ENE-WSW, aproximadamente paralelo à linha de costa atual, e se estende por aproximadamente 900 km entre as cidades de Curitiba, PR, e Barra de São João, RJ (Riccomini & Coimbra, 1992).

A BSP é constituída, da base para o topo, pelo Grupo Taubaté (Formações Resende, Tremembé e São Paulo), Formação Itaquaquecetuba e coberturas quaternárias (Riccomini & Coimbra, 1992; Riccomini et al., 2004). O Grupo Taubaté é representado por sedimentos argilosos/arenosos, de sistema fluvial, e lamíticos, havendo algumas ocorrências de sedimentos pelíticos lacustres (Riccomini, 1989; Riccomini & Coimbra, 1992; Riccomini et al., 1992): (i) Formação Resende, formada por sistemas de leques aluviais entrelaçados, é a mais abundante na BSP; seguida pela (ii) Formação São Paulo, caracterizada por depósitos fluviais de sistema meandrante; sendo (iii) a Formação Tremembé, de argilas lacustres, a de ocorrência menos significativa. Por sua vez, a Formação Itaquaquecetuba corresponde a depósitos fluviais de sistema entrelaçado (Coimbra et al., 1983; Almeida et al., 1984). Por fim, as coberturas quaternárias abrangem sedimentos relacionados às planícies de inundação dos rios Tietê, Pinheiros, Juqueri e afluentes. São representadas por colúvios argilo-arenosos e corpos lenticulares, de ocorrência subordinada de aluvião, constituído por conglomerados na base e areias grossas a conglomeráticas com estratificação cruzada no topo (Melo et al., 1986).

3.1.3. Solos residuais

Em regiões de baixa latitude nos continentes americano, africano e asiático, rochas cristalinas alteradas constituem aquíferos de espessura variável, que podem chegar a dezenas de metros (Taylor & Howard, 2000). Esses materiais alterados, originados pela ação do intemperismo sobre rochas *in situ*, são designados "solos residuais" na acepção de Vaz & Gurgueira (2018).

O solo residual possui um papel importante na recarga e proteção do aquífero subjacente. Em ocorrências de grandes espessuras, somente 10 a 15% do material é permeável (Bertachini, 1987; Cavalcante, 1990). Além disso, os valores de condutividade hidráulica podem variar dentro de um mesmo tipo de solo: solos residuais de gnaisse, de 1E-06 a 1E-03 cm/s (ABEF, 1989; Pede, 2004; Cecílio Júnior, 2009; Monteiro, 2016); solos residuais de rochas metassedimentares, de 1E-05 a 1E-04 cm/s (Pede, 2004; Franch, 2008).

Para o caso de solos residuais e rochas em ambientes tropicais, Vaz & Gurgueira (2018) determinaram uma classificação com base em trabalhos de investigação em terrenos gnáissicos pré-cambrianos, em eixos de barragens do Sistema Alto Tietê (Figura 4). Essa classificação, proposta por Vaz (1996) e revista por Vaz & Gurgueira (2018), é de ordem prática, para aplicação em campo, constituindo-se em uma ferramenta vantajosa na padronização das descrições de sondagem em campo. Assim, os horizontes dos solos residuais até a rocha sã são classificados quanto a processos intempéricos, resposta dos materiais geológicos aos métodos de escavação ou perfuração, e características texturais e mineralógicas (Figura 4):

			s	Métodos de			
Classificação		Classes	Perfil de intemperismo	Processo	Esca- vação	Perfu- ração	Com- porta- mento
	Solo vegetal		- Here			em	
Solo residual	Solo eluvial (SE)	S1		Pedológicos	na de aço , enxadão, faca) 1°	m trado ou lavag strável ao SPT	Homogênec isotrópico
	Solo de alteração (SA)	S2	XI / martin	químicos	Lâmi (" scraper"	A percussão co ←impene	Heterogêneo anisotrópico
	Rocha alterada mole (RAM)	R3	THE THE RAD	Intempéricos	Escarificador (picareta) 2°	A percussão com lavagem ←impenetrável à lavagem por tempo	de rocha
Rocha	Rocha alterada dura (RAD)	R2	HAR PRATURAS	Intempéri- cos físicos	sivo	va	endente do tipo o
	Rocha sã (RS)	R1	VERO RE GUARTZO	Incipientes ou ausentes	Explos 3°	Rotati	Dep

Figura 4 – Perfil de intemperismo de solos tropicais. Fonte: Vaz & Gurgueira (2018).

- Solo eluvial: produzido por processos pedogênicos, caracteriza-se pela ausência de estruturas reliquiares da rocha matriz e pela textura homogênea e isotrópica; composto predominantemente por argilo-minerais e quartzo, podendo apresentar horizonte orgânico (solo vegetal) no topo;
- Solo de alteração (SA): produzido por intemperismo químico, os processos pedogênicos são incipientes ou limitados; apresenta textura, cor e composição mineralógica heterogêneas, devido à manutenção do arranjo mineralógico original e à presença de estruturas reliquiares (p.e. xistosidade e fraturas); composto por argilo-minerais neoformados e minerais de rocha em processo de alteração química;

- Rocha alterada mole (RAM): predomínio do intemperismo químico, perfurável à percussão, é constituída por minerais fortemente alterados (descoloridos e parcialmente transformados em minerais do solo);
- Rocha alterada dura (RAD): predomínio do intemperismo químico, impenetrável ao método de perfuração à percussão com lavagem, exige a perfuração com método rotativo com coroa diamantada; composta por minerais levemente alterados (com algum descolorimento e oxidação), em geral ao longo do plano de fraturas hidraulicamente ativas;
- Rocha sã (RS): apresenta minerais sãos ou com alteração incipiente, uma vez que os processos intempéricos são incipientes ou ausentes.

Zonas de transição podem ser observadas em todas as interfaces dos horizontes, sendo em geral pouco espessas (Vaz & Gurgueira, 2018). A exceção ocorre entre a RAM e a RAD, com zonas de transição espessas, muitas vezes com a presença de matacões e intercalações de materiais em distintos estágios de alteração (Vaz & Gurgueira, 2018). No presente trabalho, o SA e a RAM são referidos conjuntamente como manto inconsolidado, por caracterizarem material friável e fortemente alterado.

A heterogeneidade dos solos residuais formados a partir do embasamento cristalino na RMSP é ressaltada no trabalho de Futai et al. (2012), a partir de avaliações granulométricas, índices físicos, permeabilidade, compressibilidade e resistência efetiva. O estudo evidenciou que os distintos graus de intemperismo dos minerais do meio são responsáveis pela presença de microestruturas no solo. A estrutura do solo é definida como resultado da combinação do efeito do arranjo das partículas do solo e da cimentação (Leroueil & Vaughan, 1990). As alterações intempéricas dos minerais afetam a porosidade dos solos, seja através da lixiviação de materiais ou da deposição de cimento entre os grãos, modificando a microestrutura do solo de acordo com o grau de intemperismo atuante (Futai et al., 2012).

Embora pouco abordada em estudos hidrogeológicos devido à sua complexidade, igualmente importante é a transição e a interação entre os solos residuais e solo de alteração para a rocha fraturada. Alguns trabalhos acadêmicos recentemente desenvolvidos na RMSP exploraram este tema (Fanti, 2015; Monteiro, 2016). Monteiro (2016), por exemplo, avaliou a conectividade do aquífero cristalino fraturado na RMSP com o aquífero de manto inconsolidado através do bombeamento de um poço profundo em vazão variável, com poços de observação no contato manto inconsolidado/rocha. Observou pouca influência do bombeamento no aquífero do manto inconsolidado no local estudado, com a moda de rebaixamento do nível d'água em até 20 cm nos poços de observação. Não obstante, cabe ressaltar aqui que essa

influência sobre o nível d'água, embora pequena a curto prazo, ao longo de décadas poderia acarretar um efeito importante no transporte de contaminantes.

3.1.4. Geologia estrutural e tectônica

O embasamento pré-cambriano da BSP é compartimentado por extensas zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis de direção NE-SW, com rejeitos horizontais, originadas pela tectônica do Cambro-Ordoviciano (Hasui & Carneiro, 1980). Cinco fases de deformação dúctil foram observadas no Complexo Embu (Hasui, 1975; Fernandes, 1991): (1) foliação preservada em micro e megalithons, (2) foliação principal, (3) grandes dobras, apertadas a fechadas e inversas, (4) dobras normais, abertas a fechadas, (5) ondulações ou clivagem espaçada tardia aproximadamente ortogonais à direção NE das fases anteriores. O metamorfismo principal (grau médio a alto), do Proterozóico Superior, é concomitante às fases 1 e 2 de deformação (Fernandes, 1991).

A evolução das importantes zonas de cisalhamento transcorrente é posterior ao metamorfismo regional principal (Hasui, 1975), tendo continuado ativas até o fim do Ciclo Orogênico Brasiliano. Conforme mencionado no subitem 3.1.1, o Complexo Embu é limitado tanto a norte como a sul por sistemas de falhas que geraram as zonas de cisalhamento: as falhas de Taxaquara (Hennies et al., 1967) e Rio Jaguari (Cavalcante & Kaefer, 1974) a norte, de orientação regional NE-SW, e a falha de Cubatão (Coutinho, 1971) a sul.

A BSP é uma bacia tafrogênica, isto é, sua formação e desenvolvimento foram iniciados por diastrofismo de afundamento crustal (Hasui & Carneiro, 1980). As bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil relacionam-se às movimentações tectônicas iniciadas no Jurássico Superior, denominadas Reativação Waldeniana, e sua evolução corresponde, em geral, a etapas tardias deste tectonismo (Hasui & Carneiro, 1980).

A reativação das zonas de cisalhamento do Complexo Embu a partir do Jurássico (Hasui & Carneiro, 1980; Riccomini et al., 1992, 2004) promoveu a formação de falhas normais que favoreceram a formação da BSP. Estruturalmente, ela corresponde a um hemi-graben limitado a noroeste por falhamentos e basculado para NNW, com falhas cenozóicas de direções NE e NW (Riccomini, 1989). A foliação gnáissica, de direção preferencial N30-40E, foi intensamente reativada durante a deformação rúptil como fraturas contínuas e de baixo mergulho (Fernandes et al., 2016a).

No Paleógeno, ocorreu a principal fase de desenvolvimento do RCSB, sob a ação de um campo de esforços distensivo de direção NNW-SSE, formando um hemi-graben de direção geral ENE contínuo no segmento central do *rift*, originando, entre outras, a BSP (Riccomini,

1989). Este campo de esforços teria provocado a formação e a reativação de falhas normais das antigas zonas de cisalhamento proterozóicas de direção NE a ENE (Riccomini, 1989). A estrutura inicial de hemi-graben da BSP é corroborada por seu formato e distribuição de fácies sedimentares, sendo seu controle estrutural realizado pelas falhas normais reativadas ao longo das zonas de cisalhamento de Taxaquara e Jaguari (Riccomini & Coimbra, 1992). Enquanto o arqueamento do embasamento cristalino, com depressão do flanco sudeste, propiciou a deposição de sedimentos (Riccomini et al., 1992, 2004), o mecanismo de soleiras locais induziu a sedimentação fluvial na BSP (Hasui & Carneiro, 1980; Riccomini, 1989). Após a fase de sedimentação da BSP, os rios Tietê e Pinheiros entalharam os próprios sedimentos (Rocha et al., 1989).

Estudos recentes descreveram grupos de fraturas em pedreiras situadas a oeste da área de estudo, que distam entre 10 e 20 km do canal Jurubatuba, relacionando-os a eventos tectônicos regionais e incorporando-os a um modelo geométrico de rede de fraturas e de caminhos preferenciais de fluxo (Fiume, 2013; Fernandes et al., 2016a). Foram identificados grupos de fraturas de acordo com sua orientação, os quais podem ser resumidos em relação à sua frequência e continuidade, em ordem decrescente de importância (Fiume, 2013; Fernandes et al., 2016a): (i) fraturas N0-50W conjugadas de cisalhamento ou híbridas, geradas em evento transcorrente; (ii) fraturas E-W subverticais, extensionais, ou de cisalhamento a híbridas com mergulho de 60 a 70°, todas originadas por regime tectônico de falhas normais, correlacionável ao evento extensional que gerou a BSP, no contexto do RCSB; (iii) fraturas NE, com mergulhos variando entre 60 e 90°; (iv) fraturas de mergulhos baixos (até 40°), dentre as quais se destacam os grupos de fraturas N10-40E, que retomaram a foliação de gnaisses; (v) fraturas de mergulho baixo de ocorrência localizada, destacando-se as de direção E-W; (vi) fraturas de cisalhamento geradas por regime tectônico de falhas reversas, referente ao campo de esforços mais recente identificado na área de estudo. As orientações dos grupos de fraturas são concordantes com as direções principais de lineamentos da região (Fiume, 2013): N310-330, N350-010, N020-040 e N060-090.

A observação de feições diagnósticas de fluxo em fraturas (tais como alteração e revestimento da superfície da fratura) em afloramentos de pedreiras permitiu a classificação relativa dos grupos de fraturas na região do Jurubatuba de acordo com caminhos preferenciais de fluxo (Fiume, 2013; Fernandes et al., 2016a): (i) fraturas N015-045 paralelas à foliação, alta favorabilidade ao fluxo; (ii) fraturas N040 subverticais, alta favorabilidade ao fluxo; (iii) fraturas N325 subverticais, média favorabilidade ao fluxo; (iv) fraturas E-W subverticais, baixa favorabilidade ao fluxo.

3.2. Contexto hidrogeológico

A área de estudo está inserida no contexto da Bacia Hidrográfica do Alto Tietê (BAT), a qual compreende a região entre a nascente do rio Tietê, em Salesópolis, até a Barragem Rasgão, abrangendo 35 municípios e totalizando uma área de 5.985 km² (Rede das Águas, 2002). Trata-se de uma área de clima tropical úmido, com precipitação média anual de 1400 mm (FUSP, 2002), com períodos de chuvas intensas (dezembro a março) e de secas (maio a agosto). Cerca de 12 mil poços de abastecimento privado de água são cadastrados na BAT, com exploração intensa por indústrias, condomínios, hospitais e outros (FUSP, 2009).

Duas unidades aquíferas essenciais são identificadas na RMSP (Figura 5) (Hirata & Ferreira, 2001): (i) Sistema Aquífero Sedimentar (SAS), formado por sedimentos com variado grau de consolidação da BSP e pelos aluviões sobrepostos, e (ii) o Sistema Aquífero Cristalino ou Pré-Cambriano (SAC), formado pelas rochas cristalinas, metamórficas e ígneas, do embasamento da BSP. O contato geológico entre o SAS e o SAC é bastante irregular.



Figura 5 – Hidrogeologia da área de estudo, com destaque para os sistemas aquíferos. Fonte: CEPAS (2016).

A recarga dessas unidades aquíferas ocorre tanto através da infiltração das chuvas em áreas não pavimentadas, como de vazamentos da rede pública de abastecimento de água e esgotos (Hirata & Ferreira, 2001). As águas do SAC são consideradas menos vulneráveis a
vazamentos e contaminação da superfície, em especial nas áreas em que é recoberto pelo SAS (Hirata & Ferreira, 2001). As zonas de descarga de ambos os sistemas são os principais rios da BAT (e.g. rios Pinheiros e Tietê), além de poços de abastecimento que exploram esses aquíferos.

O SAC pode ser dividido ainda em duas unidades hidrogeológicas. A primeira denomina-se aquífero de rochas alteradas ou aquífero de manto de intemperismo (Hirata & Ferreira, 2001), equivalente à rocha alterada mole e à porção superior da rocha alterada dura na classificação de Vaz & Gurgueira (2018). Com espessura média de 5 m, apresenta caráter livre a semi-livre, heterogêneo e anisotrópico, e a água circula por porosidade intergranular ou secundária (Hirata & Ferreira, 2001). A segunda unidade, por sua vez, é caracterizada pelas unidades de rocha sã, apresenta natureza livre a semi-livre, heterogênea e anisotrópica (DAEE, 1975; Parisot, 1983; Bertolo, 1996), e a circulação de água ocorre através de falhas e fraturas em rocha sã (Hirata & Ferreira, 2001). A zona de transição entre essas unidades normalmente apresenta valores mais elevados de permeabilidade (Rocha et al., 1989).

Uma vez que a circulação se dá essencialmente por fraturas, os valores de vazão do SAC, no Estado de São Paulo, podem variar de 1 a 23 m³/h (Fernandes et al., 2005). Valores de vazão média e de capacidade específica mediana são apresentados, respectivamente, por Hirata & Ferreira (2001) e por Fernandes et al. (2016b). Poços que exploram rochas granitoides apresentam vazão média de 9.1 m³/h e capacidade específica mediana de 0.1 m³/h/m; em micaxistos, a vazão média é de 17.5 m³/h e a capacidade específica mediana de 0.3 m³/h/m. Não obstante, cabe ressaltar que valores médios de vazão em geral não são representativos no caso de rochas fraturadas, devido à heterogeneidade do meio.

O Aquífero Sedimentar é caracterizado como semi-confinado a livre, heterogêneo, anisotrópico e de porosidade primária (Hirata & Ferreira, 2001). Apresenta espessura variável, com média de 100 m, podendo atingir 290 m em algumas áreas (Takiya, 1991). Embora compreenda apenas 25% da BAT, o Aquífero Sedimentar é mais importante em relação ao Cristalino por ser mais explorado e abrigar a maior parte da área urbana da RMSP (CETESB, 2005). Ademais, estudos baseados em análises de sondagens geotécnicas rasas, executadas para a construção de linhas metroviárias, indicam a existência de diversos aquíferos suspensos independentes (Chiossi, 1974, 1980).

Em relação à produtividade do Aquífero Sedimentar, as vazões são mais elevadas nas áreas em que predomina a Formação Resende (10 a 40 m³/h, média de 15.2 m³/h e capacidade específica mediana de 0.31 m³/h/m), e mais baixas nas áreas da Formação São Paulo (vazão média de 9.5 m³/h e capacidade específica mediana de 0.48 m³/h/m) (Hirata & Ferreira, 2001;

Fernandes et al., 2016b). A maior produtividade está relacionada às áreas de maior espessura saturada e predominância da Formação Resende em relação à Formação São Paulo (Hirata & Ferreira, 2001).

Na região do Jurubatuba, três meios aquíferos são reconhecidos (L'Apiccirela, 2009): (i) sedimentos aluvionares recentes, de espessura variável (0 a 40 m), possivelmente em função da ocorrência de falhamentos normais; (ii) solo de alteração da rocha cristalina, com espessuras de até 40 m, e caráter de aquífero de porosidade mista (primária e por fraturas); e (iii) embasamento cristalino fraturado, abrangendo granitos, gnaisses e xistos. Ao estudar 12 poços de monitoramento convencionais instalados nas duas primeiras unidades, e 4 poços tubulares instalados na rocha fraturada, Silva (2017) concluiu que o sentido preferencial de fluxo da água subterrânea na região é de leste para oeste, em direção ao Canal Jurubatuba. Barbosa (2015) avaliou dados históricos de poços instalados na região e indicou como principais áreas de descarga o rio Pinheiros e os córregos Poli e Zavuvus, ressaltando que a ausência de dados da lâmina d'água dos corpos de água superficial impediu interpretações mais conclusivas acerca de suas relações com o aquífero.

A avaliação de três anos hidrogeológicos (janeiro de 2013 a dezembro de 2015) na região do Jurubatuba indicou uma recarga potencial média de 18.84% da precipitação total anual pelo método do Balanço Hídrico (Silva, 2017). Pelo método da variação de nível d'água, estimou-se a recarga média de 16.27% da precipitação para o período de maio 2013 a abril 2016 (Silva, 2017). Esta abordagem deve ser avaliada com cautela, uma vez que não é sensível a recargas contínuas relacionadas às perdas das redes de água e esgoto (Lerner, 2002).

As diferentes unidades aquíferas possibilitaram ainda a identificação de duas superfícies potenciométricas na região do Jurubatuba (L'Apiccirella, 2009): (i) uma associada ao aquífero raso aluvionar, com linhas equipotenciais indicando o canal do Jurubatuba como zona de descarga do aquífero; e (ii) outra profunda, associada à operação dos poços de abastecimento profundos, indicando a existência de um forte potencial hidráulico vertical descendente da água subterrânea (Figura 6). Os poços de abastecimento são considerados a principal forma de descarga deste nível aquífero.

Dados históricos indicam que na época de operação dos poços profundos (Figura 6), era observado um forte gradiente descendente (Barbosa, 2015). Nos anos 2000, após o estabelecimento da zona de restrição (Figura 2) e a interdição dos poços, a recuperação do nível d'água ocorreu rapidamente, conforme corroborado pelos dados históricos de carga hidráulica nos poços de abastecimento (Barbosa, 2015).



Figura 6 – Modelo hidrogeológico conceitual da área de estudo, com os poços de abastecimento em funcionamento (acima) e desligados (abaixo). Modificado de Ribeiro (2012).

4. ABORDAGENS DE ESTUDO DE AQUÍFEROS FRATURADOS

A relevância dos estudos de Geologia Estrutural em Hidrogeologia está fortemente relacionada à importância dos aquíferos de rochas fraturadas para o abastecimento de água. A caracterização estrutural da rede geométrica de fraturas desses aquíferos é essencial para a compreensão da dinâmica de fluxo da água subterrânea e para a elaboração de modelos conceituais, seja para casos de caracterização do aquífero, abastecimento de água ou de avaliação da contaminação. Trata-se da feição fundamental de um aquífero fraturado, sendo essencial a descrição de parâmetros como atitude, espaçamento ou densidade, comprimento, terminações e intersecções das fraturas.

Segundo Peacock & Sanderson (2018), o estudo do fluxo em meios fraturados é um dos sete tipos essenciais de análises estruturais. Cada um dos sete grupos apresenta um conjunto de dados e terminologia característicos, servindo como passo para estudo detalhado do seguinte (Peacock & Sanderson, 2018): (i) descrições geológicas básicas, incluindo descrição de bases de dados, tipos de estruturas, rochas em que ocorrem e localização; (ii) geometria e topologia, incluem orientações, frequência, tamanhos e relação entre estruturas, utilizando as descrições realizadas na etapa anterior; (iii) relações de idade, absolutas e relativas; (iv) cinemática, compreendendo informações de deslocamento e esforços, a história cinemática das estruturas é importante; (v) tectônica, inclusão das estruturas no contexto da tectônica de placas; (vi) mecânica, com a determinação das orientações, esforços e reologia durante a deformação; e (vii) fluxo de fluidos, que inclui a análise e a modelagem de fluxo de fluidos através da rocha, idealmente baseadas nas demais análises listadas.

A seguir, são apresentadas algumas abordagens discutidas na literatura científica mundial para a avaliação de aquíferos em meios fraturados, visando o conhecimento detalhado da rede de fraturas a fim de permitir a avaliação do fluxo da água subterrânea.

4.1. Análise de afloramentos e caracterização da rede de fraturas

O levantamento estrutural em afloramentos é fundamental para caracterizar a rede geométrica de fraturas e para estabelecer correlações entre grupos de fraturas e estruturas regionais, bem como com os *trends* estruturais identificados em lineamentos, uma vez que essa relação poderá ser utilizada para realizar extrapolações além do local onde se situam os afloramentos (Fernandes & Rudolph, 2001; Pino, 2012; Fiume, 2013). Não obstante, salienta-se que em regiões metropolitanas comumente não é possível encontrar exposições de rocha em abundância ou mesmo de qualidade (pouco alteradas e de grandes dimensões), sendo necessário

utilizar outros recursos para o estudo da rede de fraturas, como a perfilagem de furos de sondagem e de poços.

Um método bem estabelecido para o estudo de afloramentos é a linha de levantamento ou *scanline* (Rouleau & Gale, 1985; Priest, 1993). As exposições mais apropriadas são faces de rochas limpas e aproximadamente planas, grandes em relação ao tamanho e espaçamento das estruturas expostas (Priest, 1993). Tais afloramentos podem ser encontrados em falésias de praia, desfiladeiros, cortes de estradas, pedreiras e minas a céu aberto.

Em um estudo de *scanline*, todas as estruturas que interceptam a linha de medida (em geral, uma fita métrica colocada sobre o afloramento) são registradas, fornecendo uma estimativa direta do espaçamento e da densidade das fraturas. Descrições detalhadas do método podem ser encontradas nos trabalhos de Rouleau & Gale (1985), Priest (1993), Pino (2012) e Fiume (2013). É relevante apontar que a análise de no mínimo três *scanlines* transversais entre si fornece informações mais completas sobre o sistema de fraturas, uma vez que proporciona a amostragem de uma gama mais ampla de orientações de estruturas (Terzaghi, 1965).

Trabalhos recentes que empregaram o método da *scanline* com sucesso incluem Fernandes & Rouleau (2008), Pino (2012) e Fiume (2013). Esses estudos obtiveram parâmetros geométricos da rede de fraturas (comprimento, densidade, espaçamento, terminações, entre outros) através de *scanlines*, o que foi fundamental na definição dos modelos estruturais conceituais.

Parâmetros como a conectividade e a densidade das fraturas afetam diretamente o fluxo da água subterrânea, influenciando os valores de condutividade hidráulica em diferentes escalas (Domenico & Schwartz, 1990; Fernandes, 2008; Francese et al., 2009) – isto é, um grau mais alto de conectividade caracteriza um meio onde a maioria das fraturas se interceptam, criando muitos caminhos possíveis para o fluxo de fluidos. Rouleau & Gale (1985) propuseram um índice para descrever o grau de interconexão entre dois conjuntos de fraturas, considerando o comprimento médio do traço das fraturas, os espaçamentos médios para cada família de fraturas, e o ângulo médio entre as famílias de fraturas.

4.2. História tectônica e variações na abertura de fraturas

O estudo de afloramentos permite ainda inferir a história tectônica de uma área de estudo, através de alguns parâmetros de fraturas identificados apenas nessa escala: comprimentos, terminações de fraturas e padrões tectônicos (como "conjugados" e fraturas paralelas). A importância de compreender a história tectônica se deve a um ou mais eventos

tectônicos serem responsáveis pela geração das famílias de fraturas em determinada área. A ocorrência de uma ou mais famílias, assim como seus possíveis agrupamentos, permite a definição de um ou mais domínios estruturais, cada um dos quais caracterizado por uma história tectônica comum. Ademais, um domínio estrutural tenderia a apresentar também suas próprias propriedades hidráulicas, devido exatamente aos conjuntos de famílias de fraturas e à história que os formou.

Domínios estruturais irão influenciar claramente o fluxo de água subterrânea e, portanto, é essencial caracterizá-los adequadamente durante o estudo de um aquífero de rocha fraturada. Não obstante, uma descrição adequada de um domínio estrutural requer uma boa compreensão das relações entre as famílias de fraturas e outras estruturas existentes.

Estudar vários casos de interações de fraturas e suas relações com o campo de tensão que as gerou ajuda a definir um domínio estrutural e sua história tectônica (Pollard & Aydin, 1988). Interseções são um elemento essencial da interpretação de padrões de fraturas, bem como continuidade, sequência de desenvolvimento e direção de propagação nas interseções (Pollard & Aydin, 1988). Este tipo de dado é de extrema relevância para retraçar os eventos tectônicos responsáveis pelas estruturas em uma região, uma vez que fornecem informações sobre idades relativas e pares conjugados de fraturas (Stearns, 1969), bem como a orientação do campo de tensões no passado. Está demonstrado que as fraturas são comumente iniciadas em heterogeneidades materiais (por exemplo, fósseis, grãos, clastos, poros, marcas de sola, microtrincas), os quais concentram tensões de tração locais durante a compressão da massa rochosa (Pollard & Aydin, 1988). Finalmente, determinando as idades relativas das fraturas e outras estruturas (como falhas, veios e diques), é possível identificar diferentes fases de deformação rúptil através do tempo geológico (Pollard & Aydin, 1988).

Enquanto a orientação dos campos de tensão pretéritos (a história tectônica de uma área) determina a orientação das famílias de fraturas principais, o campo de tensões atual tem grande influência na abertura ou fechamento das fraturas (Gaudreault et al., 1994; Mortimer et al., 2011a, 2011b; Mattila & Tammisto, 2012). A orientação dos componentes do campo de tensões em relação às orientações das fraturas pré-existentes desempenha um papel importante na determinação das fraturas mais transmissivas (Gaudreault et al., 1994; Barton et al., 1995; Morin & Savage, 2003; Fernandes, 2008). Os possíveis efeitos do campo de tensões atuais em uma determinada família de fraturas foram classificados em três casos principais (Gaudreault et al., 1994; Gaudreault, 1996): (i) fechamento com esforço principal (σ 1) quase perpendicular ao plano de descontinuidade; (ii) abertura com o esforço mínimo (σ 3) quase perpendicular ao

plano da fratura; (iii) abertura com σ 1 em um ângulo intermediário (entre 30° e 60°) com o plano de descontinuidade.

Esse raciocínio foi também empregado a fim de explicar a transmissividade de fraturas (Zhang et al., 1999; Lamontagne, 2001; Wyllie & Mah, 2004). Ao se estudar a história tectônica de uma região, deve-se considerar que os eventos mais recentes teriam influência mais significativa sobre a abertura das fraturas do sistema e, portanto, no fluxo regional de águas subterrâneas (Fernandes & Rudolph, 2001; Zeeb et al., 2010). A importância dessa relação se deve à abertura das fraturas ser o principal fator na determinação da transmissividade de uma rede de fraturas, conforme demonstrado pela Lei Cúbica (Snow, 1965). Desse modo, torna-se evidente que a história tectônica de uma região influenciará o fluxo regional das águas subterrâneas (Fernandes & Rudolph, 2001; Zeeb et al., 2010).

A Lei Cúbica (Snow, 1965, 1968, 1969) é a equação que demonstra a relação entre a abertura de uma fratura e a condutividade hidráulica do meio (Eq. 1).

$$K = \frac{\rho g}{12\mu} \frac{(2b)^3}{W}$$
{Eq. 1}

onde K é a condutividade hidráulica do meio [L/T], 2b é a abertura de fratura [L], W é o espaçamento real da fratura [L], ρ é a densidade do fluido [M/L³], g é a aceleração da gravidade [L/T²] e μ é a viscosidade dinâmica do fluido [P.T]. Quando apenas uma fratura é considerada, a Eq.1 pode ser reescrita como:

$$K = \frac{\rho g}{12\mu} (2b)^2$$
{Eq. 2}

Uma vez que a condutividade hidráulica é diretamente proporcional ao cubo da abertura da fratura (Eq. 1), pequenas alterações na abertura podem provocar variação significativa da condutividade (Hoek & Bray, 1981; Domenico & Schwartz, 1990). No entanto, medir em campo a abertura de fraturas é uma atividade inviável, por serem na maioria dos casos extremamente pequenas (inferiores a 1 mm), resultando em valores pouco confiáveis. Torna-se interessante, portanto, obter tal informação por métodos indiretos, como: (i) a avaliação de perfis geofísicos (acústico ou óptico), sempre com cautela a fim de não superestimar a abertura das fraturas em função de seu traço no perfil, conforme discutido no subitem 4.3 e no trabalho

de Lane et al. (2002); (ii) a estimativa da abertura hidráulica das fraturas a partir de ensaios com obturadores, discutidos no subitem 4.6.

A relação entre abertura de fraturas, sua densidade e a condutividade hidráulica do meio fraturado pode ser indicada graficamente (Figura 7), conforme já apresentado por diversos autores (Hoek & Bray, 1981; Domenico & Schwartz, 1990; Lamontagne, 2001; Wyllie & Mah, 2004). Considere-se o exemplo do arenito, com condutividade de aproximadamente 1E-06 cm/s, enquanto a de um basalto fraturado é de cerca de 1E-02 cm/s (Wyllie & Mah, 2004). Essa diferença de quatro ordens de magnitude pode ser atribuída tanto a uma diminuição do espaçamento das fraturas de 1.0 para 0.1 m, como a um aumento da abertura das fraturas de 0.02 para 0.2 mm (Figura 7).



Figura 7 – Influência da abertura (2b) e do espaçamento (W) da fratura sobre a condutividade hidráulica (K) na direção de uma família de fraturas planas e paralelas em um maciço rochoso. Traduzido de: Wyllie & Mah (2004).

4.3. Perfilagens geofísicas

Conforme mencionado anteriormente, levantamentos geofísicos em poços fornecem dados valiosos de subsuperfície, os quais, combinados com dados de afloramentos, permitem uma descrição tridimensional de aquíferos fraturados. A análise conjunta de diversos perfis de furos de sondagem ou de poços de parede aberta é uma forma usual de obtenção de dados sobre a rede de fraturas de um aquífero (Keys, 1990; Lane et al., 2002). O uso e as discussões sobre estes métodos se iniciaram há pouco mais de 30 anos (Lau et al., 1987, 1988; Cruden, 1988), e trabalhos recentes indicam que as perfilagens geofísicas são bastante eficientes no estudo de aquíferos fraturados (Morin et al., 1988, 1997, 2007; Robinson et al., 2008; Francese et al., 2009).

Entre as sondas mais comumente usadas para perfilagens geofísicas estão: temperatura e condutância de fluido, *flowmeter*, calibre, imageamento óptico (OPTV), imageamento acústico (ATV), gama natural, resistividade da rocha, e resistividade elétrica (Morin et al., 1997, 2000). Dados de perfilagens geofísicas podem validar ou complementar em profundidade as observações feitas em afloramentos (Morin et al., 2007; Francese et al., 2009). Em geral, há uma boa conformidade e complementaridade entre os dados de perfilagens geofísicas em poços e os dados de superfície, indicando que essa fusão de informações é efetiva para a definição de modelos geológicos.

Dentre os métodos de perfilagem em escalas de investigação de maior detalhe, destacam-se principalmente os imageamentos ópticos e acústicos. São amplamente utilizados na obtenção das atitudes e espaçamentos das fraturas que interceptam o poço. O imageamento óptico fornece imagens de alta resolução da rocha e das estruturas, complementando as informações de perfis de sondagem e descrição de testemunhos. Sua principal limitação é que fraturas pouco espessas, mesmo quando apresentam alta condutividade hidráulica, podem não ser detectadas nas imagens devido ao baixo contraste óptico (p.e. pequenas fraturas em rochas de coloração escura) e a materiais que mascarem a parede do furo (p.e. sedimentos, produtos de oxidação e atividade biológica) (Lane et al., 2002).

Outra ferramenta de perfilagem que já se mostrou eficiente, porém cujo uso ainda não está difundido por não estar disponível comercialmente, é a sonda *Active Line Source* (ALS), cuja perfilagem é realizada em furo selado por membrana flexível. Devido às suas particularidades, a selagem do furo e o emprego da sonda ALS são discutidos nos próximos subitens (4.4 e 4.5).

Um estudo em Nevada, nos EUA, empregou conjuntamente dados de ATV e de testes de injeção para estimar quantitativamente a condutividade hidráulica em intervalos discretos no aquífero (Morin et al., 1988). em calcário fraturado. Apesar das incertezas (precisão e resolução) das ferramentas e pelas características hidráulicas do aquífero (até duas ordens de grandeza mais transmissivo do que as rochas adjacentes), os resultados indicaram que as zonas transmissivas foram claramente definidas (Morin et al., 1988). Ademais, a estimativa de

transmissividade resultante estava em boa concordância com aquela determinada anteriormente a partir de testes de bombeamento.

Em Nova Jersey, também nos EUA, duas famílias de fraturas foram caracterizadas, inclusive em relação à sua transmissividade, graças ao uso de diferentes perfilagens geofísicas: temperatura, condutância de fluido, *flowmeter*, calibre, ATV, gama natural, resistividade da rocha e resistividade elétrica (Morin et al., 1997). A coleta detalhada de dados permitiu simplificar estatisticamente a rede aparentemente complexa e heterogênea de fraturas a duas famílias principais. Foram realizadas análises estatísticas das orientações de fratura por meio de uma distribuição axial de Bingham, em que o autovalor (*eigenvalue*) é normalizado e considerado uma medida da concentração relativa de polos associados a uma família de fraturas estatisticamente significativa (Morin et al., 1997). A aplicação da correção de Terzaghi (1965) nesse conjunto de dados também facilitou a observação de duas famílias principais (Morin et al., 1997). Outro resultado relevante foi a distinção de fraturas transmissivas da população geral de fraturas a partir da análise dos perfis de temperatura do fluido e de condutância em conjunto com as medidas de *flowmeter* sob bombeamento (Morin et al., 1997).

Por fim, no contexto de um estudo multidisciplinar desenvolvido para caracterizar as propriedades hidrogeológicas de uma bacia hidrográfica, Morin et al. (2007) avaliaram perfilagens geofísicas realizadas em 12 poços, estrategicamente localizados para incluir as quatro principais formações de rochas sedimentares dos aquíferos regionais. Os autores observaram que a distribuição vertical das zonas transmissivas estava confinada a algumas poucas fraturas paralelas à estratificação, menos frequentes no arenito inconsolidado (uma a cada 70 m de profundidade) e mais frequentes no arenito consolidado (cinco a cada 70 m de profundidade). Os resultados indicaram que as formações estudadas tinham valores similares de transmissividade, dentro de uma ordem de grandeza, embora cada unidade litológica apresentasse sua própria rede de fraturas.

4.4. Selagem de furos com membrana flexível

O uso de membranas flexíveis em ensaios hidráulicos tem se tornado mais frequente em estudos em rochas fraturadas, com o objetivo de reduzir os impactos da contaminação cruzada induzida pelo fluxo natural vertical do aquífero (Keller, 2004, 2009, 2012; Sterling et al., 2005; Cherry et al., 2007; Quinn et al., 2012, 2015). O fluxo natural no furo de sondagem ocorre devido à diferença do potencial hidráulico existente entre as diferentes fraturas que o interceptam, ocorrendo em novas perfurações, em poços de produção inativos ou até mesmo em poços de monitoramento cujas seções verticais interceptam níveis aquíferos com cargas hidráulicas diferentes.

As membranas do tipo FLUTe® blank liner são tubos flexíveis de nylon revestido de uretano e capazes de selar um furo de sondagem, sendo feitas sob medida para cada caso (Keller, 2004, 2009). Sua instalação é feita através da adição de água dentro do liner para provocar a descida da membrana dentro do furo (Figura 8), à medida que a água no interior do furo é expulsa para a formação através das fraturas que o interceptam.



Figura 8 – Etapas de instalação do FLUTe blank liner. Traduzido de: Keller et al. (2013).

Uma vez que a descida do liner é controlada pela taxa em que a água subterrânea pode fluir do furo de sondagem para os caminhos de fluxo (i.e. fraturas, camadas permeáveis, canais de dissolução), é possível ainda realizar o perfil de transmissividade durante a instalação do liner. Esse ensaio é denominado *T-profiling* ou "perfilagem de transmissividade", e é realizado exclusivamente pelo fabricante (Keller et al., 2013).

4.5. Perfilagem de temperatura tipo fonte de linha ativa (ALS)

Em um aquífero, duas zonas térmicas são geralmente identificadas (Drogue, 1985, Pehme et al., 2010, 2013): (i) heterotérmica, rasa e sazonalmente variável, em que a variação espacial da temperatura em um meio relativamente uniforme (como uma rocha maciça) seria um reflexo do gradiente geotérmico regional; e (ii) homotérmica, mais profunda e de temperaturas temporariamente uniformes, isto é, em que não se observam diferenças temporais/sazonais, e o gradiente térmico pode ser considerado constante. O verdadeiro limite entre as zonas heterotérmica e homotérmica depende de diversos fatores, entre os quais destacam-se paleotemperaturas, condutividade térmica da rocha, magnitude e distribuição espacial das variações de temperatura em superfície, vazão da água subterrânea nas fraturas, e resolução da sonda de temperatura utilizada nos ensaios (Pehme et al., 2013).

A importância das perfilagens de temperatura cresceu nas útlimas décadas, em particular devido a três avanços tecnológicos (Pehme et al., 2014): (i) a sensibilidade das sondas atinge resoluções na ordem de 0.001°C; (ii) os efeitos de conexão cruzada devido a perfurações podem ser evitados utilizando-se membranas flexíveis de poliuretano (liner); (iii) a superação do limite de profundidade oriundo da necessidade de um desequilíbrio térmico natural entre a água e a rocha, permitindo pois a detecção de fluxo também na zona homotérmica, através do desenvolvimento da técnica de fonte de linha ativa (*Active Line Source*, ALS).

A sonda ALS, portanto, permite a realização de perfilagem de temperatura em alta resolução (precisão de ± 0.001 °C) em furos selados por membranas, possuindo maior sensibilidade na identificação de fraturas do que os métodos convencionais, além de representar as condições ambientes da formação (Pehme et al., 2007a). Essencialmente, consiste em: (i) realizar a perfilagem de temperatura da água no furo selado em condições ambiente, com medida contínua de temperatura ao longo do furo; (ii) aquecer a água do furo selado, através de um cabo descido pelo interior do liner, fornecendo calor para toda a extensão do furo simultaneamente; e (iii) realizar novas perfilagens de temperatura, em diversos intervalos de tempo após o aquecimento do furo. Os resultados das diferentes perfilagens (a temperatura ambiente e após o aquecimento) são então comparados com o intuito de se identificarem anomalias nas curvas de temperatura, indicativas da presença de estruturas em que há fluxo de água (Figura 9).

O método de perfilagem ALS tem sido empregado em aquíferos de rochas sedimentares fraturadas, para a identificação de fraturas transmissivas, em conjunto com outras ferramentas, e fornecido resultados promissores. A perfilagem ALS em furos selados permitiu identificar o dobro de fraturas hidraulicamente ativas em comparação aos ensaios em furos abertos (Pehme, 2012; Pehme et al., 2007a, 2007b, 2007c, 2010, 2013). Outra vantagem do método é a possibilidade de ser empregado em áreas contaminadas, uma vez que a perfilagem é feita com o furo selado por membrana flexível (Pehme et al., 2007a).



Figura 9 – Etapas da perfilagem com a sonda ALS e curvas de temperatura típicas. Traduzido de: Pehme et al. (2010).

A sonda ALS foi desenvolvida na Universidade de Guelph – UoG (Guelph, Canadá), e ainda não se encontra comercialmente disponível.

4.6. Ensaios hidráulicos

Para a aquisição de dados de direção e velocidade do fluxo vertical de água dentro de poços, utiliza-se um perfilador denominado *flowmeter*. As primeiras descrições de uso do aparelho são do final da década de 1980, início de 1990 (Young & Waldrop, 1989; Molz & Young, 1993; Paillet, 1995). Embora alguns autores advoguem fortemente a favor do uso da ferramenta (Paillet et al., 1987; Williams & Paillet, 2002a; Paillet, 2000, 2004;), outros estudos mais recentes buscam ensaios mais precisos para obter o mesmo tipo de informação (Quinn et al., 2011a, 2011b, 2012, 2013, 2015), ou no mínimo o suporte de outras ferramentas (Pehme et al., 2007a, 2010; Lo et al., 2014).

As sondas de *flowmeter* possibilitam a identificação de zonas hidraulicamente ativas (em que há entradas ou saídas de água no poço), indicando as profundidades discretas nas quais deverão ser realizados os ensaios com obturadores e demais ensaios hidráulicos. Dado que o

diâmetro do poço pode influenciar o cálculo do fluxo vertical dentro do furo obtido pelo *flowmeter*, Wahnfried (2010) e Pehme et al. (2010) destacaram a importância de realizar conjuntamente as perfilagens de diâmetro de poço (caliper) e/ou imageamentos das paredes do poço (OPTV e/ou ATV) para interpretação mais acurada dos dados do *flowmeter*.

Uma das grandes limitações de uso do flowmeter é que não existe um único equipamento que permita a medição de fluxos de água tanto baixos como elevados. Dentre os modelos disponíveis atualmente, o tipo *heatpulse flowmeter* (HPFM) é o que permite uma leitura de fluxo de menor velocidade com maior precisão. Esse equipamento identifica as entradas e saídas de água no poço através de pulsos de calor: a sonda emite um pulso de calor que aquece uma lâmina de água, a qual irá deslocar-se para cima ou para baixo, conforme o fluxo vertical no poço, sendo detectada por um dos sensores do HPFM. A intensidade do fluxo é calculada em função do tempo de detecção do pulso de calor e da diferença de temperatura entre os dois sensores.

Usualmente, as medições com HPFM são realizadas sob fluxo ambiente, isto é, sob condições naturais no poço ou perfuração. Não obstante, em alguns casos é possível encontrar fraturas que apresentem a mesma carga hidráulica que a "carga misturada" (ou *blended head*, Quinn et al., 2016) do poço, isto é, da carga hidráulica de equilíbrio das fraturas interceptadas pelo furo/poço. Nesse caso, não é observado fluxo na fratura em condições ambiente, sendo necessário provocar um estresse hidráulico para se estudar essa fratura com o HPFM (Paillet, 2000; Williams & Paillet, 2002a; Day-Lewis et al., 2011). Tal distúrbio pode ser atingido através de bombeamento ou injeção no poço durante a execução do ensaio com HPFM, possibilitando a identificação de estruturas hidraulicamente ativas em uma perfuração, as quais não seriam perceptíveis no ensaio sob condições ambiente de fluxo (Figura 10). No exemplo da Figura 10, duas zonas de fluxo cruzam um poço: (i) sob condições ambiente, o fluxo entra no poço pela fratura 1 e sai pela fratura 3 (Figura 10b), enquanto a carga da fratura 2 é equivalente à carga misturada, não havendo fluxo pela fraturas 1 e 2 (Figura 10c), enquanto a fratura 3 é igual à carga no poço sob condições de estresse, não havendo fluxo nessa fratura.

Outra possibilidade para a determinação de parâmetros hidráulicos em meio fraturado compreende o emprego de obturadores pneumáticos, conforme apresentado por uma série de autores (Lapcevic, 1988; Lapcevic et al., 1999; Novakowski, 2000; Wahnfried, 2010). Comumente são utilizados dois obturadores de pressão para isolar o intervalo em que se realizarão os testes hidráulicos. Recentemente, Quinn et al. (2011a, 2011b, 2012) conduziram



Figura 10 – Esquema de ensaios com HPFM: (a) resultados dos ensaios sob condições de fluxo (b) ambiente (azul) e (c) induzido (vermelho). Traduzido de: Day-Lewis et al. (2011).

ensaios de injeção sob carga constante utilizando obturadores de pressão em zonas discretas ao longo de furos de sondagens e poços, para obtenção de valores de condutividade hidráulica horizontal. Os autores utilizaram a metodologia de meio poroso equivalente (Freeze & Cherry, 1979) para obtenção dos valores de velocidade de fluxo do meio rochoso. Esse método assume que a velocidade de fluxo no meio cristalino é obtida através da Lei Cúbica (Eq. 1).

A aplicação da Lei Cúbica (Eq. 1) para um intervalo ensaiado com obturadores permite obter valores médios (ou ponderados) de abertura para as fraturas identificadas no intervalo. Destaca-se que esse parâmetro não necessariamente corresponde à abertura real das fraturas, sendo então denominado "abertura hidráulica". A partir dela, pode ser também calculada a porosidade efetiva da fratura (Eq. 3):

ø

$$f = \frac{N(2b)}{L}$$

{Eq. 3}

onde Øf é a porosidade das fraturas $[L^3/L^3]$; 2b é a abertura hidráulica da fratura [L]; N é o número de fraturas interceptando o trecho ensaiado que contribuem para o valor da condutividade hidráulica K, e L é o comprimento da porção ensaiada [L].

A velocidade da água subterrânea é então obtida da forma tradicional, utilizando a equação de Darcy e dividindo o valor do fluxo pela porosidade efetiva da fratura.

Com o intuito de melhorar a precisão da determinação da transmissividade, Quinn et al. (2012) desenvolveram ensaios com obturadores que permitem a realização de quatro tipos de testes (carga constante, slug/bail, bombeamento e recuperação) em um mesmo intervalo sem a necessidade de desinflar os obturadores ou ajustar equipamentos entre um teste e o seguinte, tornando as atividades mais eficazes e confiáveis. Cada um dos quatro ensaios impõe determinada condição de fluxo à formação, diferindo também nos modelos utilizados para cálculo da transmissividade (Figura 11).

Ensaio	Resultado do ensaio	Método de Interpretação	Análise dos resultados	Pressão e vazão	Vantagem	Diferencial
Carga Constante		Thiem $T = \frac{Q}{2\pi\Delta H} \ln\left(\frac{r_o}{r_w}\right)$	dH	Carga e vazão Constantes	Validação do fluxo de Darcy	ldentifica o limite do fluxo de Darcy
Slug Bail	H Slug Bail	Hvorslev (Radial flow) $T = \frac{m(A_{xs})}{2\pi} \ln \left(\frac{r_o}{r_w}\right)$	$\ln \left(\frac{\Delta H}{\Delta H_o} \right) \xrightarrow{T}$	Carga e vazão variam	Ensaio rápido	Identifica falha no selo e desenvolve o poço
Bombea- mento	H	Cooper-Jacob Straight Line Method $T = \frac{2.3Q}{4\pi\Delta s}$	s Log T	Vazão constante e carga variável	Ensaio com grande raio de influencia	Identifica efeitos de porosidade dupla
Recuperação após o Bombea- mento	H	Theis Recovery Method $T = \frac{2.3Q}{4\pi\Delta s'}$	s'	Carga e vazão variam	Ensaio com grande raio de influencia	Identifica efeitos de porosidade dupla
$ \begin{array}{llllllllllllllllllllllllllllllllllll$						

Figura 11 - Quatro tipos de ensaios hidráulicos que podem ser realizados com obturadores de pressão.

Traduzido de: Quinn et al. (2012).

Entre as suposições comuns a todos os métodos resumidos na Figura 11, destacam-se (Quinn et al., 2012): (i) validade da Lei de Darcy (fluxo darciniano); (ii) sistema isotrópico e meio permeável único e homogêneo; (iii) extensão lateral infinita; (iv) superfície potenciométrica plana no início do teste; (v) fluxo radial horizontal; (vi) ausência de perdas pelo poço e efeitos *skin*; e (vii) obturadores constituem selo perfeito.

Em um estudo mais recente, Quinn et al. (2016) utilizaram os procedimentos descritos nos parágrafos anteriores para obter valores de armazenamento específico (S). Os autores destacaram que o cálculo do armazenamento é realizado a partir da transmissividade (T) obtida em condições de fluxo Darciniano, e que o procedimento adotado minimiza erros causados por vazamentos no sistema de obturadores.

4.7. Condutividade hidráulica relativa

A determinação de parâmetros hidráulicos é uma etapa essencial da caracterização de aquíferos. Não obstante, nem sempre é possível obter medidas diretas em campo, como no caso de materiais inconsolidados e colapsáveis, recorrendo-se então a métodos que fornecem valores relativos de parâmetros hidráulicos. Este é o caso do *Direct Push Injection Logging* (DPIL). Trata-se de uma ferramenta tubular de pequeno diâmetro com um filtro curto na extremidade inferior, que avança em subsuperfície (exceto em rocha alterada dura e em rocha sã), por meio da tecnologia de sondagem a percussão (*direct push -* DP). A injeção contínua de água através do filtro a taxas relativamente elevadas, a fim de manter o filtro limpo, permite o avanço da ferramenta em subsuperfície. Ao atingir uma profundidade em que a informação sobre a condutividade hidráulica horizontal é desejada, o avanço é interrompido e a pressão da água no tubo de injeção é medida em diferentes taxas de injeção, usando-se um transdutor de pressão e um controlador de fluxo na superfície.

A condutividade hidráulica horizontal relativa do meio, Kr [L / (h.bar)], pode então ser calculada através da taxa de injeção, da pressão e dos parâmetros para corrigir a resistência do sistema (Dietrich et al., 2008). Os problemas técnicos ou influências sobre as taxas de vazão podem ser determinados pela aplicação de diferentes taxas e medições das pressões totais, cujos resultados calculados de Kr devem ser iguais nas mesmas profundidades. Dietze & Dietrich (2012) comparam diferentes técnicas de calibração para o DPIL para identificar a que apresenta valores de K mais confiáveis, concluindo que o uso de ensaios de slug apresentaram resultados mais confiáveis do que o uso do método de peneiramento.

4.8. Monitoramento de carga hidráulica em poços multiníveis

Dados de carga hidráulica, coletados em diferentes porções do aquífero e/ou em sistemas aquíferos distintos, podem fornecer uma visão valiosa a respeito da dinâmica de fluxo do aquífero.

Diversos estudos de caso de medições de carga hidráulica e concentração de contaminantes em zonas de monitoramento discretas para elaboração de modelos conceituais de aquíferos porosos são apresentados por Einarson & Cherry (2002). Os estudos demonstram a vantagem do uso de dados hidráulicos obtidos a partir de sistemas multiníveis de alta

resolução (do tipo *Continuous Multichannel Tubing*TM – CMT) em relação aos sistemas multiníveis convencionais em estudos de contaminação de aquíferos.

Meyer et al. (2008) apresentaram a aplicação de medições de carga hidráulica em poços de monitoramento tipo Westbay (Black et al., 1986), para o reconhecimento de unidades hidroestratigráficas em um aquífero de rocha sedimentar fraturada. Nesse trabalho, os autores utilizaram diversas zonas de monitoramento de carga hidráulica ao longo da seção vertical do aquífero monitorado, e correlacionaram as variações verticais dos valores de carga hidráulica às informações provenientes de ensaios geofísicos e de ensaios com obturadores de pressão para elaboração de um modelo conceitual de fluxo da área de estudo.

Meyer et al. (2014), por sua vez, identificaram com precisão a posição de contrastes de condutividade hidráulica vertical de rochas sedimentares em três áreas de estudo. Para tal, foram instalados 15 sistemas multiníveis definidos de forma a minimizar conexões cruzadas e maximizar a resolução das medidas de carga hidráulica. Foram obtidos dados consistentes ao longo de mais de um ano de monitoramento (Meyer et al., 2010). Os autores ressaltam a importância de se utilizarem sistemas multiníveis visando uma alta resolução, em oposição ao uso direcionado a profundidades específicas, pois permite a identificação mais precisa de contrastes de parâmetros hidráulicos verticais (cargas, gradientes, condutividade), essenciais na definição de zonas hidrogeológicas e posterior desenvolvimento de modelos numéricos.

4.9. Isótopos ambientais: oxigênio e deutério

Denominam-se isótopos estáveis aqueles que não sofrem decaimento radioativo e tampouco são originados por tal processo. Por sua vez, o termo "isótopos ambientais" se relaciona a isótopos naturais de elementos encontrados em abundância no ambiente, como H, C, N, O e S (Clark & Fritz, 1997): trata-se dos principais elementos nos sistemas hidrológico, geológico e biológico. A análise das concentrações de tais isótopos fornece indicações sobre a idade e proveniência da água subterrânea, além de sua qualidade, evolução geoquímica, processos de recarga, origem da salinidade e processos contaminantes.

De modo geral, a água subterrânea reflete a composição isotópica de hidrogênio e oxigênio da água meteórica na área de recarga (Gat Jr, 1971), indicando recarga direta do aquífero. As variações sazonais da água meteórica são atenuadas no trânsito e armazenamento no subsolo, conforme a profundidade e características geológicas da área.

Entre os traçadores isotópicos em estudos hidrogeológicos, os mais comumente utilizados são os de oxigênio e deutério, em especial em estudos de recarga (Abbott et al., 2000)

e de misturas de águas (Bullen & Kendall, 1998; Banner, 2004; Petelet-Giraud et al., 2007). Devido à existência de três isótopos estáveis de oxigênio e dois isótopos estáveis de hidrogênio, as moléculas de água apresentam nove possíveis configurações isotópicas, cujas massas são aproximadamente o número de massa dos átomos (Faure, 1986). O vapor d'água tende a ser enriquecido em ¹⁶O e ¹H (mais leves), enquanto o líquido remanescente encontra-se enriquecido em ¹⁸O e D (mais pesados). Isso se deve à energia de ativação para os isótopos leves ser menor do que para a dos pesados, de modo que os leves atingem primeiro a energia necessária para a mudança de estado e se concentram no vapor.

Razões isotópicas de hidrogênio (δD) e oxigênio ($\delta^{16}O$) são calculadas através das Eqs. 4 e 5:

$$\delta D (\%_0) = \left[\frac{(D/H)_{amostra} - (D/H)_{VSMOW}}{(D/H)_{VSMOW}} \right] . 10^3$$
{Eq. 4}

e

$$\delta^{18}O(\%_0) = \left[\frac{({}^{18}O/{}^{16}O)_{amostra} - ({}^{18}O/{}^{16}O)_{VSMOW}}{({}^{18}O/{}^{16}O)_{VSMOW}}\right] \cdot 10^3$$
{Eq. 5}

em que VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) é o padrão da Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA), determinado a partir de água do mar destilada, misturada com pequenas quantidades de outras amostras de água. A água do mar foi escolhida como essência por constituir a base do ciclo hidrológico.

A utilização dos padrões internacionais no cálculo das razões isotópicas deve-se às diferenças entre as razões serem muito pequenas, da ordem de 1E-04. Valores positivos de δ^{18} O e δ D indicam enriquecimento da amostra em ¹⁸O e D, respectivamente, em relação ao padrão, enquanto valores negativos indicam sua redução.

A relação média entre as razões isotópicas de hidrogênio e oxigênio em águas naturais na Terra é descrita pela equação da curva meteórica global (*Global Meteoric Water Line*, GMWL), definida por Craig (1961). A equação é baseada em dados isotópicos de precipitações pluviométricos de diversos locais no mundo, e apresenta $r^2 > 0.95$ (Eq. 6), indicando uma forte relação entre os isótopos de oxigênio e hidrogênio.

$$\delta D = 8. \ \delta^{18}O + 10$$

{Eq. 6}

A reta meteórica também pode ser obtida localmente, a partir de dados isotópicos de precipitação pluviométrica de sites próximos, sendo então denominada reta meteórica local (*Local Meteoric Water Line*, LMWL). Em alguns casos, a LMWL pode diferir da GMWL, uma vez que as características isotópicas das precipitações em um local são controladas por: (i) a temperatura de condensação da precipitação, e (ii) a razão de vapor de água já condensado e a quantidade inicial de vapor de água na massa de ar (USGS, 2004).

Isótopos estáveis na região do Jurubatuba

Um estudo na região do Canal Jurubatuba avaliou amostras de água de chuva (entre agosto de 2015 a junho de 2016) e amostras de água subterrânea de poços instalados tanto no aquífero sedimentar como no fraturado (Silva, 2017).

As amostras de chuva apresentam razões isotópicas médias de $\delta^{18}O = -3.27\%$ e $\delta D = -17.21\%$ (Silva, 2017). Por sua vez, as amostras de água subterrânea do aquífero sedimentar foram divididas em três grupos (Silva, 2017): (i) mais enriquecido, com $\delta^{18}O$ entre -4.1 e -4.4 e δD entre -21.9 e -24.9; (ii) intermediário, com $\delta^{18}O$ entre -4.9 e -5.3 e δD entre -27.7 e -30.8; (iii) mais empobrecido, com $\delta^{18}O$ entre -5.7 e -6.0 e δD entre -33.2 e -37.4. Não obstante, não foi identificada uma relação entre as assinaturas isotópicas das amostras e fatores como profundidade ou litologia (Silva, 2017). Por fim, as amostras de água subterrânea do aquífero fraturado na região apresentaram composições isotópicas equivalentes, com $\delta^{18}O$ de -5.9 a -6.1 e δD de -36.0 a -37.3, considerando-se o erro analítico de ±0.2‰.

4.10. Método DFN: investigação de contaminação de aquíferos fraturados por solventes clorados

Os estudos citados nos subitens anteriores enfatizam a importância da Hidrogeologia Estrutural na caracterização de aquíferos fraturados. Muitos desses procedimentos são utilizados em conjunto no método *Discrete Fracture Network* (DFN) proposto por Parker (2007). Esta abordagem visa unir as técnicas mais modernas e abrangentes para a caracterização de aquíferos fraturados, e é descrita a seguir. A fim de evitar conflitos, aponta-se que o termo "Discrete Fracture Network" já foi utilizado em outros contextos de estudos de aquíferos fraturados, por exemplo, por Rouleau & Gale (1985).

O método DFN proposto por Parker (2007) consiste em uma série de atividades consecutivas que visam caracterizar detalhadamente o aquífero fraturado, do ponto de vista

físico e hidráulico, bem como determinar o comportamento do contaminante tanto na rocha como na água subterrânea (Figura 12).



Figura 12 – Organograma da metodologia DFN. Traduzido de: Parker (2007).

Dois fatores diferenciam o método DFN dos convencionais de pesquisa de aquíferos fraturados em áreas contaminadas: (I) uso de testemunhos de rocha para análises de contaminantes, e (II) uso de membranas flexíveis para (i) selar furos de sondagem para evitar contaminação cruzada, (ii) realização perfis de transmissividade, e (iii) medidas de alta resolução de temperatura no interior da membrana. O método DFN foi primeiramente aplicado em uma área de estudo na Califórnia, em 1996, caracterizada por uma intercalação de arenitos e folhelhos (Parker, 2011). Desde então, foi aplicado e aprimorado em diversos locais, com diferentes litologias (Parker et al., 2012): arenitos, dolomitos, folhelhos e lamitos.

Primeiramente, os poços são perfurados com recuperação de testemunhos contínuos de sondagem e, concomitantemente, litologias e estruturas são descritas, além de aspectos de alteração da rocha e formação de minerais secundários. Em laboratório, outras feições são analisadas, como porosidade e intemperismo de minerais. Diversas amostras são selecionadas do testemunho para análises químicas, a fim de determinar a distribuição do contaminante na matriz da rocha, e para análises físicas, para determinar suas propriedades como porosidade,

densidade, fração de carbono orgânico, difusividade a contaminantes e permeabilidade ao ar. A coleta de amostras para análises químicas é realizada com uma frequência média de 3 amostras por metro de perfuração.

No furo sem revestimento, são realizadas diversas perfilagens geofísicas, como acústica, óptica, sônica, calibre e gama, além de ensaios com *flowmeter* e ensaios hidráulicos com sistemas de obturadores de pressão.

Membranas flexíveis tipo FLUTe blank liners (Keller, 2004) são instaladas a fim de prevenir a circulação de água dentro do poço, de modo a evitar a contaminação cruzada (Cherry et al., 2007). Ainda no poço revestido, são realizadas perfilagens de temperatura de alta resolução para detectar fraturas com circulação de água (Pehme et al., 2007a, 2010).

Após os ensaios em furo aberto e selado, as zonas de interesse podem ser definidas para a instalação do sistema multinível de alta resolução. Este sistema permite monitorar as cargas hidráulicas e realizar coleta de amostras de água subterrânea. Existem três principais sistemas de poços multiníveis: (i) *Continuous Multichannel Tubing* (CMT), que comporta três ou sete portas de portas de monitoramento de carga hidráulica e amostragem de água por perfuração, (ii) FLUTe Multilevel System, que comporta em média 12 portas de monitoramento, e (iii) Schlumberger Westbay, que não tem limite para o número de portas.

Diversos trabalhos já descritos nos subitens anteriores contribuíram com o desenvolvimento das etapas do método DFN (Meyer et al., 2008, 2014; Pehme, 2012; Pehme et al., 2007a, 2007b, 2007c, 2010, 2013, 2014; Quinn et al., 2011a, 2011b, 2012, 2013, 2015, 2016). Alguns estudos que envolveram todo o processo do DFN são Kennel (2008), Bairos (2012), Munn (2012), Chapman et al. (2013), Ribeiro (2016), Parker et al. (2018), Pierce et al. (2018).

Munn (2012) empregou o método DFN utilizando também furos inclinados em dolomito. Todos os ensaios normalmente realizados nas perfurações verticais foram também conduzidos nas perfurações inclinadas. O autor ressalta a utilidade dos furos inclinados para a caracterização tridimensional da rede de fraturas, conforme já discutido aqui no subitem 4.1.

Chapman et al. (2013) usou dados de campo coletados segundo o métdo DFN para elaborar um modelo numérico no *software* MODFLOW-FRACTRAN, e avaliar o transporte e o destino da contaminação por solventes clorados em um aquífero sedimentar fraturado composto por arenito, siltito e lamito. O modelo combinou o meio poroso equivalente para o fluxo, e um modelo de rede de fratura discreta (DFN) para o transporte, permitindo uma representação quantitativa do modelo conceitual para avaliar a importância relativa de diversos processos e examinar a eficácia de alternativas de remediação. Os resultados deste estudo

mostraram fortes efeitos da difusão da matriz e de outros processos na atenuação da pluma, de modo que os impactos futuros nos campos de degradação do poço sob os estresses hidráulicos modelados sejam insignificantes.

A principal contribuição do trabalho de Parker et al. (2018) foi o contraste de um modelo conceitual definido a partir de poucas técnicas de campo e o aumento do detalhe ao se empregar o método DFN. O modelo conceitual inicial (realizado por Williams & Paillet, 2002a, 2002b) baseava-se no monitoramento de cargas hidráulicas de poços abertos, perfilagens geofísicas e ensaios com *flowmeter*, e permitiu a identificação de um total de 14 zonas de fluxo (em um intervalo de 140 m) com zero a cinco zonas por furo. Além disso, o teste de crossborehole então realizado indicou apenas algumas conexões cruzadas entre as fraturas transmissivas. O trabalho de Parker et al. (2018) realizou perfis detalhados (carga hidráulica, compostos orgânicos voláteis de amostras de rocha e de água subterrânea, monitoramento em poços multiníveis de injeções de permanganato) em diversos furos, caracterizando uma rede de fraturas bem conectadas, ativas hidraulicamente, e não influenciadas pela conexão cruzada causada por furos abertos. A rede de fraturas desse novo modelo conceitual, em contraste com a primeira, permitiria a penetração de solventes clorados nos 50 a 60 m superiores da rocha, seguida pela difusão do contaminante das fraturas para a matriz porosa da rocha, de tal forma que quase toda a massa contaminante residiria como fases dissolvidas e sorvidas, mensuráveis na rocha sem contaminação cruzada durante a perfuração (Parker et al., 2018). A diferença entre os dois modelos conceituais tem implicações importantes para a compreensão da atenuação da zona de origem e da pluma, ressaltando o potencial das contribuições da aplicação do método DFN.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Para investigação de uma área contaminada por solventes clorados, neste trabalho foi escolhida a metodologia DFN definida por Parker (2007), por ser uma abordagem que permite a investigação de superdetalhe e se adequa à investigação de contaminações mais complexas, como é o caso do Jurubatuba. Além disso, há interesse científico em se aplicar o método DFN em uma região de clima tropical, em que a presença da camada de manto inconsolidado (solo de alteração e rocha alterada mole) é significativa.

Este projeto focou no estudo estrutural e hidráulico em detalhe do aquífero fraturado em uma área do Canal Jurubatuba. A execução das técnicas adotadas é descrita nos subitens a seguir. Tais atividades ocorreram em três locais (Figura 13): (i) as perfurações em solo e rocha, perfilagens, ensaios hidráulicos e instalação de poços, no ponto "Sondagens e poços"; (ii) visita a afloramentos, no ponto "Afloramentos"; (iii) perfilagens e ensaios hidráulicos em poços préexistentes, no ponto "Perfilagens adicionais".



Figura 13 - Localização dos pontos de trabalho na RMSP.

5.1. Levantamento de fraturas em afloramentos

Nos dias 06 e 10 de março de 2015, foram realizadas visitas a um canteiro de obras localizado no antigo terreno da empresa Bicicletas Monark S/A, para estudo das faces expostas de rocha (Figura 14). O terreno está localizado na Av. das Nações Unidas, 14,401, e compreende cerca de 82,000 m².



Figura 14 – Parte do canteiro de obras visitado.

Foram medidas estruturas em rocha (fraturas, foliações, eixos de dobras, etc) em 8 paredes do afloramento e realizadas 03 linhas de levantamento (Figura 15). O procedimento de *scanlines* utilizado é descrito em mais detalhe por Pino (2012), que adaptou trabalhos da literatura. As paredes de rocha foram estudadas conforme a possibilidade de aproximação em segurança, devido à presença de máquinas em atividades no local durante as visitas.

5.2. Sondagens de investigação

Entre 2015 e 2016, foram realizadas 4 sondagens de investigação na área de estudo (Figura 13, ponto "Sondagens e poços"), com distintas finalidades (Figura 16; Tabela 1). As atividades relacionadas a cada perfuração são descritas neste subitem e em outros subitens do item 5.



Figura 15 – Afloramentos no antigo terreno da Monark: (a) *scanline* em gnaisse alterado; (b) solo de alteração com veio de quartzo na porção superior.



Figura 16 – Localização dos pontos de sondagens realizados.

N° sondagem	Prof. (m)	Objetivo	Nº poço instalado	
MP-01	60.13	Coleta de testemunhos, ensaios em furo aberto e selado, instalação do poço tipo Westbay	MP-01 / Westbay (portas WB-01 a WB-16)	
MP-01A	20.0	Amostragem complementar de solo e rocha alterada	-	
MP-01B	12.86	Ensaio com DPIL	-	
MP-01C	14.5	Instalação do poço tipo CMT	CMT (portas CMT-1 a CMT-7)	

Tabela 1. Identificação das sondagens de investigação realizadas.

Sondagem MP-01

No período de 12 de janeiro a 20 de fevereiro de 2015, foi executada uma sondagem de investigação para descrição litológica-estrutural de testemunhos e coleta de amostras de solo e rocha para análises químicas e físicas (furo de sondagem MP-01). Estas atividades foram prérequisitos para a execução dos subsequentes trabalhos de perfilagens geofísicas, ensaios hidráulicos com obturadores e instalação de um sistema multinível (MLS). Nesta fase, notouse a necessidade de adaptação dos procedimentos do método DFN para a realidade de uma região tropical, dada a ocorrência de camadas de solo de alteração e de RAM.

Um sistema de trados ocos helicoidais de diâmetro externo 10" (interno 6") foi inicialmente utilizado para a perfuração dos sedimentos e rocha alterada até o limite de alcance do equipamento, atingido em 14.8 m. Após este ponto, o sistema de perfuração foi modificado para o rotativo com a utilização de coroas diamantadas e barriletes simples no diâmetro SWF (6"), até 16.2 m. Um revestimento de aço carbono de 5" de diâmetro foi instalado a 16.1 m para evitar desmoronamentos. O espaço anelar entre a perfuração e a coluna de revestimento foi cimentado e, após a cura da calda de cimento, prosseguiu-se com a perfuração em rocha por dentro do revestimento no diâmetro HWM (4") até a profundidade de 60.13 m, com a utilização de barriletes do tipo duplo livre giratório, que permitem a recuperação contínua de testemunhos da rocha perfurada (Figuras 17 e 18). Durante toda a atividade, buscou-se obter a maior recuperação possível de testemunhos, uma vez que estes são uma ferramenta essencial no método DFN.



Figura 17 – Perfil esquemático da sondagem MP-01.



Figura 18 - Perfuratriz utilizada nas sondagens MP-01 e MP-01A.

Sondagem MP-01A

No período de 04 a 11 de novembro a 2015, foi executada uma segunda perfuração (sondagem MP-01A), com o objetivo de coletar amostras adicionais de rocha alterada e rocha sã para análise de propriedades físicas e químicas (estas últimas, foco do projeto de doutorado de Lojkasek-Lima, 2018). Deu-se ênfase ao aumento da resolução de amostras ao longo do trecho de contato entre os horizontes de rocha alterada mole (RAM) e rocha alterada dura (RAD), pois tal trecho não havia sido recuperado de maneira eficiente durante a execução da sondagem MP-01.

Previamente à realização do trabalho de campo, foi desenvolvido, em parceria com a empresa de perfuração Engesolos, um sistema modificado de cravação de amostras, baseado na readaptação dos amostradores *pitcher* e barrilete duplo com coroa diamantada, comumente utilizados no mercado, e do sistema de circulação de água da perfuração. Originalmente, o amostrador *pitcher* possui uma coroa com dentes de videa, a qual foi modificada para um sistema de coroa com dentes de diamante que facilitasse a perfuração de material mais duro. Adicionalmente, o barrilete duplo, utilizado na primeira campanha de perfuração, também teve o desenho de sua coroa de perfuração modificado. Alterou-se ainda o espaçamento e a disposição dos orifícios de injeção/saída de água utilizada para resfriamento da coroa, a fim de minimizar o contato entre a água de circulação e a amostra de rocha (Figura 19a). Além disto, a bomba pistão, anteriormente utilizada para circulação de água, foi substituída por uma bomba centrífuga, com o objetivo de diminuir a pressão de injeção e consequentemente, a reduzir a desagregação de materiais menos resistentes.



Figura 19 – Ferramentas utilizadas na perfuração MP-01A. (a) Detalhe das diferenças entre as coroas utilizadas: *pitcher* (esquerda), novoa coroa, usada no MP-01A (centro), e coroa tradicional, usada no MP-01 (direita).
(b) Detalhe do amostrador tipo *shelby*. (c) Detalhe do amostrador *pitcher* modificado, usado para o MP-01A. Observa-se o sistema de camisa interna e a coroa diamantada.

O mesmo sistema de trados ocos helicoidais descrito anteriormente foi utilizado para perfuração do furo MP-01A até a profundidade de 12 m, intercalando-se a cravação de um amostrador tipo *shelby* (Figura 19b) e o amostrador tipo *pitcher* modificado (Figura 19c) até a profundidade de 14.47 m. A partir desta cota, foi utilizado o barrilete duplo com coroa modificada (Figura 19a) com diâmetro H (4"), até a profundidade final de 20.0 m.

O revestimento H foi instalado até a cota de 14.60 m, durante a perfuração. Ao final das atividades de coleta de testemunhos, o furo foi selado com calda de cimento e bentonita. As amostras de rocha alterada coletadas nos amostradores *shelby* e *pitcher* eram extraídas em campo de forma semi-indeformada, por meio de um extrator manual.

Os procedimentos adotados nesta segunda fase de perfuração foram realizados de forma inovadora e garantiram uma melhora substancial na recuperação de testemunhos no trecho entre 16 e 20 m, próxima a 100%.

Sondagens MP-01B e MP-01C

A realização das sondagens MP-01B e MP-01C é descrita, respectivamente, nos subitens 5.9 (medição de condutividade hidráulica relativa no solo com DPIL) e 5.10 (instalação do CMT), relacionados às atividades executadas nesses furos.

5.3. Descrição de testemunhos de sondagem

Os testemunhos retirados das sondagens MP-01 e MP-01A eram manuseados em três estações de trabalho (Figura 20): (i) descrição litológico-estrutural e coleta de amostras, (ii) estúdio fotográfico, e (iii) triturador de amostras.

O testemunho era incialmente levado para a estação de descrição, onde era embalado em papel alumínio para evitar a perda de compostos voláteis. Em seguida, era encaminhado para a segunda estação, do estúdio fotográfico (Figura 21), a fim de ser feito um registro do testemunho conforme ele foi coletado (Figura 22).

O estúdio fotográfico é fechado por cortinas brancas a fim de homogeneizar a luz incidindo sobre o testemunho (Figuras 20 e 21). Ademais, são utilizadas cartas fotográficas de cores que possibilitam a posterior correção das imagens (Figura 22).

Após serem tiradas as fotografias, o testemunho era levado novamente à primeira estação (Figuras 20 e 23). A descrição dos testemunhos de sondagem era realizada em relação a aspectos estruturais, mineralógicos, texturais e granulométricos em fichas de campo previamente preparadas (Apêndice I). Concomitantemente, eram selecionadas amostras para

análise química, coletadas com uma frequência mínima de 3 amostras por metro, incrementada sempre que necessário. A seleção ocorreu em função de variações litológicas e granulométricas e da presença de estruturas rúpteis até 16.2 m, e essencialmente em função das estruturas rúpteis no intervalo de 16.2 a 60.13 m.



Figura 20 – Visão geral das estações de tratamento dos testemunhos: (i) gazebo azul - estação de descrição e coleta de amostras, (ii) primeiro gazebo branco (fechado por cortinas brancas) - estúdio fotográfico, (iii) segundo gazebo branco (aberto, ao fundo) - triturador de amostras.



Figura 21 – Interior da segunda estação: estúdio fotográfico. Notem-se as cortinas brancas e o refletor para homogeneizar a luz incidente e o suporte para a bandeja de testemunho.



Figura 22 - Fotografia de testemunho de sondagem tirada na estação do estúdio fotográfico.



Figura 23 – Estação de descrição litológico-estrutural de testemunhos e coleta de amostras.

O conhecimento prévio da heterogeneidade do meio na área de estudo motivou a busca por uma classificação abrangente como a proposta por Vaz & Gurgueira (2018), uma vez que esta permite a divisão dos tipos de solo não apenas conforme os processos que os originaram e suas características estruturais, mas também em relação aos processos de escavação/perfuração necessários para penetrar nos diferentes materiais. A principal vantagem dessa classificação é seu propósito prático para uso em campo, permitindo a padronização das descrições e facilitando a rápida tomada de decisões.

5.4. Perfilagens geofísicas

Foram executadas perfilagens geofísicas no furo aberto MP-01 e em três poços de abastecimento profundos desativados em uma área próxima (Figura 13, pontos "Sondagens e poços" e "Perfilagens adicionais", respectivamente). A Tabela 2 resume as características das sondas utilizadas, as quais são descritas em maior detalhe neste subitem e nos subitens 5.5 e 5.6. A Tabela 3 apresenta as informações referentes aos ensaios realizados em cada ponto.

Sonda	Parâmetro obtido	Propósito	Equipamento utilizado
Calibre	Diâmetro do furo de sondagem	Identificar zonas de fraqueza e de rochas fraturadas ¹	RG ⁴ , calibre mecânico I002037
			MSI ⁵ , sonda QL40-ABI-2G (calibre do ATV)
Gama Natural	Emissão de raios gama da formação	Medir a emissão de raios gama naturais na rocha das paredes do furo Identificar litologias ¹	MSI⁵, sonda QL40-GR
Imageamento óptico (OPTV)	Imagem das paredes do furo	Identificar litologas ¹ Identificar a profundidade de estruturas ^{1, 2} Medir a atitude das estruturas através de <i>software</i> ^{1, 2}	RG ⁴ , sonda Hi-OPTV I017187
Imageamento acústico (ATV)	Tempo de trânsito de uma onda acústica emitida pela sonda	Identificar a profundidade de estruturas ^{1, 2} Medir atitudes das estruturas através de <i>software</i> ^{1, 2}	MSI ⁵ , probe QL40-ABI-2G
Active Line Source (ALS)	Temperatura de fluido	Identificar fraturas hidraulicamente ativas ³	UoG, Temperature Vector Probe (TVP)
Flowmeter	Fluxo de água	Identificar fraturas que contribuem com o fluxo de água no furo Identificar o sentido do fluxo (ascendente ou descendente)	RG ⁴ , I002119 MSI ⁵ , sonda HFP-2293

Tabela 2. Síntese das sondas utilizadas.

¹Morin et al. (1997).

²Morin et al. (2007).

³ Pehme et al. (2010).

⁴ RG: Robertson Geologging Ltd.

⁵ MSI: Mount Sopris Instruments

PERFILAGENS	Furo MP-01	Poço 1501	Poço 1502	Poço 1503
Realização dos ensaios	25 e 26/02/15	10/11/17 e 27/02/18	11/11/17 e 28/06/18	09 e 16/11/17
Prof. total do furo/poço (m)	60.13	147	186	257
Prof. revestimento (m) ¹	16.1	77.2	72.5	121.0
Intervalo perfilado (m)	16.1 a 60.1	75 a 130	72 a 185	119 a 252
Calibre	Х	Х	Х	Х
Gama natural	Х	Х	Х	Х
ATV	Х	Х	Х	Х
OPTV	Х			
Flowmeter		Х	Х	Х
ALS	Х			

Tabela 3. Perfilagens realizadas em cada furo ou poço.

¹ Em geral, instalado na base dos sedimentos aluvionares ou da RAM.

5.4.1. Calibre

A perfilagem de calibre objetiva a caracterização das variações de diâmetro ao longo da sondagem, permitindo identificar zonas mais fraturadas e ocorrências de *breakout* (ovalização do furo). A sonda de calibre utilizada é da Robertson Geologging Ltd. (RG) no

MP-01, e possui um conjunto de três "braços" (Figura 24) que são abertos durante a subida da sonda e respondem às variações de diâmetro do poço. A sonda de imageamento acústico (ATV) da Mount Sopris (MSI) possui também uma função integrada de cálculo do diâmetro do poço. Os resultados de ambas as sondas foram semelhantes.



Figura 24 – Sonda de calibre típica, com o conjunto de três "braços" (a) aberto e (b) fechado.

A ocorrência de *breakout* resulta da atuação de esforços tectônicos que deformam o furo e em geral tem forma elíptica. A orientação da elipse tem relação com a orientação dos esforços máximos horizontais atuais (SHmax) no local, sendo possível inferir a direção de fraturas mais transmissivas, pois estas devem ser subparalelas ao SHmax.

5.4.2. Gama natural

Essa perfilagem mede a emissão de raios gama do meio, cuja intensidade varia conforme a mineralogia das rochas. As fontes mais comuns desta radiação são o potássio-40 (encontrado em álcali-feldspatos, biotita, leucita, microclinio, ortoclásio, muscovita) e os elementos radiogênicos do urânio e tório (encontrados em zircão, esfeno, monazita, epidoto, apatita). Duas sondas de gama natural foram utilizadas no MP-01, da RG e da MSI (Figura 25). Uma vez que os resultados obtidos foram similares, optou-se por adotar os dados coletados com a sonda da MSI, mais moderna. Nos poços 1501, 1502 e 1503 foi utilizada apenas a sonda da MSI.



Figura 25 – Sonda de gama natural (preta).

5.4.3. Imageamento acústico (ATV) e óptico (OPTV)

Foram utilizadas uma sonda OPTV da RG (Figura 26) e duas de ATV, uma da RG (Figura 27), e outra da MSI (Figura 28). Optou-se por adotar as imagens acústicas da segunda sonda, mais moderna, já que os resultados obtidos foram semelhantes.

Sondas mais modernas como a de ATV da MSI (Figura 28) possuem sensores que processam também a informação de calibre, usando o tempo de deslocamento do feixe ultrasônico emitido pela ferramenta para determinar dados precisos de diâmetro de furo. Nos poços 1501, 1502 e 1503, não foi utilizado o perfilador de calibre da RG, apenas o embutido da sonda de ATV da MSI.

Tanto a sonda ATV como a OPTV fornecem imagens planificadas da parede cilíndrica do furo de sondagem. Com o uso de *softwares* apropriados, são identificados os traços das fraturas e de outras estruturas que interceptam o furo (Figura 29): o traço de uma fratura que intercepta o furo de sondagem aparece como um senóide na imagem planar, sendo a atitude da fratura calculada a partir da orientação da imagem com relação ao Norte (fornecida por um componente da sonda) e de relações angulares do senóide (Figura 29). A orientação de cada estrutura é calculada automaticamente por um programa, a partir de pontos fornecidos manualmente pelo intérprete da imagem. Neste projeto, o *software* utilizado foi o WellCAD versão 5.2 da Advanced Logic Technology (ALT).


Figura 26 – Sonda OPTV. Notem-se as câmeras na base da sonda (à esquerda).



Figura 27 – Sonda ATV da RG.



Figura 28 – Sonda ATV da MSI (frente, prateada) com sonda de gama natural acoplada (atrás, preta).



Figura 29 – Cálculo da orientação de uma fratura a partir de sua identificação em perfil ATV ou OPTV. Traduzido de Morin et al. (1997).

5.5. FLUTe Blank Liner e perfilagem de temperatura (ALS)

Em 27 de fevereiro de 2015, foi instalado o FLUTe blank liner no furo MP-01, que se encontrava aberto. O liner consiste em um tubo flexível de nylon revestido de uretano, o qual é inflado no furo pela adição de água por dentro do liner. Sua lenta descida para dentro do furo faz com que a água subterrânea ali presente seja gradualmente "expulsa" através das fraturas que interceptam o furo (Figuras 8 e 30).

Por ser um sistema não dedicado, o liner permite sua instalação e remoção, possibilitando a execução de diferentes ensaios ao longo do furo aberto e o seu posterior selamento temporário. Este procedimento visa a máxima redução da via de contaminação cruzada induzida pelo fluxo natural vertical de água subterrânea (Keller, 2004; Sterling et al., 2005), que ocorre devido à diferença do potencial hidráulico existente nas diferentes fraturas que interceptam um furo de sondagem.

Em 22 de janeiro de 2016, o liner foi retirado do MP-01 para a posterior execução de ensaios hidráulicos. Esta atividade foi feita com o uso do equipamento FLUTe Green Machine (Figura 31). Cordas de ancoragem são presas ao liner e a uma âncora externa, enquanto o Green Machine auxilia a içar o liner para fora do furo. À medida que o liner é retirado, a água em seu interior é bombeada para fora (foi utilizada uma bomba do tipo Grundfos a 150 Hz), cuidando-se para manter o nível d'água sempre constante a fim de manter a pressão dentro do liner. Dessa forma, a água subterrânea gradualmente volta a ocupar o espaço no interior do furo.



Figura 30 – (a) Instalação do FLUTe blank liner. Sua descida é possibilitada pela pressão exercida pela água inserida por dentro do liner (mangueira preta) e pela consequente saída de água do furo pelas fraturas que o interceptam. (b) FLUTe instalado, preso no topo do revestimento com abraçadeira.



Figura 31 – Utilização do FLUTe Green Machine para a retirada do liner do MP-01.

Destaca-se a necessidade de cuidado durante a operação do Green Machine, pois a ocorrência de paredes muito rugosas na perfuração pode provocar o rompimento de partes do liner, de forma que este perderá sua eficácia como selo.

Nos dias 22 a 24 de março, foi realizada a perfilagem de temperatura com furo selado, com a sonda ALS (Pehme et al., 2013). Ela é composta por 4 sensores que medem a temperatura da água no furo selado com precisão de ± 0.001 °C (Figura 32). Cada uma das curvas de temperatura obtidas é calculada a partir das medidas dos quatro sensores.



Figura 32 – (a) Sonda ALS com centralizador. (b) Detalhe dos quatro sensores da sonda ALS.

Inicialmente, foi executada a perfilagem a temperatura ambiente dentro do liner, cuja curva resultante recebe a denominação P (perfil passivo – Figura 9). Em seguida, de acordo com o método estabelecido por Pehme et al. (2010, 2013), a coluna estática de água no interior do furo selado é aquecida continuamente em toda a extensão, durante um período de 4 a 6 horas, criando rapidamente um forte desequilíbrio termal nas proximidades do furo. O aquecimento da coluna de água é feito através de um cabo conectado à parte superior da sonda: a sonda é descida até a base do furo revestido pelo liner e, controlado por um computador, todo o cabo passa a emitir calor, aquecendo a coluna de água em toda a extensão do furo selado.

Nas 24 horas que seguem o aquecimento, perfis de temperatura são medidos conforme o calor da coluna de água se dissipa. Tais perfis recebem a denominação C1, C2, ..., Cn (perfis de resfriamento, *cooling*, ou de recuperação térmica; Figura 9). A ocorrência de picos negativos (anomalias) nos perfis é usada para identificar fraturas com fluxo de água subterrânea,

corroborando com a definição de intervalos de interesse para a realização de ensaios hidráulicos (Figura 9).

As medidas da sonda obtidas nos ensaios são tratadas antes de serem importadas para um programa de visualização de perfis (p.e. WellCAD®). Esse tratamento prévio foi efetuado pelo Dr. Peeter Pehme, da UoG.

5.6. Perfil com heatpulse flowmeter

Houve duas tentativas de realização de ensaios com *heatpulse flowmeter* (HPFM) a condições naturais de fluxo no furo MP-01: em 28 de janeiro de 2016, com a sonda da RG (Figura 33) e em 02 de junho de 2016, com uma nova sonda da MSI (Figura 34). Em ambos os casos, foram testados 11 pontos, sendo o teste repetido 3 vezes em cada profundidade. A sonda da RG, porém, apenas retornava leituras positivas (indicativas de fluxo ascendente), inclusive quando o equipamento foi utilizado em uma célula de fluxo de teste, com sentido de fluxo controlado e descendente. Por sua vez, a sonda da MSI indicava todas as leituras nulas, e o conserto da ferramenta exigiu seu envio ao fornecedor no Canadá. Dessa forma, o cronograma de atividades não permitiu a realização de ensaios com HPFM uma terceira vez na perfuração MP-01 para a obtenção de dados confiáveis. Não obstante, após o conserto da sonda da MSI foi possível realizar ensaios de HPFM nos poços 1501, 1502 e 1503, por possuírem parede aberta na porção da rocha sã. Foram realizados ensaios sob condições naturais de fluxo e sob bombeamento (Tabela 4).

O fluxo induzido por bombeamento, ao provocar um desequilíbrio hidráulico no poço ou furo, permite avaliar fraturas transmissivas que sob condições ambientes apresentem a mesma carga hidráulica (Paillet, 1998; Johnson & Williams, 2003; Day-Lewis et al., 2011). O fluxo induzido foi gerado utilizando-se uma bomba centrífuga, modelo MP1 da marca Grundfos, posicionada poucos metros abaixo do nível d'água estático do poço. Ressalta-se que, antes o início dos testes sob bombeamento, era necessário aguardar a estabilização do nível d'água, e que a vazão de bombeamento foi mantida constante durante todo o ensaio em cada poço.



Figura 33 – Sonda heatpulse flowmeter (HPFM) da RG.



Figura 34 – Sonda HPFM da MSI (a) com um dos sensores expostos, (b) com os diverters instalados.

Tipo de ensaio com HPFM	Poço 1501	Poço 1502	Poço 1503
Fluxo natural (nº pontos)	13	23	18
Fluxo induzido por bombeamento (nº pontos)	11	21	15
Vazão utilizada (L/min)	2.7 a 2.9	2.7 a 2.9	2.3 a 2.5
Intervalo de realização dos ensaios (m)	74 a 140	35 a 180	120 a 252
Nível d'água estático (m)	27.92	27.92	29.32
Nivel d'água dinâmico (m)	28.09±0.04	28.09±0.04	30.88±0.1

Tabela 4. Ensaios com HPFM nos poços tubulares.

5.7. Ensaios hidráulicos com obturadores

Um laboratório móvel de campo (*Mobile Unit for Sampling and Testing* – MUST) foi preparado em um trailer contendo equipamentos como: obturadores, guinchos, tripé, transdutores, datalogger, notebook, bombas de vácuo, de pressão e submersa, medidores de vazão e conjuntos de cabos e tubos que permitem investigações e ensaios hidráulicos em poços de até 300 m de profundidade em aquíferos fraturados. O laboratório possibilita realizar algumas configurações de montagem e operação para a realização de até oito tipos de ensaios hidráulicos: slug/bail, carga constante, traçador, diluição, injeção, bombeamento/recuperação, bombeamento com poço de observação multinível e bombeamento com fluxo-dipolo. Além disso, é possível coletar amostras discretas de água subterrânea por três métodos: bombeamento, baixa vazão e passiva. O laboratório móvel de campo está em operação desde 1º de fevereiro de 2016; e os primeiros testes foram realizados na área de estudos deste projeto (Figura 35).



Figura 35 – Laboratório móvel de campo em 01/02/2016.

Os componentes de superfície da unidade móvel são divididos em três grupos (Figura 35): (i) equipamentos pesados, responsáveis pela movimentação dos equipamentos dentro do poço (guincho de elevação de corrente, ou talha de corrrente acoplada a um tripé); (ii) hidráulicos (bombas e medidores de vazão, para registro e controle dos ensaios de injeção e bombeamento) e pneumáticos (cilindros de gás e sistema para inflar os obturadores) (Figura 36b); e (iii) eletrônicos (dataloggers, computadores e sensores).



Figura 36 – Esquema dos equipamentos para a realização de ensaios hidráulicos: (a) dentro do poço; (b) dentro do trailer; (c) para testes de slug e bail; (d) para ensaios de carga constante e de bombeamento/injeção Adaptado de: Quinn et al. (2012).

O conjunto que é introduzido no poço é composto por (Figuras 36a e 37): (i) dois conjuntos de obturadores para furos/poços com diâmetro de 4.0" a 8.8"; (ii) um mini obturador

para furos/poços com diâmetro de 2.0" a 3.2"; (iii) três transdutores de pressão e temperatura para monitorar acima, abaixo e entre o conjunto de obturadores, além de um transdutor sobressalente que mede também a condutividade elétrica; (iv) dois passa-cabos, para permitir a passagem dos cabos dos sensores e da linha de ar para os níveis inferiores; (v) tubo central perfurado, para comunicação do intervalo entre os obturadores com a superfície; (vi) tubo central que forma o poço temporário; e (vii) olhal para fixação da corrente do guincho.



Figura 37 – Alguns dos componentes de dentro do poço: (a, b) obturadores, tubo ranhurado (intervalo de teste), (c) passa-cabos e (d) transdutores de pressão e temperatura.

Os obturadores são inflados através da injeção de ar comprido ou de gás nitrogênio. Quando o corpo de borracha expande, o lado móvel desliza sobre o corpo em aço inoxidável, enquanto a outra extremidade do corpo de borracha permanece fixa. O intervalo mínimo entre os obturadores (intervalo de teste) é de 1 m, podendo ser ampliado. É importante que o intervalo de teste compreenda o tubo perfurado (Figura 37b), pois é essa peça que permite a comunicação do sistema com o intervalo de ensaio. A comunicação do intervalo de ensaio com a superfície é realizada por meio de tubos de PVC que formam um poço temporário quando os obturadores são inflados. Estes tubos foram desenvolvidos especialmente para a unidade móvel e possuem uma vedação com O-ring, garantindo a estanqueidade do poço temporário.

Foram realizados ensaios hidráulicos com obturadores no furo MP-01 e nos poços 1501, 1502 e 1503 (Tabela 5). O comprimento dos trechos ensaiados foi determinado em função das características morfológicas de cada furo e dos aspectos construtivos dos poços. Irergularidades nas paredes dos furos/poços são determinantes para a passagem do conjunto de obturadores e cabos para a realização dos ensaios.

Tipo de ensaio com obturadores	MP-01	Poço 1501	Poço 1502	Poço 1503
Total de trechos ensaiados	29	3	1	9
Comprimento dos trechos ensaiados (m)	1.57	1.74	2.0	2.0
Intervalo das medidas (segundos)	3	1	1	1
Ensaios slug/bail	Х	Х	Х	Х
Carga constante	Х	Х		
Período de realização dos ensaios	Fev-mar/2016	Jun/2018	Jun/2018	Abr/2018

Tabela 5. Ensaios com obturadores no furo MP-01 e em poços tubulares.

Em campo, as etapas para a realização de um ensaio de bail foram as seguintes (Figuras 36c e 38): (1°) acoplamento do aparato de ensaio no tubo de PVC de 2" do poço temporário; (2°) conexão da mangueira na saída de pressão da bomba de diafragma; (3°) fechamento da válvula do respiradouro para pressurizar o intervalo; (4°) aplicação de pressão e fechamento da válvula de alimentação de ar; (5°) estabilização da pressão no intervalo de teste – o ar comprimido "empurra" a água para a formação até que seja alcançado o equilíbrio, com monitoramento em tempo real através de gráfico configurado no *software* do datalogger; (6°) abertura da válvula do respiradouro para a pressão atmosférica, a fim de que a água retorne ao seu nível hidrostático – é neste instante que se inicia o ensaio de bail; (7°) estabilização do nível d'água no intervalo de teste; (8°) registro dos dados do ensaio. Em seguida, os passos 1-7

eram repetidos para pressões menores. Ao final, a saída da bomba do aparato era invertida (Figura 38b), de modo a aplicar vácuo (pressão negativa) para a realização dos ensaios de slug, e as etapas eram seguidas de maneira análoga ao descrito para o teste de bail. Os dados coletados pelo datalogger eram salvos no computador manualmente, pois essa transferência não é automática.



Figura 38 – Equipamentos de superfície para ensaios de slug e bail: (a) visão geral, e (b) acoplados no poço temporário.

Por sua vez, as etapas para a realização dos ensaios de carga constante em cada intervalo obturado foram: (1°) medida da profundidade do nível d'água e ajuste da válvula de retenção, para se obter uma pressão superior à coluna de água e evitar que a água da tubulação escoe para o intervalo obturado durante a descida do mini-obturador; (2°) retirada do ar estagnado da linha de injeção de água; (3°) descida do mini obturador no poço temporário abaixo do nível d'água; (4°) inflação do mini-obturador, aguardando a estabilização da pressão no intervalo; (5°) início da injeção de água, a uma vazão capaz de promover a elevação da carga hidráulica em até 10 cm de coluna de água no intervalo de teste, sendo a variação de pressão acompanhada graficamente no computador; (6°) monitoramento da vazão e da pressão até sua estabilização, inclusive nos trechos acima e abaixo do intervalo de teste, a fim de se verificar a

ocorrência de vazamentos ou curto-circuitos pela formação. Os passos 5-6 eram repetidos com outros valores mais elevados de vazão. Ao final, os dados eram salvos manualmente do datalogger para o computador.

A execução dos ensaios com obturadores seguiu a ordem proposta por Quinn et al. (2012) dentro do método DFN (Figura 39): slug/bail, carga constante, bombeamento, recuperação (após bombeamento). Esses ensaios foram originalmente desenvolvidos para aquíferos granulares, todavia, são comumente aplicados em testes com obturadores em aquíferos fraturados. Cada teste varia com relação à forma como o aquífero é perturbado e a escala de abrangência do teste (Figura 11). A realização de mais de um teste permite uma melhor avaliação das características hidráulicas do meio, quer seja por um cálculo mais preciso, quer por testes iniciais mais rápidos que permitem verificar as condições do meio e passar para um próximo intervalo no caso de um material com baixíssima condutividade hidráulica.



Figura 39 - Sequência dos ensaios nos testes com obturadores.

Traduzido de Quinn et al. (2012).

Os primeiros ensaios a serem realizados em cada intervalo consistiram na aplicação de pressão negativa ou positiva no intervalo de teste, e na verificação da resposta do sistema ao se liberar a pressão aplicada (Figuras 36c e 37a), constituindo, respectivamente, ensaios de slug e

bail. Em geral, são realizados três ensaios de bail, com pressões decrescentes de 0.1 a 0.03 bar, sendo o pulso de pressão mais elevada considerado capaz de limpar as fraturas do intervalo nas quais pode haver ocorrido acúmulo de partículas provenientes do poço (Quinn et al., 2012). Em seguida, o teste de slug é realizado de maneira análoga ao de bail, conforme descrito nos parágrafos sobrejacentes. Para determinado pulso de pressão, uma vez que o equilíbrio é atingido na formação, a pressão aplicada é aliviada, e o teste se inicia com a medida da consequente recuperação do nível d'água. A equação de fluxo radial de Hvorslev (1951) é empregada para cálculo da transmissividade em ambos os ensaios (Eq. 7).

$$T = \frac{m(A_{xs})}{2\pi} ln \frac{r_0}{r_w}$$
{Eq. 7}

onde T $[L^2/T]$ é a trasmissividade, m [L/L] é a declividade da reta, A_{xs} $[L^2]$ é a área da seção transversal do tubo central em que se realiza o ensaio, r_w [L] é o raio do poço e r_0 [L] é o raio de influência do ensaio.

A área A_{xs} do tubo central utilizado para os ensaios era constante, de 0.001905 m² (tubo de 2" de diâmetro externo). Também foi considerado constante o valor de r_w em cada caso, sendo equivalente ao raio das perfurações de cada poço: igual a 2" ou 0.0508 m para o MP-01, e igual a 3" ou 0.0762 m para os poços 1501, 1502 e 1503. Por sua vez, o raio de influência r₀ era adotado conforme a resposta do intervalo: 30 m para intervalos com resposta rápida (mais transmissivos), e 3 m para os com resposta mais lenta (menos transmissivos) (Quinn, 2017, comunicação oral).

Para cada ensaio, elabora-se um gráfico de vazão Q $[L^3/T]$ em função do tempo (Quinn et al., 2012):

$$Q = \pi r_c^2 \frac{dH}{dt}$$
{Eq. 8}

onde r_c [L] é o raio do tubo central utilizado para a realização dos ensaios (em geral, um tubo de PVC de 2" de diâmetro), dH/dt [L/T] é a variação do nível d'água dentro do tubo central no intervalo de tempo considerado.

A vazão máxima indicada na representação gráfica da Eq. 8 determina o tempo inicial para a projeção de $\ln(dH/dH_0)$ em função do tempo t. Este gráfico deverá ser do tipo y=mx, em que m é a declividade da reta da Eq. 7, permitindo, então, o cálculo da transmissividade para o

{Eq. 9}

intervalo ensaiado. O valor de R² desse gráfico indica a confiabilidade na obtenção da transmissividade.

Por fim, a abertura hidráulica equivalente das fraturas no intervalo pode ser calculada a partir da Eq. 1, considerando-se que:

$$T = K L$$

onde T $[L^2/T]$ é a transmissividade do trecho, K [L/T] é a condutividade hidráulica, e L [L] é o comprimento do intervalo ensaiado.

Após os ensaios de slug e bail, nos intervalos considerados adequados de acordo com o fluxograma da Figura 39, eram realizados ensaios de carga constante. Era empregado um mini-obturador (além dos dois obturadores que isolam o intervalo de teste) através do qual era feita a injeção de água na formação: inicialmente, na menor vazão possível para causar uma mudança quantificável na carga hidráulica, até que fluxo e carga hidráulica estacionários fossem observados (primeiro patamar no gráfico de carga constante; Figura 11). A vazão de injeção era então elevada, e se aguardava novo patamar estacionário. Este passo era repetido algumas vezes para cada intervalo. O uso do mini-obturador minimiza efeitos de armazenamento dentro do poço, uma vez que cria um sistema fechado no intervalo de teste, isolando-o da atmosfera (Quinn et al., 2012).

A partir dos dados do ensaio de carga constante, obtém-se um gráfico de carga hidráulica em função do tempo, e os resultados são utilizados para o cálculo da transmissividade através da equação de Thiem (1906), para cada patamar de vazão constante (Eq. 10).

$$T = \frac{Q}{2\pi\Delta H} \ln \frac{r_0}{r_w}$$
{Eq. 10}

onde T [L/T T] é a trasmissividade, Q [L³/T] é a vazão de injeção utilizada no ensaio, Δ H [L/L] é a variação de carga hidráulica, rw [L] é o raio do poço, e r0 [L] é o raio de influência do ensaio. Os valores de r0 e rw devem ser adotados conforme a o raciocínio explicado anteriormente no caso dos testes de slug e bail.

É então plotado o gráfico com os valores medidos de vazão Q pela variação de pressão dP (equivalente ao valor médio de pressão ou carga hidráulica medidos no ensaio subtraído do valor inicial, pré-ensaio). Cada ponto do gráfico corresponde a um dos patamares do teste escalonado. Os coeficientes da equação da reta que passa por todos os pontos do gráfico Q (dP)

definirão a equação de Forchheimer (1901). Em seguida, deve-se selecionar a reta do tipo y=ax que melhor se ajusta ao maior número de pontos possível, isto é, que possui o valor de R² mais próximo a 1.

Em seguida, avalia-se o gráfico lnQ (ln(dP)), em que cada ponto corresponde também a um dos patamares do teste escalonado. Neste caso, os coeficientes da equação da reta constituem a equação de Missbach (1937). Através da primeira derivada da equação da reta, calcula-se f(lnQ) para cada um dos ensaios, e selecionam-se os valores mais próximos entre si. Idealmente, os ensaios cujos valores foram selecionados aqui devem corresponder aos ensaios escolhidos anteriormente com a equação de Forchheimer, para confiabilidade da interpretação dos dados (Quinn et al., 2011; Benedikt et al., 2018).

Ao final, calcula-se a transmissividade T através da fórmula de Thiem (Eq. 10), considerando-se que:

$$\frac{Q}{dH} = \frac{1}{a}$$

{Eq. 11}

onde Q $[L^3/T]$ é a vazão de injeção utilizada no ensaio, dH [L/L] é a variação de carga hidráulica, a é o primeiro coeficiente da equação de Forchheimer (da reta ajustada para o gráfico Q (dP)).

Por último, os ensaios de bombeamento e recuperação costumam ser realizados em conjunto, após o ensaio de carga constante. O ensaio de bombeamento pode ser realizado de duas maneiras, tanto pela injeção de água, quanto pela retirada, uma vez que se trata de ensaios análogos; em ambos os casos, uma bomba submersível é utilizada para bombeamento/injeção constante. O método de Cooper-Jacob (1946) é adotado para a obtenção da transmissividade a partir dos dados do ensaio de bombeamento, enquanto a equação de Theis (1935) é empregada no cálculo desse parâmetro a partir dos dados do ensaio de recuperação. Este tipo de ensaio não foi realizado nos pontos estudados (MP-01, 1501, 1502 e 1503).

5.8. Instalação do poço Westbay

A parte sequencial do processo de investigação em um aquífero fraturado relaciona-se à instalação de poços de monitoramento multiníveis (MLS) em alta resolução. A definição das profundidades das seções alvo de monitoramento derivam das informações obtidas a partir das ferramentas de investigação utilizadas anteriormente – descrição litológica, estrutural e de perfil de contaminação em testemunhos de sondagem, perfilagens geofísicas e ensaios hidráulicos (Parker, 2007).

Essencialmente, poços multiníveis consistem na montagem de conjuntos de tubos e selos que criam intervalos discretos de monitoramento em profundidades específicas do furo, denominados "portas". Estas permitem a coleta temporal de informações sobre carga hidráulica e transmissividade, além da amostragem de água subterrânea. No contexto do método DFN, os MLS são desenhados para maximizar o número de intervalos de monitoramento, a fim de fornecer dados detalhados e evitar contaminação cruzada entre distintas unidades aquíferas e aquitardes (Parker, 2011).

O furo de sondagem MP-01 foi utilizado para instalação de um MLS tipo Westbay, conduzida por um técnico da Westbay Instruments em junho de 2016. Nesta ocasião, foi realizado o treinamento da equipe do projeto para operação e manutenção dos equipamentos do poço, para medição de cargas hidráulicas e coleta de amostras de água.

O sistema Westbay é constituído pelos seguintes componentes: (i) porta de monitoramento ou *monitoring port* (Figura 40a); (ii) porta de bombeamento ou *pumping port* (Figura 40b); (iii) tubo liso ou *casing* (tubos brancos na Figura 40c); (iv) obturadores ou *packers* (tubos verdes na Figura 40c); e (v) colares magnéticos de localização da sonda ou *magnetic collars* (Figura 40b). A quantidade de componentes varia de acordo com o design estabelecido para cada poço; no caso do MP-01, foram utilizadas 38 peças.



Figura 40 – Componentes do sistema Westbay: (a) porta de monitoramento (seta verde indica a entrada de água);
(b) porta de bombeamento (seta amarela), colar magnético (seta vermelha) e porta de monitoramento (seta azul);
(c) obturadores (tubos verdes) e tubos lisos (tubos brancos).

Por ser um sistema pré-montado, cada um dos componentes e conexões do Westbay a ser instalado é verificado previamente em superfície, a fim de confirmar a sequência apropriada das peças. Em seguida, as peças são montadas também em superfície, já na boca do poço, e cada nova conexão é testada com uma pressão hidráulica interna mínima de 150 psi durante 1 minuto, conferindo sua vedação efetiva (Figura 41). Os resultados dos testes de estanqueidade foram apresentados em detalhe no *Completion Report* emitido pela Westbay Instruments; e não foram detectados vazamentos. O funcionamento das portas de monitoramento, bombeamento e colares magnéticos também é testado ainda em superfície. Todo o conjunto foi descido no furo manualmente, em pouco mais de duas horas no caso do MP-01. Em alguns momentos, foi preciso colocar água por dentro do tubo, a fim de auxiliar o conjunto a descer e impedir que ele flutuasse.



Figura 41 – Montagem do sistema Westbay em superfície e instalação do poço: (a) descida do conjunto no furo; (b) acoplamento de obturador; (c) ferramenta para teste de estanqueidade.

Depois que o conjunto foi baixado no furo, o nível d'água dentro do Westbay foi monitorado durante um período de meia hora, com medidas a cada 5 minutos, a fim de confirmar a integridade hidráulica do poço, conforme procedimento da Westbay Instruments.

Em seguida, os obturadores (Figura 40c) foram inflados em sequência da base para o topo, utilizando-se água de abastecimento público da Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo (Sabesp) e a ferramenta Westbay Model Nº 6055. Todos os obturadores foram inflados normalmente.

O último passo foi medir as pressões de fluido em cada porta de monitoramento. Nesse momento, as pressões de formação *in situ* poderiam não ter sido recuperadas das atividades de pré-instalação, e potenciais aumentos da pressão da água subterrânea nas zonas de monitoramento poderiam resultar da inflação dos obturadores. Este último efeito é mais comumente observado em zonas de formações geológicas de baixa permeabilidade, de modo que o fabricante recomenda o monitoramento a longo prazo para medição de pressões de fluido representativas.

O design do sistema Westbay instalado, denominado poço MP-01, é apresentado no Apêndice II. Informa-se que o MLS instalado é cerca de 1 m mais raso do que a perfuração realizada inicialmente (de 60 m de profundidade), pois previamente à instalação do poço, verificou-se acúmulo de material no fundo do furo (possivelmente devido a desmoronamento da parede) através da filmagem com uma câmera de inspeção R-CAM 1000 Dual View (Laval Underground Surveys) do CEPAS. O sistema instalado possui 16 portas de monitoramento e 4 portas de bombeamento distribuídas em 15 zonas. Foram critérios para seleção de localização das portas: (i) dados estruturais, isto é, características da fratura ou família de fraturas em profundidade, a partir da interpretação das perfilagens executadas e de descrições de testemunhos de sondagem; (ii) verificação da perda de água de circulação da perfuração em determinadas profundidades; e (iii) resultados dos ensaios com obturadores.

5.9. Medição de condutividade hidráulica relativa no solo com DPIL

Nos dias 05 e 06 de maio de 2016, foi realizado um ensaio *Direct Push Injection Logging* (DPIL) para obtenção da condutividade hidráulica relativa ao longo da seção vertical do manto de intemperismo (Figura 42) na sondagem MP-01B. O objetivo foi obter informações adicionais associadas à heterogeneidade hidrogeológica da área de estudo e subsidiar a aquisição de informações complementares para o desenho e a instalação do sistema CMT (descrito no subitem 5.10).

O DPIL é uma ferramenta de pequeno diâmetro com um filtro curto ligado à extremidade inferior de um de tubo com ponteira (Figura 42a e 43). Seu avanço em subsuperfície se dá através de sondagem a percussão (*direct push* - DP), com injeção contínua de água através do um filtro, a pressões relativamente elevadas, a fim de evitar a obstrução do filtro. Ao atingir uma profundidade em que a informação sobre a condutividade hidráulica horizontal é desejada, o avanço da ferramenta é interrompido. A pressão da água no tubo de injeção é então medida em diferentes taxas de injeção, através de um transdutor de pressão e um controlador de fluxo na superfície (Figura 43).



Figura 42 – Ensaios com DPIL. (a) Detalhe da ponteira e filtro (prateado) da ferramenta. (b) Estação de trabalho e perfuratriz ao fundo.



Figura 43 – Esquema da ferramenta DPIL. Traduzido de: Dietrich et al. (2008).

A resistência total para a injeção de água, R_{total} , equivale ao inverso do parâmetro de capacidade específica, comumente calculado em testes de desempenho de poços. É obtida pela razão (Dietrich et al., 2008):

$$R_{total} = p_{inj} / Q \label{eq:Rtotal}$$
 {Eq. 12}

onde $p_{inj}\left[P\right]$ é a pressão de injeção e Q $\left[L^3\!/T\right]$ é a taxa de injeção de água.

A pressão de injeção, por sua vez, é dada por:

$$p_{inj} = p_{trans} + p_{11} + p_{12}$$
 {Eq. 13}

onde, p_{trans} [P] é a pressão medida no transdutor sobre a superfície, p_{11} [P] é a pressão exercida por uma coluna de água de comprimento 11 e p_{12} [P] é a pressão de uma coluna de água de comprimento 12 (Figura 44). A pressão hidrostática da coluna de água entre o intervalo de teste e o nível d'água (pl₃) se cancela e, portanto, não aparece na Eq. 12 (Dietrich et al., 2008).



Figura 44 – Perfil esquemático do princípio do método DPIL. Traduzido de: Dietrich et al. (2008).

A resistência total é ainda função das condições no filtro e no interior do tubo de injeção. A fim de avaliar as condições no filtro, a influência do comportamento hidráulico no interior do tubo deve ser removida. Dessa forma, a resistência total também pode ser expressa como a soma das resistências no tubo e no filtro:

$$R_{total} = R_{tubo} + R_{filtro}$$

{Eq. 14}

A resistência no filtro é inversamente proporcional à condutividade hidráulica dos estratos adjacentes ao filtro. Portanto, R_{filtro} pode ser usado para calcular uma relação representativa de condutividade relativa:

$$Kr = 1 / (R_{total} - R_{tubo})$$
 {Eq. 15}

Nos ensaios realizados na perfuração MP-01B, foi adotado o regime de fluxo turbulento, superior a 47 L/h, uma vez que vazões inferiores a esse número crítico ocasionavam o entupimento da ponteira. Assim, uma linearização da relação entre a resistência do tubo e a taxa de fluxo foi utilizada para condições de turbulência (Dietrich et al., 2008):

$$R_{tubo} = aQ + b$$
{Eq. 16}

onde *a* e *b* são parâmetros da reta definida para a função $R_{tubo} = f(Q)$.

5.10. Instalação do poço CMT

Entre 04 e 09 de maio de 2016, foi realizada a sondagem MP-01C para instalação de um sistema multinível (MLS) tipo *Continuous Multichannel Tubing* – CMT (Einarson & Cherry, 2002). Foi instalado o modelo com com 7 portas, que permitem o monitoramento de cargas hidráulicas e concentrações de solutos em 7 diferentes profundidades (Figura 45). As informações derivadas dos perfis geológicos e de concentração dos dois furos de sondagem (MP-01 e MP-01A), juntamente com a análise do perfil obtido através do DPIL (perfuração MP-01C), auxiliaram na definição das profundidades das zonas alvo.



Figura 45 - Preparo do tubo CMT para corte das seções filtrantes.

O MLS tipo CMT é montado em campo e consiste em um tubo contínuo de polietileno de 1.7" de diâmetro (Figura 45). O tubo possui seis canais periféricos e um central, com 0.4" e 3/8" de diâmetro, respectivamente, totalizando 7 portas de monitoramento. Ele é enviado liso pelo fabricante, isto é, sem marcação prévia das profundidades das portas de monitoramento (Figura 45).

Uma vez determinadas as profundidades das portas de monitoramento, as distâncias foram medidas no tubo de polietileno com auxílio de uma fita métrica e marcadas diretamente sobre o tubo. Em seguida, foram feitos três furos-guias para cada porta (Figura 46a): (i) os dois superiores foram conectados por um corte manual e constituem a entrada de água no intervalo, e foram isolados do furo-guia inferior por um *plug*, a fim de garantir a entrada de água para monitoramento apenas na profundidade desejada; (ii) o inferior foi mantido aberto, pois uma vez que ele não terá comunicação com a água da porta de monitoramento, a água da formação que entrar pelo furo inferior ajudará a dar peso ao tubo do CMT para facilitar a descida e instalação do poço. A ferramenta de corte (Figura 46b) padroniza as distâncias entre as aberturas laterais realizadas no tubo. Ela é acoplada na altura da marcação de profundidade, de forma a perfurar apenas o canal periférico de interesse, evitando a comunicação com os demais canais (Figura 46c e 46d). A porção inferior de cada um dos seis canais periféricos foi fechada com *plug* na base; apenas o canal central era mantido aberto, por ser referente à sétima porta de monitoramento do CMT (Figura 46e).

Uma vez feitos os cortes nos canais laterais e instalados todos os *plugs*, as portas de monitoramento periféricas (Figura 47a) e central (Figura 47b) foram revestidas por uma malha de aço inox (filtro) para evitar a entrada de materiais finos. Também foram acoplados centralizadores de 4.4" ao longo do tubo (Figuras 47a e 47c), projetados para favorecer a passagem de bentonita e pré-filtro no espaço anelar entre o tubo do CMT e o furo de sondagem. Após a preparação de todas as portas de monitoramento e centralizadores em superfície, o conjunto foi inserido no furo (Figura 47c).

Com o conjunto do CMT dentro do furo, o pré-filtro foi adicionado na altura das portas de monitoramento, enquanto no intervalo entre as portas, foram adicionados *pellets* de bentonita revestida com 1.4" de diâmetro (*coated bentonite pellet* TR 60 Pel-Plug®). Este material apresenta hidratação lenta, que previne a formação de vazios no selo de proteção entre as portas. Por fim, aguardaram-se alguns dias antes de serem realizadas quaisquer atividades com o CMT, a fim de permitir a expansão da bentonita e a formação do selo entre as portas de monitoramento.



Figura 46 – Instalação do CMT: (a) furos-guia para instalação da porta de monitoramento; (b) ferramenta de corte das portas do CMT; (c) realização de corte na altura da marcação, e (d) instalação do *plug* após os cortes/aberturas laterais para instalação de porta. (e) Fechamento inferior dos canais com *plugs*.



Figura 47 – Preparação do CMT em superfície, com indicação de centralizadores (setas amarelas) e portas de monitoramento (setas vermelhas): (a) porta de monitoramento de canal periférico; (b) porta de monitoramento do canal central; (c) inserção do tubo CMT no furo de sondagem.

5.11. Monitoramento de cargas hidráulicas

Entre junho de 2016 e dezembro de 2018, foram realizadas medidas periódicas de carga hidráulica tanto no CMT como no Westbay. Para o CMT, foi utilizado um medidor de nível d'água convencional com diâmetro reduzido, a fim de permitir a passagem nos canais do CMT. O monitoramento de cargas do Westbay, por sua vez, foi feito com a sonda MOSDAX Sampler Probe Modelo 2531, que se acopla às portas de monitoramento, e permite sua abertura para medidas *in situ* (Figura 48a).



Figura 48 – Equipamentos para monitoramento de cargas hidráulicas no Westbay: (a) sonda MOSDAX de monitoramento e amostragem; (b) tripé para controlar a descida da sonda; (c) MAGI – interface da sonda.

Para controlar a descida do equipamento no poço, é utilizado um tripé com contador de profundidade (Figura 48b), e a sonda MOSDAX emite ainda um sinal sonoro ao passar por um colar magnético, facilitando a identificação de sua posição. A leitura de dados é feita através do acoplamento da sonda à interface MAGI - MOSDAX *Automated Groundwater Interface* Modelo 2536 (Figura 48c), a qual envia os sinais para a execução de todas as tarefas da sonda, como pouso na profundidade de interesse e acoplamento da sonda na porta de monitoramento para medição da pressão de fluido, posteriormente convertida em metros de coluna d'água. A MAGI também permite acionar a abertura e fechamento da válvula da sonda para a amostragem de água subterrânea.

5.12. Análises isotópicas em água subterrânea

Foram realizadas duas campanhas de amostragem de água subterrânea nos sistemas multiníveis (MLS), nas quais foram coletadas amostras para análises isotópicas (entre outras análises químicas, descritas por Ferreira, 2017; Lojkasek-Lima, 2018):

- 1^a campanha: agosto a setembro de 2016;
- 2^a campanha: setembro de 2017.

Para cada ponto, foi coletada água em 2 frascos de vidro âmbar de 20 mL, sem a presença de bolhas de ar. As amostras foram mantidas em ambiente com temperatura constante até as análises. Em todos os pontos foram realizadas medições de parâmetros físico-químicos com auxílio de equipamento multiparâmetros, previamente calibrado: temperatura, condutividade elétrica, pH, potencial de oxido-redução e oxigênio dissolvido.

No sistema CMT, a coleta de amostras de água foi realizada com o auxílio de uma mini-bomba inercial para mangueira descartável de ¹/₄" de diâmetro, após a purga de três vezes o volume do poço e/ou sua purga total. A mini-bomba inercial foi descontaminada previamente entre cada ponto de amostragem com detergente não fosfatado Extran MA02 Neutro e água mineral engarrafada, com baixo teor de sólidos.

A porta CMT-01 estava sem coluna d'água devido ao rebaixamento do aquífero em função de variações sazonais durante os períodos de amostragem, de modo que essa amostra não pôde ser coletada em nenhuma das campanhas. Assim, foram amostradas as portas CMT-02 a CMT-07.

No sistema Westbay, a amostragem de água foi realizada com o auxílio de *canisters* (Figura 49) conectados à sonda (Figura 48a). Os *canisters* são compartimentos de aço inoxidável, com capacidade de cerca de 250 mL cada, que podem ser conectados por um tubo flexível de *teflon* e sistema de anéis de vedação (Figura 49). Podem ser conectados até quatro *canisters* em série, para coleta de até 1 L de água por manobra.

Primeiro, os *canisters* são acoplados à sonda. Ainda em superfície, provoca-se a redução na pressão interna do sistema sonda e *canisters*, fechando-se a válvula da sonda em seguida. Ao atingir a porta de monitoramento na profundidade desejada, a válvula da sonda é aberta, e a diferença de pressão entre os *canisters* (pressão mais baixa) e a formação (pressão mais elevada) provoca a entrada de água da formação para dentro dos *canisters*. A válvula da sonda é então fechada, e a pressão da formação é mantida dentro dos *canisters* até que o conjunto seja trazido de volta à superfície para o acondicionamento das amostras. No MP-01, foram coletadas 16 amostras das portas WB-1 a WB-16 em 2016. Em 2017, apenas as amostras

WB-8 e WB-11 não puderam ser coletadas, devido à baixa recuperação do meio nesses níveis após a purga.



Figura 49 - Canisters de 250mL (abaixo) e conectores de teflon com anéis de vedação (acima).

Os *canisters* e demais equipamentos que tiveram contato com a água subterrânea foram descontaminados previamente e entre os pontos de amostragem, com detergente não fosfatado Extran MA02 Neutro e água mineral engarrafada com baixo teor de sólidos.

As amostras para isótopos de oxigênio e deutério foram analisadas no equipamento PICARRO L2130i e processadas no *software* LIMS for Lasers, seguindo as normas de *A Laboratory Information Management System for Stable Hydrogen and Oxygen Isotopes in Water Samples by Laser Absorption Spectroscopy User Manual & Tutorial Revision 2.0* 2015/09/11, conforme protocolo estabelecido no Laboratório de Isótopos Ambientais (LIA) do CEPAS. As análises no PICARRO L2130i se baseiam no princípio de espectroscopia de "cavidade de anel para baixo" (Cavity Down-Ring Spectroscopy, CDRS), que possui maior sensibilidade do que os espectrômetros infravermelhos convencionais. O desvio padrão estabelecido para as análises de δ^{18} O é de ±0.09, e para δ D, de ±0.9. Todos os valores foram corrigidos para os padrões da IAEA ou padrões internos calibrados pela agência.

5.13. Poço tubular profundo

Na área de estudo, a cerca de 50 m dos MLS instalados neste projeto, existe um poço tubular profundo (de cerca de 167 m de profundidade), que se encontrava lacrado pela Coordenação de Vigilância em Saúde (COVISA) desde 2005. Pouquíssimas informações estavam disponíveis acerca desse poço, incluindo um perfil construtivo incompleto. Em setembro de 2018, o poço foi deslacrado pela COVISA para este estudo, com o interesse de realizar perfilagens geofísicas e ensaios hidráulicos.

Inicialmente, foi retirada a bomba e realizada a limpeza do poço através do bombeamento de ar comprimido, removendo os materiais mais pesados ou em suspensão. A fim de retirar também crostas de argila e óxidos de ferro, foram então aplicados 10kg de produtos químicos desagregantes e desincrustantes Hexa-T em pó, uma mistura de polifosfatos lineares, através da circulação em circuito fechado dentro do poço. O Hexa-T age sobre argilas, cátions metálicos bivalentes e material coloidal ativo, para promover a desencrustração das paredes do poço. Esse procedimento é necessário para a retirada de materiais que estejam aderidos nas paredes do poço, permitindo não apenas a diminuição da turbidez da água, mas também a visualização de fraturas e outras estruturas com as perfilagens geofísicas. Por fim, o poço foi bombeado com manobras alternadas de turbilhonamento, circulação direta e drenagem contínua até que fosse verificado que a água bombeada estava isenta de partículas sólidas.

A etapa seguinte consistiu na filmagem do poço com a câmera de inspeção R-CAM 1000 Dual View (Laval Underground Surveys) do CEPAS. Constatou-se que, ao contrário do esperado, o poço estava totalmente revestido por tubo de PVC de 4", com tubo ranhurado nos intervalos: 122-128 m, 132-140 m, 142-158 m e 160-166 m.

Uma vez que a ferramenta de ATV do CEPAS possui uma função que permite realizar leituras "através" de tubulações de PVC (módulo "Behind PVC"), esta perfilagem foi feita no poço tubular. Não obstante, os dados coletados indicaram que o espaço anelar entre o revestimento de PVC e a parede da perfuração estavam ou preenchidos por cimento ou por fragmentos de rocha de desmoronamento das paredes. Dessa forma, não foi possível obter informações litológicas ou estruturais desse poço, e as atividades nele foram encerradas.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste item são apresentados e discutidos os resultados obtidos a partir das atividades descritas no item 5. Os tópicos são divididos em função da natureza do resultado: (I) caracterização do material geológico; (II) caracterização estrutural do aquífero fraturado; (III) caracterização hidráulica dos aquíferos: (i) caracterização de zonas hidrogeológicas; (ii) definição de zonas de entrada e saída de água nos poços; (iii) definição de parâmetros hidráulicos do meio aquífero raso e profundo; (iv) estabelecimento do desenho dos sistemas multiníveis de monitoramento; (v) avaliação de fluxo vertical da água subterrânea; e (vi) caracterização isotópica da água. Ressalta-se que a interpretação e discussão desses dados objetiva a caracterização em detalhe das famílias de fraturas no aquífero fraturado e do comportamento da água subterrânea em relação a essas estruturas. Por fim, são apresentados um modelo de fluxo local da água subterrânea e recomendações para estudos hidrogeológicos em rochas cristalinas fraturadas.

6.1. Geologia da área de estudo

Como resultado das atividades descritas no subitem 5.3, a descrição dos perfis de sondagem MP-01 e MP-01A permitiu identificar os seguintes materiais geológicos (Figura 50): depósitos aluvionares, solo de alteração, rocha alterada mole, rocha alterada dura e rocha sã. A classificação adotada segue o modelo proposto por Vaz & Gurgueira (2018), cujos critérios de avaliação baseiam-se na resposta do material ao método de escavação/perfuração empregado, conforme discutido nos subitens 3.1.3 e 5.3. Além disso, são apresentados dois outros parâmetros que avaliam a qualidade do testemunho recuperado (Figura 50): (i) recuperação, que corresponde à razão entre o comprimento total de material recuperado e o comprimento da manobra de perfuração realizada; e (ii) designação de qualidade da rocha ou RQD (*rock quality designation*), equivalente à razão entre a soma dos comprimentos dos pedaços de testemunho com tamanho superior a 10 cm e o comprimento total da manobra realizada.

Os materiais geológicos identificados a partir dos testemunhos são descritos a seguir.

- <u>0.0 a 0.8 m Unidade antropogênica</u>: aterro composto por silte argiloso, marrom;
 <u>0.8-2.8 m Sedimento aluvionar</u>: sequência sedimentar dos depósitos aluvionares do canal Jurbatuba, composta por camadas de argila orgânica, preta, que na porção basal estão
 - interdigitadas com camadas de areia fina, com matriz argilosa, cinza escura. Sobrepõe-se à camada subjacente em contato erosivo;

Prof. (m)	MP-01			MP-01A								
	Calibre	Material geol. 01	Classificação 01	Método perf. 01	Recup. 01 (%)	RQD 01 (%)	Material geol. 01A	Classificação 01A	Método perf. 01A		Recup. 01A (%)	RQD 01A (%)
	2 (Pol.) 8				0 100	0 100				ł	0 100	0 100
0.0			Aterro	Manual								
			Depósitos aluviais	CME/Hollow								
	1		Solo de						Shelby	2.00		
			alteração									
5.0								Solo de alteração				
								unorayao				
			Rocha					Rocha		8.10		
			alterada mole					alterada mole				
10.0				Rotativo				Veio	Pitcher	9.00		
				CME/Hollow				alterada mole				
									/	13.08		
								Rocha	Barrilete	13.48		
15.0			Deebe	Patativa				alterada mole	Alternância Ritcher/Terzaghy	13.48		
	ιL		alterada dura	Rotativo	-			Rocha alterada dura	Alternancia Pitchen/Terzagny	14.25		
	{								Shelby	14.25		
	11							Veio		14.47		
20.0	2							Rocha alterada dura	Barrilete	20.00		
20.0												
										ĺ		
			Rocha sã									
25.0												
										ľ		
30.0												
						_				ŀ		
35.0						-						
40.0	}											
							MATE	RIAIS GEOLOG	51005			
45.0								Depósito aluvi	onar - argila orgânica			
40.0								Depósito aluvi	onar - areia fina, matriz a	rgilos	sa	
							S	olo de alteraç	ão (SA) - granulação de a	reia	média a gro	ssa
							S	iolo de alteraç	ão (SA) - granulação de a ão (SA) - granulação de a	reia	média	
]						S	iolo de alteraç	ão (SA) - granulação de a	reia	fina, matriz	argilosa
50.0							F	Rocha alterada	a mole (RAM) - alteração	de pe	gmatito	v
							F	Rocha alterada	a mole (RAM) - alteração	de gr	naisse banda	ado
	H^+						F	Rocha alterada	a mole (RAM) - alteração	de gr	aisse fino	
	5						F	Rocha alterada	o a dura (RAD) - alteração d	e pe	gmatito	
55.0	+ +						F	Rocha alterada	a dura (RAD) - alteração d	egna	isse bandad	do
	}						F	Rocha alterada	a dura (RAD) - alteração d	e gna	aisse fino	
	+						F	Rocha sã (RS) -	pegmatito			
							F	Rocha să (RS) -	gnaisse bandado gnaisse fino			
60.0	2								0	L		

Figura 50 - Perfis de materiais geológicos e informações geotécnicas dos furos MP-01 e MP-01A.

- <u>2.8 a 9.5 m Solo de alteração (SA)</u>: intercalação centimétrica de dois materiais alterados: (i) material com granulação de areia fina a média, pouco siltoso, branco a bege, com foliação reliquiar, com espessura métrica, (ii) material com granulação de areia argilo-siltosa, rico em biotita, foliado, com lentes de areia fina milimétricas, cinza esbranquiçado. Em campo, observou-se indício de que o primeiro material apresenta muito ferro bivalente na água intersticial, pois, embora estável no meio aquífero, oxidava-se e precipitava rapidamente em contato com o oxigênio atmosférico (era observada uma rápida mudança de coloração para um laranja oxidado após alguns minutos da amostra em contato com o ar);</u>
- <u>9.4 a 9.7 m Veio de quartzo</u>: ocorre de forma irregular, tendo sido observado no furo MP-01, enquanto no MP-01A constatou-se apenas a ocorrência de fragmentos mais grossos de quartzo a 9.3 m;
- <u>9.5 a 14.6 m Rocha alterada mole (RAM)</u>: predominância de biotita gnaisse alterado, com estrutura bandada centimétrica e por vezes xistosa, textura lépido-granoblástica, com quartzo estirado, presença de granada (por vezes corroídas e com inclusões de quartzo e muscovita) e turmalina;</u>
- <u>14.6 a 24.05 m Rocha alterada dura (RAD)</u>: trata-se da rocha levemente alterada, com feições de intemperismo incipiente (p.e. oxidação) e preservação das estruturas originais da rocha. Dessa forma, os materiais identificados aqui podem ser divididos de forma análoga à divisão litológica da rocha sã. A transição entre RAD e rocha sã foi definida através da observação de uma redução das feições de oxidação da matriz da rocha;
- <u>24.05 a 60.13m Rocha sã (RS)</u>: foram identificados três litotipos, com intercalação centimétrica a métrica: (i) granada-biotita-feldspato-quartzo-gnaisse (ou gnaisse fino, FGn), levemente foliado, predominantemente leucocrático, com textura fina lépido-granoblástica; ocorre predominantemente nas profundidades de 19.3 a 24.0 m e 35.0 a 55.0 m; (ii) granada-feldspato-quartzo-biotita-gnaisse (ou gnaisse bandado, BGn), bandado (escala centimétrica), com textura lépido-granoblástica, de granulação média a grossa, com muscovitas cortando a foliação conferida pela biotita, granadas corroídas e com inclusões de outros minerais (quartzo, muscovita e turmalina), e quartzo estirado; ocorre nas profundidades de 17.7 a 19.3 m, 24.0 a 28.6 m, 29.0 a 35 m e 55.0 a 56.2 m; (iii) pegmatito (Peg), maciço, com textura fanerítica grossa, leucocrático, com quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino (em menor proporção), granada, muscovita e turmalina branca a verde clara, por vezes com megacristais de muscovita e feldspato, nos quais

são observadas microfraturas e feições de oxidação; apresenta relações de contato intrusivo com as rochas gnáissicas; ocorre preferencialmente como bolsões métricos ou pequenas bandas centimétricas.

Não foram observados sedimentos da BSP na área de estudo, o que está em acordo com outros estudos da região do Canal Jurubatuba, embora haja conhecimento de sua ocorrência em uma área próxima.

Do ponto de vista geotécnico, observou-se uma baixa taxa de recuperação na profundidade de 15 a 17 m na sondagem MP-01, na transição entre a RAM e a RAD (Figura 50). Nesse trecho ocorre também um aumento do diâmetro do furo (perfil de calibre), sugestivo da presença de material fraturado e/ou de baixa resistência à lavagem com método rotativo e, todavia, demasiado duro para a perfuração com o sistema de trados (Figura 50). Essa baixa recuperação motivou a realização da sondagem MP-01A (Figura 50), com um sistema modificado de perfuração para adequar o método DFN às condições geológicas da área de estudo, conforme descrito no subitem 5.2.

No caso dos poços 1501, 1502 e 1503, os materiais geológicos foram identificados a partir dos perfis disponíveis no banco de dados do DAEE e das filmagens com câmera de inspeção: sedimentos aluvionares, solo de alteração e gnaisse bandado (Tabela 6). A classificação dos materiais no interior do revestimento baseia-se inteiramente em perfis préexistentes. Ressalta-se que não havia testemunhos disponíveis para esses poços.

Item/Material geológico (prof m)	Poço 1501	Poço 1502	Poço 1503
Revestimento metálico	0-77.2	0-72.5	0 - 121
Sedimentos aluvionares (SedAl)	0-46	0 – 15	0-95
Solo de alteração (SA)	46 - 65	15 – 72	95 – 121
Gnaisse bandado (BGn)	65 – 147	72 – 185	121 - 257

Tabela 6. Materiais geológicos identificados nos poços tubulares 1501, 1502 e 1503.

6.2. Caracterização estrutural

A caracterização da rede geométrica de fraturas de um aquífero fraturado é fundamental para a compreensão do fluxo da água subterrânea e, consequentemente, para a interpretação do transporte e destino de contaminantes. Neste subitem, são discutidos os dados estruturais obtidos a partir de diferentes fontes: (i) testemunhos de rocha; (ii) perfilagens acústica (ATV) e óptica (OPTV) em furo de sondagem e poços tubulares; e (iii) afloramentos.

O levantamento de estruturas em mais de uma orientação (mínimo de três direções aproximadamente ortogonais entre si) possibilita uma melhor avaliação das famílias de fraturas existentes na área.

Para os três meios de coleta de dados estruturais (testemunhos, perfilagens geofísicas e afloramentos), as fraturas seguiram uma classificação baseada na variação do traço e da espessura da banda nos perfis de ATV e OPTV (Tabela 7): (i) espessura maior (FMJ), (ii) espessura menor (FMN), (iii) contínua (FC), e (iv) descontínua (FD). Note-se que essa classificação é baseada no traço das fraturas nas perfilagens, não devendo ser confundido como uma interpretação da abertura da fratura. Outras estruturas foram classificadas em veios (Ve), foliação (Fo), contato de rocha (RC) e microfraturas (MF; esta apenas no caso dos testemunhos). No caso dos afloramentos e testemunhos, a classificação foi adaptada a partir das observações de campo, a fim de homogeneizar a descrição das estruturas com as perfilagens.

Traço ¹	Identificação	Sigla	Descrição
	Espessura maior	FMJ	As paredes da fratura são aproximadamente paralelas. Notar que o valor da espessura não pode ser entendido como valor da abertura. Em geral, as fraturas de espessura maior são identificáveis a partir de espessuras de 0.5mm.
\bigwedge	Espessura menor	FMN	A espessura da fratura varia, com partes mais estreitas e partes mais espessas. Em geral, são identificáveis a partir de espessuras de 0.5mm.
\bigwedge	Contínua	FC	Apresenta-se apenas como uma linha no perfil.
	Descontínua	FD	O traço não está claro, não é contínuo, mas há sugestão de existência de uma fratura.

¹ Classificação baseada em Pehme (2017, comunicação oral).

A notação da orientação das estruturas é dada conforme a regra da mão direita (*right hand rule*, rhr), em que se apresenta a direção da estrutura e seu mergulho. Nos perfis, a representação em *tadpoles* indica tradicionalmente o rumo do mergulho e o mergulho.

6.2.1. Estruturas de testemunhos

As estruturas observadas nos testemunhos das perfurações MP-01 e MP-01A foram descritas em fichas de campo (Apêndice I). Uma vez que a perfuração realizada não foi orientada, não foi possível tratar esses dados em estereogramas. Dessa forma, as informações de mergulho das fraturas do testemunho foram avaliadas em gráficos de colunas empilhadas em relação aos parâmetros: material geológico, mergulho da estrutura e tipo de estrutura, a fim de se verificar a existência de padrões de fraturamento (Figuras 51 e 52).



Estruturas: RC – contato de rocha, Fo – foliação, Ve – veio, FMJ – fratura de espessura maior, FMN – fratura de espessura menor, FC – fratura contínua, FD – fratura descontínua

Figura 51 – Distribuição no MP-01 de (a) material geológico por tipo de estruturas, (b) material geológico por mergulho das estruturas, (c) material geológico por mergulho de fratura de espessura maior (FMJ).



Figura 52 –Distribuição no MP-01 de material geológico por (a) mergulho da fratura de espessura menor (FMN); (b) mergulho da fratura contínua (FC); (c) mergulho da fratura descontínua (FD).

Ao longo de todos os testemunhos coletados no MP-01, foram identificadas 300 estruturas naturais (i.e., não provocadas pela perfuração), das quais 203 foram classificadas como fraturas. As microfraturas foram observadas essencialmente na rocha sã, no pegmatito, não sendo representadas nas Figuras 51 e 52.

No testemunho da perfuração MP-01, conforme esperado, foi identificado um maior número de estruturas na rocha sã (RS) (61.4%), muito provavelmente porque: (i) essas feições não foram obliteradas pelo intemperismo; (ii) a maior resistência do material teria possibilitado a melhor recuperação de testemunhos; e (iii) foram perfurados cerca de 36.1 m de rocha sã, enquanto foram interceptados apenas 6.7 m de solo de alteração (SA), 5.1 m de rocha alterada mole (RAM) e 9.4 m de rocha alterada dura (RAD) (Figura 50).

Em relação ao ângulo de mergulho por material geológico, predominam as fraturas de baixo (até 40°) a médio (40 a 65°) ângulo em todos os casos (com picos de quantidade em 0, 20, 30 e 45°) (Figura 51b), devido ao viés de orientação: por se tratar de uma linha de levantamento vertical, são amostradas com maior frequência as estruturas sub-horizontais (Terzaghi, 1965).

Em relação ao tipo de fratura (maior, menor, contínua ou descontínua), observou-se que algumas são mais expressivas em determinados materiais geológicos. As fraturas de espessura maior (FMJ) foram observadas com mais frequência na rocha sã (maior trecho perfurado), e são em geral de baixo a médio ângulo (Figura 51c). Os picos de ocorrência do mergulho das FMJ estão em 20, 30 e 45°, sendo mais expressivo os de 30°. Este ângulo é típico de falhas inversas, o que sugere que esse regime tectônico tenha sido importante na região. Conforme mostrado no próximo subitem, fraturas de mergulho de aproximadamente 30° são também abundantes entre as identificadas através das perfilagens geofísicas desta perfuração e dos poços pré-existentes.

Por sua vez, as fraturas menores (FMN) foram identificadas em menor número, predominando as de baixo ângulo no solo de alteração (Figura 52a). Para as fraturas contínuas também predominam mergulhos de baixo ângulo, novamente com destaque para os picos de 0, 5, 20 e 30° (Figura 52b). Por fim, as fraturas incompletas aparecem mais bem preservadas nos materiais menos alterados (como a rocha sã, preferencialmente nos pegmatitos), possivelmente pela alteração incipiente ou ausente facilitar sua identificação (Figura 52c).

Na perfuração MP-01A, devido à amostragem irregular de testemunhos nos primeiros 10 metros (Figura 50), há uma tendência de os resultados desta comparação desfavorecerem o solo de alteração (SA). Por esse motivo, as fraturas foram mais expressivas na RAM e na rocha sã, enquanto a foliação aparece igualmente pronunciada na RAM, RAD e rocha sã, por ser uma
feição penetrativa. Em relação ao mergulho das fraturas, observaram-se estruturas de baixo e médio mergulho, assim como na perfuração MP-01, com os ângulos mais baixos predominando na RAM. Por fim, na rocha foram observadas principalmente estruturas de médio ângulo.

Além da avaliação de estruturas, o estudo dos testemunhos de sondagem compreendeu a análise da oxidação associada às estruturas, tanto na superfície como em um "halo" para o interior da rocha (Figura 53). Esse tipo de feição é importante por ser indicativa de fluxo de água subterrânea pelas estruturas identificadas. Em campo, a intensidade da oxidação era classificada em maior (alteração de coloração, deposição de óxidos, "halo" para o interior da rocha), menor (alteração incipiente da coloração, deposição de óxidos em menor quantidade), e ausente (Figuras 54 e 55).



Figura 53 – Exemplos de oxidação em fraturas: (a) deposição de óxidos em fratura contínua (FC), (b) deposição de óxidos e alteração de coloração em fratura de espessura maior (FMJ), (c) "halo" de alteração na matriz no entorno de fratura contínua (FC), (d) microfraturas (MF) oxidadas.



Figura 54 – Distribuição do grau de oxidação (ox. maior, menor ou ausente) em função do mergulho de estruturas, para (a) solo de alteração (SA), (b) rocha alterada mole (RAM), e (c) rocha alterada dura (RAD).



Figura 55 – Distribuição do grau de oxidação (ox. maior, menor ou ausente) em função do mergulho de estruturas em rocha sã, para (a) gnaisse bandado (BGn), (b) gnaisse fino (FGn), e (c) pegmatito (Peg).

Em sedimentos aluviais, não foram observados sinais de oxidação nas estruturas (n=7), todas de baixo ângulo, possivelmente devido à idade jovem do material, e não simplesmente à ausência de fluxo de água subterrânea. Por outro lado, no solo de alteração (SA) (n=18) predominam as fraturas de baixo ângulo e sem ou com poucos indícios visíveis de oxidação (Figura 54a).

Na RAM (n=39), predominam também as estruturas de baixo ângulo, sendo que a maioria delas apresenta sinais maiores ou menores de oxidação (Figura 54b). Por sua vez, na RAD observaram-se não apenas as estruturas de baixo ângulo, mas também algumas de médio ângulo de mergulho (Figura 54c). Destaca-se que as estruturas de menor mergulho se apresentaram mais oxidadas que as demais, sugerindo maior importância para o fluxo.

Por fim, na rocha sã, predominam as fraturas de baixo ângulo com menor grau de oxidação (Figura 55a-c). Note-se que o gnaisse fino (FGn) e o gnaisse bandado (BGn) são os litotipos em que mais foram observadas fraturas no testemunho, em parte por sua maior ocorrência em relação ao pegmatito.

6.2.2. Estruturas dos perfis ATV e OPTV

Uma vez que os testemunhos de sondagem não foram coletados orientados em relação ao norte, a análise de fraturas identificadas através da avaliação de perfilagens acústica (ATV) e óptica (OPTV) da perfuração MP-01 torna-se essencial para discutir as famílias de fraturas da área.

A princípio, o número de estruturas (fraturas, foliação e feições como contatos de rocha e veios) identificadas no testemunho parecia ser muito superior ao identificado com as perfilagens geofísicas. Entretanto, ao se desconsiderar quaisquer estruturas do testemunho com a possibilidade de origem mecânica (isto é, não naturais, geradas durante a perfuração), o número de estruturas e fraturas no testemunho reduziu drasticamente (estruturas: de 426 para 300; fraturas: de 318 para 203), passando a ser compatível com a quantidade observada nas perfilagens (Tabela 8).

Vale lembrar ainda que, no testemunho, estruturas como microfraturas, foliação e outras feições planares, como contatos de rocha, são sensivelmente mais evidentes do que em perfilagens geofísicas. Além disso, no caso do MP-01, foram analisados 60.1m de testemunho, enquanto nas perfilagens, apenas 44 m, devido à presença do revestimento metálico instalado para impedir o colapso das camadas superiores (Tabela 8).

Donto de leventemento	C_{omn} (m)1	ES	STRUTUR	RAS	FRATURAS		
r onto de levantamento	Comp. (m)	Qtd. ²	%total ³	Dens. ⁴	Qtd. ²	%total ³	Dens. ⁴
MP-01 (testemunho)	60.1	300	30.7%	5.0	203	25.6%	3.4
Poço 1502	112.5	176	18.0%	1.6	166	20.9%	1.5
MP-01 (perfilagens)	44	175	17.9%	4.0	161	20.3%	3.7
MP-01A	13.8	108	11.1%	7.8	79	9.9%	5.7
Poço 1503	131	86	8.8%	0.7	80	10.1%	0.6
Poço 1501	55	83	8.5%	1.5	77	9.7%	1.4
Afloramentos MK2 e MK6	10.5	49	5.0%	4.7	28	3.5%	2.7
TOTAL	-	977	-	-	794	-	-

Tabela 8. Total de estruturas levantadas através das diferentes abordagens.

¹ Comprimento total avaliado no levantamento das estruturas (em metros).

² Quantidade total de estruturas ou fraturas identificadas em determinado ponto.

³ Porcentagem das estruturas ou fraturas identificadas em determinado ponto em relação ao total.

⁴ Densidade: quantidade de estruturas ou fraturas por metro analisado no levantamento.

Assim, nas perfilagens geofísicas de ATV e OPTV da perfuração MP-01 foram idenficadas 175 estruturas, das quais 161 foram classificadas como fraturas (Tabela 8; Figura 56). A perfilagem de ATV também foi realizada em 3 poços pré-existentes, sem revestimento na porção da rocha (Tabela 8; Figura 57): (i) poço 1501, 83 estruturas, das quais 77 são fraturas; (ii) poço 1502, 176 estruturas, com 166 fraturas; (iii) poço 1503, 86 estruturas, das quais 80 foram consideradas fraturas. Observa-se o predomínio de fraturas de baixo ângulo, em especial fraturas incompletas e contínuas nos quatro casos (Figura 56 a 58).

De modo geral, os dados das perfilagens geofísicas confirmam as estruturas identificadas no testemunho de sondagem: estruturas de baixo ângulo de mergulho (0-40°) ocorrem com maior frequência paralelas à foliação (tipicamente entre 05° e 20° de mergulho) no BGn, enquanto as de mergulho médio (40-65°) são mais comuns no FGn. As perfilagens permitiram ainda confirmar a ocorrência de quatro expressivas zonas de fraturamento identificadas durante a perfuração MP-01, nas seguintes profundidades (Figura 56): (i) 39 a 40 m – estruturas orientadas N342/82 e N256/25; (ii) 45.0 a 46.0 m – N138/16; (iii) 49.3 a 50.0 m - N105/17 e N218/15, e (iv) 53.0 a 53.5 m – N055/40. Houve grande perda de água de circulação da perfuração ao interceptar tais fraturas, o que sugeriu a ocorrência de importante fluxo de água subterrânea, observação posteriormente confirmada através dos ensaios hidráulicos com obturadores (elevados valores de transmissividade, apresentados no subitem 6.3.4).



Figura 56 – Perfis geofísicos em furo aberto no MP-01 e estruturas interpretadas a partir deles e de testemunhos.



Figura 57 - Perfis geofísicos em poço aberto e estruturas interpretadas a partir deles nos poços 1501, 1502 e

1503.



Figura 58 – Projeção polar e diagrama de densidade das estruturas identificadas nos perfis de ATV e OPTV da perfuração MP-01, e nos perfis de ATV nos poços 1501, 1502, 1503. Diagramas de área igual, hemisfério inferior.

Na perfuração MP-01, as estruturas concentram-se em duas orientações gerais (Figura 58): N035-078/22-38 (mergulho para SE) e N143-064/03-07 (mergulhos para SW, NW, NE e SE – estruturas subhorizontais). No primeiro caso, aparecem principalmente as fraturas de espessura menor (FMN), fraturas contínuas (FC), foliações (FO) e contatos de rocha (RC). No segundo, destacam-se as fraturas descontínuas (FD).

No poço 1501, a direção geral das estruturas identificadas é N343-004/41-69 (mergulho para NE e SE). As fraturas de espessura maior (FMJ), fraturas contínuas (FC) e a foliação (FO) concentram-se todas nesse intervalo de direção (Figura 58).

Por fim, as estruturas nos poços 1502 e 1503 apresentam essencialmente a mesma orientação geral (Figura 58): N015-042/49-65 (mergulho para SE) e N014-047/28-66 (mergulho para SE), respectivamente, refletindo a orientação de fraturas contínuas (FC), descontínuas (FD) e da foliação (FO). No caso do poço 1502 destacam-se da concentração principal as fraturas de espessura menor (FMN) de médio ângulo N349-020/54-61 (mergulho para NE e SE), e a foliação (Fo) de baixo ângulo N060-096/25-33 (mergulho para SE e SW). Por sua vez, no poço 1503, diferenciam-se as fraturas de espessura maior (FMJ) de baixo ângulo N165-030/07-14 (mergulhos para SW, NW, NE e SW) e as fraturas de espessura menor (FMN) de alto ângulo N095-103/62-80 (mergulho para SW).

Os Apêndices IV a VII apresentam as informações das Figuras 56 e 57 em escala de maior detalhe (1:50).

6.2.3. Estruturas de afloramentos

Foram estudadas 8 paredes de rocha e realizadas três *scanlines* (linhas de levantamento) no canteiro de obras visitado próximo à área de estudo (Figura 59). Buscou-se realizar *scanlines* em direções aproximadamente ortogonais, a fim de se levantar representativamente todas as direções de fraturas de ocorrência na área visitada, conforme preconizado por Terzaghi (1956).

Uma vez que as *scanlines* eram sub-horizontais e os afloramentos visitados eram verticais e de pouca altura (inferior a 2 m), observaram-se fraturas predominantemente de médio a alto ângulo de mergulho (40° a 85°). Uma maior quantidade de fraturas sub-horizontais e de baixo ângulo (inferior a 40°) seriam mais facilmente observadas em exposições com maior altura.

A orientação predominante das estruturas observadas é N120-140/00-20 e N310-350/00-20 (Figura 59), embora também sejam observadas algumas orientadas N030-060/1030. É importante ressaltar que as estruturas observadas nos afloramentos (Figura 59) complementam os dados coletados em perfurações verticais (Figura 58).



Figura 59 – Projeção polar das estruturas medidas nas *scanlines* em afloramentos de canteiro de obras. Projeção de área igual, hemisfério inferior.

6.2.4. Famílias de fraturas identificadas em linhas de levantamento

Foi aplicada a correção de viés de orientação de Terzaghi (1965) nas 07 linhas de levantamento realizadas (Figuras 60 a 62, Tabela 9): (i) perfuração MP-01, *scanline* vertical, com base nas estruturas identificadas através das perfilagens ATV e OPTV; (ii-iv) 03 *scanlines* sub-horizontais, MK2, MK6 – 262/00 e MK6 – 262/08, em afloramentos de canteiro de obras (levantamento manual com bússola do tipo Brunton); (v-vii) poços 1501, 1502 e 1503, *scanlines* verticais, com estruturas identificadas através das perfilagens de ATV. Considerando-se que as *scanlines* MK6 – 262/00 e MK6 – 262/08 eram de pequena extensão (inferior a 6m) e foram realizadas em um mesmo afloramento, optou-se por tratar os dados em conjunto, na *scanline* então denominada MK6. As correções foram realizadas através de planilhas eletrônicas (Pino, 2012; Apêndice III). Os estereogramas antes e após a correção do viés são apresentados nas Figura 60 a 62, e foram elaborados no programa OpenStereo v. 0.1.2.



Figura 60 – Projeções polares das estruturas medidas em *scanlines* (perfuração MP-01 e poço 1501), antes e depois da correção do viés de orientação, com indicação das principais famílias de fraturas. Projeções de área igual, hemisfério inferior.



Figura 61 – Projeções polares das estruturas medidas em *scanlines* (poços 1502 e 1503), antes e depois da correção do viés de orientação, com indicação das principais famílias de fraturas. Projeções de área igual, hemisfério inferior.



Figura 62 – Projeções polares das estruturas medidas em *scanlines* (MK2 e MK6), antes e depois da correção do viés de orientação, com indicação das principais famílias de fraturas. Projeções de área igual, hemisfério inferior.

Scanline	Orientação	Comprimento analisado (m) ¹	Comprimento total (m) ¹	Observações
MP-01	000/90	44.0	60.13	Perfuração, revestimento até 16.1m
1501	000/90	55.0	147.0	Poço, revestimento até 77.2m
1502	000/90	113.0	186.0	Poço, revestimento até72.5m
1503	000/90	133.0	257.0	Poço, revestimento até 121.0m
MK2	100/00	3.24	3.5	Afloramento
MK6 ²	262/00	4.1	10.5	Afloramento
MK6 ²	262/08	6.3	10.5	Afloramento

Tabela 9. Características das linhas de levantamento.

¹ No caso de perfurações e poços, parte do comprimento total pode estar revestido, impossibilitando sua análise.

² Dados tratados em conjunto, resultando em uma scanline de 10.4m.

A correção do viés de orientação permitiu a correção de espaçamentos para 05 principais famílias de fraturas famílias de fraturas (Figura 63, Tabela 10), sendo 03 observadas nas linhas de levantamento verticais e 02 nas linhas horizontais. Observam-se famílias de baixo (famílias A e B), médio (família C) e alto (famílias D e E) ângulo de mergulho.

Em relação aos materiais geológicos, observa-se que as famílias A (sub-horizontal) e B (N064/27, mergulho para SE) ocorrem tanto no gnaisse bandado (BGn) como no fino (FGn), com associações de pegmatito, tendo sido observadas também na rocha alterada dura (RAD). As demais famílias (C, D e E) foram identificadas apenas no BGn.



Figura 63 – Projeções dos polos médios das famílias de fraturas com espaçamentos corrigidos no furo MP-01, nos poços 1501, 1502, 1503, e nos afloramentos MK-2 e MK-6. Projeção de área igual, hemisfério inferior.

		Orientação média		Espaçamento (m)		Duin ain cl	Duin sin sia	
Famí- lia	Linhas	dir.1	merg.	sentido do merg.	aparente	corrigido	litotipo associado ²	profundidades de ocorrência (m)
A	MP-01 1501 1502 1503	S hori	ub- zontal	-	0.12 a 4.48	0.12 a 4.81	BGn ou FGn (com BGn e Peg)	23.0-24.2, 29.7-32.5, 34.2-35.3, 37-6-51.6, 54.2-58.1, 79.3-86.2, 91.0-92.0, 108.9-111.2, 117.6-118.0, 123.0- 145.0, 161.0-162.0, 167.8-168.0, 171.0-171.2, 183.5-183.8, 206.0-206.5, 230.0-232.0
В	MP-01	064	27	SE	0.49	0.43	BGn (FGn, Peg)	19.5-23.2, 25.9-35.8, 38.0-40.9, 47.2-52.3, 54.8-57.8
С	1501 1502 1503	000- 035	37-49	SE	1.25 a 4.96	0.83 a 3.96	BGn	77.7-94.2, 97.0-97.7, 99.2-101.7, 112.8-112.9, 120.0-121.4, 124.5-125.0, 127.5-137.7, 163.1-215.0, 222.2-227.0, 233.9-239.3, 293.9-294.0
D	MK2 MK6	316- 322	80-86	NE ou SW	0.11 a 0.41	0.11 a 0.33	BGn	-
E	MK2 MK6	012- 040	71-90	SE	0.39 a 0.64	0.26 a 0.40	BGn	-

Tabela 10. Famílias de fraturas identificadas em linhas de levantame
--

¹ Direção obtida através da regra da mão direita (rhr), corresponde ao *strike*. Adicionando-se 90° a esse valor, obtém-se a direção do mergulho (*dip direction*).

² Não exclusivo. BGn = gnaisse bandado; FGn = gnaisse fino.

- : não se aplica (scanlines sub-horizontais, realizadas em afloramentos)

Na perfuração MP-01, observa-se a ocorrência das famílias A e B geralmente associadas, preferencialmente próximo à base do furo (Tabela 10). Por sua vez, as famílias A e C ocorrem ao longo de toda a porção de furo aberto nos poços 1501, 1502 e 1503.

Considerando-se que as famílias A e C ocorrem paralelas à foliação da rocha, e que a maioria das feições de oxidação foram observadas em testemunho em fraturas de baixo ou médio ângulo, é possível sugerir que uma parte importante do fluxo da água subterrânea ocorra para a direção SE. Regionalmente, Fiume (2013) também classificou fraturas paralelas à foliação como importantes para o fluxo. Esse tipo de observação deve ser levado em conta em estudos de transportes de contaminantes. Ressalta-se que neste trabalho não se pretende especular a respeito de fontes de contaminação, e sim destacar que o conhecimento da rede de fraturas é de grande importância para a determinação da direção de transporte dos

contaminantes em aquíferos fraturados. Além disso, fatores como cargas hidráulicas, existência de fase livre e ocorrência de fraturas subverticais com transmissividade não desprezível próximas à fonte também influenciarão no transporte e concentração de contaminantes em determinadas direções. Por fim, ressalta-se que as fraturas de alto ângulo (como as famílias D e E aqui identificadas e famílias E-W descritas por Fiume, 2013) podem contribuir localmente com o fluxo da água subterrânea a grandes profundidades.

Por fim, a comparação das famílias identificadas neste trabalho com aquelas de estudo regional no Jurubatuba (Fiume, 2013; Fernandes et al., 2016a) permitiu estabelecer algumas correspondências (Tabela 11). As associações entre as famílias de fraturas foram baseadas essencialmente nos intervalos de direção e mergulho das estruturas, uma vez que o presente trabalho, por ser realizado na escala de detalhe, não compreendeu em seu escopo um levantamento para avaliação da história tectônica. É interessante notar ainda que fraturas E-W de alto ângulo observadas na *scanline* do poço 1502 (Figura 61, estereograma sem a correção de viés) correspondem ao grupo G2 (Tabela 11) identificado por Fiume (2013), que o classificou como muito importante para o fluxo da água subterrânea. Essa orientação não aparece como uma das principais famílias de fraturas neste trabalho por ter sido observada apenas em *scanline* vertical.

Família de fraturas: MP-01, MK ou poços ¹	Grupo de fraturas conforme Fiume (2013) e Fernandes et al (2016a)
D	(G1) N300-355/70-90 ou N120-175/70-90, híbridas, associadas a falhas
	transcorrentes relatados em diversas partes do Estado de São Paulo (Riccomini,
	1989; Hasui et al., 1995; Salvador & Riccomini, 1995; Hiruma et al. 2001)
-	(G2) N70-90/60-80 ou N250-270/60-80, extensionais ou de cisalhamento (pares
	conjugados), relacionadas a eventos extensionais que geraram as bacias do RCSB
	(Riccomini, 1989), como a BSP
Е	(G3) N010-045/60-90
-	(G4) N300-360/10-35, de cisalhamento, associadas a falhas inversas
C, B?	(G5) N010-045/15-35, de cisalhamento/híbridas
-	(G6) N270-280/30-50 ou N075-080/30-50, de cisalhamento, associadas a falhas
	inversas
-	(G7) N345-360/30-75

Tabela 11. Comparação entre as famílias de fratur	as com grupos de fraturas	de estudo regional.
---	---------------------------	---------------------

¹ Indicadas na Figura 63 e na Tabela 10.

Cabe destacar que a correlação das estruturas estudadas com eventos tectônicos regionais é uma tarefa complexa, e que as associações aqui apresentadas devem ser consideradas como hipóteses. Uma vez que as rochas pré-cambrianas estudadas passaram por

mais fases de deformação rúptil (no mínimo desde o Mesozóico), as fases descritas para as rochas das bacias do RCSB, como a BSP, tornam-se difíceis de serem reconhecidas.

6.3. Caracterização hidráulica

A etapa seguinte à definição da rede de fraturas de um aquífero fraturado é sua caracterização hidráulica, isto é, uma vez que são conhecidos os potenciais caminhos para a água subterrânea, é necessário compreender a forma como esse fluxo de fato ocorre.

Neste trabalho, foram adotadas diferentes abordagens para a caracterização hidráulica, cujos resultados são discutidos nos subitens a seguir: (i) definição de zonas hidrogeológicas, a partir dos dados obtidos com a perfilagem de temperatura tipo ALS; (ii) definição de entradas e saídas de água de poços tubulares com o HPFM sob condições de fluxo natural e induzido; (iii) definição da condutividade hidráulica relativa no solo de alteração, e comparação com valores de condutividade obtidos por ensaios de slug em poços de monitoramento convencionais; (iv) cálculo da transmissividade no aquífero cristalino a partir de ensaios hidráulicos com obturadores (slug, bail, carga constante); (v) a partir dos dados estruturais e hidráulicos anteriores, definição do design e construção de sistemas de monitoramento multiníveis para avaliação de cargas hidráulicas e coleta de amostras de água; (vi) avaliação de cargas subterrânea a partir da assinatura isotópica de amostras coletadas a profundidades discretas.

6.3.1. Zonas hidrogeológicas no perfil de temperatura

Conforme apresentado no subitem 5.5, a sonda tipo ALS mede com precisão a temperatura da água dentro do furo selado, sendo capaz de detectar variações de temperatura na água que circula no aquífero através das fraturas que interceptam o furo. É relevante lembrar que o furo selado permite avaliar as temperaturas da água sob condições ambientes, isto é, sem misturas de águas de diferentes fraturas induzidas pela presença do furo de sondagem, sendo indicativas do fluxo natural da água subterrânea. Dessa forma, as variações de temperatura detectadas pela sonda ALS permitem a definição de zonas hidrogeológicas no meio estudado.

As medidas coletadas através da perfilagem de ALS são apresentadas em diversos perfis, conforme o tipo de informação que fornecem (Figura 64):

• ALS Proc: curva normalizada das temperaturas medidas pela sonda;



Figura 64 – Resultados da perfilagem ALS: zonas hidrogeológicas e potencial de fluxo (coluna BH flow) das estruturas identificadas através de ATV e OPTV.

- Base cooling: mudanças de temperatura medidas durante o resfriamento, comparadas com a curva normalizada. Picos (anomalias) coincidentes em mais de um perfil são indicativos de estruturas com potencial de fluxo;
- TVP L: dados brutos coletados pela sonda (dados de recuperação);
- Th Dev: variação da temperatura ao redor de zero, calculada a partir da curva normalizada. A maior variação desta curva é um indicativo de que os sensores da sonda ALS estiveram próximos da fratura no momento da medida. Ressalta-se que os quatro sensores não necessariamente respondem a essa proximidade ao mesmo tempo, isto é, nem sempre todas as curvas variam ao mesmo tempo;
- T-vector: informações de direção da variação de temperatura;
- Nm DTH-TN: no caso da primeira curva de resfriamento, indica o lado do furo que estava mais aquecido; na segunda e na terceira curvas, pode fornecer informações importantes quanto à direção do fluxo de água uma vez que o sentido de fluxo da água subterrânea influencia a dissipação do calor gerado ao longo do furo no início do ensaio.

Foram identificadas 7 zonas hidrogeológicas no perfil de ALS (Figura 64, zonas em azul e amarelo; Tabela 12) considerando-se em especial os perfis T-vector. O primeiro trecho do furo, do nível do solo a 16.1m, não é considerado uma zona por estar dentro do revestimento metálico, de modo que não é possível obter uma resposta do meio.

Tabela 12. Relação das zonas hidrogeológicas identificadas através do ALS com material geológico e famílias de fraturas.

Zona hidrogeológica (ALS)			Matarial goalógical	Famílias da fraturas		
ID	Topo (m)	Base (m)	Material geologico	r annnas ue fraturas		
1	17.40	25.42	RAD/BGn	A, B		
2	25.42	28.78	BGn	В		
3	28.78	31.44	BGn/Peg	A, B		
4	31.44	34.14	BGn	A, B		
5	34.14	43.34	FGn/BGn	A, B		
6	43.34	47.38	FGn	Α		
7	47.38	50.0	FGn	A, B		

¹ Em ordem decrescente de abundância no intervalo.

As 7 zonas identificadas relacionam-se a algumas mudanças de material geológico, apresentando famílias de fraturas características nesses materiais (Tabela 12). É interessante observar ainda que as zonas não dependem exclusivamente de contatos geológicos (Tabela 12), indicando que, em termos hidrogeológicos, esses limites são graduais em relação ao material geológico, e não abruptos como previam os modelos conceituais prévios.

É possível ainda verificar a correlação de alguns dos picos do ALS com estruturas descritas através dos perfis de ATV e OPTV (Figura 64, coluna "BH flow"). Esta análise foi refinada de acordo com o grau de confiança na identificação de estruturas a partir dos perfis de resfriamento, isto é, aquelas mais facilmente identificáveis a partir das anomalias (picos) nas curvas de resfriamento. Desse modo, é possível assumir que as estruturas com maior grau de confiança serão as mais relevantes para o fluxo de água subterrânea, embora não seja possível fazer inferências quanto à transmissividade das fraturas identificadas através do perfil ALS sem informações adicionais de ensaios hidráulicos. Avaliando-se as fraturas identificadas através do perfil de ALS com observações de campo durante a perfuração do MP-01, as estruturas dos perfis de ATV e OPTV, e os resultados dos ensaios com obturadores, as fraturas do ALS foram classificadas em função de seu potencial de fluxo: indefinido, pouco, baixo, moderado e alto (Figura 64, coluna BH flow).

As estruturas que durante a sondagem ocasionaram maior perda de água, e que se são bastante visíveis nas perfilagens de ATV e OPTV, foram classificadas como alto potencial de fluxo (Figura 64). Por sua vez, aquelas que coincidiam com anomalias nos perfis de resfriamento do ALS e a estruturas do ATV/OPTV, foram classificadas como potencial moderado, embora as que se relacionassem a intervalos em que os ensaios com obturadores tenham indicado transmisividades hidráulicas da ordem de 1E-07 m²/s ou inferior tenham sido automaticamente classificadas com pouco potencial de fluxo. O termo baixo potencial de fluxo foi reservado às fraturas do ALS que, embora relacionáveis a outras estruturas, não correspondiam a anomalias bem definidas nos perfis de resfriamento. Por fim, foram classificadas como indefinidas as fraturas com menor grau de confiança de identificação e que não apresentavam uma relação tão clara com nenhum dos demais parâmetros avaliados.

Não se observa uma distribuição preferencial das estruturas identificadas através do perfil de ALS em profundidade, apenas que aquelas de baixo e moderado potencial de fluxo são as estruturas mais abundantes.

6.3.2. Zonas de entrada e saída de água nos poços 1501, 1502 e 1503

Os ensaios com *heatpulse flowmeter* (HPFM) permitem identificar entradas e saídas de água dentro de um poço, e auxiliam na tomada de decisão para a realização de outros ensaios hidráulicos. Entretanto, em muitos casos ocorre uma homogeinização das cargas hidráulicas de diferentes pontos ao longo do poço – a chamada "carga misturada" ou *blended head*, podendo dificultar a identificação das entradas e saídas de água do poço. Assim, realizaram-se também ensaios sob fluxo induzido (p.e. sob bombeamento), uma vez que o distúrbio hidráulico

provocado no meio permite identificar outras entradas e saídas de água que não seriam observáveis apenas sob fluxo natural.

No poço 1501, os ensaios com fluxo natural indicaram fluxo descendente entre 77.2m (base do revestimento) e 122m, ponto em que o fluxo de água era inferior ao limite de quantificação da sonda, de 0.1L/min (Tabela 13, Figura 65). O fluxo descendente no interior do revestimento (0 a 77.2m) é condizente com a entrada de água observada com a câmera de inspeção, previamente ao ensaio. As vazões medidas pelo HPFM sob fluxo natural indicam que as principais entradas de água estão nos intervalos de 83.5 a 89.0m e de 89.0 a 104.6m, e a principal saída de água, de 114.0 a 118.0m (Tabela 13).

Por sua vez, nos ensaios realizados sob fluxo induzido no poço 1501 (bombeamento a uma vazão de 2.7 a 2.9L/min), constatou-se uma redução significativa na vazão no ponto a 83.50 m, sugerindo que o trecho de 83.5 a 89.0 m fornece praticamente toda a água que estava sendo bombeada. Além disso, foram observadas entradas de água no intervalo de 104.0 a 114.0 m e de 122.0 a 127.0 m. As principais saídas identificadas estão entre 114 e 118 m, e entre 131.3 e 140 m (Figura 65, Tabela 13).

POÇO 1501 (base do revestimento a 77.2m)									
ENS	S SOB FLUXO	NATURAL	ENSAIOS SOB FLUXO INDUZIDO						
Prof. (m)	N¹	Vazão média (L/min) ²	Variação da vazão (L/min) ³	Prof. (m)	N ¹	Vazão média (L/min) ²	Variação da vazão (L/min) ³		
32.08	5	-0.33	0.33	-	-	-	-		
74.04	10	-0.21	0.12	75.98	4	3.00	3.00**		
78.02	4	-0.16	0.05	-	-	-	-		
83.56	5	-0.22	0.06	83.50	4	0.43	2.57		
88.99	10	-1.46	1.24	88.99	3	0.14	0.29		
104.62	7	-2.46	1.00	103.99	3	0.03	0.11		
109.52	5	-1.73	0.73	109.51	3	-0.74	0.77		
114.00	4	-2.55	0.82	113.98	4	-2.76	2.02		
118.01	7	-0.65	1.90	117.99	3	-0.19	2.57		
122.01	6	-0.01*	0.64	121.99	5	-0.82	0.62		
127.03	3	0.09	0.10	126.98	5	-2.71	1.89		
131.53	3	0.09	0.00	131.32	3	-2.34	0.37		
140.01	3	0.09	0.00	140.01	3	-0.06	2.28		

Tabela 13. Vazões medidas pelo HPFM para ensaios sob fluxo natural e induzido no poço 1501.

¹ Número de ensaios realizados com o HPFM em determinada profundidade, i.e., número de pulsos de calor disparados e medidos.

² Média aritmética das vazões medidas nos ensaios realizados em determinado ponto. Valores negativos indicam fluxo descendente; valores positivos, fluxo ascendente.

³ Diferença entre a vazão de um ponto e o anterior.

* Vazão abaixo do limite de quantificação inferior do equipamento.

** Vazão da bomba.

1.00: entrada principal de água no poço.

1.00: saída principal de água no poço.



Figura 65 – Ensaios com HPFM sob fluxo natural e induzido no poço 1501.

No poço 1502, todos os ensaios sob fluxo natural indicaram fluxo descendente. Observaram-se duas principais saídas de água, entre 105 e 121 m (Tabela 14, Figura 66). Há duas importantes entradas de água dentro do revestimento (de 0 a 72.5 m), entre 0 e 35 m e entre 35 e 72 m. Entre 73 e 105 m, a vazão está acima do limite superior da sonda, de 6 L/min (Tabela 14).

Os ensaios sob fluxo induzido (bombeamento de 2.7 a 2.9 L/min) permitiram aclarar as informações sobre o trecho de 73 a 105 m no caso do poço 1502 (Tabela 14). Foram identificadas duas novas entradas de água, entre 72 e 73.1 m (ainda dentro do revestimento) e entre 80.5 e 87.4 m. Em relação às saídas de água, além dos dois intervalos observados sob fluxo natural, identificaram-se também os trechos 87.4 a 94.0 m e 102.5 a 105.0 m (Tabela 14).

POÇO 1502 (base do revestimento a 72.5m)									
EN	S SOB FLUXO	NATURAL	ENSAIOS SOB FLUXO INDUZIDO						
Prof.	NT1	Vazão média	Variação da	Prof.	NT1	Vazão média	Variação da		
(m)	IN-	(L/min) ²	vazão (L/min) ³	(m)	IN-	$(L/min)^2$	vazão (L/min) ³		
35.01	3	-1.55	1.55	37.93	3	-3.09	3.09**		
-	-	-	-	55.01	3	-3.10	0.01		
72.01	3	-5.31	3.76	72.00	3	-2.60	0.50		
73.21	3	> -6***	-	73.16	4	-3.33	0.73		
80.5	4	> -6***	-	80.48	4	-2.94	0.40		
87.49	3	> -6***	-	87.39	3	-5.00	2.06		
93.98	3	> -6***	-	94.00	4	-4.03	0.97		
102.48	3	> -6***	-	102.50	4	-4.12	0.08		
104.99	3	> -6***	-	105.00	3	-3.31	0.81		
110.77	3	-4.72	> 1.3	111.00	3	-2.93	0.38		
120.99	3	-0.17	4.55	121.06	2	-0.04*	2.89		
122.99	3	-0.21	0.04	-	-	-	-		
126.55	3	-0.19	0.02	-	-	-	-		
134.51	3	-0.16	0.03	134.48	1	-0.06*	0.01		
137.00	3	-0.16	0.00	136.99	1	-0.06*	0.01		
141.08	3	-0.16	0.00	140.99	1	-0.06*	0.01		
148.99	3	-0.13	0.03	149.01	3	-0.06*	0.00		
156.00	3	-0.15	0.02	156.01	3	-0.05*	0.01		
160.01	3	-0.11	0.04	160.00	3	-0.04*	0.01		
162.51	3	-0.13	0.02	162.50	3	-0.05*	0.01		
171.01	3	-0.06*	0.00	170.99	3	0.03*	0.08		
178.51	3	-0.06*	0.00	178.50	2	0.00	0.04		
180.01	3	-0.01*	0.00	180.01	3	-0.04*	0.04		

Tabela 14. Vazões medidas pelo HPFM para ensaios sob fluxo natural e induzido no poço 1502.

¹ Número de ensaios realizados com o HPFM em determinada profundidade, i.e., número de pulsos de calor disparados e medidos.

² Média aritmética das vazões medidas nos ensaios realizados em determinado ponto. Valores negativos indicam fluxo descendente; valores positivos, fluxo ascendente.

³ Diferença entre a vazão de um ponto e o anterior.

* Vazão abaixo do limite de quantificação inferior do equipamento.

** Vazão da bomba.

*** Vazão acima do limite de quantificação superior do equipamento.

1.00: entrada principal de água no poço.

1.00: saída principal de água no poço.



Figura 66 – Ensaios com HPFM sob fluxo natural e induzido no poço 1502.

No poço 1503, por fim, sob condições naturais foram identificadas apenas uma entrada de água, entre 130.0 e 136.1 m, e uma saída, entre 220.5 e 226.0 m (Tabela 15, Figura 67). O fluxo era predominantemente descendente, embora com vazões bastante baixas. Por outro lado, os ensaios sob fluxo induzido nesse poço (bombeamento de 2.3 a 2.5 L/min) permitiram a identificação de diversas entradas de água: de 0 a 120 m (ainda dentro do revestimento); de 120.0 a 124.0 m; de 124.0 a 130.1 m; de 130.1 a 136.1 m (também identificada sob fluxo natural); 169.0 a 179.0 m; e de 220.7 a 226.0 m (identificada como saída de água sob fluxo natural, ou seja, houve uma inversão durante o bombeamento) (Figura 67, Tabela 15).

POÇO 1503 (revestimento a 121m)									
EN	SAIC	S SOB FLUXO	NATURAL	ENSAIOS SOB FLUXO INDUZIDO					
Prof.	N11	Vazão média	Variação da	Prof.	N1	Vazão média	Variação da		
(m)	11-	(L/min) ²	vazão (L/min) ³	(m)	IN-	(L/min) ²	vazão (L/min) ³		
35.01	1	-0.04	0						
120.00	3	-0.04*	0.00	120.05	14	2.22**	2.20		
122.41	4	0.07*	0.10						
124.01	3	-0.21	0.30						
124.03	7	-0.57	0.40	124.05	3	1.13	1.10		
125.46	3	-0.29	0.30						
130.00	6	-0.32	0.00	130.09	3	0.74	0.40		
136.13	6	-1.24	0.90	136.07	3	0.58	0.20		
152.01	7	-0.84	0.40	152.00	5	0.56	0.00		
169.00	11	-1.07	0.20	169.01	7	0.52	0.00		
179.01	8	-1.02	0.10	179.00	6	0.37	0.20		
191.70	6	-1.56	0.50	191.73	5	0.27	0.10		
201.07	3	-1.09	0.50	201.44	5	0.33	0.10		
208.00	3	-0.87	0.20	208.01	3	0.31	0.00		
213.01	5	-1.24	0.40	213.21	4	0.3	0.00		
220.50	3	-1.19	0.10	220.68	4	0.28	0.00		
226.01	3	-0.08*	1.10	226.03	3	0.03*	0.20		
230.03	3	-0.09*	0.00						
240.06	5	-0.01*	0.10	240.03	3	0.03*	0.00		
252.04	3	0.15	0.20	252.00	3	0.02*	0.00		

Tabela 15. Vazões medidas pelo HPFM para ensaios sob fluxo natural e induzido no poço 1503.

¹ Número de ensaios realizados com o HPFM, i.e., número de pulsos de calor disparados e medidos.

² Média aritmética das vazões medidas nos ensaios realizados em determinado ponto. Valores negativos indicam fluxo descendente; valores positivos, fluxo ascendente.

³ Diferença entre a vazão de um ponto e o anterior.

* Vazão abaixo do limite de quantificação inferior do equipamento.

** Vazão da bomba.

1.00: entrada principal de água no poço.

1.00: saída principal de água no poço.



Figura 67-Ensaios com HPFM sob fluxo natural e induzido no poço 1503.

Dessa forma, através da comparação entre os ensaios sob fluxo natural e induzido nos três poços (Tabelas 13 a 15 e Figuras 65 a 67), foi possível determinar a localização das principais fraturas responsáveis pelo fluxo de água subterrânea em cada um dos casos (Tabela 16). Tais informações serviram como base para a realização de ensaios hidráulicos com obturadores nesses poços.

POÇO	Prof. principais entradas de água (m)	Famílias de fraturas relacionadas	Prof. principais saídas de água (m)	Famílias de fraturas relacionadas
	83.5 a 89.0	A, C		
1501	89.0 a 104.6	С	114.0 a 118.0	-
1501	104.0 a 114.0	С	131.3 a 140	А
	122.0 a 127.0	A, C		
			87.4 a 94.0	А
1502	80.5 a 87.4		102.5 a 105.0	-
1302		-	105 a 110.8	А
			110.8 a 121	А
	120.0 a 124.0	А		
1502	124 a 130.1	А	220 5 0 226 0	C
1505	130.1 a 136.1	А	220.3 a 220.0	C
	169.0 a 179.0	С		

Tabela 16. Famílias de fraturas e principais entradas e saídas de água nos poços 1501, 1502 e 1503.

6.3.3. Condutividade hidráulica no aquífero raso

Condutividade hidráulica relativa

O uso do DPIL é bastante interessante para balizar a instalação de um sistema multinível de monitoramento nas camadas do manto de alteração em função de sua condutividade hidráulica relativa, em especial quando não há outras informações disponíveis. Entretanto, vale apontar a limitação da sonda na presença de materiais muito competentes: um veio centimétrico de quartzo no solo de alteração apresentou-se como impenetrável ao DPIL, interrompendo a perfilagem em 9 m.

A curva de calibração do DPIL para obtenção da Eq. 12 foi calculada em campo (Figura 68), variando-se a vazão e a pressão de injeção com o equipamento em superfície para cálculo da resistência do tubo.

Na curva da condutividade hidráulica relativa em profundidade (Figura 69), observase uma variação vertical desse parâmetro, com valores mais elevados nas porções mais superficiais do perfil em relação a porção basal, com exceção do pico registrado a 9 m. Dados de condutividade hidráulica obtidos através de ensaios de slug e bail em poços convencionais (Servmar, 2013) indicam uma tendência de redução desse parâmetro após um pico a 10.2 m: entre as profundidades de 8.8 e 14.2 m, a condutividade hidráulica passa de 1.1E-04 para 1.45E-05 cm/s (Servmar, 2013).



Figura 68 – Curva de calibração de campo para cálculo da resistência do tubo do DPIL.



Figura 69 – Perfilagem vertical com DPIL, para obtenção da condutividade hidráulica horizontal relativa Kr a diferentes vazões Q.

Houve grande dificuldade de penetração da ponteira do DPIL no subsolo a 9 m de profundidade, o que foi inicialmente interpretado como uma fonte de erro de leitura. Outra possibilidade seria que essa elevação no valor relativo de condutividade hidráulica seja um reflexo da litologia da RAM, e a dificuldade de penetração apenas indicativa da presença de veio de quartzo nesse ponto, seguindo a descrição do furo MP-01.

Os dados do DPIL serviram, essencialmente, para balizar as profundidades de interesse para a instalação do poço multinível CMT, em conjunto com as informações geológicas coletadas através da análise de testemunhos de rocha.

Ensaios hidráulicos em poços convencionais

As variações de condutividade hidráulica entre os depósitos aluvionares, o solo de alteração e RAM são também observadas nos dados apresentados por Servmar (2018). Foram realizados ensaios de slug em poços de monitoramento convencionais (Figura 70) e calculados valores de condutividade hidráulica (Servmar, 2013), a partir dos quais se obteve a transmissividade para esses materiais geológicos (Tabela 17). As unidades aquíferas foram aqui reinterpretadas a partir dos perfis construtivos dos poços (apresentados em Servmar, 2018) e da descrição dos materiais geológicos apresentadas no subitem 6.1 (Figura 70). Além disso, dado que a maioria dos poços ensaiados não intercepta totalmente as camadas aquíferas, foram considerados dois possíveis valores de espessura b para o cálculo da transmissividade (Tabela 17): (i) equivalente à espessura da seção filtrante, e (ii) equivalente à espessura do material geológico interceptado pelo poço e do qual se estaria drenando água.

Transmissividade (m²/s)¹	SedAl/SA ² (n=16) K _{média} =1.10E-05m/s		S. (n: K _{média} =8.0	A ³ =7) 05E-06m/s	SA/RAM^{4} (n=5) K _{média} =5.59E-07m/s		
	b _{filtrante}	b _{mgeológico}	b _{filtrante}	b _{mgeológico}	b _{filtrante}	b _{mgeológico}	
Média	2.73E-05	2.59E-05	1.32E-05	3.46E-05	9.28E-07	4.22E-06	
Média ponderada ⁵	2.75E-05	2.28E-05	1.47E-05	3.94E-05	8.60E-07	4.28E-06	
Média geométrica ⁶	1.29E-05	1.50E-05	5.31E-06	1.38E-05	5.53E-07	2.19E-06	
Máxima	1.30E-04	7.34E-05	5.20E-05	1.50E-04	1.98E-06	8.18E-06	
Mediana	9.12E-06	1.95E-05	4.87E-06	1.22E-05	1.06E-06	4.09E-06	
Mínima	9.27E-07	1.29E-06	1.11E-06	1.74E-06	6.49E-08	3.24E-07	

Tabela 17. Transmissividades médias (m²/s) obtidas a partir de testes de slug em poços de monitoramento convencionais.

¹ Calculada através do produto entre a condutividade hidráulica obtida nos testes de slug e a espessura b ou da seção filtrante (b_{sfiltrante}) ou do material geológico do qual o poço estaria drenando água (b_{mgeológico}).

² SedAl/SA: consideram-se em conjunto sedimentos aluvionares e solo de alteração.

³ SA: solo de alteração.

⁴ SA/RAM: consideram-se em conjunto solo de alteração e rocha alterada mole.

⁵ Média ponderada = razão da soma dos produtos entre as transmissividades T e as espessuras b, e a soma das espessuras b.

⁶ Média geométrica = produto das transmisividades T elevado ao inverso do número de pontos n no conjunto.



Figura 70 – Localização em planta dos poços convencionais com e sem informações de condutividade hidráulica, e material geológico interceptado pelas seções filtrantes. A posição do poço tubular profundo e dos multiníveis Westbay e CMT também é indicada.

Observam-se valores consistentes entre as médias calculadas com os diferentes valores de b (Tabela 17). Os valores próximos de transmissividade do solo de alteração (SA) e dos trechos com sedimentos aluvionares e SA (SedAl/SA) sugere: (i) influência do SA sobre o trecho combinado, e (ii) continuidade da ordem de grandeza dos valores de T entre essas duas camadas, conforme sugerido pelos ensaios com DPIL (Figura 69). Além disso, observa-se uma redução na transmissividade em profundidade, na transição do SA para a rocha alterada mole (RAM), em concordância com o apontado pelos dados de condutividade hidráulica relativa do DPIL (Tabela 17 e Figura 69).

Em função da disponibilidade de dados de poços convencionais no terreno em que foram instalados os poços CMT e Westbay (Figura 70), é possível estimar a vazão de água que flui entre as camadas mais rasas do aquífero: (i) entre a unidade de sedimentos aluvionares (SedAl) e de solo de alteração (SA); (ii) lateralmente dentro da unidade de solo de alteração (SA). É relevante informar que esse fluxo lateral no SA ocorre de nordeste para sudoeste (Figura 70) (Damasio, 2018). Os cálculos são realizados através da lei de Darcy (Eq. 17).

$$Q = K \frac{\Delta H}{\Delta L} A$$
{Eq. 17}

onde: Q [L³/T] é a vazão de água no meio poroso; K [L/T] é a condutividade hidráulica do meio; Δ H [L/L] é a variação de carga hidráulica; Δ L [L] é a distância em que ocorre a variação de carga hidráulica, observada no eixo paralelo ao fluxo; A [L²] é a área da seção transversal ao fluxo.

No primeiro caso, da vazão do SedAl para o SA, considera-se o fluxo vertical descendente do SedAl para o SA. Uma vez que os sedimentos aluvionares recobrem o terreno, foram elaborados mapas de espessura do meio poroso saturado (espessura de sedimento saturado) para duas datas: 13 de junho de 2010, e 04 de dezembro de 2017 (Damasio, 2018), representativos do período seco e chuvoso, respectivamente. Observa-se que, em média, a espessura total de sedimentos saturados varia, em ambos os mapas, de 7 m nas porções mais espessas a -0.5 m, indicando que em algumas porções o nível d'água encontra-se mais profundo do que a camada de SedAl, isto é, que a porção aluvionar está seca. A espessura média da camada de sedimentos saturados foi calculada através do *software* Surfer®, tendo sido obtido o valor de 3.39 m (Damasio, 2018). A variação média das cargas hidráulicas Δ H foi calculada no mesmo programa, resultando em 0.20 m (Damasio, 2018). A condutividade hidráulica média foi anteriormente apresentada na Tabela 17, calculada em 1.1E-05 m/s. Dessa forma, aplicando-

se esses valores na Eq. 17, obtém-se uma vazão dos SedAl para o SA aproximadamente igual a 2.33 m³/h.

No segundo caso, da vazão de água que passa horizontalmente pelo SA, considerouse a área seção transversal da planta do terreno, isto é, o comprimento lateral do terreno (de 100 m) multiplicado pela espessura média do SA. Esta foi calculada também através da interpolação de dados no Surfer®; observou-se que a espessura da camada varia de 11.5 m nas porções mais espessas a 3.0 m nas mais delgadas, com média de 6.43 m na área considerada (Damasio, 2018). A variação de carga hidráulica Δ H média obtida foi de 2.0 m, sobre o comprimento Δ L total do terreno de 100 m (Damasio, 2018). Para a condutividade hidráulica média do SA apresentada na Tabela 17, de 8.05E-06 m/s, obtém-se uma vazão de 3.73E-01m³/h.

6.3.4. Transmissividade do aquífero cristalino

A realização de ensaios hidráulicos com obturadores permite obter parâmetros hidráulicos de forma precisa. No caso do aquífero cristalino da área de estudo, a perfuração MP-01 e os três poços tubulares abertos em rocha (1501, 1502 e 1503) possibilitaram a execução desses ensaios, a fim de se calcular a transmissividade para intervalos discretos. Os cálculos envolvidos para cada tipo de ensaio (slug, bail e carga constante) foram apresentados no subitem 5.7, os quais foram aplicados a cada um dos ensaios realizados. A seguir, são discutidos os resultados dos ensaios realizados no furo MP-01 (Tabela 18) e nos poços 1501, 1502 e 1503 (Tabela 19).

Para cada intervalo ensaiado são apresentadas as seguintes informações (Tabelas 18 e 19): topo, base e comprimento do intervalo; número de fraturas identificadas através do perfil de ATV e do testemunho; material geológico; famílias de fraturas; transmissividade média do intervalo (média da transmissividade T dos ensaios); raio de influência dos ensaios (r0). Além disso, para cada tipo de ensaio realizado em um intervalo, são apresentados (Tabelas 18 e 19): transmissividade média por tipo de ensaio, condutividade hidráulica correspondente, e grau de confiança desses cálculos (R²).

No caso do MP-01, foram realizados ensaios hidráulicos com obturadores em diversos intervalos em furo aberto (isto é, antes da instalação do Westbay), sendo que em apenas 22 deles foi possível obter valores de transmissividade hidráulica (Tabela 18, Figura 71). Nos trechos em que os testes de slug indicaram transmissividades muito baixas, conforme constatado através de longos intervalos de tempo de recuperação da pressão no trecho ensaiado, outros testes não foram conduzidos porque não acrescentariam nenhuma informação a essas zonas pouquíssimo transmissíveis.

ID	Topo (m)	Base (m)	Comp. intervalo (m)	Nº fraturas (ATV, OPTV)	Nº fraturas (testemunho)	Material geológico	Famílias de fraturas	T média	ro	Teste de carga constante			Teste de bail				Teste de slug			
								(m²/s)		n¹	T ²	K ³	n¹	T ²	K ³	R ² (média) ⁴	n1	T ²	K ³	R ² (média) ⁴
1	16.06	17.87	1.81	0	8	RAD	-	7.0E-07	3				3	7.0E-07	3.9E-07	0.92				
2	20.00	21.50	1.50	8	14	RAD	В	2.7E-06	3								1	2.7E-06	1.8E-06	0.97
3	22.40	23.97	1.57	16	17	RAD	A, B	8.9E-06	3	6	2.1E-05	1.4E-05	3	2.6E-06	1.6E-06	0.98	3	2.6E-06	1.7E-06	0.98
4	23.92	25.49	1.57	10	11	RAD/BGn	А	9.0E-06	3	6	1.8E-05	1.2E-05	3	4.3E-06	2.7E-06	0.98	3	4.2E-06	2.7E-06	0.97
5	25.59	27.16	1.57	4	10	BGn	В	3.3E-08	3				1	3.3E-08	2.1E-08	0.92				
6	27.16	28.73	1.57	4	7	BGn	В	1.1E-06	3				1	1.1E-06	7.1E-07	0.70				
7	28.73	30.30	1.57	5	9	Peg/BGn	A, B	1.9E-06	3				1	1.9E-06	1.2E-06	0.67				
8	30.30	31.87	1.57	5	15	BGn	A, B	2.6E-06	3				1	2.6E-06	1.7E-06	0.99				
9	33.44	35.01	1.57	11	9	BGn	A, B	1.2E-06	3				1	1.2E-06	7.9E-07	0.94				
10	35.01	36.58	1.57	6	6	FGn	A, B	1.4E-06	3				1	1.4E-06	8.7E-07	0.86				
11	36.58	38.15	1.57	7	6	FGn	А	1.2E-06	3				1	1.2E-06	7.9E-07	0.81				
12	38.50	40.07	1.57	7	8	FGn	A, B	1.1E-03	30	6	9.1E-04	5.8E-04	3	1.4E-03	8.8E-04	0.74	3	1.1E-03	6.9E-04	0.74
13	40.07	41.64	1.57	8	6	FGn	A, B	1.0E-05	3	10	2.3E-05	1.5E-05	4	4.0E-06	2.5E-06	0.99	3	4.0E-06	2.5E-06	0.99
14	42.50	44.07	1.57	3	11	FGn	А	2.5E-06	3				1	2.5E-06	1.6E-06	0.70				
15	44.40	45.97	1.57	8	18	FGn	А	3.7E-05	30	9	4.2E-05	2.7E-05	4	3.5E-05	2.2E-05	0.99	2	3.4E-05	2.2E-05	0.98
16	46.40	47.97	1.57	2	4	FGn	A, B	7.1E-06	3	5	1.5E-05	9.4E-06	3	3.1E-06	2.0E-06	1.00	3	3.5E-06	2.2E-06	0.98
17	48.60	50.17	1.57	7	16	FGn	A, B	3.5E-06	3				1	3.5E-06	2.2E-06	0.60				
18	49.30	50.87	1.57	6	14	FGn	A, B	7.1E-05	30								1	7.1E-05	4.5E-05	0.99
19	52.70	54.27	1.57	6	6	FGn	-	8.3E-05	30				2	8.3E-05	5.3E-05	0.94				
20	53.75	55.32	1.57	11	3	FGn/Peg	A, B	2.9E-04	30	8	5.3E-05	3.4E-05	1	5.1E-04	3.2E-04	0.97	1	3.1E-04	2.0E-04	0.90
21	54.34	55.91	1.57	10	6	FGn/Peg/Bgn	A, B	1.9E-04	30	5	2.1E-04	1.4E-04	4	1.9E-04	1.2E-04	0.99	3	1.8E-04	1.1E-04	0.86
22	55.95	57.52	1.57	14	3	FGn/Peg/Bgn	A, B	4.6E-04	30	4	6.6E-04	4.2E-04	4	3.4E-04	2.2E-04	0.94	1	3.9E-04	2.5E-04	0.91

Tabela 18. Ensaios realizados com obturadores em cada intervalo do MP-01.

¹ n: número de ensaios de determinado tipo realizados no intervalo.

² T: transmissividade média em m²/s, calculada a partir dos ensaios de determinado tipo realizados em um intervalo.

³ K: condutividade hidráulica média em m/s, calculada a partir dos ensaios de determinado tipo realizados em um intervalo.

⁴ R²: confiança na obtenção do valor de T, calculada como média dos valores de R² do gráfico de ln(dH/dH₀) em função do tempo para cada um dos ensaios de determinado tipo realizados em um intervalo.

Células em cinza indicam valores não calculados devido a respostas com ruído durante o ensaio ou a não realização do ensaio.

-: não foram identificadas fraturas correspondentes às famílias (A, B) no referido intervalo.

Poço	ID	Topo (m)	Base (m)	Comp. intervalo (m)	Fraturas (ATV)	Material geológico	Famílias de fraturas	Sentido de fluxo (HPFM)	T média	ro	Teste de carga constante			Teste de slug			
			(111)						(11175)		n¹	T ²	K ³	n¹	T ²	K ³	R ² (méd.) ⁴
1501	1	76.85	78.59	1.74	0	BGn	-	Descendente	8.28E-06	3	7	8.28E-06	4.8E-06				
1501	2	92.78	94.52	1.74	7	BGn	С	Descendente	3.33E-05	30				2	3.33E-05	1.9E-05	0.92
1501	3	109.73	111.47	1.74	1	BGn	-	Descendente	9.96E-05	30	8	2.92E-07	1.7E-07	3	1.99E-04	1.1E-04	0.91
1502	1	72.00	74.00	2.00	0	BGn	-	Descendente	3.06E-05	30				1	3.06E-05	1.5E-05	0.98
1503	1	132.90	134.90	2.00	2	BGn	А	Descendente	3.90E-07	3				1	3.90E-07	1.9E-07	0.90
1503	2	188.30	190.30	2.00	0	BGn	С	Descendente	2.56E-06	3				2	2.56E-06	1.3E-06	0.90
1503	3	205.00	207.00	2.00	2	BGn	A, C	Descendente	2.81E-05	30				2	2.81E-05	1.4E-05	0.88
1503	4	208.50	210.50	2.00	5	BGn	С	Descendente	5.23E-06	3				2	5.23E-06	2.6E-06	0.91
1503	5	221.00	223.00	2.00	5	BGn	С	Descendente	2.12E-05	30				1	2.12E-05	1.1E-05	0.99
1503	6	228.00	257.00	29.00	32	BGn	A, C	Descendente	7.80E-07	3				1	7.80E-07	2.7E-08	0.93

Tabela 19. Ensaios realizados com obturadores em cada intervalo dos poços 1501, 1502 e 1503.

¹ n: número de ensaios de determinado tipo realizados no intervalo.

² T: transmissividade média em m²/s, calculada a partir dos ensaios de determinado tipo realizados em um intervalo.

³ K: condutividade hidráulica média em m/s, calculada a partir dos ensaios de determinado tipo realizados em um intervalo.

⁴ R²: confiança na obtenção do valor de T, calculada como média dos valores de R² do gráfico de ln(dH/dH₀) em função do tempo para cada um dos ensaios de determinado tipo realizados em um intervalo.

Células em cinza indicam valores não calculados devido a respostas com ruído durante o ensaio ou a não realização do ensaio.

-: não foram identificadas fraturas correspondentes às famílias (A, C) no referido intervalo.



Figura 71 – Perfis obtidos no furo MP-01: calibre, materiais geológicos, transmissividade média por intervalo (m²/s), estruturas em ATV+OPTV e em testemunhos de sondagem.

Nos intervalos em que foi possível realizar mais de um tipo de ensaio, observa-se uma congruência dos valores de transmissividade obtidos através dos ensaios de slug e bail (Tabela 18). Por outro lado, apenas 1/3 dos dados obtidos nos ensaios de carga constante estão de acordo com esses valores, sendo que nos demais casos, os valores de T variam em até uma ordem de grandeza para mais ou para menos entre os ensaios de carga constate e slug/bail.

Observa-se que os valores de transmissividade obtidos (Tabela 18) são da ordem de 1E-07 a 1E-06 m²/s na rocha alterada dura (RAD) e de 1E-08 a 1E-04 m²/s na rocha sã (RS). Esse amplo intervalo observado na RS pode ser atribuído à distribuição das famílias de fraturas em cada litotipo, uma vez que é através delas onde ocorre o fluxo principal da água subterrânea nas rochas sãs da área de estudo.

Em profundidade, observa-se uma redução da transmissividade ao se passar do solo de alteração (SA) para a rocha alterada mole (RAM) (Tabela 18, Figuras 71 e 72). Há um aumento significativo desta propriedade hidráulica na interface RAM/RAD, com uma nova redução ao se entrar na rocha sã do gnaisse bandado (BGn) (Tabela 18, Figuras 71 e 72). Entre 28 e 38 m, a transmissividade varia menos de uma ordem de grandeza, independentemente do litotipo observado (Tabela 18, Figuras 71 e 72).

Aos 39 m, no gnaisse fino (FGn), ocorre um aumento significativo na transmissividade, atribuído a uma fratura de alto ângulo interceptada pela sondagem MP-01 nessa profundidade (Figura 71). Entre 40 e 53.5m, ainda no FGn, a flutuação dos valores de transmissividade é aproximadamente constante em torno de uma ordem de grandeza (Figuras 71 e 72). Por fim, observa-se uma mudança nos últimos 5m do furo, provavelmente devido à alternância decimétrica entre os três litotipos – gnaisses bandado e fino, e pegmatito (FGn, BGn e Peg, respectivamente).

Conforme mencionado anteriormente, a variação da transmissividade na rocha sã está possivelmente relacionada às famílias de fraturas predominantes em cada litotipo (Tabela 18). Nos intervalos em que ocorre apenas a família B (N064/27), observa-se a menor transmissividade média, de 1.3E-06 m²/s, seguido pelos trechos com a família A (sub-horizontal), com 1.2E-05 m²/s, e com ambas as famílias, com 1.7E-04 m²/s. É interessante notar que a combinação de famílias de fraturas tende a favorecer a capacidade do meio fraturado de transmitir água, reforçando a importância das fraturas na determinação da transmissividade na rocha sã.


Figura 72 – Transmissividade média em profundidade no MP-01 (15 a 60m) e em poços convencionais próximos (0 a 15m), em função do material litológico do trecho ensaiado.

Em relação aos poços 1501, 1502 e 1503, foram realizados apenas ensaios de slug e de carga constante (Tabela 19; Figura 73).

No caso do poço 1501, observa-se pequena variação da transmissividade no BGn, de cerca de uma ordem de grandeza (Tabela 19). Por outro lado, assim como observado no furo MP-01, não houve congruência dos valores calculados pelos ensaios de slug e de carga constante para um mesmo intervalo. A família de fraturas C (N000-035/37-49) apresenta transmissividade média de 3.3E-05 m²/s.



Figura 73 – Perfis obtidos nos poços 1501, 1502 e 1503: calibre, materiais geológicos, transmissividade média por intervalo (m²/s), e estruturas em ATV.

No poço 1502 obteve-se a transmissividade em apenas um ponto, também no BGn, de 3.2E-05 m²/s, da mesma ordem de grandeza dos valores obtidos para o poço 1501. Não obstante, esse valor é superior aos obtidos no MP-01 para o mesmo litotipo.

Finalmente, no poço 1503 observou-se uma maior variação da transmissividade, em até duas ordens de grandeza, de 3.9E-07 a 2.8E-05 m²/s, com alternância de trechos mais e menos transmissivos em profundidade (Tabela 19, Figura 73). Essa grande variação de transmissividade no BGn já havia sido observada no MP-01 (Tabela 18, Figura 72). Por fim, a família de fraturas C apresenta transmissividade média de 9.7E-06 m²/s, superior à família A observada nesse poço, de 3.9E-7 m²/s (Tabela 19). Ressalta-se que esses valores são inferiores aos observados para as famílias A e C no furo MP-01 e no poço 1501.

A partir dos valores de transmissividade calculados (Tabelas 18 e 19) e da Lei Cúbica (Eq.1), foram calculados os valores médios de abertura hidráulica para as fraturas identificadas através das perfilagens nos intervalos ensaiados com obturadores no MP-01 (Figura 74) e nos poços 1501 e 1503 (Figura 75). No MP-01, as aberturas hidráulicas calculadas variam de 2 a 58 μ m, com valores acima de 10 μ m a partir de 40 m de profundidade (Figura 74). No caso do poço 1501, as aberturas hidráulicas variam de 18 a 35 μ m, enquanto no poço 1503, de 6 a 26 μ m (Figura 75).



Figura 74 – Abertura hidráulica média de fraturas no MP-01.



Figura 75 – Abertura hidráulica média de fraturas nos poços 1501 e 1503.

6.3.5. Design dos poços multiníveis

A instalação de sistemas multiníveis se justifica pela necessidade de monitoramento contínuo de um aquífero contaminado em relação à qualidade da água subterrânea, entradas e saídas de água nas fraturas e seu comportamento hidráulico no tempo. É relevante apontar que, independentemente do sistema escolhido, é imprescindível que as fraturas mais condutivas sejam bem isoladas uma da outra, a fim de evitar a contaminação cruzada através da própria perfuração.

O poço tipo CMT foi instalado na profundidade prevista, de 14.5m, com 7 portas de monitoramento (Figura 76, Tabela 20). As seções filtrantes são isoladas umas das outras por camadas de bentonita.

Em relação ao poço tipo Westbay, uma filmagem do furo foi realizada previamente à sua instalação, para a verificação de suas condições, durante a qual se constatou o acúmulo de material no fundo do furo (desmoronamento da parede). Isso tornou o furo cerca de 1 m mais raso do que o inicialmente perfurado, adaptando-se o design original do sistema Westbay para a nova profundidade de 59 m (Figura 76; Tabela 21).

O poço MP-01 (Westbay) possui diâmetro interno de 1.5", com 16 portas de monitoramento, utilizadas para um detalhado mapeamento vertical de carga hidráulica e de concentração de compostos de interesse ao longo do tempo, e 6 portas de bombeamento, que poderão ser utilizadas para realização de ensaios hidráulicos no futuro.



Figura 76 – Perfis construtivos dos poços CMT e Westbay (MP-01) e comparação com litologia, estruturas e transmisividades calculadas.

Poço	Profundidada da norta (m)	Seção filt	rante (m)	Pré-filtro (m)		Ø conol (nol.)	
	Troiunuluaue da porta (ili)	Торо	Base	Торо	Base	Ø Callal (pol.)	
CMT-01	2.30	2.27	2.34	2.10	2.40	0.4"	
CMT-02	3.70	3.67	3.74	3.50	3.90	0.4"	
CMT-03	6.20	6.17	6.24	6.00	6.40	0.4"	
CMT-04	8.80	8.77	8.84	8.60	9.00	0.4"	
CMT-05	10.20	10.17	10.24	10.00	10.40	0.4"	
CMT-06	12.20	12.17	12.24	12.00	12.40	0.4"	
CMT-07	14.50	14.49	14.50	14.30	14.80	3/8"	

Tabela 20. Características construtivas do poço de monitoramento CMT.

Tabela 21. Características construtivas do poço de monitoramento Westbay.

N ¹⁰ gono	N⁰ da	Prof.	Prof. PB	Prof.	Topo da	Base da	
N° zona	PM	PM (m)	(m)	CM (m)	zona (m)	zona (m)	
15	WB16	15.3	-	-	15.1	18.1	
15	WB15	16.8	-	-	15.1	18.1	
14	WB14	19.2	-	-	19.0	20.3	
13	WB13	22.6	21.4	22.0	21.2	23.0	
12	WB12	24.1	-	-	23.9	26.0	
11	WB11	27.2	-	-	26.9	29.4	
10	WB10	30.5	-	-	30.3	32.4	
9	WB9	35.1	33.6	34.2	33.3	35.5	
8	WB8	36.6	-	-	36.4	38.2	
7	WB7	40.0	39.4	39.7	39.1	40.4	
6	WB6	41.5	-	-	41.3	43.1	
5	WB5	44.8	44.2	44.5	44.0	45.3	
4	WB4	46.4	-	-	46.1	48.3	
3	WB3	50.9	49.4	50.0	49.2	52.0	
2	WB2	54.0	53.1	53.7	52.9	54.9	
1	WB1	55.5	-	-	55.3	59.1	

PM: porta de monitoramento

PB: porta de bombeamento

CM: colar magnético de localização de profundidade

As seções de monitoramento do Westbay são isoladas umas das outras a partir do uso de obturadores dedicados de 0.90 m, evitando eventual contaminação cruzada. Foram instalados ainda colares magnéticos de localização a 0.3 m abaixo das portas de bombeamento nas profundidades de 39.7 m e 44.5 m, e 0.6 m abaixo das conexões das portas de bombeamento nas profundidades de 22 m, 34.2 m, 50 m e 53.7 m.

6.3.6. Cargas e gradientes hidráulicos dos sistemas multiníveis

Desde sua instalação em junho/julho de 2016 até dezembro de 2018, as cargas hidráulicas dos poços Westbay (WB) e CMT foram monitoradas periodicamente. A partir desses dados, foram calculados os gradientes hidráulicos entre um ponto de medição e o

seguinte, isto é, a razão entre a diferença de carga hidráulica de dois intervalos consecutivos e o comprimento do selo entre esses dois intervalos (Meyer et al., 2008). Os gradientes hidráulicos permitem avaliar as direções de fluxo da água subterrânea, informação crucial para a elaboração de todo modelo conceitual de aquífero. Neste trabalho, foi adotado para os cálculos o sentido do topo para a base, de modo que os valores positivos de gradiente indicam fluxo ascendente de água subterrânea, e os negativos, fluxo descendente.

No caso do Westbay, o fabricante informou que, embora a MAGI tenha precisão nominal de 10% da capacidade do equipamento (250psi), isto é, precisão de 25psi ou 17cm de coluna d'água, a sonda pode funcionar até quatro vezes melhor, ou seja, a precisão pode chegar a 6.25 psi ou 4.39 cm de coluna d'água. Este valor mais otimista foi adotado para o tratamento dos dados de carga hidráulica, de forma que quaisquer gradientes calculados entre -0.04 e 0.04 são interpretados como indicativos de fluxo vertical insignificante, caracterizando um trecho em que poderia predominar o fluxo horizontal da água subterrânea.

As medidas mais representativas de gradientes hidráulicos do CMT e do WB são apresentadas na Figura 77 (as demais são apresentadas no Apêndice VIII, para cada trecho calculado). Observa-se que no solo de alteração (até o veio de quartzo) predomina o fluxo horizontal, uma vez que os gradientes hidráulicos verticais são pouco expressivos (Figura 77, retângulo amarelo entre 4 e 9 m). Abaixo do veio, o fluxo passa a ser preferencialmente descendente no solo de alteração e na RAM. Por sua vez, na maior porção do Westbay (entre 18 e 42 m, englobando a RAD e a RS) os valores de gradientes verticais indicam predominância do fluxo descendente (Figura 77, retângulo azul). A direção principal de fluxo volta a ser horizontal dos 42 aos 53 m. Entre as duas últimas portas, observa-se fluxo vertical ascendente (Figura 77, retângulo rosa).

Analisando o comportamento dos gradientes hidráulicos entre cada zona de monitoramento ao longo do tempo (Figura 77, Apêndice VIII), é possível fazer as seguintes observações:

- CMT1-CMT2: predomínio do fluxo descendente, com alguns momentos de fluxo horizontal;
- CMT2-CMT3: fluxo essencialmente horizontal. Foram constatadas apenas duas medidas de fluxo descendente logo após a instalação do poço (maio e junho de 2016);
- CMT3-CMT4: fluxo essencialmente horizontal. Observam-se apenas dois momentos de fluxo descendente logo após a instalação do poço (maio e de junho de 2016);



Figura 77 – Gradientes verticais representativos nos poços multiníveis CMT e Westbay.

- CMT4-CMT5: fluxo essencialmente horizontal. Há um ponto anômalo negativo (de fluxo descendente) logo antes da instalação do WB, na época em que o liner foi retirado da perfuração MP-01;
- CMT5-CMT6: fluxo descendente, com pequena variação do gradiente. Pontos anômalos não se relacionam com nenhuma outra atividade realizada neste projeto;
- CMT6-CMT7: fluxo descendente, bastante variável nas primeiras medidas;
- CMT7-WB16 e CMT7-WB15: fluxo preferencialmente ascendente. Entretanto, o fato de parte da zona de monitoramento das portas WB-16 e WB-15 (15.1 a 18.1m) estar dentro do revestimento metálico (0 a 16.1m) levanta dúvidas sobre o real sentido de fluxo entre estas primeiras portas do Westbay e a última do CMT. Por outro lado, ao comparar o gradiente entre as portas CMT-7 e WB-14, o fluxo é predominantemente horizontal;
- WB16-WB15: não são comparados por estarem na mesma zona de monitoramento;
- WB15- WB 14, WB14- WB 13, WB13- WB 12 e WB12- WB 11: fluxo descendente;
- WB11- WB 10: fluxo essencialmente horizontal;
- WB10-9: fluxo variando entre descendente e horizontal;
- WB9- WB8: fluxo bastante variável, possivelmente devido à baixa transmissividade da zona WB8 (característica observada também durante as amostragens), de modo que o meio demora mais tempo para responder a alterações de carga hidráulica;
- WB8- WB7: fluxo predominantemente descendente, com algumas flutuações;
- WB7- WB6: fluxo predominantemente horizontal até o início de 2017, depois passa a ser descendente sem indícios do motivo dessa alteração;
- WB6-WB5: fluxo predominantemente ascendente;
- WB5-WB4: fluxo horizontal até abril 2018, quando passa a ser predominantemente descendente;
- WB4-WB3: baixo fluxo ascendente, no limiar do fluxo horizontal;
- WB3-WB2: fluxo muito variável até agosto de 2017, depois, predomina o fluxo descendente;
- WB2-WB1: bastante variável. Apresentou fluxo ascendente no primeiro mês de monitoramento, passando os 8 meses seguintes como descendente, e enfim mudando para preferencialmente horizontal no final de 2017. Há um elevado pico positivo em agosto de 2017 que não está relacionado a nenhum evento em particular (poderia ser a amostragem do Westbay, embora seja pouco provável que o efeito da coleta de amostras se manifestasse em apenas um local).

É relevante relatar que, em meados de setembro de 2018, foi realizada a limpeza do poço tubular de 167 m de profundidade localizado na área de estudo, a cerca de 50m de distância do Westbay e do CMT (subitem 5.13). Esse poço foi bombeado por cerca de 1h10 em um dia, e por 8 horas no dia seguinte, com um compressor de ar localizado a aproximadamente 110m de profundidade no poço tubular. Embora não tenha sido possível utilizar o poço tubular para perfilagens geofísicas ou ensaios hidráulicos, conforme explanado no subitem 5.13, foi possível observar os efeitos do bombeamento da limpeza em algumas das zonas de monitoramento do CMT e do Westbay (Apêndice VIII). Isso fornece indícios qualitativos de que existe conexão hidráulica entre as fraturas interceptadas pelo poço tubular e as estruturas das zonas de monitoramento dos sistemas multiníveis instalados, sendo interessante notar que as zonas afetadas não foram necessariamente as mais profundas (Apêndice VIII):

- CMT6-CMT7: aumento do gradiente descendente, em aproximadamente 10 cm;
- WB14-WB13 e WB13-WB12: aumento do gradiente descendente em cerca de 1 m, demorando a se recuperar;
- WB12-WB11: variação de cerca de 60 cm do gradiente, que passa de descendente para ascendente apenas no dia de bombeamento mais intenso;
- WB11-WB10: passa de essencialmente horizontal a descendente;
- WB10-WB9: sofre influência do bombeamento, embora o meio se recupere logo;
- WB6-5: redução do gradiente em função do bombeamento no poço tubular.

6.3.7. Assinaturas de isótopos estáveis

A assinatura isotópica de oxigênio (δ^{18} O ou O) e deutério (δ D ou D) de amostras de água tende a indicar a origem dessa água. De modo geral, águas de recargas mais recentes apresentarão assinaturas mais enriquecidas (i.e., "menos negativas"), mais próximas às águas de chuva, enquanto águas mais antigas (i.e., com maior tempo de circulação no aquífero) mostrarão assinaturas mais empobrecidas ("mais negativas").

As razões isotópicas das amostras coletadas em duas campanhas (setembro de 2016 e de 2017) nos poços CMT e Westbay são apresentadas em relação às retas meteóricas global (GMWL) e local (LMWL) (Figura 78). A LMWL ($R^2 = 0.97$) foi obtida a partir de amostras de chuva coletadas a cerca de 1 km da área de estudo, durante 12 meses (Silva, 2017). São ainda apresentadas duas outras assinaturas isotópicas de interesse para comparação (Figura 78): (i) a média ponderada de chuva na região do Jurubatuba, para o período de julho de 2015 a junho de 2016, calculada em função dos meses chuvosos (a precipitação média total foi obtida a partir

dos resumos mensais da Estação Meteorológica do IAG-USP, 2016); e (ii) do reservatório Guarapiranga (Martins et al., 2013).



Figura 78 – Razões de isótopos estáveis (δ¹⁸O, δD) das amostras dos poços Westbay e CMT, coletadas em 2016 e 2017, classificadas por material geológico.

Observa-se que a maioria das amostras do CMT e do Westbay estão concentradas entre $\delta^{18}O = -5.8 \text{ a} -4.6$, e $\delta D = -35.5 \text{ a} -27.0$, relativamente próximas à LMWL (Figura 78). Além disso, a variação de δD entre a primeira e a segunda coleta é inferior ao erro analítico (0.9‰) para 10 amostras (do total de 20), das quais 7 também apresentam variação inferior ao erro analítico para $\delta^{18}O$ (0.09‰), ou seja, ao menos 35% das amostras não apresentam variação significativa da assinatura de um ano para o outro. Uma vez que as campanhas foram realizadas na mesma época de anos hidrológicos distintos, certa similaridade entre as assinaturas para um mesmo ponto era esperada. Não obstante, destacam-se algumas amostras da RAD (Figura 78): (i) as duas amostras claramente acima da LMWL correspondem à porta WB-16 nas duas campanhas; e (ii) a amostra abaixo da LMWL refere-se à porta WB-13 da coleta de 2016.

A porta WB-16, embora compartilhe a zona de monitoramento com a WB-15, encontra-se em uma profundidade dentro do revestimento metálico do poço MP-01, o que pode ter provocado alguma alteração da amostra em relação a sua representatividade do aquífero. De todo modo, assinaturas acima da LMWL podem ser indicativas de hidratação de silicatos ou de processos de reevaporação (Clark, 2015). Dados abaixo da LMWL são sugestivos de evaporação, como é o caso observado no exemplo do reservatório Guarapiranga (Figura 78). Essa hipótese é uma possível explicação para o caso da amostra WB-13 (2016), considerando-se que a precipitação total em setembro de 2016 foi muito abaixo da média para o mês (Estação IAG-USP, 2016).

Aproximando a escala do gráfico da Figura 78 para uma visualização mais próxima da concentração de amostras do CMT e do Westbay, é possível observar que alguns grupos passam a se destacar (Figura 79): grupo SedAl, grupo SA, grupo RAM, grupo RAD, grupo Gn1 e grupo Gn2.



Figura 79 – Detalhe das razões de isótopos estáveis (δ^{18} O, δ D) das amostras dos poços Westbay e CMT, coletadas em 2016 e 2017, classificadas por material geológico.

As razões isotópicas δ^{18} O e δ D se tornam mais empobrecidas a partir do Grupo SedAl para os grupos SA, RAD e Gn1 (Figura 79). Esse padrão é condizente com o fluxo descendente predominante nas profundidades em que ocorrem tais materiais geológicos, indicando que o tempo de circulação da água aumenta do grupo SedAl para o grupo Gn1.

O Grupo RAM (amostras entre 9.0 e 14.6m), porém, apresenta uma assinatura mais empobrecida que os demais, enquanto o esperado seria que fosse mais enriquecida que as assinaturas dos Grupos RAD e Gn1 (Figura 79), em função do fluxo vertical descendente. Sugere-se, portanto, a ocorrência de um fluxo horizontal na RAM muito mais significativo que

o fluxo vertical observado através do estudo de gradientes hidráulicos. Esse fluxo horizontal seria responsável por aportar uma água com assinatura distinta do padrão observado nos demais grupos.

É interessante notar que duas das amostras de FGn que aparecem no meio do grupo RAD (Figura 79) pertencem ao ponto WB-7 (de 39.1 a 40.4 m), que corresponde ao trecho de maior transmissividade calculada para a rocha sã (Tabela 18).

Por fim, o Grupo Gn2 (amostras entre 31.0 e 34.5 m e entre 42.0 e 47.5 m) apresenta assinaturas acima da LMWL em amostras de granito fino (FGn) e bandado (BGn). Conforme mencionado anteriormente, esse tipo de assinatura pode ser indicativo de hidratação de silicatos, em especial no caso de rochas ígneas e metamórficas, ou de processos de reevaporação (Clark, 2015). Ambos os processos implicariam na ocorrência de águas mais antigas nos níveis em que foram coletadas tais amostas.

A fim de verificar as hipóteses levantadas sobre as amostras dos Grupos RAM e Gn2, seria interessante realizar a datação de amostras de água, que elucidaria questões de tempo de circulação no aquífero. Recomenda-se, ainda conduzir uma campanha de amostragem na época de chuvas do ciclo hidrológico, para comparação com as assinaturas já obtidas na época seca. Além disso, a amostragem para análises isotópicas de estrôncio permitiria obter informações adicionais quanto à procedência de água no aquífero cristalino, uma vez que o estrôncio na água não se degrada e é representativo das interações com o meio geológico pelo qual circula a água.

6.4. Modelo de fluxo da água subterrânea

Os resultados obtidos para os poços CMT e Westbay, discutidos nos subitens anteriores, são comparados na Tabela 22. Partindo-se dos dados mais abrangentes (i.e. material geológico, famílias de fraturas, sentido de fluxo preferencial) para os mais específicos (i.e. transmissividade e assinatura isotópica), é possível identificar em detalhe zonas hidrogeologicamente distintas nesse perfil (Tabela 22).

A Zona I é caracterizada por sedimentos aluvionares (SedAl), onde predomina a porosidade intergranular, com fluxo variando entre descendente e horizontal, transmissividade T média de 2.6E-05 m²/s, e assinatura isotópica média mais enriquecida que as demais do perfil.

A Zona II distingue-se da sobrejacente essencialmente pelo material geológico, de solo de alteração (SA), e por apresentar uma assinatura isotópica média mais empobrecida que a anterior.

Zona de monitoramento		Material Nº de		fraturas Famílias		Zona	Sentido de fluxo	T média	Assinatura isotópica média		Grupo	Zona	
Porta	Topo (m)	Base (m)	geológico	Testemunho	ATV+OPTV	de fraturas	(ALS)	zona subjacente	(m²/s) 1	D	0	isótopos	; aquífera
CMT1	2.1	2.4	SedAl	1	-	-	-	Descendente	2.59E-05	-	-	-	Ι
CMT2	3.5	3.9	SedAl	2	-	-	-	Horizontal	2.59E-05	-28.10	-4.78	SedAl	Ι
CMT3	6.0	6.4	SA	1	-	-	-	Horizontal	1.45E-05	-30.05	-5.13	SA	Π
CMT4	8.6	9.0	SA	0	-	-	-	Descendente	5.11E-05	-30.15	-5.11	SA	Π
CMT5	10.0	10.4	RAM	0	-	-	-	Descendente	4.22E-06	-34.80	-5.72	RAM	III
CMT6	12.0	12.4	RAM	3	-	-	-	Descendente	6.01E-06	-33.95	-5.60	RAM	III
CMT7	14.3	14.8	RAM/RAD	3	-	-	-	_2	2.21E-06	-33.20	-5.52	RAM	III
WB16	15.1	18.1	RAD	4	-	-	1	Horizontal	7.01E-07	-25.45	-5.07	-	_2
WB15	15.1	18.1	RAD	4	-	-	1	Descendente	7.01E-07	-30.85	-5.29	RAD	IV
WB14	19.0	20.3	RAD	7	5	В	1	Descendente	2.72E-06	-30.70	-5.30	RAD	IV
WB13	21.2	23.0	RAD	11	9	В	1	Descendente	8.90E-06	-29.10	-4.56	RAD	IV
WB12	23.9	26.0	BGn	7	11	А	1, 2	Descendente	7.19E-06	-31.95	-5.33	Gn1	XI
WB11	26.9	29.4	BGn/Peg	6	6	В	2, 3	Descendente	1.20E-06	-33.20	-5.82	-	Х
WB10	30.3	32.4	BGn	9	7	A, B	3, 4	Descendente	2.60E-06	-32.00	-5.61	Gn2	V
WB09	33.3	35.5	BGn/FGn	12	14	A, B	4, 5	Descendente	1.30E-06	-32.55	-5.71	Gn2	V
WB08	36.4	38.2	FGn	5	6	А	5	Descendente	1.25E-06	-27.80	-4.87	-	IX
WB07	39.1	40.4	FGn	9	7	A, B	5	Descendente	4.36E-04	-30.80	-5.25	-	VIII
WB06	41.3	43.1	FGn	3	8	А	5	Horizontal	3.87E-06	-30.00	-5.25	Gn2	VI
WB05	44.0	45.3	FGn	1	6	А	6	Horizontal	3.55E-05	-31.55	-5.62	Gn2	VI
WB04	46.1	48.3	FGn	3	3	A, B	6, 7	Horizontal	7.10E-06	-30.10	-5.52	Gn2	VI
WB03	49.2	52.0	FGn	9	11	B, A	7	Horizontal	4.52E-05	-31.65	-5.33	Gn1	VI/VII
WB02	52.9	54.9	FGn/Peg	7	10	A, B	-	Ascendente	1.94E-04	-32.25	-5.43	Gn1	VII
WB01	55.3	59.1	FGn/BGn/Peg	10	27	A, B	-	-	3.87E-04	-32.65	-5.46	Gn1	VII

Tabela 22. Resumo comparativo de parâmetros litológicos, estruturais e hidráulicos.

-: Não se aplica.

¹ Transmissividade nas zonas rasas estimada a partir de ensaios de slug em poços de monitoramento convencionais.

² Desconsideram-se maiores interpretações relacionadas à porta WB16 por esta se encontrar a uma profundidade ainda dentro do revestimento metálico do MP-01. Atribui-se ao design do poço os valores anômalos de assinatura isotópica para as amostras coletadas nessa porta, bem como o sentido de fluxo entre as portas CMT7 e WB16 ou WB15. Informa-se que o fluxo entre as portas CMT7 e WB14 é descendente, condizente com o restante do perfil.

A Zona III é a que mais se diferencia das demais. Caracterizada pela rocha alterada mole (RAM), apresenta porosidade dupla importante e transmissividade nesta zona diminui em uma ordem de grandeza em relação às Zonas I e II. O fluxo é preferencialmente descendente ao se avaliar o perfil vertical, entretanto, suas assinaturas isotópicas médias correspondem às mais empobrecidas de todo o conjunto, sugerindo que o fluxo horizontal da água subterrânea seja de grande relevância neste intervalo.

A Zona IV relaciona-se à rocha alterada dura (RAD), em que a porosidade secundária (de fraturas) passa a ser mais importante que a intergranular. Corresponde à zona hidrogeológica 1 do perfil de temperatura ALS. O fluxo é preferencialmente descendente, com T variando de 7.0E-07 a 8.9E-06 m²/s. As assinaturas isotópicas médias são mais empobrecidas em relação à Zona II. Na base desta zona, é observada a família B (N064/27).

A Zona V está associada à ocorrência de gnaisse bandado (BGn) e de sua intercalação com o gnaisse fino (FGn), com alternância das famílias de fraturas A e B. Com fluxo vertical descendente, relaciona-se à transição entre as zonas 3, 4 e 5 do perfil de temperatura. A T média é da ordem de 2E-06 m²/s, e as razões isotópicas médias encontram-se em um grupo mais acima da LMWL (Gn2, Figura 79).

A Zona VI, por sua vez, apresenta T média e assinatura isotópica semelhantes à Zona V. Por outro lado, está associada à ocorrência de FGn com a família de fraturas A e as famílias A e B associadas apenas na base, intercepta as zonas 5, 6 e 7 do perfil de temperatura, e apresenta fluxo predominantemente horizontal.

A Zona VI/VII define-se com uma transição entre as zonas VI e VII, devido à mescla de características: materiais geológicos (Zona VI), famílias de fraturas (Zonas VI e VII), sentido de fluxo (Zona VI), ordem de grandeza da condutividade hidráulica (Zona VI) e assinatura isotópica (Zona VII).

A Zona VII, dessa forma, é caracterizada pela ocorrência alternância entre gnaisse fino (FGn), pegmatito (Peg) e gnaisse bandado (BGn), com associação das famílias de fraturas A e B. É a única zona em que se observou fluxo ascendente mais frequente, apresenta elevados valores de T, de 1.9E-04 a 3.9E-04 m²/s. Com exceção da Zona III, apresenta as assinaturas isotópicas mais negativas do perfil.

A Zona VIII corresponde a um trecho do FGn em que se registrou a maior T em todo o perfil, de 4.4E-04 m²/s, cujo potencial para o fluxo foi identificado ainda durante a perfuração do MP-01. As famílias de fraturas A e B estão presentes nesta zona, e o fluxo é preferencialmente descendente. Curiosamente, sua assinatura isotópica média aproxima-se à da Zona IV. É interessante apontar, ainda, que essa zona apresenta ampla variação da assinatura isotópica de carbono-13 em PCE (Lojkasek-Lima, 2018). Uma hipótese é que a elevada transmissividade seja responsável pelos valores aparentemente anômalos das assinaturas isotópicas de oxigênio, deutério e carbono. Em profundidade, a Zona VIII encontra-se entre as Zonas IX e VI.

A Zona IX, sobrejacente à Zona VIII, corresponde à uma porção do FGn com a família A. Apresenta fluxo vertical descendente, e T de 1.2E-06 m²/s. Embora pareça concordante com a Zona V, sua assinatura isotópica anômala, diferentes famílias de fraturas e a dificuldade na amostragem de água dessa zona (sugerindo a possibilidade de sua transmissividade ter sido superestimada) a separou em uma zona distinta.

As Zonas X e XI tampouco se relacionam diretamente com as demais. Em termos de material geológico e famílias de fraturas, associariam-se à Zona V. Por outro lado, o sentido de fluxo e a transmissividade média as classificariam como uma transição entre as Zonas IV e V. Não obstante, suas assinaturas isotópicas médias as diferem das zonas adjacentes, colocando-as sob uma classificação própria.

De modo geral, os dados isotópicos e de gradientes hidráulicos indicam um fluxo descendente até cerca de 40 m de profundidade, com exceção do intervalo de 10 a 14.5 m (rocha alterada mole – RAM), em que as assinaturas isotópicas de oxigênio e deutério indicam que o fluxo horizontal seja igualmente importante. Entre 52 e 60 m, onde ocorre uma associação de rochas e de famílias de fraturas, e observam-se alguns dos valores de transmissividade mais elevados para a rocha sã, constatou-se fluxo vertical ascendente.

Informações de fluxo e conexões hidráulicas podem ser obtidas ainda através das respostas observadas à limpeza do poço tubular localizado a cerca de 50 m dos poços MP-01 (Westbay) e CMT. A bomba utilizada no procedimento estava localizada a 110 m de profundidade, e o poço tubular é completamente revestido, com tubo ranhurado nos trechos 122-128 m, 132-140 m, 142-158 m e 160-166 m. Durante a limpeza desse poço, foram observadas respostas sob a forma de variação de cargas e gradientes hidráulicos nos intervalos: (i) 12-14.5 m (Zona III – CMT6-CMT7); (ii) 19.0-35.5 m (Zona IV – WB14-WB13, WB13-WB12; Zona XI – WB12-WB11; Zona X – WB11-WB10; e Zona V – WB10-WB9); e (iii) 41.3-45.3 m (Zona VI – WB6-WB5). Observou-se um maior período de recuperação na Zona IV (19.0-23.0m e 23.9-26.0m), enquanto o retorno às condições normais foi mais rápido na Zona V (30.3-35.5m).

Em função de ensaios com obturadores, os trechos mais relevantes para o fluxo da água subterrânea compreendem a combinação de mais de uma família de fraturas, em geral envolvendo as famílias A e B em associações de rocha (FGn com Peg ou com Peg/BGn), com

transmissividades hidráulicas calculadas na ordem de 1E-04 m²/s. Ademais, as estruturas aqui identificadas puderam ser relacionadas com estudos regionais. Essa observação acrescenta detalhe ao estudo regional no Jurubatuba (Fiume, 2013; Fernandes et al., 2016a), segundo o qual fraturas de direção NNE a NE de baixo ângulo são as que apresentam maior importância para o fluxo regional da água subterrânea. Embora não tenha sido possível obter informações quanto às transmissividades associadas às famílias D e E identificadas em afloramentos no presente estudo, devido à sua orientação, elas poderia ser relacionada às estruturas NNW a NNE de alto ângulo relatadas por Fiume (2013), de importância intermediária ao fluxo da água subterrânea regional.

Em resumo, neste estudo realizado essencialmente em 1-D, observou-se que materiais geológicos anteriormente considerados em contato abrupto, na verdade apresentam contatos graduais, com importante alternância de materiais de distintas competências e porosidades duplas. Além disso, constatou-se a ocorrência de fluxo predominantemente descendente entre as camadas, e a perfilagem de temperatura tipo ALS e ensaios com obturadores indicaram continuidade de características hidráulicas entre diferentes materiais. A importância do fluxo descendente é suplantada pelo fluxo horizontal na porção da RAM, conforme sugerido pelas assinaturas isotópicas fortemente empobrecidas. A ocorrência frequente das famílias A e B, juntamente com seu baixo/médio ângulo de mergulho e a observação de feições de oxidação em fraturas do testemunho, sugere que o fluxo horizontal da água subterrânea tenha ainda uma componente importante para SE. Verificou-se ainda a conexão hidráulica entre distintos níveis do aquífero, de 12 a 45.3 m (Zonas III, IV, V, VI, X e XI). Não obstante, os trechos com transmissividade mais elevada estão relacionados ao FGn com as famílias de fraturas A e B, ou à intercalação de FGn, Peg e BGn e as famílias A e B, indicando que o fluxo não é necessariamente função de uma única orientação de estruturas, mas que seu potencial pode ser aumentado diante da associação de mais de uma família de fraturas.

6.5. Recomendações para estudos hidrogeológicos em rochas cristalinas fraturadas

Este estudo realizado em escala de detalhe na região do Jurubuatuba permitiu testar distintas tecnologias de investigação de aquíferos, algumas das quais ainda pouco comuns no Brasil. Dessa forma, é relevante avaliar os sucessos e insucessos de cada procedimento, e sua viabilidade de aplicação na realidade do país – tanto em projetos de pesquisas como comerciais.

Para avaliar aquíferos fraturados, é essencial conhecer seu sistema de fraturas, afinal, sem isso não é possível conhecer o caminho do fluxo da água subterrânea. Em geral, a maioria

das fraturas de um sistema aquífero são pouco transmissivas, sendo poucas as de fato relevantes para o fluxo. Assim, a compreensão dos processos de formação da rede de fraturas é igualmente importante para a investigação de aquíferos fraturados, uma vez que eventos tectônicos podem provocar a reativação de estruturas preexistentes e, consequentemente, a abertura ou o fechamento de fraturas. É, portanto, clara a necessidade de realização de estudos geológicoestruturais tanto regionais como de detalhe para a avaliação precisa e confiável de aquíferos em meios fraturados – não apenas em estudos acadêmicos, como também em estudos ambientais comerciais.

Um elemento-chave no método DFN, aplicado neste trabalho, é a realização de sondagens com recuperação contínua de testemunhos. No caso de aquíferos fraturados, em especial os cristalinos, os testemunhos são uma ferramenta de grande relevância para a descrição de fraturas e outras estruturas em profundidade, contribuindo para a compreensão da rede de fraturas por onde circula a água subterrânea. É imprescindível, portanto, a descrição geológica minuciosa dos testemunhos assim que são recuperados na perfuração, a fim de possibilitar também a tomada de decisão para coleta de amostras. A partir da experiência neste projeto, esse trabalho demanda um (ou dois, para agilidade do processo) profissional experiente para sua realização – além de uma ou duas pessoas, no mínimo, na equipe de apoio para a preparação de amostras e registro dos testemunhos.

Para que a campanha de coleta de testemunhos seja bem-sucedida, é essencial adequar o método de perfuração às condições geológicas da área de estudo. Na região do Jurubatuba, observou-se que a transição da RAM para a RAD consiste em uma alternância de materiais de competências distintas, em que métodos tradicionais de perfuração como trados ocos helicoidais (útil em materiais moles) e sistema rotativo com coroas diamantadas e barriletes (eficiente em rocha sã) não são apropriados. Esta pode ser uma questão crítica ao se estudar áreas contaminadas no contexto de manto de intemperismo de aquífero fraturado, levando inclusive a erros na interpretação da profundidade das camadas: uma camada mais resistente, da RAD, poderia ser erroneamente considerada como a superfície da rocha sã caso o furo esteja no limite RAM/RAD e não sejam utilizadas as técnicas adequadas de perfuração. Uma solução possível é o desenvolvimento de novos sistemas de perfuração, como realizado no contexto deste projeto, com a adaptação da coroa de perfuração e do sistema de circulação de água, realizada pela empresa de sondagem que efetuou as perfurações na área de estudo. Uma alternativa também interessante seria o uso do método sônico para perfuração, ideal para a recuperação de testemunhos de materiais de competências contrastantes. Não obstante, esta tecnologia apresenta certa dificuldade operacional devido aos custos de mobilização e operação.

Qualquer que seja o método escolhido para perfuração, durante a análise dos testemunhos é fundamental atenção às possíveis quebras mecânicas do testemunho, tanto durante a perfuração como durante a retirada do amostrador. Muitas vezes, essas quebras ocorrerão em planos de fraqueza pré-existentes, como foliações, mas não devem ser caracterizadas como fraturas por não terem sido formadas naturalmente. A fim de evitar erros de interpretação, é fundamental atentar-se a outras características do meio estudado, como padrão de fraturamento observado ao longo de todo o perfil (e em outros pontos, se houver furos e/ou exposições disponíveis) e indícios de fluxo ou de atividade geológica (p.e. oxidação, revestimentos e preenchimentos), os quais suportarão a definição de uma fratura natural em oposição à mecânica. Apenas a título de ilustração, na perfuração MP-01 foram observadas em campo 426 estruturas, das quais 30% eram mecânicas; no furo MP-01A, das 135 estruturas levantadas, 21% foram geradas durante a perfuração. Apenas as estruturas naturais foram consideradas para a interpretação do modelo conceitual.

As perfilagens geofísicas e o levantamento em afloramentos são outros dois métodos essenciais para a compreensão da rede de fraturas. Embora muitas estruturas possam ser identificadas nos testemunhos de sondagem, como discutido anteriormente, as perfilagens geofísicas permitem obter os dados geométricos das fraturas com maior precisão, em especial quando não é possível coletar testemunhos orientados. Por sua vez, o estudo de afloramentos facilita a escolha de linhas de levantamento de orientações variadas - um fator essencial para se compreender a rede tridimensional das fraturas, conforme já preconizado por Terzaghi (1965). Quando disponíveis, afloramentos podem ser uma alternativa economicamente mais viável do que a realização de sondagens inclinadas, embora estas permitam a realização de diversos outros ensaios descritos neste trabalho (p.e. geofísicos, hidráulicos, amostragem de água, etc).

A análise de fraturas em afloramentos permite observar algumas feições não acessíveis em sondagens, como comprimento e terminações. Vale ressaltar novamente a importância de serem realizadas linhas de levantamento em mais de uma orientação (mínimo de três direções aproximadamente ortogonais entre si), a fim de avaliar todas as famílias de fraturas existentes na área. Essa atividade, porém, dificilmente pode ser atingida apenas com afloramentos; motivo pelo qual recomenda-se a execução de ao menos um furo de sondagem. Uma alternativa para as áreas planas, sem boas exposições de rocha, é a realização de sondagens inclinadas em até 60° para superar o viés de orientação.

A intercalação de materiais de competências distintas, um desafio durante a perfuração, pode interferir também no uso de outras ferramentas. O emprego do DPIL, por exemplo, foi bastante interessante para balizar a instalação de um sistema multinível de

monitoramento nas camadas do manto de alteração, e pode ser particularmente útil em casos em que não haja outras informações disponíveis. Entretanto, vale apontar a limitação da sonda na presença de materiais muito competentes, como um veio centimétrico de quartzo no solo de alteração que se apresentou como impenetrável ao DPIL, interrompendo a perfilagem ainda dentro do contexto geológico da RAM.

A realização de ensaios com HPFM é um procedimento relativamente rápido para a obtenção de dados referentes ao fluxo de água subterrânea em um furo ou poço aberto, possibilitando trabalhar tanto sob condições naturais como sob fluxo induzido, produzindo dados complementares. Por sua vez, o emprego de obturadores de pressão possibilita a aquisição de dados hidráulicos ainda mais precisos. Reconhece-se a dificuldade de encontrar comercialmente sistemas completos que permitam a realização de diversos testes hidráulicos como foi realizado nesta pesquisa, no MP-01 e nos poços tubulares. Não obstante, ensaios hidráulicos com obturadores são de grande importância na obtenção confiável não apenas de parâmetros hidráulicos (cargas hidráulicas e trasmissividade em intervalos determinados), como também para a coleta de amostras em poços abertos a profundidades discretas, sendo uma técnica cujos benefícios são elevados em função da qualidade dos dados que podem ser obtidos.

O uso do FLUTe blank liner foi um dos procedimentos desta pesquisa inédito no Brasil. É uma tecnologia eficaz na prevenção de conexões cruzadas entre fraturas e, consequentemente, dos efeitos da contaminação cruzada, preocupações sempre presentes em estudos hidrogeológicos em áreas contaminadas. Entretanto, há três pontos que desfavorecem o seu uso ao se considerar a realidade brasileira: (i) o único fabricante e fornecedor do liner e seus acessórios (como o Green Machine) é americano, elevando o custo desses itens em um projeto; (ii) o próprio processo de importação não apenas encarece o produto, como também demanda bastante tempo do projeto, sendo recomendado iniciar a perfuração na rocha apenas após a conclusão da importação do liner; (iii) a operação do liner e do Green Machine requer treinamento específico, carecendo de profissionais qualificados. Dessa forma, vale apontar que é possível efetuar adaptações diante da realidade brasileira, como o posicionamento de obturadores infláveis entre as zonas mais transmissivas a fim de isolá-las, deixando os obturadores inflados no poço até a conclusão do desenho do poço e a chegada dos materiais para sua instalação.

O método ALS, por sua vez, é uma interessante ferramenta a se aliar aos dados de geofísica e, em especial, para identificação de zonas hidrogeológicas. Não obstante, sua importação temporária pode não ser viável para todos os projetos, já que o equipamento não está comercialmente disponível – atualmente existe apenas uma sonda, de propriedade da

Universidade de Guelph. Ademais, há uma escassez de profissionais qualificados tanto para a operação do equipamento como para interpretação dos dados, a maioria dos quais se encontra no Canadá.

Uma etapa posterior a todos os procedimentos discutidos nos parágrafos sobrejacentes, a instalação de sistemas de monitoramento multiníveis se justifica pela necessidade de monitoramento contínuo de um aquífero contaminado em relação a: (i) qualidade da água subterrânea; (ii) entradas e saídas de água nas fraturas; e (iii) seu comportamento hidráulico no tempo. É relevante apontar que, independentemente do sistema escolhido, é imprescindível que as fraturas mais condutivas sejam isoladas uma da outra, a fim de evitar a contaminação cruzada através da própria perfuração.

O poço tipo CMT tem instalação relativamente rápida e descomplicada. O sistema de 7 portas é bastante eficiente para o monitoramento de cargas e gradientes hidráulicos; entretanto, as vazões baixas dos canais resultam em longo tempo de amostragem, dificultando essa atividade. É possível que a instalação de dois sistemas CMT de 3 portas seja mais eficiente nesse quesito do que apenas um sistema de 7 portas.

O sistema tipo Westbay instalado durante a realização deste projeto foi também inédito no Brasil. Por um lado, é um equipamento bastante eficiente e confiável, que permite a coleta de amostras a profundidades discretas, de dados de cargas hidráulicas e inclusive a realização de ensaios hidráulicos. Por outro, sua instalação envolve custos elevados, em especial devido a: (i) condições de importações definitivas e temporárias de equipamentos; (ii) necessidade de obtenção de equipamentos específicos para as atividades de monitoramento e ensaios hidráulicos; (iii) demanda de profissionais especializados e treinados para a operação do sistema. Uma alternativa com menor impacto no orçamento de projetos seria a instalação de um sistema de monitoramento convencional de três portas em uma mesma perfuração da rocha – neste caso, informações de testemunho, perfilagens geofísicas e ensaios hidráulicos seriam de extrema importância para balizar a profundidade de instalação das portas, para um sistema eficiente e o mais representativo do meio possível.

Apesar de muitos dos métodos testados neste projeto serem bastante custosos – um fator importante a se considerar em outros estudos, em especial no caso de trabalhos comerciais – é essencial ressaltar a alta qualidade dos dados obtidos através dessas técnicas. Tendo em vista que a importação de equipamentos pode muitas vezes ser proibitiva em projetos, o desenvolvimento de alternativas brasileiras torna-se uma opção economicamente interessante. Seria de grande contribuição para o conhecimento técnico e científico nacional o investimento

em parcerias entre o setor privado e centros de pesquisa e de ensino superior, para a evolução da capacidade e disponibilidade tecnológica no país.

Por fim, é relevante apontar que este estudo foi realizado essencialmente em 1 dimensão, com grande detalhe vertical inclusive da rocha sã. O elevado grau de detalhamento, o uso de diversas ferramentas para obtenção de dados estruturais (testemunhos, perfilagens, afloramentos) e o tempo de estudo possibilitaram a coleta de maior quantidade de informações confiáveis, enquanto muitos dos trabalhos anteriores haviam focado apenas no manto de alteração e apresentavam prazos mais curtos para sua realização. Enfatiza-se, dessa forma, a importância de se desenvolverem pesquisas em aquíferos fraturados, uma vez que isso pode trazer importantes contribuições aos estudos de contaminações em fraturados. Não obstante, é fundamental a realização de mais perfurações (e mesmo a instalação de poços) na área de estudo, com o intuito de se adquirirem mais informações a respeito da rede geométrica tridimensional de fraturas e, portanto, do fluxo da água subterrânea - e, por consequência, do transporte e destino de contaminantes. É de grande interesse a possibilidade de perfurações inclinadas na área, dada a escassez de afloramentos devido ao ambiente de planície aluvial que caracteriza a região. Outras perfurações permitiriam a realização de novas perfilagens geofísicas e ensaios com obturadores, objetivando o aprimoramento da caracterização em detalhe do fluxo tridimensional da água subterrânea na região. Reforça-se que o conhecimento do modelo conceitual de fluxo de uma área é essencial para a definição de um modelo robusto de transporte e destino de contaminantes em qualquer área de interesse.

7. CONCLUSÕES

Foi aplicado com sucesso o método DFN em uma região tropical (Canal Jurubatuba, na cidade de São Paulo, SP), onde uma expressiva camada de materiais de alteração recobrem o embasamento (cerca de 7m de solo de alteração e 10m de rocha alterada mole, RAM, sobre 10m de rocha alterada dura, RAD, e então, rocha sã, RS). O principal desafio foi a perfuração e recuperação de testemunhos de materiais de competências bastante distintas que se intercalavam, a exemplo do veio de quartzo em meio ao solo de alteração e da interface RAM/RAD. O cenário geológico de espessos mantos de intemperismo sobre a rocha sã é característico de regiões de clima tropical, tendo sido uma aplicação inédita do método DFN. Uma vez que a recuperação contínua de testemunhos é um dos princípios que definem o método, a adequação do sistema de perfuração (da coroa de perfuração e do sistema de circulação de água) foi fundamental para o sucesso das investigações, pois possibilitou o maior índice de recuperação possível nos trechos de interface SA/RAM e RAM/RAD.

Localmente, identificou-se a seguinte sequência de materiais geológicos, da base para o topo: rocha sã (intercalação de gnaisse fino, gnaisse bandado e pegmatito), rocha alterada dura (rocha com sinais de intemperismo químico), rocha alterada mole (rocha mais intemperizada, em que a porosidade da matriz passa a ter um papel mais relevante na circulação da água subterrânea), solo de alteração e depósitos aluvionares. Não foram observados sedimentos da Bacia de São Paulo (BSP) nos pontos de estudo.

Foram descritas 977 estruturas no total, entre testemunhos (408), perfilagens geofísicas (520) e afloramentos (49), dando-se ênfase às estruturas rúpteis, devido à sua importância para a circulação da água subterrânea. A maioria das fraturas identificadas é de baixo a médio ângulo de mergulho, em função do viés de orientação das linhas de levantamento principais (poços verticais). Dessa forma, ressalta-se a importância de serem realizados levantamentos em no mínimo três linhas de levantamento aproximadamente ortogonais entre si sempre que possível, a fim de abranger o maior número de orientações de estruturas e eliminar pontos cegos. Para este trabalho havia poucos afloramentos disponíveis por se tratar de uma região de planície de inundação, de modo que foram aproveitadas as exposições de rocha em um grande canteiro de obras.

Os dados coletados permitiram caracterizar 05 famílias de fraturas no total, relacionadas com a litologia: (i) família A, sub-horizontal, no BGn e no FGn associado a BGn e Peg; (ii) família B, de orientação média N064/37 (mergulho para SE), no BGn associado a FGn e Peg; (iii) família C, de orientação média N000-035/37-49 (mergulho para SE), no BGn;

(iv) família D, de orientação média de N315-322/80-86 (mergulho para NE ou SW), no BGn; e (v) família E, de orientação média N012-040/71-90 (mergulho para SE), no BGn. A relação dessas famílias com grandes estruturas de estudos regionais indicou a representatividade do levantamento realizado.

A avaliação de gradientes hidráulicos e dados isotópicos mostrou, de modo geral, fluxo descendente até cerca de 40 m de profundidade, com exceção do intervalo de 10 a 14.5 m (na RAM), em que as assinaturas isotópicas de oxigênio e deutério sugerem um fluxo horizontal importante. Entre 52 e 60 m constatou-se fluxo vertical ascendente – onde ocorre uma associação de rochas e de famílias de fraturas, e alguns dos valores de transmissividade mais elevados para a rocha sã.

Em função de ensaios com obturadores, os trechos mais relevantes para o fluxo da água subterrânea compreendem a combinação de mais de uma família de fraturas, em geral envolvendo as famílias A e B, com transmisividades hidráulicas calculadas na ordem de 1E-04 m²/s.

A classificação das razões isotópicas em função do litotipo parecem surgir alguns grupos mais bem definidos, de modo que seriam necessárias mais campanhas analíticas, preferencialmente em outras épocas do ano hidrológico (inclusive envolvendo outros poços), a fim de apontar com clareza que tipo de resposta os isótopos estão refletindo. Análises de isótopos de estrôncio também poderiam contribuir nesse sentido.

As famílias de fraturas identificadas neste estudo puderam ser relacionadas àquelas definidas em estudo regional no Jurubatuba descrito na literatura, com base nos intervalos de direção e mergulho das estruturas. A associação a eventos tectônicos foi limitada pela amostragem de detalhe em poucos pontos, e devido às rochas pré-cambrianas aqui estudadas terem passado por muitas fases de deformação rúptil, dificultando o reconhecimento de todos os eventos de sua história tectônica. Por outro lado, em termos de caracterização hidráulica, o presente estudo trouxe novos dados, mais detalhados, em relação aos descritos na literatura.

Este projeto contribuiu ainda ao testar diversos procedimentos com potencial para uso no gerenciamento de áreas contaminadas em cenários geológicos complexos, como no caso do Jurubatuba. Foram apresentadas recomendações em relação a cada uma das técnicas empregadas e, quando possível, sugestões de adaptação ao cenário geológico e econômico brasileiro, para a realização de projetos tanto acadêmicos como comerciais de investigação ambiental.

Em resumo, neste estudo realizado essencialmente em 1-D, observou-se que materiais geológicos anteriormente considerados em contato abrupto, na verdade apresentam contatos

graduais, com importante alternância de materiais de distintas competências e porosidades duplas. Além disso, constatou-se a ocorrência de fluxo predominantemente descendente entre as camadas, e a perfilagem de temperatura tipo ALS e ensaios com obturadores indicaram continuidade de características hidráulicas entre diferentes materiais. A importância do fluxo descendente é suplantada pelo fluxo horizontal na porção da RAM, conforme sugerido pelas assinaturas isotópicas fortemente empobrecidas. A ocorrência frequente das famílias A e B, juntamente com seu baixo/médio ângulo de mergulho e a observação de feições de oxidação em fraturas do testemunho, sugere que o fluxo horizontal da água subterrânea tenha ainda uma componente importante para SE. Verificou-se ainda a conexão hidráulica entre distintos níveis do aquífero, de 12 a 45.3 m (Zonas III, IV, V, VI, X e XI). Não obstante, os trechos com transmissividade mais elevada estão relacionados ao FGn com as famílias de fraturas A e B, ou à intercalação de FGn, Peg e BGn e as famílias A e B, indicando que o fluxo não é necessariamente função de uma única orientação de estruturas, mas que seu potencial pode ser aumentado diante da associação de mais de uma família de fraturas.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, M. D.; Lini, A.; Bierman, P. R. (2000). δ¹⁸O, δD and ³H measurements constrain groundwater recharge patterns in an upland fractured bedrock aquifer, Vermont, USA. Journal of Hydrology, 228: 101-12.
- ABEF Associação Brasileira de Engenharia de Fundações. (1989). Research on foundation engineering. *In:* XII ICSMF, 9-45.
- Almeida, F. F. M. (1976). The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48: 15-26.
- Almeida, F. F. M.; Riccomini, C.; Dehira, L. K.; Campanha, G. A. C. (1984). Tectônica da Formação Itaquaquecetuba na Grande São Paulo. *In:* 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., 4: 1794-1808.
- Alves, A. (2009). Petrogênese de plútons graníticos do leste paulista: geocronologia, geoquímica elemental e isotópica. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 122p.
- Alves, A.; Janasi, V. A.; Campos-Neto, M.; Heaman, L.; Simonetti, A. (2013). U-Pb geochronology of the granite magmatism in the Embu Terrane: implications for the evolution of the Central Ribeira Belt, SE Brazil. Precambrian Research, 230: 1-12.
- Bairos, K. P. (2012). Insights from use of a 3-D Discrete-Fracture Network Numerical Model for Hydraulic Test Analysis. Dissertação de Mestrado, University of Guelph. 82p.
- Banner, J. L. (2004). Radiogenic isotopes: systematics and applications to Earth surface processes and chemical stratigraphy. Earth-Science Reviews, 65: 141-94.
- Barbosa, M. B. (2015). Sistema de informações geográficas aplicado ao gerenciamento da contaminação da antiga ZUPI 131, Jurubatuba, São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 137p.
- Barton, C. A.; Zoback, M. D.; Moos, D. (1995). Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. Geology, 23 (8): 683-686.
- Benedikt, J.; Girg, P.; Kotrla, L.; Takáč, P. (2018). Origin of the p-Laplacian and Missbach. Electronic Journal of Differential Equations, 2018 (16): 1-17.
- Bertachini, A. C. (1987). Estudo das características hidrogeológicas dos terrenos cristalinos sob clima úmido, na região de Jundiaí. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 180p.
- Bertolo, R. A. (1996). Relações entre rios e o Aquífero Sedimentar da Bacia de São Paulo.Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 108p.

- Bertolo, R. A.; Pino, D.; Lima, P. L.; Parker, B.; Hirata, R. (2015). Application of DFN approach for characterizing a fractured crystalline rock aquifer at a tropical region in São Paulo, Brazil. Aqua 2015, 42nd IAH Congress, Abstracts: p122. Rome, Italy.
- Black, W. H.; Smith, H. R.; Patton, F. D. (1986). Multiple-level ground water monitoring with the MP system. *In:* Surface and Borehole Geophysical Methods and Ground Water Instrumentation Conference and Exposition, Proceedings..., NGWA, Denver, Colorado, p. 41-61.
- Bullen, T. D. & Kendall, C. (1998). Tracing of weathering reactions and water flowpaths: a multi-isotope approach. *In:* Kendall, C. & McDonnell, J. J. 2006. Isotope tracers in catchment hidrology. Oxford, Elsevier. 611-46.
- Cavalcante, I. N. (1990). Estudo hidrogeológico de terreno cristalino com manto de intemperismo: área piloto de Atibaia (SP). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 123p.
- Cavalcante, J. C. & Kaefer, L. Q. (1974). Geologia da folha de Santos (parcial). *In:* SBG, 28° Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., 4: 227-45.
- CBH-AT Comitê da Bacia Hidrográfica do Alto Tietê. (2011). Áreas de restrição e controle para captação e uso das águas subterrâneas no município de São Paulo, na região do Jurubatuba, São Paulo.
- Cecílio Júnior, M. O. (2009). Estudo do comportamento de um túnel em solo residual de gnaisse por meio de ensaios triaxiais com controle de trajetória de tensões. Dissertação de Mestrado. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo. 204p.
- CEPAS Centro de Pesquisas de Águas Subterrâneas. (2016). Diagnóstico da disponibilidade hídrica subterrânea em contribuição ao plano de contingência de abastecimento de água na Região Metropolitana de São Paulo – Relatório Final.
- CETESB Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental. (2005). Relatório: Estabelecimento de Valores Orientadores para Solos e Águas Subterrâneas no Estado de São Paulo. Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental.
- Chapman, S. W.; Parker, B. L.; Cherry, J. A.; McDonald, S. D.; Goldstein, K. J.; Frederick, J. J.; St. Germain, D. J.; Cutt, D. M.; Williams, C. E. (2013). Combined MODFLOW-FRACTRAN application to assess chlorinated solvente transport and remediation in fractured sedimentary rock. Remediation, 23 (3): 7-35.
- Cherry, J. A.; Parker, B. L.; Keller, C. (2007). A new depth-discrete multilevel monitoring approach for fractured rock. Ground Water Monitoring & Remediation, 27 (2): 57-70.

- Chiossi, N. J. (1974). Investigações sobre a agressividade da água subterrânea no Metrô de São Paulo. Cia METRÔ de São Paulo. *In:* 2º Congresso Internacional de Geologia de Engenharia, pp.26-39.
- Chiossi, N. J. (1980). Condições hidrogeológicas da Bacia Sedimentar de São Paulo. *In:* SBG/ABGE, Mesa Redonda: Aspectos Geológicos e Geotécnicos da Bacia Sedimentar de São Paulo, Publicação Especial, pp. 95-116.
- Clark, I. (2015). Groundwater geochemistry and isotopes. Boca Raton, CRC Press. 456p.
- Clark, I. & Fritz, P. (1997). Environmental isotopes in hydrogeology. Boca Raton, Lewis Publishers. 327p.
- Coimbra, A. M.; Riccomini, C.; Melo, M. S. (1983). A Formação Itaquaquecetuba: evidências de tectonismo no Quaternário paulista. *In:* 4º Simpósio Regional de Geologia, Atas, 253-266.
- Cooper, H. H. Jr. & Jacob, C. E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. Transactions, American Geophysical Union, 27 (4): 526-534.
- Cordani, U. G.; Coutinho, J. M. V.; Nutman, A. (2002). Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex. São Paulo. Journal of South American Earth Sciences, 14: 903-910.
- Coutinho, J. M. V. (1968). Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores. Tese de Provimento de Cátedra. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 174p.
- Coutinho, J. M. V. (1971). O falhamento de Cubatão. *In:* 25º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Resumos.... Boletim 1: 130-131.
- Coutinho, J. M. V. (1972). Petrologia do Pré-Cambriano de São Paulo e arredores. Boletim IG, 3: 5-99.
- Craig, H. (1961). Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, 133: 1833-4.
- Cruden, D. M. (1988). Subsurface fracture surveys using a borehole television camera and acoustic televiewer: discussion. Canadian Geotechnical Journal, 25: 843.
- DAEE Departamento de Águas e Energia Elétrica. (1975). Estudo de águas subterrâneas, Região Administrativa 1 – Grande São Paulo. 3 volumes.
- Damasio, G. V. (2108). Modelo hidrogeológico de uma área industrial na região de Jurubatuba, São Paulo. Monografia de Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 82p.

- Day-Lewis, F.; Johnson, C. D.; Paillet, F. L.; Halford, K. J. (2011). A computer program for flow-log analysis of single holes (FLASH). Ground Water, 49 (6): 926-931.
- Dietrich, P.; Butler Jr, J. J.; Flaib, K. (2008). A rapid method for hydraulic profiling in unconsolidated formations. Ground Water, 46 (2): 323–328.
- Dietze, M. & Dietrich, P. (2012). Evaluation of vertical variations in hydraulic conductivity in unconsolidated sediments. Ground Water, 50 (3): 450-456.
- Domenico, P. & Schwartz, F. (1990). Physical and Chemical Hydrogeology. New York, John Wiley & Sons. 824p.
- Drogue, C. (1985). Geothermal gradients and ground water circulations in fissured and karstic rocks: The role played by the structure of the permeable network. Journal of Geodynamics, 4 (1–4): 219–231.
- Einarson. M. D & Cherry, J.A. (2002). A new multilevel ground water monitoring system using multichannel tubing. Groundwater Monitoring & Remediation, 22 (4): 52-65.
- Estação IAG-USP. (2016). Estação Meteorológica IAG-USP: Resumo mensal. Disponível em: http://www.estacao.iag.usp.br/Mensais.
- Fanti, A. C. (2015). Investigação de aquífero fraturado para entendimento de fluxo e transporte de contaminantes clorados: estudo de caso em Valinhos, SP. Dissertação de Mestrado. Instituo de Geociências, Universidade de São Paulo. 147p.
- Faure, G. (1986). Principles of Isotope Geology. 2nd edition. New York, John Wiley & Sons. 589p.
- Fernandes, A. J. (1991). O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 120p.
- Fernandes, A. J. (2008). Aquíferos fraturados: uma revisão dos condicionantes geológicos e dos métodos de investigação. Revista do Instituto Geológico, 29 (1/2): 49-72.
- Fernandes, A. J. & Rouleau, A. (2008). Simulação de deslocamentos em fraturas em basaltos da Formação Serra Geral (Ribeirão Preto, SP) e implicações para a sua transmissividade. *In:* XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Anais... Natal, Brazil. CD-ROM, 20p.
- Fernandes, A. J. & Rudolph, D. L. (2001). The influence of Cenozoic tectonics on the groundwater-production capacity of fractured zones: a case study in Sao Paulo, Brazil. Hydrogeology Journal, 9: 151-167.
- Fernandes, A. J.; Perrota, M.; Salvador, E.; Azevedo, S.; Gimenez Filho, A.; Stefani, F.; Paulon, N. (2005). Aquíferos Fraturados. *In:* Rocha, G.; Fernandes, A. J.; Mancuso, M. (ed.) Mapa

de Águas Subterrâneas do Estado de São Paulo. Nota explicativa. DAEE/IG/ CPRM/IPT, p. 66-84.

- Fernandes, A. J.; Fiume, B.; Bertolo, R.; Hirata, R. C. A. (2016a). Modelo geométrico de fraturas e análise da tectônica rúptil aplicados ao estudo do fluxo do aquífero cristalino, São Paulo (SP). Revista do Instituto de Geociências, 16 (3): 71-88.
- Fernandes, A. J.; Christofoletti, C.; Pino, D. S.; Simonato, M. D.; Pinhatti, A.; Connicelli, B. P.; Hirata, R.; Bertolo, R. (2016b). Avaliação regional e identificação de critérios para locação de poços nos aquíferos fraturados da RMSP. XIX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Anais. Campinas, Brasil. 15p.
- Ferreira, S. A. M. (2017). Processos microbiológicos associados à degradação de solventes organoclorados na água subterrânea – Jurubatuba – São Paulo – SP. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 128p.
- Fiume, B. (2013). Geologia estrutural de detalhe para elaboração de modelo conceitual de circulação de água subterrânea: estudo de caso em Jurubatuba, SP. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 167p.
- Forchheimer, P. (1901), Wasserbewegung durch Boden, Forschtlft ver. D. Ing., 45: 1782–1788.
- Francese, R.; Mazzarini, F.; Bistacchi, A.; Morelli, G.; Pasquare, G.; Praticelli, N.; Robain, H.; Wardel, N.; Zaja, A. (2009). A structural and geophysical approach to the study of fractured aquifers in the Scansano-Magliano in Toscana Ridge, southern Tuscany, Italy. Hydrogeology Journal, 17: 1233-1246.
- Franch, F. A. J. (2008). Influência do tipo de revestimento superficial no fluxo não saturado e sua influência na estabilidade de taludes. Dissertação de Mestrado. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A. (1979). Groundwater. Prentice Hall. 605p.
- FUSP Fundação de Apoio à Universidade de São Paulo. (2002). Plano da Bacia do Alto Tietê. Relatório Final.
- FUSP Fundação de Apoio à Universidade de São Paulo. (2009). Plano da Bacia Hidrográfica do Alto Tietê. Relatório Final.
- Futai, M. M.; Cecílio Jr, M. O.; Abramento, M. (2012). Resistência ao cisalhamento e deformabilidade de solos residuais da Região Metropolitana de São Paulo. *In:* ABMS, Solos das Regiões Metropolitanas de São Paulo e Curitiba, 155-187.
- Gat Jr, I. A. (1971). Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigation. Water Resource Research, 7: 980.

- Gaudreault, M. (1996). Analyse numérique des phénomènes mécaniques et hydrauliques en périphérie d'excavations en massifs rocheux fracturés: le cas de la Mine Niobec, St-Honoré (Québec). Dissertação de Mestrado, Université du Québec à Chicoutimi. 139p.
- Gaudreault, M.; Rouleau, A.; Archambault, G. (1994). A numerical and field study of the role of stress perturbation on rock mass permeability around mine openings. 47th Canadian Geotechnical Conference, Proceedings: 389-398.
- Groshong, R. H. (2006). *3-D Structural Geology*. Springer-Verlag. Disponível em: http://extras.springer.com/2006/978-3-540-31054-9>.
- Hasui, Y. (1975). Geologia da folha de São Roque. Boletim IG, 6: 157-183.
- Hasui, Y. & Carneiro, C. D. R. (1980). Origem e Evolução da Bacia Sedimentar de São Paulo.
 In: ABGE-SBG, Mesa Redonda: aspectos geológicos e geotécnicos da Bacia Sedimentar de São Paulo, Publicação Especial, pp. 5-13.
- Hasui, Y. & Oliveira, M. A. F. (1984). Província Mantiqueira Setor Central. *In:* Almeida, F.F. M. & Hasui, Y. (Coords.). O Pré-Cambriano do Brasil. Edgard Blucher Ltda. 378p.
- Hasui, Y.; Sadowski, G. R.; Carneiro, C. D. R. (1976). Considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na região de São Paulo. Boletim IG, 7: 107-112.
- Hennies, W. T.; Hasui, Y; Penalva, F. (1967). O falhamento transcorrente de Taxaquara. *In:* 21º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., pp. 159-68.
- Hirata, R & Ferreira, L. (2001). Os aquíferos da Bacia Hidrográfica do Alto Tietê: disponibilidade hídrica e vulnerabilidade à poluição. Revista Brasileira de Geociências, 31 (1): 43-50.
- Hoek, E. & Bray, J. (1981). Rock slope engineering. Institute of Mining and Metallurgy, London.
- Hvorslev, M. J. (1951). Time-lag and soil permeability in ground water observations. Bulletin 36, U.S. Army Engineering Waterways Experimental Station, Vicksburg, Mississipi.
- IPT Instituto de Pesquisas Tecnológicas. (1981). Mapa geológico do Estado de São Paulo. Escala: 1:500.000. São Paulo: IPT.
- Johnson, C. D. & Williams, J. H. (2003). Hydraulic logging methods a summary and field demonstration in Conyers, Rockdale County, Georgia. *In:* Williams, L. J. (ed.). Methods used to assess the occurrence and availability of ground water in fractured-crystalline bedrock - an excursion into areas of Lithonia Gneiss in eastern metropolitan Atlanta, Georgia. Georgia Geologic Survey, Guidebook 23, pp. 40-47.

- Juliani, C. (1992). O embasamento pré-cambriano da Bacia de São Paulo. In: ABAS/ABGE/SBG-SP, Seminário Problemas Geológicos e Geotécnicos na Região Metropolitana de São Paulo, pp. 3-20.
- Juliani, C.; Beljavskis, P.; Schorscher, H. D. (1986). Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na Região do São Roque – SP. *In:* 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., 2: 730-43.
- Keller, C. (2004). How to locate and flow test every major fracture in a borehole in one hour. *In:* NGWA EPA Fracture Rock Conference, Proceedings.
- Keller, C. (2009). Liners and packers: similarities and differences. NGWA/EPA Fractured Rock Conference, 12p.
- Keller, C. (2012). Hydro-geologic spatial resolution using flexible liners. The Professional Geologist AIPG, may-june: 45-51.
- Keller, C.; Cherry, J. A.; Parker, B. L. (2013). New method for continuous transmissivity profiling in fractured rock. Groundwater, 52 (3): 352-367.
- Kennel, J. R. (2008). Advances in rock core VOC analyses for high resolution characterization of chlorinated solvent contamination in a dolostone aquifer. Dissertação de Mestrado, University of Guelph. 226p.
- Keys, S. (1990). Techniques of water-resources investigations of the United States Geological Survey. USGS Report. 165p.
- L'Apicirella, E. S. P. (2009). Contaminação e áreas de restrição de uso de água subterrânea no entorno do Canal Jurubatuba em São Paulo – SP. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 125p.
- Lamontagne, E. (2001). Étude hydromécanique d'une fracture en cisaillement sous contrainte normale constante. Tese de Doutoramento. Université du Québec à Chicoutimi. 495p.
- Lane, J. W.; Williams, J. H.; Johnson, C. D.; Savino, S. D. M.; Haeni, F. P. (2002). An integrated geophysical and hydraulic investigation to characterize a fractured-rock aquifer, Norwalk, Connecticut. Water Resources, 01-4133: 30p.
- Lapcevic, P.A. (1988). Results of borehole packer tests at the Ville Mercier Groundwater Treatment Site. National Water Research Institute, Burlington, Ontario.
- Lapcevic, P.A., Novakowski, K.S., Sudicky, E.A. (1999). The interpretation of a tracer experiment conducted in a single fracture under conditions of natural groundwater flow. Water Resources Research, 35 (8): 2301–2312.
- Lau, J. S. O.; Auger, L. F.; Bisson, J. G. (1987). Subsurface fracture surveys using a borehole television camera and acoustic televiewer. Canadian Geotechnical Journal, 24: 499-508.

- Lau, J. S. O.; Auger, L. F.; Bisson, J. G. (1988). Subsurface fracture surveys using a borehole television camera and acoustic televiewer: reply. Canadian Geotechnical Journal, 25: 844-845.
- Lerner, D. N. (2002). Identifying and quantifying urban recharge: a review. Hydrogeology Journal, 10: 143-152.
- Leroueil, S. & Vaughan, P.R. (1990). The general and congruent effects of structure in natural clays and weak rocks. Géotechnique, 40 (3): 467-488.
- Lo, H-C.; Chen, P-J.; Chour, P-Y.; Hsu, S-M. (2014). The combined use of heat-pulse flowmeter logging and packer testing for transmissive fracture recognition. Journal of Applied Geophysics, 105: 248-258.
- Lojkasek-Lima, P. (2018). Caracterização de detalhe do perfil vertical de contaminação em um aquífero cristalino fraturado e intemperizado Jurubatuba São Paulo SP. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 160p.
- Lojkasek-Lima, P.; Pino, D. S.; Casado, P. Parker, B.L; Hirata and R.;Bertolo, R. (2015). Detailed Evaluation of a Vertical Weathering Profile in a Crystalline Bedrock Aquifer. NGWA Conference on Groundwater in Fractured Rock, Abstracts. Burlington, EUA.
- Lojkasek-Lima, P.; Pino, D. S.; Parker, B.; Hirata, R.; Bertolo, R. (2016). Application of multiple enhancing rock core recovery and sampling in a vertical bedrock weathering profile.X Seminário Ekos Brasil, Resumos. São Paulo, Brasil.
- Lojkasek-Lima, P.; Pino, D.S.; Ferreira, S. M. F.; Parker, B. L.; Aravena, R.; Hirata, R. A.; Bertolo, R. A. (2017). High resolution characterization of a contaminated weathered crystalline bedrock aquifer. The University Consortium, Abstracts. Guelph, Canada.
- Lojkasek-Lima, P.; Pino, D. S.; Ferreira, S. M.; Bertolo, R. A.; Parker, B. L.; Aravena, R. (2018). Detailed characterization of a contaminant vertical profile in a weathered crystalline fractured bedrock – Jurubatuba – São Paulo, Brazil. The University Consortium, Abstracts. Guelph, Canada.
- Martins, V. T. S.; Murakami, C. S. D.; Grohmann, C. H. (2013). Sr and Pb isotopes in surface water and bottom sediments from a public water supply reservoir, São Paulo, Brazil. *In*: Goldschmidt Conference, Itália. Abstracts – Mineralogical Magazine, 77: 1698.
- Mattila, J. & Tammisto, E. (2012). Stress-controlled fluid flow in fractures at the site of a potential nuclear waste repository, Finland. Geology, 40: 299-302.
- Mauldon, M. & Mauldon, J. G. (1997). Fracture sampling on a cylinder: from scanlines to boreholes and tunnels. Rock Mechanics and Rock Engineering, 30 (3): 129-144.

- Melo, M. S.; Caetano, S. L. V.; Coimbra, A. M. (1986). Tectônica e sedimentação na área das Bacias de São Paulo e Taubaté. *In:* 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., 1: 321-36.
- Melo, M. S.; Coimbra, A. M.; Riccomini, C. (1989). Evolução dos conhecimentos sobre a geologia da Bacia de São Paulo na década de oitenta. *In:* Workshop Geologia da Bacia de São Paulo, Coletânea das comunicações apresentadas no workshop, pp.1-11.
- Meyer, J. R.; Parker, B. L.; Cherry, J. A. (2008). Detailed hydraulic head profiles as essential data for defining hydrogeologic units in layered fractured sedimentary rock. Environmental Geology, 56: 27-44.
- Meyer, J. R.; Parker, B. L.; Cherry, J. A. (2010). Characteristics of high resolution hydraulic head profiles and vertical gradients in fractured sedimentary rocks. Journal of Hydrogeology, 517: 493-507.
- Meyer, J. R.; Parker, B. L.; Cherry, J. A.; (2014). Characteristics of high resolution hydraulic head profiles and vertical gradients in fractured sedimentary rocks. Journal of Hydrogeology, 517: 493-507.
- Missbach, A. (1937). Listy Cukrov, 55, 293.
- Molz, F. J. & Young, S. C. (1993). Development and application of borehole flowmeters for environmental assessment. The Log Analyst, 3: 13-23.
- Monteiro, M. D. (2016). Contribuição à caracterização hidrogeológica de maciços fraturados e solos residuais em projetos de obras subterrâneas na Região Metropolitana de São Paulo.
 Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 148p.
- Morin, R. H. & Savage, W. Z. (2003). Effects of crustal stresses on fluid transport in fractured rock: case studies from northeastern and southwestern USA. Hydrogeology Journal, 11: 100-112.
- Morin, R. H.; Hess, A. E.; Paillet, F. L. (1988). Determining the distribution of hydraulic conductivity in a fractured limestone aquifer by simultaneous injection and geophysical logging. Ground Water, 26 (5): 587-595
- Morin, R.; Carleton, G. B.; Poirier, S. (1997). Fractured-aquifer hydrogeology from geophysical logs; the Passaic Formation, New Jersey. Groundwater, 35 (2): 328-338.
- Morin, R. H.; Senior, L. A.; Decker, E. R. (2000). Fractured-aquifer hydrogeology from geophysical logs: Brunswick Group and Lockatong Formation, Pennsylvania. Groundwater, 38 (2): 182-192.

- Morin, R.; Godin, R.; Nastev, M.; Rouleau, A. (2007). Hydrogeologic controls imposed by mechanical stratigraphy in layered rocks of the Chateauguay River Basin, a U.S.-Canada transborder aquifer. Journal of Geophysical Research, 112.
- Mortimer, L; Aydin, A.; Simmons, C. T.; Love, A. J. (2011a). Is in situ stress important to groundwater flow in shallow fractured rock aquifers? Journal of Hydrogeology, 399 (3): 185-200.
- Mortimer, L; Aydin, A.; Simmons, C. T.; Heinson, G.; Love, A. J. (2011b). The role of in situ stress in determining hydraulic connectivity in a fractured rock aquifer (Australia). Hydrogeology Journal, 19: 1293-1312.
- Munn, J. D. (2012). High resolution discrete fracture network characterization using inclined coreholes in a Silurian dolostone aquifer in Guelph, Ontario. Tese de Doutoramento, University of Guelph. 60p.
- Novakowski, K. S. (2000). Fate and transport in fractured rock. *In:* Lehr, J. (Ed.), Standard Handbook of Environmental Science, Health, and Technology. McGraw-Hill Inc., p. 4.74-4.86.
- Paillet, F. L. (1995). Using borehole flow logging to optimize hydraulic test procedures in heterogeneous fractured aquifers. Hydrogeology Journal, 3 (3): 4-20.
- Paillet, F. L. (1998). Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in heterogeneous fractured formations. Water Resources Research, 34 (5): 997-1010.
- Paillet, F. L. (2000). A field technique for estimating aquifer parameters using flow log data. Ground Water, 34 (5): 997-1010.
- Paillet, F. L. (2004). Borehole flowmeter applications in irregular large-diameter boreholes. Journal of Applied Geophysics, 55: 39-59.
- Paillet, F. L.; Hess, A. E.; Cheng, C. H.; Hardin, E. (1987). Characterization of fracture permeability with high-resolution vertical flow measurements during borehole pumping. Ground Water, 25 (1): 28-40.
- Parisot, E. H. (1983). As águas subterrâneas no centro-oeste do município de São Paulo.Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 93p.
- Parker, B. L. (2007). Investigating contaminated sites on fractured rock using the DFN approach. *In:* NGWA Fractured Rock Conference: State of the Science and Measuring Success in Remediation, Proceedings. 18p.
- Parker, B. L. (2011). The Discrete Fracture Network approach for investigating contaminated sites on fractured sedimentary rock. *In:* GeoHydro, Québec, Expanded Abstracts.
- Parker, B. L.; Cherry, J. A.; Chapman, S. W. (2012). Discrete fracture network approach for studying contamination. *In:* AQUA mundi, 6052: 101-116.
- Parker, B. L.; Chapman, S. W.; Goldstein, K. J.; Cherry, J. A. (2018). Multiple lines of field evidence to inform fracture network connectivity at a shale site contaminated with dense non-aqueous pase liquids. *In:* Ofterdinger, U.; MacDonald, A. M.; Comte, J. C.; Young, M. E. (eds). Groundwater in fractured bedrock environments. Geological Society, London, Special Publications, 479.
- Peacock, D. C. P. & Sanderson, D. J. (2018). Structural analyses and fracture characterisation: Seven pillars of wisdom. Earth-Sciences Reviews, 184: 13-28.
- Pede, M. A. (2004). 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. 106p.
- Pehme, P. E. (2012). New approaches to the collection and interpretation of high sensitivity temperature logs for detection of groundwater flow in fractured rock. Tese de Doutoramento. University of Waterloo. 324p.
- Pehme, P. E.; Greenhouse, J. P.; Parker, B. L. (2007a). The active line source (ALS) technique, a method to improve detection of hydraulically active fractures and estimate rock thermal conductivity. AIH Conference, Ottawa. 8p.
- Pehme, P. E.; Parker, B. L.; Cherry, J. A.; Greenhouse, J. P. (2007b). The potential for compromised interpretations when based on open borehole geophysical data in fractured rock. NGWA/USEPA Fractured Rock Conference. 12p.
- Pehme, P. E.; Greenhouse, J. P.; Parker, B. L. (2007c). The active line source temperature logging technique and its application in fractured rock hydrogeology. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 12 (4): 307-322.
- Pehme, P.E.; Parker, B. L.; Cherry, J. A.; Greenhouse, J. P. (2010). Improved resolution of ambient flow through fractured rock with temperature logs. Groundwater, 48 (2): 191-205.
- Pehme, P. E.; Parker, B. L.; Cherry, J. A.; Molson, J. W.; Greenhouse, J. P. (2013). Enhanced detection of hydraulically active fractures by temperature profiling in lined heated bedrock boreholes. Journal of Hydrogeology, 484: 1-15.
- Pehme, P. E.; Parker, B. L.; Cherry, J. A.; Blohm, D. (2014). Detailed measurement of the magnitude and orientation of thermal gradients in lined boreholes for characterizing groundwater flow in fractured rock. Journal of Hydrology, 513: 101-114.
- Perrotta, M. M.; Salvador, E. D.; Lopes, R. C.; D'Agostinho, L. Z. (2005). Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:750.000. São Paulo, CPRM (Programa Levantamentos

Geológicos Básicos do Brasil). Breve descrição das unidades litoestratigráficas aflorantes no Estado de São Paulo. 195p.

- Petelet-Giraud, E.; Négrel, P.; Gourcy, L.; Schmidt, C.; Schirmer, M. (2007). Geochemical and isotopic constraints on groundwater-surface water interactions in a highly anthropized site. The Wolfen Bitterfeld megasite (Mulde subcatchment, Germany). Environmental Pollution, 148: 707-17.
- Pierce, A.; Chapman, S. W.; Zimmerman, L. K.; Hurley, J. C.; Aravena, R.; Cherry, J. A.; Parker, B. L. (2018). DFN-M field characterization of sandstone for process-based site conceptual model and numerical simulations of TCE transport with degradation. Journal of Contaminant Hydrology, 212: 96-114.
- Pino, D.S. (2012). Structural hydrogeology in the Kenogamy Uplands, Quebec, Canada. Dissertação de Mestrado, Université du Quebec à Chicoutimi. 184p.
- Pino, D. S.; Barbosa, M. B.; Lojkasek-Lima, P.; Sartorio, F.; Hirata, R.; Bertolo, R. (2016a). Development of a Mobile Unit for Packer Testing (MUST) in Brazil for a fractured bedrock aquifer characterization: preliminary results. 2016 Consortium Meeting, Abstracts. Guelph, Canada.
- Pino, D. S.; Lojkasek-Lima, P.; Barbosa, M. B.; Parker, B.; Hirata, R.; Bertolo, R. (2016b). Detailed vertical evaluation of a contaminated fractured crystalline aquifer using the DFN approach: case study of Jurubatuba, São Paulo. X Seminário Ekos Brasil, Resumos. São Paulo, Brasil.
- Pino, D.S.; Lojkasek-Lima, P.; Barbosa, M. B.; Parker, B.; Hirata, R.; Bertolo, R. (2016c). Aplicação do método Discrete Fracture Network para estudo Hidrogeológico Estrutural de aquífero fraturado: caso da região de Jurubatuba, São Paulo (SP). 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos, ST25 (5277). Porto Alegre, Brasil.
- Pino, D. S.; Lojkasek-Lima, P.; Ferreira, S. A. M.; Barbosa, M.; Hirata, R.; Fernandes, A.; Parker, B.; Bertolo, R. (2018). Perfil hidrogeológico estrutural vertical de aquífero cristalino fraturado na região de Jurubatuba, São Paulo. XX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Resumos, Campinas, SP.
- Pino, D. S.; Fernandes, A. J.; Bertolo, R. A. (2019a). Caracterização hidrogeológica e estrutural de aquíferos fraturados em região de clima tropical. 1º Simpósio de Pós-Graduação do Instituto de Geociências, Resumos, São Paulo, SP.
- Pino, D. S.; Lojkasek-Lima, P.; Ferreira, S. A. M.; Parker, B.; Aravena, R.; Hirata, R.; Bertolo,R. (2019b). Assessing discrete contaminant mass distribution and storage capacity in weathered bedrock aquifers in tropical regions. Groundwater Remediation using

Nano/biotechnology with focus on the Contaminated Resources in Brazil – GRUN, Abstracts, Campinas, SP.

- Pollard, D. D. & Aydin, A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century. Geological Society of America Bulletin, 100: 1181-1204.
- Priest, S. D. (1993). Discontinuity analysis for rock engineering. London, Chapman & Hall. 473p.
- Quinn, P. M.; Parker, B. L.; Cherry, J. A. (2011a). Using constant head step tests to determine hydraulic apertures in fractured rock. Journal of Contaminant Hydrology, 126 (1-2): 85-99.
- Quinn, P.; Cherry, J.; Parker, B. (2011b). Quantification of non-Darcian flow observed during packer testing in fractured sedimentary rock. Water Resources Research, 47 (W09533), 15p.
- Quinn, P.; Cherry, J.; Parker, B. (2012). Hydraulic testing using a versatile straddle packer system for improved transmissivity estimation in fractured-rock boreholes. Hydrogeology Journal,20 (8): 1529-1547.
- Quinn, P.; Parker, B. L.; Cherry, J. A. (2013). Validation of non-Darcian flow effects in slug tests conducted in fractured rock boreholes. Journal of Hydrogeology, 486: 505-518.
- Quinn, P.; Cherry, J. A.; Parker, B. L. (2015). Combined use of straddle packer testing and FLUTe profiling for hydraulic testing in fractured rock boreholes. Journal of Hydrology, 534: 439-454.
- Quinn, P.; Cherry, J. A.; Parker, B. L. (2016). Depth-discrete specific storage in fractured sedimentary rock using steady-state and transient single hole hydraulic tests. Journal of Hydrogeology, 542: 756-771.
- Rede das Águas. (2002). A Bacia Hidrográfica do Tietê. Disponível em: http://www.rededasaguas.org.br>.
- Ribeiro, L. A. F. S. (2012). Perfilagens geofísicas de poços tubulares profundos, região do Canal Jurubatuba, São Paulo (SP). Monografia de Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Ribeiro, L. A. F. S. (2016). Constraining a Discrete Fracture Network statistic model for the Tunnel City Group sandstones in Cottage Grove-WI using outcrops and boreholes. Dissertação de Mestrado. University of Guelph. 98p.
- Riccomini, C. (1989). O rift continental da região sudeste do Brasil. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 256p.
- Riccomini, C. & Coimbra, A.M. (1992). Geologia da Bacia Sedimentar de São Paulo. *In:* Solos da Cidade de São Paulo. ABMS & ABEF. p. 37-94.

- Riccomini, C.; Coimbra, A.M.; Takiya, H. (1992). Tectônica e sedimentação na Bacia de São Paulo. *In:* ABAS/ABGE/SBG-SP, Seminário Problemas Geológicos e Geotécnicos na Região Metropolitana de São Paulo, p 21-45. 1992.
- Riccomini, C.; Sant'Anna, L. C.; Ferrari, A. L. (2004). Evolução Continental do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In:* Neto, V. M.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Neves, B. B. B. (orgs). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo, 385-405.
- Robinson, D. A.; Binley, A.; Crook, N.; Day-Lewis, F. D.; Ferre, T. P. A.; Grauch, V. J. S.;
 Knight, R.; Knoll, M.; Lakshmi, V.; Miller, R.; Nyquist, J.; Pellerin, L.; Singha, K.; Slater,
 L. (2008). Advancing process-based watershed hydrological research using near surface
 geophysics: a vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods.
 Hydrological Processes, 22: 3604–3635.
- Rocha, G. A.; Gonçales, V. G.; Rebouças, A. C.; Barreto, L. M. B. (1989). Hidrogeologia da Bacia de São Paulo: estágio atual de conhecimento. *In:* Workshop Geologia da Bacia de São Paulo, Coletânea das comunicações apresentadas no workshop, pp. 44-59.
- Rouleau, A. & Gale, J. E. (1985). Statistical characterization of the fracture system in the Stripa Granite, Sweden. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts, 22 (6): 353-367.
- Rowland, S. M.; Duebendorfer, E. M.; Schiefelbein, I. S. (2007). Structural Analysis and Synthesis: a laboratory course in Structural Geology. 3rd edition. Blackwell Publishing. 322p.
- Roy, D. W. (2011). Annexe 3B Cosinus Directeurs. Université du Québec à Chicoutimi. Notas de aula.
- Servmar Serviços Técnicos Ambientais Ltda. (2013). Relatório de Investigação Detalhada Complementar – Ergomat Indústria e Comércio Ltda. MA/12517/13/DSP. São Paulo.
- Servmar Serviços Técnicos Ambientais Ltda. (2018). Relatório de Investigação Ambiental Complementar, monitoramento analítico de vapores e de água subterrânea e avaliação de risco à saúde humana – Ergomat Indústria e Comércio Ltda. R14081-18. São Paulo.
- Servmar Serviços Técnicos Ambientais Ltda; Departamento de Águas e Energia Elétrica DAEE; Instituto Geológico IG; Projeto Aquíferos. (2009). Projeto Jurubatuba: Restrição e controle de uso de água subterrânea. 113p.
- Silva, J. A. F. (2017). Definição dos mecanismos de recarga e origem das águas subterrâneas dos aquíferos da região do Canal Jurubatuba, SP. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 132p.

- Snow, D. (1965). A parallel plate model of fractured permeable media. Tese de Doutoramento. University of California. 331p.
- Snow, D. (1968). Rock fracture spacings, openings and porosities. Journal of Soil Mechanics and Foundations Division, 94 (1).
- Snow, D. (1969). Anisotropic permeability of fractured media. Water Ressources Research, 5 (6): 1273-1289.
- Stearns, D. W. (1969). Certain aspects of fracture in naturally deformed rocks. *In:* Riecker, R. E. (ed), Rock mechanics seminar. 97-118. Massachusetts, Air Force Cambridge Research Laboratory.
- Sterling, S. N.; Parker, B. L.; Cherry, J. A.; Williams, J. H.; Lane Jr. J. W.; Haeni, F. P. (2005). Vertical cross contamination of trichloroethylene in a borehole in fractured sandstone. Ground Water, 43 (4): 557-573.
- Sultan, M.; Wagdy, A.; Manocha N.; Sauck, W.; Gelil, K. A.; Youssef, A. F.; Becker, R.; Milewski, A.; Alfy, Z. E.; Jones, C. (2008). An integrated approach for identifying aquifers in transcurrent fault systems: the Najd shear system of the Arabiam Nubian shied. Journal of Hydrology, 349: 475-488.
- Takiya, H. (1991). Aplicação dos métodos quantitativos espaciais a dados geológicos da Bacia de São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 109p.
- Taylor, R. & Howard, K. (2000). A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. Hydrogeology Journal, 8: 279-284.

Terzaghi, R. D. (1965). Sources of error in joint surveys. Geotechnique, 15 (3): 287-304.

- Theis, C. V. (1935). The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Transactions, American Geophysical Union, 16: 519-524.
- Thiem, G. (1906). Hydrologische methoden. Gebhardt, Leipzig. 56p.
- USGS United States Geological Service. (2004). Isotope Traces Project Resources on Isotopes. Disponível em: < https://wwwrcamnl.wr.usgs.gov/isoig/res/>.
- Vaz, L. F. (1996). Classificação genética dos solos e dos horizontes de alteração de rocha em regiões tropicais. Solos e Rochas, 19 (2): 117-136.
- Vaz, L. F. & Gurgueira, M. D. (2018). Solos em Geologia de Engenharia. *In:* Geologia de Engenharia e Ambiental, ABGE, 912p.

- Vlach, S. R. F. (2001). Microprobe monazite constraints for an early (ca. 790 Ma) Brasiliano Orogeny: The Embu Terrane, Southeastern Brazil. *In:* III South American Symposium of Isotope Geology, Extended Abstract Volume.
- Wahnfried, I. (2010). Modelo conceitual de fluxo do aquitarde Serra Geral e do Sistema Aquífero Guarani na região de Ribeirão Preto, SP. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 135p.
- Williams, J. H. & Paillet, F. L. (2002a). Using flowmeter pulse tests to define hydraulic connections in the subsurface: a fractured shale example. Journal of Hydrology, 265: 100-117.
- Williams, J. H. & Paillet, F. L. (2002b). Characterization of fractures and flow zones in a contaminated shale at the Watervliet Arsenal, Albany County, New York. US Geological Survey Open-File Report 01-385.
- Wyllie, D. C. & Mah. C. W. (2004). Rock slope engineering. Spon Press, 4th edition, London. 456p.
- Young, S. C. & Waldrop, W. R. (1989). An electromagnetic borehole flowmeter for measuring hydraulic conductivity variability. *In:* Conference Proceedings for New Field Techniques for quantifying the Physical and Chemical Properties of Heterogeneous Aquifers. Water Well Journal Publishing Company, Dallas, TX. pp. 463-474.
- Zeeb, C; Gôckus, D.; Bons, P.; Ajmi, H. A.; Rausch, R.; Blum, P. (2010). Fracture flow modelling based on satellite images of the Wajid Sandstone, Saudi Arabia. Hydrogeology Journal, 18 (7): 1699-1712.
- Zhang, K.; Wu, Y.S.; Houseworth, J. E. (2006). Sensitivity analysis of hydrological parameters in modeling flow and transport in the unsaturated zone of Yucca Mountain, Nevada, USA. Hydrogeology Journal, 14: 1599-1619.

9. APÊNDICES

9.1. Apêndice I: modelos de fichas de campo

СЕРА	Centro de Peropulsas em Águas Subtercitosas Rua do Lago, S62, São Paulo, SP, Brazil SS		Structural	Loggin	g She	et - C	rystall	ine Rock	s					
	Core 'Aligned'? Distance (core depth)	Structure type Orientation (aprox.)	Movement indicator type (steps)	Surface	Mech.	Intact	Joint aperture	Oxidation	Mineral filling	Foliation	Lith. change	Cont. across core?		
Core run #	Using bedding Using bedding Using fractures W(previation (m) (m) (m) (m) (m) (m)	Rock contact Dyke Dyke Fractive Fractive Fraction Stear 20ne Stear 20ne Other Other	Negative (on the Positive (on the A- Visible B - Ok C - Uncertain	Plane Rough Wavy	Yes No	Yes No	Free (vugg) Filled Anartura (cm)	Minor Major None	None Quatz Other	Yes No	Yes No	Yes No	Continuity	Comments
		NC Dy Pa Pr Po NE N Va												
		5C Dy Pa Pr No 32 3 Va		1										
		5C Dy Pa Pr No 32 E Ve												
		12 Dy Pa N Po 32 1 Va												
		NC Dy Pa Pr Po NC N Va												
		5C Dy Pa Pr Po 3Z 31 Va												
		50 Dy Pa Pr Po 32 5 Va												
		50 Dy Pa P Po 32 5 Ve												
		AC Dy Pa Pr No 32 15 Va							ļļ					
		X: Dy 74 N N 30 X 15 V4												
		E Dy Pa N No E E Va				ļļ	ļļļ			. .	ļļ	ļļ		
		12 Dy Pa P Po 32 15 Va				ļļ					ļļ	ļļ		
		12 Dy Pa P No 22 1 Va				ļļ								
		12 Dy No N No 32 11 Vo				ļ	·····					ļļ		
		12 Dy Pa P Po 32 11 Va												
		1C Dy Pa Pr 70 32 31 Ve					·····							
		200 Dg Pa Pi Po 200 20 Ve												
		32 Dy Pa N N 30 32 3 Ve												
		12 Dy Pa P Po 32 1 Ve												
		12 Dy Pa N N 10 32 3 Ve												
		12 Dr Pa P Po 32 11 Va										ļļ		
		12 Dy Pa P Po 12 1 Va												
		12 Dy Pa P Po 32 1 Va				ļļ								
		NC Dy Pa Pr No NC N Ve												
		12 Dy No N No 12 3 Vo						·	·					
		15. Dy Pa P P 30 32 31 Va												
		12 Dy Pa P 10 22 31 Va												
		NC Dy Pa P Po X No X No												
		12 Dy Pa P Po 32 3 Ve												
		RC Dy Pe Pr No R2 81 Ve												

Station ID:

Logged by:

Date: _____ pg ____ of ____

Run #:				Te	ture	e (gra	ain si	ize)			Tex	ture		м	atrix :	Stru	cture					Sortin	5			Roun	dness		
	ur(s)	L		_	_						(m.					_			Material		_	_							
Dist from op of Run	0 Co Io												Pite	astici	tyind	ex	Frial	bility	Diganic	8		ate	_	3	1	viar	belo	3	comments
(m)		2		e sand edum San	arse Sand	Ivey Silt	wey Sand	ty Clay	ndv Clav	ndy Sity	*	to Sand	ompacte	NO	Medium	ŝ	No.	High		VeryP	8	Moder	Wei	Very V	Angul	Subang	Subrour	Round	
op:		8	5	£ 2	8	5	8	5 5	3	3	ő	5 6			H	+	+	+	⊢	\vdash	-				\vdash				
0.10					-				-							_	-	-					ļ						
0.20				1								ļ		<u> </u>						1			ļ						
0.30					-	-										-		-		-									
				-		-			-			-	-				-	-											
0.40					1			_				1		-		_				İ			ļ						
0.50			Ť	+						<u> </u>		T		<u> </u>				1	<u> </u>	<u> </u>		<u> </u>	<u> </u>						
0.60				-		-			-			-					-	-											
0.70			-			1							-	-		_		_					1						
0.80																				1			ļ						
			Ť	-	1								-				-	-											
			-	-		-			-			-	-				-	-											
1.00			1	1	1	t			1	1		1		1				1		1		 	İ						
1.10			Ţ							-		Ţ		1				1					ļ						
1.20				-					-			-	-					-											
1.30			1		1							-		ĺ		_										1			
1.40			1		1															1			1						
		ļļ	ļ.							Ļ		ļ		ļ				4	ļ	ļ		ļ	Ļ	ļ	ļ	Ļ			



9.2. Apêndice II: projeto do poço Westbay

Summary Completion Log

Company: University of Sao Paulo Well: MP - 01 Site: Ergomat Project:

Well Information

Reference Datum: Ground Level Elevation of Datum: 0.00 m. MP Casing Top: 0.00 m. MP Casing Length: 57.09 m. Job No: WB923 Author: TK

Borehole Depth: 59.10 m. Borehole Inclination: vertical Borehole Diameter: 98.00 mm

Well Description:

Other References:

File Information

File Name: WB923F WWD Report Date: Wed Jun 22 12:58:38 2016 File Date: Jun 16 14:04:02 2016

Sketch of Wellhead Completion

M P - 01 SURFACE COM PLETION



Summary Completion Log University of Sao Paulo

Job No: WB923 Well: MP = 01

			Lege	nd	
		(Qty) (Library	MP Components - WD Library 04/29/15)	Geology	Backfill/Casing
_	_	(2)	0203 - MP38 End Cap		Mild Steel
		(9)	020105 - MP38 Casing 2 (5F/1.5M)		
		(4)	020110 - MP38 Casing 1 (10F/3M)		
		(15)	0238 - MP38 Packer - 74mm (5F/1.5M)		
Ι	Ι	(2)	020103 - MP38 Casing 6 (3F/0.9M)		
I	I	(4)	020102 - MP38 Casing 3 (2F/0.6M)		
		(3)	020104 - MP38 Casing 5 (4F/1.2M)		
I.	I	(1)	020101 - MP38 Casing 4 (1F/0.3M)		
_	_	(16)	0202 - MP38 Regullar Coupling		
-	-	(16)	0205 - MP38 Measurement Port		
-0	>	(6)	0224 - MP38 Pumping Port		
		(7)	0216 - Magnetic Location Collar		

(c) Westbay Instruments Inc. 2000

Thu Jun 16 14:03:43 2016

Page: 2

Summary Completion Log University of Sao Paulo

Job No: WB923 Well: MP - 01



9.3. Apêndice III: correção de viés de orientação

CORREÇÃO DO VIÉS DE ORIENTAÇÃO

1. Nomenclatura das orientações de estruturas

A determinação da orientação de estruturas depende da utilização correta de sua terminologia. É fundamental dominar os termos designados a estruturas planares e a lineares.

- Atitude: orientação de um plano ou uma linha no espaço, é composto pela direção e pelo mergulho;
- Direção (*strike*): ângulo horizontal entre uma linha e uma coordenada geográfica (Norte), variando de 0 a 360°. A convenção geralmente empregada é a denominada regra da mão direita (*right hand rule*), segundo a qual os dedos da mão direita devem estar no mesmo sentido do mergulho da estrutura, quando se posiciona a mão direita sobre a superfície superior da estrutura, e a direção da fratura encontra-se paralela ao dedo maior aberto (Figura 1);



Figura 1 – Representação esquemática de elementos de uma estrutura planar no contexto da regra da mão direita (rhr): direção, mergulho e rumo de mergulho.

- Mergulho (*dip*): inclinação de uma linha em relação ao plano horizontal, variando de 0 a 90°;
- Direção ou rumo do mergulho (*dip direction*): ângulo horizontal entre a projeção horizontal da linha de mergulho e uma coordenada geográfica (Norte), variando de 0 a 360°. Corresponde à soma de 90° à direção da estrutura;

- Direção ou rumo de um polo ou reta (*trend*): direção de mergulho do polo ou reta; é o ângulo horizontal entre a projeção horizontal do polo ou reta e uma coordenada geográfica (Norte), variando de 0 a 360°;
- Mergulho de um polo ou reta (*plunge*): inclinação da reta em relação ao plano horizontal, de 0 a 90°;
- *Rake (pitch)*: ângulo entre uma linha (ou feição) e a direção do plano em que a linha se encontra.

Há ainda diversas possibilidades de representação numérica da orientação de um plano de fratura (ou de outra estrutura). Algumas das formas mais comumente utilizadas são:

- Azimute ("*azimuth*", medida em geral obtida com a bússola tipo Brunton): direção da fratura/mergulho = 150/45 ou N150/45;
- Quadrante ("quadrant"): S30E/45SW;
- Direção de mergulho ("*dip direction*", medida obtida com a bússola tipo Clar): direção do mergulho/mergulho = 240/45.

Definem-se ainda as nomenclaturas de estruturas utilizadas neste documento e comumente encontradas na literatura:

- Estrutura (*"structure"*): termo geral para indicar uma descontinuidade física em uma massa rochosa; pode referir-se a fraturas, falhas, veios, diques, foliação, etc;
- Fratura ("fracture"): juntas que não mostram deslocamentos relativos discerníveis;
- Família de fraturas (*"fracture set"*): grupo de fraturas cujos polos se concentram em um diagrama de densidade em 20° ou menos em largura angular; trata-se de uma classificação analítica das fraturas;
- Falha (*"fault"*): fratura através da qual houve deslocamento relativo (o movimento é determinado através de indicadores cinemáticos). Seus dois planos são denominados paredes de falha;
- Junta (*"joint"*): termo geral para indicar uma descontinuidade física em uma massa rochosa; pode se referir a uma fratura ou a uma falha;
- Sistema de fraturas ("*fracture system*"): configuração das fraturas como são observadas na natureza.

2. Projeções estereográficas de planos e retas

2.1 Tipos de redes

Para a projeção gráfica de estruturas geológicas, são comumente utilizadas duas redes circulares: (i) rede estereográfica (Figura 2a), ou rede de ângulo igual, ou rede de Wulff (em homenagem a G. V. Wulff, que a adaptou para uso em Cristalografia); e (ii) rede de área igual de Lambert, ou rede de Schmidt, ou ainda rede de Schmidt-Lambert (Figura 2b). Na prática, ambos os tipos são chamados de estereogramas.



Figura 2 – Tipos de redes para projeção de estruturas: (a) ângulo igual ou Wulff; (b) área igual ou Schmidt-Lambert. Fonte: Rowland et al. (2007).

Na rede de área igual, cada divisão da esfera de referência permanece com áreas iguais na projeção, o que não ocorre com a rede de ângulo igual. Por outro lado, a rede de área igual não preserva as relações angulares. Em Cristalografia, as relações angulares são particularmente importantes, de modo que a rede mais usada é a de Wulff, enquanto em Geologia Estrutural, a densidade relativa de dados é frequentemente mais relevante, sendo mais comumente utilizada a rede de área igual.

Os elementos da rede de área igual são: linhas "norte-sul" denominadas grandes círculos; linhas "leste-oeste" chamadas pequenos círculos; perímetro da rede, círculo primitivo (no sentido de "fundamental"). Os grandes círculos na rede representam um conjunto de planos com a mesma direção e todos os mergulhos possíveis. O círculo primitivo representa um plano horizontal.

2.2 Hemisférios de projeção

Diferentemente da Cristalografia, que utiliza a projeção de dados na rede no hemisfério superior, a Geologia Estrutural habitualmente trabalha com o hemisfério inferior. Para efeitos de visualização, seria como olhar para baixo em uma tigela na qual um semicírculo de papelão foi ajustado em um determinado ângulo – o diâmetro exposto do semicírculo será uma linha reta, e sua parte curva descreverá uma curva no fundo da tigela (Figura 3).



Figura 3 - Vista oblíqua da projeção de um plano no hemisfério inferior. Traduzido de: Rowland et al. (2007).

2.3 Projeções planares e polares

O polo de um plano é a linha reta perpendicular ao plano, isto é, o ponto que o representa no estereograma se encontra a 90° do grande círculo do plano. Dessa forma, a projeção polar de um plano permite sua representação através de um ponto na rede, ao invés de um círculo maior. Considere-se, por exemplo, um plano de direção leste e mergulho 30° a sul: seu polo apresentará 60° de mergulho a norte (Figura 4).



Figura 4 – Projeções planar e polar de um plano em hemisfério inferior de diagrama de área igual.

Observa-se, portanto, que o rumo do polo será igual à direção do plano somada 270°, e que seu mergulho será o ângulo complementar do mergulho do plano, isto é, a soma de ambos é igual a 90°.

3. Efeitos da direção de observação de estruturas

Para que dados de fraturas possam ser úteis a um estudo, devem compreender a orientação e o espaçamento dessas estruturas (Terzaghi, 1965). Entretanto, quando as perfurações ou exposições de rocha estudadas apresentam orientações aproximadamente uniformes, é improvável que os dados de orientação de fraturas forneçam informações precisas sobre a densidade de todas as famílias de fraturas presentes na área. Esse viés de orientação é ilustrado na Figura 5, que indica a densidade relativa (quantidade por unidade de área) dos polos de fraturas observadas em: (i) um afloramento subvertical, no qual predomina a identificação de fraturas de alto a médio ângulo (Figura 5a) em uma linha de levantamento subhorizontal, e (ii) em uma perfuração vertical, que interceptará principalmente fraturas de baixo ângulo (Figura 5b).



Figura 5 – Diagrama de densidade idealizado para fraturas aleatórias observadas em (a) um afloramento subvertical, e (b) uma sondagem vertical. Adaptado de: Terzaghi (1965).

O viés de orientação pode resultar em estimativa não confiável da abundância relativa de famílias de fraturas em uma área de estudo (Terzaghi, 1965; Rouleau & Gale, 1985). Isso é extremamente relevante ao se caracterizar a geometria de uma rede de fraturas, porque inclusive onde a rede de fraturas regional é bem desenvolvida, é provável que exista uma variação notável da orientação de fraturas em curtas distâncias (Terzaghi, 1965).

Uma forma eficiente de se fazer levantamento de fraturas é utilizando-se o método da linha de levantamento ou *scanline* (Rouleau & Gale, 1985; Priest, 1993), no qual são registradas todas as estruturas que interceptam a linha de medida (Figura 6). A *scanline* pode ser realizada em: (i) afloramentos, onde usualmente se coloca uma fita métrica para referência e as estruturas são estudadas diretamente sobre a exposição de rocha (Figura 6); (ii) furos de sondagem e/ou poços com parede aberta (não revestidos), cuja análise pode ser feita em testemunhos de rocha orientados ou, mais comumente, através de perfilagens geofísicas, como o imageamento acústico e óptico. Em geral, durante o trabalho em uma linha de levantamento são realizadas observações sobre os seguintes aspectos: orientação da *scanline*; distância em que a estrutura intercepta a linha de observação; orientação das estruturas; comprimento; rugosidade; material geológico; intersecção com outras estruturas; indicadores cinemáticos; indícios de fluxo (p.e. oxidação, película, precipitação, ocorrência de água ou vegetação); etc. Trabalhos recentes que empregaram com sucesso o método da *scanline* incluem Mauldon & Mauldon (1997), Fernandes & Rouleau (2008), Pino (2012, este trabalho) e Fiume (2013).



Figura 6 – Esquema do método de levantamento por *scanline* em afloramento. Apenas as estruturas (em preto) que cruzam a linha de varredura (em azul) são medidas. A distância em que uma descontinuidade intercepta a linha é sempre observada (neste exemplo, de 0 a 80 m). Traduzido de: Pino (2012).

A realização de no mínimo três *scanlines* aproximadamente perpendiculares entre si é fundamental para a obtenção de informações mais completas sobre a rede de fraturas, uma vez que proporciona a amostragem de uma gama mais ampla de orientações de estruturas ao evitar a sobreposição de muitas zonas cegas (Terzaghi, 1965).

O termo ponto cego é utilizado por Terzaghi (1965) para referir-se à localização do polo de um afloramento, uma vez que as fraturas representadas pelo mesmo polo não poderiam ser observadas nesse afloramento. Tais fraturas são denominadas de "estruturas de ponto cego". Analogamente, a zona cega de um furo de sondagem é o local dos polos das fraturas paralelas ao furo, e corresponde ao grande círculo a 90° do ponto axial do furo (Terzaghi, 1965). Da mesma forma, as fraturas representadas por polos nessa zona são denominadas "estruturas de zona cega". Apesar da diferença de nomenclatura estabelecida por Terzaghi (1965), ao se considerar que a *scanline* realizada em um afloramento equivale a uma linha de levantamento como a de um furo de sondagem, diferenciando-se em geral apenas pelo ângulo mais baixo de

mergulho, é possível extrapolar a denominação de "zona cega" para os estudos em afloramentos.

Considerando-se a definição das zonas cegas, torna-se evidente a importância da escolha de orientações adequadas para a realização das *scanlines*. Duas zonas cegas sempre irão se sobrepor em uma ou duas áreas; entretanto, se as linhas de levantamento forem apropriadamente definidas (isto é, se forem aproximadamente perpendiculares entre si), nenhum polo estará na zona cega de três *scanlines* ao mesmo tempo (Figura 7). Ademais, haverá vários intervalos de orientação visíveis pelas três linhas de observações (Figura 7).



Figura 7 – Sobreposição de zonas cegas de 3 *scanlines* de orientações distintas, destacadas em cores diferentes. Adaptado de: Roy (2011).

4. Correção de Terzaghi (1965) ou de viés de orientação

Um viés de amostragem é introduzido em qualquer levantamento estrutural em que o ângulo alfa (α) entre uma família de fraturas e a linha de observação (*scanline*) seja diferente de 90° (Terzaghi, 1965). Isso significa que estruturas que formam um ângulo baixo ($\alpha < 20^\circ$, aproximadamente paralelas) com a *scanline* têm menos chances de serem observadas do que aquelas que formam um ângulo elevado ($\alpha \approx 90^\circ$).

Os erros relacionados com a orientação das estruturas podem ser reduzidos ao se realizarem *scanlines* (em furos de sondagem e/ou exposições de rochas) orientadas de forma apropriada e diferente, idealmente, ao menos 3 orientações aproximadamente ortogonais entre si. Esses erros também podem ser reduzidos por correções baseadas no ângulo α (Terzaghi,

1965), o qual é particularmente interessante por produzir uma estimativa da densidade real das fraturas, em oposição à densidade observada diretamente na *scanline*. Essa correção é conhecida com correção de Terzaghi (1965) ou correção de viés de orientação.

Em um caso em que todos os afloramentos de rocha e/ou furos de sondagem apresentem aproximadamente a mesma orientação, não é possível assegurar que informações confiáveis sobre as estruturas dentro ou próximas à zona cega (Figura 7). Terzaghi (1965) aconselha desconsiderar os polos de estruturas com ângulo de intersecção inferior a 20 ou 30° com a linha de levantamento, uma vez que se essas estruturas forem abundantes, deverão ser interceptadas por uma ou mais das outras linhas de levantamento, fornecendo então dados mais confiáveis para a estimativa de espaçamento de fraturas.

Em casos em que não há exposições de rocha ou perfurações em orientações suficientemente distintas, a distribuição de suas zonas cegas pode fazer com que haja dados insuficientes para fornecer uma amostra representativa das orientações das estruturas, salvo se for aplicada uma correção de viés (Terzaghi, 1965). Os quatro passos básicos para a correção do viés de orientação, conforme proposto por Terzaghi (1965), são: (i) determinação da zona cega; (ii) elaboração do diagrama de densidade relativa, aplicando o peso igual a 1/seno α , onde α é o ângulo entre a linha de levantamento e a estrutura; (iii) avaliação das famílias de fraturas; (iv) estimativa do espaçamento ou densidade de fraturas por família.

Para a execução da correção de viés, considere-se que as estruturas cruzam a linha de levantamento em um ângulo alfa (α). O número N α das estruturas interceptadas pela *scanline* será dado pela Eq.1:

$$N_{\alpha} = \frac{L.\,sen(\alpha)}{W_{real}}$$
{Eq. 1}

onde L [L] é o comprimento da linha de levantamento, α é o ângulo entre a linha de levantamento e as estruturas, e W_{real} [L] é o espaçamento real entre as estruturas (Figura 8).

O valor de N α varia de L/W_{real} (para estruturas perpendiculares à linha de levantamento, cujo α é igual a 90°) a zero (para as estruturas paralelas à linha de levantamento, cujo α é 0°). Dessa forma, N α não reflete a abundância real das estruturas pertencentes a uma família em determinada rocha (Terzaghi, 1965).



Figura 8 – Linha de levantamento (preto) de comprimento L, interceptando uma única família de fraturas (azul) em um ângulo α, de espaçamento real W_{real} (em oposição ao espaçamento aparente Wap). Adaptado de: Terzaghi (1965).

Ao substituir o número de estruturas N α por um valor N90, representando o número de estruturas com a mesma orientação que teria sido observado em uma linha de levantamento com o mesmo comprimento, porém interceptando as estruturas em um ângulo de 90° (Eq. 2), é possível aumentar a precisão da projeção polar das estruturas em estereogramas (Terzaghi, 1965). Não obstante, valores baixos de α não permitem a realização de uma correção adequada, uma vez que o número de estruturas interceptadas pela linha de levantamento é influenciado significativamente por variações locais no espaçamento e na continuidade das estruturas para os casos de um ângulo α pequeno. Além disso, uma única estrutura interceptada (N α =1) a um baixo ângulo poderia corresponder tanto a uma estrutura aleatória isolada como a um membro de uma família importante. Ressalta-se que nenhuma correção pode ser aplicada para os casos em que α é igual a 0, por resultar em uma divisão por zero na Eq. 2.

$$N90 = \frac{N_{\alpha}}{sen(\alpha)}$$
{Eq. 2}

onde N α é o número de estruturas de uma família interceptadas pela *scanline*, e α é o ângulo em que a *scanline* intercepta essas estruturas.

Por fim, com o intuito de garantir que um levantamento estrutural forneça o máximo possível de informações confiáveis sobre a orientação das estruturas, duas condições devem ser seguidas (Terzaghi, 1965): (i) as observações de orientação das estruturas devem ser realizadas em afloramentos ou furos de sondagem com uma variedade suficiente de orientações, a fim de que as estruturas de quaisquer orientações sejam interceptadas por ao menos uma linha de levantamento em um ângulo α moderadamente alto, idealmente superior a 30°; (ii) os resultados do levantamento devem ser apresentados em diagramas de densidade dos polos das estruturas

já corrigidas para o viés de orientação. O cumprimento dessas condições, assim como a indicação da orientação da linha de levantamento e das correções aplicadas sobre os dados são fundamentais para a confiança nos dados de estruturas e interpretações realizadas a partir deles (Terzaghi 1965).

5. Princípios e fórmulas para a correção de viés por planilhas eletrônicas

5.1 Dados de fraturas

Para a aplicação da correção de viés de orientação, ou correção de Terzaghi (1965), alguns dados de campo são fundamentais: (i) tipo da estrutura (fratura, foliação, veio, falha, etc); (ii) direção da estrutura, conforme a regra da mão direita (rhr); (iii) mergulho da estrutura; (iv) posição na linha de levantamento; (v) rumo da linha de levantamento; (vi) mergulho da linha de levantamento. Dessa forma, o início da planilha eletrônica poderá ser organizado conforme sugerido na Figura 9. No lugar da direção da estrutura (rhr) pode ser utilizado também o rumo do mergulho, devendo ser feitas as adaptações necessárias nos cálculos apresentados abaixo (rumo do mergulho = direção rhr + 90°).

Coluna/ Linha	А	В	С	D	Е	F	G
1				Dados de fr	aturas		
2	N° estrutura	Tipo de estrutura	Direção (rhr) ¹	Mergulho	Posição na scanline (m)	Rumo (do polo)	Mergulho (do polo)
3	-	Scanline	-	-	-	78	0
4	1	Fratura	153	46	0.5		
5	2	Fratura	325	67	1.10		
6	3	Fratura	122	51	1.84		

Obs.: valores numéricos aqui indicados nas colunas C a G são exemplos, devendo ser inseridos os dados reais de campo para a correção de viés.

Figura 9 - Informações de campo no início da planilha eletrônica para cálculo de viés.

Note-se que no topo e à esquerda são identificadas as colunas e as linhas da planilha eletrônica, de modo a facilitar a reprodução (Figura 9). Este formato de apresentação está presente em outras figuras referentes à elaboração de cálculos em planilha eletrônica. É recomendado o uso de uma planilha por *scanline*.

5.2 Cálculo da orientação dos polos das fraturas

O primeiro passo é avaliar o ângulo alfa (α) entre a linha de levantamento (*scanline*) e o polo de cada estrutura. Dessa forma, é necessário calcular o rumo e o mergulho do polo para cada uma (colunas F e G a partir da linha 4 na Figura 9). Para o uso do Microsoft Excel ® em

português, as fórmulas utilizadas são as apresentadas na Figura 10 (ressalta-se que a tabela é indicada parcialmente a fim de facilitar a visualização das fórmulas, não sendo necessário excluir quaisquer colunas ou linhas durante a execução do procedimento).

Coluna/ Linha	В	С	D	F	G
2	Tipo de estrutura	Direção (rhr)	Mergulho	Rumo (do polo)	Mergulho (do polo)
3	Scanline	-	-	78	0
4	Fratura	153	46	=SE(C4<90;C4+270;C4-90)	=90-D4
5	Fratura	325	67	=SE(C5<90;C5+270;C5-90)	=90-D5
6	Fratura	122	51	=SE(C6<90;C6+270;C6-90)	=90-D6

Figura 10 – Fórmulas de cálculo em planilha do rumo e mergulho dos polos das estruturas (em negrito).

Conforme mencionado anteriormente, o rumo do polo será igual à direção do plano somada 270°, de modo que a fórmula inserida na coluna F já prevê os casos em que essa soma seria superior a 360°, retornando apenas números entre 0 e 360. O cálculo do mergulho do polo é mais simples, por se tratar de um ângulo complementar ao mergulho do plano.

5.3 Cosseno diretor

Uma vez que os principais dados disponíveis a respeito da linha de levantamento e das estruturas são dados angulares, o ângulo α entre a linha e os polos é calculado através de cossenos diretores (Figura 11).



Figura 11 - Representação do cosseno diretor. Traduzido de: Roy (2011).

Em Geometria Analítica, definem-se os cossenos diretores (ou cossenos de direção ou cossenos direcionais) de um vetor como os cossenos dos ângulos entre o vetor e os três eixos coordenados (Figura 11). Analogamente, eles são as contribuições de cada componente da base para um vetor unitário nessa direção.

Em um sistema de coordenadas cartesianas, um vetor unitário que represente o polo de um plano formará os ângulos θx , $\theta y \in \theta z$ com os eixos de coordenadas (Figura 11), sendo possível calcular os respectivos cossenos diretores Qx, Qy e Qz. Esse cálculo é validado pela raiz quadrada da soma dos quadrados dos cossenos diretores, que deve ser igual a 1 (Groshong 2006).

O cosseno do ângulo α entre dois vetores pode então ser obtido através do produto escalar entre eles (Eq. 3).

$$\cos \alpha = [\mathbf{A} \cdot \mathbf{B}] = [(\mathbf{A}\mathbf{x} \cdot \mathbf{B}\mathbf{x}) + (\mathbf{A}\mathbf{y} \cdot \mathbf{B}\mathbf{y}) + (\mathbf{A}\mathbf{z} \cdot \mathbf{B}\mathbf{z})]$$
{Eq. 3}

onde Ax, Ay e Az e Bx, By e Bz são os cossenos diretores Qx, Qy e Qz dos vetores A e B, respectivamente. Esses valores são calculados individualmente na planilha eletrônica, a fim de minimizar erros (Figura 12).

5.4 Obtenção do ângulo alfa

Uma vez calculado o cosseno de α, aplica-se a fórmula arco cosseno na planilha eletrônica para obtenção do valor do ângulo correspondente (Figura 12).

O uso das expressões "pi()/180" e "180/pi()" nos cálculos da planilha eletrônica (Figura 12) devem-se ao *software* realizar o cálculo em radianos e os dados inseridos serem em graus, permitindo realizar as transformações necessárias ("pi()" = π).

5.5 Atribuição de peso às fraturas e definição da zona cega

Após calculado o valor de α para cada estrutura, atribui-se o peso igual a 1/sen α a cada uma delas (Figura 13). Este peso indica quantas estruturas de uma determinada orientação deveriam ser observadas ao longo de linha de levantamento do mesmo comprimento que a usada na pesquisa, mas normal ao plano da estrutura. Uma vez que a maioria dos *softwares* para projeção estereográfica apenas permitem a atribuição de pesos inteiros às estruturas (ou seja, uma estrutura não pode ser plotada 1.5 vezes), comumente utiliza-se o peso padrão de 10/sen α para as projeções (pois uma estrutura pode ser plotada 15 vezes) (Figura 13, coluna N).

Coluna/ Linha	В	F	G	Н	Ι	J	K	L
1	Da	ados de fra	turas			Cosseno diretor		
2	Tipo de estrutura	Rumo (do polo)	Mergulho (do polo)	Qx	Qy	Qz	cosa	α
3	Scanline	78	0	=COS(G3*PI()/180) *COS(F3*PI()/180)	=COS(G3*PI()/180) *SEN(F3*PI()/180)	=SEN(G3*PI()/180)	-	-
4	Fratura			=COS(G4*PI()/180) *COS(F4*PI()/180)	=COS(G4*PI()/180) *SEN(F4*PI()/180)	=SEN(G4*PI()/180)	=H\$3*H4+I\$3*I4+J \$3*J4	=(ACOS(ABS(K4))) *(180/PI())
5	Fratura			=COS(G5*PI()/180) *COS(F5*PI()/180)	=COS(G5*PI()/180) *SEN(F5*PI()/180)	=SEN(G5*PI()/180)	=H\$3*H5+I\$3*I5+J \$3*J5	=(ACOS(ABS(K5))* (180/PI())
6	Fratura			=COS(G6*PI()/180) *COS(F6*PI()/180)	=COS(G6*PI()/180) *SEN(F6*PI()/180)	=SEN(G6*PI()/180)	=H\$3*H6+I\$3*I6+J \$3*J6	=(ACOS(ABS(K6))) *(180/PI())

Figura 12 – Cálculo do cosseno diretor em planilha eletrônica.

Coluna/ Linha	В	L	М	Ν	0
1	Dados de fraturas	Cosseno diretor	Peso da fratura		
2	Tipo de estrutura	α	Peso (%)	Peso padrão (10*%)	Nº equivalente de fraturas
3	Scanline	-	-	-	-
4	Fratura		=SE(L4>=70;0;(1/(SEN(L4*PI()/180))))	= M 4*10	=SOMA(M4:M□□)
5	Fratura		=SE(L5>=70;0;(1/(SEN(L5*PI()/180))))	=M5*10	-
6	Fratura		=SE(L6>=70;0;(1/(SEN(L6*PI()/180))))	=M6*10	-

 $M\square\square$: última linha da coluna M com dados de fratura.

Figura 13 – Atribuição de peso às estruturas.

Uma zona cega de $\pm 20^{\circ}$ é traçada ao redor da linha de levantamento e indicada na projeção estereográfica, pois a estimativa do espaçamento das fraturas nessa zona torna-se progressivamente mais imprecisa (Terzaghi, 1965). Para as fraturas de zona cega, atribui-se o peso igual a zero (Figura 13, coluna M).

5.6 Projeção estereográfica das fraturas com peso atribuído

O passo seguinte é a projeção estereográfica das estruturas, considerando-se o peso atribuído na etapa anterior – isto é, uma estrutura que recebeu o peso igual a 12, deve ser plotada 12 vezes no estereograma. Deve-se optar pela projeção polar, para que possa ser elaborado o gráfico de densidade do estereograma (Figura 14).



Figura 14 – Comparação dos diagramas de densidade da projeção polar de fraturas (a) observadas e (b) corrigidas para o viés de orientação, a partir de uma mesma *scanline* (orientação 086/00). Observar a mudança das concentrações de polos após a aplicação da correção de Terzaghi. Adaptado de: Pino (2012).

5.7 Definição das famílias de fraturas mais relevantes na linha de levantamento através da análise do estereograma

Com o gráfico de densidade com os dados corrigidos (i.e., com pesos atribuídos), geralmente é possível identificar uma ou mais concentrações de estruturas, que indicam as famílias de fraturas mais importantes naquela linha de levantamento (Figura 14). As estruturas com orientações próximas, que definam um grupo/aglomerado claro no diagrama de densidade, são consideradas como parte da mesma família de fraturas. É possível também determinar as

fraturas de uma mesma família numericamente, isto é, todas as fraturas cujos polos formem entre si ângulos iguais ou inferiores a 20° (ou outro valor, conforme o caso em estudo) podem ser consideradas parte da mesma família. Determina-se então a orientação do polo médio de cada concentração observada, que serão atribuídos como a orientação média daquelas famílias de fraturas (Figura 15).

5.8 Cálculo do espaçamento real das famílias de fraturas

A orientação da família de fraturas, obtida na etapa anterior, é utilizada para caracterizar o espaçamento das fraturas. Esta análise deve ser realizada para cada família separadamente.

Primeiro, é necessário verificar quais as fraturas observadas na linha de levantamento fazem parte da família identificada. Através dos cossenos diretores, calcula-se o ângulo γ entre o polo da família de fraturas e cada uma das fraturas observadas, de modo análogo ao realizado no subitem 5.3 (Figura 16). Em geral, assume-se que uma fratura faz parte de determinada família para valores de γ iguais ou inferiores a 10° ou a 20°, embora esse limite possa ser definido de acordo com as características de cada estudo. Uma vez determinado o número de fraturas pertencentes à família (soma dos pesos atribuídos a cada estrutura no subitem 5.5, de 1/sen α para cada uma), o espaçamento médio aparente da família de fraturas é calculado pela Eq. 4.

. .

$$W_{ap} = \frac{\sum \frac{1}{sen\alpha}}{L}$$
{Eq. 4}

onde Wap [L] é o espaçamento médio aparente da família de fraturas, 1/sen α é o número de vezes que cada fratura seria idealmente observada naquela linha de levantamento, α [graus] é o ângulo entre cada fratura e a linha de levantamento, e L [L] é o comprimento total da linha de levantamento.

O espaçamento real da família de fraturas é então determinado através da Eq. 5.

$$W_{real} = |W_{ap}. \cos\alpha|$$
{Eq. 5}

onde Wreal [L] é o espaçamento real da família de fraturas, Wap [L] é o espaçamento aparente (Eq. 4), e α é o ângulo entre a família de fraturas e a *scanline*.

Coluna/Linha	В	F	G
1		Dados de fraturas	
2	Tipo de estrutura	Rumo (do polo)	Mergulho (do polo)
3	Scanline	78	0
4	Fratura	=SE(C4<90;C4+270;C4-90)	=90-D4
	Fratura	=SE(C=<90;C=+270;C=-90)	=90-D
□□+1	Polo P1	< <obtido corrigidos="" dados="" de="" estereograma="" no="">></obtido>	< <obtido corrigidos="" dados="" de="" estereograma="" no="">></obtido>

Figura 15 – Inclusão dos dados de rumo do mergulho e mergulho do polo médio P1 de uma família de fraturas identificada em estereograma com dados corrigidos.

Coluna /Linha	В	Р	Q	R	S	Т
1	Dados de fraturas	Fraturas p	ertencentes à família de _I	polo P1	Esp	paçamento
2	Tipo de estrutura	$\cos(\gamma 1)$	γ1	γ1<20°	Wap	Wreal
3	Scanline	-	-	-	-	-
4	Fratura	$=H$(\Box\Box+1)*H4+I$(\Box\Box+1)*I4+J$(\Box\Box+1)*J4$	=(ACOS(ABS(P4)))* (180/PI())	=SE(Q4<=20;M4;0)	-	-
			•••	•••	•••	•••
	Fratura	=H\$(==+1)*H==+I\$(== +1)*I==+J\$(==+1)*J==	=(ACOS(ABS(P□□))))*(180/PI())	=SE(Q=<=20;M=; 0)	-	-
□□+1	Polo P1	-	-	-	=SOMA(R4: R==)/E==	=ABS((S=+1)*C OS((L=+1)*PI()/ 180))

Figura 16 – Cálculo da densidade real das fraturas.

A distinção entre os espaçamentos aparente e real é ilustrada na Figura 8. Embora seja um conceito simples, é essencial compreender a diferença entre as duas medidas, uma vez que esse parâmetro afeta interpretações acerca do sistema de fraturas e, consequentemente, do fluxo da água subterrânea de um meio fraturado.

Uma vez que W corresponde a espaçamentos médios, é interessante avaliar também a distribuição das fraturas de determinada família. Essa análise pode ser feita visualmente, com o auxílio de desenhos esquemáticos.

Conceitualmente, desenha-se uma linha A paralela à orientação principal do polo da família de fraturas, ou seja, perpendicular ao plano das fraturas (Figura 17). Em seguida, a posição virtual das fraturas é determinada ao longo da linha A, através do prolongamento do traço das fraturas (Figura 17). Por fim, através da avaliação visual da posição virtual das fraturas sobre a linha A, é possível indicar o tipo de distribuição de espaçamento. Quatro dos tipos mais comuns são (Figura 18): (i) regular; (ii) regularmente variável; (iii) regularmente concentrado; (iv) aleatório.



Figura 17 – Projeção da posição das fraturas observadas na linha de levantamento em linha de projeção A paralela ao polo P1 da família de fraturas (obtido após a correção de viés). Traduzido de: Pino (2012).



Figura 18 - Quatro principais tipos de distribuição de fraturas em uma família.

A posição das estruturas sobre a linha A (Figura 17) pode ser determinada em planilhas eletrônicas (Figura 19), através de relação trigonométrica que define a posição da fratura sobre a linha A (Eq. 6):

$$d_n = sen\alpha. (L - l_n)$$
{Eq. 6}

onde α [graus] é o ângulo entre a família de fraturas e a *scanline*, L [L] é o comprimento total da *scanline*, l_n [L] é a posição da fratura n sobre a *scanline*, e d_n [L] é a posição da fratura n sobre a linha A.

Coluna/ Linha	В	Е	F	G	U
1		Dados	de fratura	as	
2	Tipo de estrutura	Posição na scanline	Rumo	Mergulho	dn (m)
3	Scanline	-			-
4	Fratura				$=$ SEN(L\$($\Box\Box$ +1)*PI()/180)*(E4)
5	Fratura				$=$ SEN(L\$($\Box\Box$ +1)*PI()/180)*(E5)
	Fratura				$= SEN(L(\square+1))*PI()/180)*(E\square)$
□□+1	Polo P1				-

Figura 19 – Cálculo da densidade real das fraturas.

Por fim, as posições obtidas na coluna U da Figura 19 podem ser plotadas e estudadas como na Figura 18.

9.4. Apêndice IV: perfis geofísicos do MP-01 em detalhe

MATERIAIS GEOLÓGICOS

Aterro
Depósito aluvionar - argila orgânica
Depósito aluvionar - areia fina, matriz argilosa
Solo de alteração (SA) - granulação de areia média a grossa
Solo de alteração (SA) - granulação de areia média
Solo de alteração (SA) - granulação de areia argilosa
Solo de alteração (SA) - granulação de areia fina, matriz argilosa
Rocha alterada mole (RAM) - alteração de pegmatito
Rocha alterada mole (RAM) - alteração de gnaisse bandado
Rocha alterada mole (RAM) - alteração de gnaisse fino
Veio de quartzo
Rocha alterada dura (RAD) - alteração de pegmatito
Rocha alterada dura (RAD) - alteração degnaisse bandado
Rocha alterada dura (RAD) - alteração de gnaisse fino
Rocha sã (RS) - pegmatito
Rocha sã (RS) - gnaisse bandado
Rocha sã (RS) - gnaisse fino

ESTRUTURAS

Fratura de espessura maior (FMJ)
Fratura de espessura menor (FMN)
Fratura contínua (FC)
Fratura descontínua (FD)

Microfraturas (MF)
Foliação (FO)
Contato de rocha (RC)
Veio (VE)












9.5. Apêndice V: perfis geofísicos do 1501 em detalhe

MATERIAIS GEOLÓGICOS

Rocha sã (RS) - gnaisse bandado

ESTRUTURAS

Fratura de espessura maior (FMJ)
Fratura de espessura menor (FMN)
Fratura contínua (FC)
Fratura descontínua (FD)
Microfraturas (MF)
Foliação (FO)
Contato de rocha (RC)
Veio (VE)













9.6. Apêndice VI: perfis geofísicos do 1502 em detalhe

MATERIAIS GEOLÓGICOS

Solo de alteração (SA) Rocha sã (RS) - gnaisse bandado

ESTRUTURAS

Fratura de espessura maior (FMJ)				
Fratura de espessura menor (FMN)				
Fratura contínua (FC)				
Fratura descontínua (FD)				
Microfraturas (MF)				
Foliação (FO)				
Contato de rocha (RC)				
Veio (VE)				

























9.7. Apêndice VII: perfis geofísicos do 1503 em detalhe

MATERIAIS GEOLÓGICOS

Solo de alteração (SA)
Rocha sã (RS) - gnaisse bandado

ESTRUTURAS

Fratura de espessura maior (FMJ)
Fratura de espessura menor (FMN)
Fratura contínua (FC)
Fratura descontínua (FD)
Microfraturas (MF)
Foliação (FO)
Contato de rocha (RC)
Veio (VE)







Prot. (m)	Poço 1503							
	Calibre_3	Gama	M.geol.3	ATV_3	3 Estruturas_3			
	0 mm 400			00505362 1024 90° 180° 270° 0°	0 9			
130.0	1	3						
		8						
		{		- Alexandra				
151.0		3						
151.0		ξ						
		5						
		{						
152.0		ξ						
		{						
		- {		ANRE H				
		{						
153.0		3						
	}	}						
		}		S				
154.0		ξ						
154.0		1						
		{						
		2						
155.0		5						
		}						
		3						
		2						
156.0		5		in the second				
	1	3						
		3						
157 0		Ę		C. S. C. C.				
101.0		5						
		}						
	1	5		and the second second				
158.0		3						
		5						
		3						
150.0		5						
159.0		5						
		3						
		5		and the second second				
100.0	1	5		ASSESS OF				


















Prof. (m)	Poço 1503		
	Calibre_3 Gama	M.geol.3 ATV_3	Estruturas_3
	0 mm 400 100 CPS 700	0.000505362 0° 90° 180° 270° 0	4 0 90
251.0			
253.0			
254.0			
255.0			

9.8. Apêndice VIII: gradientes hidráulicos por trecho

Observação:

- Valores positivos indicam fluxo ascendente;
- Valores negativos indicam fluxo descendente;
- Valores entre -0.04 e 0.04 (erro do aparelho MAGI) indicam fluxo vertical insignificante,
- possivelmente indicativos de fluxo horizontal mais significativo.













