

Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
Departamento de Geofísica

André Campos Guaragna Kowalski

**Análise da conectividade de fraturas em maciços  
cristalinos utilizando perfilagem geofísica e modelos de  
percolação**

São Paulo  
2017



André Campos Guaragna Kowalski

Análise da conectividade de fraturas em maciços cristalinos utilizando  
perfilagem geofísica e modelos de percolação

Versão Original

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Mendonça

São Paulo

2017



Nome: KOWALSKI, André Campos Guaragna

Título: Análise da conectividade de fraturas em maciços cristalinos utilizando perfilagem geofísica e modelos de percolação

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. \_\_\_\_\_  
Instituição: \_\_\_\_\_  
Julgamento: \_\_\_\_\_

Prof. Dr. \_\_\_\_\_  
Instituição: \_\_\_\_\_  
Julgamento: \_\_\_\_\_

Prof. Dr. \_\_\_\_\_  
Instituição: \_\_\_\_\_  
Julgamento: \_\_\_\_\_



Para Cassia,  
A querida.





## **Agradecimentos**

Primeiramente gostaria de agradecer ao meu orientador, Prof. Dr. Carlos Alberto Mendonça por toda a dedicação ao longo deste projeto, sempre acrescentando tanto ao meu conhecimento, como professor e amigo, auxiliando nas escolhas para trilhar o caminho durante este mestrado.

Gostaria de agradecer ao IAG – USP, incluindo todos os funcionários e professores que juntos constroem um ambiente propício para realizar diversas pesquisas, e onde iniciei toda a minha formação em geofísica durante o período de graduação.

Preciso agradecer o apoio recebido por todos os amigos e colegas do IAG, que sempre me apoiaram e deram sugestões para aperfeiçoar meu trabalho. Um agradecimento especial para o Alex Fortunato que me acompanhou durante várias campanhas de campo, transformando nossas aquisições muito mais divertidas e objetivas.

Agradeço ao Prof. Chang da UNESP por conceder empréstimo da sonda ELOG e ao pesquisador Carlos Birelli do IPT por ensinar sobre a perfilagem geofísica e emprestar a sonda de imageamento ótico.

Gostaria de agradecer ao Iran Godoi do LIMe (Laboratório de Instrumentação Mecânica) do IAG que ajudou no desenvolvimento e produção de equipamentos fundamentais para adquirir os dados para este projeto.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior por fornecer a bolsa de estudos para apoio financeiro durante esta pesquisa.

Finalmente agradeço à minha família: meus pais, Clarissa e Sérgio, por sempre me apoiarem e serem o exemplo de vida para mim; meus irmãos, Marinna e Gabriel, por sempre representarem o amor mais puro que existe entre irmãos, sempre me alegrando e distraíndo para poder concluir o trabalho; e à Cassia, minha querida esposa, sem a qual nada disto poderia acontecer da maneira como ocorreu, sempre com muito amor e paciência comigo.



## Resumo

KOWALSKI, André Campos Guaragna. Análise da conectividade de fraturas em maciços cristalinos utilizando perfilagem geofísica e modelos de percolação. 2017. 97 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

O principal objetivo deste trabalho foi avaliar um procedimento de campo para testar o comprimento mínimo que fraturas devem ter para construir uma rede de fluxo em escala de dezenas de metros ao longo de maciços cristalinos. O comprimento mínimo é determinado a partir do limite de percolação, definido por modelos baseados na Teoria da Percolação e a densidade de fraturas no poço, determinada pela perfilagem ótica. Para testar o valor de 3,9 metros que foi encontrado, foram realizados bombeamentos em dois poços próximos enquanto o nível estático era registrado no poço de observação. O método apresenta facilidades em termos de operação e facilidade em obter-se o número de fraturas que interceptam o poço, no entanto o registro do nível estático é afetado por fatores externos, como presença de efeitos de maré e variação da pressão atmosférica, e correções são necessárias para permitir identificar a interferência proveniente somente do bombeamento.

Palavras chave: Conectividade de fraturas. Teoria da Percolação. Perfilagem geofísica. Comprimento de fraturas. Imageamento ótico. Perfilagens elétricas. Testes de bombeamento.



## **Abstract**

KOWALSKI, André Campos Guaragna Kowalski. Analysis of fracture connectivity in crystalline rocks using well logging and percolation models. 2017. 97 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

The objective of this work is to develop a field procedure to determine a minimum characteristic length forming a connected fracture network in crystalline rocks. This minimum length is determined as a percolation threshold defined by models based on Percolation Theory and fracture density data determined from borehole imaging with well-logging probes. The characteristic length (3.9 meters) once estimated for a testing well was evaluated by monitoring its water head meanwhile nearby wells at different distances were pumped. The water head variation recorded in the testing well was disturbed by interfering effects associated to earth tides and atmospheric pressure, requiring further corrections to isolate effects induced by pumping. The results of these tests validate the percolation limit determined from logging data suggesting a rock mass with very low connectivity. The proposed test can be regarded as simple and easy to apply in many practical situations, for example when evaluating groundwater resources or geotechnical properties in fractured crystalline rocks.

Keywords: Fracture connectivity. Percolation Theory. Geophysical well logging. Fracture length. Optical well logging. Electrical logging. Pumping tests.



## Sumário

<b>Agradecimentos.....</b>	<b>9</b>
<b>Resumo.....</b>	<b>11</b>
<b>Abstract.....</b>	<b>13</b>
<b>Sumário.....</b>	<b>15</b>
<b>1. Introdução.....</b>	<b>17</b>
<b>2. Perfilagem geofísica.....</b>	<b>23</b>
2.1 Aspectos gerais da perfilagem geofísica.....	24
2.2 Perfilagem elétrica.....	26
2.2.1 Perfilagem de resistividade elétrica normal.....	28
2.2.2 Perfilagem de resistência pontual (SPR).....	31
2.2.3 Perfilagem do potencial elétrico espontâneo.....	33
2.3 Perfilagem ótica.....	36
<b>3. Hidrogeologia de maciços cristalinos.....</b>	<b>39</b>
3.1 Meios fraturados ou fissurados.....	39
3.1.1 Definições gerais.....	39
3.1.2 Fluxo em meios fraturados.....	40
3.1.3 Fluxo em fraturas.....	42
3.2 Propriedades de aquíferos cristalinos fraturados.....	44
3.3 Testes hidráulicos.....	45
3.3.1 Monitoramento do nível de água (NA) em poços.....	45
3.3.2 Testes de bombeamento.....	46
<b>4. Teoria da percolação.....</b>	<b>49</b>
4.1 Definição.....	49
4.2 Teoria da Percolação em meio fraturados.....	52
4.3 Distribuição de fraturas em modelos de percolação.....	56
4.4 Estudo de caso.....	56
4.5 Discussão.....	59
<b>5. Testes de campo com perfilagem geofísica.....</b>	<b>61</b>
5.1 Área de teste.....	61
5.2 Perfilagem de imageamento ótico.....	63
5.3 Perfilagem elétrica.....	69
5.4 Perfilagem do potencial espontâneo.....	76
5.5 Limite de percolação.....	78
5.6 Discussão.....	79
<b>6. Testes de recuperação do nível estático e interferências.....</b>	<b>81</b>
6.1 Procedimentos de campo.....	81
6.2 Teste 1.....	83
6.3 Teste 2.....	85
6.4 Testes complementares.....	87
6.5 Discussão.....	88
<b>7. Conclusão.....</b>	<b>91</b>
<b>Referências.....</b>	<b>93</b>





## 1. Introdução

A investigação geofísica do substrato terrestre, muitas vezes, tem como objetivo caracterizar maciços rochosos, formados principalmente por rochas cristalinas. Tais estudos contribuem com a gestão de recursos hídricos, pois permitem determinar as propriedades que condicionam a recarga e a acumulação da água subterrânea para que se efetue uma exploração efetiva e sustentável. Maciços cristalinos são caracterizados por baixos valores de permeabilidade hidráulica, pois sua permeabilidade primária é muito baixa, conseqüentemente o fluxo de água nessas formações é controlado pela presença de fraturas ou zonas fraturadas, que imprimem uma permeabilidade secundária, pois decorrem de processos posteriores à formação da rocha.

Processos de hidratação e dissolução dos minerais primários que compõe a rocha contribuem decisivamente no aumento da permeabilidade dos maciços rochosos, aumentando a abertura das fraturas e criando caminhos preferenciais de fluxo (Worthington et al., 2016). Os valores de permeabilidade em terrenos cristalinos podem variar entre ordens de grandeza, também como consequência do intemperismo diferencial. Nestas rochas, a porosidade (  $10^{-2}$  a  $10^{-5}$  ) é muito mais baixa em relação a rochas com porosidade granular (0.5 a 0.03), comuns em terrenos sedimentares (Singhal e Gupta, 1999).

A determinação de parâmetros hidráulicos em maciços rochosos (permeabilidade e transmissividade, entre outros) é tópicico ainda sujeito a estudos de pesquisa. Paillet et al. (2012) realizaram medidas de fluxo em um poço utilizando uma sonda “*Heat-Pulse Flowmeter*” em intervalos de profundidade isolados por *packers*, primeiramente em condições ambiente (sem perturbar o nível estático) e posteriormente em regime de bombeamento constante em poços adjacentes. De acordo com os resultados apresentados, foi possível associar o fluxo de água em um poço com zonas de maior transmissividade hidráulica, que determinam a capacidade de armazenamento do aquífero, permitindo a exploração adequada dos recursos disponíveis. Outro ponto importante consiste em determinar a qualidade da água para decidir a utilização ou processos de tratamento adequados aos recursos disponíveis. Análises hidrogeoquímicas são decisivas nesse contexto, mas podem

ser complementadas com perfis de resistividade elétrica que também podem fornecer estimativas de permeabilidade da formação (Hudson, 1996).

A perfilagem em poços, embora basicamente desenvolvida para estudos em terrenos sedimentares, tem se tornado uma ferramenta útil à investigação de maciços cristalinos para estudos geotécnicos. Uma aplicação recente consiste em determinar a profundidade de fundações em torres de telefonia utilizando perfis de indução eletromagnética (Ribeiro, 2016). Outro exemplo deste tipo investigação auxilia na construção de túneis, onde diferentes propriedades do maciço e do fluxo de água são determinadas através de um conjunto de perfilagens geofísicas (resistividade elétrica, temperatura, potencial espontâneo, “*Flowmeter*” e imageamento ótico). Tais levantamentos permitiram localizar e caracterizar as principais zonas fraturadas (orientações e inclinações) em poços perfurados em rochas cristalinas que apresentavam maiores riscos de infiltração de água e conseqüentemente podem levar a inundações ou desmoronamentos ao longo do túnel (Stumm et al., 2001).

Estudos recentes, principalmente em países da América do Norte e Europa, procuram definir locais apropriados para o descarte de resíduos radioativos, muitas vezes implantados em terrenos com rochas cristalinas. Dependendo do regime de fraturamento, os radionuclídeos podem se dispersar rapidamente pelo maciço e alcançar corpos de água em superfície. Paillet (1991a) investigou três áreas localizadas em maciços cristalinos no Canadá aplicando diferentes metodologias de perfilagem geofísica. Os resultados permitiram determinar contatos litológicos e fraturas ao longo dos poços e a densidade de fraturamento, além disso, os perfis de resistividade da rocha auxiliaram na localização de zonas fraturadas enquanto a filmagem da parede do poço, utilizando uma sonda de imageamento ótico, identificou a maioria das fraturas, mas não todas.

A abertura das fraturas é um fator determinante na caracterização da transmissividade das zonas fraturadas interceptadas pelo poço. Esse parâmetro pode ser determinado pela perfilagem *Borehole Televiewer* (BHTV) e posterior tratamento da imagem com métodos quantitativos. No entanto, este tipo de imageamento é inviável quando a água do poço é translúcida (ou contem resquícios da lama de perfuração), sendo geralmente substituído pelo imageamento acústico,

com menor capacidade de resolução. Willians e Johnson (2004) compararam os dois métodos de imageamento em um poço e mostraram que os perfis acústicos podem ser obtidos em condições mais adversas (formação com coloração mais escura ou águas com baixa transparência) em comparação ao levantamento ótico. Porém, imagens mais nítidas são obtidas com o imageamento óptico, quando em condições adequadas, permitindo identificar com maior definição as estruturas (foliações, fissuras, fraturas, etc.) e tipos litológicos presentes. É importante ressaltar que as aberturas observadas neste levantamento têm caráter pontual, tal como observado na parede do poço, podendo variar ao longo da fratura. Mesmo assim, essas estimativas de abertura podem fornecer parâmetros indicativos para discriminar fraturas, potencialmente com maior contribuição no fluxo da água subterrânea (Lee e Kim, 2015).

Como todos os métodos geofísicos, a perfilagem baseia-se no contraste de propriedades físicas entre as unidades geológicas cortadas pelo poço. A ocorrência de zonas fraturadas pode afetar as propriedades físicas da rocha permitindo sua detecção através de sondas especializadas. Uma vez identificadas, as zonas fraturadas são representadas por modelos petrofísicos normalmente descritos por um conjunto de parâmetros ou em função de outras propriedades que, como tais, necessitam de dados independentes para serem validados.

A Teoria da Percolação (Stauffer e Aharony, 1992) tem sido aplicada em estudos que buscam descrever o fluxo de água em maciços cristalinos, determinando a extensão lateral de uma fratura ou zona de fraturas (Balberg et al., 1991; Berkowitz, 1995; Belayneh et al., 2006). Em geral, a Teoria da Percolação descreve a conectividade em uma rede representada por uma matriz na qual o elemento que garante a conexão aparece de forma incipiente ou diluída. Para estudos de fluxo de água em meios fraturados, essa teoria prevê as condições mínimas de conectividade para que ocorra a passagem de água pelo meio (Bour e Davy, 1997). Modelos numéricos demonstraram que a conectividade entre as fraturas em um aquífero depende de uma relação de potência (*powerlaw*) da densidade de fraturas. O termo “limite de percolação” é definido como sendo um comprimento crítico do sistema de fraturas a partir do qual o transporte de água ocorre ao longo do maciço cristalino, e pode ser determinado a partir da densidade de fraturamento (número de fraturas por

comprimento) que por sua vez pode ser determinada por diferentes métodos, como a perfilagem por imageamento ótico, por exemplo.

Para caracterizar o fluxo em maciços cristalinos também é preciso determinar a transmissividade das zonas que permitem a entrada ou saída de água em poços, geralmente realizados a partir de diferentes testes hidráulicos, tais como *slugtests* ou testes de bombeamento. Testes do tipo *slug* são realizados adicionando ou removendo volumes conhecidos de água do poço com monitoramento da recuperação do nível de água (Papadopulos et al., 1973). Já testes com bombeamento utilizam bombas inseridas em poços com um fluxo constante de retirada de água e monitorando a mudança de pressão em seções isoladas de profundidade do poço, geralmente através da instalação de *packers* permitindo calcular a transmissividade de cada zona fraturada (National Research Council, 1996).

O presente trabalho tem como objetivo aplicar diferentes métodos de perfilagem geofísica para identificar zonas fraturadas em poços na área de testes do IAG-USP (Sítio Controlado de Geofísica Rasa - SCGR), caracterizando-as em termos de, profundidade, abertura, orientação e densidade de fraturamento. Serão utilizadas metodologias na categoria de perfilagem elétrica (resistividade, resistência *single point* e potencial espontâneo) e imageamento ótico com posterior análise quantitativa das fraturas identificadas. Procedimentos baseados na Teoria da Percolação, tal como desenvolvidos por (Zimmermann et al., 2005) foram utilizados para determinar o limite de conectividade entre as fraturas, com base nos parâmetros resultantes da interpretação dos perfis geofísicos. O limite assim inferido será verificado por meio de testes de bombeamento em dois poços enquanto o nível estático é monitorado em um poço de observação. Resultados complementares serão apresentados visando embasar os resultados de perfilagem e procedimentos empregados nos testes de bombeamento.

Esta Dissertação descreve no **Capítulo 2** aspectos gerais da perfilagem métodos utilizados em estudos de geofísica rasa, especialmente os utilizados na caracterização de maciços cristalinos. O **Capítulo 3** apresenta aspectos gerais sobre o fluxo de água em maciços cristalinos, enquanto o **Capítulo 4** apresenta aspectos gerais da Teoria da Percolação, com ênfase em modelos utilizados na caracterização

de aquíferos em meios fraturados. Os **Capítulos 5 e 6** são dedicados, respectivamente, aos resultados dos estudos com perfilagem geofísica e dos testes hidráulicos. O **Capítulo 6** analisa esses resultados com base nos modelos de percolação e testes de conectividade entre os poços, buscando unificar os resultados obtidos com perfilagem e testes de bombeamento.



## 2. Perfilagem geofísica

Estudos hidrogeológicos em maciços cristalinos buscam compreender como ocorre a presença de água subterrânea e de que maneira ela se movimenta. Estudar o fluxo de água nestes maciços é uma tarefa complexa devido ao grau de heterogeneidade em suas propriedades físicas e estruturas que atuam como condutores para o transporte de água (Paillet, 1994; Singal e Gupta, 1999; Fernandes et al., 2007). Poços e furos de sondagem oferecem informações pontuais sobre os materiais geológicos e embora permitam realizar ensaios com as amostras, muitas vezes a recuperação por testemunhos é comprometida. Outro aspecto é que as amostras de perfuração podem não representar propriedades que se estendem por dezenas de metros (ou mais) além do local amostrado.

A perfilagem geofísica pode ser usada como ferramenta para investigar esses problemas, pois permite que sejam realizadas medições contínuas ao longo do poço, determinando diferentes propriedades físicas do meio investigado. Pode também obter imagens das estruturas interceptadas pelo poço e estimativas sobre a concentração de sais na água de formação (Keys, 1990). Na terminologia da perfilagem geofísica, entende-se por “água de formação” a água que preenche os interstícios vazios resultantes de porosidades intergranular e/ou fissural. O termo “formação” é utilizado genericamente para se referir ao meio geológico investigado, não possuindo o significado mais geral utilizado em estudos geológicos e estratigráficos.

Os levantamentos de perfilagem geofísica consistem em descer pelo interior de poços sondas contendo diferentes sensores que registram e enviam para dispositivos em superfície as medições obtidas em profundidade, ao longo de todo o poço. As primeiras aplicações da perfilagem geofísica foram motivadas pela produção de petróleo e gás, sendo o primeiro método desenvolvido para realizar medidas de resistividade elétrica em bacias sedimentares (Schlumberger et al., 1932). A interpretação dos dados de resistividade permitiu delimitar os diferentes horizontes litológicos com maior precisão e inferir se o fluido de poro era constituído por água ou petróleo. Além das medidas de resistividade, a perfilagem geofísica incorporou já nos seus primórdios levantamentos do potencial espontâneo (potencial

elétrico naturalmente existente no meio), procedimento que passaria a ser utilizado para identificar formações porosas, com gradiente de concentração entre a água de poro e o fluido de perfuração (“filtrado da lama”). A partir de então a perfilagem motivou o desenvolvimento de sondas capazes de medir outras propriedades, tais como a emissão de radioatividade natural (raios gama), medidas de temperatura, velocidade de propagação de ondas elásticas ou acústicas, assim como imageamentos da parede do poço utilizando sensores óticos (câmeras fotográficas ou de vídeo) ou acústicos (ultrassom) (Telford, 1990).

## 2.1 Aspectos gerais da perfilagem geofísica

Segundo proposição de Paillet e Ellefsen (2005), a perfilagem geofísica pode ser dividida em quatro categorias: (1) tradicionais, nos quais o equipamento de perfilagem é inserido em um único poço; (2) em poços não perfurados nos quais os sensores estão presentes na haste de perfuração ou próximos da unidade de perfuração; (3) arranjos com equipamentos em poço e superfície; (4) arranjos poço-poço nos quais os equipamentos são colocados em poços diferentes. Em sua forma tradicional, a perfilagem geofísica (tal como utilizada no presente trabalho), enquadra-se na categoria 1 de Paillet e Ellefsen (2005). Quando aplicada em estudos de investigação rasa, para se distinguir da perfilagem utilizada na indústria do petróleo, a perfilagem geofísica é denominada de “*slimhole logging*”.

Levantamentos na modalidade 2 são denominados na indústria do petróleo de “*measuring while drilling*” (MWD). Em estudos geotécnicos, procedimentos na mesma linha aparecem na forma de sondas “*direct push*” (sondas *geoprobe*, por exemplo), nas quais uma haste com sensores é inserida no substrato por meio de motores hidráulicos.

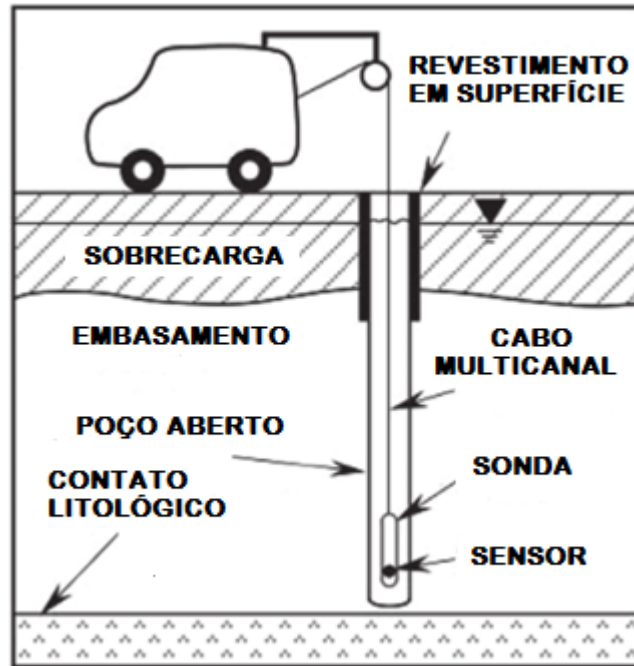
Os levantamentos da categoria 3 correspondem aos estudos nos quais existem equipamentos em superfície e em profundidade. Um exemplo deste tipo de aplicação são os levantamentos sísmico paralelo (*parallel seismic*), nos quais a fonte sísmica, que está em superfície, produz ondas elásticas, enquanto o sensor é descido pelo poço permitindo determinar um perfil de velocidades em relação à profundidade. Este tipo de investigação tem auxiliado estudos de fundação onde não



existem informações sobre o projeto de construção (Gandolfo et al., 2015). A categoria (4) corresponde aos métodos que utilizam equipamentos em dois poços. Típico dessa categoria são levantamentos com antenas de radar em poços distintos, uma como transmissora, outra como receptora (Farid et al., 2009). Arranjos semelhantes são utilizados em tomografias elétrica e sísmica.

Na perfilagem *slimhole* a incorporação de diversos sensores exige que as sondas sejam maiores (mais longas), o que é um inconveniente para a maioria dos casos de investigações rasas. Por essa razão, ao contrário das sondas para petróleo e gás, as sondas *slimhole* tendem a ser especializadas, cada uma com um ou dois sensores, gerando assim sondas com diferentes configurações.

O equipamento básico de perfilagem consiste em um guincho com cabo multicanal de comprimento compatível com a profundidade do poço, conectado a um registrador (*data logger*) em superfície que converte os sinais analógicos em digitais para posterior processamento e registro. O registrador é conectado a um computador portátil através do qual os parâmetros de aquisição são configurados, e a aquisição em tempo real é monitorada. A profundidade da sonda é determinada por um transdutor de giros que é acoplado a uma roldana que sustenta a sonda dentro do poço. Essa roldana, por sua vez, é instalada em um tripé com altura adequada ou na própria haste de perfuração. O sistema de perfilagem pode ser alimentado por baterias ou por ligação direta à rede elétrica. A **figura 2.1** apresenta o esquema de campo utilizado na perfilagem geofísica do tipo *slimhole*.



**Figura 2.1** – Arranjo de campo utilizado na perfilagem geofísica (Adaptado de Paillet e Ellefsen, 2005).

## 2.2 Perfilagem elétrica

Os princípios gerais da perfilagem elétrica são apresentados por Hearst e Nelson (1985). Basicamente consideremos o campo elétrico ( $E$ ) como a relação entre a força elétrica agindo em uma carga ( $q$ )

$$E = \frac{F}{q} \quad (2.1).$$

A densidade de corrente elétrica ( $A m^{-2}$ ),  $J$ , que flui em materiais condutivos é dada por

$$J = \frac{E}{R} \quad (2.2),$$

sendo,  $E$  o campo elétrico (em  $V/m$ ) e,  $R$  a resistividade do material (em ohm.m). O campo elétrico é obtido a partir do gradiente do potencial elétrico,  $\psi$ , (V)

$$E = -\nabla \psi \quad (2.3).$$

Uma diferença de potencial entre dois pontos do meio representa o trabalho necessário para mover uma partícula com carga unitária ao longo de um campo elétrico  $E$  entre esses pontos. Esse potencial é dado por

$$V = - \int_{P_1}^{P_2} E ds \quad (2.4).$$

Na perfilagem geofísica, os valores de resistividade são função da composição do meio e das propriedades do fluido de poro. Minerais presentes em rochas sedimentares (silicatos, óxidos e carbonatos) geralmente apresentam baixos valores de condutividade elétrica, mas como existem sais dissolvidos na água de poro, a mobilidade iônica na solução aquosa aumenta a condutividade elétrica do meio como um todo. Em rochas cristalinas (metamórficas e ígneas) a presença de minerais condutivos (grafita, pirita, entre outros), embora raros, podem contribuir com a condutividade elétrica. Mais comumente, porém, a presença de fluidos intersticiais em fraturas ou fissuras condiciona a resistividade do meio (Telford, 1990).

Archie (1942) apresentou um estudo empírico que relacionou a resistividade da rocha com a resistividade do fluido de poro. Neste estudo, diversas amostras de arenitos saturados com água salgada (cloreto de sódio) tiveram suas resistividades e porosidades medidas em laboratório, verificando-se que a resistividade da amostra ( $R_0$ ) é linearmente proporcional à resistividade da água presente nos poros ( $R_w$ ) :

$$R_0 = FR_w \quad (2.5),$$

sendo um fator de proporcionalidade, denominado “fator de formação”. Esse fator depende de propriedades específicas para cada material. As medidas de porosidade ( $\emptyset$ ) e do fator de formação permitiram Archie determinar uma expressão geral para o fator geométrico:

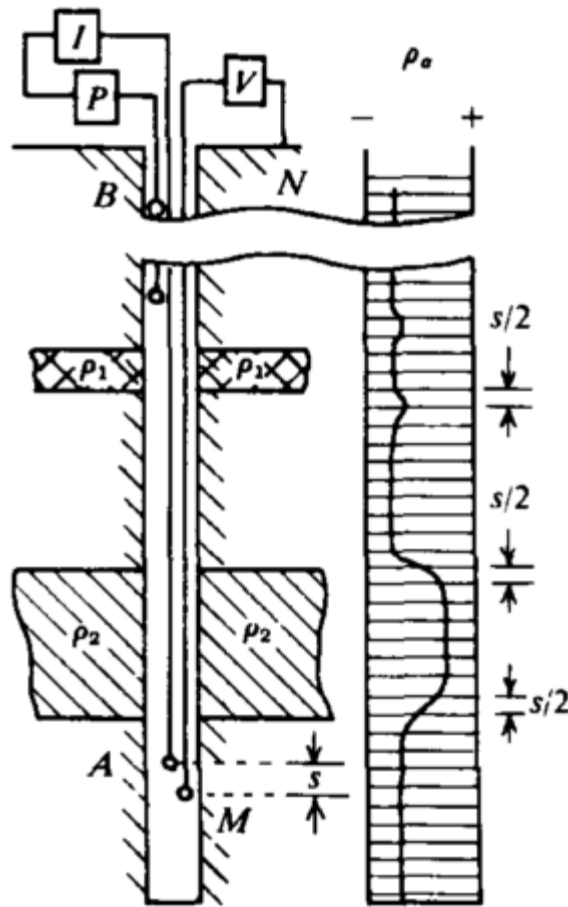
$$F = \frac{1}{\emptyset^m} \quad (2.6).$$

As **expressões 2.5 e 2.6** definem as “Equações de Archie”, que introduziram o termo  $m$ , conhecido como expoente de cimentação, em princípio relacionado ao estado de consolidação dos sedimentos. Esse parâmetro apresenta valores entre 1.8 a 2.0 em arenitos e por volta de 1.3 para areias inconsolidadas. Estudos adicionais

foram realizados para determinar valores para  $m$  de acordo com o contexto geológico (Hearst e Nelson, 1985).

### 2.2.1 Perfilagem de resistividade elétrica normal

A perfilagem de resistividade elétrica normal (*short normal*) consiste em utilizar uma sonda contendo um eletrodo metálico que injeta corrente elétrica no meio, primeiramente através do fluido presente no poço, no qual a sonda é imersa, e posteriormente pela formação. Esse eletrodo é instalado na porção basal da sonda, fechando o circuito com um eletrodo em superfície. A diferença de potencial elétrico resultante do fluxo de corrente é medida por dois ou mais eletrodos de potencial instalados na sonda, tendo como referência um eletrodo em superfície. Para evitar efeitos de polarização que distorcem a leitura de potencial, a corrente aplicada é do tipo alternado (baixa frequência) (Hearst e Nelson, 1985). O espaçamento entre os eletrodos de corrente (A) e potencial (M) por padrão é de 16" e 64", conhecidos como curto (*short normal*, ou normal-16) e longo (*long normal* ou normal-64) respectivamente. A **figura 2.2** ilustra um esquema do perfil de resistividade normal, com representação dos eletrodos em superfície (B e N) e no poço (A e M), assim como a curva característica obtida pela perfilagem com a presença de duas camadas.



**Figura 2.2** – Esquema ilustrativo da perfilagem normal para determinar a resistividade elétrica em camadas fina ( $\rho_1$ ) e espessa ( $\rho_2$ ).  $s$  é o espaçamento entre os eletrodos A e M, o ponto P representa uma bateria ou outra fonte de energia elétrica, e os pontos I e V realizam medidas da corrente e do potencial elétrico resultante (Adaptado de Telford, 1990).

Como as correntes aplicadas nestes levantamentos são de baixa frequência, descartam-se efeitos de correntes de deslocamento ou efeitos de indução eletromagnética. Considerando uma fonte pontual de corrente com intensidade  $I$ , no centro de um sistema esférico de coordenadas, no qual a corrente entrando em um volume deve ser a mesma saindo, exceto na fonte, obtemos a equação geral (Hearst e Nelson, 1986) para os métodos elétricos em geofísica

$$\nabla \cdot J = I\delta(0) \quad (2.7).$$

Na **equação 2.7**,  $\delta(0)$  (delta de Dirac) assume valor unitário para  $r=0$  portanto, com corrente  $I$ , e zero nos outros pontos (sem fontes de corrente). Substituindo a **equação 2.3** em **2.2**, e substituindo na **equação 2.7** obtemos:

$$\nabla \cdot \left( \frac{1}{R} \nabla \psi \right) = \nabla \left( \frac{1}{R} \right) \cdot \nabla \psi + \frac{1}{R} \nabla^2 \psi = -I\delta(0) \quad (2.8)$$

o que nos leva à equação de LaPlace

$$\nabla^2 \psi = 0 \quad (2.9)$$

considerando meios homogêneos com resistividade  $R$ .

O potencial elétrico pode ser determinado integrando o campo elétrico e assumindo que a densidade de corrente ( $J$ ) em outros pontos é dada pela corrente  $I$  distribuída ao longo da área da esfera com raio  $r > 0$ . À medida que o raio tende ao infinito, o potencial tende a zero, fornecendo o potencial elétrico a uma distância  $r$  da fonte de corrente segundo

$$\psi(r) = -\int_{\infty}^r E dr = -\int_{\infty}^r R J dr = -\int_{\infty}^r \frac{RI}{4\pi r^2} dr = \frac{RI}{4\pi r^2} \quad (2.10)$$

No contexto da perfilagem geofísica, onde são feitas medidas de potencial elétrico entre dois pontos M e N, distantes do eletrodo de corrente por  $r_M$  e  $r_N$  respectivamente, o potencial medido  $V_{MN}$  (em volts) é:

$$V_{MN} = \frac{RI}{4\pi} \left( \frac{1}{r_M} - \frac{1}{r_N} \right) \quad (2.11).$$

A separação entre os eletrodos de corrente e de potencial permite investigar diferentes volumes ao redor da sonda, sendo o espaçamento longo (64") capaz de medir o potencial de um volume maior do meio, porém com menor resolução. Retomando o esquema ilustrado na **figura 2.2**, podemos encontrar a resistividade aparente ( $\rho_a$ ) em um meio homogêneo considerando a distância entre os eletrodos A e M muito menor do que as distâncias BM, AN e BN (Telford, 1990)

$$\rho_a \cong (4\pi \Delta V / I)(AM) \quad (2.12).$$

O termo resistividade aparente deve ser utilizado, pois a **equação 2.12** é válida para meios homogêneos ou, pelo menos, para domínios homogêneos da ordem do volume de investigação propiciado pela separação dos eletrodos. Quando tal condição não é observada, o valor medido expressa as propriedades de diferentes unidades cobertas pelo volume investigado. O efeito do poço pode ser considerado desprezível dependendo do seu diâmetro, do diâmetro do eletrodo e do contraste de resistividade entre a água do poço e o meio investigado. Na maioria dos estudos de investigação rasa, nos quais o diâmetro do poço é ligeiramente maior que o diâmetro da sonda (apenas o suficiente para permitir sua movimentação sem obstrução), os valores de resistividade podem ser considerados como verdadeiros, especialmente

para unidades com espessura da ordem da separação AM. A possibilidade de obter valores verdadeiros de resistividade permite uma análise quantitativa dos dados de resistividade, razão pela qual esse método é amplamente utilizado em investigações hidrológicas para determinar a concentração de sal (normalmente o total de sólidos dissolvidos) na água subterrânea (Keys, 1990).

### 2.2.2 Perfilagem de resistência pontual (SPR)

O perfil de resistência pontual é obtido utilizando dois eletrodos, um fixo na superfície e outro instalado na sonda, se deslocando ao longo do poço, com medidas de resistência elétrica entre as duas terminações. Este método é conhecido como Resistência Pontual (SPR – Single Point Resistance). Levantamentos SPR estão sujeitos às variações do diâmetro do poço assim como à presença de lama de perfuração na coluna do poço. Nesse caso, podemos avaliar as medidas em função da Lei de Ohm, que relaciona a resistência do meio,  $R$  (ohm), com a corrente aplicada  $I$  (A) e a resistência elétrica medida entre os eletrodos ( $V$ )

$$R = \frac{V}{I} \quad (2.13).$$

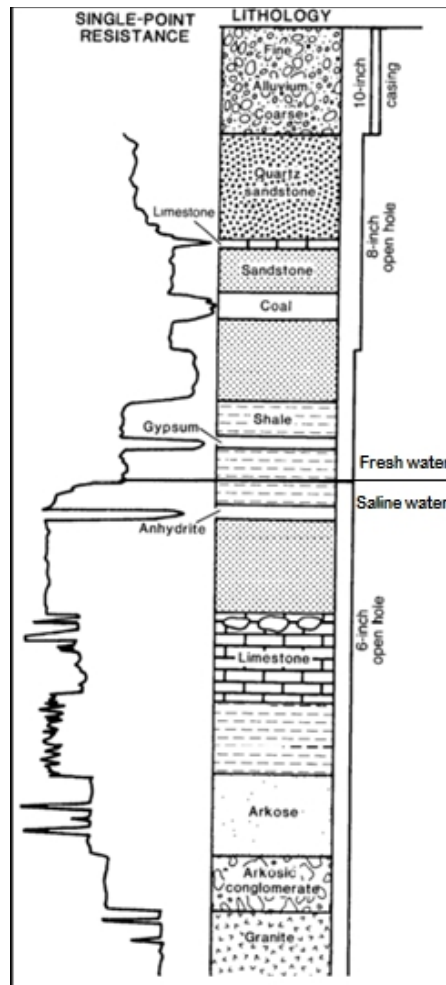
A resistência assim medida é condicionada por uma distância muito próxima aos eletrodos, da ordem de 1 a 2 diâmetros do eletrodo propriamente dito (Keys, 1990). Neste caso, o valor medido é influenciado pela vizinhança dos dois pontos com eletrodos. Como o eletrodo em superfície permanece fixo, a variação de resistência entre as duas terminações dependerá basicamente da vizinhança do eletrodo móvel que faz a perfilagem do poço. Já que o volume investigado é proporcional ao diâmetro do eletrodo, a utilização de um diâmetro adequado faz com que as medidas de resistência sejam sensíveis a variações mínimas produzidas por camadas muito finas ou intervalos com maior densidade de fraturas eventualmente interceptados ao longo do poço.

A variação de resistência elétrica com a profundidade expressa, assim, um parâmetro efetivo para discriminar camadas finas ou intervalos com fraturas. Por outro lado não permite uma interpretação quantitativa, por exemplo baseada na lei de Archie, já que a propriedade medida não depende exclusivamente das propriedades dos materiais. Dependem também da configuração da sonda e das

condições do eletrodo de referência. Valores diferentes de resistência são obtidos com sondas diferentes, embora mostrando variações relativas perfeitamente comparáveis. Outra limitação desta metodologia é sua aplicação em poços que possuem água muito salgada, tais como em ambientes de reservatórios de petróleo. Nesse caso a dependência com a resistividade da formação deixa de ser predominante, não identificando camadas mais finas (Keys, 1990).

A interpretação dos perfis obtidos na perfilagem SPR permite delimitar mudanças na litologia com boa resolução vertical, (**Figura 2.3**). Devido à alta sensibilidade da região próxima ao eletrodo e boa resolução vertical, a presença de irregularidades nas paredes do poço podem causar diminuição nos valores medidos, gerando deflexões na curva obtida. De um modo geral, a perfilagem SPR é um método muito utilizado para detectar fraturas rochas cristalinas (Paillet, 1991b; Keys, 1979).



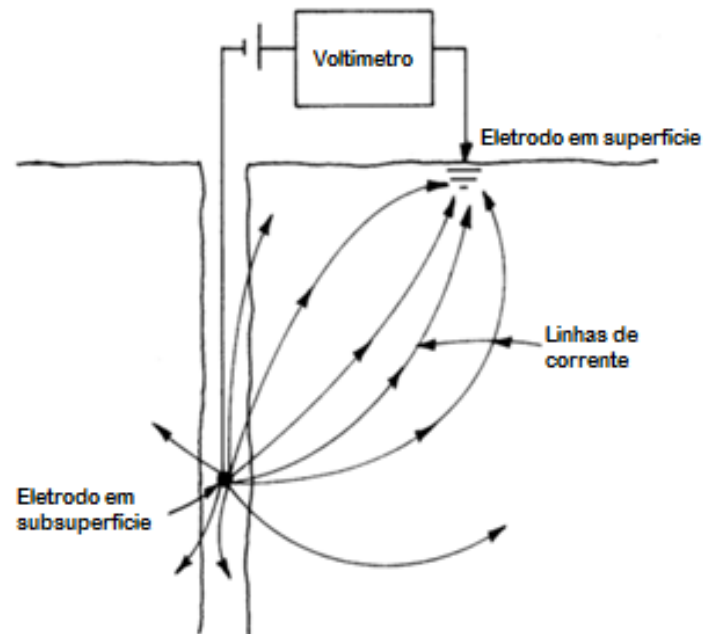


**Figura 2.3** – Perfil fictício com diversas unidades litológicas e variações do diâmetro do poço e a curva representando a resposta relativa de acordo com essas mudanças ao aplicar o método SPR (Adaptado de Keys, 1990).

### 2.2.3 Perfilagem do potencial elétrico espontâneo

O método do Potencial Espontâneo (SP - *Spontaneous Potential*), ao contrário dos apresentados anteriormente, é caracterizado por realizar medições de um potencial elétrico que ocorre naturalmente no meio. O potencial espontâneo é associado a diversos processos, mas normalmente ocorre nos contatos entre camadas argilosas (menos porosas) e arenosas (mais porosas), logo após a perfuração do poço, enquanto houver contraste de salinidade entre a água de formação e a água (ou lama) de perfuração (Keys, 1990). O sistema de aquisição é semelhante ao método de perfilagem *singlepoint resistance* (SPR), com a presença

de um eletrodo na sonda e outro em superfície, porém sem necessidade de ligar o sistema a uma fonte externa para injetar corrente (**Figura 2.4**). Na perfilagem SP esses eletrodos são conectados a um voltímetro, e o eletrodo de referência deve ser colocado em local apropriado, não podendo ser afetado por interferências externas.



**Figura 2.4** – Esquema ilustrativo de uma perfilagem geofísica para medição do potencial espontâneo (Adaptado de Keys, 1990).

Baseado no princípio da superposição, o potencial espontâneo (em volts),  $V_T$ , medido em condições de poço, resulta das contribuições dos potenciais eletrocinético,  $V_S$ , e eletroquímico,  $V_J$ , (Telford et al, 1990; Mendonça et al., 2012):

$$V_T = V_S + V_J \quad (2.14).$$

O potencial eletroquímico tem origem na difusão iônica que ocorre em soluções com contraste de concentração, na qual íons migram de regiões de maior concentração para de menor concentração. No processo de difusão, o transporte de cátions e de ânions ocorre com mobilidades diferentes, gerando uma separação de cargas e, com isso, um potencial elétrico que pode ser medido em condições de campo. A diferença de potencial entre um ponto no poço ( $f$ ) e outro na formação ( $w$ ), é dado por

$$V_J = -\frac{RT}{F} \sum_i \frac{t_i}{z_i} \ln \left( \frac{a_{i,w}}{a_{i,f}} \right) \quad (2.15),$$

sendo  $a_{i,w}$  e  $a_{i,f}$  as atividades da  $i$ -ésima espécie iônica,  $z_i$  sua valência,  $t_i$  o número de Hittorf para transporte microscópico,  $R$  e  $F$  as constantes dos gases e de Faraday, respectivamente,  $T$  e a temperatura. Algumas premissas podem ser feitas quando aplicamos a **equação 2.15** na perfilagem geofísica (Mendonça et al., 2012) fornecendo

$$V_J = \frac{-RF}{T} \ln\left(\frac{\rho_f}{\rho_w}\right) \quad (2.16),$$

que é a expressão utilizada na interpretação de perfis de SP, no caso de potenciais resultantes por gradientes de concentração (Telford et al., 1990).

O potencial eletrocinético resulta da movimentação de excesso de carga na interface dos minerais, resultantes do fenômeno conhecido como dupla camada elétrica (*electrial double layer* - EDL). O arrasto desse excesso de carga ao longo do fluxo da água produz uma corrente elétrica que é balanceada por uma corrente de condução em sentido contrário. O potencial eletrocinético  $V_S$  é dado por

$$V_S = \frac{-\varepsilon\zeta}{\eta} \frac{1}{\sigma_f(1+2Du)} \Delta P \quad (2.17),$$

sendo  $\varepsilon$  a permissividade elétrica (  $Fm^{-1}$  ),  $\eta$  a viscosidade (  $Pa.s$  ),  $\sigma_f$  a condutividade elétrica (  $Sm^{-1}$  ),  $Du$  o número de Dukhin,  $\Delta P = \bar{\rho}g\Delta H$  é a diferença de pressão (  $Pa$  ) como função da densidade da água  $\bar{\rho}$  (  $kgm^{-3}$  ), aceleração da gravidade  $g$  (  $ms^{-2}$  ) e da queda no nível de água  $\Delta H$  (  $m$  ). O termo  $\zeta$  (potencial zeta) expressa o potencial elétrico que existe na interface dos minerais. Esse potencial depende de diversos fatores (pH da água principalmente) normalmente sendo da ordem de -10 a -20 mV.

Com as relações estabelecidas em **2.16** e **2.17**, podemos reescrever a **equação 2.14** na forma

$$V_T = L_J \ln\left(\frac{\rho_f}{\rho_w}\right) + L_S \Delta H \quad (2.18),$$

com  $L_J = -RF/T \approx -25.7 mV$  e o parâmetro de acoplamento eletrocinético  $L_S$  é

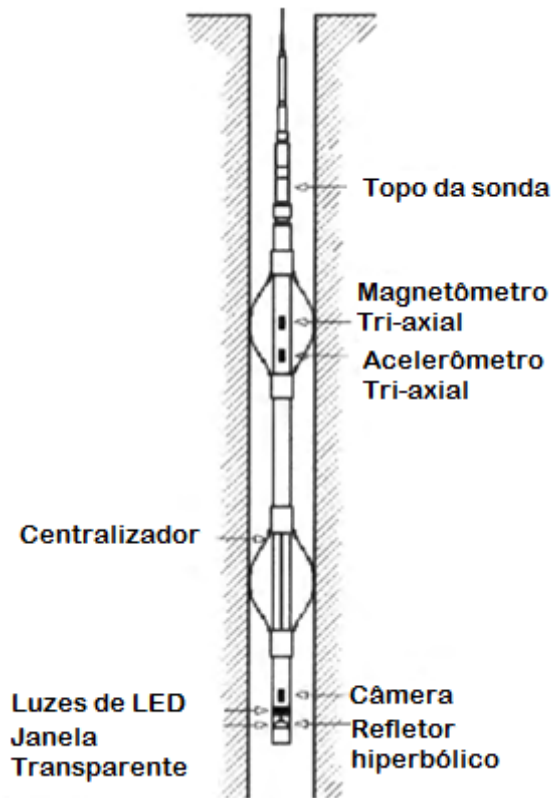
$$L_S = \frac{-\varepsilon\zeta}{\eta} \frac{\bar{\rho}g}{\sigma_f(1+2Du)} \quad (2.19),$$

Desta maneira, caso sejam conhecidos os potenciais eletroquímico e eletrocinético é possível encontrar os parâmetros  $\rho_w$  e  $\Delta H$  pela formulação de

um problema inverso (Mendonça et al., 2012). Nesses experimentos em um tanque em laboratório, simulando um ambiente de poço, mudanças na salinidade da água e na coluna de água no interior do poço, induziram potenciais do tipo SP de natureza de difusão e eletrocinética, respectivamente. A aplicabilidade em condições de campo entretanto, reque a definição de procedimentos específicos de testes, assim como de equipamentos de perfilagem que permitam medir as variações de potencial elétrico que se espera nesses testes.

### **2.3 Perfilagem ótica**

A perfilagem ótica foi desenvolvida como um sistema independente em 1987 e somente passou a ser utilizada na investigação de águas subterrâneas quando foram desenvolvidas tecnologias que permitiram utilizar a ferramenta em diferentes sistemas de aquisição já existentes (Williams e Johnson, 2004). A câmera que é acoplada na sonda registra imagens em 360° da parede do poço, continuamente ao longo de sua extensão, permitindo identificar contatos litológicos e horizontes fraturados. A análise quantitativa das imagens fornece a abertura e orientação das fraturas. Como referência para a orientação, a sonda incorpora um magnetômetro triaxial, além de um sistema inercial constituído por um acelerômetro triaxial (**Figura 2.5**).



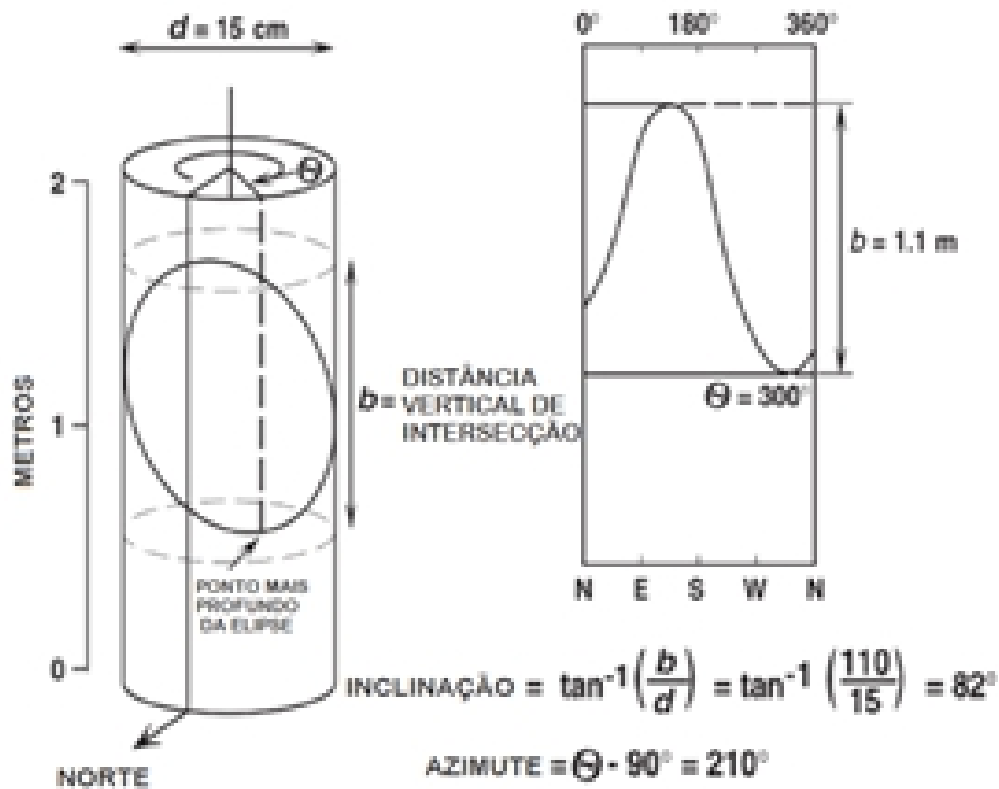
**Figura 2.5** – Esquema de perfilagem ótica para imageamento da parede do poço. Os centralizadores são compostos por materiais não magnéticos para evitar distorções na orientação da sonda com base nos sensores de campo magnético (Adaptado de Wild et al., 2002).

Como as imagens são corrigidas e orientadas é possível obter o azimute e a inclinação para cada uma das fraturas identificadas ao longo do poço. Na análise, a fotografia em 360° é “planificada”, gerando uma imagem em projeção na qual os planos de fratura aparecem na forma de senoides (**Figura 2.6**). A partir da distância do traço da fratura na parede do poço (  $b$  ) e considerando que o diâmetro do poço é conhecido (  $d$  ), é possível determinar a inclinação das estruturas:

$$inclinação = \tan^{-1} \left( \frac{b}{d} \right) \quad (2.20).$$

O azimute é calculado pela projeção da fratura no plano horizontal, tendo como referência a orientação de Norte determinada pelos sensores de campo magnético. O azimute de uma fratura ou plano de contato é tal que

$$azimute = \theta - 90^\circ \quad (2.21).$$



**Figura 2.6** – Representação de uma fratura interceptada pelo poço e sua projeção planificada. representa a distância vertical de entre os pontos que interceptam a fratura e é o ângulo que define a orientação da fratura (Adaptado de Paillet e Ellefsen, 2005).

Para os valores apresentados na **figura 2.6**, a fratura representada teria uma inclinação de  $82^\circ$  e um azimute de  $210^\circ$  (Paillet e Ellefsen, 2005). As componentes do campo geomagnético são registradas em arquivo suplementar para posterior análise.

### **3. Hidrogeologia de maciços cristalinos**

Diversos problemas de engenharia ou de exploração de recursos naturais exigem o entendimento dos processos que condicionam o fluxo, o armazenamento e as propriedades da água subterrânea em meios cristalinos fraturados ou fissurados. Destacam-se, por exemplo, a construção de depósitos para rejeito nuclear, estudos sobre a contaminação em depósitos subterrâneos, caracterização de aquíferos e reservatórios geotermiais. Um problema típico ocorre na captação de recursos hídricos subterrâneos para fins de irrigação, entre outros, que pode causar rebaixamento no nível freático com o tempo. Boisson et al. (2015) mostram um estudo de caso em aquíferos cristalinos da Índia nos quais o rebaixamento contínuo do nível dos poços tornou insaturada a cobertura saprolítica, comprometendo os recursos superficiais.

Esse capítulo aborda aspectos gerais da hidrogeologia de maciços cristalinos para meios saturados, sem considerar efeitos de convecção resultantes de gradientes de temperatura ou de difusão associados a gradientes de concentração. Especificamente no contexto da presente Dissertação utilizaremos o termo fratura para designar aberturas genéricas presentes em um maciço rochoso, incluindo fraturas propriamente ditas como também falhas, juntas e fissuras. Essa denominação mais genérica é mais adequada a estudos de hidrogeologia utilizando, por exemplo, técnicas de imageamento ótico das paredes de poços e testes de fluxo.

#### **3.1 Meios fraturados ou fissurados**

##### **3.1.1 Definições gerais**

Fraturas são estruturas formadas em pontos de fraqueza no interior de blocos rochosos resultantes de esforços diversos. A heterogeneidade desses esforços controla a formação e o desenvolvimento das fraturas, de maneira que um sistema de fraturas pode ter diferentes comprimentos característicos, que variam desde microns (no que se denominam juntas ou fissuras) até centenas de metros ou mais.

Em termos de origem de esforços, as fraturas geralmente resultam de eventos tectônicos de escala regional ou de alívio de tensão quando do soerguimento da crosta e erosão, além de processos secundários associados à pressão do fluido intersticial, intemperismo químico e termomecânico (Berkowitz, 2002). Por criar uma anisotropia no meio rochoso, um sistema de fraturas condiciona a magnitude do fluxo e a extensão da circulação (lateral e vertical) que a água subterrânea alcança nesses meios.

A caracterização de fraturas utiliza diversos métodos que podem ser divididos em três grupos (Berkowitz, 2002). O primeiro consiste de estudos de geologia estrutural com base em afloramentos, fotografias aéreas ou sensoriamento remoto. Essa abordagem fornece parâmetros estatísticos sobre a geometria das fraturas (localização, orientação, comprimento, espaçamento e abertura) em diferentes escalas de campo. O segundo grupo baseia-se em métodos geofísicos, principalmente obtidos em perfilagem de poços, utilizando sondas que determinam as propriedades físicas do meio, que direta ou indiretamente, podem ser afetadas pelo fraturamento das rochas, ou parâmetros que expressam a circulação de água entre diversos níveis do poço. A terceira abordagem resulta da aplicação de testes hidráulicos, normalmente com o emprego de ensaios de bombeamento e monitoramento.

### 3.1.2 Fluxo em meios fraturados

O fluxo de um fluido Newtoniano viscoso e incompressível é descrito pela equação de Navier-Stokes (Zimmerman e Bodvarsson, 1996)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + (u \cdot \nabla) u = F - \frac{1}{\rho} \nabla p + \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 u \quad (3.1)$$

sendo  $\rho$  a densidade do fluido,  $F$  o vetor das forças de corpo (por unidade de massa),  $p$  a pressão,  $\mu$  a viscosidade do fluido, e  $u$  o vetor velocidade. O primeiro termo do lado esquerdo da **equação 3.1** está associado à fração da aceleração de uma partícula do fluido, assumindo que em relação a um ponto fixo sua velocidade pode variar com o tempo; o segundo termo expressa a aceleração resultante da movimentação da partícula para uma posição cuja velocidade é



diferente. Os termos no lado direito da equação representam a força, o gradiente de pressão e as forças de viscosidade, respectivamente.

Para que os termos presentes na **equação 3.1** representem um sistema fechado, é preciso aplicar a equação de continuidade representando a conservação de massa, que para um fluido incompressível (com densidade constante) implica em

$$\nabla \cdot u = 0 \quad (3.2).$$

As condições de contorno para as equações de Navier-Stokes estabelecem que em qualquer interface sólido-líquido os vetores de velocidade no fluido e no sólido devem ser o mesmo, o que implica em velocidade nula ao longo das direções normal e tangencial em relação à superfície de contato.

Na ausência de gradientes de temperatura ou de concentração, a força mais expressiva que atua no fluxo de água é de natureza gravitacional de maneira que  $F = G$ . Como a força da gravidade atua ao longo do eixo vertical,  $z$ ,  $G = -g e_z$  sendo  $g$  a aceleração da gravidade e  $e_z$  um versor unitário na direção vertical (positivo para cima). Para excluir  $g$  da **equação 3.1** assume-se uma variação na pressão (Zimmerman e Bodvarsson, 1996) segundo

$$P = p + \rho g z \quad (3.3),$$

e reescrevendo os dois termos do lado direito da **equação 3.1** em termos de  $P$ , obtemos

$$F - \frac{1}{\rho} \nabla p = -g e_z - \frac{1}{\rho} (\nabla p) = -\frac{1}{\rho} \nabla P \quad (3.4).$$

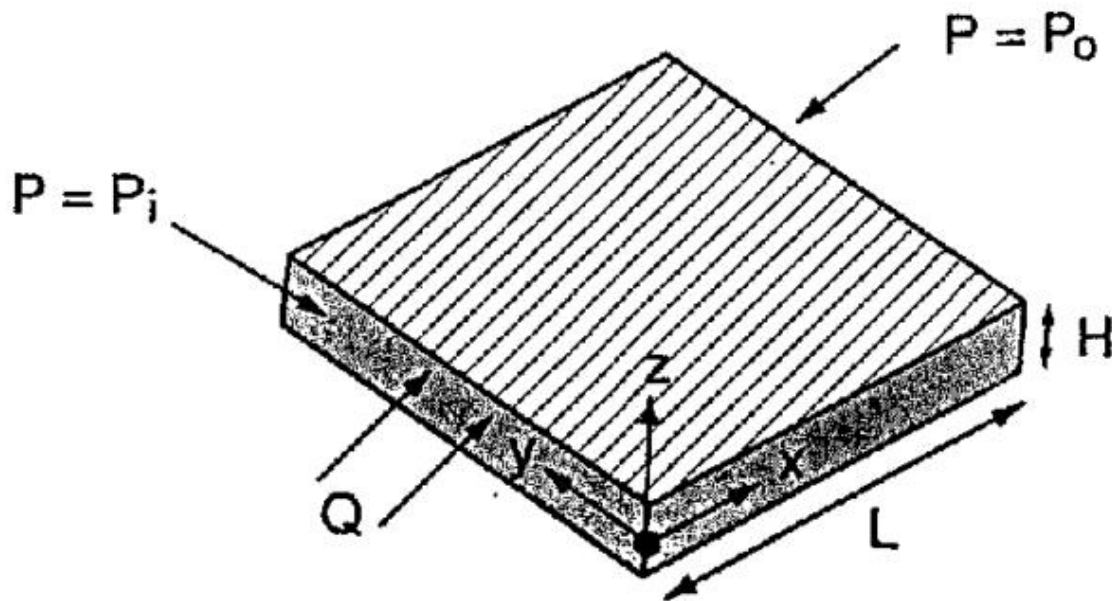
Geralmente a permeabilidade de fraturas é calculada em situações de fluxo laminar, no qual o primeiro termo  $\partial u / \partial t = 0$ , reduzindo a **equação 3.1** para

$$\mu \nabla^2 u - \rho (u \cdot \nabla) u = \nabla P \quad (3.5).$$

O termo  $(u \cdot \nabla) u$  tende a zero em casos de fluxo estacionário (Zimmerman e Bodvarsson, 1996).

### 3.1.3 Fluxo em fraturas

O modelo mais simples utilizado para representar uma fratura considera um par de placas paralelas, sem rugosidade e com espaçamento constante  $H$ , (abertura da fratura) tal como ilustrado na **figura 3.1**.



**Figura 3.1** - Representação de um plano de fratura por um modelo de placas paralelas, com abertura  $H$  e comprimento  $L$ . Um gradiente de pressão  $P_i - P_o$  é aplicado ao longo do plano de fratura gerando um fluxo  $Q$  (Adaptado de Zimmerman e Bodvarsson, 1996).

O gradiente de pressão ao longo da lacuna (“*gap*”) entre os dois planos é tal que

$$|\nabla P| = \frac{(P_i - P_o)}{L} \quad (3.6),$$

implicitamente assumindo uma variação linear de pressão ao longo da fratura. Considerando um sistema Cartesiano de coordenadas, com eixo  $x$  paralelo à variação  $\nabla P$ , e eixo  $z$  perpendicular ao plano de fratura, a velocidade de fluxo não possui componentes em  $z$ , pois tende a zero nas paredes da fratura ( $z = \pm H/2$ ). Como a geometria entre as placas é constante (assume-se que o meio não se deforma), o gradiente de pressão ao longo da lacuna (*gap*) é constante,

fazendo com que o vetor velocidade dependa somente de  $z$ . Os componentes do vetor  $(u \cdot \nabla)u$  podem ser escritos (Zimmerman e Bodvarsson, 1996) como

$$(u \cdot \nabla)u = (u \cdot \nabla)(u_x, u_y, u_z) = [u \cdot (\nabla u_x), u \cdot (\nabla u_y), u \cdot (\nabla u_z)] \quad (3.7).$$

A **equação 3.7** mostra que os gradientes não nulos de velocidade aparecem ao longo direção  $z$ , uma vez que as componentes de velocidade não variam ao longo dos eixos  $x$  e  $y$ . Desta maneira, os dois primeiros termos no lado direito da **equação 3.7** são nulos, tornando a **equação 3.5**

$$\mu \nabla^2 u(z) = \nabla P \quad (3.8).$$

Como o gradiente de pressão é paralelo ao eixo  $x$ , temos

$$\nabla P = \left( \frac{\partial P}{\partial x}, \frac{\partial P}{\partial y}, \frac{\partial P}{\partial z} \right) = (|\overline{\nabla P}|, 0, 0) \quad (3.9),$$

cujas componentes devem satisfazer as seguintes equações:

$$\nabla^2 u_x(z) = |\overline{\nabla P}|, \quad \nabla^2 u_y(z) = 0, \quad \nabla^2 u_z(z) = 0 \quad (3.10).$$

Pelas condições de contorno, a velocidade  $u_i = 0$ ,  $i = (x, y, z)$  em  $z = \pm H/2$ . Para encontrar  $u_x$ , uma vez que  $u_y$  e  $u_z$  são nulas, é necessário integrar a **equação 3.10a** duas vezes em relação a  $z$ , e aplicando a condição de contorno temos

$$u_x(z) = \frac{|\overline{\nabla P}|}{2\mu} [z^2 - (H/2)^2] \quad (3.11).$$

O fluxo total que atravessa uma fratura com largura  $w$  (na direção  $y$ ) é calculado integrando a velocidade de  $z = -H/2$  até  $Z = H/2$

$$Q_x = w \int_{-H/2}^{H/2} u_x(z) dz = \frac{|\overline{\nabla P}| w H^3}{12\mu} \quad (3.12).$$

A velocidade média é determinada dividindo o fluxo pela seção transversal ( $wH$ )

$$\bar{u}_x = \frac{|\overline{\nabla P}| h^2}{12\mu} \quad (3.13).$$

Segundo a Lei de Darcy, o fluxo através de um meio poroso, em uma dimensão, pode ser descrito por (Zimmerman e Bodvarsson, 1996)

$$Q = \frac{-kA |\overline{\nabla P}|}{\mu} \quad (3.14).$$

Considerando o caso de uma fratura onde a área  $A = wH$  e comparando com a **equação 3.11**, pode-se definir a permeabilidade de uma fratura como sendo

$k=H^2/12$  . A transmissividade é dada pela multiplicação da permeabilidade pela área, ou seja:

$$T \equiv kA = wH^3/12 \quad (3.15)$$

que é conhecida como Lei Cúbica (Whiterspoon et al., 1979). Como  $Q_x$  tem unidade de  $[m^3/s]$ , o gradiente de pressão  $[Pa]$ , o comprimento  $L$   $[m]$  e a viscosidade  $\mu$   $[Pa.s]$ , a transmissividade tem unidade  $[m^4]$ . O fluxo tem uma relação linear com a largura  $w$ , e, portanto  $T$  é proporcional ao cubo da abertura  $H$  e deve assumir a forma  $T=CwH^3$  , sendo  $C$  um parâmetro adimensional que para o modelo de placas paralelas é igual a  $1/12$  (Zimmerman e Bodvarsson, 1996).

### 3.2 Propriedades de aquíferos cristalinos fraturados

Aquíferos cristalinos são compostos principalmente por rochas ígneas e metamórficas de alto grau. Devido à baixa porosidade primária dessas litologias o fluxo subterrâneo fica condicionado à presença e propriedades da rede de fraturas e fissuras. Para entender o transporte da água subterrânea é preciso, assim, caracterizar as fraturas presentes e identificar trajetos preferenciais em subsuperfície.

Em termos geológicos, a estrutura de um aquífero cristalino consiste em uma cobertura saprolítica seguido por uma zona fraturada, com densidade de fraturas decrescente com a profundidade. A recarga do aquífero cristalino pode ocorrer pela infiltração da água da chuva pela cobertura saprolítica, normalmente bastante permeável, e com transmissividade hidráulica bem maior que a encontrada no horizonte cristalino (Boisson et al., 2015). Para obter essas propriedades são aplicados testes hidráulicos em poços de monitoramento enquanto medidas são realizadas em poços de observação próximos ou no próprio poço bombeado. Esses ensaios envolvem o monitoramento do nível de água em pelo menos um dos poços bem como de sua taxa de recuperação.

### 3.3 Testes hidráulicos

#### 3.3.1 Monitoramento do nível de água (NA) em poços

Este tipo de ensaio permite identificar a direção de fluxo a partir do gradiente definido pelas medidas do nível de água (NA) em poços. Para poços interceptando aquíferos livres e confinados, o NA então medido denomina-se “nível estático” (NE), pois expressa o potencial hidráulico (*hydraulic head*) resultante da interação das diversas unidades aquíferas. O termo “estático” não deve ser entendido como indicativo da ausência de fluxo entre os diferentes níveis aquíferos interceptados pelo poço. Na verdade pode existir circulação de água dentro do poço de tal forma que o regime de entradas e saídas por horizontes distintos produzem uma altura de NA que permanece invariante. A utilização do termo “estático” torna-se ainda mais problemática quando se leva em consideração que essa grandeza sofre variações temporais devido a diversos fatores, tais como mudanças na pressão atmosférica (Furbish, 1991), efeitos de maré (Rojstaczer e Riley, 1990) bem como variações sazonais relacionadas à descarga ou recarga do aquífero (Mukherjee et al., 2015).

Medidas do NA (ou NE) podem ser realizadas utilizando-se um medidor elétrico que consiste em uma fita graduada com um sensor em uma das extremidades que acusa (emissão de sinal sonoro) quando o eletrodo toca a superfície da água no poço. Este equipamento apresenta vantagens em termos de custo e deslocamento fornecendo leituras com precisão de 2-3 mm. Medições mais precisas e com registro contínuo no modo remoto (sem presença do operador) podem ser realizadas com sensores de pressão.

De um modo geral, as mudanças no nível de água no poço são determinadas por diferentes características do aquífero (porosidade, permeabilidade, capacidade de armazenamento) fazendo com que o registro contínuo da variação do NA possa ser utilizado na caracterização do maciço rochoso (Mukherjee et al., 2015). Neste estudo, o monitoramento do NA consistiu em medidas a cada 6 horas, e a forma das curvas segue um padrão que se repete anualmente, de maneira que foi possível determinar 3 diferentes classificações para os aquíferos estudados: curvas em V que indicam rápida dissipação de água; curvas em forma de U, indicando um rápido

ajuste inicial e posteriormente uma disseminação mais lenta; e curvas do tipo S indicando uma resposta fraca do aquífero. Além disso, os resultados permitiram discriminar os aquíferos confinados dos livres pela espessura da linha da curva, mais fina ou grossa respectivamente.

### 3.3.2 Testes de bombeamento

Um dos testes mais tradicionais para obter informações sobre as propriedades hidráulicas é o chamado *slug test* (Papadopulos et al., 1973). Esse ensaio basicamente consiste em adicionar ou retirar rapidamente um certo volume de água do poço e monitorar a recuperação do seu nível estático. A partir da interpretação das curvas de recuperação é possível estimar a transmissividade do aquífero, em uma escala compatível com a área de influência do poço (“escala local”). As curvas de recuperação podem ser interpretadas utilizando modelos matemáticos para obterem-se parâmetros hidráulicos característicos do local do estudo (Pandit e Miner, 1986).

Outra variação desse ensaio consiste em bombear o poço a uma vazão conhecida e constante, realizando medidas do fluxo em profundidades abaixo da bomba, permitindo caracterizar as propriedades hidráulicas das fraturas interceptadas pelo poço. Esse procedimento pode ser realizado, por exemplo, comparando-se os resultados com perfis de temperatura já que a entrada de água no poço normalmente acarreta uma variação de temperatura que pode ser interpretada em termos das transmissividades das fraturas (Klepikova et al., 2011).

Quando existe mais de um poço no local de estudo, podem ser realizados testes conhecidos como *cross-borehole*, nos quais o bombeamento é realizado em um poço enquanto medidas de fluxo são feitas em pelo menos um poço na vizinhança, permitindo que tais testes sejam utilizados para determinar a conectividade entre as fraturas (Paillet, 2013). Le Borgne et al. (2006) estudaram o fluxo de água em um aquífero cristalino e verificaram zonas de fluxo com extensões de até 150 metros, no caso utilizando uma rede de seis poços. Esses autores compararam diferentes estratégias de bombeamento, mostrando que as propriedades hidráulicas definidas

pelos métodos *cross-borehole* e por bombeamentos por longos períodos são mais consistentes do que bombeamentos utilizando-se somente um poço. Integrar métodos de perfilagem geofísica em poços com testes de bombeamento pode fornecer informações sobre as propriedades de conectividade entre fraturas que permitem fluxo em maciços cristalinos.





## **4. Teoria da percolação**

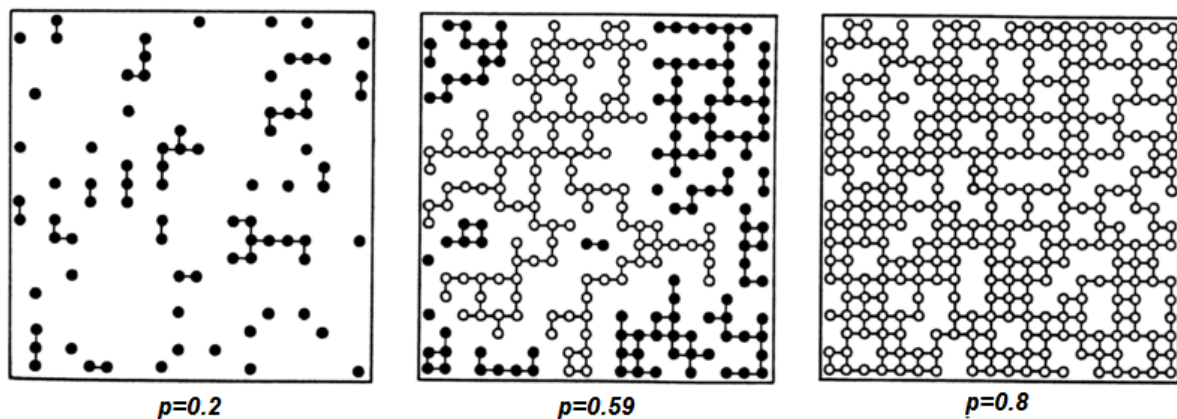
Diversas abordagens matemáticas foram propostas com o objetivo de encontrar uma formulação capaz de descrever adequadamente propriedades geométricas e hidráulicas em meios fraturados. Segundo Balberg et al. (1991) esses modelos podem ser classificados em duas principais classes: (1) Modelos determinísticos, nos quais as informações sobre a formação (geometria e propriedades físicas) são assumidas como conhecidas; (2) Modelos estocásticos, onde as características da rede de conexão entre as fraturas e o fluxo em subsuperfície obedecem distribuições probabilísticas. Dentre os modelos estocásticos é possível definir duas categorias: na primeira a rede de fraturas é gerada de maneira estocástica e, em seguida, cada fratura é tratada de forma determinística aplicando-se as equações que descrevem o fluxo; na segunda o meio fraturado é tratado como um sistema heterogêneo com as propriedades de fluxo consideradas variáveis aleatórias. É nesta segunda categoria de modelos estocásticos que se encaixa a Teoria de Percolação e neste capítulo são apresentados os principais aspectos que permitem aplicar esta teoria de maneira a determinar propriedades geométricas e do fluxo de água subterrânea em meios fraturados.

### **4.1 Definição**

A Teoria da Percolação é utilizada para análises de propriedades em meios cujas distribuições das propriedades são consideradas aleatórias (“randômicas”) (Stauffer e Aharony, 1992). Uma das suas propriedades fundamentais é o fato das relações estabelecidas por esta teoria terem caráter universal, permitindo deduzir relações entre diferentes escalas de investigação (Stauffer e Aharony, 1992; Bunde e Kantelhardt, 1998). Suas aplicações são as mais diversas e já foi utilizada para estudos na área de saúde para determinar o espalhamento de doenças (Moore e Newman, 2000), na segurança civil para prever o comportamento de incêndios (Beer e Enting, 1990) e para estudar o fluxo em rochas fraturadas (Gueguen e Dienes, 1989; Balberget al., 1991; Ozkaya e Mattner, 2003). O termo “Teoria da Percolação” foi e apresentado por Broadbent e Hammersley (1957) que comparam a formulação

do processo de percolação com o fenômeno da difusão, a percolação entretanto lidando com as propriedades do meio, enquanto a difusão com as propriedades do fluxo, ambos processos envolvendo o transporte de uma fase líquida em meios complexos.

Para compreender melhor os conceitos envolvidos na Teoria de Percolação, considere-se uma matriz em duas dimensões onde cada elemento dessa matriz pode estar ocupado ou vazio, com probabilidade  $p$  e  $1-p$ , respectivamente (**Figura 4.1**). O valor  $p=1$  representa o caso em que os elementos da matriz estariam totalmente preenchidos. Analogamente, em estudos de hidrogeologia  $p_c$  representa a probabilidade de existir uma fratura ou dela estar conectada à outra. Para baixos valores de  $p$ , fraturas aparecem de maneira isolada ou fazendo parte de pequenas redes entre si (quando existem pontos de intersecção entre duas fraturas). Conforme a probabilidade aumenta, as opções de fluxo são maiores e, portanto, maiores as chances do fluxo se desenvolver através de todo o meio. No limite de conectividade, existe um valor para  $p$  a partir do qual se forma pela primeira vez uma rede de fraturas conectadas. Essa rede limite é conhecida como “caminho infinito”, que permite o fluxo ocorrer entre os extremos da matriz. Esta probabilidade de distribuição crítica é conhecida como “limite de percolação”,  $p_c$ , cuja análise é fundamental para estabelecer relações de escala e valores críticos para as propriedades do meio (Stauffer e Aharony, 1992).



**Figura 4.1** – Percolação em uma matriz de duas dimensões. Os círculos representam locais ocupados da matriz com elementos condutivos, no caso com probabilidades  $p=0.2$ ,  $0.59$  e  $0.8$ . As linhas conectam círculos vizinhos que representam possíveis caminhos para o fluxo. Redes finitas de conexão são representadas por círculos preenchidos, enquanto círculos vazios

representam redes “infinitas”, ou seja, onde há conexão entre os extremos da matriz (Adaptado de Bunde e Kantelhardt, 1998).

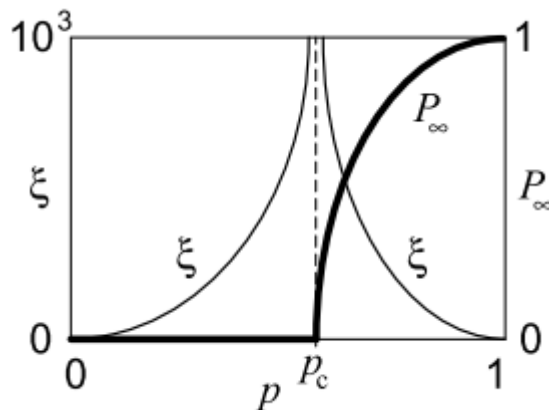
A transição de percolação que ocorre ao atingir-se  $p_c$  é caracterizada pelas propriedades geométricas das redes de fraturas próximas ao limite de percolação, sendo nula ( $p=0$ ) a probabilidade de uma fratura pertencer ao caminho “infinito” ( $P_\infty$ ) abaixo de  $p_c$  aumentando conforme o limite de percolação é ultrapassado (Bunde e Kantelhardt, 1998)

$$P_\infty \sim (p - p_c)^\beta \quad (4.1).$$

A dimensão de sistemas finitos conectados é caracterizada pelo comprimento de correlação  $\xi$ , definido como a distância média entre dois elementos conectados dentro de um sistema finito na matriz. Conforme  $p$  se aproxima de  $p_c$ , este comprimento aumenta

$$\xi \sim |p - p_c|^{-\nu} \quad (4.2),$$

o expoente  $\nu$  sendo o mesmo antes e após o limite de percolação. A **figura 4.2** ilustra como ocorre o comportamento de ( $P_\infty$ ) e  $\xi$ , em torno de  $p_c$ , como função da probabilidade  $p$ . Embora o limite de percolação dependa exclusivamente do tipo de matriz, os expoentes  $\beta$  e  $\nu$  são universais e dependem somente da dimensão da matriz.



**Figura 4.2** – Diagrama ilustra o comportamento das equações 4.1 e 4.2 como função da probabilidade  $p$ .

## 4.2 Teoria da Percolação em meio fraturados

Inicialmente a Teoria da Percolação foi usada para descrever o fluxo através de meios porosos, onde é possível descrevê-lo quantitativamente pela permeabilidade hidráulica das rochas, assumindo um meio homogêneo com os poros conectados (Halperin et al., 1985). A teoria foi estendida para rochas fraturadas conforme foram desenvolvidos novos estudos em problemas hidrogeológicos (Balberg et al., 1991; Berkowitz, 1995; Bour e Davy, 1997).

Como descrito no **Capítulo 3**, em maciços cristalinos a porosidade primária é baixa e, portanto o fluxo de água é condicionado principalmente pela presença de zonas fraturadas. Os modelos propostos a partir da Teoria da Percolação buscam caracterizar geometricamente o meio fraturado de maneira a prever o comportamento do transporte através dessa rede de fraturas. Para esse tipo de análise, as fraturas são representadas como segmentos de planos (ou retas em representações 2D) distribuídos aleatoriamente de maneira a formar uma rede de conexões que torna viável o fluxo de água ao longo do maciço rochoso como um todo.

A permeabilidade de rochas fraturadas está diretamente relacionada à escala de investigação e, portanto, em meios onde o padrão de fraturamento é heterogêneo (como na maioria das rochas cristalinas) a distribuição de permeabilidade também segue um comportamento dependente da escala do estudo (Clauser, 1992). A distribuição dos comprimentos das fraturas em rochas cristalinas segue, em geral, uma distribuição exponencial (“*powerlaw*”) (Bour e Davy, 1997)

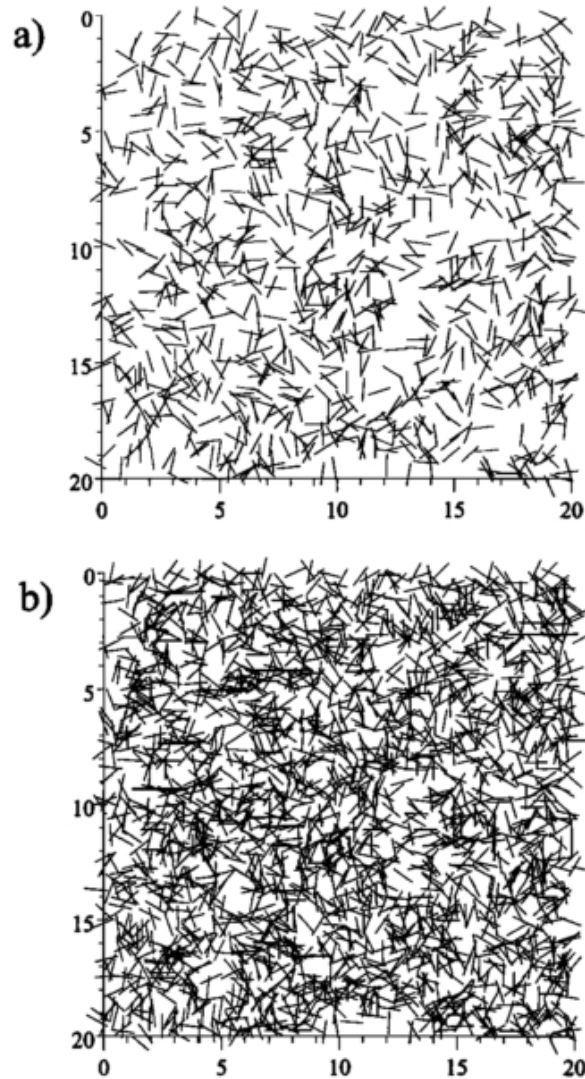
$$n(l) = \alpha l^{-a} \quad (4.3)$$

sendo  $n(l)$  o número de fraturas com comprimentos no intervalo  $[l, l+dl]$ ,  $\alpha$  é um coeficiente de proporcionalidade e  $a$  é um expoente que varia entre 1 e 3, que para valores próximos de 3 diminui a probabilidade de existirem fraturas grandes conectando o sistema como um todo.

Os estudos de conectividade entre fraturas em rochas cristalinas geralmente é resolvido para escalas de investigação microscópicas onde o comprimento das estruturas tende a ser constante (Balberg et al., 1991; Gueguén e Dienes, 1989) e para os quais o limite de percolação, relacionado à densidade de fraturamento

necessária para estabelecer a conexão e o transporte de água ao longo das rochas, é bem definido (Bour e Davy, 1997).

Quando a densidade de elementos no sistema é baixa, caso em que a densidade de fraturas está abaixo de um valor crítico (ou limite de percolação),  $p_c$ , o sistema não é considerado conectado. Acima deste valor existirá um sistema “infinito” que conecta as extremidades da matriz, viabilizando o fluxo de água pelo modelo. O termo “infinito” é então utilizado para denotar a rede de fraturas que permite a conexão entre as extremidades do meio (**Figura 4.3**).



**Figura 4.3** – Ilustração de uma matriz com fraturas de comprimento constante ( $l=1$ ) mas com densidade de distribuição abaixo do limite de percolação (a) e no limite de percolação (b) (Bour e Davy, 1997).

Em torno do limite de percolação algumas relações podem ser estabelecidas:

$$P(p) \sim (p - p_c)^\beta \quad (4.4),$$

$$\xi(p) \sim (p - p_c)^{-\nu} \quad (4.5),$$

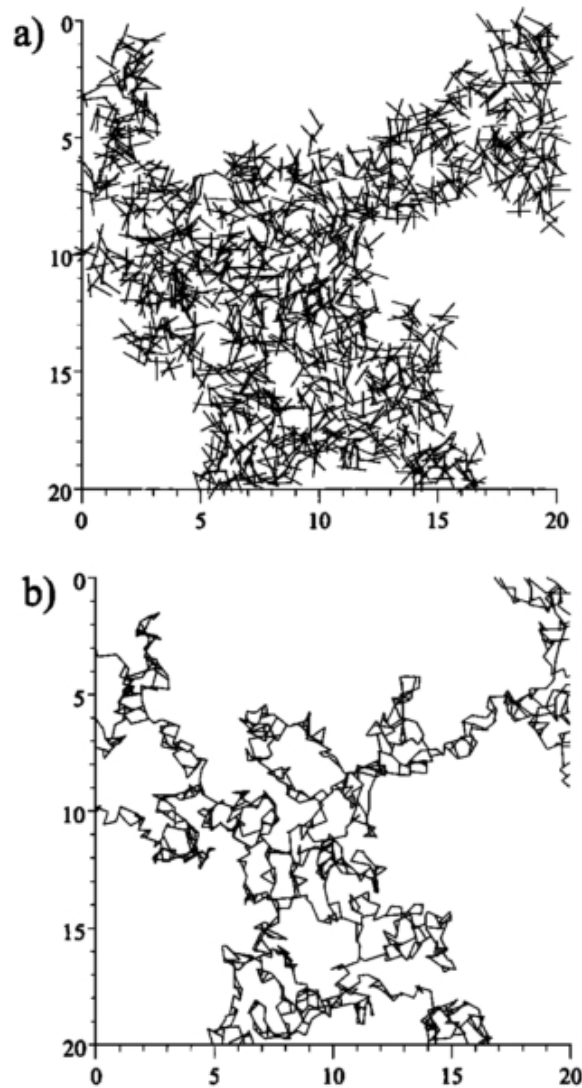
$$K(p) \sim (p - p_c)^{-e} \quad (4.6),$$

sendo  $P$  a probabilidade de um elemento da matriz pertencer à rede de conexão “infinita”,  $\xi$  o comprimento de conectividade (ou correlação), e  $K$  a permeabilidade hidráulica do sistema. Essas relações são consideradas universais (no sentido se serem aplicadas a diferentes fenômenos de transporte) uma vez que dependem somente da matriz (dimensão e estrutura) avaliada (Stauffer e Aharony, 1992). Pela **equação 4.5**, o comprimento  $\xi$ , que representa o tamanho das redes de fraturas conectadas, diverge quando  $p = p_c$  e o tamanho do sistema  $L$  passa a ser relevante, permitindo reescrever as **equações 4.4 e 4.6** (Bour e Davy, 1997)

$$P(L) \sim L^{-\beta/\nu} \quad (4.7)$$

$$K(L) \sim L^{-e/\nu} \quad (4.8)$$

fazendo com que a permeabilidade  $K(L)$  não mais seja proporcional à probabilidade  $P(L)$ , mas sim ao comprimento  $L$ . Uma explicação física para isso seria que muitas fraturas (“*deadends*”) na matriz não participam do fluxo de água. A remoção das fraturas *deadend* do caminho “infinito” resulta no chamado “*backbone*” (espinha dorsal) (**Figura 4.4**), que efetivamente participa do fluxo. Outra definição importante são os chamados “*red links*” que são aqueles elementos da matriz que, caso removidos do sistema interrompem a conexão entre as fronteiras da matriz. Em,  $p = p_c$ , o caminho “infinito”, o *backbone* e os *red links* seguem relações fractais, independente da escala de investigação (Bour e Davy, 1997).



**Figura 4.4** – Em (a) temos o caminho “infinito” que permite o fluxo de água entre as extremidades da matriz, e em (b) este mesmo caminho com a remoção das fraturas *deadend* (Bour e Davy, 1997).

Para o caso de uma rede de fraturas com comprimentos constantes ( $l$ ), distribuídas aleatoriamente em termos de posição e orientação, o parâmetro de percolação ( $p$ ) é definido por (Bour e Davy, 1997):

$$p = \frac{Nl^2}{L^2} \quad (4.9)$$

sendo  $N$  o número de fraturas e  $L^2$  a área superficial do conjunto de fraturas. Esta expressão é derivada da probabilidade de conectividade entre as fraturas, proporcional à área média superficial de cada fratura,  $l^2$ . O valor que o limite de percolação assume, para sistemas de tamanhos  $L$  tendendo ao infinito, é de 5.6, em uma matriz de duas dimensões, que corresponde à mesma classe de uma rede de fraturas conectadas em duas dimensões (Bour e Davy, 1997). Caso a distribuição

das fraturas não siga um padrão aleatório a Teoria da Percolação ainda é válida, porém o limite de percolação deve ser modificado. A análise deste caso permitiu Robinson (1983) generalizar este parâmetro e concluir que independente de como ocorre a distribuição das fraturas, o que permanece constante é o número de interseções por fratura, aproximadamente igual a 3.6.

### 4.3 Distribuição de fraturas em modelos de percolação

Uma caracterização simplificada de uma fratura envolve determinar sua abertura (  $b$  ), comprimento (  $l$  ), localização (  $r$  ) e orientação (  $\theta$  ), de maneira que a conectividade de um sistema de fraturas está condicionada à correlação entre as três últimas propriedades. A distribuição dos comprimentos das fraturas, de acordo com observações de campo e amostras, sugere um aumento no número de fraturas com a diminuição de seus comprimentos, ou seja, maiores fraturas ocorrem com menores frequências, portanto esta distribuição segue a relação estabelecida na **equação 4.3** que resulta numa ocorrência maior de fraturas com grandes comprimentos, por sua vez aumentando a importância destas fraturas na conectividade do meio nestes modelos (Bour e Davy, 1997).

A distribuição espacial das fraturas, por sua vez, segue um modelo fractal. A dimensão fractal é uma medida da organização das fraturas no espaço e depende da dimensão topológica do sistema, assumindo valor igual a três para volumes e dois para áreas. Bour e Davy (1997) propõe uma distribuição de fraturas para um volume:

$$n(l, L)dl = \alpha \Gamma^a L^D dl \quad (4.10)$$

onde  $n(l, L)dl$  é o número de fraturas com comprimento entre  $[l, l+dl]$  dentro de um volume de dimensão  $L$ .

### 4.4 Estudo de caso

Zimmermann et al. (2005) aplicaram a Teoria da Percolação a partir de imagens obtidas com perfisagens geofísicas de imageamento ótico e deduziram o comprimento mínimo que as fraturas interceptadas pelo poço deveriam ter para



constituir o fluxo em uma escala de dezenas de metros. Este estudo foi realizado como parte do projeto *Hawaii Scientific Drilling Project* (HSDP), em poços com geologia local representada por intercalação de camadas de fluxos de lava, seguidas pela presença de fluxo de hialoclastite, e na seção final do poço *pillow lavas* (“lavas almofadas”) com algumas unidades intrusivas.

Para avaliar propriedades do fluxo em rochas fraturadas, foram avaliados valores de permeabilidade em diferentes escalas de investigação: perfilagem de poços, análise de testemunhos e de lâminas. Em escalas macroscópicas, a permeabilidade das rochas está condicionada à presença de sistemas de fraturas relativamente grandes, distribuídas de maneira irregular e, portanto não pode ser determinado por análise de amostras. A análise de amostras e lâminas permitiu determinar caminhos para o fluxo em escalas microscópicas. Esta análise foi utilizada para estimar a permeabilidade da matriz conforme o modelo prescrito pela teoria da percolação, mas geralmente estes caminhos não podem ser extrapolados para escalas de investigações maiores.

Essa relação entre diferentes escalas de investigação permite aplicar a Teoria da Percolação cujas relações têm caráter universal próximo ao limite de percolação. Como explicado anteriormente, a conectividade entre fraturas está relacionada ao comprimento das fraturas  $l$  e sua densidade de ocorrência,  $n(l)$ , que seguem a relação estabelecida na **equação 4.3**. Para este modelo, os autores assumiram os planos de fraturas sem presença de rugosidade e descritos em função do comprimento, área superficial, abertura e orientação. Ao projetar estes planos em uma superfície de duas dimensões, a área superficial passa a ser considerada como uma estrutura linear, correspondente ao traço da fratura em um plano específico.

Zimmermann et al. (2005) assumiram uma distribuição contínua de fraturas no poço e determinaram o parâmetro de percolação a partir da **equação 4.9** segundo

$$p = \lambda_a l^2 \quad (4.11)$$

sendo  $\lambda_a = N/A$  a densidade de fraturas em duas dimensões. Conhecendo-se a distribuição dos comprimentos das fraturas e substituindo o valor constante  $l$  pelo valor médio ( $\mu_l$ ) a **equação 4.11** pode ser generalizada. A relação entre frequência linear de fraturas ( $\lambda_L$ ) e densidade em duas dimensões ( $\lambda_A$ ) é dada por (Priest, 1993)

$$2/\pi\lambda_A\mu_l \leq \lambda_l \leq \lambda_A\mu_l \quad (4.12)$$

sendo o limite inferior ( $2/\pi\lambda_A\mu_l$ ) representativo de um regime em que as fraturas estão aleatoriamente distribuídas espacialmente e o limite superior ( $\lambda_A\mu_l$ ) representativo de fraturas paralelas. A partir de **4.11** e **4.12** é possível estabelecer a relação generalizada (Priest et al., 1993)

$$p = \lambda_A\mu_l^2 \geq \lambda_L\mu_l \quad (4.13).$$

A importância da **equação 4.13** é que a imagem da parede do poço obtida a partir da perfilagem geofísica de imageamento ótico permite determinar os parâmetros que entram nessa equação. Por exemplo, no estudo específico nos basaltos do HSDP (Zimmermann et al., 2005) a análise das imagens identificou 337 fraturas em um intervalo de 364 metros (entre 783.5 e 1147.5 metros abaixo do nível do mar), resultando em uma frequência linear de fraturamento de  $0.927 \text{ m}^{-1}$  ( $\lambda_L$ ). Assumindo camadas horizontais e aberturas constantes para as fraturas de  $100 \mu\text{m}$ , foi estimado um valor de 77 mdarcy ( $7.7 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ ) para a permeabilidade de acordo com a relação para fluxo laminar em fraturas plano paralelas (Zimmermann et al., 2005):

$$k = \lambda_L \times a^3 / 12 = \lambda_L \times a \times k_{fratura} \quad (4.14)$$

onde  $k$  é a permeabilidade ( $\text{m}^2$ ),  $k_{fratura}$  a permeabilidade de uma única fratura ( $\text{m}^2$ ) e  $a$  a abertura desta fratura (m).

A densidade linear de fraturas foi utilizada para encontrar o comprimento crítico para as fraturas, a partir do qual em uma rede de duas dimensões atinge o limite de percolação. O valor crítico para o parâmetro de percolação ( $p_{crit}$ ) neste caso é de 5.6 (Bour e Davy, 1997), assumindo uma distribuição randômica em termos de localização e orientação das fraturas. Desta maneira, o comprimento crítico ( $l_{crit}$ ), em metros, é:

$$l_{crit} = p_{crit} / \lambda_L = 6.0 \text{ m} \quad (4.15).$$

Portanto, conforme as prescrições da Teoria da Percolação, para estabelecer um fluxo contínuo entre as fraturas no terreno investigado pelo poço do HSDP, uma fratura deveria ter uma extensão mínima (limite crítico) de 6 metros. Este valor está de acordo com o limite de percolação definido a partir da relação entre a densidade de fraturas em 2D e o comprimento médio das fraturas, de maneira que é possível

definir um limite inferior para o comprimento de fraturas assumindo uma conectividade em escala de campo.

#### **4.5 Discussão**

Um ponto central em se aplicar uma formulação com base estocástica é que diversas premissas são incorporadas na construção do modelo as quais, por um lado simplificam a obtenção de parâmetros críticos, mas deixa em aberto se um local efetivamente sob estudo atende (ou em parte é compatível) com tais premissas. A verificação se as inferências fornecidas pelo modelo são compatíveis com informações obtidas em testes independentes consiste ainda em uma questão em aberto na caracterização de maciços. Neste trabalho realizamos um procedimento muito parecido com o estudo de Zimmermann et al. (2005), mas além de determinar o comprimento crítico para as fraturas estabelecerem uma conectividade em escalas de dezenas de metros foram realizados testes de bombeamento utilizando-se dois poços vizinhos ao poço perfilado, distantes 13 e 30 metros, permitindo estudar a zona de influência de fluxo no poço e testando a validade do comprimento crítico encontrado. Para isso, no **capítulo 5** são apresentados os resultados das perfilagens geofísicas e o comprimento mínimo é definido a partir da densidade de fraturas, enquanto os resultados dos testes de interferência estão no **capítulo 6**.



## 5. Testes de campo com perfilagem geofísica

Com o crescimento da Grande São Paulo, o consumo de água tem aumentado de maneira a atender as necessidades da população, tanto em setores residenciais, comerciais e industriais. Desta maneira, para evitar racionamentos e/ou aumento das tarifas, é cada vez mais frequente o uso de águas subterrâneas que é captada através de poços tubulares. A Prefeitura da Cidade Universitária da Universidade de São Paulo (USP) instalou diversos poços no *campus* visando à caracterização hidrogeológica da região para permitir a extração dos recursos de maneira adequada (Iritani et al., 1990). A região está inserida na borda oeste da Bacia de São Paulo, constituída por sedimentos arenosos e argilosos sobrepostos ao embasamento cristalino formado por rochas granito-gnáissicas. Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos pelas perfilagens de imageamento ótico e elétrico, realizadas com um perfilador portátil MicroLogger2 I000184) e sondas HI-OPTV(I017187) e *Electric loggingprobe* - ELOG(I002072) fabricados pela empresa *Robertson Geologging*.

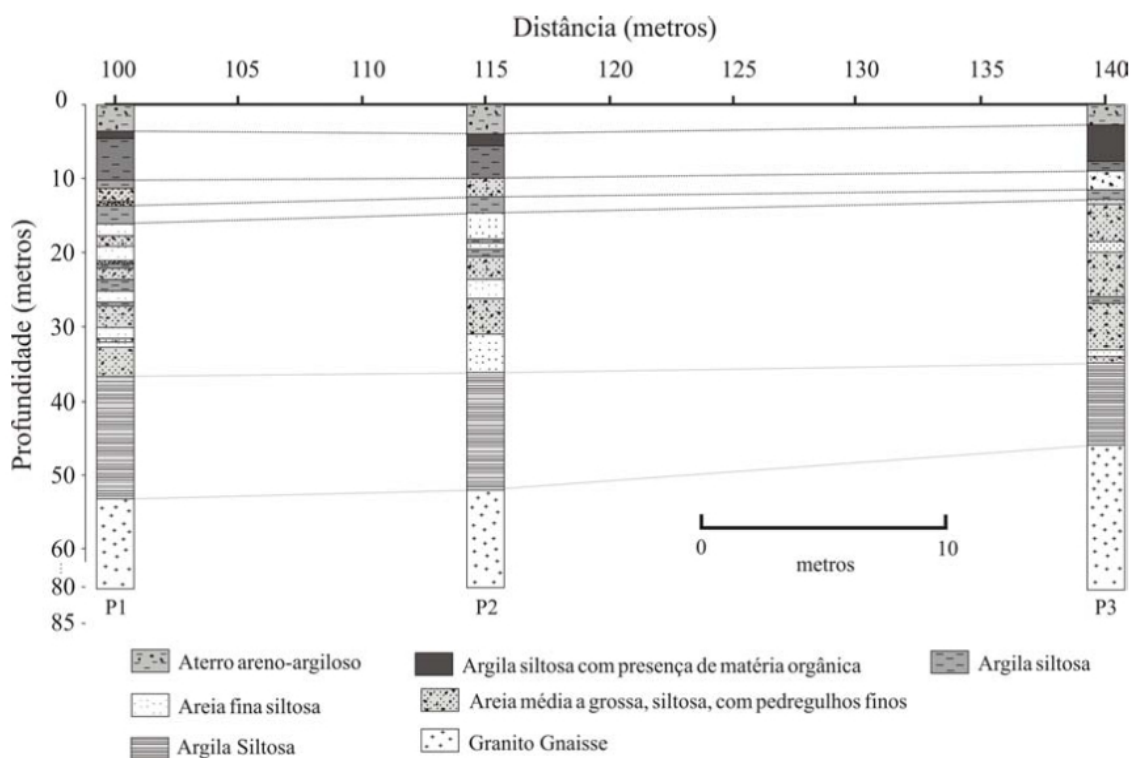
### 5.1 Área de teste

Diferentes métodos de perfilagem geofísica, descritos no **Capítulo 2**, foram aplicados em testes de campo em um poço localizado no Sítio Controlado de Geofísica Rasa do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (SCGR – IAG) localizado no *Campus* da Capital da Universidade de São Paulo (USP). O SCGR foi criado no ano de 2003 para servir como área teste para a aplicação de diferentes métodos geofísicos de investigação rasa, em atividades de ensino e pesquisa (Porsani et al., 2006). No local foram instalados três poços com cerca de 80 metros de profundidade, revestidos com tubulação de PVC ao longo do pacote sedimentar e sem revestimento (abertos) no embasamento (**Figura 5.1**).



**Figura 5.1** – Parte externa do poço, no qual foram realizadas as perfilagens geofísicas. Terminação em base de concreto com revestimento metálico nos primeiros 10 metros, protegendo o revestimento de PVC que continua ao longo do pacote sedimentar.

As amostras obtidas durante a perfuração permitiram determinar os perfis litológicos dos três poços e traçar a continuidade entre algumas camadas (**Figura 5.2**).



**Figura 5.2** - Correlação entre os perfis litológicos obtidos a partir da descrição de amostras obtidas durante a perfuração dos poços no SCGR (Porsani et al., 2004).

A partir da correlação entre os perfis litológicos, foram identificadas três unidades geológico-geotécnicas (Porsani et al., 2004). Inicialmente uma camada

superficial, com espessura variando entre 4,5 e 6,0 metros, composta por argila arenosa a siltosa. Sotoposta a esta unidade ocorre um pacote sedimentar (sedimentos da Bacia de São Paulo) composto por horizontes argilosos sobrepostos a horizontes arenosos, de granulação média a grossa, e presença de seixos e concreções, caracterizando sedimentos provenientes da Formação São Paulo. A parte inferior deste horizonte (espessura variando entre 29,2 e 31,5 metros) é caracterizada por uma camada arenosa, de granulação média a grossa, sobreposta a uma argilosa de coloração avermelhada com manchas cinza claras, associando este nível aos sedimentos da Formação Resende. Abaixo destas camadas ocorre o embasamento com profundidade do topo variando entre 46 e 53 metros, composto por rochas do tipo granito-gnáissicas, apresentando manto de intemperismo na parte superior com espessura média de 4 metros.

## **5.2 Perfilagem de imageamento ótico**

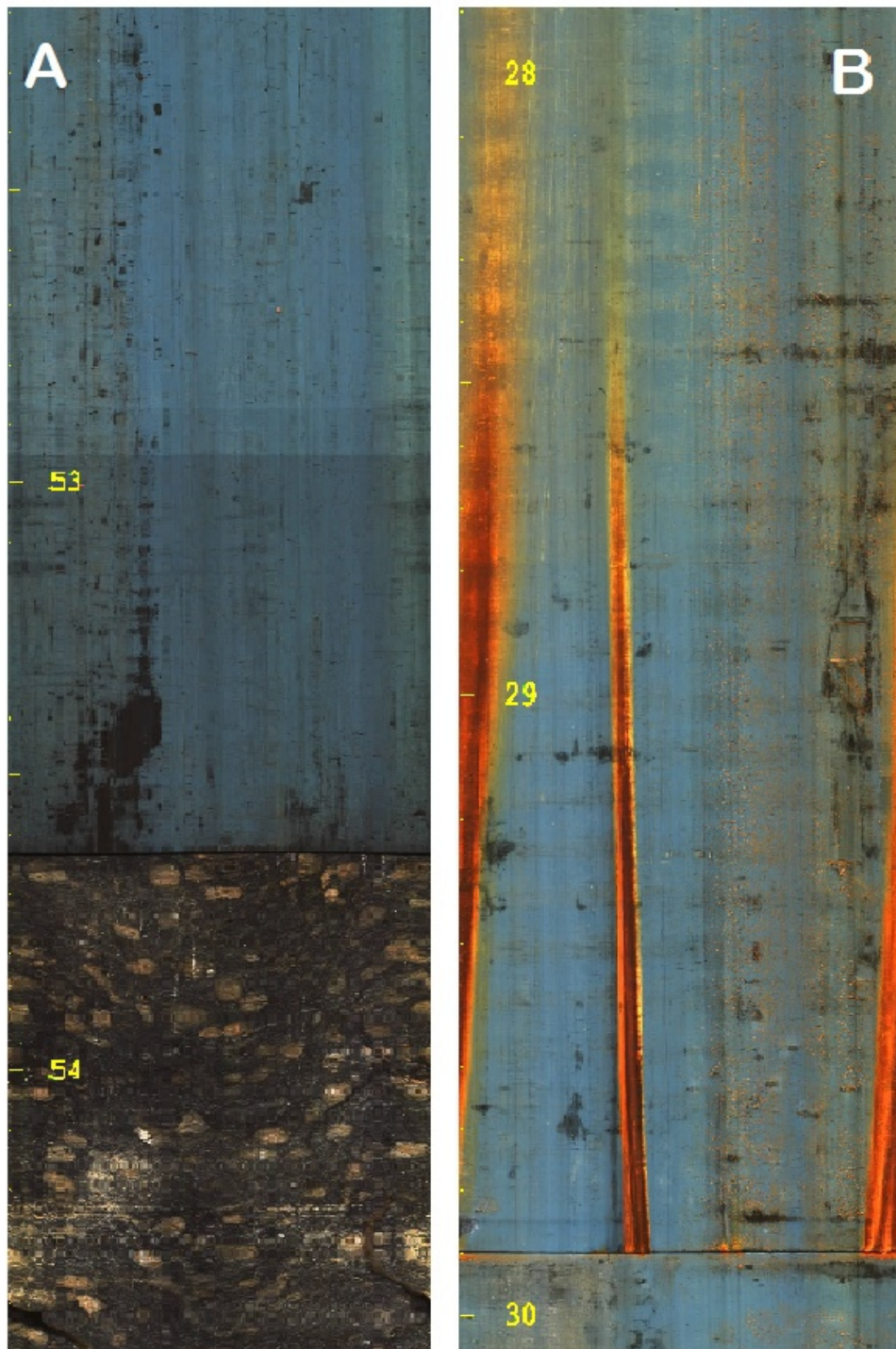
A perfilagem ótica do poço foi realizada com uma sonda (**Figura 5.3**), fornecida pelo Instituto de Pesquisa Tecnológicas (IPT). A sonda Hi-OPTV modelo IO17187, tem 46 mm de diâmetro, e efetua o imageamento 360° em diferentes definições ajustadas pelo operador, com resolução de até 1440 pixels por polegadas.



**Figura 5.3** – Sonda de imageamento óptico utilizada nos levantamentos (adaptado de *geologging.com*). Para manter o equipamento centralizado no poço são acoplados dois centralizadores à sonda, geralmente um na metade superior e outro na inferior.

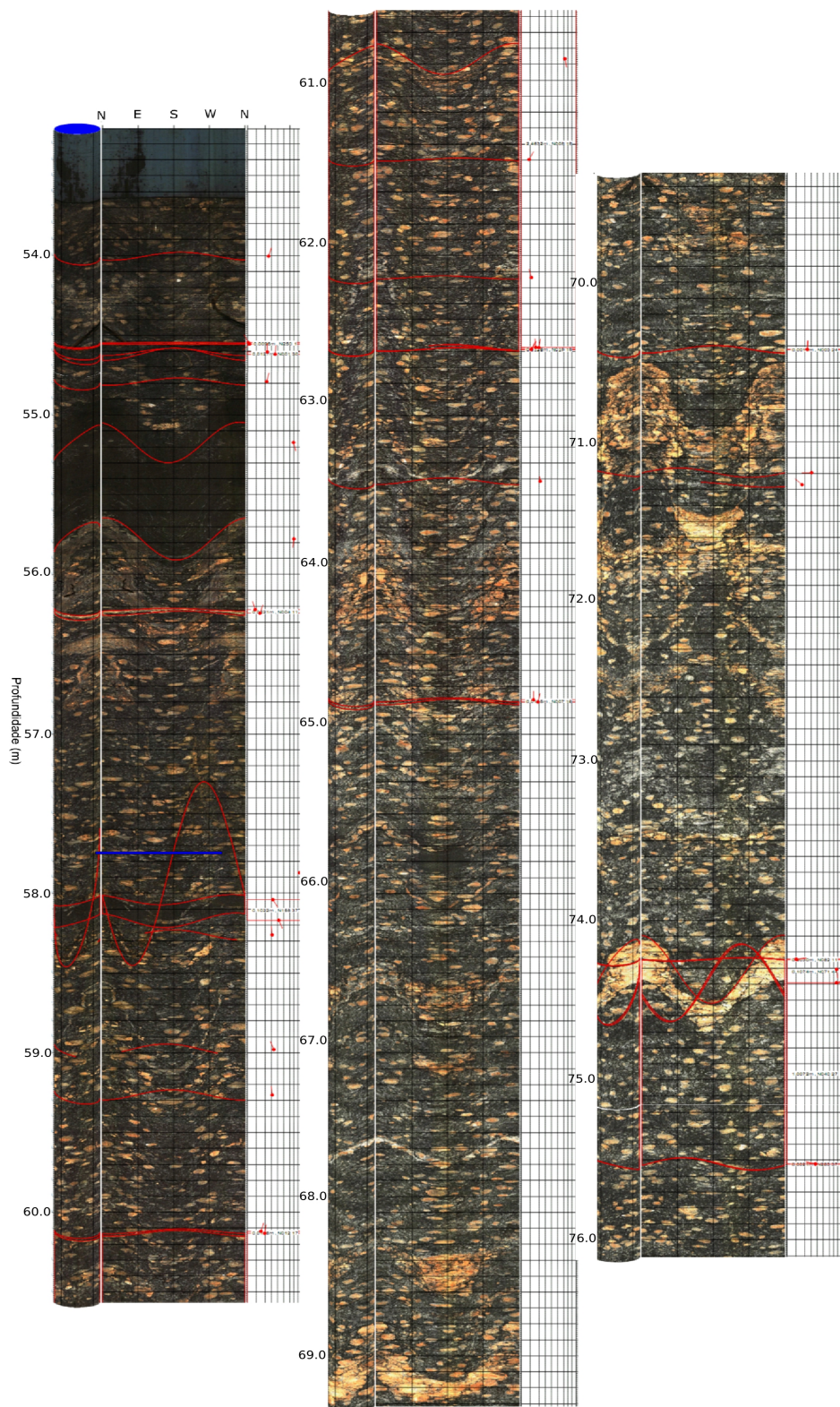
Parte do imageamento da parede do poço é apresentada na **figura 5.4**. A análise das imagens identifica a profundidade exata onde acaba o revestimento de PVC (53,65 metros; **Figura 5. 4A**) além de fornecer informações sobre a integridade da tubulação. Destaca-se a presença de ferrugem em algumas conexões entre os segmentos do revestimento, mostrando infiltração nesses horizontes. A direção da marca de ferrugem sugere que o fluxo nessa junção foi do tipo ascendente (**Figura 5.4B**). Embora o estudo no intervalo com revestimento não seja o objetivo do presente estudo consideramos que informações sobre a integridade do revestimento e direção de fluxo dentro do poço possam ser de utilidade em outros estudos.





**Figura 5.4** – Imagem em detalhe da profundidade com fim do revestimento (A) conexão entre os segmentos do tubo de revestimento com indicações de infiltração e direções de fluxo (B).

O resultado do imageamento com as fraturas identificadas utilizando o programa RGLDIP (versão 6.2) pode ser conferido na **Figura 5.5**, na qual aparecem as indicações dos planos e das aberturas das fraturas.



**Figura 5.5** – Imagem obtida a partir da perfilagem ótica do poço P2, do Sítio Controlado de Geofísica Rasa (SCGR). Em vermelho estão demarcadas as estruturas identificadas (fraturas e foliações) com suas respectivas orientações, inclinações e aberturas aparentes das fraturas.

As orientações das estruturas foram corrigidas para a declinação magnética local e estão apresentadas na **Tabela 5.1**.

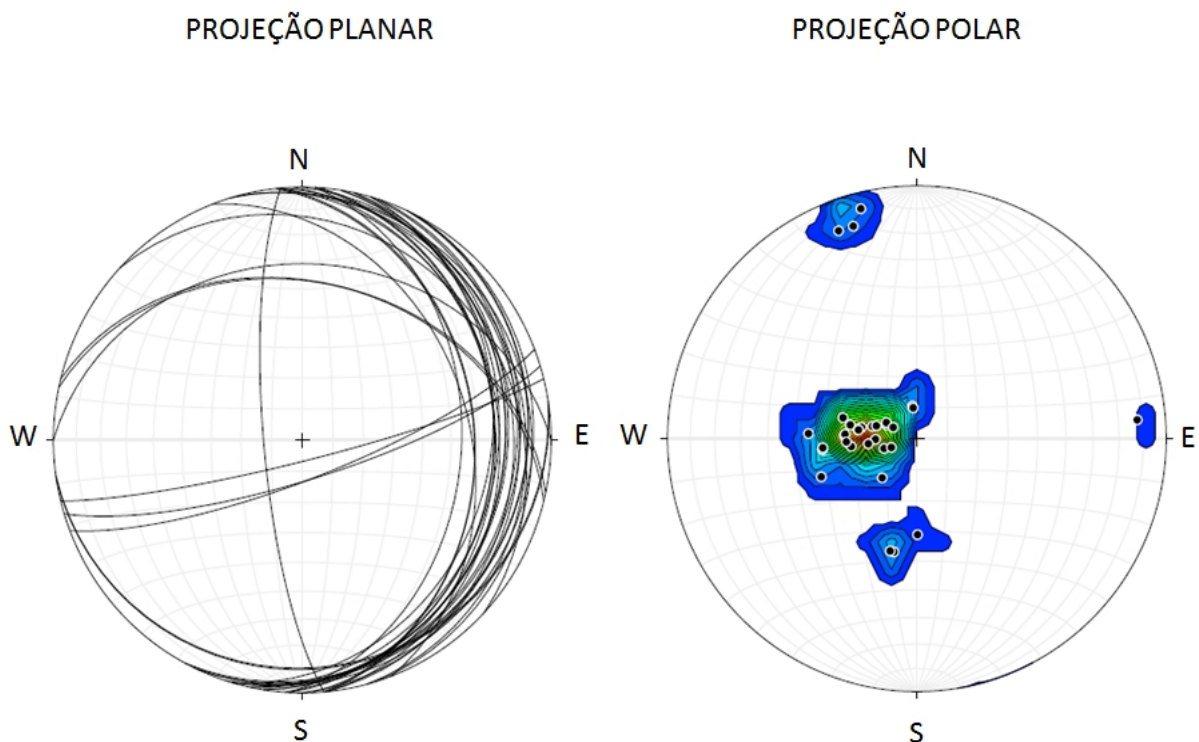
Prof. (m)	Azimute	Mergulho (°)	Abertura (mm)	Prof. (m)	Azimute	Mergulho (°)	Abertura (mm)
54.006	N016	25.4	0	62.687	N028	11.5	0
54.605	N358	23.3	0	62.69	N025	11.1	2.9
54.619	N003	36.1	12.6	63.523	N354	21.8	0
54.799	N012	22.5	0	64.889	N000	13.7	0
56.224	N343	8.9	0	64.903	N012	18.7	13.5
56.246	N018	14.1	22.1	70.425	N004	23.8	0
57.879	N076	83.8	0	70.426	N003	24	1.1
58.268	N355	31.3	0	71.196	N270	30.9	0
58.984	N339	34	0	71.272	N313	16.9	0
59.268	N354	31.5	0	74.245	N082	10.2	0
60.121	N016	15.3	0	74.248	N081	10.8	3.0
60.133	N009	19.5	11.8	74.309	N175	77.4	0
61.502	N026	8.8	0	74.393	N073	77.1	0
62.24	N345	11.3	0	74.393	N069	77.3	0
62.676	N355	16.1	1.0	75.524	N284	37.5	0
62.677	N009	19.7	0	75.527	N282	37.5	2.1

**Tabela 5.1** – Resultados da interpretação quantitativa da perfilagem ótica utilizando o programa RGLDIP (v. 6.2) com determinação de profundidade, azimuth, mergulho e abertura aparente para cada fratura. Valores zero expressam fraturas que não puderam ter sua abertura determinada a partir da imagem.

No total foram identificadas 32 fraturas ao longo de um intervalo de 22.45 m correspondente à parte aberta do poço, resultando em uma frequência de 1,42 fraturas por metro. A abertura aparente das fraturas varia entre 1.0mm e 22.1 mm, descritas como tendo valor igual a zero quando não é possível determinar a abertura a partir da imagem. Dentre as fraturas observadas, quatro apresentam aberturas de

ordem centimétrica: 1,26 cm, 2,21 cm, 1,18 cm e 1,35 cm nas profundidades de 54,619 m, 56,246 m, 60,133 m e 64,903 m, respectivamente. Além disso, duas dentre as quatro fraturas com maior abertura (em 54,619 e 56,246 metros) apresentam alteração na coloração, o que sugere processos incipientes de intemperismo. Esse resultado mostra que o imageamento ótico pode ser utilizado para discriminar fraturas ou zonas fraturadas que podem estar contribuindo (ou contribuíram no passado) com o fluxo de água subterrânea.

Com os azimutes e inclinações de todas as fraturas identificadas é possível construir uma representação em forma de estereograma (**figura 5.6**) que permite identificar as principais famílias de fraturas (mesma orientação) observadas no poço. Na projeção planar, cada plano de fratura é assinalado individualmente, enquanto na projeção polar são representados os polos de cada fratura, além dos contornos de densidade de ocorrência, destacando as famílias mais frequentes.



**Figura 5.6** – Projeções planar e polar das fraturas identificadas pela perfilagem ótica. Na projeção polar cores mais vivas (vermelho e verde) indicam maior ocorrência de fraturas.

A análise da **figura 5.6** mostra que das 32 fraturas, apenas seis apresentam atitudes discordantes, sugerindo que a grande maioria das fraturas foi originada a partir de um mesmo regime de esforços. Vale ressaltar que a análise de fraturas

somente em um poço pode não fornecer representatividade dos esforços que foram aplicados ao maciço inteiro, sendo necessário complementar essas informações com lineamentos identificados em imagens aéreas, observações de testemunho e afloramento.

### 5.3 Perfilagem elétrica

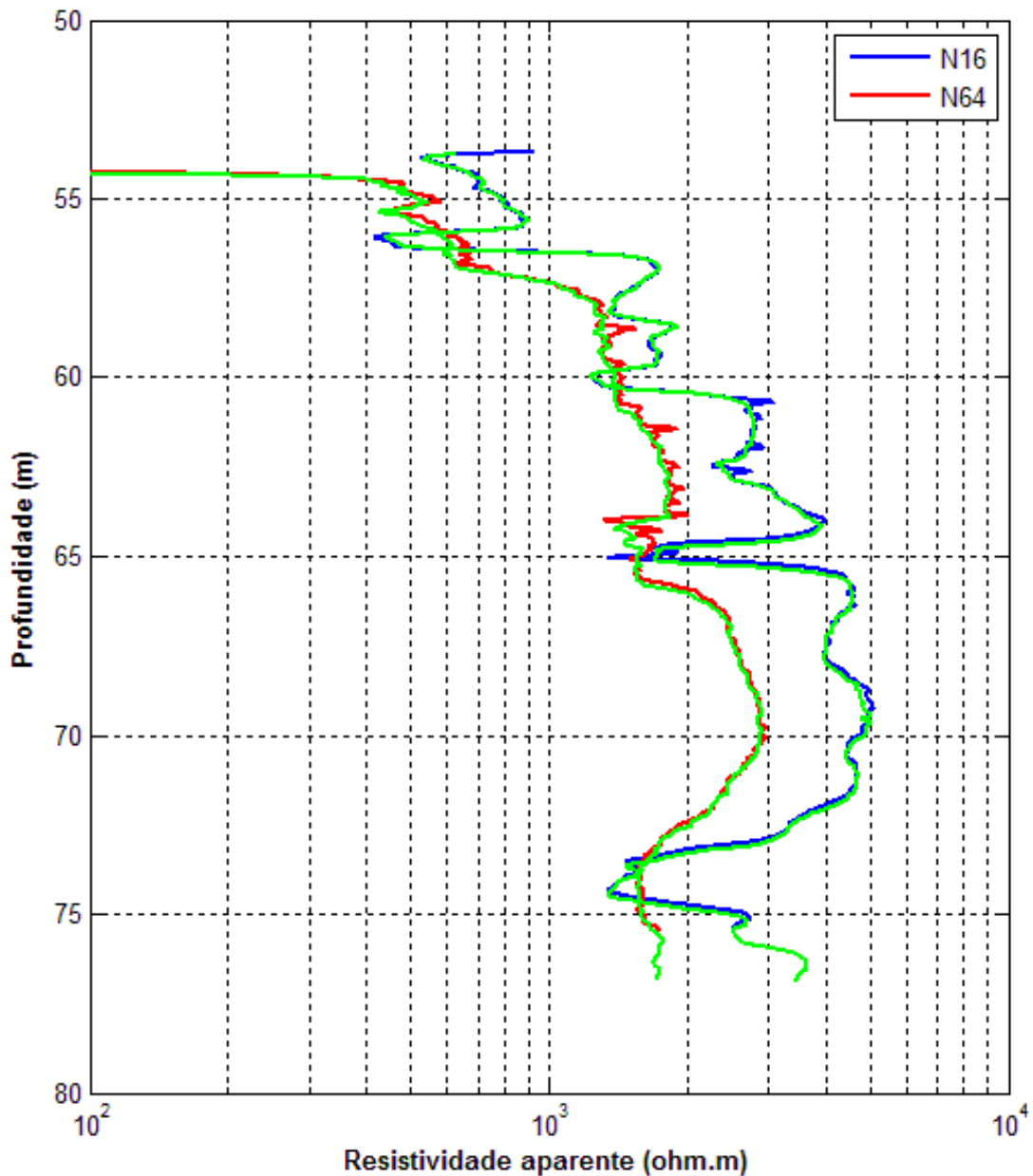
A sonda utilizada nos testes de campo, modelo I002072 (*Electric Loggingprobe*, ou ELOG), tem diâmetro de 44 mm e pode operar em ambientes com temperaturas variando entre 0 e 70° C e pressão máxima de 20 MPa, podendo discriminar valores de resistividade entre 1 e 20000 ohm.m. O equipamento foi obtido sob forma de empréstimo junto ao Departamento de Geologia Aplicada da Universidade Estadual Paulista (UNESP) do Campus de Rio Claro. Assim como a sonda ótica, a sonda ELOG realiza simultaneamente diferentes levantamentos durante uma mesma descida pelo poço (resistividade normal curta e longa, resistência pontual e potencial espontâneo) (**Figura 5.7**).



**Figura 5.7** – Esquema da sonda ELOG (Modelo I002072) utilizada na perfilagem elétrica para perfis de resistividade normal (espaçamentos de 16" e 64"), potencial espontâneo (SP) e resistência pontual (SPR) (adaptado de *geologging.com*).

A sonda fornece a resistividade normal nos espaçamentos curto (16”) e longo (64”). O espaçamento é definido pelos eletrodos A (corrente) e M (potencial) instalados na sonda, sendo o eletrodo A comum nos dois casos. Também são obtidas medidas de potencial espontâneo (perfil SP- *Self Potential*) em relação ao eletrodo de 16”, com o eletrodo de referência (potencial) situado na superfície. Outra grandeza elétrica medida pela sonda é a resistência pontual (perfil SPR - *Single Point Resistance*) em relação a um eletrodo intermediário aos de 16” e 64”, com o eletrodo de referência (corrente) situado em superfície. Na parte revestida do poço, os perfis de resistividade e SPR não fornecem indicações sobre os materiais geológicos, pois o revestimento resistivo impede que o fluxo de corrente penetre no meio. A perfilagem elétrica exige a condição de poço aberto, que no poço P2, utilizado nos testes, ocorre abaixo de 53,65 m.

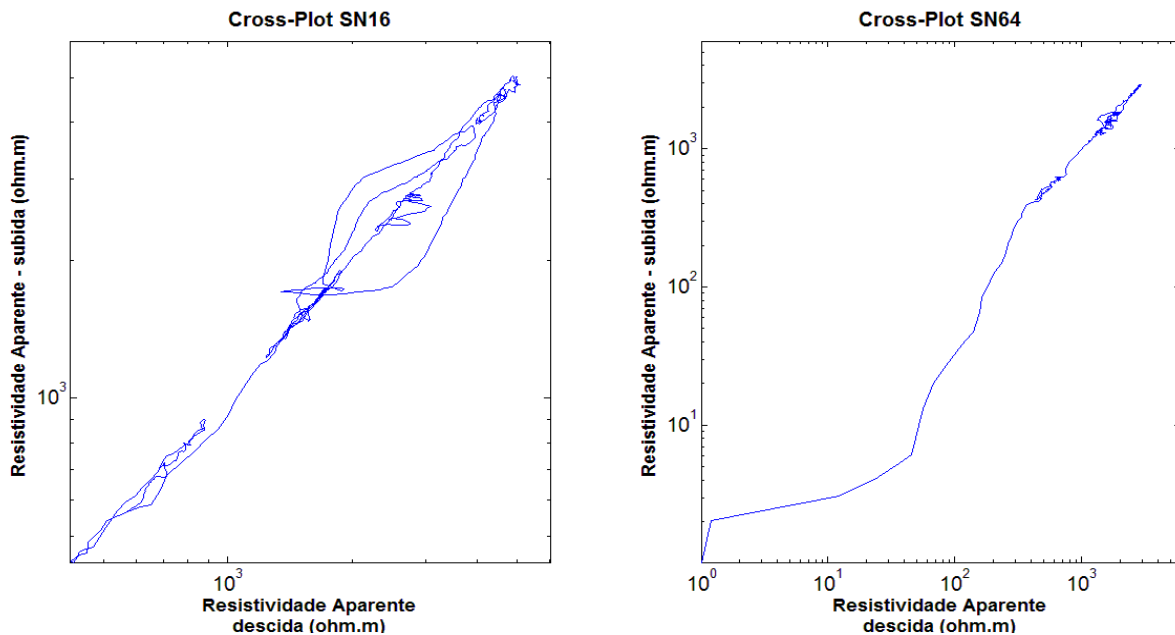
Os perfis de resistividade Normal Curta (N16) e Normal Longa (N64) são apresentados na **figura 5.8**. Os valores de resistividade aparente obtidos variam entre 400 e 5000 ohm.m, no perfil de N16, e entre 400 e 3000 ohm.m no perfil de N64, identificando nas curvas uma tendência de aumento de resistividade com a profundidade, indicativo de diminuição gradual da densidade de fraturamento.



**Figura 5.8** – Perfis de resistividade normal longa, N64, (curvas vermelha e verde) e curta, N16 (curvas azul e verde). As curvas em verde representam os dados obtidos na subida da sonda no poço, em teste de repetibilidade.

A consistência das medidas é verificada a partir de testes de repetibilidade, que podem ser efetuados a partir dos registros obtidos nas operações de descida e subida da sonda. Os perfis de resistividade normal apresentam repetibilidade praticamente perfeita, porém a análise dos gráficos *cross-plot* indica maior coerência

entre os dados obtidos a partir da perfilagem de resistividade N64 (**Figura 5.9**). Outra evidência de coerência entre os dados é a semelhança entre as tendências das curvas N16 e N64, com a presença dos menores valores no início do perfil e aumento dos valores com a profundidade indicando maior grau de intemperismo no topo do maciço.



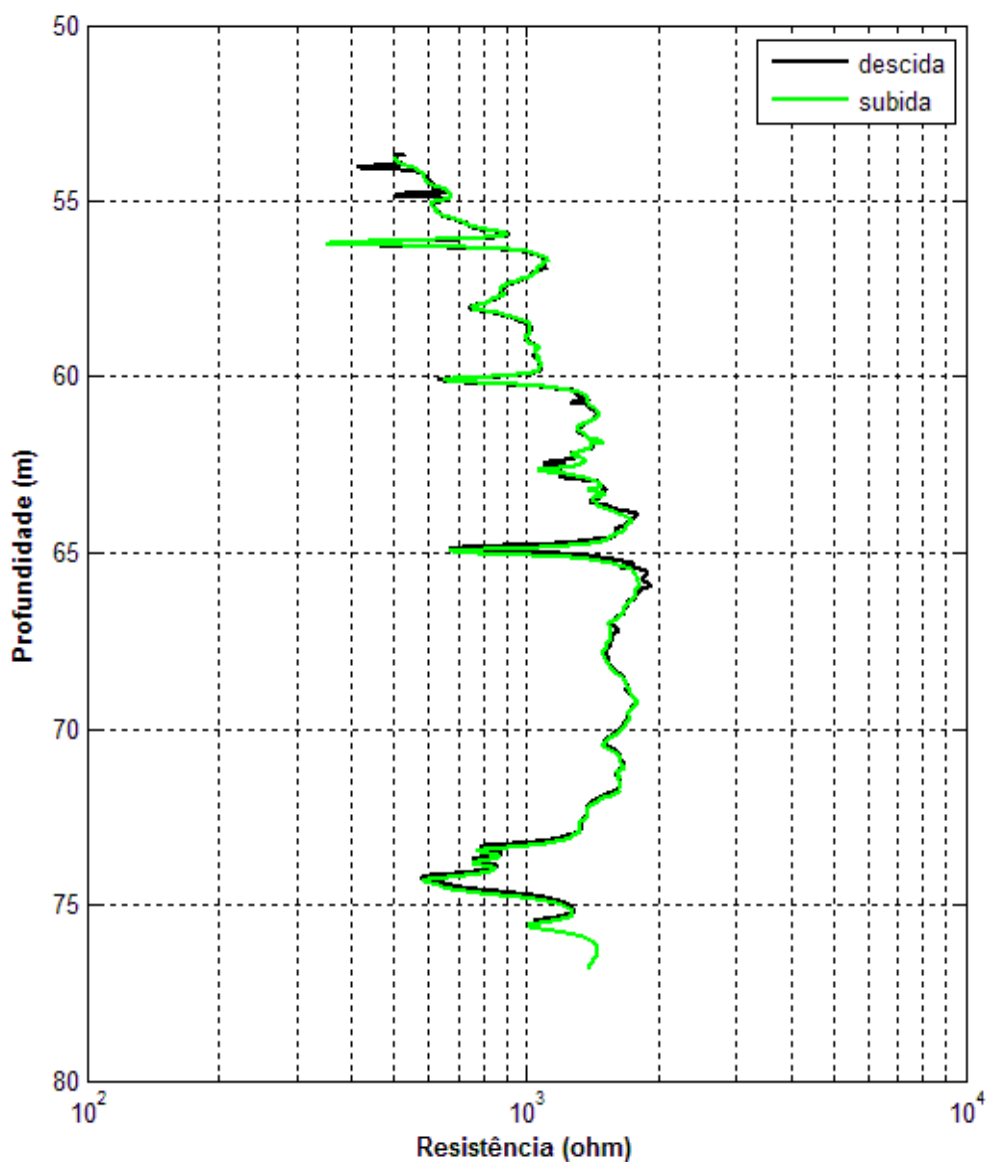
**Figura 5.9** – Gráficos log-log *cross-plot* utilizados para verificar a repetibilidade dos dados de perfilagem registrados durante a subida e a descida da sonda. À esquerda estão representados os valores para a perfilagem N16 e à direita para a perfilagem N64.

A presença de inflexões é mais marcante no perfil N16 (**Figura 5.8**). Isso ocorre, pois o menor espaçamento entre eletrodos fornece maior resolução de feições com menor espessura. Foram identificadas cinco profundidades com diminuição de resistividade: aos 54, 56, 60, 65 e 74 metros de profundidade, com destaque para a zona mais profunda que apresenta maior espessura e não é bem identificada no perfil com espaçamento longo, tal como no curto. No perfil N16 fica evidente a diminuição e posterior aumento dos valores de resistividade nesta profundidade, enquanto que no perfil N64 ocorre uma diminuição nos valores de resistividade a partir de 70 metros, porém sem aumento acentuando tal como no perfil N16.

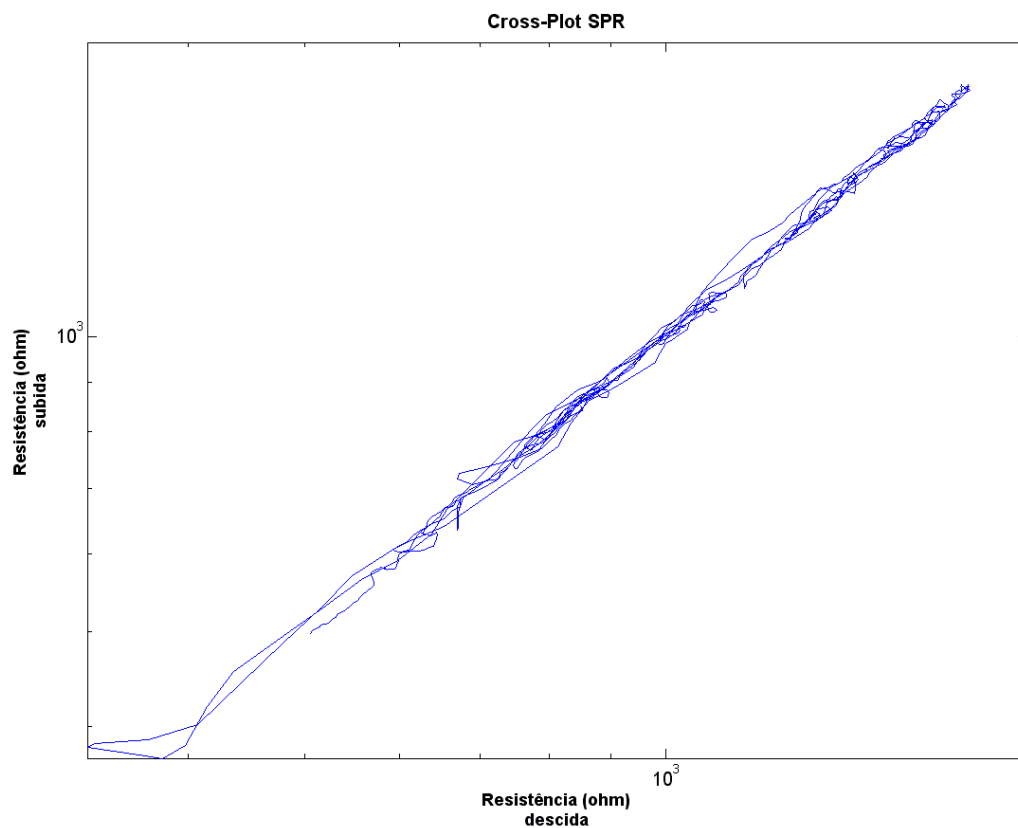
A perfilagem SPR apresentou coerência em termos de repetibilidade com curvas muito semelhantes na subida e descida (**Figura 5.12**) assim como no gráfico *cross-plot* (**Figura 5.13**). Os valores de resistência variaram entre 350 e 2000 ohm, com



queda de amplitude nas profundidades de 54, 55, 56, 60, 65 e 74 metros. O padrão de variação no perfil SPR é semelhante àquele observado no perfil de resistividade N16 (Figura 5.10) porém com variações mais abruptas.

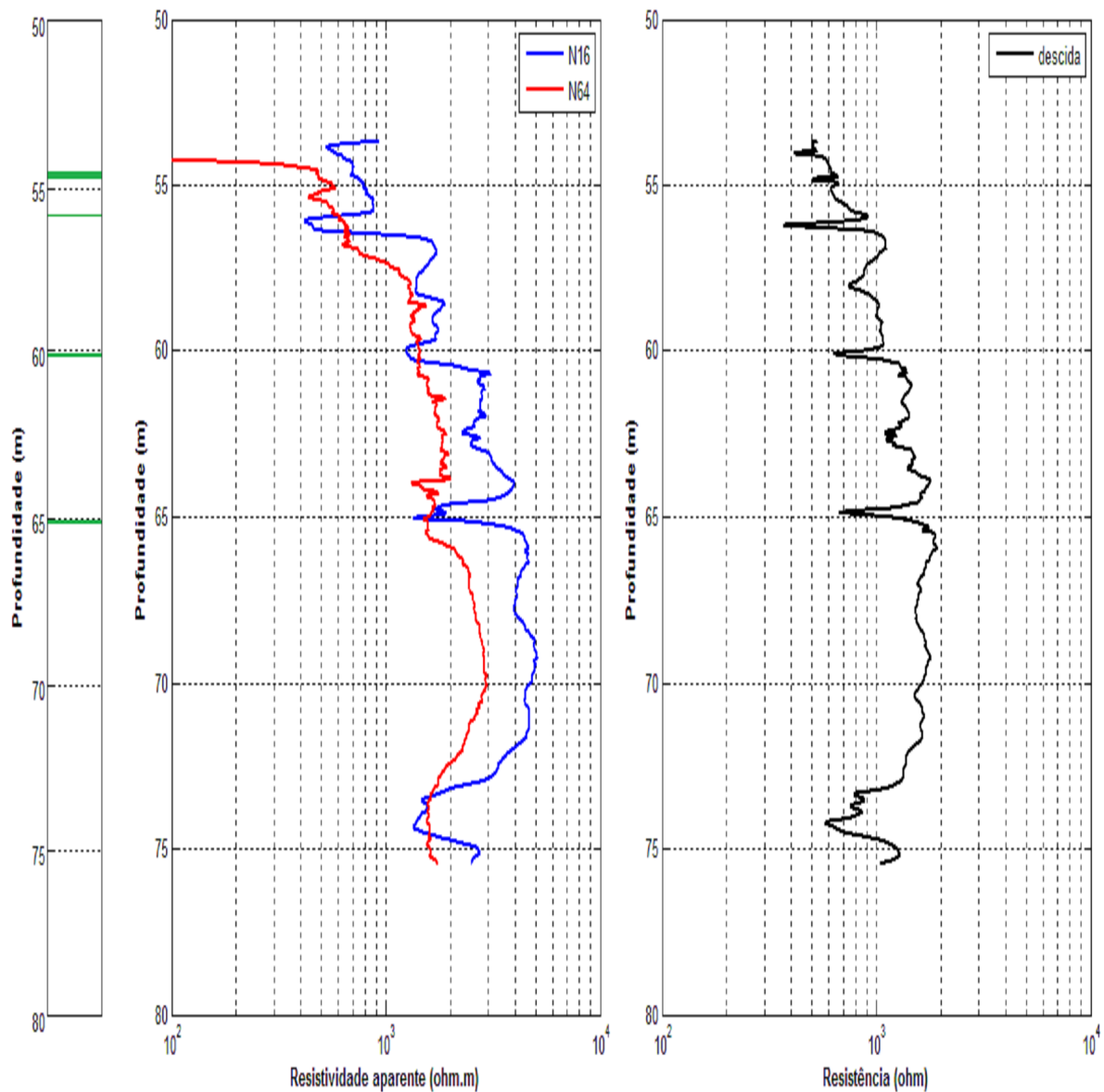


**Figura 5.10** – Valores de resistência pelas profundidades obtidas com a perfilagem de resistência pontual. O traço em verde é resultado das medidas obtidas ao longo da subida do equipamento no poço.



**Figura 5.11**– Gráfico *cross-plot* obtido a partir da perfilagem SPR. A linha em vermelho representa quando a coerência entre os dados de subida e descida é máxima.

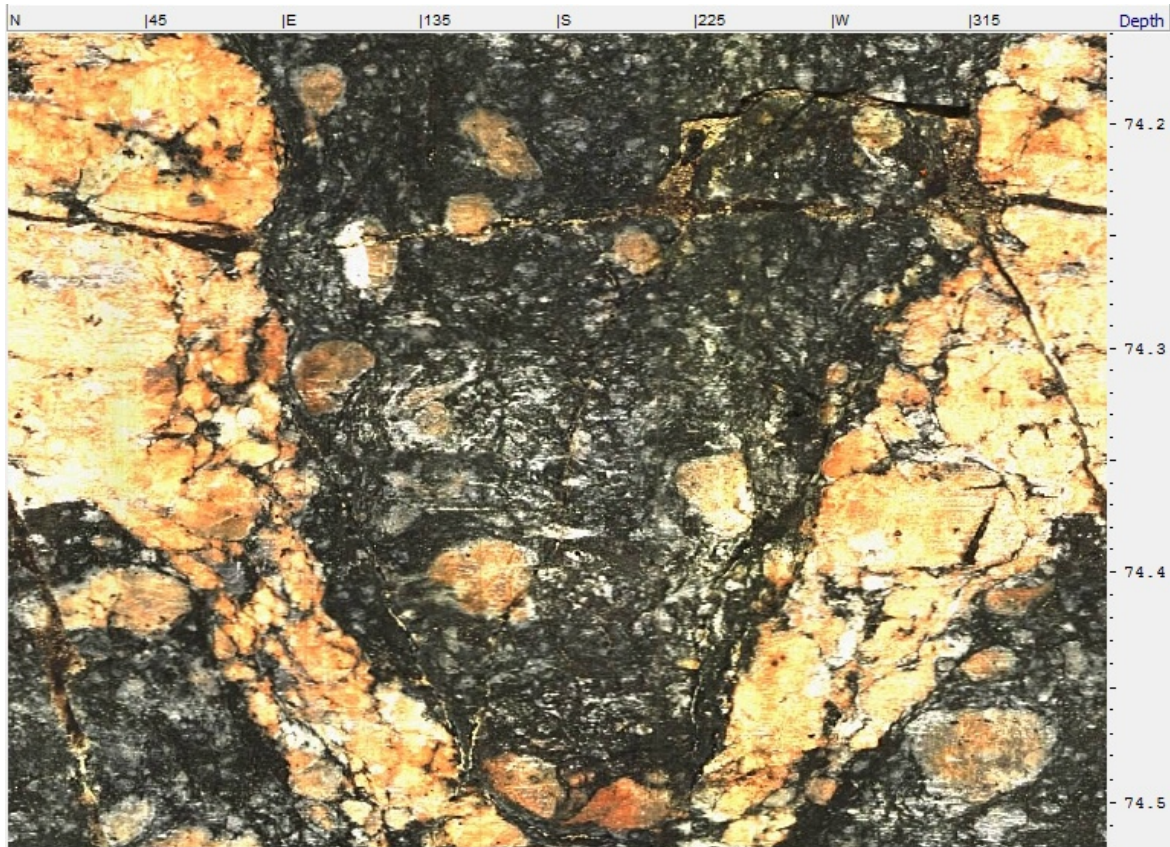
A análise integrada dos perfis (**Figura 5.12**) mostra uma associação entre intervalos mais baixos de resistividade com intervalos com fraturas mais abertas observadas na perfilagem ótica. As profundidades onde ocorrem diminuição de resistência SPR também estão associadas às profundidades com fraturas mais abertas, sendo essa associação melhor definida que nos perfis de resistividade.



**Figura 5.12** – Correlação entre as fraturas com aberturas superiores a 10 mm, identificadas na perfilagem ótica (segmentos verdes) e os perfis de resistividade N16, N64 e SPR (resistência).

Na profundidade de 75m ocorre uma diminuição dos valores de resistividade N16 e N64 como também de resistência SPR, embora sem correspondência com identificação de fraturas no imageamento ótico. Em vez disso, ocorre um intervalo com aproximadamente 20cm com coloração distinta (**Figura 5.13**) provavelmente associada a uma zona com maior concentração de feldspatos. A diminuição de resistividade e resistência SPR pode, assim, estar associada a uma variação de composição ou intemperismo mais acentuado, não necessariamente expressando

fraturas com aberturas mensuráveis. Esse é um caso que ilustra a importância em utilizar o imageamento ótico para interpretar os dados de perfilagem elétrica. Observa-se nesse intervalo porém, um aumento na densidade de fraturas descontínuas e juntas, sugerindo que a diminuição de resistividade possa também ser resultante dessa maior densidade de fissuras.



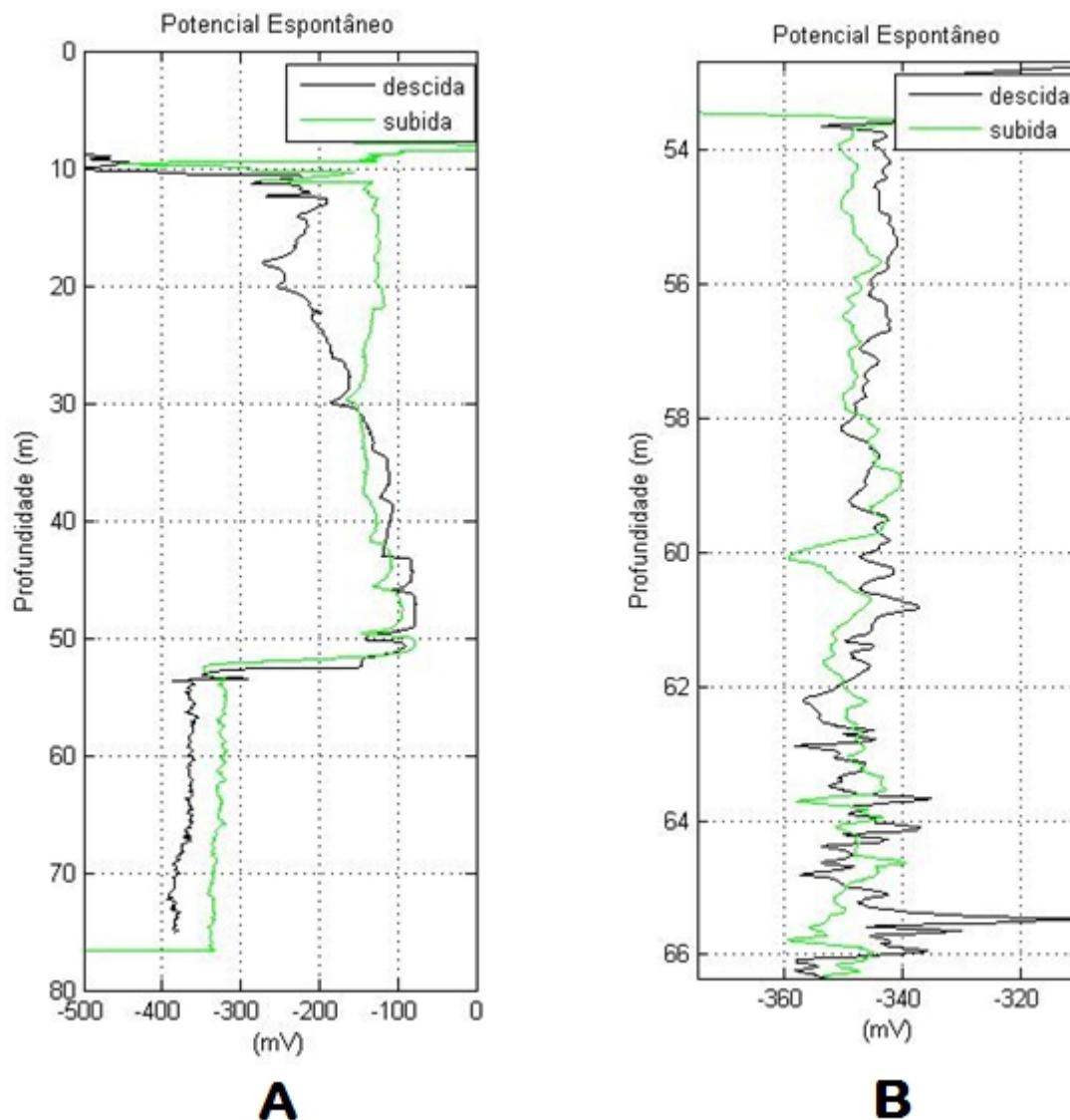
**Figura 5.13** – Seção próxima ao fundo do poço que apresenta valores baixos de resistividade sem a presença de fraturas expressivas identificadas pelo imageamento ótico.

#### **5.4 Perfilagem do potencial espontâneo**

A sonda ELOG efetua também medições do potencial espontâneo, fornecendo o perfil SP. A perfilagem SP normalmente é utilizada para avaliar a concentração de sais na água de formação, para perfis adquiridos logo após a perfuração do poço (Ellis e Singer, 2007). Para o teste em questão, considerando que os poços foram perfurados há muitos anos, os objetivos com a perfilagem SP concentraram-se nos testes de repetibilidade. Esse estudo com repetibilidade faz parte de um projeto mais abrangente que tem como objetivo detectar variações no sinal SP em testes de

bombeamento, o que implica em identificar o grau de repetibilidade que a sonda permite.

À primeira vista, os perfis SP apresentam repetibilidade quando adquiridos na descida e na subida da sonda, tal como mostra a **figura 5.14A**, correspondente ao intervalo com poço aberto abaixo de 53m de profundidade. No entanto, ajustando a escala da figura (**Figura 5.14B**) observa-se que os valores medidos não se repetem com precisão. Para testes objetivando a medição de potenciais SP induzidos por testes de bombeamento, a intensidade do potencial esperado é da ordem de 10 mV (Mendonça et al., 2012). Os testes de repetição no poço P2, entretanto mostram variações da ordem de 40mV. Esse resultado mostra que sondas especializadas, que propiciem testes de repetição mais acurados, são necessárias para utilizar a perfilagem SP como ferramenta adicional nos testes de bombeamento. Em princípio as medidas podem ser melhoradas efetuando medições SP de forma isolada, não de forma simultânea com medições de resistividade ou resistência SPR.



**Figura 5.14** – Perfis obtidos pela perfilagem do potencial espontâneo. Em **A** temos a curva para todo o poço, incluindo o pacote sedimentar, enquanto **B** apresenta somente o perfil associado ao embasamento cristalino.

### 5.5 Limite de percolação

Conforme discutido no final do **Capítulo 4**, é possível determinar o limite crítico para os comprimentos das fraturas de maneira que contribuam permitindo o fluxo de água ao longo de todo o maciço rochoso. Para isso, utiliza-se a **equação 4.15**

$$l_{crit} = p_{crit} / \lambda_L$$

onde o parâmetro de percolação vale 5.6 (Bour e Davy, 1997) e a frequência linear de fraturamento é determinada pelo imageamento da parede do poço. Para o

intervalo estudado, com 22.45 metros no total, foram identificadas 32 fraturas resultando em um comprimento crítico de 3.9 metros.

## 5.6 Discussão

Diferentes métodos de perfilagem geofísica foram testados em um poço no Sítio Controlado de Geofísica Rasa do IAG-USP com o objetivo de avaliar a eficiência de cada método na identificação de fraturas ou zonas fraturadas que interceptam o poço. O levantamento ótico forneceu imagens da parede do poço que permitiram identificar com precisão a profundidade até a qual o poço é revestido assim como verificar a integridade na junção dos módulos de revestimento em termos da qualidade da vedação. Algumas junções apresentaram material ferruginoso indicando que a água da formação pode estar entrando no poço não somente pelas fraturas que ocorrem no intervalo com poço aberto. Esse fato deve ser levado em consideração em testes de bombeamento ou de interconexão entre poços, que normalmente assumem vedação perfeita na parte revestida. Outro ponto a ser considerado é a terminação basal do revestimento, instalado em um horizonte mais intemperizado e ainda sob influência do intervalo com sedimentos.

O imageamento do poço permitiu identificar 32 fraturas na parte investigada do maciço, bem como determinar aberturas e orientações correspondentes. A análise estatística dos resultados identifica uma família principal de fraturas com azimute entre N350 e N010 e mergulhos menores que 35°. Em termos de abertura, quatro fraturas apresentam valores mais expressivos, maiores que 1mm. As aberturas de grande parte das fraturas (aproximadamente 72%) não puderam ser determinadas por serem muito pequenas.

Os perfis de resistividade normal (N16 E N64) apresentaram tendências semelhantes, com diminuição dos valores com a profundidade. A repetibilidade dos dados foi analisada usando gráficos *cross-plot*, com boa coerência em todos os perfis. Melhor repetibilidade foi observada no perfil SN64, quando comparado com o perfil SN16.

Observa-se estreita associação entre a diminuição de resistividade e de resistência SPR nas profundidades com fraturas abertas, identificadas no

imageamento ótico. Uma única exceção ocorre na profundidade de 75m, na qual a diminuição de resistividade parece estar associada a uma variação na composição da rocha (mais feldspática) e densidade de micro fraturas.

A perfilagem SP foi utilizada em testes de repetibilidade no intuito de definir parâmetros para estudos futuros em testes de bombeamento. Os resultados mostram que a sonda ELOG nas condições de campo então estudadas não é adequada a testes de indução, nos quais potenciais SP são induzidos por testes de bombeamento.

Os resultados da perfilagem de imageamento permitiram determinar a frequência linear de fraturamento no poço, a partir da qual pode-se calcular o comprimento crítico que as fraturas devem ter para atingir o limite de percolação da rede de conectividade e permitir o fluxo de água em escalas de dezenas de metros. O valor encontrado para tal comprimento é 3.9 metros, que foi testado através de testes de bombeamento em outros dois poços próximos ao poço perfilado.

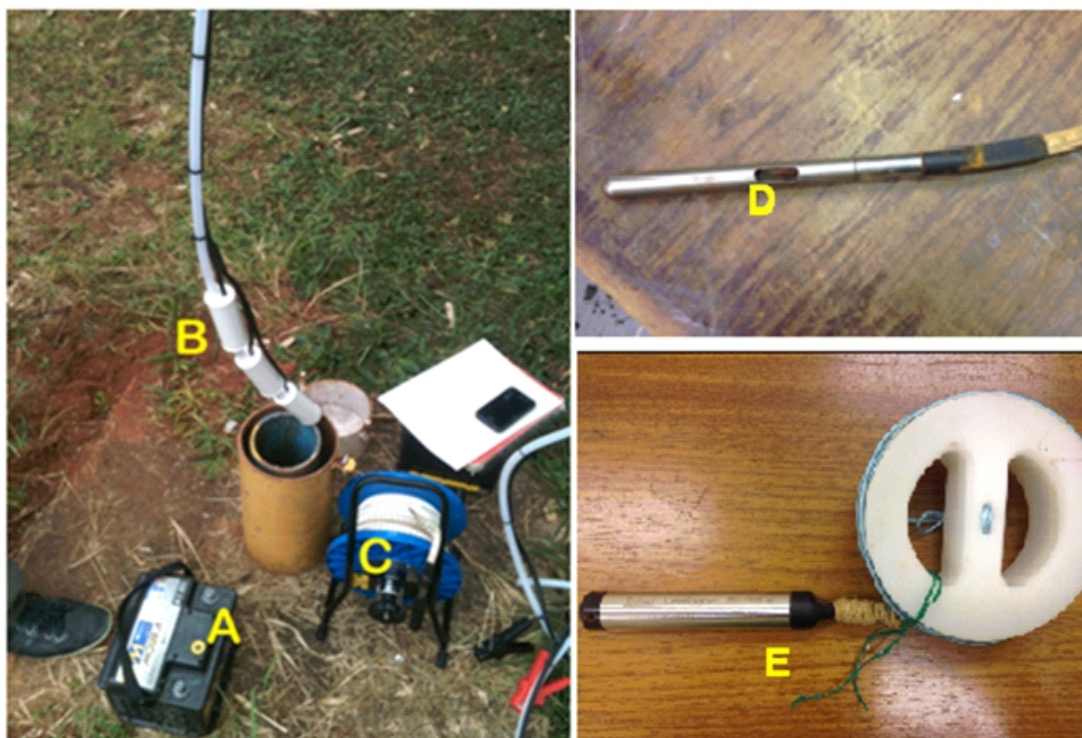


## 6. Testes de recuperação do nível estático e interferências

Este capítulo tem como objetivo descrever os procedimentos para realizar testes de campo visando verificar os parâmetros geométricos da rede de fraturas definidos por modelos de percolação e determinados a partir da perfilagem de imageamento ótico. As atividades de campo envolvem o registro contínuo do nível estático dos poços, em condições naturais ou quando do bombeamento da água em poços próximos. Como mostra esse capítulo, a variação do nível estático apresenta influências resultantes de outros efeitos além do bombeamento, tais como variação de pressão atmosférica local e efeitos de maré. Este capítulo mostra como identificar esses efeitos interferentes e como corrigir os dados de maneira a isolar as variações oriundas do bombeamento em poços próximos.

### 6.1 Procedimentos de campo

Todos os testes utilizaram os mesmo equipamentos, tanto para monitorar o nível estático como nos testes de interferência (**Figura 6.1**). As características do poço, incluindo dimensões e perfil litológico, são apresentadas no início do **capítulo 5** (**Figura 5.1**).



**Figura 6.1** – Arranjo de campo para monitoramento do nível estático no poço. O equipamento consiste em uma bateria de 12 V (A), uma bomba pneumática (B) e um medidor elétrico de nível de água (C). O sensor do medidor elétrico de nível (D) emite um alerta sonoro quando atinge a água. O medidor que realiza o registro automaticamente no poço (E) pode ser instalado de maneira a realizar levantamentos por longos períodos.

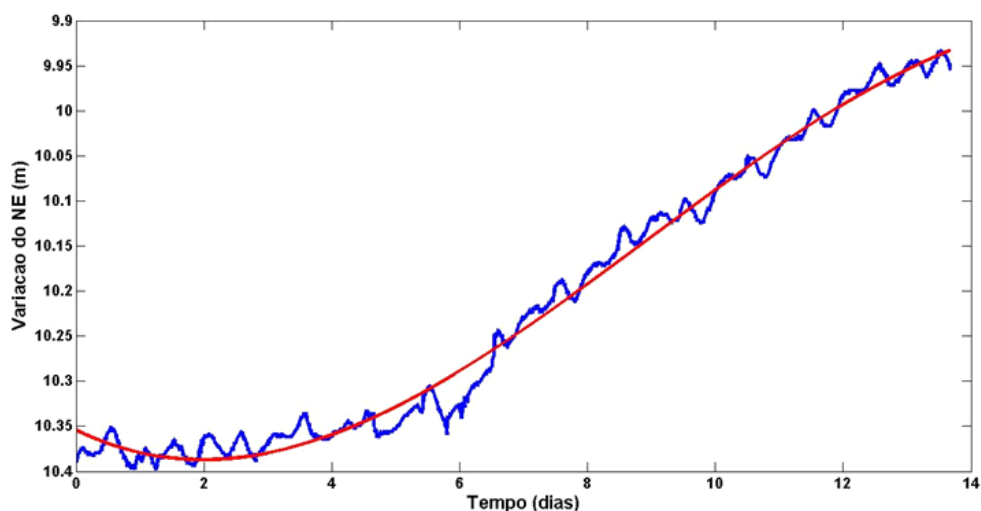
Os bombeamentos foram realizados utilizando uma bomba pneumática (**Figura 6.1B**) com tubulação de até 15 metros de comprimento que funciona conectada a uma bateria elétrica. A água retirada do poço foi coletada em recipientes plásticos graduados permitindo determinar o volume total bombeado. Nos testes efetuados cerca de 40 litros de água foram retirados em cada poço.

O nível estático foi medido com um dispositivo elétrico (“fita elétrica”) (**figura 6.1C**), modelo HSNA-50 fabricado pela *Hidrosuprimentos*, que permite leituras até 50 metros de profundidade. Esse medidor é constituído por um cabo elétrico, composto por dois condutores de fios trançados de aço inox, acoplado a uma trena com uma sonda de 125 g presa na extremidade (**figura 6.1D**). Esta sonda contém um eletrodo de aço inox que, ao tocar a superfície da água, fecha o circuito com seu revestimento externo gerando um sinal sonoro e luminoso que indica ao operador que a sonda tocou lâmina de água no interior do poço.

As medidas da profundidade do nível estático foram também realizadas com um registrador automático *Levellogger Junior Edge* modelo LT M10 (**figura 6.1E**), fabricado pela empresa *Solinst*, que permite uma amostragem em intervalos de até 15 s, com memória para armazenar até 40000 medidas. A sonda consiste de um medidor de pressão que como tal mede o efeito combinado do peso da coluna de água e da pressão atmosférica. Os dados são transferidos para análise por meio de *software* (*Solinst Levellogger Software* – versão 4.1.2). Esse programa permite correções das medidas através de medidas independentes ou valendo-se de medidas de pressão atmosférica em local próximo ao poço.

## 6.2 Teste 1

O primeiro levantamento consistiu em medir o nível estático em condições ambiente, ou seja, sem alterações induzidas por bombeamento de poços próximos. Este teste teve como objetivo avaliar também a estabilidade do sistema de medidas e se seria possível definir um nível de referência a partir do qual seria possível identificar mudanças no poço de teste em consequência do bombeamento de um poço vizinho. Os resultados deste levantamento, com duração total de 14 dias, são apresentados na **figura 6.2**.



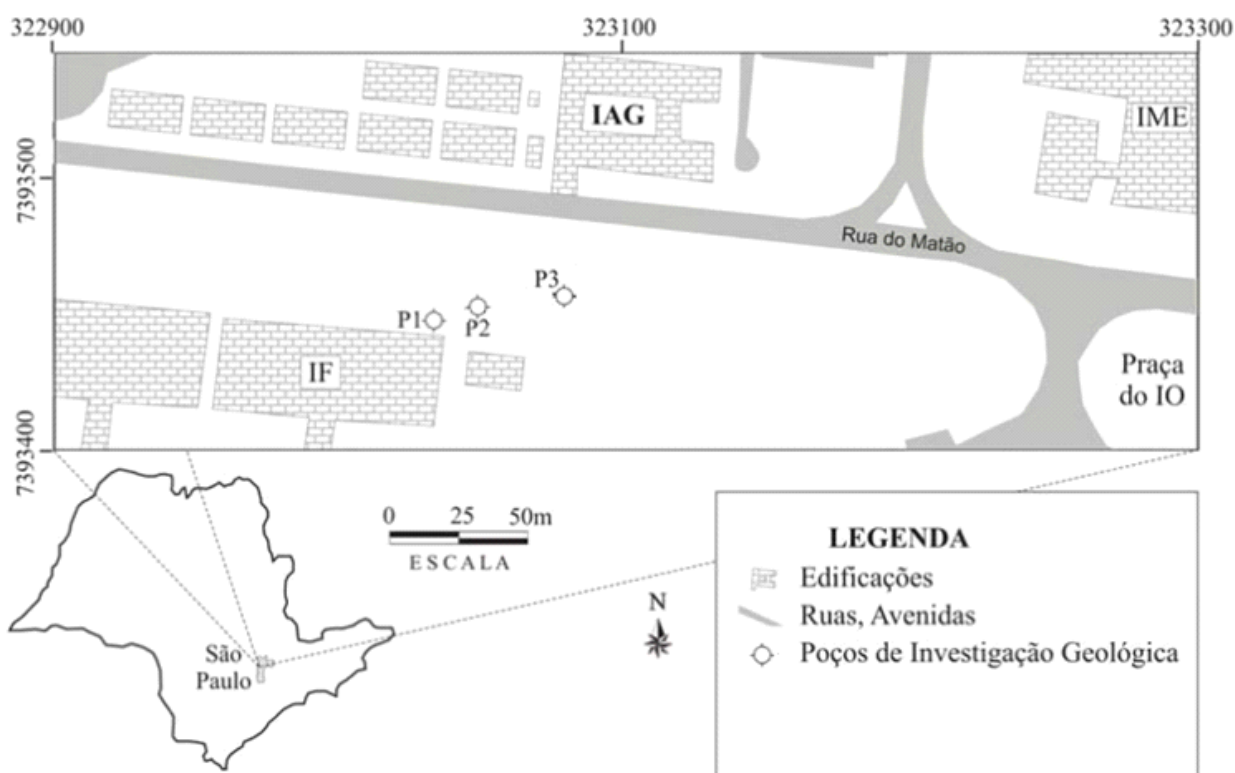
**Figura 6.2** – Variação do nível estático medido no poço 2 ao longo de 15 dias, os dados foram obtidos pelo Levellogger. A figura também apresenta a curva correspondente ao ajuste dos dados por um polinômio de grau 3.

A curva de variação na **Figura 6.2** apresenta dois comportamentos distintos. Nos primeiros três dias o nível estático apresenta flutuações entre 10.40 e 10.35 m de profundidade e posteriormente valores variando linearmente até a profundidade final de 9.954 metros. Esta mudança pode ser atribuída à variação da pressão atmosférica e tende a aumentar com a duração do levantamento. Além disso, ocorrem variações com periodicidade de dois ciclos por dia, que podem ser atribuídas a efeitos de maré resultantes da interação gravitacional do sistema Terra-Lua, principalmente. Este efeito sobre medidas do nível de água em poços é bem descrito na literatura (Bredehoeft, 1967; Rojstaczer e Riley, 1990) e em diversos estudos a análise utilizados para avaliar propriedades do aquífero (Hsieh et al., 1988), assim com para determinar propriedades de fraturas (Bower, 1983). Para testes de bombeamento, entretanto essas variações ocorrem como efeitos interferentes, dificultando a definição de um patamar de referência a partir do qual as variações induzidas em um poço podem ser determinadas. Embora relativamente pequenas (~ 5 cm no poço de teste) tais variações podem ser da mesma ordem das variações induzidas quando do bombeamento em poços vizinhos, devendo portanto serem consideradas nesses testes.

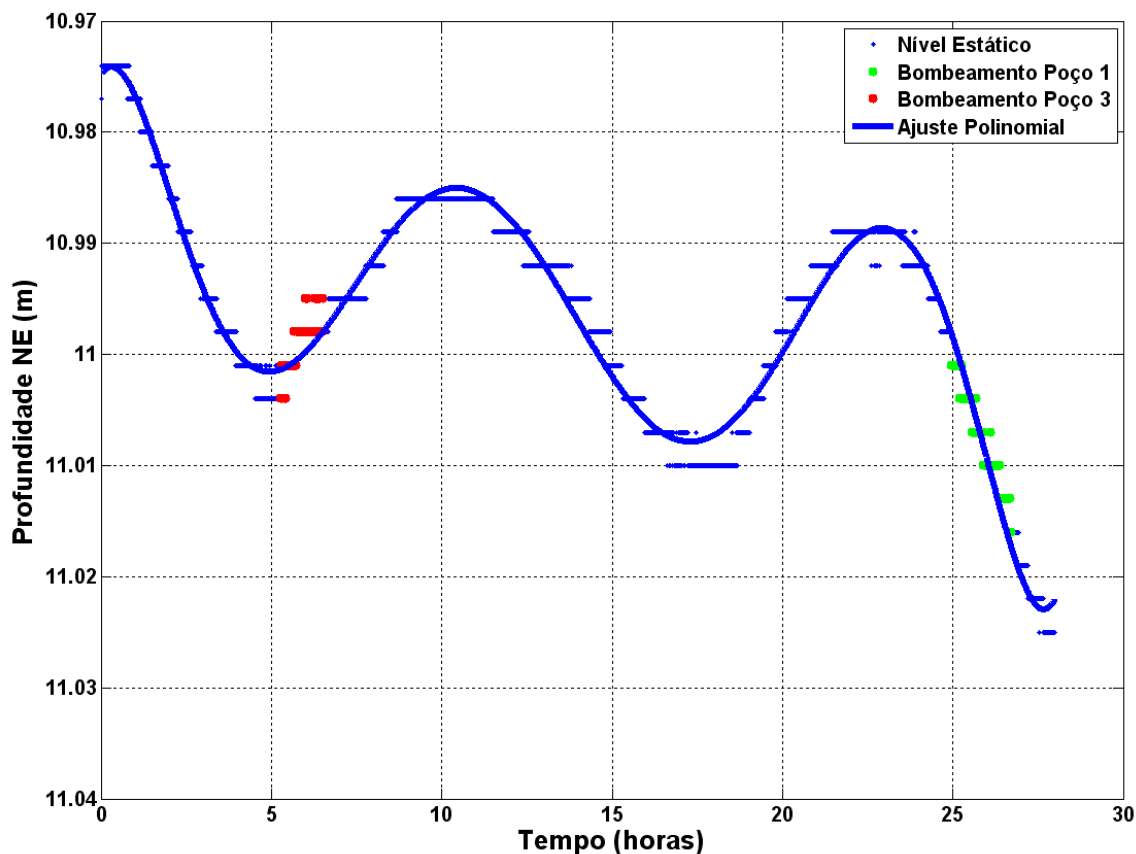
Considerando os efeitos interferentes observados no Teste-1, o estudo de campo com o propósito de verificar o comprimento crítico de 3,9 metros, deveria sofrer o mínimo de interferência de efeitos que não fossem resultantes do bombeamento. A variação de pressão atmosférica local não apresenta efeitos significativos ao longo dos três primeiros dias, como é possível notar na **figura 6.2**, e, portanto, o monitoramento do nível de água no poço teve duração de 18 horas. A remoção deste efeito foi feita através da redução de um ajuste polinomial aos dados (linha em vermelho na **figura 6.2**). Os efeitos de maré, por apresentarem uma frequência bem definida, definem um comportamento que pode ser utilizado como referência, mudanças neste comportamento regular devido ao bombeamento seriam facilmente detectadas.

### 6.3 Teste 2

Inicialmente foram realizadas as leituras dos níveis estáticos nos três poços (figura 6.3), seguido da instalação do Levellogger Jr. no poço 02. Em seguida, o poço foi devidamente tampado de maneira a evitar interferências externas e permitir o monitoramento das variações que ocorrem em função do bombeamento em poços vizinhos. Cinco horas após o início das medidas foi iniciado o bombeamento no Poço 1, distante 13 metros do poço de monitoramento. O volume total de água retirada foi controlado por meio de coleta em galões plásticos, e após um período de duas horas a baixa recuperação do poço não permitiu a continuidade do bombeamento. Após um período de 18 horas, definido de maneira a evitar interferências entre os bombeamentos, o teste foi repetido, mas agora com a retirada de água do Poço 3 (a 30 metros do Poço 2). O bombeamento foi interrompido depois de duas horas, mesmo tempo observado no outro poço para que a bomba ficasse acima do nível da água. Os resultados destes monitoramentos são mostrados na figura 6.4.



**Figura 6.3** – Sítio controlado do IAG-USP com a presença de três poços que atingem o embasamento e com revestimento no pacote sedimentar (Modificado de Porsani et al., 2004).



**Figura 6.4** – Monitoramento do nível estático no poço P2 utilizando Levellogger Jr. Foram realizados dois bombeamentos em momentos e poços distintos, em vermelho ocorreu a retirada da água do Poço 1, enquanto os pontos verdes indicam retirada de água do Poço 3.

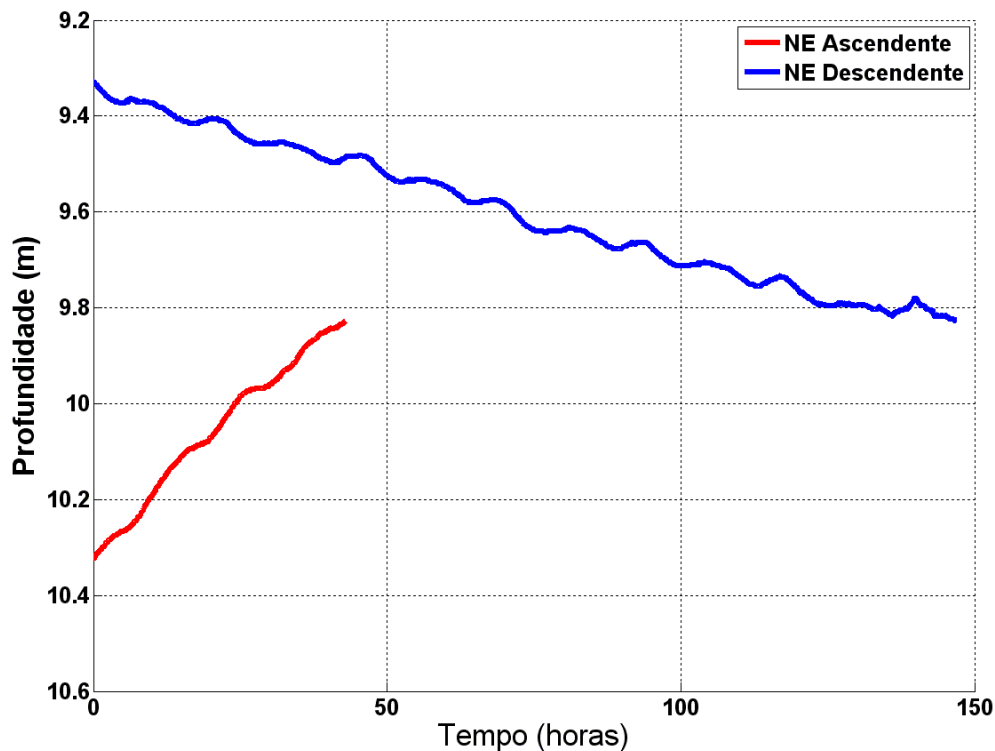
Os resultados na **figura 6.4** mostram flutuações com periodicidade compatível com efeitos de maré. Para poços conectados é de se esperar que o bombeamento em um dos poços resulte em variações no nível estático no poço em observação. No entanto, não é o que se observa no poço 2 quando os poços 1 e 3 são bombeados. Nos dois casos, as tendências observadas no poço de teste permanecem inalteradas, mantendo a modulação de periodicidade do efeito de maré. No caso do bombeamento no poço 1, a simples constatação de rebaixamento no poço teste poderia equivocadamente indicar a conexão dos poços caso não fosse observado que essa variação se insere na modulação do efeito de maré. No caso do bombeamento no poço 3, a variação no poço teste seria, até mesmo, inconsistente pois, em vez de rebaixamento o nível no poço de teste estaria em recuperação.

Portanto, como o valor mínimo do comprimento das fraturas para que estas tenham conexão pelo meio é de 3,9 m e os poços P01 e P03, nos quais foram realizados os bombeamentos, estão mais distantes (10 e 30 metros,

respectivamente) do Poço 2, os resultados obtidos indicam que os poços não apresentam conectividade entre si. Isso pode ocorrer porque as fraturas não constituem uma rede interconectada que permita o fluxo de água ao longo do meio ou pelo fato dos poços não estarem perfurando o aquífero, podendo considerar o poço monitorado como seco.

#### **6.4 Testes complementares**

Foi realizado um teste com moldes semelhantes a um *slug test* para observar a recuperação do nível de água no poço e identificar evidências das propriedades hidráulicas das fraturas. O teste consistiu em rebaixar o nível estático no poço em um metro e monitorar o nível de água até o mesmo atingir o valor inicial (antes do início do bombeamento), em seguida o mesmo volume de água retirado foi adicionado ao poço de maneira instantânea, elevando o nível estático em um metro. Os resultados são apresentados na **figura 6.5**, sendo o efeito mais evidente o comportamento da curva apresentando histerese, ou seja, os tempos necessários para recuperar o nível estático inicial não são os mesmos para as duas situações.



**Figura 6.5** – Curva de recuperação do nível estático do poço em duas situações de perturbação do poço: rebaixamento de um metro na coluna de água (vermelho) e elevação de um metro do nível estático (azul).

A variação neste tempo entre os dois casos sugere que as fraturas presentes no poço têm maior facilidade em permitir o fluxo de entrada de água do meio para o poço. Entretanto, análises mais profundas aliadas a dados obtidos através da perfilagem com outros tipos de sondas são necessárias para obter resultados quantitativos sobre as fraturas. Outra abordagem para esses dados seria utilizar modelos matemáticos que simulassem o comportamento observado permitindo determinar algumas propriedades hidráulicas das fraturas. Pelo tempo de recuperação registrado neste levantamento, é possível definir que o poço apresenta uma transmissividade muito baixa, possível evidência do mesmo se encontrar seco, ou seja, sem estar conectado com o aquífero.

## 6.5 Discussão

Este capítulo descreve o procedimento de campo para testar o valor de limite de percolação obtidos a partir da análise de fraturas identificada na perfilagem ótica. Para isso, foi realizado o monitoramento do nível estático em um poço de



observação enquanto dois poços próximos sofreram bombeamento de água, de maneira que as variações no nível estático seriam evidenciadas caso as fraturas presentes nos poços apresentassem conectividade.

Os dados medidos mostram que o monitoramento do nível estático acusam influências oriundas da interação de maré e variações da pressão atmosférica local, de maneira que estes efeitos precisaram ser observados e corrigidos para isolar somente o efeito resultante do bombeamento. Os resultados obtidos mostram que os parâmetros estabelecidos através da Teoria da Percolação são coerentes, pois prescrevem uma conectividade muito baixa para o poço de teste, posteriormente confirmada com o bombeamento em poços vizinhos.



## 7. Conclusão

Este projeto teve como objetivo avaliar a conectividade de fraturas em um maciço cristalino utilizando modelos de percolação e dados de perfilagem geofísica definir procedimentos de campo para verificar os parâmetros inferidos por tais modelos. O estudo foi realizado no Sítio Controlado de Geofísica Rasa do IAG-USP, onde existem três poços que atingem o embasamento cristalino.

Os modelos de percolação prescrevem a existência de um comprimento mínimo (limite de percolação) tal que as fraturas observadas em um poço permitam a interconectividade da rede de fraturas e, com isso, o fluxo contínuo da água subterrânea pelo maciço. Os modelos de percolação preveem relações entre esse comprimento crítico e a densidade de fraturas determinada a partir da perfilagem ótica do poço. Para o poço estudado o limite crítico estimado foi de 3,9 metros, assumindo uma distribuição aleatória das fraturas em termos de orientação e inclinação. Esse parâmetro pode ser entendido como sendo a distância radial mínima, e com isso um volume mínimo ao redor do poço, com conectividade na rede de fraturas.

Para testar a representatividade do limite de percolação inferido com a perfilagem ótica, o nível estático (NE) foi monitorado em um poço de teste enquanto os poços em sua vizinhança foram bombeados, um de cada vez. Em resposta ao bombeamento, variações induzidas no poço de testes foram buscadas, com o objetivo de definir um nível de referência capaz de identificar as variações resultantes dos bombeamentos. Os resultados desses testes mostram que não ocorrem variações no poço de teste quando poços distantes 10 e 30 metros são bombeados, corroborando a estimativa que o limite de percolação 3,9 m. Como tal, o poço de teste não teria conectividade com os poços vizinhos. A baixa conectividade da rede de fraturas do maciço explica a baixa taxa de recuperação do nível estático (apenas 40 litros em cerca de 8 dias) sendo assim, para efeitos práticos, caracterizado como um “poço seco”. De um modo geral, um limite de percolação assim tão baixo pode ser entendido como indicativo de poços improdutivos.

Uma das contribuições deste projeto foi analisar efeitos interferentes que aparecem quando se realiza o monitoramento em poços em maciços cristalinos e como contornar tais efeitos de forma a isolar a resposta produzida em testes de

bombeamento. Na abordagem proposta, os efeitos de maré, que aparecem ao longo de todas as medidas com periodicidade bem definida, podem ser removidos através de ajuste polinomial. Variações do nível estático associadas à pressão atmosférica também influenciam o nível estático, principalmente em levantamentos que se estendem por um ou dois dias. Para corrigir este efeito foram realizadas medidas independentes do nível de água (“fita elétrica”) no início de cada levantamento, cujas durações não excedem períodos superiores ao de 20 horas.

Na caracterização de maciços para abertura de túneis e galerias o limite de percolação pode ter utilidade no dimensionamento de obras e procedimentos de drenagem. Por ser um teste relativamente rápido, no sentido de envolver operações de perfilagem e análise da densidade de fraturas, o cálculo do limite de percolação pode se configurar um procedimento efetivo na avaliação de maciços cristalinos em estudos hidrogeológicos, geotécnicos (fundações, abertura de túneis e galerias) bem como em estudos de áreas contaminadas. Nesse último caso, baixos valores para o limite de percolação poderiam ser associados a terrenos com menor transmissividade hidráulica, como tais, com menor risco de espalhamento de agentes contaminantes.

## Referências

- Archie, G.E. (1942) The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics, *Petroleum Technology*, pp. 54-62.
- Balberg, I., Berkowitz, B., Drachler, G. E. (1991) Application of a percolation model to flow in fractured hard rocks, *Journal of Geophysical Research*, v. 96 (B6), pp. 10015-10021.
- Beer, T e Enting, I. G. (1990) Fire Spread and Percolation Modelling, *Mathematical Computer Modelling*, v. 13 (11), pp. 77-96.
- Belayneh, M., Masihi, M., Matthäi, S. K., King, P. R. (2006) Prediction of vein connectivity using the percolation approach: model test with field data, *Journal of Geophysics and Engineering*, v. 3, pp. 219-220, doi:10.1088/1742-2132/3/3/003.
- Berkowitz, B. (1995) Analysis of Fracture Network Connectivity Using Percolation Theory, *Mathematical Geology*, v. 27 (4), pp. 467-483.
- Berkowitz, B. (2002) Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review, *Advances in Water Resources*, v. 25, pp. 861-884.
- Boisson, A., Guihéneuf, N., Perrin, J., Bour, O., Dewandel, B., Dausse, A., Viossanges, M., Ahmed, S., Maréchal, J.C. (2015) Determining the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured south Indian crystalline-rock aquifers: insights from a study on an instrumented site, *Hydrogeology Journal*, v.23, pp. 757-773.
- Bour, O. e Davy, P. (1997) Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution, *Water Resources Research*, v. 33(7), pp. 1567-1583.
- Bower, D. R. (1983) Bedrock Fracture Parameters From the Interpretation of Well Tides, *Journal of Geophysical Research*, v. 88 (B6), pp. 5025-5035.
- Bredehoeft, J. D. (1967) Response of Well-Aquifer Systems to Earth Tides, *Journal of Geophysical Research*, v. 72 (12), pp. 3075-3087.
- Broadbent, S. R. e Hammersley, J. M. (1957) Percolation Processes, *Mathematical Proceedings Cambridge Philosophical Society*, v. 53 (3), pp. 629-641, doi: 10.1017/S0305004100032680.
- Bunde, A. e Kantelhardt, J. (1998) Introduction to percolation theory, *Diffusion in Condensed Matter*, Wiesbaden: Vieweg-Sohn, cap. 15, pp. 1-19.

- Clauser, C. (1992) Permeability of crystalline rocks, *Eos Transactions AGU*, v. 73 (21), n. 233, pp. 237-238.
- Hsieh, P. A., Bredehoeft, J. D., Rojstaczer, S. A. (1988) Response of Well Aquifer Systems to Earth Tides: Problem Revisited, *Water Resources Research*, v. 24 (3), pp. 468-472.
- Hudson, J.D. (1996) Use of geophysical logs to estimate the quality of ground water and the permeability of aquifers, *U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report*.
- Farid, A., Alshawabkeh, A. N., Rappaport, C. M. (2009) Cross-well radar. I: Experimental simulation of cross-well tomography and validation, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, v. 135 (setembro), pp. 1209-1218.
- Lee, H.B. e Kim, B.W. (2015) Characterisation of hydraulically-active fractures in a fractured granite aquifer, *Water SA*, v. 41(1), pp. 139-148.
- Fernandes, A.J., Perrotta, M.M., Salvador, E.D., Azevedo, S.G., Gimenez Filho, A., Paulon, N. (2007) Potencial dos aquíferos fraturados do estado de São Paulo: Condicionantes geológicos, *Águas Subterrâneas*, v. 21 (1), pp. 65-84.
- Furbish, D. J. (1991) The Response of Water Level in a Well to a Time Series of Atmospheric Loading Under Confined Conditions, *Water Resources Research*, v. 27 (4), pp. 557-568.
- Gandolfo, O. C. B., Souza, T. J., Aoki, P. C., Hemsí, P. S. (2015) A determinação da profundidade de um elemento de fundação utilizando ensaio sísmico paralelo (parallelseismic), *Fundações e Obras Geotécnicas*, ano 5, v. 55, pp. 54-58.
- Guéguen, Y. e Dienes, J. (1989) Transport properties of rocks from statistics and percolation, *Mathematical Geology*, v. 21 (1), pp. 1-13.
- Halperin, B. I., Feng, S., Sen, P. N. (1985) Differences between Lattice and Continuum Percolation Transport Exponents, *Physical Review Letters*, v. 54 (22), pp. 2391-2394, doi: <https://journals.aps.org/prl/pdf/10.1103/PhysRevLett.54.2391>.
- Hearst, J.R. e Nelson, P.H. (1985) Well logging for physical properties, *McGraw-Hill Book Company*, 571 pp.
- Iritani, M. A., Rebouças, A. C., Hassuda, S., Duarte, U., Ellert, N., Mendes, J. M., Ross, S. D., Marcelino, M. (1990) Potencial Hidrogeológicos do Campus – USP – São Paulo, *VI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, pp. 15-20.

Keys, W. S. (1979) Borehole geophysics in igneous and metamorphic rocks, in Society of Professional Well Log Analysts Annual Logging Symposium, 20th, Tulsa, Okla., 1979, Transactions: Houston, Tex., Society of Professional Well Log Analysts, p. OO1-26.

Keys, W. S. (1990) Borehole geophysics applied to ground-water investigations: U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, book 2, chap. E-2, 150 pp.

Klepikova, M. V., Le Borgne, T., Bour, O., Davy, P. (2011) A methodology for using borehole temperature-depth profiles under ambient, single and cross-borehole pumping conditions to estimate fracture hydraulic properties, *Journal of Hydrology*, v. 407, pp. 145-152.

Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F. L., Caudal, J. -P. (2006) Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer, *Journal of Hydrology*, v. 328, pp. 347-359.

Mendonça, C.A., Dotti, G.C., Maida, C., Silva, N. (2012) Tank experiments with borehole self-potential data, *Geophysics*, v.77 (1), pp. D1-D6.

Moore, C. e Newman, M. E. J. (2000) Epidemics and percolation in small-world networks, *Physics Reviews*, v. 61, pp. 5678-5682, doi: 10.1103/PhysRevE.61.5678.

Mukherjee, A., Gupta, A., Ray, R. K., Tewari, D. (2015) Aquifer response to recharge-discharge phenomenon: inference from well hydrographs for genetic classification, *Applied Water Science*, doi:10.1007/s13201-015-0293-z.

National Research Council (1996) Rock Fractures and Fluid Flow: Contemporary Understanding and Applications, *Washington, DC: The National Academies Press*, doi: 10.17226/2309.

Ozkaya, S. I. e Mattner, J. (2003) Fracture connectivity from fracture intersections in borehole image logs, *Computer e Geosciences*, v. 29 (2), pp. 143-153.

Paillet, F. L. (1991a) Use of geophysical well logs in evaluating crystalline rocks for siting of radioactive-waste repositories, *The Log Analyst*, v. 33 (2), p. 85-107.

Paillet, F.L. (1991b) Application of Borehole Geophysics in Characterizing the Hydraulic and Geomechanical Properties of Fractured Crystalline Rocks, *4<sup>th</sup> International Mineral Water Association Congress, Ljubljana (Slovenia)-Pörschach (Austria)*, Setembro.

- Paillet, F.L. (1994) Application of Borehole Geophysics in the Characterization of Flow in Fractured Rocks, *Water-Resources Investigations Report*, 93-4214, 36 pp.
- Paillet, F. L. (2013) Cross-borehole flow profiling – delineating subsurface flow paths within a geophysically defined aquifer framework, *The Leading Edge, Special section: Hydrogeophysics*, pp. 758-765.
- Paillet, F. L. e Ellefsen, K. J. (2005) Downhole Applications of Geophysics, *Near-Surface Geophysics*, Chapter 11, pp. 439-471.
- Paillet, F.L., Williams, J.H., Urik, J., Lukes, J., Kobr, M., Mares, S. (2012) Cross-borehole flow analysis to characterize fracture connections in the Melechov Granite, Bohemian-Moravian Highland, Czech Republic, *Hydrogeology Journal*, v. 20(1), pp. 143-154.
- Pandit, N. S. e Miner, R. F. (1986) Interpretation of Slug Test Data, *Ground Water*, v. 24 (6), pp. 743-749.
- Papadopulos, S. S., Bredehoeft, J.D., Cooper, H.H. (1973) On the analysis of ‘slug tests’ data, *Water Resources Research*, v. 9 (4), pp. 1087-1089.
- Priest, S. D. (1993) Discontinuity Analysis for Rock Engineering, *Chapman and Hall*, London.
- Porsani, J.L., Borges, W.R., Elis, V.R., Diogo, L.A., Hiodo, F.Y., Marrano, A., Birelli, C.A. (2004) Investigações Geofísicas de Superfície e Poço no Sítio Controlado de Geofísica Rasa do IAG-USP, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 22 (3), pp. 245-258.
- Porsani, J.L., Borges, W.R., Rodrigues, S.I., Hiodo, F.Y. (2006) O Sítio Controlado de Geofísica Rasa do IAG/USP: Instalação e Resultados GPR 2D-3D, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 24 (1), pp. 49-61.
- Ribeiro, A. F. (2016) Perfis geofísicos em poços revestidos: aplicações em hidrogeologia, meio ambiente e geotecnia, *Dissertação de mestrado*, pp.
- Robinson, P. C. (1983) Connectivity of fracture systems – A percolation theory approach, *Journal of Physics A: Mathematical and General*, v. 16 (3), pp. 605-614.
- Rojstaczer, S. e Riley, F. S. (1990) Response of the Water Level in a Well to Earth Tides and Atmospheric Loading Under Unconfined Conditions, *Water Resources Research*, v. 26 (8), pp. 1803-1817.



- Schlumberger, C., Schlumberger, M., Leonardon, E.G. (1932) Electrical coring: A method of determining bottom-hole data by electrical measurements, *Transactions of the AIME*, v. 110 (1), pp.237-272.
- Singhal, B. B. S. e Gupta, R. P. (1999) Applied hydrogeology of fractured rocks, *Kluwer Academic Publishers*.
- Stauffer, D., Aharony, A. (1992) Introduction do Percolation Theory, *Taylor and Francis, London*.
- Stumm, F., Chu, A., Lange, A. D., Paillet, F. L., Williams, J. H., Lane Jr., J. W. (2001) Use of Advanced Borehole Geophysical Techniques to Delineate Fractured-Rock Ground-Water Flow and Fractures Along Water-Tunnel Facilities in Northern Queens County, New York, *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report*, v. 00-4276(December), pp. 1-12.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. (1990) Applied geophysics: Cambridge University Press.
- Wild, P., Siddans, A., Wild, D. (2002) Optical Televiewer survey and processing in boreholes KR3, KR5, KR8 and Gyro survey and processing in borehole KR14, at the Okiluoto site, Finland 2001, *Working Report2002-11*, 546 pp.
- Williams, J.H. e Johnson, C. D. (2004) Acoustic and optical borehole-wall imaging for fractured-rock aquifer studies, *Journal of Applied Geophysics*, v. 55(1-2), pp. 151-159.
- Witherspoon, P. A., Wang, J. S. Y., Iwai, K., Gale, J. E. (1979) Validity of cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture, *Water Resources Research*, v. 16, pp. 1016-1024.
- Worthington, S.R.H., Davies, G.J., Alexander, E.C. (2016) Enhancement of bedrock permeability by weathering, *Earth-Science Reviews*, v. 160, pp. 188-202.
- Zimmerman, R. e Bodvarsson, G. S. (1996) Hydraulic Conductivity of Rock Fractures, *Transport in Porous Media*, v. 23, pp.1-30.
- Zimmermann, G., Burkhardt, H., Engelhard, L. (2005) Scale dependence of hydraulic and structural parameters in fractured rock, from borehole data (KTB and HSDP), *Geological Society, London, Special Publications*, v. 240, pp. 37-45, doi: 10.1144/GSL.SP.2005.240.01.04.