

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

Perfilagem do potencial espontâneo de baixo ruído aplicada ao estudo do fluxo em fraturas

ANDRÉ CAMPOS GUARAGNA KOWALSKI

São Paulo
Março / 2022

Perfilagem do potencial espontâneo de baixo ruído aplicada ao estudo do fluxo em fraturas

ANDRÉ CAMPOS GUARAGNA KOWALSKI

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

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

Orientador: Prof. Dr. Carlos A. Mendonça

São Paulo

Março / 2022

Dedico este trabalho à minha querida Cassia
e aos meus filhos Matias, Julio e Ana.

Agradecimentos

Agradeço ao auxílio da CAPES (Código de Financiamento 001) e CNPq em forma de bolsa para essa pesquisa, assim como à FAPESP (Projeto Temático 15/50682-6, 17/50241-5 e FAPESP 18/22533-4) pelos financiamentos de diárias de campo no Brasil e durante o intercâmbio na Irlanda.

Agradeço ao meu orientador Dr. Carlos Mendonça pelos ensinamentos e apoios durante todos esses anos de colaboração (desde a graduação), sempre aberto para discussões e apoiar nos períodos de maiores dificuldades, incentivando para novos rumos de pesquisa.

Agradeço aos técnicos Iran e Airton por desenvolverem componentes essenciais na parte instrumental da sonda utilizada nos levantamentos de potencial espontâneo.

Agradeço ao grupo do Laboratório de Clima e Biosfera do IAG/USP, ao Dr. Humberto Rocha pelo apoio nas pesquisas desenvolvidas, ao Duda, Carla e Mariane, pelas viagens de campo e discussões sempre muito produtivas.

Agradeço ao Dr. Ulrich Offerdinger pelas contribuições durante a pesquisa, pela colaboração durante o Doutorado e pelo acolhimento durante minha estadia em Belfast.

Agradeço ao Dr. Marcos Barbosa por colaborar com as perfilagens realizadas em Extrema, por contribuir com o desenvolvimento do meu conhecimento sobre perfilagem em terrenos fraturados.

Agradeço ao Carlos Birelli por contribuir com as perfilagens realizadas e pelos conhecimentos compartilhados ao longo do Mestrado e Doutorado.

Agradeço a todos os funcionários do IAG que sempre me ajudaram em todas as demandas da melhor maneira possível. Da mesma maneira agradeço ao corpo docente do IAG que participou da minha formação desde a graduação, sempre com professores prontos para colaborarem com meu conhecimento.

Agradeço ao pessoal da Sede do projeto Conservador de Águas em Extrema, principalmente ao Alessandro, Francisco e Gerson, que estiveram ao meu lado durante todas as atividades de campo, sempre prestativos e tornando os levantamentos mais descontraídos.

Agradeço todos os colegas do IAG, principalmente ao Giovanni, Tacio e Eduardo, por proporcionarem momentos de descanso e distração, mas também por estarem sempre envolvidos paralelamente nas minhas pesquisas, com curiosidades e sugestões de melhoria.

Agradeço principalmente à minha família, pelo apoio imenso durante este período tão intenso, à minha mãe Clarissa, minha irmã Marinna e meu irmão Gabriel, à Eduarda, Isidoro, Felipe, Marina e Isabel, e principalmente à minha esposa Cassia e aos meus filhos Matias, Julio e Ana, que estiveram sempre ao meu lado para alegrar, empurrar nos momentos necessários e compreender os momentos difíceis.

Finalmente, agradeço a todos que participaram desta longa empreitada, empurrando nos momentos necessários e compreendendo as dificuldades temporárias.

“Faça como um velho marinheiro

Que durante o nevoeiro

Leva o barco devagar”

Paulinho da Viola

Resumo

Estudos hidrogeológicos em maciços cristalinos buscam identificar zonas com fraturas e propriedades hidráulicas associadas que em conjunto condicionam a transmissividade e armazenamento da água subterrânea no meio. Métodos de perfilagem geofísica que medem propriedades físicas que dependem da porosidade do meio (resistividade elétrica e densidade, por exemplo) têm sido utilizados na identificação de zonas fraturadas, normalmente complementadas com imageamento ótico ou acústico da parede do poço para determinar a densidade de fraturas (número de fraturas por metro) bem como a abertura e orientação de fraturas mais expressivas. A identificação de fraturas que contribuem com o fluxo de água pelo maciço (com maior transmissividade hidráulica) envolve testes de bombeamento em níveis isolados, monitorados por traçadores e sensores, normalmente envolvendo procedimentos demorados e com demanda de pessoal e equipamento. Esta Tese tem como objetivo apresentar um procedimento desenvolvido para análise e interpretação dos dados de perfilagem do potencial espontâneo ao longo de um poço, com resolução adequada para determinar variações do potencial elétrico de origem eletrocinética induzidas por testes de bombeamento. Estes testes podem ser realizados utilizando-se somente um poço que é perfilado após o bombeamento. O potencial espontâneo de origem eletrocinética, quando associado ao fluxo de água pelas fraturas produz um sinal elétrico com amplitude (em módulo) raramente superior a algumas dezenas de milivolts. As sondas normalmente utilizadas não possuem resolução suficiente para identificar um sinal dessa magnitude, exigindo a adaptação destes equipamentos para realizar medidas independentes do potencial espontâneo, já que as sondas existentes realizam medições simultâneas de resistividade elétrica, comprometendo a leitura do potencial natural.

A partir da interpretação dos perfis de potencial espontâneo e considerando-se um modelo de *gap* para as fraturas foi possível determinar zonas fraturadas que são hidráulicamente ativas, bem como o sentido do fluxo pela fratura e, em alguns casos (dependendo de características do poço como diâmetro interno e condutividade da água), a carga hidráulica à qual está submetida. O procedimento foi testado inicialmente nos poços do SCGR (Sítio Controlado de Geofísica Rasa) do IAG/USP identificando um intervalo com fraturas que mais contribui com o fluxo em subsuperfície, nesse caso com inferências a respeito da carga hidráulica aplicada ao sistema de fraturas. Posteriormente, foram realizados experimentos em laboratório para compreender melhor o mecanismo gerador dos dados obtidos em campo. Para isso, foi desenvolvido em escala de bancada um experimento simulando a percolação de água por um sistema de duas fraturas conectadas a um poço comum que permite realizar medidas do potencial elétrico durante variações do nível de água no poço assim simulado. Finalmente, o procedimento foi aplicado em um poço numa bacia de captação do Ribeirão das Posses (Extrema-MG) onde levantamentos utilizando sonda de medida do fluxo (*Heat Pulse Flowmeter*) permitiram comparar os resultados com metodologias já estabelecidas no estudo de aquíferos em terrenos cristalinos. Neste cenário não foi possível identificar as fraturas observadas pela sonda de fluxo, sendo somente detectado um intervalo entre 25 e 35 metros com o potencial elétrico apresentando variações da ordem de 5 mV após o bombeamento. No geral os resultados dos três testes indicaram a linearidade entre o potencial espontâneo e a carga hidráulica aplicada às fraturas, porém é necessário ressaltar que para obter medidas com amplitudes tão baixas, menores que 10 mV em alguns casos, o aparato instrumental, construtivo dos poços e condutividade da água no poço devem ser considerados.

Abstract

Hydrogeological studies in crystalline rocks aim to identify fractured zones and hydraulic properties associated with condition transmissivity and storage of groundwater. Geophysical well logging which measure physical properties that depend on porosity, such as electrical resistivity and density, have been used in identification of these fractured zones, usually in addition to image of the borehole well obtained by acoustic or optical logs which can provide information such as density of fractures as well as their aperture and orientation. The identification of fractures which participate in groundwater flow through the massif with higher hydraulic transmissivities include pumping tests in isolated depth intervals monitored by tracers and sensors, and are usually long procedures with demands of people to operate and equipment. This Thesis aims to present a procedure develop to analyze and interpret data from spontaneous potential well logging with enough resolution to detect variations of the electrokinetic component of the electrical potential induced by pumping water out of the borehole. These tests can be done using a single borehole which is logged before and after water withdraw. The spontaneous potential of electrokinetic origin when associated to water flow through fractures result in an electrical signal which rarely reaches over a few dozen millivolts. Available commercial probes used for spontaneous potential logs do not have enough resolution to image such small amplitude signals, demanding development of equipment to make such measures, such as dedicating a probe to only measure the spontaneous potential signals instead of measuring it along electrical resistivity readings as well (which is common in electrical probes).

After the interpretation of spontaneous potential logs and considering a simple gap model to represent the fractures it was possible to identify the location of hydraulic active fractures, as well as their flow direction, and in some scenarios (mainly relying on characteristics of the borehole and connate water) it was possible to estimate the hydraulic head applied to the fractured zone. The procedure was initially tested in a borehole located at the SCGR (Controlled Shallow Geophysics) at IAG/USP identifying the main fractured zone contributing to recharge of the borehole after being pumped and infer the hydraulic head applied to it. Later, laboratory experiments were done to better understand the mechanism behind the data obtained from the field. This was achieved using a sandbox experiment simulating two distinct fractures connected to a common borehole, allowing the measurements of electrical potential while changing the hydraulic pressure field applied to the fractures. Finally the procedure was applied to a borehole in a water shed basin of the Ribeirão das Posses (Extrema-MG) where flow data obtained using a heat pulse probe allowed to compare data from spontaneous potential logs. In this case, variations of the electrical signal were not identified at the main fractures pointed from the flow logs, detecting only a variation between depths of 25 and 35 meters with amplitudes of 5 mV at most after pumping. In general the results from these three tests indicate the possibility of using the spontaneous potential logs with electrokinetic origin to identify fractures with flow, although it is necessary to keep in mind that to measure variations as low as 5 to 10 mV it is necessary to develop adequate equipment, and consider borehole construction characteristics and conductivity of water present in the borehole.

Índice

Agradecimentos	5
Resumo	9
Abstract	11
Índice.....	13
Lista de figuras	16
Lista de tabelas	27
Capítulo 1 – Introdução	27
Capítulo 2 – Métodos para caracterização hidrogeológica em terrenos cristalinos..	33
2.1 Métodos de geofísica rasa.....	34
2.1.1 Eletrorresistividade	36
2.2 Perfilagem geofísica de poços.....	41
2.2.1 Perfilagem de resistividade elétrica normal	44
2.2.2 Perfilagem de resistência pontual (SPR)	48
2.3 Métodos de imageamento da parede do poço	50
2.4 Perfilagem Heat-Pulse Flowmeter	55
2.5 Testes hidráulicos em poços	59
Capítulo 3 – Fenômenos eletrocinéticos na caracterização de fluxo em fraturas	62
3.1 Método do Potencial Espontâneo	63

3.2 Dupla Camada Elétrica (DCE)	65
3.4 Perfilagem do Potencial Espontâneo	70
3.5 Fluxo de água em fraturas	71
3.6 Interpretação do sinal SP durante testes de recuperação	74
3.7 Conclusões	80
Capítulo 4 - Testes de Viabilidade	81
4.1 Problemas de ruído	81
4.2 Procedimentos para controle do ruído	84
4.3 Sistema de aquisição utilizando Arduino	88
4.4 Caracterização da área de estudo	91
4.5 Resultados da perfilagem do potencial espontâneo	100
4.6 Conclusões	104
Capítulo 5 - Testes em laboratório: modelo de duas fraturas	105
5.1 Arranjo experimental	105
5.2 Seleção das amostras	109
5.3 Procedimento experimental	113
5.4 Conclusões	116
Capítulo 6 - Perfilagem SP em área de captação Extrema (MG)	118
6.1 Motivação e formulação de modelo conceitual	119
6.2 Investigação ERT e perfuração dos poços	124
6.3 Inspeção por câmera e perfilagem acústica	128

6.4 Perfilagem <i>heat pulse flowmeter</i>	131
6.5 – Testes tipo <i>slug</i>	135
6.6 Modelagem da transmissividade e carga hidráulica das zonas fraturadas...	137
6.7 Perfilagem do potencial espontâneo.....	139
6.8 Conclusões do estudo	142
Capítulo 7 - Conclusões e perspectivas futuras	144
Bibliografia	147
Apêndice I – Artigos publicados	156
Apêndice II – Códigos de Arduino utilizados na perfilagem SP.....	158
Apêndice III – Códigos de MATLAB utilizados nos experimentos em laboratório ..	163

Lista de figuras

- Figura 2.1** - Exemplo de inversão utilizando uma abordagem determinística e com vínculos de suavização. (a) Distribuição real da resistividade elétrica. (b) Pseudosseção obtida em função do arranjo dos eletrodos (triângulos em superfície). (c) Seção de resistividade elétrica invertida. (Revil et al., 2012). 41
- Figura 2.2** – Representação esquemática de quatro diferentes classes de perfilagem. (a) Perfilagem tradicional utilizando uma sonda em um único poço (slimhole). (b) Levantamento direct push onde sensores são inseridos em subsuperfície por hastes rígidas. (c) Arranjo de poço e superfície, permitindo investigar um volume em subsuperfície além da vizinhança do poço com o deslocamento da fonte em superfície. (d) Perfilagem com arranjo poço-poço, ou seja, uma sonda emissora se desloca em um poço enquanto outra se movimenta em outro poço, investigando a região entre os poços (Paillet & Ellefsen, 2005). 43
- Figura 2.3** – Esquema ilustrativo da perfilagem normal para determinar a resistividade elétrica em camadas fina (ρ_1) e espessa (ρ_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). 46
- Figura 2.4** – Perfil esquemático 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). 50
- Figura 2.5** – Esquema de sonda de perfilagem óptica 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). 53

Figura 2.6 – Representação de uma fratura interceptada pelo poço e sua projeção planificada. b representa a distância vertical de entre os pontos que interceptam a fratura e θ é o ângulo que define a orientação da fratura (Adaptado de Paillet e Ellefsen, 2005). 53

Figura 2.7 - Esquema dos componentes instalados na sonda de imageamento acústico e como o pulso ultrassônico se propaga pelo fluido e rocha, sofrendo reflexão na interface correspondente à mudança do material (Barbosa, 2019). 55

Figura 2.8 – Esquema ilustrativo do funcionamento de uma sonda heat pulse flowmeter. A diferença de pressão entre zonas fraturadas resulta uma movimentação da água ao longo do poço que pode ser determinada através da análise do tempo que uma fração de água aquecida leva para atingir um dos termistores instalados dentro da sonda (Adaptado de Busse et al., 2016). O tempo de medida e grau de aquecimento são dimensionados para desconsiderar efeitos convectivos resultantes do aquecimento..... 57

Figura 2.9 – Esquema representando um levantamento com sonda heat pulse em poço em um aquífero fraturado interceptado por três fraturas. **(a)** Perfis de fluxo em situação ambiente (azul) e durante o bombeamento (vermelho). **(b)** Modelo para um sistema de fluxo em três fraturas sob condição ambiente e durante o bombeamento (Barbosa et al., 2020)..... 58

Figura 2.10 - Representação esquemática de um teste slug-bail. (1) Situação ambiente, indicando nível estático do poço. (2) Um tarugo sólido é inserido instantaneamente na água do poço, forçando a entrada da água na formação. (3) O

nível estático é recuperado após um período de tempo. (4) Retira-se instantaneamente o tarugo de dentro do poço, causando um rebaixamento do nível de água. (5) Após um novo período de tempo o nível estático é recuperado. As medidas de controle do nível de água no poço durante o levantamento podem ser feitas de maneira manual ou automatizada (Adaptado de Clark, 2003)..... 60

Figura 3.1 - Esquema representando a dupla camada elétrica em torno de um grão de sílica imerso em um eletrólito (Adaptado de Revil et al., 2012)..... 66

Figura 3.2 – Esquema ilustrativo da sonda utilizada na perfilagem geofísica para medição do potencial espontâneo utilizando o espaçamento curto e longo, 50 e 100 cm respectivamente, entre os eletrodos de potencial e referência. Os eletrodos utilizados são feitos de chumbo e foram tratados com hipoclorito de sódio para evitar efeitos de polarização em suas superfícies. Em superfície fica a unidade contendo um voltímetro de alta impedância para realizar as medições, um sistema para registro de armazenamento dos dados e o transdutor de giros para identificar as profundidades de cada medida. 71

Figura 3.3 – Esquema ilustrativo de um plano fraturado representado por duas placas paralelas com abertura b , comprimento l e largura w . Q representa o fluxo de água atravessando esta fratura..... 72

Figura 3.4 – Esquema simplificado para um modelo de fratura. A dupla camada elétrica é formada próxima à interface entre as paredes da fratura quando estão na presença de um eletrólito. Tal como na Figura 3.4, um fluxo se estabelecendo da esquerda para a direita corresponde a um gradiente de pressão $P_1 > P_2$ nas extremidades da fratura (adaptado de Kowalski et al., 2020). 73

Figura 3.5 - Esquema conceitual descrevendo modelos para fraturas interceptadas por um poço e conectadas a um sistema aquífero livre (a) e confinado (b). ZS e ZC indicam o nível estático e a carga hidráulica associada ao potencial nulo, respectivamente, enquanto ZF indica a profundidade do nível de fratura..... 76

Figura 3.6 – Representação esquemática de duas fraturas nas profundidades $ZF1$ e $ZF2$ em um poço sujeitas às cargas hidráulicas $Z1$ e $Z2$ em situação ambiente. ZS e ZL indicam os níveis de água no poço em situação ambiente (a) e após o rebaixamento por bombeamento (b), respectivamente. A interpolação dos dados de potencial espontâneo pela carga hidráulica, obtidos durante a recuperação do nível de água no poço (c), permite determinar o ponto de cruzamento ZC onde $\Delta V = 0$, indicando a carga hidráulica que está atuando no fluxo através da fratura. Além disso, a análise da polaridade do sinal SP fornece informações sobre a direção do fluxo na fratura. 77

Figura 3.7 – Potencial elétrico esperado para o fluxo de água em uma fratura, na profundidade ZF , com sentido da formação para o poço, medido por um par de eletrodos M-N. (a) Potencial espontâneo com polaridade positiva. (b) Diferença entre o potencial espontâneo medido durante a recuperação do nível de água no poço (após bombeamento) e o potencial em situação ambiente. Vb é o valor base medido em intervalos distantes das fraturas hidraulicamente ativas, enquanto $Vmax$ e $Vmin$ são valores limites para a variação do sinal SP tal que $Vmax - Vb = Vb - Vmin$ 79

Figura 4.1 – Perfis obtidos do potencial espontâneo obtidos no poço P2 do Sítio Controlado de Geofísica Rasa do IAG/USP durante a descida e subida da sonda para comparação da repetibilidade das leituras. (a) Perfil do potencial espontâneo

para todo o poço, incluindo o intervalo revestido de 0 a 53 m. Merece destaque a variação abrupta relacionada ao final do revestimento. **(b)** Ampliação do trecho inicial do perfil do potencial espontâneo no intervalo aberto do poço, mostrando que a diferença entre as curvas de descida são maiores que 50 mV. 83

Figura 4.2 – Sonda OYO (laranja) que foi adaptada para realizar as medidas de potencial espontâneo com dois espaçamentos distintos: 50 e 100 cm entre os eletrodos, referidos como curto e longo, respectivamente. 86

Figura 4.3 – Perfis de potencial espontâneo pelo tempo obtidos com sonda utilizando eletrodos Pb-PbCl utilizando os espaçamentos longo **(a)**, N2 - 100 cm) e curto **(b)**, N1 - 50 cm) entre os eletrodos de medida. As corridas 2 e 3, em ambos os arranjos, são realizadas em situação ambiente, enquanto as medidas 5 e 6 foram realizadas após rebaixamento do nível de água no poço e durante sua recuperação. 88

Figura 4.4 – Circuito que integra as medidas de profundidade e do potencial elétrico na sonda. Utilizou-se uma placa Arduino UNO conectada ao encoder para registro da movimentação da sonda no poço, ao conversor analógico-digital (ADS 1115) e ao módulo MicroSD Card Adapter para armazenamento das leituras. Os códigos utilizados são apresentados no Apêndice II. 90

Figura 4.5 - Arranjo de campo montado para realizar a perfilagem geofísica do potencial espontâneo. Em superfície ficam localizados módulos de registro de dados e profundidade das leituras, enquanto no poço é movimentada uma sonda com dois espaçamentos entre os eletrodos de 50 cm e 100 cm, curto e longo, respectivamente. 91

Figura 4.6 - Localização do Sítio Controlado do IAG/USP e os poços utilizados para os testes de inferência do tipo slug. As distâncias entre os poços são de 10 e 20 m, entre P1-P2 e P2-P3, respectivamente (Adaptado de Porsani et al., 2004). Os resultados indicaram não haver conectividade entre os poços, conforme esperado pelo baixo valor para o comprimento crítico encontrado para as fraturas. 92

Figura 4.7 - Perfil litológico do poço P2 localizado no Sítio Controlado de Geofísica Rasa do IAG/USP onde foram realizados os primeiros testes de conceito da metodologia proposta. O poço é revestido ao longo das camadas sedimentares até 53 metros de profundidade e aberto até o fundo (80 m profundidade). A presença de uma camada espessa de argila siltosa entre 45 e 53 metros atua como uma barreira hidráulica para o fluxo entre as unidades aquíferas mais rasas e o sistema de fraturas mais profundo. 93

Figura 4.8 - Perfil óptico da parede do poço no intervalo aberto do poço P2 localizado no SCGR do IAG/USP. As linhas vermelhas indicam a localização de fraturas, os alfinetes indicam a orientação e inclinação das estruturas identificadas. As fraturas que apresentaram abertura aparente da ordem de 1 cm ou mais (apenas 4) estão indicadas pelos números I a IV indicados na figura. 96

Figura 4.9 - Perfis obtidos no poço P2 do SCGR do IAG/USP. (a) Representação das fraturas com aberturas aparentes mais expressivas, da ordem de centímetros, nas profundidades de 54, 56, 60 e 65 metros. (b) Perfis de eletrorresistividade normal com espaçamento de 16" (linha sólida) e 64" (linha tracejada). (c) Perfil de resistência pontual (Adaptado de Kowalski, 2017). 98

Figura 4.10 - Perfis elétricos obtidos no poço P2 do SCGR do IAG/USP. (a) Perfilagem do potencial espontâneo utilizando o espaçamento longo (100 cm)

durante a subida. R1 indica a curva relacionada à situação ambiente, enquanto as curvas R2, R3 e R4 foram obtidas durante a recuperação do nível de água no poço, após o rebaixamento. **(b)** Diferença do potencial espontâneo entre as corridas R2, R3 e R4 em relação aos valores em situação ambiente. **(c)** Perfis de resistividade elétrica normal (curta e longa) e resistência pontual. As profundidades indicadas pelos números I a IV estão correlacionadas com fraturas cujas aberturas aparentes são da ordem de centímetros (Kowalski et al., 2020)..... 102

Figura 4.11 - Variações pós-bombeamento do potencial espontâneo obtidos no poço P2 na profundidade de 56 metros, utilizando o espaçamento longo durante a descida da sonda, em relação ao potencial medido em situação ambiente. Foi realizado um ajuste linear para determinar o valor em que o potencial é nulo, neste caso 16.2 m, correspondendo ao valor de pressão aplicado sobre a fratura (Kowalski et al., 2020)..... 103

Figura 5.1 - Resultados experimentais obtidos em escala de laboratório ao simular uma perfilagem do potencial espontâneo (Mendonça et al., 2012). **(a)** Evolução das medidas do sinal SP após a substituição do eletrólito (ponto B) e mudanças em degraus de 20cm no gradiente hidráulico (ponto C), enquanto as medidas entre A e B foram monitoradas até atingir-se a estabilização do sinal. As curvas 1 e 2 representam medidas realizadas em dias consecutivos do potencial de origem eletrocinética, sendo apresentadas ampliadas em **(b)** e **(c)**, respectivamente. **(d)** Cálculo do parâmetro de acoplamento eletrocinético LS a partir da relação linear entre o potencial elétrico e a altura da coluna de água..... 107

Figura 5.2 - Arranjo experimental utilizado para simular medidas do potencial espontâneo em uma situação de poço interceptado por dois sistemas de fraturas. Os barriletes fixos A e B representam as cargas hidráulicas aplicadas a cada fratura,

enquanto o barrilete móvel C simula a carga hidráulica no poço. Medidores do nível da coluna de água estão conectados a cada um dos barriletes e fixados lado a lado em D, permitindo medir os gradientes hidráulicos. Uma roldana, indicada por F, permite deslocar verticalmente o barrilete central simulando condições de recuperação do nível de água após rebaixamento. Os eletrodos e as amostras estão conectados aos multímetros para as leituras na posição E, que será detalhada nos próximos parágrafos..... 108

Figura 5.3 - Esquema representativo da equivalência entre as superfícies específicas de uma amostra porosa e das interfaces geradas por uma fratura. Em ambos os casos, o contato entre a água de poro e os grãos minerais desenvolve uma dupla camada elétrica que totaliza uma mesma quantidade de carga, justificando a adoção de um modelo poroso na simulação do potencial eletrocinético em uma fratura (Carmona, 2021)..... 110

Figura 5.4 - Arranjo experimental utilizado para conectar (A e C) sistemas representando duas fraturas tendo em comum um barrilete representando o poço (B) conectado a um barrilete montado em um elevador. Os módulos D e E contém amostras cilíndricas de material cerâmico poroso, com eletrodos não polarizáveis em cada extremidade, conectados a voltímetros pelos cabos F..... 112

Figura 5.5 - Esquema do arranjo experimental utilizado para simular a perfilagem do potencial espontâneo de origem eletrocinética em um poço interceptado por duas fraturas F1 e F2. Cada fratura é conectada em uma extremidade a um barrilete e a um barrilete comum (poço) na outra extremidade. O barrilete comum é colocado em uma plataforma móvel que permite alterar a carga hidráulica no poço. Os valores de potencial espontâneo, ΔV_1 e ΔV_2 , foram medidos entre as extremidades de cada amostra utilizando um par de multímetros de alta impedância. 114

Figura 5.6 - Medidas do potencial elétrico nas células vermelha (F1) e azul (F2) para duas situações de cargas hidráulicas iniciais desconhecidas. (a) O barrilete azul (F1) foi deslocado em 8.25 cm; (b) O barrilete vermelho (F2) foi deslocado inicialmente em 8.25 cm.....	115
Figura 6.1 - Distribuição das nascentes e pontos de monitoramento na Bacia do Ribeirão das Posses em Extrema (MG). A nascente escolhida para estudo, N15, está localizada a sudeste da bacia e está identificada por um círculo amarelo (Adaptado de Josef, 2020).....	120
Figura 6.2 - Localização das linhas de caminhamento elétrico em torno da nascente N15.....	122
Figura 6.3 – Interpretação da seção ERT 06 e registros fotográficos dos afloramentos obtidos na vizinhança da nascente N15. (A) Perfil da distribuição de resistividade elétrica em subsuperfície e perfil interpretativo das unidades geoeletricas: 1 - Solo superficial com valores de condutividade associados à presença de raízes e vegetação; 2 - Solo seco com menor teor de matéria orgânica; 3 - Zona alterada, aumento da umidade com a profundidade até atingir a saturação; 4 - Rochas cristalinas; 5 - Matacão; (?) Profundidade até a rocha sã, ou camada 4, não atingida. (B) Solo superficial; (C) Fragmentos de rochas presentes na zona alterada; (D) Blocos de rochas presentes na zona alterada; (E) Nascente N15 entre fragmentos de rochas.....	124
Figura 6.4 - Posicionamento dos poços P1, P2 e P3 próximos à sede do Projeto Conservador de Águas, assim como as linhas ERT01 e ERT02 que foram utilizadas para escolher o local da perfuração (A) . Sistema de perfuração rotopneumático (B) e situação final dos poços à direita (C)	125

Figura 6.5 – Comparação entre as linhas ERT 02 (topo) e ERT 01 (base) com espaçamento entre os eletrodos de 3 e 4 metros, respectivamente. Foi necessário realizar o aumento no espaçamento para atingir as unidades geolétricas mais profundas e planejar as profundidades de cada um dos três poços perfurados. ... 126

Figura 6.6 – Perfil ERT 02 na nascente N9 onde foram identificadas as seguintes camadas: 1 – solo superficial com presença vegetação e raízes; 2 – solo mais seco com menor presença de matéria orgânica; 3 – Zona alterada; 4 – Rochas cristalinas. 126

Figura 6.7 - Perfil de eletrorresistividade ERT02 próximo à nascente N9 mostrando a localização dos poços (topo). Esquema em detalhe das unidades interceptadas pelos poços e perfil construtivo de cada poço (inferior). Os três poços são revestidos ao longo do horizonte saprolítico, enquanto o poço mais profundo (P1) foi completado de forma aberta, sem revestimento, ao longo do intervalo com rocha cristalina. 127

Figura 6.8 - Imagens obtidas pela inspeção por câmera do poço P1: **(A)** Nível de água estático em 1.3 metros de profundidade; **(B)** Final do revestimento em 26.15 metros; **(C)** Final do revestimento filmado pela câmera lateral; **(D)** Fundo do poço (sombra da câmera) em 63.42 metros. 129

Figura 6.9 - Perfil de imageamento acústico mostrando a amplitude das ondas refletidas na parede do polo, o tempo de trânsito e o perfil caliper associado. O gráfico do tipo tadpole representa cada fratura por um símbolo tipo alfinete, a coloração vermelha indicando aberturas maiores que 1 cm. A posição e orientação do alfinete indicam a orientação e inclinação das fraturas identificadas. 131

Figura 6.10 – Medidas heat pulse em condições de fluxo natural (linha azul) e induzido (linha vermelha), a profundidade dos pontos de medida tendo como base os perfis de imageamento acústico e caliper. As medidas de fluxo induzido foram realizadas com bombeamento constante de aproximadamente 2 l/min e com um nível dinâmico de 4.4 m.	133
Figura 6.11 – Correspondência em profundidade entre as imagens obtidas com a câmera de inspeção, os perfis de imagem acústica e as medidas de fluxo vertical em condições ambiente e induzido.	134
Figura 6.12 - Monitoramento do nível de água durante teste slug no poço P1. O cilindro de Nylon foi retirado após 6 horas do início do monitoramento. Para a estimativa de transmissividade do poço, ajustou-se linearmente os pontos do início do levantamento.....	135
Figura 6.13 – Perfis obtidos pela perfilagem heat pulse em condições ambiente (azul) e durante bombeamento constante (vermelho) no poço P1. Os pontos indicam o fluxo medido, enquanto a linha contínua e tracejada representam o modelo simulado e interpretado, respectivamente.....	138

Lista de tabelas

Tabela 4.1 – Fraturas identificadas a partir da interpretação das imagens obtidas pela sonda OPTV.....96

Tabela 6.1 - Parâmetros utilizados para o cálculo da transmissividade do poço P1 a partir do teste slug.....136

Tabela 6.2 – Distribuição das transmissividades e cargas hidráulica para a simulação com três zonas fraturadas contribuindo para o fluxo de água no poço..138

Capítulo 1 –

Introdução

Maçiços cristalinos são compostos por rochas de baixa porosidade primária, o que restringe o fluxo e armazenamento da água subterrânea às zonas fraturadas do meio (Busse et al., 2016). Um sistema conectado de fraturas funciona como canais preferenciais para o fluxo de água condicionando a produtividade dos recursos hídricos (Boisson et al., 2015), a construção de obras subterrâneas tais como túneis ou galerias de mineração (Stumm et al., 2013), a segurança de instalações para disposição de resíduos tóxicos ou rejeitos radioativos (Paillet, 1991; Selroos et al., 2002).

A perfilagem geofísica normalmente é empregada em estudos hidrogeológicos em maciços cristalinos, pois a heterogeneidade do meio fraturado produz variações nas propriedades físicas que podem ser medidas pelas sondas. Para levantamentos deste tipo, diversos métodos de perfilagem são aplicados, envolvendo medidas de resistividade elétrica, resistência pontual, emissão de raios gama, velocidade de ondas acústicas, entre outros, que permitem caracterizar as propriedades que condicionam a armazenagem e o fluxo em aquíferos (Keys, 1990). Diversos métodos de perfilagem geofísica fornecem parâmetros das fraturas através do imageamento ótico (Wild et al., 2002) ou acústico (Tingay et al., 2008) da parede do poço. Estes métodos permitem observar, por exemplo, a abertura das fraturas, mas não permitem a distinção entre fraturas hidráulicamente ativas ou não.

Sondas que realizam medidas de temperatura ao longo de poços permitem identificar fraturas que contribuem com o fluxo de água, pois a temperatura da água

no poço é diferente da temperatura da água na formação rochosa (Klepikova et al., 2011). Mais recentemente tem sido utilizadas sondas de ressonância magnética (*nuclear magnetic resonance*, NMR) que permitem determinar a quantidade de água na formação, fornecendo estimativas da distribuição de porosidade, através da amplitude do sinal, e de permeabilidade, através da análise do tempo de relaxação (decaimento do sinal) (Walsh et al., 2013). Uma das poucas grandezas físicas diretamente associadas ao fluxo de água em um meio poroso e que podem ser medidas em condições de poço é o que se denomina potencial eletrocinético, que em muitos casos pode ser medido pelo método do potencial espontâneo.

O método SP tem longa tradição na geofísica de poço (Schlumberger et al., 1934; Keys, 1990) sempre voltado ao estudo de reservatórios sob condições de alto gradiente de concentração entre o fluido de poro e o filtrado da lama de perfuração, que geram potenciais, com magnitude de 60 mV ou mais, facilmente mensuráveis. Para estudos hidrogeológicos com poços sem contraste de concentração, ou após prolongados testes de bombeamento, por exemplo, apenas potenciais de origem eletrocinética são observados. Entretanto, esses sinais são de magnitude muito baixa (< 10 mV) geralmente difíceis de serem medidos com sondas comerciais disponíveis.

Na maioria dos cenários de investigação, o potencial espontâneo resulta da combinação de dois potenciais elétricos: eletroquímico e eletrocinético (Telford et al., 1990). O primeiro ocorre quando existe uma diferença de concentração iônica entre a água de poro ("água de formação") e a parte da lama de perfuração que se infiltra nas unidades permeáveis. Por depender de um gradiente de concentração este sinal geralmente é detectável imediatamente após a perfuração do poço, antes que os testes de bombeamento substituam o fluido de perfuração pela água de

formação. A segunda contribuição está associada ao fluxo de água pelo meio poroso em decorrência de fenômenos eletrocinéticos associados ao desenvolvimento de uma dupla camada elétrica (*electrical double layer*, EDL) na interface dos minerais (Revil et al. 2012; Kirkby et al., 2016). O acúmulo de carga na EDL faz com que parte dos íons dissolvidos na água permaneça imobilizada na interface mineral, permitindo que um excesso de íons na zona difusa da EDL se desloque com o fluxo da água subterrânea. Esse deslocamento gera uma corrente elétrica de convecção que, por sua vez resulta em potenciais elétricos mensuráveis em condições propícias.

Portanto, o sinal do potencial espontâneo constitui uma fonte de informação para investigar o regime de fluxo através de medidas geofísicas indiretas. Essa abordagem, apesar de substanciada teoricamente e por ensaios de laboratório, não tem sido explorada na prática por motivos diversos que podem ser bem identificados. Primeiramente pela tradição em se aplicar a perfilagem SP em ambientes cujo potencial eletroquímico é predominante, com valores da ordem de centenas de miliVolts (reservatórios de petróleo e gás), portanto muito acima do ruído ambiental observado com sondas convencionais (Doll, 1948). Outro fato que pode explicar a dificuldade em se introduzir a perfilagem SP em estudos de hidrogeologia decorre da baixa aplicação da perfilagem em poços instáveis (colapsáveis), exigindo que a perfilagem seja efetuada enquanto predomina o potencial de origem eletroquímica. Para poços estáveis, tais como em rochas cristalinas ou sedimentos consolidados, o potencial eletrocinético que persiste tem magnitude comparada à precisão da sonda, impedindo que seja adequadamente medido (Kowalski, 2017).

Nesta Tese é apresentado um procedimento para realização de testes de campo utilizando a perfilagem do potencial espontâneo. Devido à baixa magnitude do sinal eletrocínético, foi aprimorada a parte instrumental de aquisição de dados adaptando a utilização de uma sonda para medidas elétricas de baixo ruído. Através da comparação dos dados de potencial espontâneo obtidos em um poço antes e depois do bombeamento (rebaixamento do nível do poço) investigou-se a possibilidade de se identificar quais os níveis de fraturas são hidraulicamente ativos e participam na circulação da água entre poço e a formação. Investigou-se também a possibilidade em se utilizar a polaridade do sinal SP para identificar o sentido do fluxo em fraturas ativas e a interpretação através dos modelos de gap para estimar a carga hidráulica aplicada sobre as fraturas. Tal como discutido no presente trabalho, a inferência sobre a carga hidráulica pode ser útil na distinção de fraturas conectadas com sistemas aquíferos livres ou confinados.

Em termos de organização, esta Tese apresenta no Capítulo 2 os métodos utilizados para caracterização do fluxo em terrenos cristalinos. O Capítulo 3 apresenta a metodologia desenvolvida para medição do sinal SP de origem eletrocínética e interpretação de resultados obtidos na perfilagem de poços. O Capítulo 4 apresenta testes de viabilidade para os procedimentos delineados no capítulo anterior, com base em estudos em poços do Sítio Controlado de Geofísica Rasa do IAG/USP. O Capítulo 5 apresenta resultados de experimentos em escala de laboratório explorando cenários com duas fraturas conectadas a um poço, situações não identificadas no teste de campo, mas de possível ocorrência em outros cenários. O Capítulo 6 apresenta resultados obtidos ao aplicar a perfilagem do potencial espontâneo em um estudo numa bacia de captação localizada próxima ao município de Extrema (MG), com interpretação dos resultados com base em

estudos geofísicos de superfície e de poço, bem como testes de conectividade e ensaios para determinação de parâmetros hidráulicos.

Capítulo 2 –

Métodos para caracterização hidrogeológica em terrenos cristalinos

Existem diversos métodos que podem ser aplicados na caracterização do fluxo de água em terrenos cristalinos fraturados, sendo a escolha do método adequado feita de acordo com a escala de investigação desejada. Em escala regional, na ordem de alguns quilômetros a dezenas de quilômetros, pode-se utilizar técnicas de sensoriamento remoto (Anbazhagan et al., 2011, Deep, et al., 2021), dados aeromagnéticos (Souza et al., 2010) ou análise estrutural em afloramentos (Barton, 1996). Em escalas menores, compreendendo entre dezenas até centenas de metros, são geralmente realizados estudos utilizando um ou mais poços, com dados de perfilagem geofísica ou testes hidráulicos (Le Borgne et al., 2006; Paillet et al., 2012).

Neste Capítulo serão abordados, com maior ênfase, alguns dos métodos que se mostram mais adequados à investigação na escala de alguns metros na vizinhança de um poço. Dessa maneira, este Capítulo não tem como objetivo realizar uma revisão bibliográfica do “estado da arte” a respeito dos métodos aplicados para estudos em rochas cristalinas fraturadas, mas apenas sobre os métodos que posteriormente serão utilizados para uma análise independente dos resultados obtidos no presente trabalho. Serão apresentados, assim, maiores detalhes sobre perfis elétricos de resistividade normal e resistência pontual, além de métodos que permitem formar imagens da parede do poço. Finalmente, serão detalhados os métodos de perfilagem que realizam medidas de propriedades da

água no interior do poço, tais como temperatura, condutividade elétrica e velocidade de deslocamento da água. Apesar de estar inserida na classe dos perfis elétricos, a perfilagem do potencial espontâneo será tratada em capítulo independente devido à sua relevância para a Tese apresentada.

2.1 Métodos de geofísica rasa

A geofísica rasa diz respeito aos métodos utilizados para investigação em subsuperfície das primeiras dezenas de metros próximos à superfície, geralmente utilizando métodos sísmicos, potenciais, elétricos e eletromagnéticos (Reynolds, 2011). Alguns métodos podem ser aplicados para estudos hidrogeológicos em terrenos cristalinos, principalmente para estender a representatividade de propriedades identificadas pontualmente através da perfilagem de poços ou ensaios com amostras recuperadas durante a perfuração. Levantamentos geofísicos de superfície costumam ser procedimentos relativamente rápidos e não invasivos, preservando as condições físicas e ambientais do local de estudo. Entretanto, como é inerente aos métodos geofísicos ou de investigação indireta em geral, a interpretação por meio dos modelos obtidos não garante unicidade quanto aos modelos obtidos, exigindo que os resultados sejam validados com dados independentes, por exemplo, resultantes de dados de poço ou integração de levantamentos com outros métodos de investigação.

Robert et al. (2011) aplicaram perfis elétricos para detectar zonas fraturadas hidráulicamente ativas em rochas carbonáticas onde seriam perfurados poços. A integração de perfis de eletrorresistividade e de potencial espontâneo foi correlacionada com a produtividade dos poços, reduzindo a ambiguidade dos

modelos obtidos somente com os dados de eletrorresistividade. Rizzo et al. (2004) utilizaram medidas do potencial espontâneo em superfície para monitorar a vizinhança de um poço durante e após o seu bombeamento. Os resultados mostraram a possibilidade de identificar a variação direcional da condutividade hidráulica em torno do poço bombeado considerado um modelo de aquífero ideal. Essa abordagem se mostrou adequada para representar os dados observados em superfície, no entanto sem considerações a respeito das propriedades individuais das fraturas interceptadas pelo poço e regime de fluxo em cada uma delas.

Em terrenos cristalinos, dependendo da espessura do perfil de alteração, a resolução das feições associadas às zonas fraturadas torna-se inviável por causa da atenuação do sinal geofísico. A atenuação de métodos elétricos e eletromagnéticos, por exemplo, depende da resistividade/condutividade elétrica do substrato (maior atenuação em terrenos condutivos). Considerando um perfil de intemperismo típico para regiões tropicais, como nos locais de estudo desta Tese, a aplicação de métodos elétricos (por exemplo, eletrorresistividade) permite atingir profundidades adequadas para caracterizar os processos hidrogeológicos das porções mais rasas em subsuperfície, da ordem de uma ou duas dezenas de metros utilizando técnicas modernas de tomografia elétrica (*Earth Resistivity Tomography*, ERT). Mesmo nesses casos, a resolução da “imagem tomográfica” (i.e.: secção de resistividade elétrica) decresce com a profundidade impedindo a identificação de fraturas ou intervalos com maior fraturamento.

2.1.1 Eletrorresistividade

Métodos elétricos de superfície têm sido utilizados como abordagem exploratória (ou de reconhecimento preliminar) em diversos problemas relacionados aos estudos da água subterrânea, principalmente por serem métodos não invasivos e constatação que variações de resistividade elétrica no substrato normalmente reconhecem unidades do substrato que podem condicionar processos hidrogeológicos (Barker, 2007; Robert, 2012). Os levantamentos em superfície dificilmente conseguem determinar individualmente as propriedades dos sistemas de fraturas (transmissividade hidráulica, por exemplo) sendo necessário utilizar métodos complementares de investigação, tais como a perfilagem geofísica e testes hidráulicos.

A maioria dos tipos rochosos nos estudos de hidrogeologia apresentam uma matriz mineral sólida e uma rede de poros que podem estar parcial ou plenamente interconectados, o espaço poroso parcial ou totalmente saturado com água. Na maioria das rochas porosas os grãos minerais são isolantes elétricos (baixa condutividade elétrica), a condutividade elétrica do meio assim condicionada pela condutividade elétrica da água de poro e pelas propriedades da dupla camada elétrica que se estabelece na interface dos grãos minerais em contato com a água de poro (Robinson et al., 2015). A condutividade elétrica σ_0 (Sm^{-1}) de um meio poroso na ausência de grãos condutores e com saturação parcial dos poros s_w pode ser descrita por (Revil et al., 2012)

$$\sigma_0 = \frac{s_w^n}{F} \left(\sigma_w + \beta_{(+)} \frac{Q_V}{s_w} \right) \quad (2.1)$$

sendo $\beta_{(+)}$ a mobilidade dos cátions na água de poro ($\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{V}^{-1}$) e Q_V a densidade volumétrica de carga na camada difusa (Cm^{-3}). A mobilidade dos cátions aumenta com a temperatura. O termo $F = 1/\phi^m$ é denominado “fator de formação”, tal como definido pela Lei de Archie (Archie, 1942), sendo ϕ a porosidade do meio, m o expoente de cimentação relacionado ao grau de compactação dos grãos e n o expoente de saturação. A condutividade elétrica da água de poro σ_w (Sm^{-1}) é função da mobilidade, carga elétrica (valência) e concentração das espécies iônicas em solução. A definição de condutividade elétrica apresentada na Eq. 2.1 é válida para levantamentos com baixas frequências (<10 Hz), a variação para frequências maiores dependendo das propriedades interfaciais e da constante dielétrica do meio (Revil et al., 2012).

A resistividade elétrica ρ_0 (ohm.m) é equivalente ao inverso da condutividade, $\rho_0 = 1/\sigma_0$, e representa a dificuldade imposta pelo meio ao fluxo de corrente elétrica. A relação entre a densidade de corrente J (Am^{-2}) e campo elétrico E (Vm^{-1}) é dada pela Lei de Ohm

$$J = \frac{E}{\rho_0} \quad (2.2)$$

O campo elétrico pode ser escrito como $E = -\nabla\psi$, equação que satisfaz a condição $\nabla \times E = 0$ para o limite de baixas frequências das equações de Maxwell, sendo ψ o potencial elétrico (V). A equação de continuidade garante que $\nabla \cdot J = 0$ nos volumes externos aos pontos de injeção/saída de corrente em que o divergente é não nulo, sendo positivo ou negativo dependendo do polo (positivo ou negativo) de corrente. A determinação do potencial elétrico ψ , para pontos externos às fontes de corrente, se dá pela solução da equação de Laplace

$$\nabla \cdot (\sigma_0 \nabla \psi) = 0 \quad . \quad (2.3)$$

Levantamentos com o método da eletrorresistividade (ER) utilizam eletrodos metálicos (aço inoxidável, frequentemente) conectados por cabos a um resistímetro que utiliza uma fonte (bateria ou gerador) para injetar corrente elétrica no substrato. A injeção de corrente no solo é realizada através de um par de eletrodos (“eletrodos de corrente”, geralmente designados por A e B), enquanto o potencial elétrico é medido com outro par de eletrodos (“eletrodos de potencial”, identificados por M e N). Equipamentos modernos possuem múltiplos canais de leitura e podem obter, simultaneamente, medidas do potencial em diversos pares de eletrodos de potencial enquanto um par de eletrodos AB opera ativamente, permitindo adquirir um número maior de dados em tempos reduzidos (algumas horas, dependendo do sistema). Ao utilizar arranjos de campo, é possível determinar a resistência R [ohm], denominada “resistência de transferência”, a partir da medida da corrente elétrica aplicada I (A) nos eletrodos A e B e da diferença de potencial V_{MN} (V) entre os eletrodos M e N que se estabelece em resposta. Usando a Lei de Ohm $V_{MN} = RI$ a resistência de transferência é obtida. Para uma amostra cilíndrica com comprimento L e área da seção A , a resistência é dada por

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad , \quad (2.4)$$

a constante ρ (ohm.m) sendo definida como resistividade do material. Considerando um semi-espço homogêneo, pode-se calcular o potencial elétrico em um ponto P pela resolução da equação de Laplace em coordenadas esféricas

$$\psi(P) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) \quad (2.5)$$

sendo r_A e r_B as distâncias do ponto P aos eletrodos A e B de corrente.

No caso de um meio heterogêneo, como geralmente são os cenários estudados, é possível definir a resistividade aparente ρ_a (ohm.m) a partir da multiplicação da diferença de potencial medida V_{MN} pelo fator geométrico $\rho_a = V_{MN}K$. O fator geométrico K está relacionado com o arranjo dos eletrodos e, portanto, a resistividade aparente varia em função da configuração dos eletrodos. Diferentes configurações para o posicionamento dos eletrodos foram propostas para medidas de eletrorresistividade, possuindo cada arranjo uma sensibilidade distinta para detectar diferentes tipos de descontinuidade no substrato (Parasnis, 1996).

Ao fim dos levantamentos, os valores de resistividade aparente são representados graficamente de acordo com o fator geométrico para gerar pseudosseções de resistividade. Para obter uma seção com as resistividades dos materiais no substrato, a partir dos dados de resistividade aparente ou pseudosseções de resistividade, aplica-se o procedimento conhecido como inversão de dados (Binley & Kemna, 2005; Carrera et al., 2005). A inversão de dados de eletrorresistividade obtidos com sistemas automatizados de comutação de eletrodos tem se disseminado na literatura pela denominação de tomografia da resistividade elétrica. Estes processos costumam utilizar abordagens determinísticas para encontrar o modelo de distribuição de resistividade que melhor corresponde aos dados obtidos em campo, minimizando o erro propiciado pelos modelos através de interações que são truncadas quando se atinge um valor pré-determinado de ajuste aos dados. Revil et al. (2012) apresentam um exemplo de inversão determinística, utilizando vínculos de suavização, para uma pseudosseção de resistividade aparente (Figura 2.1). Percebe-se neste exemplo que a posição das heterogeneidades em subsuperfície (Figura 2.1a), representadas por dois

quadrados, é recuperada, mas com os valores de resistividade distorcidos (Figura 2.1c). A secção de resistividade obtida com a inversão dos dados melhor posiciona a variação de resistividade nas feições anômalas, com contraste em relação a um substrato homogêneo, tal como no modelo considerado.

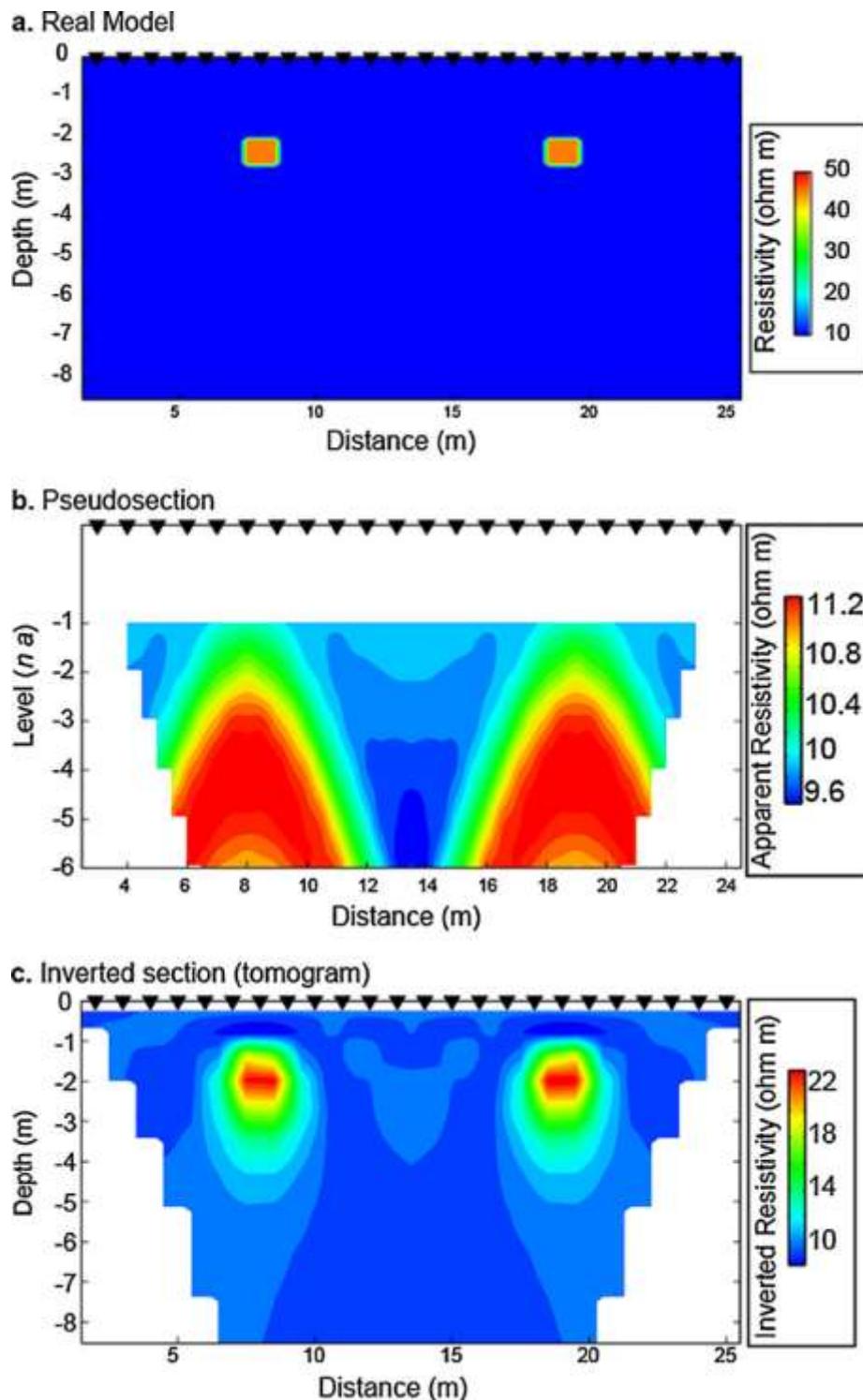


Figura 2.1 - Exemplo de inversão utilizando uma abordagem determinística e com vínculos de suavização. (a) Distribuição real da resistividade elétrica. (b) Pseudosseção obtida em função do arranjo dos eletrodos (triângulos em superfície). (c) Seção de resistividade elétrica invertida. (Revil et al., 2012).

2.2 Perfilagem geofísica de poços

Poços e furos de sondagem fornecem informações pontuais sobre os materiais geológicos perfurados, permitindo diferentes tipos de amostragem (testemunho, amostras de calha, etc.), dependendo do método de perfuração utilizado. Outro aspecto é que as amostras de perfuração podem não representar propriedades que se estendem por dezenas de metros (ou mais) além do local perfurado. Além de fornecer amostras para descrição do material geológico, as perfurações podem ser utilizadas para realizar a perfilagem geofísica e testes em poços. A perfilagem geofísica é um método adequado à investigação hidrogeológica, pois permite que sejam realizadas medições contínuas ao longo de poços, determinando diferentes propriedades físicas ao longo do meio investigado (Johnson e Williams, 2003). Os levantamentos de perfilagem geofísica consistem em descer, pelo interior de poços ou furos de sondagem, sondas contendo diferentes sensores que registram e enviam para dispositivos em superfície as medições obtidas em profundidade. As primeiras aplicações da perfilagem geofísica foram motivadas pela produção de petróleo e gás, o primeiro método desenvolvido obtendo medidas de resistividade elétrica e do potencial espontâneo em bacias sedimentares visando identificar camadas mais resistivas, potencialmente portadoras de hidrocarbonetos (Schlumberger et al., 1934). No estudo de reservatórios, a interpretação de dados de resistividade elétrica permitiu delimitar

com precisão os diferentes horizontes litológicos 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 et al., 1990).

Diferentes arranjos podem ser utilizados na perfilagem geofísica, sendo o mais utilizado aquele que consiste em descer uma sonda com todos os sensores acoplados em um poço já perfurado, procedimento que é conhecido como perfilagem *slimhole* em estudos de investigação rasa (Figura 2.2a). Também é possível realizar o registro dos dados durante a perfuração em camadas não consolidadas através de sensores acoplados na haste de perfuração (“*measuring while drilling (MWD)*” ou “*direct push*”), sendo geralmente realizadas medições da pressão e/ou resistividade elétrica (Figura 2.2b). Também é possível combinar equipamentos em superfície com sondas dentro dos poços (Figura 2.2c), como no método sísmico paralelo, por exemplo, em que a fonte das ondas ocorre em superfície enquanto uma sonda em diferentes profundidades gera um perfil da distribuição de velocidades acústicas (Gandolfo et al., 2015). Finalmente, também é possível utilizar configurações que utilizam sensores e/ou transmissores distribuídos

em mais de um poço (Figura 2.2d), como no caso de investigações de radar, onde uma antena emissora fica localizada em um poço enquanto outra receptora fica em um poço vizinho (Axtell et al., 2016).

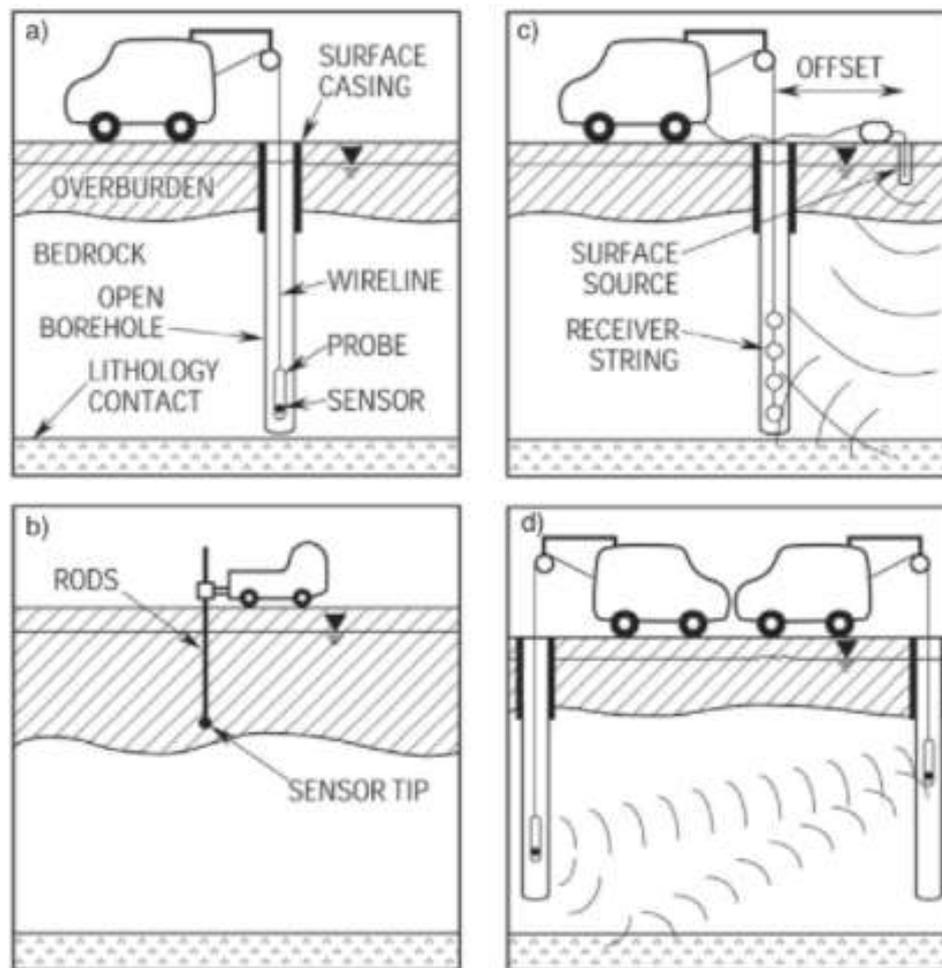


Figura 2.2 – Representação esquemática de quatro diferentes classes de perfilagem. (a) Perfilagem tradicional utilizando uma sonda em um único poço (slimhole). (b) Levantamento direct push onde sensores são inseridos em subsuperfície por hastes rígidas. (c) Arranjo de poço e superfície, permitindo investigar um volume em subsuperfície além da vizinhança do poço com o deslocamento da fonte em superfície. (d) Perfilagem com arranjo poço-poço, ou seja, uma sonda emissora se desloca em um poço enquanto outra se movimenta em outro poço, investigando a região entre os poços (Paillet & Ellefsen, 2005).

O equipamento básico para realizar a perfilagem consiste em um guincho com cabo multicanal de comprimento compatível com a profundidade a ser

perfilada, 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 através do qual os parâmetros de aquisição são configurados, permitindo o monitoramento da aquisição em tempo real. 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 guincho elétrico que movimenta a sonda e o sistema de aquisição de dados são alimentados por baterias de 12 V ou por ligação direta à rede elétrica. Os métodos que serão descritos com maior detalhe neste Capítulo foram aqueles utilizados durante a pesquisa, sendo todos na categoria de perfilagem *slimhole*, cuja aplicação tem sido mais difundida em estudos hidrogeológicos.

2.2.1 Perfilagem de resistividade elétrica normal

A perfilagem de resistividade elétrica normal (*normal-resistivity logging*) 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, assim, pela formação. Esse eletrodo de corrente normalmente 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 também em superfície. Para evitar efeitos de polarização elétrica, que distorcem a leitura de potencial, a corrente aplicada ao meio é do tipo alternado (baixa frequência) (Hearst e Nelson, 1985). O espaçamento entre os eletrodos de

corrente (A) e de potencial (M), por padronização das sondas de perfilagem, é de 16" e 64", conhecidos como curto (*short normal*, ou normal-16) e longo (*long normal* ou normal-64) respectivamente. A Figura 2.3 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.

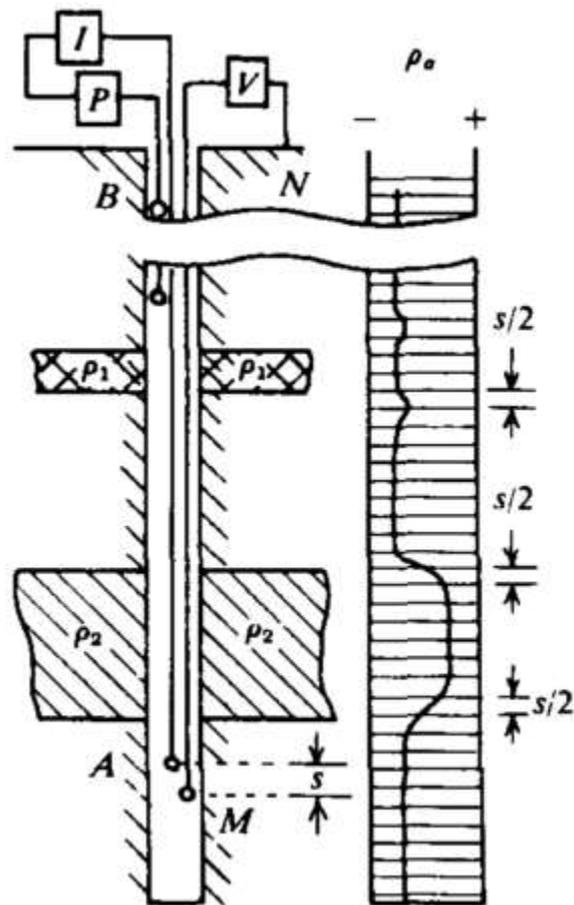


Figura 2.3 – Esquema ilustrativo da perfilagem normal para determinar a resistividade elétrica em camadas fina (ρ_1) e espessa (ρ_2). s é o espaçamento entre os eletrodos A e M , o ponto P representa uma bateria ou outra fonte de energia elétrica, e os pontos I e V realizam medidas da corrente e do potencial elétrico resultante (Adaptado de Telford et al., 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, 1985) para os métodos elétricos em geofísica

$$\nabla \cdot J = I\delta(0) \quad . \quad (2.6)$$

Na Eq. 2.6, $\delta(0)$ (delta de Dirac) assume valor unitário para $r = 0$, portanto, com corrente I , e zero nos outros pontos (sem fontes de corrente). Considerando que o campo elétrico pode ser escrito como $E = F/q$, ou seja, uma relação entre a força elétrica agindo em uma carga q e que a densidade de corrente elétrica é dada por $J = E/R$, substituindo na Eq. 2.6 obtemos:

$$\nabla \cdot \left(\frac{1}{R} \nabla \psi \right) = \nabla \left(\frac{1}{R} \right) \cdot \nabla \psi + \frac{1}{R} \nabla^2 \psi = -I\delta(0) \quad (2.7)$$

o que nos leva à equação de Laplace

$$\nabla^2 \psi = 0 \quad (2.8)$$

considerando meios homogêneos com resistividade R .

O potencial elétrico pode ser determinado integrando o campo elétrico e assumindo que a densidade de corrente J distribuída ao longo da área da esfera

com raio $r > 0$ deve se equiparar à corrente I . 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

$$\psi(r) = - \int_{\infty}^r E dr' = - \int_{\infty}^r RJ dr' = - \int_{\infty}^r \frac{RI}{4\pi r'^2} dr' = \frac{RI}{4\pi r^2} \quad (2.9)$$

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:

$$V_{MN} = \frac{RI}{4\pi} \left(\frac{1}{r_M} - \frac{1}{r_N} \right) \quad (2.10)$$

O potencial elétrico é calculado de forma semelhante ao arranjo em superfície (Eq. 2.5), mas considerando a geometria esférica do problema obtém-se termo 4π no lugar de 2π . 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 afetado por um volume maior do meio, porém com menor resolução. Retomando o esquema ilustrado na Figura 2.3, podemos encontrar a resistividade aparente (ρ_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)

$$\rho_a \cong \left(\frac{4\pi\Delta V}{I} \right) (AM) \quad (2.11)$$

Tal como em medidas em superfície, o termo resistividade aparente deve ser utilizado, pois a Eq. 2.11 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 das 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 geológicas 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 (SPR - *Single Point Resistance*) é obtido utilizando apenas um par de eletrodos, um eletrodo instalado na superfície do terreno e outro na sonda que se desloca ao longo do poço. As medidas de resistência elétrica são tomadas entre as duas terminações com eletrodos. Medidas obtidas nestes levantamentos estão sujeitas às variações do diâmetro do poço assim como à presença de lama de perfuração na coluna do poço, e podem ser avaliadas em função da Lei de Ohm (Eq. 2.2). Mais importante é que a resistência assim medida é condicionada pela resistividade elétrica na vizinhança dos eletrodos, a uma distância da ordem de 1 a 2 diâmetros do eletrodo propriamente dito (Keys, 1990). Nessas condições, o valor medido é muito influenciado pela

vizinhança dos locais em que os dois eletrodos estão colocados. Como o eletrodo em superfície permanece fixo, a variação de resistência entre as duas terminações dependerá basicamente da resistividade na vizinhança do eletrodo móvel que percorre o 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 produzidas por camadas muito finas ou intervalos com maior densidade de fraturas eventualmente interceptados pelo poço.

A variação de resistência elétrica com a profundidade expressa, assim, um parâmetro que é efetivo para discriminar camadas finas ou intervalos com fraturas. Por outro lado, as medidas SPR não permitem uma interpretação quantitativa, por exemplo, baseada na lei de Archie, já que a propriedade medida não depende exclusivamente das propriedades dos materiais, mas também da configuração da sonda, das condições do eletrodo de referência e da resistência de contato dos eletrodos com o meio. Valores diferentes em perfis SPR, por exemplo, são obtidos com sondas diferentes, embora mostrando variações relativas perfeitamente comparáveis.

Uma limitação do perfil SPR decorre de 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, impedindo a identificação de camadas finas (Keys, 1990). Para estudos hidrogeológicos em terrenos cristalinos, a interpretação de perfis SPR permite delimitar mudanças na litologia com alta capacidade de resolução vertical (Figura 2.4). De um modo geral, a perfilagem SPR é um método muito utilizado para detectar fraturas em rochas cristalinas (Paillet, 1991; Keys, 1990).

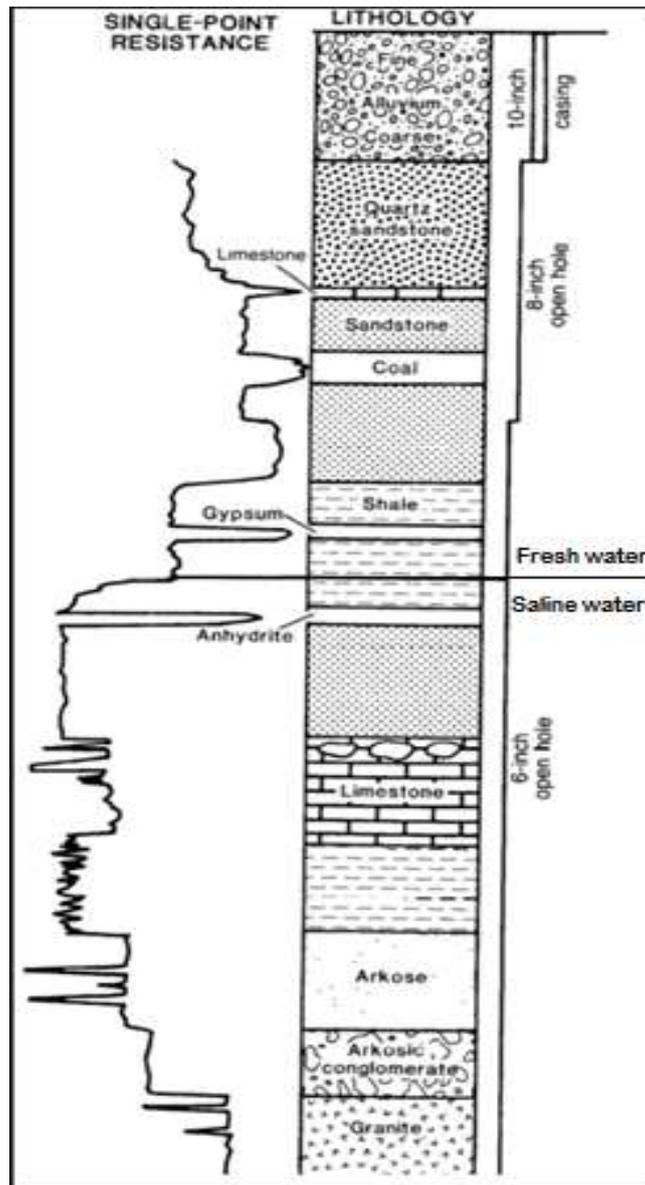


Figura 2.4 – Perfil esquemático com diversas unidades litológicas e variações do diâmetro do poço e a curva representando a resposta relativa de acordo com essas mudanças ao aplicar o método SPR (Adaptado de Keys, 1990).

2.3 Métodos de imageamento da parede do poço

A obtenção de imagens da parede do poço fornece informações úteis no estudo de fraturas, pois permite identificar a posição destas estruturas, assim como suas orientações, inclinações e aberturas aparentes (Abdideh & Amanipoor, 2012).

É importante destacar que a abertura aparente identificada nos perfis de imageamento, por serem afetadas pelas operações de perfuração, podem não corresponder à abertura real que condiciona sua transmissividade hidráulica. As condições de perfuração e propriedades do meio perfurado afetam a abertura que efetivamente é observada na imagem. Os principais métodos de imageamento da parede do poço compreendem dispositivos tais como câmera de inspeção para avaliação geral das condições de poço ou equipamentos de imageamento digital para análises quantitativas a respeito do grau de fraturamento e caracterização das fraturas no meio.

2.3.1 Câmera de inspeção

A perfilagem utilizando uma câmera de inspeção é geralmente realizada para uma avaliação inicial das condições do poço, buscando identificar possíveis obstruções para a descida de sondas, assim como intervalos de profundidade com maior interesse para levantamentos específicos com sondas que medem o fluxo vertical da água no interior do poço. A filmagem também permite identificar aspectos construtivos do poço, tais como: conexão entre os tubos de revestimento, base do intervalo com revestimento, profundidade do poço e o nível de água. Este tipo de equipamento não fornece imagens orientadas, não permitindo assim realizar uma interpretação quantitativa a respeito da orientação de fraturas ou contato entre camadas, por exemplo.

2.3.2 Perfilagem do imageamento ótico

A perfilagem óptica foi desenvolvida em 1987 e somente passou a ser utilizada na investigação de águas subterrâneas quando foram desenvolvidas tecnologias que permitiram utilizar a ferramenta junto a diferentes sistemas de aquisição já existentes (Williams e Johnson, 2004). A câmera que é acoplada na sonda registra imagens digitais em 360° da parede do poço, continuamente ao longo de sua extensão, permitindo identificar contatos litológicos, horizontes fraturados e dados construtivos (intervalo revestido, indícios de vazamento entre módulos de revestimento). A análise quantitativa das imagens fornece a abertura visual aparente 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).

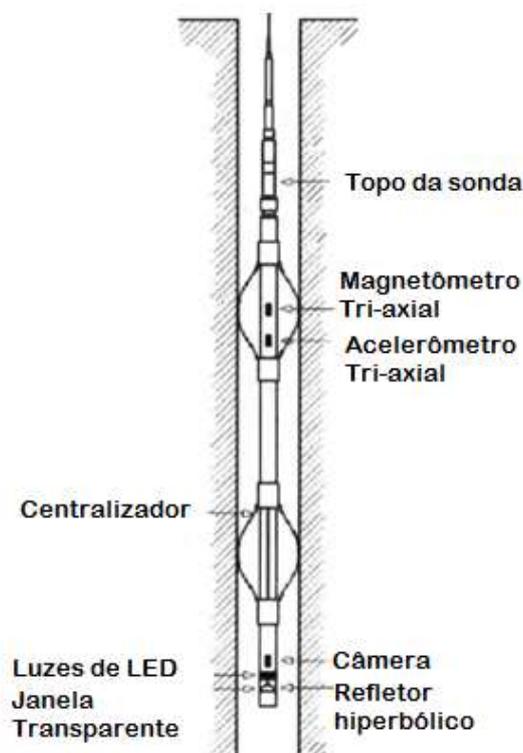


Figura 2.5 – Esquema de sonda de perfilagem óptica para imageamento da parede do poço. Os centralizadores são compostos por materiais não magnéticos para evitar distorções na orientação da sonda com base nos sensores de campo magnético (Adaptado de Wild et al., 2002).

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 senóides (Figura 2.6).

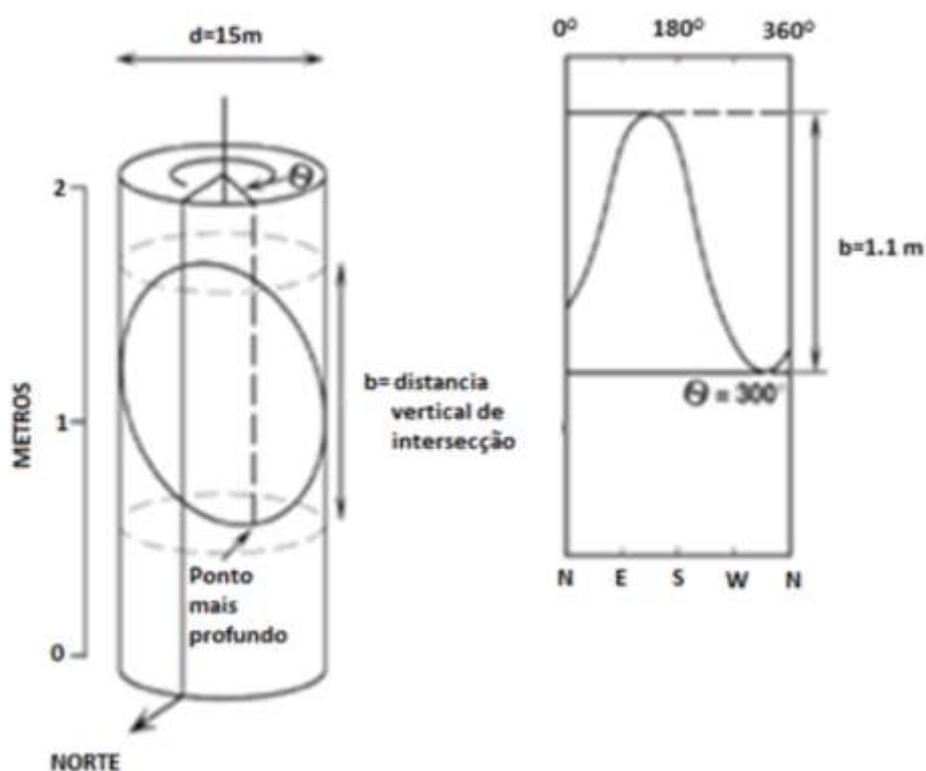


Figura 2.6 – Representação de uma fratura interceptada pelo poço e sua projeção planificada. b representa a distância vertical de entre os pontos que interceptam a fratura e θ é o ângulo que define a orientação da fratura (Adaptado de Paillet e Ellefsen, 2005).

A partir da distância do traço da fratura na parede do poço b e considerando que o diâmetro do poço d é conhecido, é possível determinar a inclinação (ou mergulho), I_m , da fratura, junta ou contato segundo

$$I_m = \tan^{-1} \left(\frac{b}{d} \right) \quad (2.12)$$

os termos b e d tais como ilustrados na Figura 2.6. O azimute, A_z , é calculado pela projeção da fratura no plano horizontal, tendo como referência a orientação de Norte determinada pelos sensores tri axiais de campo magnético. O azimute de uma fratura ou plano de contato é tal que

$$A_z = \theta - 90^\circ \quad (2.13)$$

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

2.3.3 Perfilagem do imageamento acústico (HRAT)

A perfilagem de imageamento acústico fornece uma imagem contínua e orientada do poço através do registro da amplitude e tempo de deslocamento de um pulso ultrassônico induzido que é captado por um espelho rotativo para cobrir toda a parede do poço (Figura 2.7). Através da interpretação das imagens obtidas, é possível distinguir estruturas como fraturas, quebras da parede do poço oriundas da perfuração, entre outras aplicações. O método necessita que o poço esteja preenchido por água ou lama de perfuração para que as ondas se propaguem, o que acaba sendo uma limitação para poços com nível estático muito profundo.

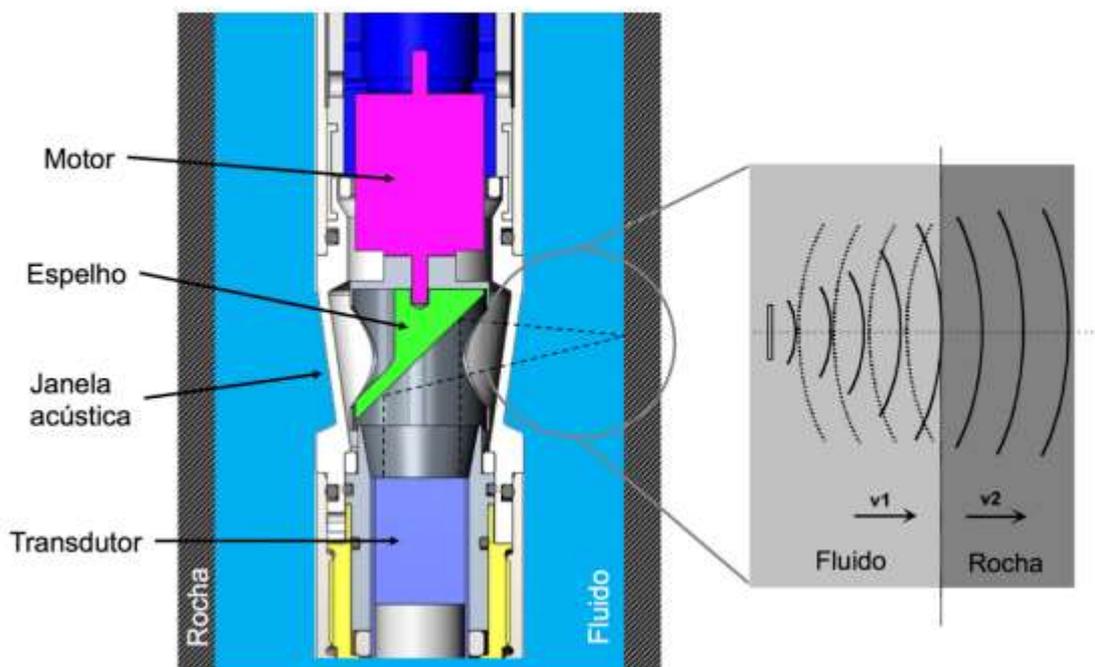


Figura 2.7 - Esquema dos componentes instalados na sonda de imageamento acústico e como o pulso ultrassônico se propaga pelo fluido e rocha, sofrendo reflexão na interface correspondente à mudança do material (Barbosa, 2019).

2.4 Perfilagem *Heat-Pulse Flowmeter*

Este método permite obter informações sobre as zonas mais transmissíveis interceptadas pelo poço, a direção do fluxo de água e, por tratamento quantitativo dos dados, a distribuição de cargas hidráulicas das zonas identificadas. Estes parâmetros são os mesmos que se pretende estimar através do procedimento proposto para interpretação do potencial espontâneo utilizando um método passivo, sem estímulo por bombeamento, e com medidas contínuas ao longo de todo o poço.

A sonda *heat pulse flowmeter* realiza medidas do fluxo de água vertical em intervalos discretos ao longo de um poço, permitindo detectar fluxos relativamente pequenos, menores que 5 litros/min, comuns para fraturas em rochas cristalinas

(Tselentis, 1984; Paillet et al. 1987). Medidas do fluxo vertical dentro de poços permitem identificar zonas fraturadas hidraulicamente ativas e determinar propriedades hidráulicas destes intervalos (transmissividade e gradientes hidráulicos), dados fundamentais para a construção de modelos hidrogeológicos (Busse et al., 2016).

Para realizar as medidas de fluxo, a sonda consiste em uma pequena malha de resistências que aumentam a temperatura do fluido do poço (Hess, 1986; Molz et al., 1994). Sensores localizados acima e abaixo desta grelha detectam o fluido aquecido caso exista fluxo vertical no poço (Figura 2.8). O tempo decorrente para que esta porção de água aquecida um dos sensores é convertida em medidas de fluxo, geralmente litros por minutos (Hess & Paillet, 1990). Para obter medidas das transmissividades de zonas fraturadas ou das pressões aplicadas às fraturas é necessário realizar levantamentos em condição ambiente e compará-las com medidas feitas após perturbar o poço, geralmente através do bombeamento de água do poço (Paillet, 1998). Para obter dados adequados e confiáveis, a sonda deve ser centralizada utilizando-se centralizadores mecânicos e confinando o fluxo induzido integralmente pelo interior do equipamento através do uso de *diverters* (Paillet, 2004).

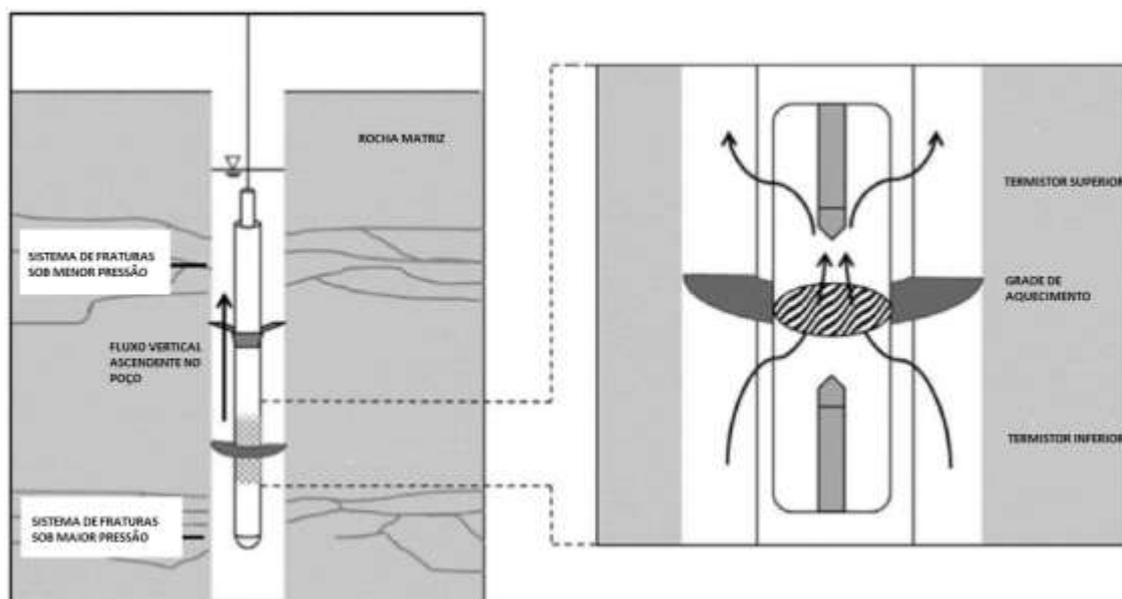


Figura 2.8 – Esquema ilustrativo do funcionamento de uma sonda *heat pulse flowmeter*. A diferença de pressão entre zonas fraturadas resulta uma movimentação da água ao longo do poço que pode ser determinada através da análise do tempo que uma fração de água aquecida leva para atingir um dos termistores instalados dentro da sonda (Adaptado de Busse et al., 2016). O tempo de medida e grau de aquecimento são dimensionados para desconsiderar efeitos convectivos resultantes do aquecimento.

Apesar do uso deste tipo de sonda apresentar muitas vantagens em termos de detecção de fluxo existem alguns pontos que tornam os levantamentos *heat pulse* complexos. Para garantir que o fluxo vertical medido no poço seja resultado da entrada ou saída de água pelas fraturas investigadas são usados *packers* que são inflados e isolam do resto do poço o intervalo em que se aplica o teste. O uso de *packers* requer uma logística de campo mais demorada e a necessidade de monitoramento de pressão, para garantir que suas instalações estejam adequadas, requerendo assim um maior número de sensores a serem monitorados (Monier-Williams et al., 2009; Barbosa, 2019).

A análise quantitativa dos dados é realizada por programas que realizam uma seleção automática dos picos que surgem como resposta do aquecimento dos transistores. Porém, em cada ponto de medida é preciso aguardar o repouso da sonda, pois sua movimentação pode gerar picos ruidosos, além de obter no mínimo três pontos de medidas em cada profundidade. Um exemplo típico dos resultados obtidos em um levantamento tipo *heat pulse* é apresentado na Figura 2.9.

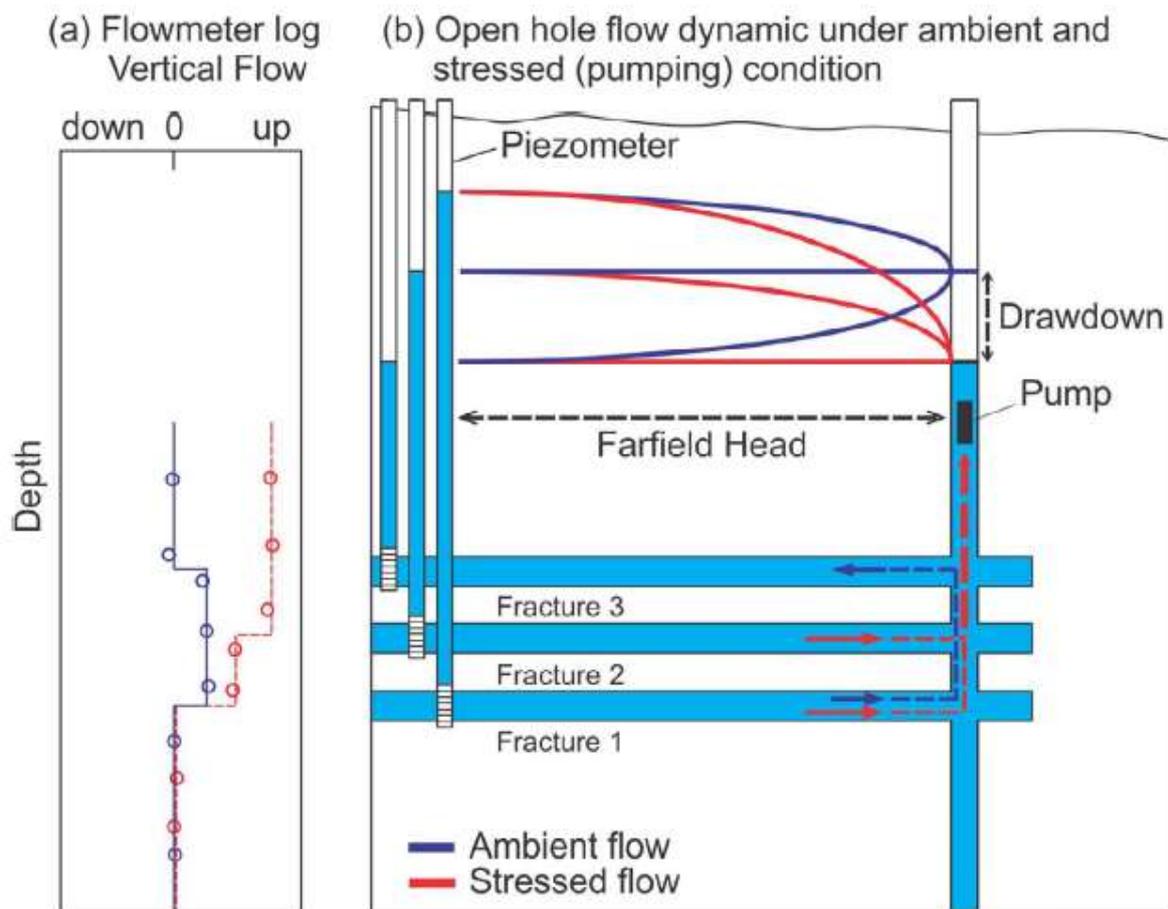


Figura 2.9 – Esquema representando um levantamento com sonda *heat pulse* em poço em um aquífero fraturado interceptado por três fraturas. (a) Perfis de fluxo em situação ambiente (azul) e durante o bombeamento (vermelho). (b) Modelo para um sistema de fluxo em três fraturas sob condição ambiente e durante o bombeamento (Barbosa et al., 2020).

2.5 Testes hidráulicos em poços

2.5.1 *Slug test*

Testes do tipo *slug* têm sido amplamente utilizados para obter informações hidráulicas de materiais geológicos na vizinhança de poços, tais como condutividade hidráulica e transmissividade. Algumas vantagens deste método incluem, por exemplo, uma pequena quantidade de equipamentos, minimização de descarga de água em zonas contaminadas e a possibilidade de ser utilizada em materiais de baixa permeabilidade. O procedimento do teste consiste em registrar inicialmente o nível estático do poço, em seguida causa-se um deslocamento “instantâneo” da coluna de água no poço tanto pela remoção ou inserção de um volume de algum material sólido (ou água), monitorando a recuperação do nível de água até seu valor estático com um monitor de nível (Figura 2.10).

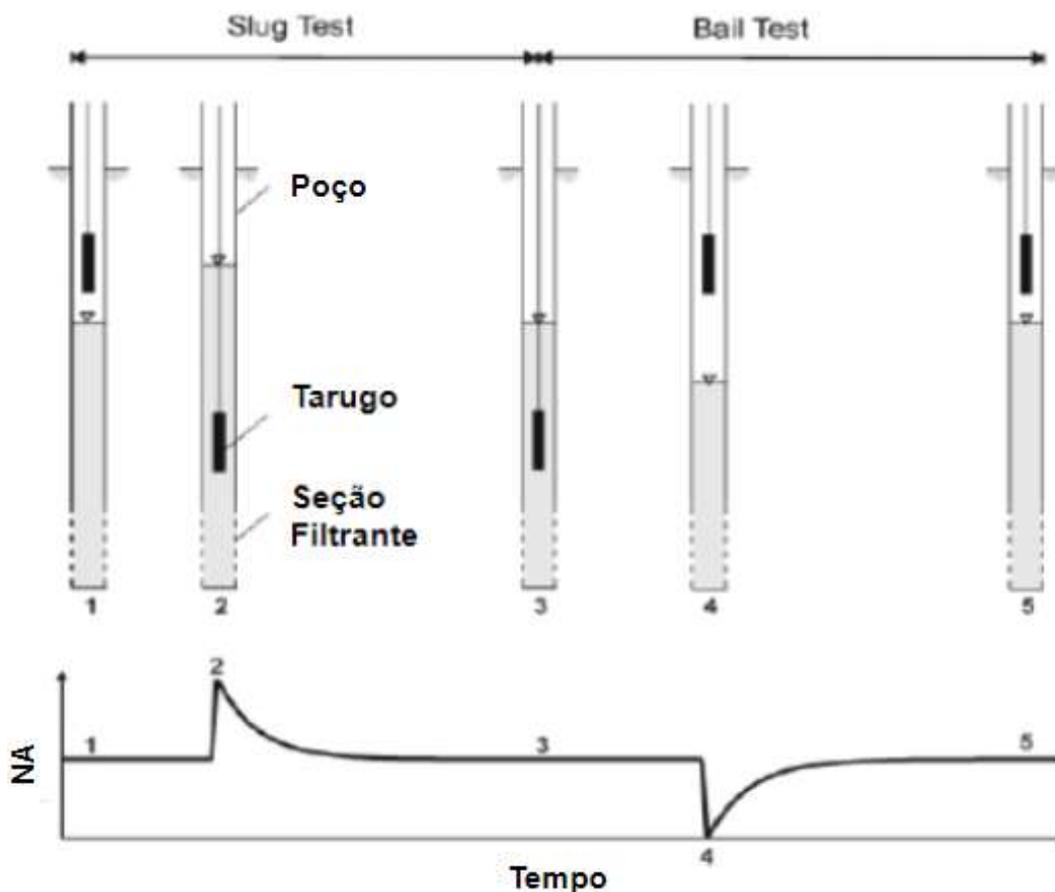


Figura 2.10 - Representação esquemática de um teste slug-bail. (1) Situação ambiente, indicando nível estático do poço. (2) Um tarugo sólido é inserido instantaneamente na água do poço, forçando a entrada da água na formação. (3) O nível estático é recuperado após um período de tempo. (4) Retira-se instantaneamente o tarugo de dentro do poço, causando um rebaixamento do nível de água. (5) Após um novo período de tempo o nível estático é recuperado. As medidas de controle do nível de água no poço durante o levantamento podem ser feitas de maneira manual ou automatizada (Adaptado de Clark, 2003).

A quantidade de equipamentos para realizar este tipo de teste é relativamente pequena, consistindo em uma fita elétrica ou transdutor de pressão para realizar as medidas do nível de água estático e dinâmico, um cronômetro de precisão para medidas do tempo após a perturbação do nível de água no poço. Com o monitoramento adequado da recuperação do nível de água é possível modelar os dados utilizando diferentes modelos, sendo os mais comuns Horsvlev (1951) e Bower & Rice (1976), que permitem estimar a transmissividade do material em uma vizinhança próxima ao poço.

2.5.2 Ensaios com obturadores

Um dos principais métodos utilizados para obter informações sobre as propriedades hidráulicas de fraturas interceptadas por um poço é feito através de ensaios com obturadores ou *packers* (Barbosa, 2019). Neste tipo de ensaio, intervalos específicos ao longo de um poço são isolados por obturadores pneumáticos ou mecânicos, permitindo realizar testes hidráulicos ou coleta de amostras nestes intervalos e determinar, por exemplo, o gradiente hidráulico e a transmissividade de cada fratura ou zona fraturada (Quinn et al., 2011; Barbosa et al., 2020). Apesar de ser um dos métodos mais precisos na determinação de

parâmetros como transmissividade e carga hidráulica de zonas fraturadas, este método apresenta alguns pontos que merecem atenção. O intervalo testado nem sempre permite isolar somente uma fratura, principalmente quando a densidade de fraturamento é elevada, já que por limitações dos equipamentos, intervalos de ordem centimétrica não podem ser monitorados individualmente. Outro ponto está relacionado com o tempo demandado para realizar os ensaios, uma vez que é necessário inflar (e desinflar) os obturadores em cada intervalo de profundidade realizando testes de vedação, resultando muitas vezes em um procedimento demorado. Outra questão está relacionada à disponibilidade de equipamentos e conhecimento disponíveis no Brasil para aplicar este método (Barbosa, 2019).

Capítulo 3 –

Fenômenos eletrocinéticos na caracterização de fluxo em fraturas

O método geofísico do potencial espontâneo realiza medidas da distribuição do potencial elétrico que ocorre naturalmente na superfície ou substrato terrestre utilizando arranjos de eletrodos em superfície e/ou poços. As leituras de potencial são realizadas com eletrodos não polarizáveis, geralmente acoplados ao solo com uma pasta de bentonita nos levantamentos de superfície ou eletrodos metálicos instalados em sondas para a perfilagem de poços. Como esses sinais elétricos são gerados em subsuperfície, as medidas de SP podem fornecer informações sobre o transporte de massa, carga elétrica ou energia (térmica, eletroquímica) pelo meio (Revil et al., 2012).

Diversos estudos apresentam aplicações do potencial espontâneo utilizando arranjos com eletrodos em superfície para mapear variações na distribuição do potencial elétrico que resultam do bombeamento de água em condições de campo (Revil et al., 2002; Rizzo et al., 2004; Suski, 2004) ou em escala de laboratório (Mendonça et al., 2012; Vasconcelos et al., 2014). Um número bem menor de trabalhos se referem à aplicação da perfilagem do potencial espontâneo na caracterização de aquíferos fraturados (Suski et al., 2008; Lee & Kim, 2015), em nenhum dos casos os perfis de potencial espontâneo monitorados durante a recuperação do nível de água no poço ou objetivando identificar níveis com fraturas mais transmissíveis ou estimativas carga hidráulica. Esta Tese tem como objetivo explorar a possibilidade em se utilizar a perfilagem SP visando isolar os efeitos

eletrocinéticos resultantes do rebaixamento do nível de água no poço para, com isso, caracterizar o fluxo em fraturas. Esse Capítulo apresenta os princípios da perfilagem geofísica do potencial espontâneo, a teoria referente aos potenciais eletroquímico e eletrocinético de maior interesse nos estudos de hidrogeologia e procedimentos para utilizar os sinais SP de origem eletrocinética para identificar fraturas hidráulicamente ativas, inferências a respeito do sentido do fluxo (entrada ou saída para o poço) e estimativas da carga hidráulica atuante em diferentes fraturas ao longo do poço.

3.1 Método do Potencial Espontâneo

O sinal do potencial espontâneo pode ter origem em diferentes processos, os principais mecanismos se enquadrando nas classes de fenômenos eletroquímicos e eletrocinéticos, mas também decorrentes processos redox de transferência de carga elétrica em terrenos contendo minerais com condução eletrônica (Telford et al., 1990; Lowrie, 2007). De maneira geral, as fontes eletroquímicas estão associadas à diferença de concentração iônica entre a água que preenche os poros da formação e a água no interior do poço, enquanto os sinais de origem eletrocinética estão associados à movimentação da água em um meio poroso. Os fenômenos de oxirredução ocorrem associados a condutores metálicos conectando zonas com diferente potencial redox em subsuperfície fazendo com que a massa mineral com condução eletrônica funcione como um sistema natural de geobateria (Revil et al., 2006). Na maioria dos processos hidrogeológicos em aquíferos cristalinos não submetidos a processos de biodegradação de compostos orgânicos os processos de oxirredução podem ser considerados inexistentes.

Quando é possível isolar o sinal SP de origem eletrocinética, os dados de potencial espontâneo podem fornecer informações sobre o fluxo de água em subsuperfície para monitorar, por exemplo, infiltrações em barragens (Panthulu et al., 2001; Bolève et al., 2009; Ikard et al., 2014). Em muitos estudos, o potencial eletrocinético pode ser isolado a partir da correlação do perfil SP medido com a elevação do terreno (Suski et al., 2006; Fachin, 2012), a parte não correlacionada com a elevação normalmente sendo associada a processos eletroquímicos ou redox. Estudos com foco nos potenciais eletroquímicos buscam o mapeamento de plumas de contaminação (Naudet et al., 2004), os estudos utilizando sinais redox são mais voltados à prospecção mineral para minerais metálicos em subsuperfície (Kawada & Kasaya, 2017).

Wishart et al. (2006) analisaram dados de potencial espontâneo e de resistividade elétrica de superfície em um experimento de laboratório simulando aquíferos fraturados. Os resultados permitiram identificar fraturas hidraulicamente ativas, assim como a direção e intensidade do fluxo nessas fraturas, sugerindo a aplicabilidade nessa forma combinada de levantamentos. Suski et al. (2008) interpretaram dados de perfilagem SP e amostragem geoquímica em rochas carbonáticas em conjunto com perfis de condutividade elétrica e de temperatura, porém não são comparados com dados de medidas do fluxo das fraturas individualmente, tal como obtidos por sondas *flowmeter* ou ensaios com obturadores. Lee & Kim (2015) aplicaram uma metodologia semelhante em rochas cristalinas graníticas, a perfilagem do potencial espontâneo comparada com imagens da parede do poço (OPTV), perfis de condutividade elétrica e temperatura do fluido, assim como testes hidráulicos nos poços, conseguindo bons resultados na identificação de fraturas hidraulicamente ativas. Entretanto, não foram comparados

com testes de fluxo específicos nos níveis fraturados, assim como os perfis SP não foram realizados durante a recuperação do nível de água, sendo interpretados de maneira diferencial entre profundidades adjacentes.

3.2 Dupla Camada Elétrica (DCE)

Apesar dos diversos mecanismos que podem originar o potencial espontâneo, eles surgem, principalmente, pela presença da dupla camada elétrica presente na interface entre a água de formação e os grãos minerais (Revil et al., 2012). A dupla camada elétrica - DCE (*electrical double layer* - EDL) é uma estrutura que se forma na superfície dos grãos como resultado da diferença de concentração iônica entre a água presente na formação e as cargas na superfície do mineral (Figura 3.1).

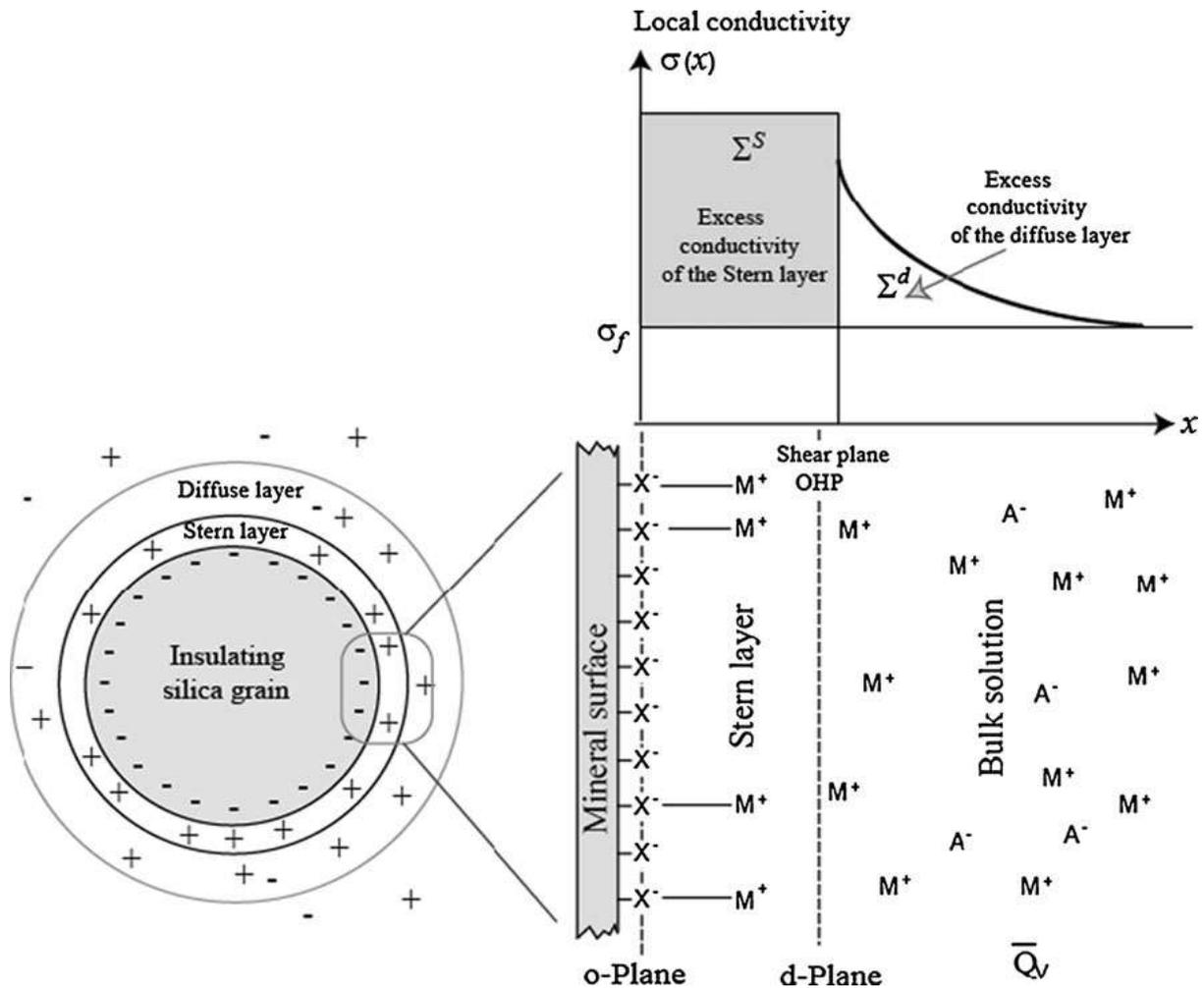


Figura 3.1 - Esquema representando a dupla camada elétrica em torno de um grão de sílica imerso em um eletrólito (Adaptado de Revil et al., 2012).

A formação da dupla camada elétrica é caracterizada por um acúmulo de cargas na superfície mineral como resultado de uma distribuição de carga na interface mineral, decorrente da estrutura elétrica fundamental dos óxidos de silício e alumínio, principais óxidos na formação de solos e rochas. Essa estrutura cristalina expõe a eletronegatividade associada ao oxigênio, normalmente atribuindo uma interface com carga negativa à maioria dos minerais. A existência dessa interface eletricamente carregada gera uma estruturação na distribuição de cargas na solução eletrolítica (água de poro) à qual o mineral tem contato. A carga elétrica na interface depende dos íons próximos à superfície do mineral e do pH da solução,

resultando em um excesso de cargas positivas para valores de pH abaixo do ponto de carga zero (PZC - *point of zero charge*) no qual o potencial zeta é nulo. Para a sílica o pH de PZC é aproximadamente igual a 3 (Revil et al., 2012). Esse desequilíbrio de cargas na superfície resulta em uma camada difusa que é caracterizada pelo excesso de contra íons (positivos, considerando uma interface carregada negativamente) e ausência de co-íons (negativos), conforme apresentado na Figura 3.1. Além disso, alguns íons podem se fixar diretamente na superfície mineral, dando origem à camada de Stern, e conseqüentemente à estruturação de uma dupla camada elétrica com uma parte fixa e outra difusa.

3.3.1 Potencial eletroquímico

Desconsiderando potenciais de oxirredução, condição encontrada na maioria dos estudos hidrogeológicos, o potencial espontâneo V_T (em volts) 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)

$$V_T = V_S + V_J \quad . \quad (3.1)$$

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 a 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 mensurável. A diferença de potencial entre um ponto no poço, f , e outro na formação, w , é dada por

$$V_J = -\frac{RT}{F} \sum_i^n \frac{t_i}{z_i} \ln \left(\frac{a_{i,w}}{a_{i,f}} \right) \quad , \quad (3.2)$$

sendo $a_{i,w}$ e $a_{i,f}$ as atividades da i -ésima espécie iônica para n íons em solução, z_i a valência de cada espécie, t_i o número de Hittorf de transporte, R e F as constantes dos gases ($\sim 8.31 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$) e de Faraday ($\sim 9650 \text{ C mol}^{-1}$), respectivamente, T e a temperatura (K). Na interpretação de dados de perfilagem de poços, a água de poro é considerada por uma solução salina com concentração 1:1, geralmente NaCl. A somatória na Eq. 3.2 pode assim ser desconsiderada e, assumindo adsorção seletiva na interface mineral dos contra íons na dupla camada elétrica, pode se igualar a zero o número de transporte das espécies com carga positiva. Para soluções diluídas a razão a_w/a_f pode ser aproximada pela razão entre as resistividades elétricas ρ_f/ρ_w . A partir dessas premissas, a Eq. 3.2 fornece

$$V_J = -\frac{RT}{F} \ln\left(\frac{\rho_f}{\rho_w}\right) \quad , \quad (3.3)$$

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

O potencial eletroquímico é observado nos contatos entre camadas impermeáveis e permeáveis, assim como após a perfuração de poços já que o fluido de perfuração raramente tem a mesma concentração iônica que a água de formação. Em situações de campo é esperado que o potencial de origem eletroquímica desapareça com o tempo, tão logo a concentração iônica entre a água de formação e a água no poço entre em equilíbrio.

3.3.2 Potencial Eletrocínético

Enquanto os íons presentes na camada de Stern são considerados imóveis, o excesso de carga localizado na camada difusa da DCE pode ser arrastado pelo

fluxo do fluido intersticial como resultado de uma variação no gradiente de pressão aplicado ao sistema. O arrasto desse excesso de carga ao longo do fluxo da água produz uma corrente elétrica (*dragging current*) que é balanceada por uma corrente de condução em sentido contrário. O potencial eletrocinético V_S é dado por

$$V_S = -\frac{\varepsilon\zeta}{\mu} \frac{1}{\sigma_f(1+2Du)} \Delta P \quad , \quad (3.4)$$

sendo ε a permissividade elétrica do meio ($F\ m^{-1}$), μ a viscosidade do fluido ($Pa\ s$), σ_f sua condutividade elétrica ($S\ m^{-1}$), Du o número de Dukhin, $\Delta P = \rho g \Delta H$ é a diferença de pressão (Pa^{-1}) como função da densidade da água ρ ($kg\ m^{-3}$), aceleração da gravidade g ($m\ s^{-1}$) e diferença no nível de água ΔH (m). O termo ζ (potencial zeta) expressa o potencial elétrico que existe na interface do mineral, e apresenta dependência com diversos fatores tais como o pH da água principalmente (Masliyah & Bhattacharjee, 2006). Com as relações estabelecidas nas Eq. 3.3 e 3.4, podemos reescrever a Eq. 3.1 na forma

$$V_T = L_J \ln \left(\frac{\rho_f}{\rho_w} \right) + L_S \Delta H \quad , \quad (3.5)$$

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

$$L_S = -\frac{\varepsilon\zeta}{\mu} \frac{\rho g}{\sigma_f(1+2Du)} \quad . \quad (3.6)$$

Observe que quando os potenciais eletroquímico e eletrocinético são conhecidos é possível encontrar os parâmetros ρ_w e ΔH . Essa abordagem foi apresentada segundo formulação de um problema inverso para medidas do potencial total modificando a condutividade da água do poço (Mendonça et al., 2012). Nesses experimentos em tanques de 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 eletroquímica e eletrocinética, respectivamente. A aplicabilidade em condições de campo, entretanto, requer 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.

3.4 Perfilagem do Potencial Espontâneo

O sistema de aquisição para a perfilagem do potencial espontâneo consiste em um par de eletrodos posicionados na sonda, porém, ao contrário dos métodos de resistividade, não há necessidade em injetar uma corrente elétrica no meio (Figura 3.2). Na perfilagem SP esses eletrodos são conectados a um voltímetro de alta impedância interna e resolução de leitura da ordem de mV para estudos do fluxo em fraturas, por exemplo (Mendonça et al., 2012).

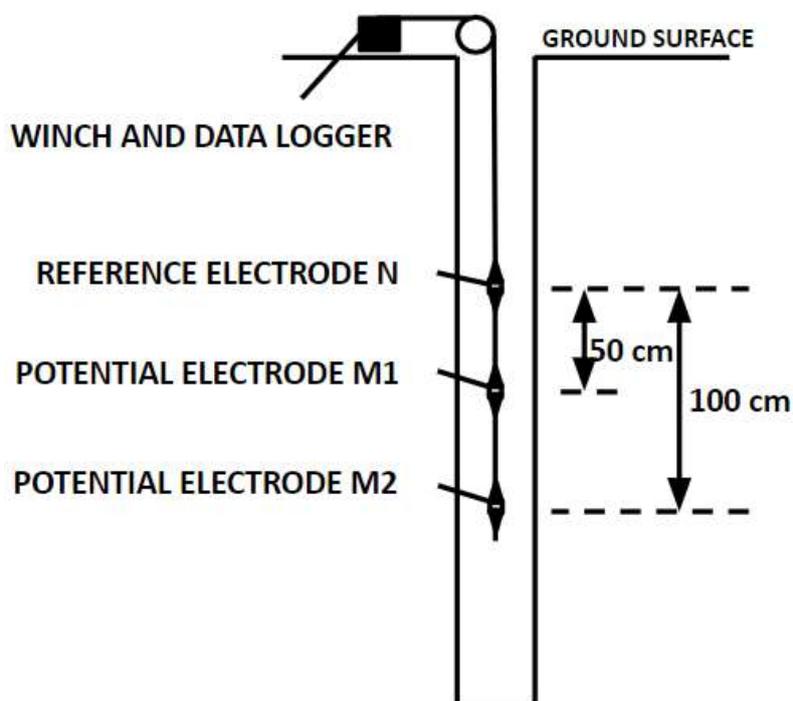


Figura 3.2 – Esquema ilustrativo da sonda utilizada na perfilagem geofísica para medição do potencial espontâneo utilizando o espaçamento curto e longo, 50 e 100 cm respectivamente, entre os eletrodos de potencial e referência. Os eletrodos utilizados são feitos de chumbo e foram tratados com hipoclorito de sódio para evitar efeitos de polarização em suas superfícies. Em superfície fica a unidade contendo um voltímetro de alta impedância para realizar as medições, um sistema para registro de armazenamento dos dados e o transdutor de giros para identificar as profundidades de cada medida.

3.5 Fluxo de água em fraturas

Em maciços cristalinos, a porosidade primária é relativamente baixa, de maneira que o fluxo não ocorre através da matriz rochosa, sendo condicionado pela presença de fraturas e fissuras com conectividade, constituindo um tipo de porosidade secundária. Fraturas são estruturas formadas a partir de diversos esforços aplicados em diferentes pontos de fraqueza nas rochas. Em estudos de hidrogeologia, o termo “fratura” se refere a qualquer estrutura que pode contribuir com o fluxo de água subterrânea, incluindo também juntas e falhas, diferindo do sentido clássico utilizado na geologia estrutural. Devido à presença de fraturas, o meio tende a apresentar uma anisotropia em termos de suas propriedades mecânicas e hidráulicas que por sua vez também afetam a magnitude e extensão de circulação de água.

De maneira simplificada, uma fratura pode ser representada pelo espaço vazio entre um par de planos paralelos, nesse caso assumindo superfícies sem rugosidade e com espaçamento constante (abertura da fratura) (Figura 3.3).

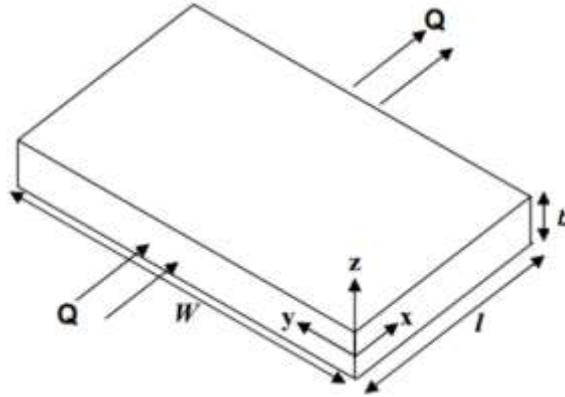


Figura 3.3 – Esquema ilustrativo de um plano fraturado representado por duas placas paralelas com abertura b , comprimento l e largura w . Q representa o fluxo de água atravessando esta fratura.

Para uma fratura com comprimento l e pressões P_1 e P_2 e nas extremidades a diferença de pressão ΔP é

$$\Delta P = \frac{P_1 - P_2}{l} \quad (3.7)$$

Considerando uma fratura com largura w e abertura b , o fluxo que se estabelece em resposta ao gradiente de pressão é dado por (Zimmerman & Bodvarsson, 1996)

$$Q_x = -\frac{wb^3}{12\mu} \Delta P \quad , \quad (3.8)$$

sendo μ a viscosidade do fluido. Para um meio poroso em geral com seção transversal A , o fluxo segundo a Lei de Darcy (Zimmermann & Bodvarsson, 1996) é dado por

$$Q = -\frac{kA}{\mu} \Delta P \quad (3.9)$$

a transmissividade do meio dada por $T = kA$. Para o modelo de vão planar a transmissividade é dada por

$$T = \frac{wb^3}{12} \quad , \quad (3.10)$$

sendo $k = b^2/12$ a permeabilidade hidráulica associada a esse modelo de fratura. A Eq. 3.10 é conhecida como Lei Cúbica já que a transmissividade da fratura mostra-se proporcional ao cubo de sua abertura (Witherspoon et al, 1980).

O fluxo de água ao longo de uma fratura desloca os íons presentes na parte móvel da dupla camada elétrica que por sua vez induz uma corrente no sentido oposto ao do fluxo, originando o potencial eletrocinético (Figura 3.4).

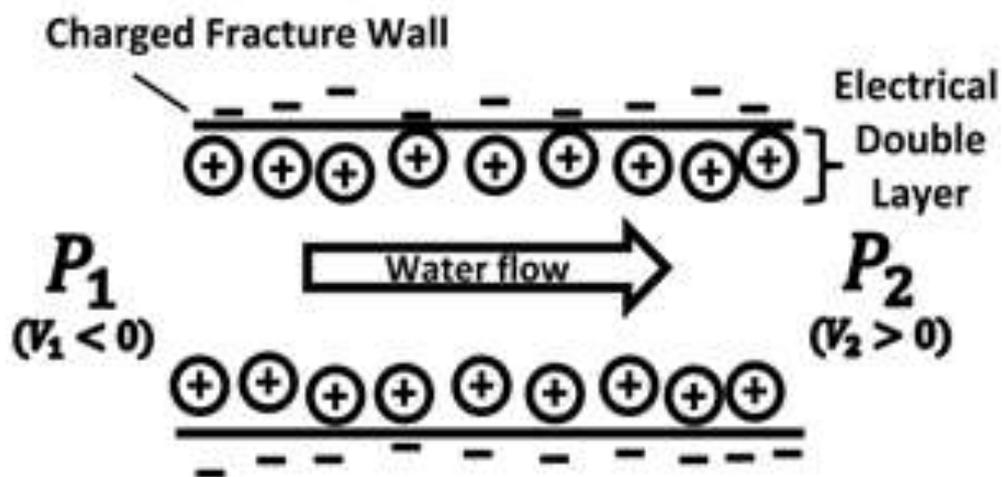


Figura 3.4 – Esquema simplificado para um modelo de fratura. A dupla camada elétrica é formada próxima à interface entre as paredes da fratura quando estão na presença de um eletrólito. Tal como na Figura 3.4, um fluxo se estabelecendo da esquerda para a direita corresponde a um gradiente de pressão $P_1 > P_2$ nas extremidades da fratura (adaptado de Kowalski et al., 2020).

Em uma fratura sujeita a um gradiente de pressão, ΔP (Pa), o potencial elétrico medido (V) é dado por (Masliyah e Bhattacharjee, 2006):

$$\Delta V = \frac{\epsilon \zeta}{\eta \sigma} \left[1 - \frac{\tanh\left(\kappa \frac{b}{2}\right)}{\left(\kappa \frac{b}{2}\right)} \right] \Delta P \quad (3.11)$$

Sendo ϵ a permissividade elétrica da água ($C V^{-1} m^{-1}$), ζ o potencial zeta de superfície (V), μ a viscosidade da água (Pa.s), σ a condutividade da água ($S m^{-1}$), κ é o inverso do comprimento de Debye (m^{-1}), b (m) é a abertura da fratura e $\Delta P =$

$P_1 - P_2 = \rho g(Z_1 - Z_2)$ o gradiente de pressão entre as extremidades da fratura. $Z_1 - Z_2$ representa a diferença de carga hidráulica aplicada nas extremidades da fratura. Importante observar que a polaridade do potencial elétrico ΔV muda de acordo com a direção do fluxo, no caso se $Z_1 > Z_2$ ou $Z_1 < Z_2$.

O comprimento de Debye (κ^{-1}) é uma medida da espessura da dupla camada elétrica e está relacionado com propriedades da solução eletrolítica e da interface sólida, representando a distância onde o potencial elétrico na dupla camada elétrica decai para 33% do potencial na superfície. O comprimento de Debye é definido por

$$\kappa^{-1} = \left(\frac{\epsilon k_B T}{2e^2 z^2 n_\infty} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.12)$$

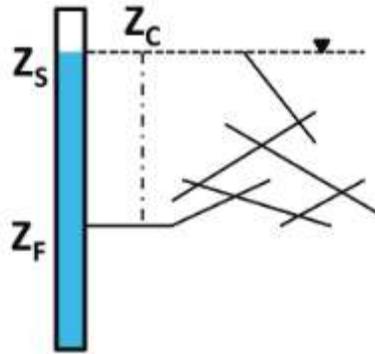
sendo k_B é a constante de Boltzmann. A espessura da dupla camada elétrica é dada, aproximadamente, por $1.5 \kappa^{-1}$, e em soluções com pH típico de águas subterrâneas esse comprimento crítico assume dimensão nanométrica, como tal muito menor que o tamanho de poros ou aberturas das fraturas (Masliyah & Bhattacharjee, 2006; Kirkby et al., 2016). Para meios porosos nessas condições não é de se esperar que haja interação entre as camadas elétricas desenvolvidas nas faces opostas do plano de fratura ou entre grãos adjacentes no caso de porosidade granular.

3.6 Interpretação do sinal SP durante testes de recuperação

Assumindo que a pressão aplicada em uma fratura seja dada por $P_F = \rho g Z_F$, consideramos ser possível identificar a carga hidráulica correspondente a partir da medida da pressão $P_S = \rho g Z_S$ atuante no interior de um poço, uma vez que a carga

Z_S pode ser medida a partir de medição direta do nível da água. A pressão P_F atuante na outra extremidade da fratura é desconhecida, embora a diferença $P_S - P_F$ condicione o fluxo pela fratura. O ponto chave da interpretação do sinal SP tal como proposto nesta Tese consiste em encontrar o ponto de *zero crossing* (Z_C), onde o potencial eletrocinético se anula, ou seja, a condição em que $P_S - P_F = 0$, e como tal que $\Delta V = 0$, que ocorre quando o fluxo pela fratura não acontece. Em princípio, o reconhecimento dessa condição de fluxo nulo pode ser aplicado para cada fratura interceptada pelo poço. Quando a diferença entre o nível estático e a profundidade da fratura for igual à carga hidráulica de *zero crossing*, ou seja, $Z_C = Z_S - Z_F$ indica tratar-se de um sistema aquífero livre (Figura 3.5a), enquanto para aquíferos confinados (Figura 3.5b) espera-se que a relação seja dada por $Z_C > Z_S - Z_F$.

(a) $Z_C = Z_S - Z_F$



(b) $Z_C > Z_S - Z_F$

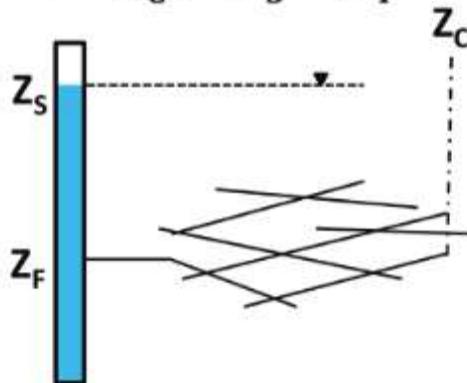


Figura 3.5 - Esquema conceitual descrevendo modelos para fraturas interceptadas por um poço e conectadas a um sistema aquífero livre (a) e confinado (b). Z_S e Z_C indicam o nível estático e a carga hidráulica associada ao potencial nulo, respectivamente, enquanto Z_F indica a profundidade do nível de fratura.

Um ponto crucial neste procedimento consiste em obter o perfil de potencial espontâneo em situação ambiente, a partir do qual as variações do sinal do potencial espontâneo devem ser observadas próximas às fraturas hidráulicamente ativas. A Figura 3.6 esquematiza o procedimento para interpretação dos perfis SP obtidos durante a recuperação do nível de água em um poço, destacando os principais pontos a serem identificados durante a perfilagem.

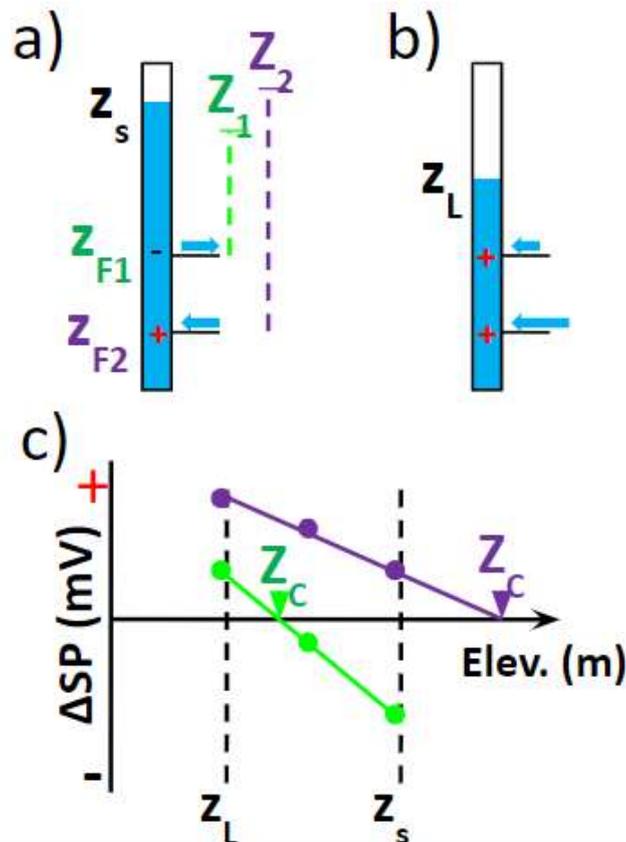


Figura 3.6 – Representação esquemática de duas fraturas nas profundidades Z_{F1} e Z_{F2} em um poço sujeitas às cargas hidráulicas Z_1 e Z_2 em situação ambiente. Z_S e Z_L indicam os níveis de água no poço em situação ambiente (a) e após o rebaixamento por bombeamento (b), respectivamente. A interpolação dos dados de potencial espontâneo pela carga hidráulica, obtidos durante a recuperação do nível de água no poço (c), permite determinar o ponto de cruzamento Z_C onde $\Delta V = 0$, indicando a carga hidráulica que está atuando no fluxo através da fratura. Além disso, a análise da polaridade do sinal SP fornece informações sobre a direção do fluxo na fratura.

Uma interpretação qualitativa da polaridade do sinal SP pode indicar o sentido do fluxo nas fraturas: conforme a fratura apresenta entrada ou saída de água do poço o sinal deve apresentar polaridade positiva ou negativa, respectivamente. Conforme representado na Figura 3.6, o sinal SP medido após logo após o fim do bombeamento deve apresentar maior magnitude, tendendo a voltar gradativamente ao sinal medido em situação ambiente. Além disso, caso não

exista variação do sinal SP podemos concluir que a fratura investigada não apresenta contribuição com o fluxo de água no maciço cristalino, nesse caso por apresentar uma permeabilidade nula, tal como esperado pela Eq. 3.11.

Como as diferenças de potencial são obtidas ao longo do poço, uma fratura com fluxo no sentido da formação para o poço fornece um sinal positivo (Figura 3.7a) quando se utiliza um par de eletrodos para a leitura. Quando é feita a comparação entre as medidas durante a recuperação em relação ao perfil em situação ambiente espera-se que apareçam variações de polaridade positiva para negativa (Figura 3.7 b), enquanto variações do sinal de polaridade negativa para positiva são esperadas para fraturas com fluxo no sentido do poço para a formação. Quando as leituras em situação ambiente são removidas (Figura 3.7b) espera-se uma resposta estritamente associada aos efeitos eletrocinéticos produzidos pelo fluxo na fratura.

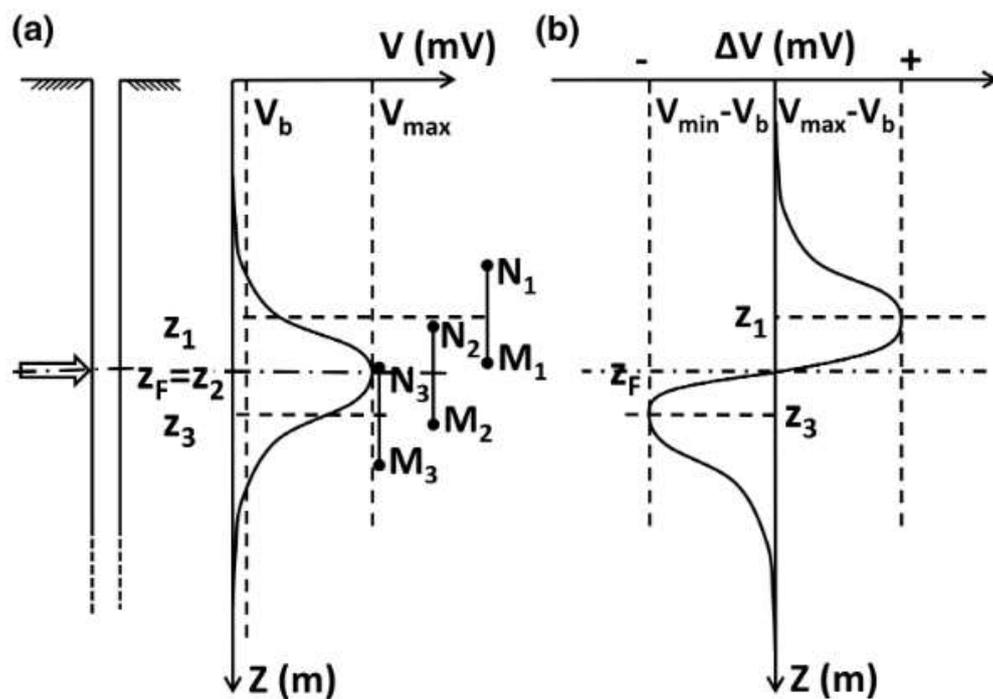


Figura 3.7 – Potencial elétrico esperado para o fluxo de água em uma fratura, na profundidade Z_F , com sentido da formação para o poço, medido por um par de eletrodos M-N. (a) Potencial espontâneo com polaridade positiva. (b) Diferença entre o potencial espontâneo medido durante a recuperação do nível de água no poço (após bombeamento) e o potencial em situação ambiente. V_b é o valor base medido em intervalos distantes das fraturas hidráulicamente ativas, enquanto V_{max} e V_{min} são valores limites para a variação do sinal SP tal que $V_{max} - V_b = V_b - V_{min}$.

Devido à simetria do arranjo dos eletrodos, os valores máximos de potencial ocorrem quando um dos eletrodos (M ou N) situa-se na profundidade da fratura. Outro ponto importante nessa análise é a possibilidade de se identificar a profundidade das fraturas com fluxo a partir do ponto onde o potencial elétrico atinge o seu pico (Figura 3.7a) ou, de forma equivalente, onde a diferença de potencial se anula (Figura 3.7b).

Utilizando valores do potencial espontâneo medidos para diferentes valores de nível de água medidos diretamente no poço é possível estabelecer a relação apresentada na Figura 3.6c, que expressa a linearidade de um potencial de origem eletrocinética em função da carga hidráulica aplicada ao meio. Por apresentar uma relação de linearidade pode-se determinar a carga hidráulica Z_C extrapolando a tendência definida pela reta até interceptar o eixo com potencial nulo. Não necessariamente a carga hidráulica Z_C que identifica a condição de fluxo nulo será diretamente observada, mas em se obtendo uma dependência linear característica da resposta eletrocinética, a carga hidráulica da fratura poderá ser determinada extrapolando a reta definida pelos dados. Tal como discutido anteriormente, a possibilidade em se determinar este parâmetro a partir de medidas geofísicas indiretas pode ser de grande utilidade na caracterização do sistema aquífero do qual uma fratura em particular faz parte.

3.7 Conclusões

Neste capítulo foram apresentados os conceitos envolvendo fenômenos eletrocinéticos e como podem ser utilizados para estudar fraturas através da perfilagem do potencial espontâneo. Ao comparar perfis obtidos em situação ambiente e durante a recuperação do NA após o bombeamento é possível isolar o potencial elétrico de origem eletrocinética. A análise dessas medidas em conjunto com o monitoramento da recuperação do NA permite identificar quais fraturas contribuem com o fluxo de água no poço e as diferenças de pressão aplicadas sobre essas fraturas. Esta informação pode indicar se as fraturas estão conectadas a sistemas aquíferos confinados ou livres, assim como ser utilizada para alimentar modelos que simulam o fluxo em fraturas.

Esse procedimento também pode ser utilizado para indicar intervalos específicos para levantamentos com sondas do tipo *flowmeter* ou ensaios hidráulicos, uma vez que são baseiam somente em dados de imagem do poço, que não indicam zonas fraturadas contribuindo com o fluxo. Entretanto, antes de realizar testes do conceito apresentando, foi necessário adaptar uma sonda para realizar as medidas com variações da ordem de dezenas de mV, além do tratamento da superfície dos eletrodos. Esses detalhes são abordados no início do próximo capítulo, antes de serem apresentados resultados de um teste de conceito realizado no Sítio Controlado de Geofísica Rasa do IAG/USP.

Capítulo 4 -

Testes de Viabilidade

Neste Capítulo são apresentados testes preliminares que visaram testar a validade da metodologia delineada no Capítulo anterior e as motivações que levaram a explorar com maior profundidade o uso da perfilagem SP no estudo de fluxo de água subterrânea em fraturas. Na sequência são abordados os testes iniciais que foram realizados para identificar a viabilidade em se utilizar tal método e como foram contornados problemas relacionados à adaptação do aparato instrumental e remoção de ruídos. São apresentados resultados obtidos em testes de campo no Sítio Controlado de Geofísica Rasa (SCGR) do IAG USP. Os principais resultados e conclusões obtidos utilizando-se o conjunto de 3 poços presentes no SCGR resultaram dois artigos publicados em jornais com circulação internacional Kowalski et al. (2020) e Kowalski et al. (2021), que aparecem no Apêndice I.

4.1 Problemas de ruído

Kowalski (2017) realizou uma série de perfilagens geofísicas utilizando um poço localizado no Sítio Controlado de Geofísica Rasa (SCGR) do IAG/USP (Porsani et al., 2004) para obter informações sobre as fraturas presentes em rochas cristalinas no intervalo aberto do poço. Para efeito de controle dos dados, foram realizadas leituras durante a descida e subida da sonda no poço em situação ambiente, ou seja, sem perturbar o nível de água no poço, e as curvas foram

comparadas. As perfilagens do potencial espontâneo foram realizadas com uma sonda *Electrical Log* (Robertson Geologging), conectada a um guincho do mesmo fabricante com capacidade de levantamentos até 175 metros de profundidade. A velocidade do levantamento foi mantida próxima do menor valor possível, cerca de 2 m/min. Ao analisar os dados de potencial espontâneo obtidos no poço P2 do SCGR (Figura 4.1), observou-se que a repetibilidade entre as curvas de descida e subida apresentava diferenças de dezenas de milivolts próximo à profundidade de 65 metros, de forma mais destacada.

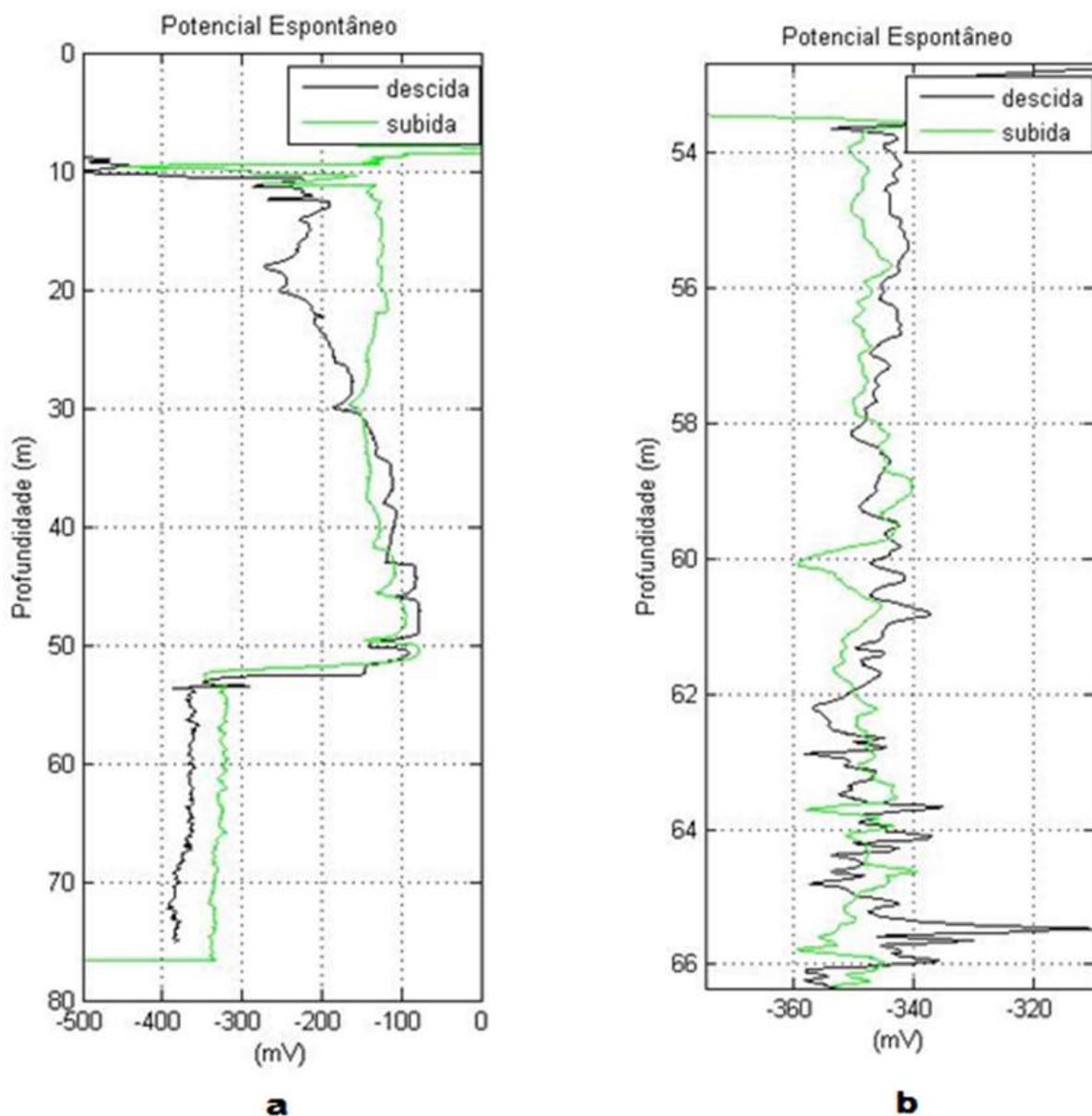


Figura 4.1 – Perfis obtidos do potencial espontâneo obtidos no poço P2 do Sítio Controlado de Geofísica Rasa do IAG/USP durante a descida e subida da sonda para comparação da repetibilidade das leituras. (a) Perfil do potencial espontâneo para todo o poço, incluindo o intervalo revestido de 0 a 53 m. Merece destaque a variação abrupta relacionada ao final do revestimento. (b) Ampliação do trecho inicial do perfil do potencial espontâneo no intervalo aberto do poço, mostrando que a diferença entre as curvas de descida são maiores que 50 mV.

Conforme apresentado no Capítulo 3, sinais de potencial espontâneo de origem eletrocinética tais como esperados em fraturas de baixo fluxo devem atingir magnitudes de poucas dezenas de mV. Portanto, é possível concluir que uma sonda padrão, tal como aquela utilizada no teste de repetibilidade, não seja efetiva em discriminar variações do potencial espontâneo resultante do fluxo nas fraturas.

Possíveis explicações para o fato das sondas elétricas convencionais não permitirem a leitura do potencial espontâneo com repetibilidade na ordem de mV se deve ao fato destas, em geral, realizarem medidas da resistividade elétrica simultaneamente às de potencial espontâneo. Nas medidas de resistividade, uma corrente elétrica com forma quadrada é aplicada ao meio, o potencial resultante monitorado e seu valor médio assumido como sendo o potencial espontâneo. Esse procedimento é adequado na avaliação de reservatórios de petróleo e gás, onde os sinais medidos por serem de origem eletroquímica alcançam amplitudes de até uma centena de mV. O mesmo procedimento parece ser inadequado para recuperar amplitudes de alguns mV tais como esperados em processos eletrocinéticos.

Um aspecto importante visando obter medidas de potencial elétrico com magnitude tão baixa está no tipo de eletrodo a ser utilizado. Ao se utilizar eletrodos metálicos, em contato direto com a água no poço, espera-se que ocorra uma polarização na superfície do eletrodo dando origem a um sinal ruidoso que varia

com o tempo. Para contornar este problema, eletrodos “não polarizáveis” foram desenvolvidos evitando a exposição direta da haste metálica no meio, mas em vez disso, colocando-a imersa em uma solução saturada contendo um sal com o mesmo metal da haste. Alguns eletrodos mais comuns nessa categoria utilizam composições Ag/AgCl, Cu/CuSO₄ e Pb/PbCl₂, sendo os eletrodos de prata mais comumente utilizados em experimentos de laboratório (Fachin, 2012). A medição de potenciais eletrocinéticos requer, então, o desenvolvimento de uma sonda capaz de diminuir os efeitos de polarização de eletrodo e que não dependa de processamento decorrente de medições simultâneas de resistividade elétrica. No presente trabalho, utilizou-se uma sonda para medir apenas dados SP, aplicando-se tratamento de revestimento da superfície metálica do eletrodo revestindo-o com um sal do mesmo metal.

4.2 Procedimentos para controle do ruído

Para contornar os problemas encontrados, foi preciso realizar uma série de adaptações de equipamentos e diversos testes de calibração para desenvolver um sistema de aquisição que permitisse realizar medidas do potencial espontâneo de baixa magnitude. Inicialmente houve contato com o fabricante da sonda (Robertson Geologging) para avaliar a possibilidade de mudar a configuração de aquisição da sonda, desativando as medições de resistividade elétrica e dedicando o equipamento para obter somente o perfil do potencial espontâneo, mas esta opção, talvez por requerer o desenvolvimento de um novo software de aquisição, não foi habilitada ou desenvolvida pela empresa.

A solução encontrada foi adaptar uma sonda de outro fabricante (OYO) com eletrodos dedicados para leituras do potencial espontâneo (Figura 4.2). Os eletrodos passaram por um procedimento de tratamento de suas superfícies para evitar a formação de sinais ruidosos, como deriva temporal entre as medidas (Silva, 2011). Para isso, as superfícies dos eletrodos foram polidas com uma lixa fina, lavadas com água e sabão, para em seguida serem colocados em contato com hipoclorito de sódio (NaClO). Esse procedimento cria um revestimento uniforme com PbCl na superfície do eletrodo de chumbo. Silva (2011) descreve um procedimento de revestimento galvânico, mas efeito semelhante também é obtido em eletrodos de prata com tratamento a base de hipoclorito de sódio (5%).



Figura 4.2 – Sonda OYO (laranja) que foi adaptada para realizar as medidas de potencial espontâneo com dois espaçamentos distintos: 50 e 100 cm entre os eletrodos, referidos como curto e longo, respectivamente.

Os espaçamentos entre eletrodos de referência e potencial são de 50 e 100 cm, referidos como espaçamento curto e longo, respectivamente. Apesar de contornar a questão de se obter uma sonda dedicada ao registro do potencial espontâneo, por ser de fabricante diferente do guincho disponível para o levantamento, foi preciso realizar uma adaptação do sistema de aquisição. Isso foi necessário porque a unidade de aquisição dos dados (*Micrologger*) não identifica a sonda de outro fabricante e conseqüentemente não realiza a leitura dos dados.

Esta adaptação acarretou diversos problemas, pois a unidade de aquisição de dados, além de não realizar as medidas com a nova sonda, também desabilitou os registros de profundidade fornecidos pela rotação do *encoder*. Para contornar o problema com o armazenamento dos dados, foi utilizado um microprocessador *Picologger* (PICO Technology) para registrar as medidas a cada 0.5 segundos. As profundidades de aquisição foram definidas mecanicamente, através de marcações realizadas diretamente no cabo do guincho, uma vez que as profundidades do final do revestimento e fundo do poço eram conhecidas.

Nesses testes preliminares, o potencial SP foi registrado continuamente em função do tempo desde o início da perfilagem (Figura 4.3) visando dois objetivos principais: i) verificar a repetibilidade das leituras em perfis repetidos em situação ambiente (sem bombeamento do poço), nesses casos tendo como referência a mudança abrupta do sinal na parte do poço em que termina o revestimento; ii) identificar se alguma variação do potencial elétrico tais como esperadas em processos eletrocínéticos seria observada após o rebaixamento do nível de água

por bombeamento. Respostas indicativas de processos eletrocinéticos prescrevem uma variação linear do potencial elétrico com a carga hidráulica no poço e a resposta em “s” (Figura 3.7b) frente a uma fratura identificada nos perfis elétricos e/ou de imageamento da parede do poço.

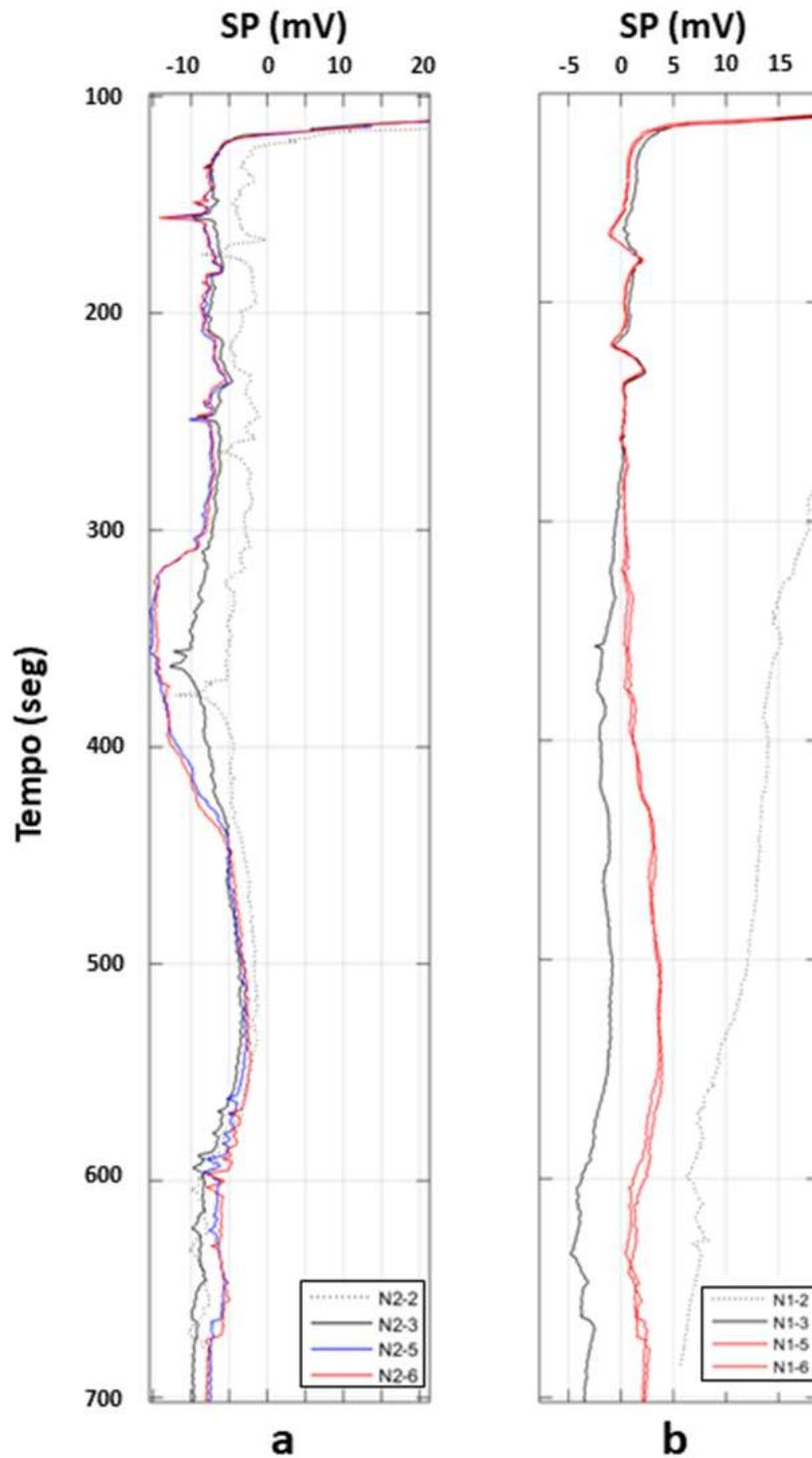


Figura 4.3 – Perfis de potencial espontâneo pelo tempo obtidos com sonda utilizando eletrodos Pb-PbCl utilizando os espaçamentos longo (**a**, N2 - 100 cm) e curto (**b**, N1 - 50 cm) entre os eletrodos de medida. As corridas 2 e 3, em ambos os arranjos, são realizadas em situação ambiente, enquanto as medidas 5 e 6 foram realizadas após rebaixamento do nível de água no poço e durante sua recuperação.

Apesar das medidas terem sido em função do tempo, foi possível identificar que todas as curvas apresentam uma queda abrupta do sinal entre -5 e -10 mV coincidente com a base revestida do poço. Além disso, observou-se que, apesar da existência de intervalos ruidosos e de deriva entre curvas, as medidas apresentaram consistência nas variações em função da profundidade, com bom grau de repetibilidade, principalmente no início e final dos perfis. A magnitude destas variações contrasta com aquelas obtidas com a sonda E-log convencional (Figura 4.2). Entretanto, alguns intervalos de profundidade apresentam variações da ordem de 5 a 10 mV entre as curvas 5 e 6, obtidas durante a recuperação do nível do poço após o bombeamento, e as curvas 2 e 3, registradas em situação ambiente. A principal variação é identificada na forma de patamar entre os tempos de 300 e 450 segundos utilizando-se o espaçamento longo entre os eletrodos (Figura 4.3a) com magnitude de aproximadamente 15 mV. Apesar das limitações apresentadas durante esta primeira aquisição, a perspectiva de se poder medir variações de sinal elétrico desta magnitude se mostrou promissora, motivando a continuidade dos estudos.

4.3 Sistema de aquisição utilizando Arduino

Após os testes iniciais, foi preciso aprimorar o sistema de aquisição de dados para obter os perfis de potencial espontâneo com maior precisão e atribuição de

profundidade, permitindo posicionar tais medidas com outros dados de perfilagem, tais como os de imageamento da parede do poço, medições de fluxo com sondas *flowmeter* ou ensaios com obturadores. Para isso optou-se por utilizar uma placa Arduino UNO que para registrar simultaneamente os dados gerados pelo *encoder* e conseqüentemente a profundidade das medições, além de apresentar a possibilidade de realizar leituras utilizando um conversor de sinal analógico para digital (ADS1115, ADAFRUIT 16 bits) com resolução de $2.048\text{ V} \pm 0.0625\text{ mV}$ (Figura 4.4). A plataforma aberta Arduino (<https://www.arduino.cc/>) foi utilizada, pois permite, através de uma placa única, conectar diferentes módulos em circuito. Além disso, apresenta custo relativamente baixo dos componentes, e sua comunidade é muito ativa, fornecendo milhares de exemplos e suporte para a programação.

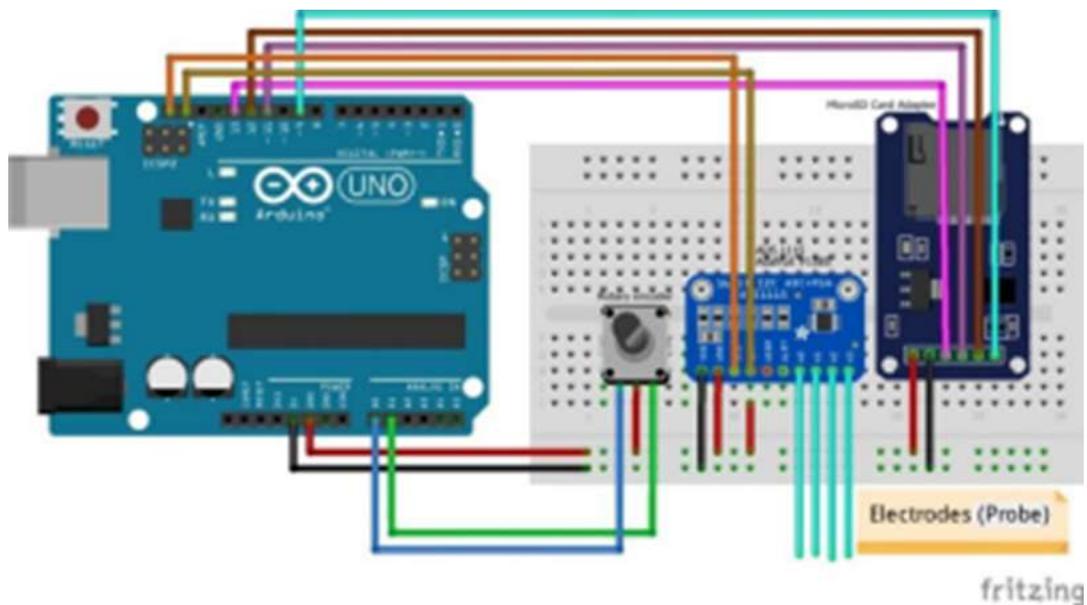


Figura 4.4 – Circuito que integra as medidas de profundidade e do potencial elétrico na sonda. Utilizou-se uma placa Arduino UNO conectada ao encoder para registro da movimentação da sonda no poço, ao conversor analógico-digital (ADS 1115) e ao módulo MicroSD Card Adapter para armazenamento das leituras. Os códigos utilizados são apresentados no Apêndice II.

O módulo de conversão analógico digital (ADC) possui quatro canais de leitura, permitindo realizar as medições utilizando duas configurações: *single ended*, onde cada canal realiza uma leitura independente ou *diferencial*, onde são realizadas leituras do diferencial entre cada par de canais de leitura. Após testes de campo e laboratório observou-se que as medidas utilizando o arranjo diferencial apresentaram menor nível de ruído, e para tanto o eletrodo superior da sonda foi utilizado como referência para os espaçamentos curto e longo (Figura 4.5).

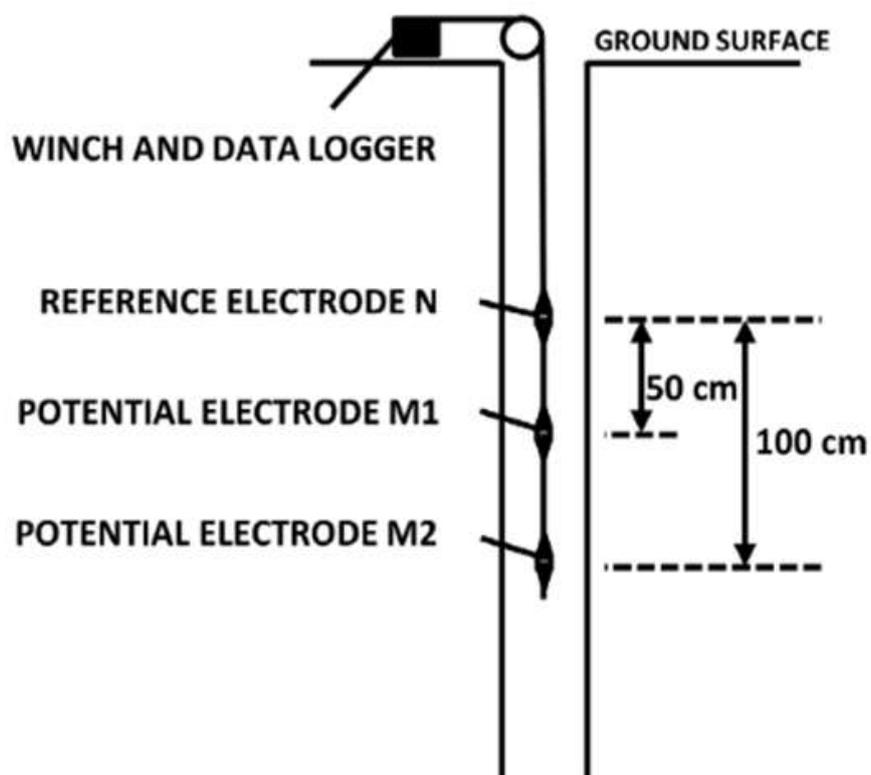


Figura 4.5 - Arranjo de campo montado para realizar a perfilagem geofísica do potencial espontâneo. Em superfície ficam localizados módulos de registro de dados e profundidade das leituras, enquanto no poço é movimentada uma sonda com dois espaçamentos entre os eletrodos de 50 cm e 100 cm, curto e longo, respectivamente.

4.4 Caracterização da área de estudo

A área teste para o estudo está localizada no campus da Universidade de São Paulo (USP), em frente ao Instituto de Geofísica, Astronomia e Ciências Atmosféricas (IAG), dentro da região conhecida como Sítio Controlado de Geofísica Rasa (SCGR, Porsani et al., 2004).

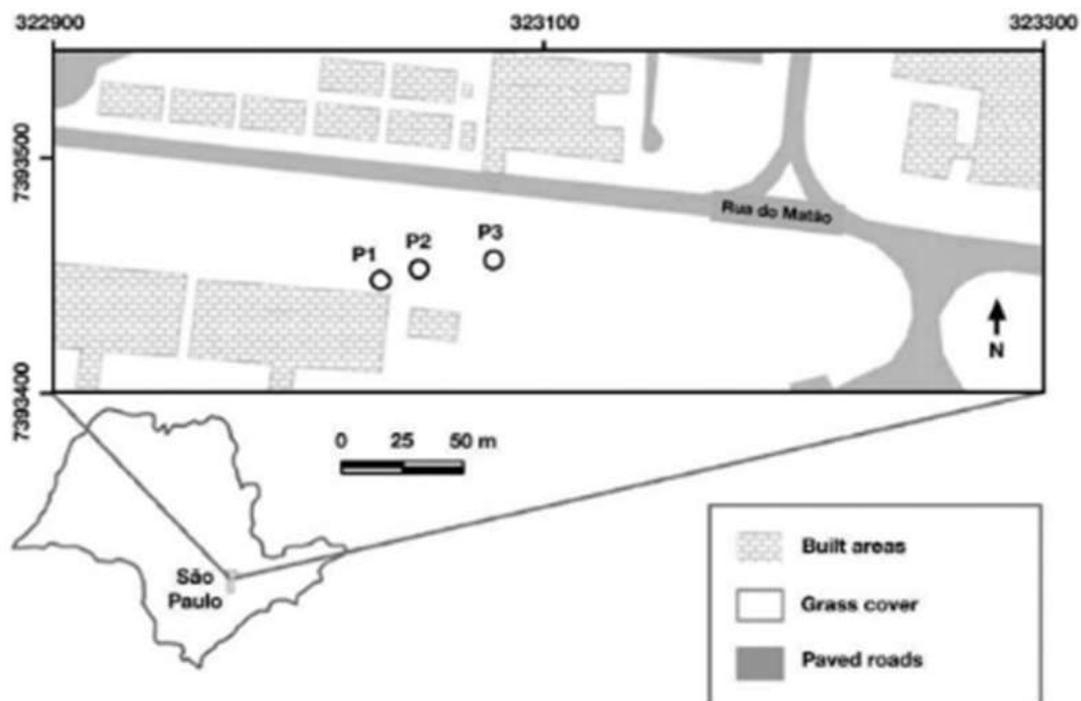


Figura 4.6 - Localização do Sítio Controlado do IAG/USP e os poços utilizados para os testes de inferência do tipo slug. As distâncias entre os poços são de 10 e 20 m, entre P1-P2 e P2-P3, respectivamente (Adaptado de Porsani et al., 2004). Os resultados indicaram não haver conectividade entre os poços, conforme esperado pelo baixo valor para o comprimento crítico encontrado para as fraturas.

Este local foi criado com o propósito de testar diferentes métodos de geofísica rasa e contribuir na didática dos alunos de graduação, permitindo ter contato direto com equipamentos e métodos em condições de campo. Dentre outros recursos, foram perfurados três poços com profundidade de 80 metros, que foram revestidos ao longo das camadas sedimentares e deixados abertos na rocha cristalina (Figura 4.7).

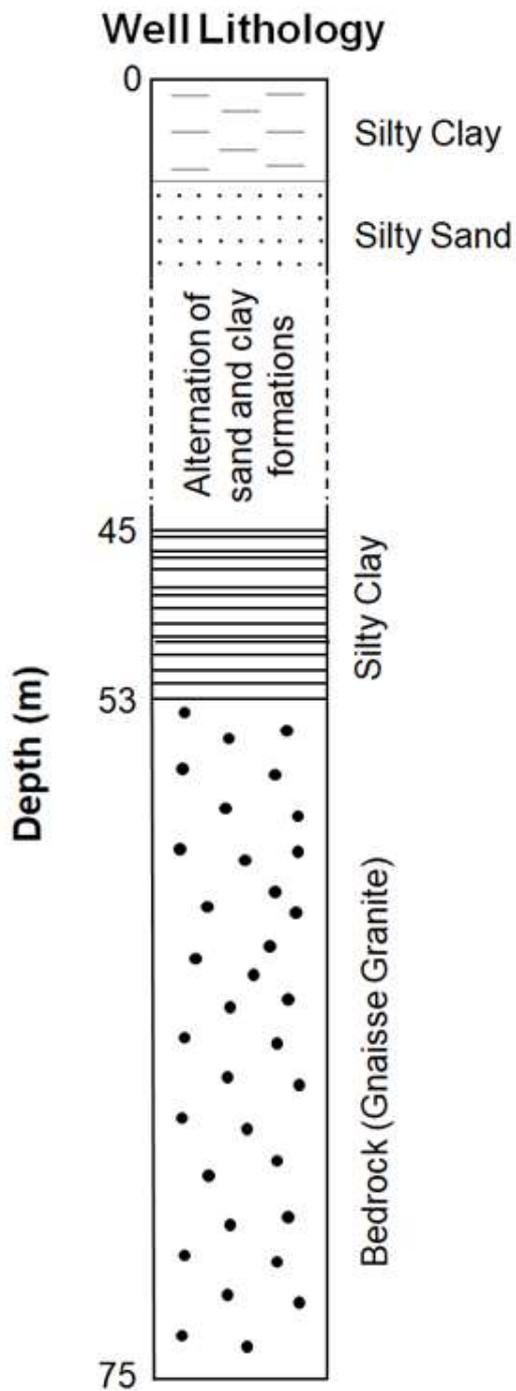


Figura 4.7 - Perfil litológico do poço P2 localizado no Sítio Controlado de Geofísica Rasa do IAG/USP onde foram realizados os primeiros testes de conceito da metodologia proposta. O poço é revestido ao longo das camadas sedimentares até 53 metros de profundidade e aberto até o fundo (80 m profundidade). A presença de uma camada espessa de argila siltosa entre 45 e 53 metros atua como uma barreira hidráulica para o fluxo entre as unidades aquíferas mais rasas e o sistema de fraturas mais profundo.

4.4.1 Caracterização com perfilagem geofísica

Dos três poços presentes no SCGR, foram realizadas perfilagens somente no poço central P2, pois os outros dois poços apresentaram barreiras físicas colocando em risco a movimentação das sondas em alguns níveis em profundidade. Inicialmente foi realizada a perfilagem do imageamento ótico (OPTV) que produziu uma imagem de alta qualidade da parede do poço, permitindo identificar com precisão os níveis de profundidade com fraturas, bem como definir suas aberturas aparentes, orientação e inclinação (Figura 4.8). Este levantamento foi realizado utilizando uma sonda de alta resolução ótica (*HIGH RESOLUTION OPTICAL TELEVIEWER – Hi OPTV*) fabricada pela Robertson Geologging, com comprimento de 2.13 m e diâmetro de 46 mm. A aquisição das imagens foi feita pelo programa OPTV Acquisition Software v2.1 (Electromind) através do qual é possível acompanhar em tempo real as imagens, assim como definir parâmetros como a velocidade de perfilagem (neste caso 2-3 m/min) ou resolução do imageamento. O programa de aquisição possibilita exportar imagens que foram interpretadas utilizando o programa RGLDip v5.6 (Robertson Geologging) que permite mapear estruturas na parede do poço e determinar suas orientações e mergulhos.

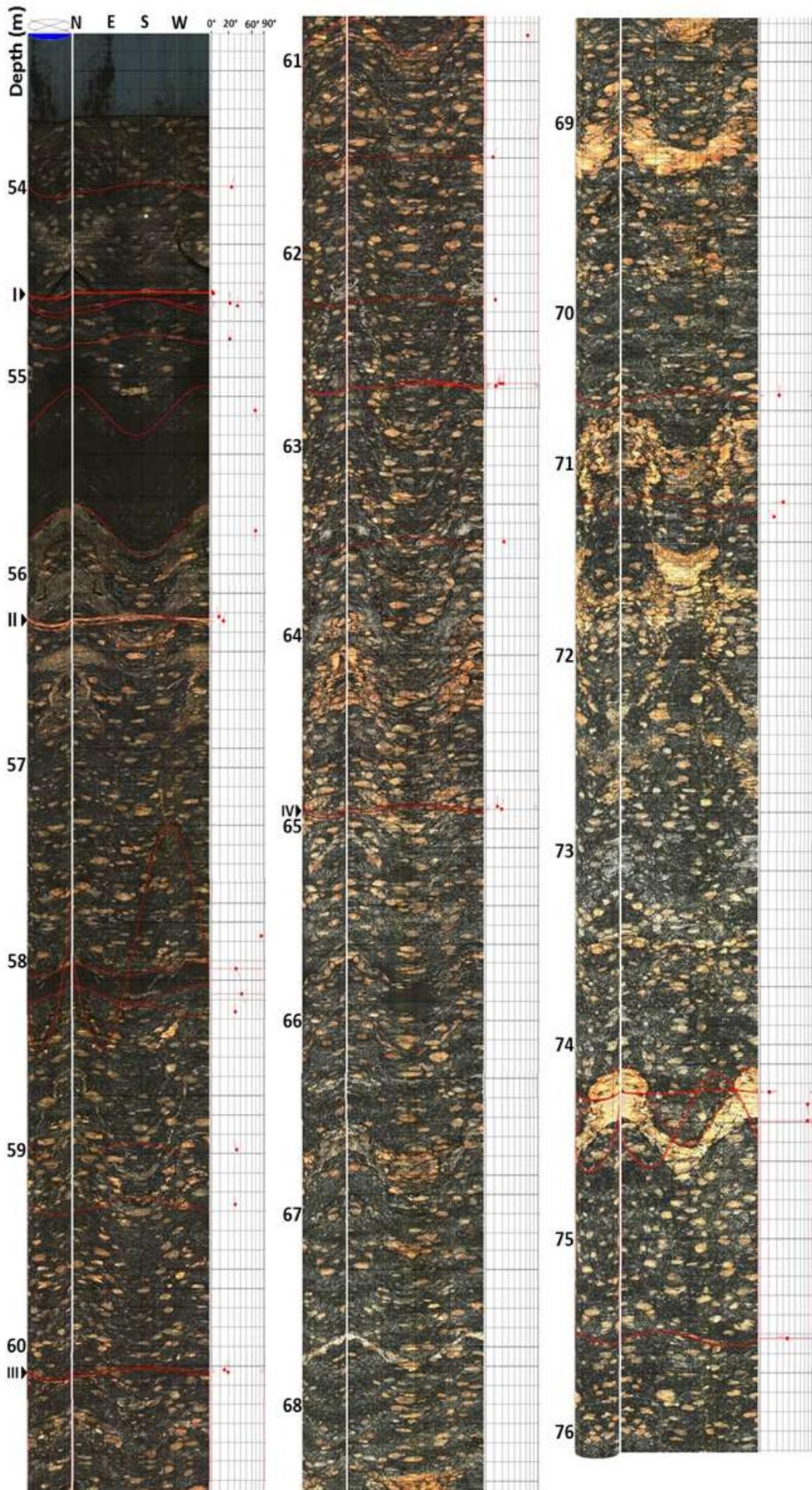


Figura 4.8 - Perfil óptico da parede do poço no intervalo aberto do poço P2 localizado no SCGR do IAG/USP. As linhas vermelhas indicam a localização de fraturas, os alfinetes indicam a orientação e inclinação das estruturas identificadas. As fraturas que apresentaram abertura aparente da ordem de 1 cm ou mais (apenas 4) estão indicadas pelos números I a IV indicados na figura.

A interpretação da imagem da parede do poço identificou um total de 36 fraturas ao longo do intervalo aberto do poço com aberturas aparentes variando de valores indistinguíveis até ordem de centímetros (Tabela 4.1), além de identificar a profundidade precisa do final do revestimento (53 m). Em termos de orientação e inclinação das fraturas foi possível separar duas principais famílias de fraturas onde ocorre uma predominância de fraturas com baixo ângulo de inclinação.

Tabela 4.1 – Fraturas identificadas a partir da interpretação das imagens obtidas pela sonda OPTV.

Prof. (m)	Azimute & Inclinação	Abertura (cm)	Prof. (m)	Azimute & Inclinação	Abertura (cm)
54.006	N016, 25.4°	0	62.687	N028, 11.5°	0
54.605	N358, 23.3°	0	62.690	N025, 11.1°	0.29
54.619	N003, 36.1°	1.26	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°	1.35
56.246	N018, 14.1°	2.21	70.425	N004, 23.8°	0

57.879	N076, 83.8°	0	70.426	N003, 24.0°	0.11
58.268	N355, 31.3°	0	71.196	N270, 30.9°	0
58.984	N339, 34.0°	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°	0.30
60.133	N009, 19.5°	1.18	74.309	N175, 77.4°	0
61.502	N026, 8.8°	0	74.393	N073, 77.1°	0
62.240	N345, 11.3°	0	74.393	N069, 77.3°	0
62.676	N355, 16.1°	0.10	75.524	N284, 37.5°	0
62.677	N009, 19.7°	0	75.527	N282, 37.5°	0.21

Também foram realizadas perfilagens elétricas de resistividade normal (curta e longa) e de resistência pontual (Figura 4.9). Os perfis elétricos são sensíveis às variações presentes nas paredes do poço, apresentando redução nos valores de resistividade e resistência, não distinguindo, entretanto fraturas com participação no fluxo de água. As perfilagens elétricas foram realizadas com uma sonda Electric Log, ou E-Log (Robertson Geologging), com comprimento total de 2.75 m e diâmetro de 45 mm, que permite obter medidas de resistividade elétrica com dois espaçamentos (16" e 32"), do potencial de resistência pontual e do potencial

espontâneo, além de possuir realizar medidas de emissão gama natural e de temperatura. A aquisição utilizou o programa WinLogger (Robertson Geologging), sendo realizada com velocidade entre 2 e 3 m min⁻¹, enquanto os perfis foram gerados por *scripts* em MATLAB versão R2015a (MathWorks).

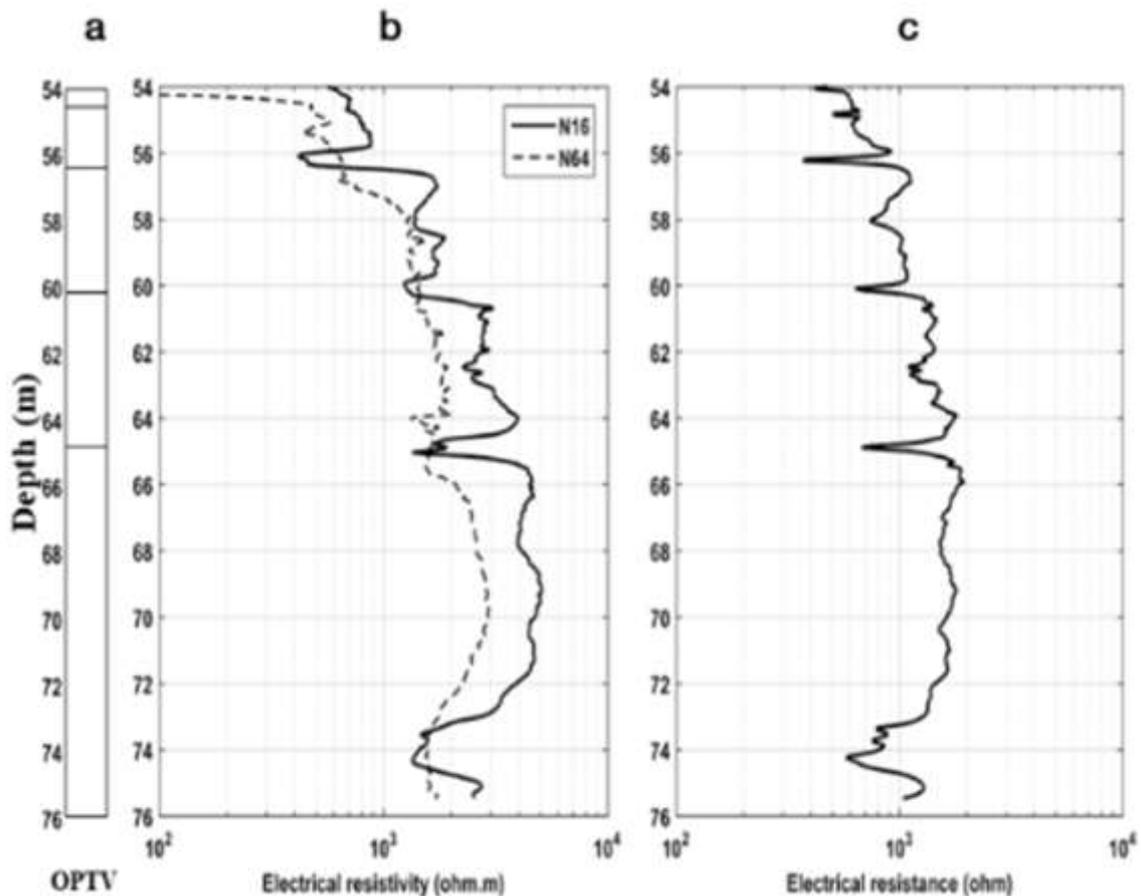


Figura 4.9 - Perfis obtidos no poço P2 do SCGR do IAG/USP. (a) Representação das fraturas com aberturas aparentes mais expressivas, da ordem de centímetros, nas profundidades de 54, 56, 60 e 65 metros. (b) Perfis de eletrorresistividade normal com espaçamento de 16" (linha sólida) e 64" (linha tracejada). (c) Perfil de resistência pontual (Adaptado de Kowalski, 2017).

Após a interpretação de todos os perfis apresentados, tem-se que o local os testes preliminares com a sonda SP indica que, das 32 fraturas identificadas pelo

perfil óptico, apenas quatro apresentam abertura aparente da ordem de centímetros, e essas acarretam variações nos perfis elétricos (Figura 4.9).

4.4.2 Modelo de percolação e validação com testes *slug*

A partir dos dados obtidos pelo imageamento óptico determinou-se a frequência linear de fraturas neste intervalo do poço, e aplicando um modelo de percolação (Kowalski et al., 2021) foi estimado o que se denomina “limite de percolação”. Esse limite representa um comprimento crítico para que a distribuição das fraturas observadas no poço estabeleça um sistema conectado como um todo. Tal como considerado por Kowalski et al., (2021), para a frequência linear de 1.42 fraturas por metro determina-se utilizando o modelo estatístico de Bour & Davy (1997), um comprimento de 3.9 m, valor relativamente baixo que provavelmente está associado com fraturas isoladas e não conectadas a um sistema de fluxo em maior escala. Para testar este valor, foram realizados testes de interferência do tipo *slug* utilizando o conjunto de três poços do SCGR.

Estes testes de interferência do tipo *slug* foram realizados de maneira que o nível de água foi monitorado nos três poços simultaneamente com transdutores automáticos durante a inserção e remoção do *slug* nos poços. Em nenhum dos três testes foi identificada variação durante os testes, condizente com o comprimento crítico reduzido pelo modelo de percolação. A curva de recuperação do nível de água durante os testes foi modelada utilizando o programa AQTESOLV (HydroSOLVE) e as transmissividades dos poços P1, P2 e P3 foram estimadas em 1.6×10^{-7} , 5.4×10^{-8} e 3.3×10^{-7} m²/s, respectivamente, considerando a solução de Bower & Rice (1976) que considera um aquífero homogêneo e isotrópico, além do

fluxo quasi-estacionário que desconsidera efeitos de armazenamento. Estes valores extremamente baixos reforçam a hipótese das fraturas interceptadas pelo poço não estarem conectadas em um sistema de fluxo em maior escala. Além disso, os testes de interferência indicaram que não há conectividade entre os poços, além de apresentarem transmissividades muito baixas, caracterizando um local ideal para o teste com a perfilagem do potencial espontâneo, uma vez que as fraturas devem ser caracterizadas por um fluxo extremamente baixo.

4.5 Resultados da perfilagem do potencial espontâneo

Após a caracterização do terreno conforme apresentado na seção anterior, foi realizado um levantamento de campo para se obter os perfis do potencial espontâneo e realizar a interpretação tal qual proposta no final do capítulo anterior. As medições realizadas utilizaram a sonda OYO adaptada (Figura 4.2) com espaçamento curto e longo (50 e 100 cm, respectivamente), porém por apresentar maior coerência entre curvas repetidas, somente as leituras com o espaçamento durante a subida da sonda foram utilizados para interpretação dos resultados.

O procedimento adotado pode ser separado em três etapas: i) três perfilagens do potencial espontâneo foram realizadas em situação ambiente, ou seja, sem alteração do nível estático do poço, para serem usadas como valores de referência; ii) bombeamento para retirada de água do poço e rebaixamento do nível dinâmico de 9.404 m para 17.901 m; iii) três perfilagens pós-bombeamento para medir os sinais elétricos resultantes do fluxo de água nas fraturas durante a recuperação do nível de água no poço. Os resultados apresentados na Figura 4.10 mostram os dados de potencial espontâneo, obtidos com o espaçamento longo, na

corrida de subida da sonda, correlacionados com as fraturas de aberturas mais expressivas identificadas no perfil óptico e com os perfis elétricos.

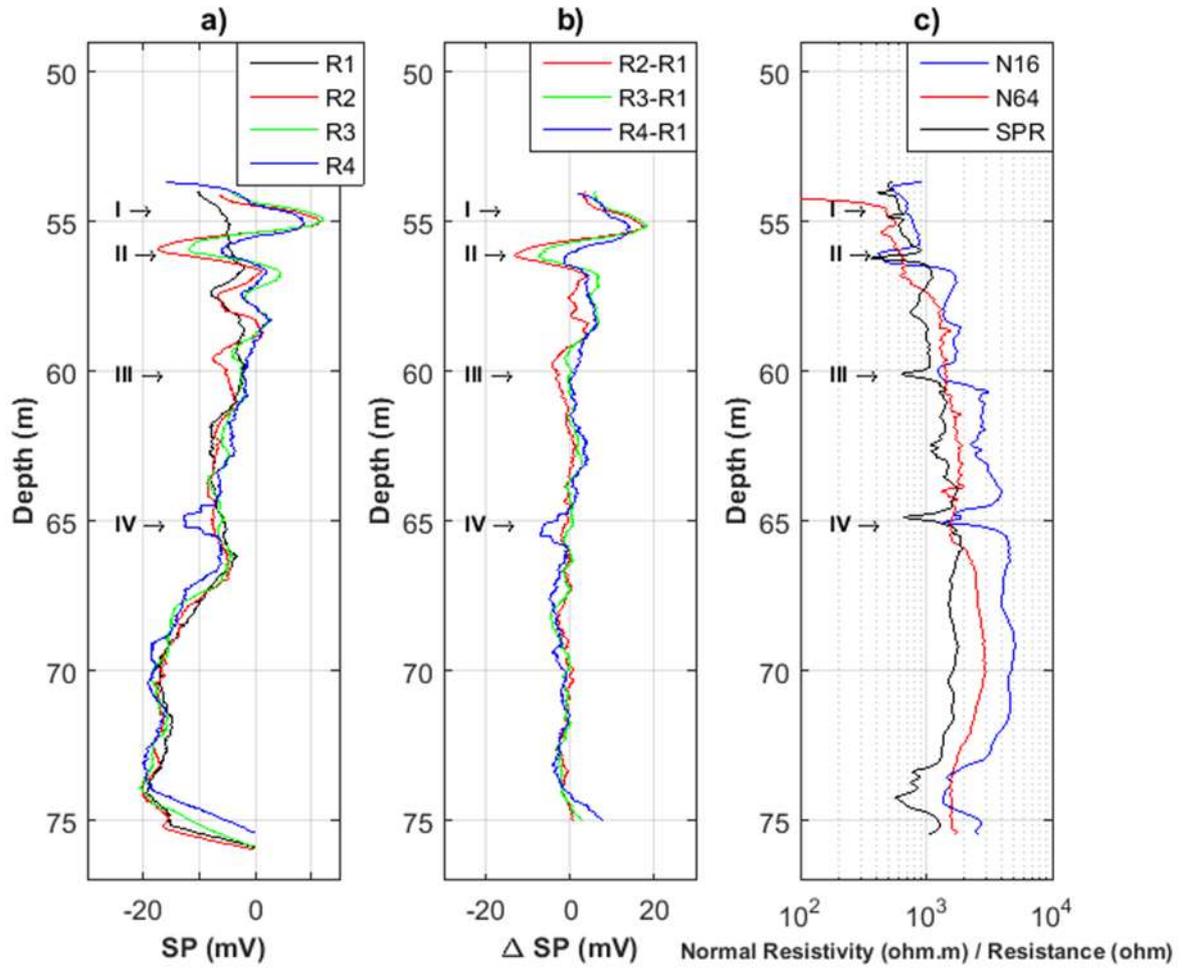


Figura 4.10 - Perfis elétricos obtidos no poço P2 do SCGR do IAG/USP. (a) Perfilagem do potencial espontâneo utilizando o espaçamento longo (100 cm) durante a subida. R1 indica a curva relacionada à situação ambiente, enquanto as curvas R2, R3 e R4 foram obtidas durante a recuperação do nível de água no poço, após o rebaixamento. (b) Diferença do potencial espontâneo entre as corridas R2, R3 e R4 em relação aos valores em situação ambiente. (c) Perfis de resistividade elétrica normal (curta e longa) e resistência pontual. As profundidades indicadas pelos números I a IV estão correlacionadas com fraturas cujas aberturas aparentes são da ordem de centímetros (Kowalski et al., 2020).

Pode-se observar pela comparação entre os dados antes e após o bombeamento que surge um sinal em forma de “S” próximo à profundidade de 56 metros, conforme esperado para o modelo descrito no Capítulo 3 para o fluxo de água através de uma fratura. Além disso, a variação do sinal de valores positivos para os negativos sugere que o sentido do fluxo é da formação para o poço, ou seja, condizente com o quadro de recuperação do nível da água após o rebaixamento do nível estático. Outro efeito importante neste levantamento foi observar que o terceiro perfil em situação ambiente apresentou menores valores de derivas e picos ruidosos, indicando a necessidade de se deixar a sonda em contato com a água no poço para estabilização das leituras.

Existe somente uma correlação entre a fratura em 56 metros com o potencial de *zero-crossing* na curva do potencial espontâneo apresentada na Figura 4.10b, sugerindo que das 36 fraturas identificadas no poço, somente neste nível está ocorrendo maior contribuição para a recuperação do poço. A recuperação apresentou ritmo lento, retomando os 5 metros rebaixados ao longo de 4 dias, outro indicativo de baixa permeabilidade das fraturas interceptadas pelo poço. Também é possível observar a diminuição da magnitude do sinal conforme o nível estático se aproxima, indicando uma queda do gradiente hidráulico já que as corridas R2, R3 e

R4 foram realizadas 30, 100 e 170 minutos, respectivamente, após a retirada de 80 litros de água do poço. Aplicando o procedimento para análise dos dados apresentado no Capítulo 3, obteve-se o gráfico apresentado na Figura 4.11.

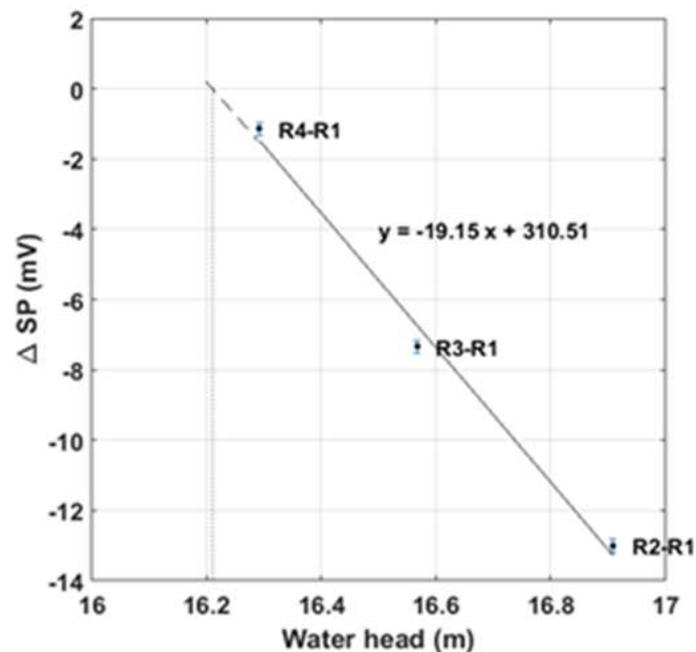


Figura 4.11 - Variações pós-bombeamento do potencial espontâneo obtidos no poço P2 na profundidade de 56 metros, utilizando o espaçamento longo durante a descida da sonda, em relação ao potencial medido em situação ambiente. Foi realizado um ajuste linear para determinar o valor em que o potencial é nulo, neste caso 16.2 m, correspondendo ao valor de pressão aplicado sobre a fratura (Kowalski et al., 2020).

Conforme pode ser observado na Figura 4.11, o potencial espontâneo é nulo para o valor de carga hidráulica de 16.2 m, enquanto os valores de carga hidráulica para as corridas R2, R3 e R4, são de 16.9, 16.6 e 16.3 metros, respectivamente. Considerando que o nível estático do poço é de 9.4 metros, a diferença é de 6.8 m, ou seja, o gradiente hidráulico caracteriza esta fratura como confinada. Pela presença de uma camada de argilito com 20 m de espessura sobre as rochas cristalinas, espera-se que as fraturas interceptadas pelo poço não estejam

conectadas com as unidades aquíferas mais superficiais. A profundidade onde o sinal é identificado sugere que a recarga do poço ocorre por uma fratura próxima ao final do revestimento, ou seja, onde ocorre a transição entre rocha sã e o manto de alteração que é também observada nas amostras obtidas durante a perfuração do poço.

4.6 Conclusões

Os resultados obtidos no poço P2 do SCGR-USP serviram como “teste de conceito”, no sentido de verificar que resultados gerais inferidos a partir da análise de fenômenos eletrocinéticos (Capítulo 3) foram de fato observados. Entretanto, considerando a baixa transmissividade hidráulica do poço não foi possível comparar os resultados da perfilagem SP com medidas diretas de fluxo, utilizando sonda tipo *flowmeter*, por exemplo. As condições do poço de teste não permitiu, também, verificar qual seria a resposta SP no caso de duas ou mais fraturas com transmissividade. No próximo Capítulo, serão apresentados resultados de um experimento realizado em laboratório para validar alguns conceitos em escala de bancada, simulando dois sistemas aquíferos submetidos a diferentes níveis de pressão, para verificar se nessa condição a obtenção da carga hidráulica pode ser determinada com o procedimento proposto.

Capítulo 5 -

Testes em laboratório: modelo de duas fraturas

Após os resultados obtidos em campo com a metodologia proposta, descritos no capítulo anterior, alguns conceitos foram testados em um experimento de laboratório, uma vez que a situação em campo permitiu testar o procedimento um cenário com apenas uma fratura hidraulicamente ativa. Poços com intervalos mais longos perfurados em rochas cristalinas podem apresentar um número maior de fraturas que participam do fluxo, portanto testes em diferentes cenários devem ser explorados para verificar se a determinação da direção de fluxo, do parâmetro de acoplamento eletrocinético e da diferença de carga hidráulica podem ser determinados quando dois sistemas com transmissividade estão conectados pelo poço. Foi então realizado um experimento em escala de laboratório para simular uma situação em que um poço intercepta duas fraturas, cada conectada a um sistema aquífero com cargas hidráulicas distintas. Este teste buscou verificar se a linearidade entre o sinal SP e o gradiente hidráulico se preserva tal como no estudo isolado de cada fratura e se a carga hidráulica ativa em a cada sistema é similarmente determinada a partir da interpretação dos dados de potencial espontâneo obtidos durante a recuperação do nível estático após o rebaixamento.

5.1 Arranjo experimental

Os experimentos foram realizados utilizando-se um arranjo experimental semelhante ao utilizado por Mendonça et al. (2012), que permite isolar os potenciais elétricos com origem eletroquímica e eletrocinética a partir de medidas do potencial

espontâneo simulando uma perfilagem de poço. Conforme apresentado na Figura 5.1, após a substituição da concentração (ponto B) na solução é possível identificar um potencial de origem eletroquímica, enquanto deslocamentos de 20 cm resultaram em degraus nas medidas do potencial de origem eletrocinética.

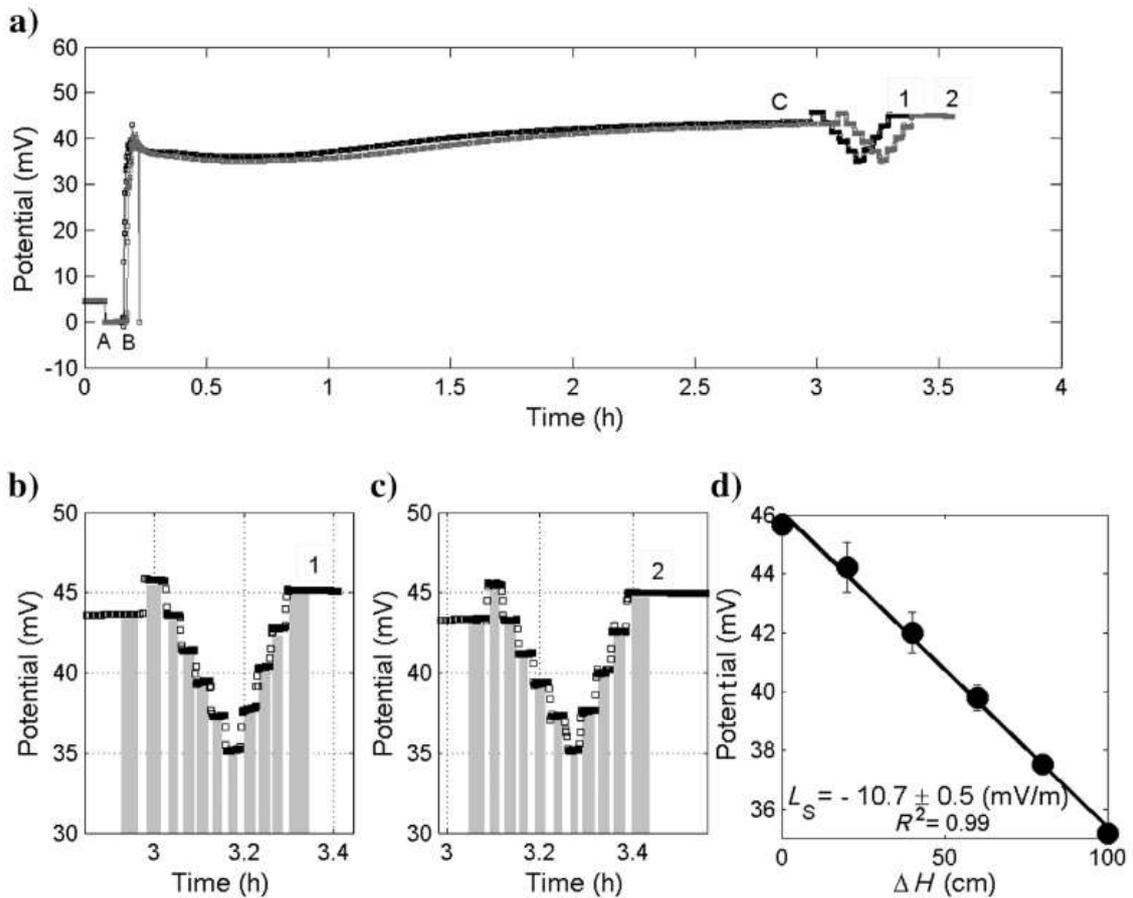


Figura 5.1 - Resultados experimentais obtidos em escala de laboratório ao simular uma perfilagem do potencial espontâneo (Mendonça et al., 2012). **(a)** Evolução das medidas do sinal SP após a substituição do eletrólito (ponto B) e mudanças em degraus de 20cm no gradiente hidráulico (ponto C), enquanto as medidas entre A e B foram monitoradas até atingir-se a estabilização do sinal. As curvas 1 e 2 representam medidas realizadas em dias consecutivos do potencial de origem eletrocinética, sendo apresentadas ampliadas em **(b)** e **(c)**, respectivamente. **(d)** Cálculo do parâmetro de acoplamento eletrocinético L_s a partir da relação linear entre o potencial elétrico e a altura da coluna de água.

Como nesta Tese apenas o potencial de origem eletrocinética está sendo explorado, os resultados esperados do experimento em laboratório devem ser semelhantes àqueles apresentados no final da curva de monitoramento SP (Figura 5.1a). Ao contrário do experimento de Mendonça et al. (2012), nesta Tese deseja-se analisar se a dependência entre as medidas do potencial espontâneo e da coluna de água mantém a linearidade para o caso em que duas fraturas interceptam o poço. Em caso positivo, será avaliado se os resultados podem ser utilizados para determinar o potencial de *zero-crossing* e identificar a carga hidráulica aplicada a cada uma das fraturas.

O arranjo experimental tal como esquematizado na Figura 5.2 é constituído por um sistema de três barriletes, um dos barriletes simulando o nível estático no poço, os demais aplicando cargas hidráulicas aos sistemas aquíferos conectados a cada uma das fraturas. Uma roldana acoplada ao sistema permite o deslocamento do barrilete associado ao nível de água no poço, simulando situações de rebaixamento e recuperação. As cargas hidráulicas conectadas aos barriletes são mantidas fixas em alturas predeterminadas.



Figura 5.2 - Arranjo experimental utilizado para simular medidas do potencial espontâneo em uma situação de poço interceptado por dois sistemas de fraturas. Os barriletes fixos A e B representam as cargas hidráulicas aplicadas a cada fratura, enquanto o barrilete móvel C simula a carga hidráulica no poço. Medidores do nível da coluna de água estão conectados a cada um dos barriletes e fixados lado a lado em D, permitindo medir os gradientes hidráulicos. Uma roldana, indicada por F, permite deslocar verticalmente o barrilete central simulando condições de recuperação do nível de água após rebaixamento. Os eletrodos e as amostras estão conectados aos multímetros para as leituras na posição E, que será detalhada nos próximos parágrafos.

5.2 Seleção das amostras

A escolha das amostras para realização do experimento se provou tarefa complexa uma vez que fraturas costumam apresentar aberturas de ordem milimétrica embora com extensões de dezenas ou centenas de metros. Entretanto, não foi possível simular o fluxo nas apenas através de capilares com controle de pressão, por exemplo, como apresentado por Barbosa (2019) para realizar calibração de sondas do tipo *flowmeter*. Isso se justifica porque nesta Tese foi avaliado o procedimento para interpretação da perfilagem do potencial espontâneo de origem eletrocinética, sendo, portanto necessário que a amostra representando o plano de fratura tenha uma área efetiva correspondendo à extensão de uma fratura real. Dessa maneira, consideramos que um fenômeno que se observa em um meio com propriedades equivalentes - no caso área geométrica de uma fratura e área específica de um meio poroso - pode ser indicativo que processos observados no experimento tenham correspondência em condições de campo.

Optou-se, assim, por utilizar uma amostra de material poroso, mas com superfície específica equivalente à superfície definida pelos planos justapostos gerados por uma fratura. Mantendo essa equivalência garante-se que a quantidade de carga superficial na dupla camada elétrica da amostra seja comparável à carga associada às interfaces criadas pela fratura. A correspondência em área específica na amostra de teste com a área da fratura sendo simulada é ilustrada na Figura 5.3.

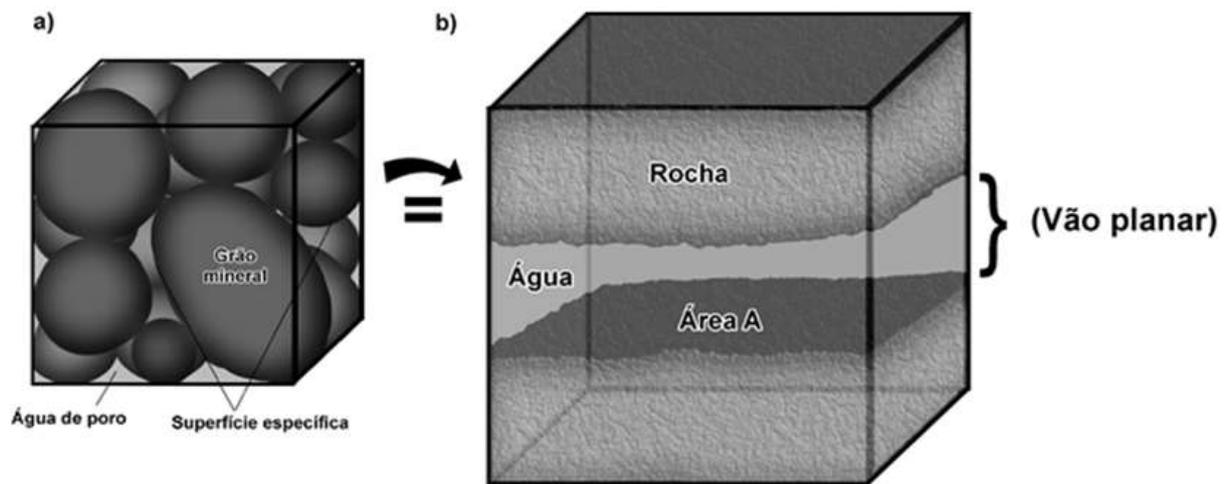


Figura 5.3 - Esquema representativo da equivalência entre as superfícies específicas de uma amostra porosa e das interfaces geradas por uma fratura. Em ambos os casos, o contato entre a água de poro e os grãos minerais desenvolve uma dupla camada elétrica que totaliza uma mesma quantidade de carga, justificando a adoção de um modelo poroso na simulação do potencial eletrocinético em uma fratura (Carmona, 2021).

A superfície específica S_p define a relação entre a área superficial do grão e o seu volume, portanto tendo unidade de m^{-1} , e pode ser definida (Bear, 1967; Carmona, 2021) por

$$S_p = \sqrt{\frac{0.4\varphi^3}{K(1-\varphi)^2}} \quad , \quad (5.1)$$

sendo φ a porosidade do meio (razão entre o volume dos poros pelo volume da amostra) e K é a permeabilidade hidráulica (darcy), sendo $1 \text{ darcy} \approx 9.8 \times 10^{-23} \text{ m}^2$. Considerando uma geometria simplificada de fratura, constituída por duas interfaces paralelas sem rugosidade, cada uma com área A e volume V definido pela abertura da fratura. Para tal configuração, a superfície específica de fratura S_f é dada por

$$S_f = \frac{2A}{V} \quad . \quad (5.2)$$

Ao comparar as Eqs. 5.1 e 5.2 é possível observar que a superfície específica da amostra porosa é diretamente proporcional à porosidade, portanto quanto menor o tamanho dos grãos, maior a superfície específica. Uma amostra porosa pequena, portanto, apresenta valores de carga específica que equivale a um modelo de fratura com extensão muito maior.

Para simular as fraturas interceptando o poço foram utilizadas duas amostras cilíndricas (diâmetro 2,5 cm / altura 3 cm) sendo a amostra F2 feita de um material poroso artificialmente construído de sílica com *mesh* 150 e condutividade hidráulica da ordem de 4.7×10^{-5} m/s, equivalente com valores típicos para fraturas com fluxo de baixa magnitude. A amostra (F1) foi elaborada a partir de um quartzito e teve seus valores de superfície específica e porosidade de $3.8 \times 10^5 \text{ m}^{-1}$ e 0.20, respectivamente, medidos em laboratório (Santos, 2016) e, nesse caso, podemos calcular a área de cada parede da fratura como sendo 2.90 m^2 (Carmona, 2021). Estas amostras foram encapsuladas em um revestimento de resina, para prevenção de vazamento e infiltração ao longo do contato com seu revestimento, e conectadas por mangueiras em suas extremidades, sendo uma conectada ao poço e a outra ao barrilete representando o sistema aquífero (Figura. 5.4). Em cada extremidade da amostra foi instalado um eletrodo AgAgCl para medidas de potencial elétrico. Esse tipo de eletrodo é preparado utilizando-se prata com pelo menos 99% de pureza e a superfície cuidadosamente polida e embebida em solução concentrada de hipoclorito de sódio (NaClO) para evitar sinais ruidosos originados por reações de oxidação.

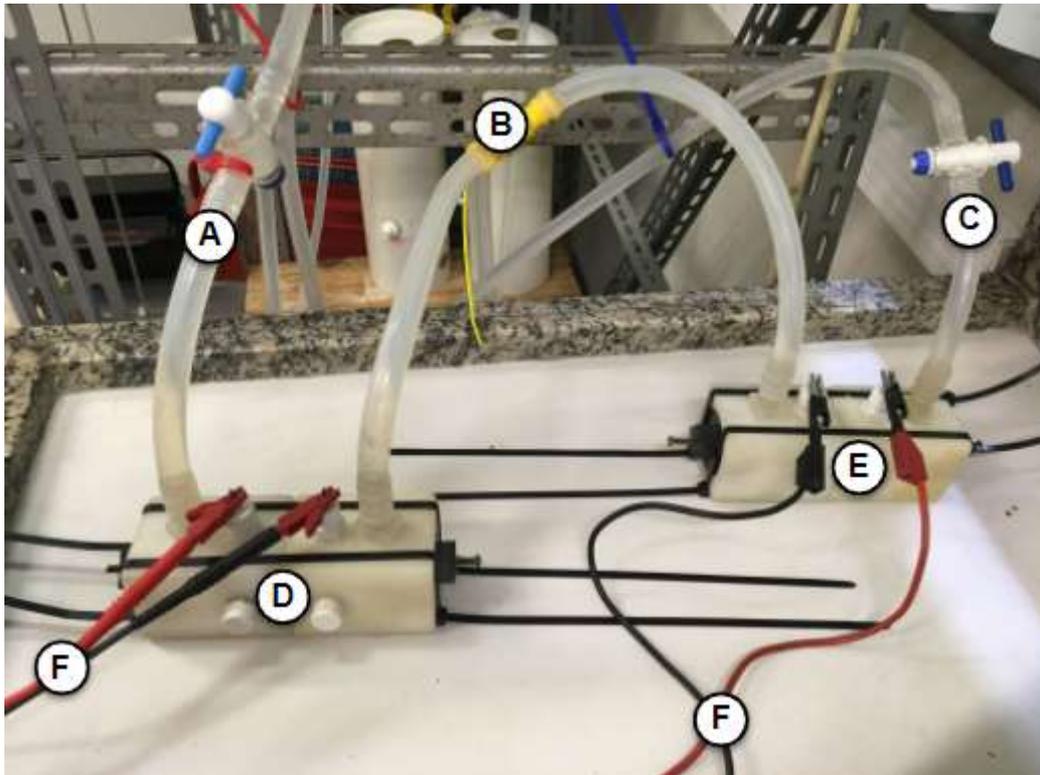


Figura 5.4 - Arranjo experimental utilizado para conectar (A e C) sistemas representando duas fraturas tendo em comum um barrilete representando o poço (B) conectado a um barrilete montado em um elevador. Os módulos D e E contém amostras cilíndricas de material cerâmico poroso, com eletrodos não polarizáveis em cada extremidade, conectados a voltímetros pelos cabos F.

As células foram conectadas por mangueiras de silicone em cada barrilete simulando a carga hidráulica aplicada à fratura e ao barrilete central representando o poço. Os barriletes foram preenchidos com água da torneira e suas condutividades elétricas medidas utilizando um condutivímetro SevenEasy (METTLER TOLEDO). Os multímetros utilizados para as medidas são de alta impedância interna e modelo U1252A (AGILENT), com programa para aquisição GUI Data Logger Basic Edition (AGILENT) que permite exportar arquivos em formato padrão *csv* (*comma-separated values* - valores separados por vírgula) para processamento.

5.3 Procedimento experimental

As medidas do potencial elétrico foram realizadas utilizando-se dois multímetros modelo U1252A, com leituras a cada segundo no programa de aquisição de dados. Os dados são posteriormente tratados por scripts elaborados em MATLAB que permitem escolher os intervalos onde as leituras apresentam patamares constantes para cada configuração de carga hidráulica aplicada ao sistema. Para cada patamar com cerca de 60 s com registros, calculou-se a média e desvio-padrão do potencial medido. Ainda no script em MATLAB, um gráfico com a relação entre as cargas hidráulicas e os potenciais medidos foi preparado, calculando por regressão linear o parâmetro de acoplamento eletrocinético. A carga hidráulica correspondente ao potencial nulo (potencial de zero-crossing) foi calculada a partir da extrapolação da reta que ajusta os dados.

Antes da tomada de dados, o sistema foi colocado em regime de fluxo nulo, nivelando as cargas hidráulicas na fratura e no poço (Figura 5.5a). Em seguida, o barrilete representando a carga hidráulica do poço foi rebaixado em 37.5 cm (equivalente a 25 giros da manivela de controle) e, em seguida, movido para cima em passos de 7.5 cm (5 giros) até atingir o nível estático inicial (7 passos). As medidas foram realizadas a cada 1 s, desde a condição inicial de equilíbrio, permanecendo por 60 s em cada configuração dos barriletes (7 patamares).

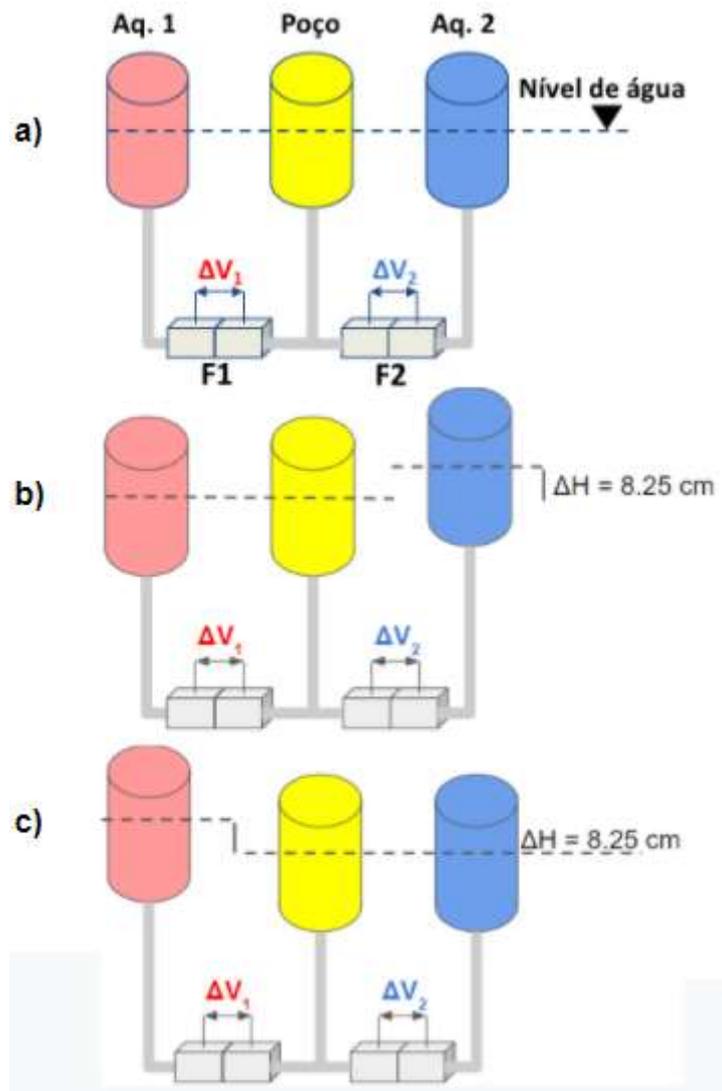


Figura 5.5 - Esquema do arranjo experimental utilizado para simular a perfilagem do potencial espontâneo de origem eletrocinética em um poço interceptado por duas fraturas F1 e F2. Cada fratura é conectada em uma extremidade a um barrilete e a um barrilete comum (poço) na outra extremidade. O barrilete comum é colocado em uma plataforma móvel que permite alterar a carga hidráulica no poço. Os valores de potencial espontâneo, ΔV_1 e ΔV_2 , foram medidos entre as extremidades de cada amostra utilizando um par de multímetros de alta impedância.

Em seguida, eleva-se o barrilete da carga hidráulica de uma das fraturas (Figura 5.5b) a uma altura de 8.25 cm, simulando um sistema de fraturas sujeito a diferentes cargas hidráulicas. São realizadas as medidas do potencial nas duas

células, com medidas a cada 1 s e rebaixamento do barrilete central em 37.5 cm com subsequentes leituras em cada patamar de 7.5 cm até atingir o nível inicial.

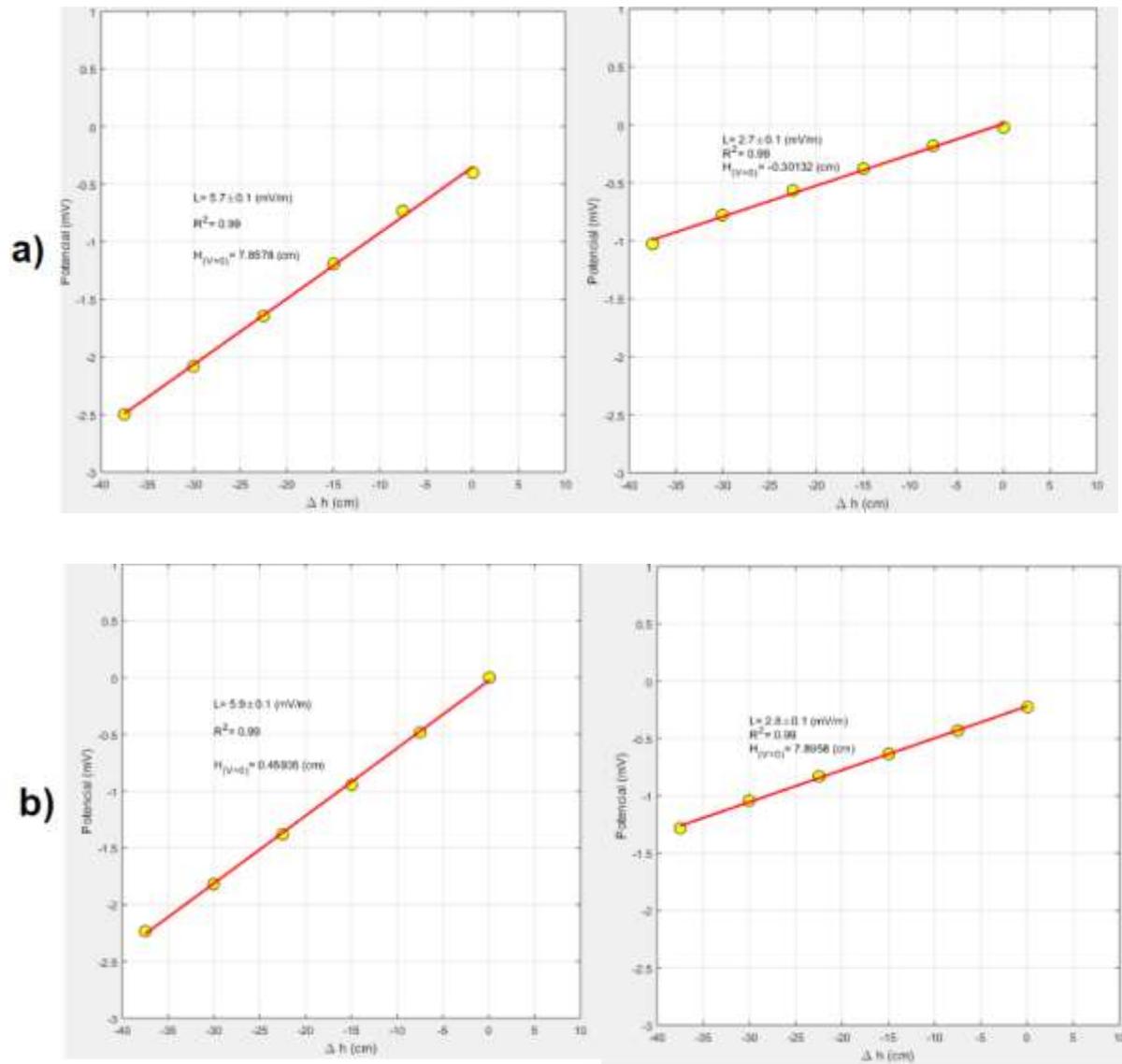


Figura 5.6 - Medidas do potencial elétrico nas células vermelha (F1) e azul (F2) para duas situações de cargas hidráulicas iniciais desconhecidas. **(a)** O barrilete azul (F1) foi deslocado em 8.25 cm; **(b)** O barrilete vermelho (F2) foi deslocado inicialmente em 8.25 cm.

Como observado por Mendonça et al. (2012), por exemplo, os resultados apresentam o padrão de “escada com patamares”, bem definidos para cada valor de carga hidráulica ao qual o sistema está sujeito. Os coeficientes de acoplamento electrocinético L coincidem em ambos os casos tanto para a amostra F2 (2.7 ± 0.1 e

2.8 ± 0.1 mV), como para a amostra F1 (5.7 ± 0.1 e 5.9 ± 0.1 mV/m). A extrapolação da reta de ajuste aos dados determina o ponto de *zero-crossing*, sendo o valor recuperado foi 7.85 ± 0.5 cm para a amostra F1 (figura 5.6a), ou seja, com um erro de 11.4%, enquanto para o caso em que o barrilete vermelho foi deslocado inicialmente (Figura 5.6b) a coluna de água encontrada foi 7.89 ± 0.5 cm, com um erro de 4.4 %. Observou-se que para ambas as amostras foi recuperado o valor original do deslocamento dentro da incerteza dos resultados obtidos.

5.4 Conclusões

Neste capítulo foram apresentados os resultados de um experimento em laboratório simulando um sistema de duas fraturas conectas a um poço em comum. Devido à impossibilidade em reproduzir-se uma fratura numa escala real em laboratório, foram utilizadas duas amostras porosas, sendo uma com permeabilidade equivalente a fraturas com fluxo de baixa magnitude e a outra amostra equivalente, em termos de carga elétrica superficial, a uma fratura de aproximadamente 2.9 m^2 em cada parede.

Foi identificado um padrão de linearidade entre os potenciais elétricos medidos e as cargas hidráulicas variando no poço, de maneira que foi possível extrapolar as medidas através de uma regressão linear e obter os valores de pressão aplicados às extremidades das fraturas não localizadas nos poços. Em situação de laboratório estes valores eram conhecidos, enquanto em levantamentos de campo é um dos parâmetros desejados para a modelagem do fluxo nas fraturas.

Além desses resultados, experimentos recentes realizados por Carmona (2021) identificaram que a polaridade do sinal medido pode ser relacionada ao

sentido de fluxo nas fraturas, ou seja, quando o fluxo se dava dos barriletes fixos para o poço o sinal medido foi negativo, enquanto o fluxo do poço para os barriletes fixos originou um sinal positivo. Desta forma, ao se obter a polaridade do sinal elétrico próximo às fraturas pode fornecer informações sobre o sentido do fluxo nestas.

No próximo capítulo essas serão apresentados os resultados obtidos da perfilagem do potencial espontâneo para um poço em Extrema no qual foi possível comparar os resultados com medidas do fluxo vertical no poço obtidas por uma sonda *heat pulse flowmeter*.

Capítulo 6 -

Perfilagem SP em área de captação Extrema (MG)

Neste Capítulo são apresentados os resultados obtidos pela perfilagem do potencial espontâneo em um poço perfurado em uma bacia de captação do Ribeirão das Posses, próximo ao município de Extrema (MG), como parte do projeto “*Investimentos pró-climáticos inteligentes em bacias de montanhas tropicais da América do Sul*” (*ClimateWise*), (Projeto Temático FAPESP 15/50682-6). Também foram financiadas, pelos projetos FAPESP 17/50241-5 “*Interações multi-escalas na zona crítica em secas extremas utilizando dados experimentais*” e SPRINT FAPESP 18/22533-4 “*Integração de técnicas geofísicas de time-lapse inovadoras no nexo água-energia*”, algumas atividades de campo e viagem de intercâmbio com a *Queen’s University Belfast* (QUB) na Irlanda do Norte (Reino Unido) com colaboração do Prof. Dr. Ulrich S. Ofterdinger, que permitiu adquirir habilidades sobre o desenvolvimento e interpretação de testes hidráulicos em poços, além de ampliar a discussão dos resultados obtidos. Nas primeiras seções são apresentadas a motivação para o trabalho, a caracterização da área de estudo que precedeu a perfuração dos poços utilizados para teste do procedimento desenvolvido nesta Tese. No fechamento do Capítulo são analisados e interpretados os resultados obtidos pela perfilagem do potencial espontâneo em comparação com os dados de fluxo medidos pela perfilagem *heat pulse* e pela modelagem para o cálculo da transmissividade das zonas fraturadas interceptadas pelo poço.

6.1 Motivação e formulação de modelo conceitual

Vem sendo realizado um amplo monitoramento na Bacia do Ribeirão das Posses (Extrema, MG) para compreender o regime hidrológico em uma bacia de captação e permitir melhor administração sobre as áreas de recarga em programas de reflorestamento. Esta bacia faz parte do sistema hidrográfico do rio Jaguaribe, que por sua vez alimenta o Sistema Cantareira, de fundamental importância para o abastecimento da Região Metropolitana de São Paulo. O estudo nessa bacia teve financiamento do projeto temático FAPESP 15/50682-6 que teve como objetivo compreender a influência de fenômenos atmosféricos em micro e mesoescala, em regiões do Centro-Oeste, Sul e Sudeste brasileiro, com ênfase em áreas montanhosas. O monitoramento é realizado por um conjunto de estações meteorológicas que fornecem parâmetros para modelos numéricos que simulam a circulação atmosférica.

Um dos principais interesses em compreender o regime hidrológico nesta bacia está ligado ao programa de Pagamento por Serviços Ambientais (PSA), aplicado há mais de uma década, no qual os proprietários de terras recebem incentivos financeiros para a preservação da mata ciliar nativa próxima de nascentes (Richards et al., 2015). Para realizar o monitoramento hidroclimatológico da bacia, uma rede de estações automáticas foi instalada, obtendo informações sobre a precipitação, evapotranspiração e pressão atmosférica, por exemplo, utilizados para cálculo do balanço hídrico.

Em um estudo recente, Josef (2020) apresentou as séries temporais das vazões de 39 nascentes no período entre 2015 e 2019 (Figura 6.1), buscando identificar correlações com variáveis como os índices de precipitação, cobertura

vegetal, declividade do terreno e tipo de solo. O trabalho concluiu que existe correlação entre as vazões e a declividade em torno das nascentes, assim como apresentam coerência com os regimes de chuva e escoamento básico da bacia.

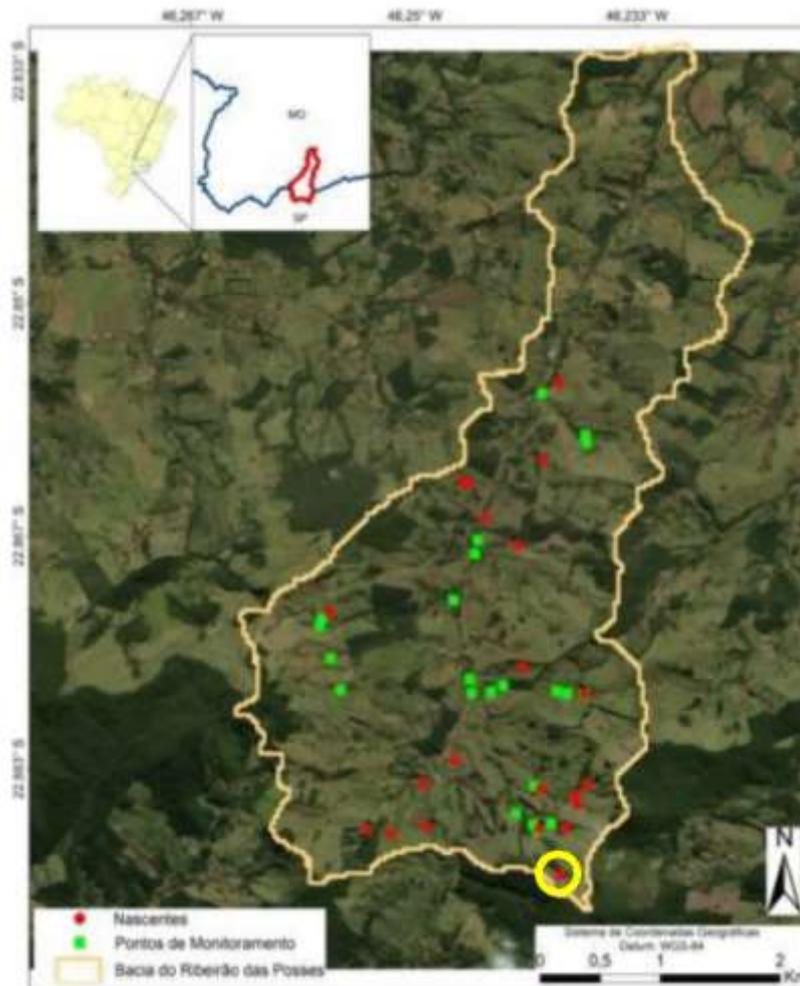


Figura 6.1 - Distribuição das nascentes e pontos de monitoramento na Bacia do Ribeirão das Posses em Extrema (MG). A nascente escolhida para estudo, N15, está localizada a sudeste da bacia e está identificada por um círculo amarelo (Adaptado de Josef, 2020).

Apesar dos resultados promissores apresentados por Josef (2020), não foram realizados levantamentos na área sobre as estruturas geológicas em profundidade que poderiam condicionar o regime das nascentes. Em alguns casos, como na sub-bacia da nascente N15 com área de captação de 7.97 ha (círculo amarelo, Figura

6.1), os valores médio, máximo e mínimo da vazão específica foram 0.68, 1.17 e 0.18 mm/d, respectivamente, que indicam condição de perenidade, apesar de localizada em uma altitude elevada, próxima ao divisor de águas da Bacia do Ribeirão das Posses, enquanto nascentes em mesma elevação, mas em outros pontos da bacia apresentam regimes de vazão intermitente. Para elaborar um modelo conceitual sobre o regime hídrico subterrâneo, foi realizada uma série de levantamentos de caminhamento elétrico no entorno da nascente N15, com identificação de unidades geolétricas associadas ao manto de alteração e unidades granito-gnáissicas subjacentes.

Uma série de 12 perfis de caminhamento elétrico foram obtidos em torno da nascente N15 utilizando um resistivímetro SuperSting R1 (AGI USA) com 56 eletrodos espaçados de 3 metros, totalizando linhas de 165 metros (Figura 6.2). As aquisições utilizaram arranjos combinados dipolo-dipolo e Wenner, usando a mesma distribuição de eletrodos, tendo como objetivo definir uma base de dados com maior capacidade de resolução lateral (arranjo dipolo-dipolo) ao mesmo tempo com maior profundidade de investigação (arranjo Wenner). O tempo de aquisição de cada linha foi de 3 horas e 40 minutos, resultando em 1083 leituras e uma profundidade de investigação da ordem 30 metros. O posicionamento das linhas e eletrodos foi realizado por um GPS Leica operando em duas frequências.

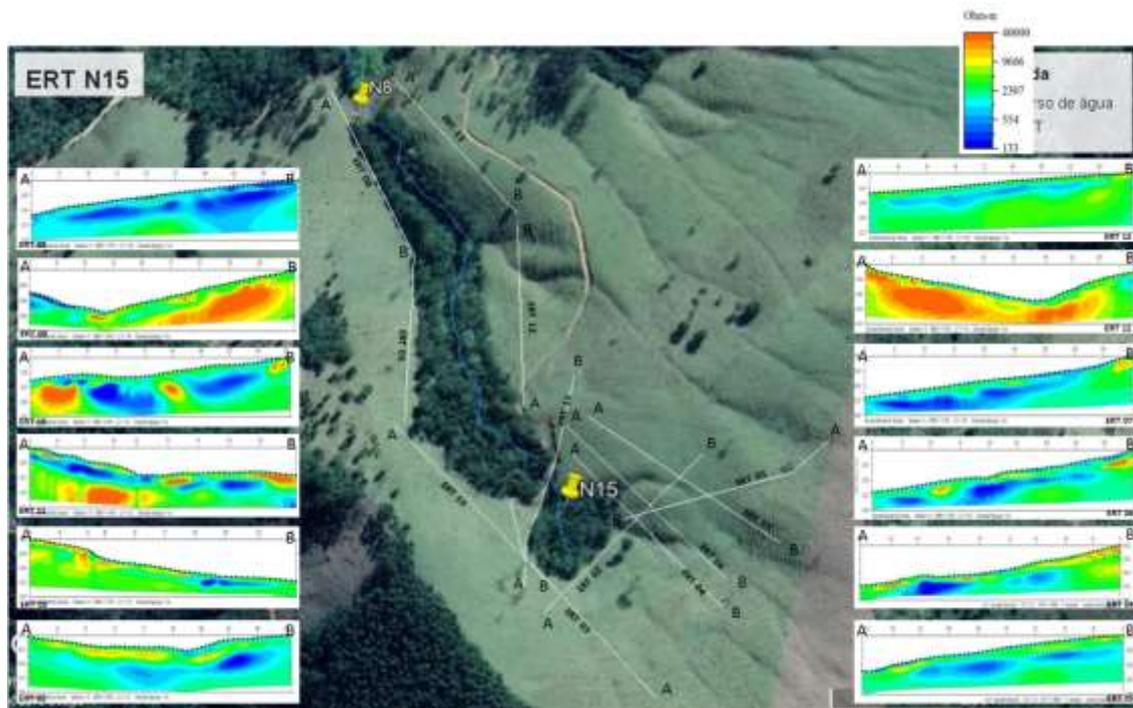


Figura 6.2 - Localização das linhas de caminhamento elétrico em torno da nascente N15.

Considerando todas as linhas realizadas, foi padronizada uma escala de cores para representar a variação de resistividade em todas as secções para que se pudesse identificar a continuidade das unidades geolétricas observadas em cada uma das linhas (Figura 6.2). Perfis típicos para terrenos cristalinos com intemperismo em regiões tropicais tais como apresentados por Comte et al. (2012), tendem a ter uma diminuição no grau de fraturamento conforme se aumenta a profundidade. Geralmente estes perfis identificam, do topo para a base, unidades com maior grau de intemperismo, variando desde composição predominante argilosa e/ou arenosa, seguida de camadas com fragmentos rochosos sobre as rochas cristalinas fraturadas até atingir a rocha sã na base do perfil. O intervalo de transição entre as camadas superficiais e a rocha sã pouco fraturada é conhecido como manto de alteração.

A título de exemplo, apresentamos na Figura 6.3 a seção de resistividade ERT06 e sua interpretação baseada em afloramentos existentes na área. O perfil apresenta unidades típicas de perfis de intemperismo (Comte et al., 2012). Exceções ocorrem em alguns pontos, como uma anomalia de alta resistividade entre 34 e 45 m, possivelmente associada com um matacão, além da variação de espessura da camada de menor resistividade (camada 3, Figura 6.3) com ponto mais profundo próximo da posição de 40 m do perfil.

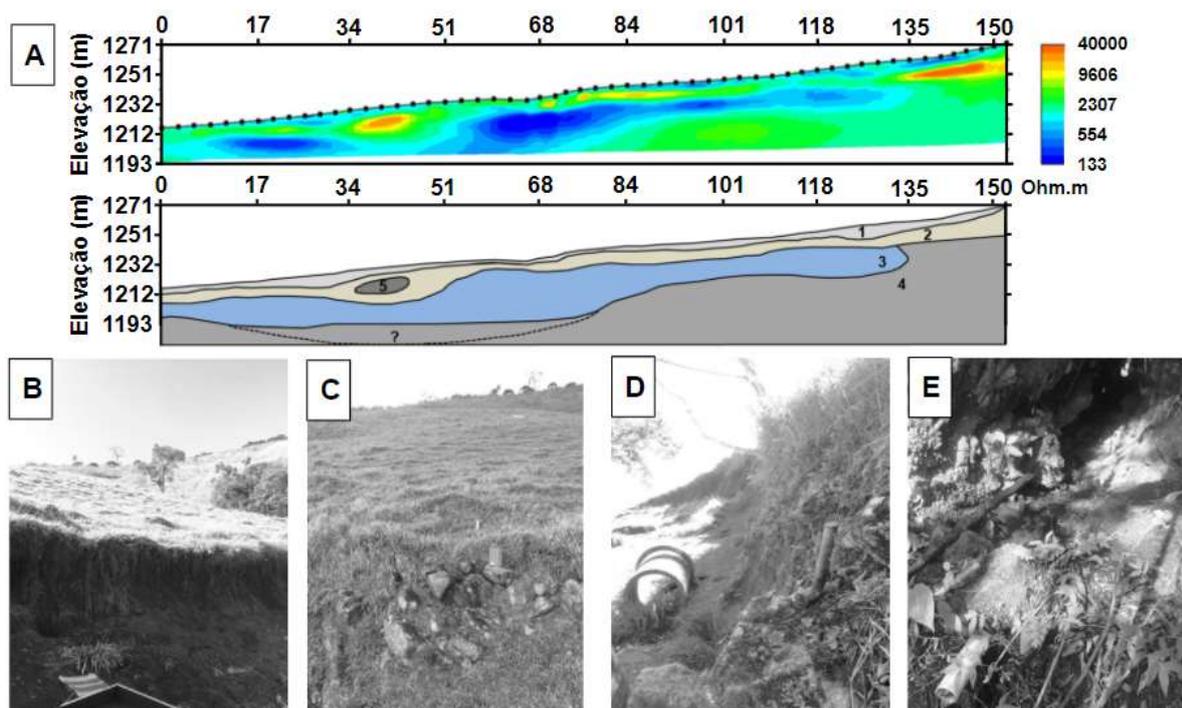


Figura 6.3 – Interpretação da seção ERT 06 e registros fotográficos dos afloramentos obtidos na vizinhança da nascente N15. **(A)** Perfil da distribuição de resistividade elétrica em subsuperfície e perfil interpretativo das unidades geoeletricas: 1 - Solo superficial com valores de condutividade associados à presença de raízes e vegetação; 2 - Solo seco com menor teor de matéria orgânica; 3 - Zona alterada, aumento da umidade com a profundidade até atingir a saturação; 4 - Rochas cristalinas; 5 - Matacão; (?) Profundidade até a rocha sã, ou camada 4, não atingida. **(B)** Solo superficial; **(C)** Fragmentos de rochas presentes na zona alterada; **(D)** Blocos de rochas presentes na zona alterada; **(E)** Nascente N15 entre fragmentos de rochas.

A interpretação dos perfis da Figura 6.2 junto à descrição da Figura 6.3 permite identificar um aumento de espessura da zona alterada (camada 3, Figura 6.3) conforme se aproxima da nascente N15. Em alguns pontos, como em torno de 40 m do perfil ERT 05 (Figura 6.3) não foi atingida a profundidade da rocha sã, sugerindo que possa ocorrer uma contribuição de origem “mais profunda” na descarga da nascente. Para estudar possíveis contribuições desta unidade em profundidade foi necessário utilizar poços atingindo profundidades de até 60 metros. Entretanto, a área em torno da nascente N15 não apresentou acesso aos caminhões para instalação dos poços, e foi preciso encontrar outra nascente na mesma bacia que tivesse um regime de vazão e perenidade semelhantes ao da nascente N15.

6.2 Investigação ERT e perfuração dos poços

Conforme descrito na seção anterior, o padrão de investigação utilizando o caminhamento elétrico foi realizado em diversos pontos da bacia, mas devido ao acesso dos caminhões para perfuração de poços, foram designados pontos próximos à sede do Projeto Conservador de Águas para a perfuração de poços, em

torno da nascente N9 (Figura 6.4). Para comparação, a nascente N9 apresenta vazão máxima, média e mínima de 0.54, 0.09 e 0.01 mm/dia, respectivamente, e tem uma área de captação de um hectare.



Figura 6.4 - Posicionamento dos poços P1, P2 e P3 próximos à sede do Projeto Conservador de Águas, assim como as linhas ERT01 e ERT02 que foram utilizadas para escolher o local da perfuração (A). Sistema de perfuração rotopneumático (B) e situação final dos poços à direita (C).

Para a escolha precisa do local para a perfuração e das profundidades dos poços foram obtidos dados de duas linhas de caminhamento elétrico, ERT01 e ERT02 com espaçamento entre eletrodos de 3 e 4 metros, respectivamente (Figura 6.5). Foi necessário aumentar o espaçamento entre as linhas para obter-se uma maior profundidade de investigação já que no perfil ERT 01 não foram identificadas camadas mais resistentes na base do perfil, associadas às rochas cristalinas.

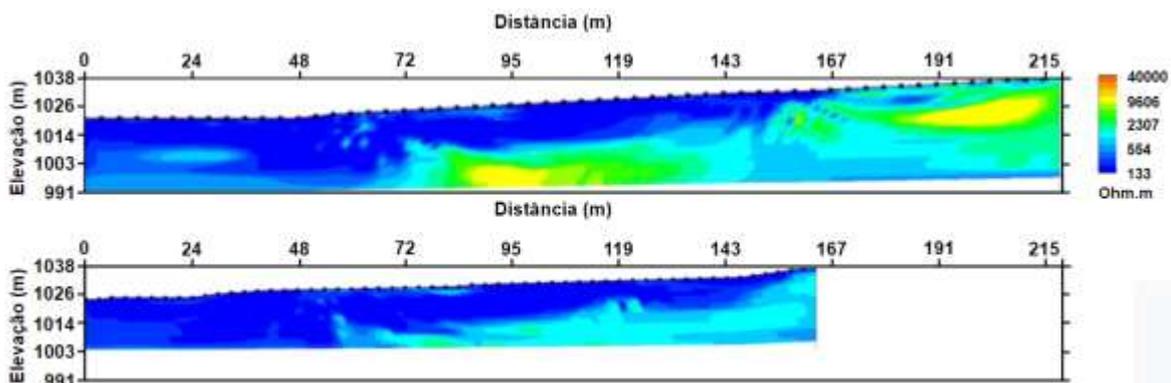


Figura 6.5 – Comparação entre as linhas ERT 02 (topo) e ERT 01 (base) com espaçamento entre os eletrodos de 3 e 4 metros, respectivamente. Foi necessário realizar o aumento no espaçamento para atingir as unidades geológicas mais profundas e planejar as profundidades de cada um dos três poços perfurados.

A Figura 6.6 mostra a seção de eletrorresistividade referente à linha ERT02 e sua interpretação baseada no modelo conceitual estabelecido em torno da nascente N15, além das descrições das amostras deformadas pelo método de perfuração utilizado.

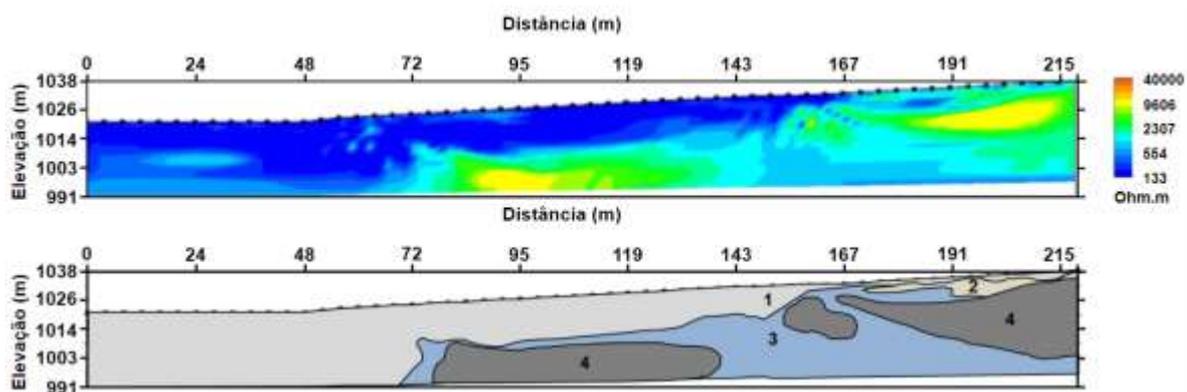


Figura 6.6 – Perfil ERT 02 na nascente N9 onde foram identificadas as seguintes camadas: 1 – solo superficial com presença vegetação e raízes; 2 – solo mais seco com menor presença de matéria orgânica; 3 – Zona alterada; 4 – Rochas cristalinas.

Tendo como base as profundidades encontradas na seção ERT 02, foram perfurados três poços de 63, 26 e 10 metros, P1, P2 e P3, respectivamente, utilizando um sistema roto-pneumático. Os poços P1 e P2 foram revestidos ao longo de toda sua extensão, apenas com um intervalo de filtro nos últimos 2 metros. O poço mais profundo (P1) foi revestido ao longo de todo intervalo do manto de alteração, até 26 metros de profundidade, sem seção filtrante, e aberto na rocha cristalina fraturada até 63 metros de profundidade. A Figura 6.7 mostra a localização dos poços ao longo da linha ERT 02, assim como uma representação esquemática com aspectos construtivos de cada um dos poços.

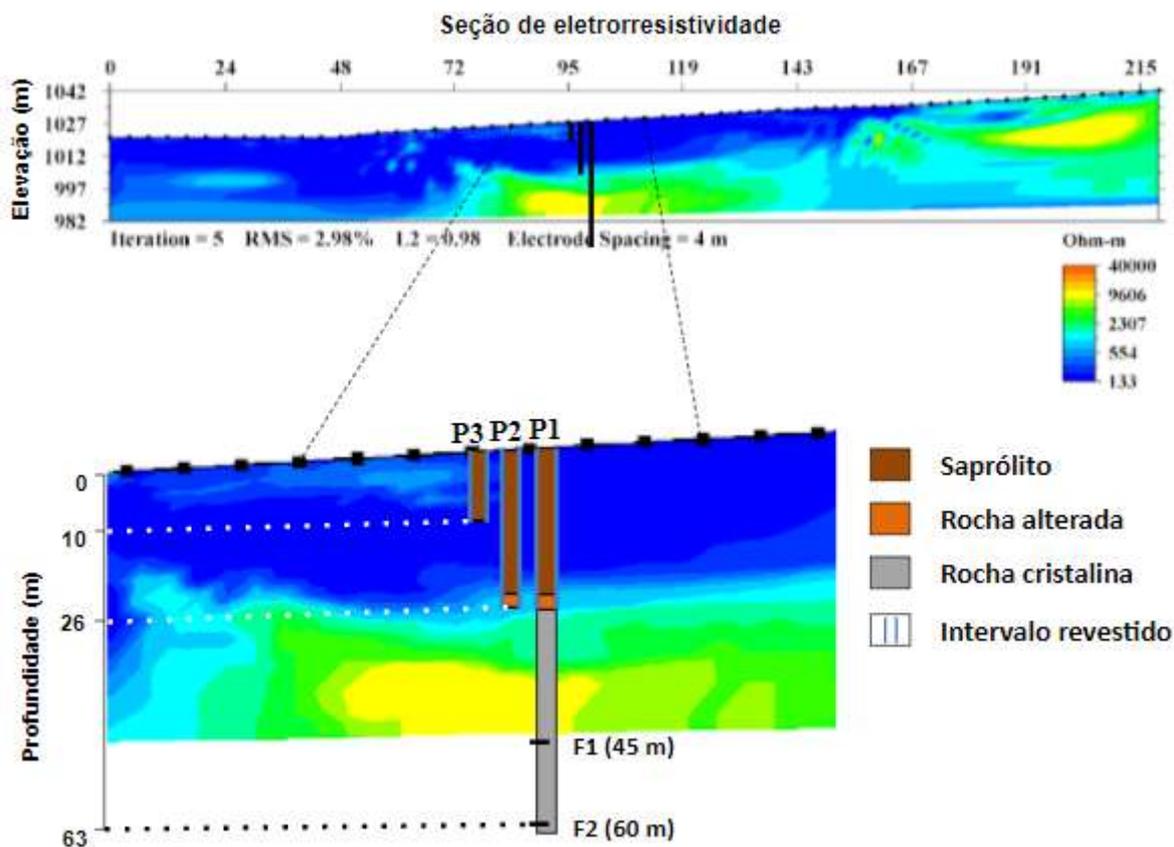


Figura 6.7 - Perfil de eletrorresistividade ERT02 próximo à nascente N9 mostrando a localização dos poços (topo). Esquema em detalhe das unidades interceptadas pelos poços e perfil construtivo de cada poço (inferior). Os três poços são revestidos ao longo do horizonte saprolítico, enquanto o poço mais profundo (P1) foi completado de forma aberta, sem revestimento, ao longo do intervalo com rocha cristalina.

De acordo com a Figura 6.7, é possível identificar que o poço mais raso P3 está penetrando somente na camada mais superficial de saprólito, enquanto o poço intermediário P2 está com sua seção filtrante no manto de alteração, na transição entre o horizonte saprolítico e a rocha cristalina. O poço mais profundo, P1, está aberto no intervalo de 26 a 63 metros de profundidade, acessando somente a rocha cristalina fraturada. As duas fraturas F1 e F2 (Figura 6.7) em 45 e 60 metros, respectivamente, foram identificadas e reportadas pelo perfurador como zonas com produção de água. Mesmo com o espaçamento entre eletrodos de 4 metros,

utilizado na linha ERT02, a profundidade investigada pela secção de resistividade não é suficiente para investigar a profundidade em que essas fraturas ocorrem.

6.3 Inspeção por câmera e perfilagem acústica

Após a perfuração dos poços, os primeiros levantamentos realizados foram a inspeção visual por câmera de filmagem e perfilagem de imageamento acústico. Esses levantamentos foram efetuados no poço P1, mais profundo. Inicialmente foi realizada a inspeção por câmera, tal como apresentado na seção 2.3.1 do Capítulo 2, antes de se descer sondas mais sofisticadas de perfilagem dentro do poço. Esse levantamento preliminar forneceu informações sobre a profundidade do nível de água, das condições do final do revestimento e na parte basal do poço (Figura 6.8). Além disso, a câmera não encontrou possíveis obstruções ou pontos que poderiam causar problemas na movimentação das sondas de perfilagem. A filmagem em vídeo também foi utilizada para determinar os intervalos com maior grau de fraturamento e/ou fraturas mais expressivas para serem posteriormente estudados pelas sondas *flowmeter* e do potencial espontâneo.

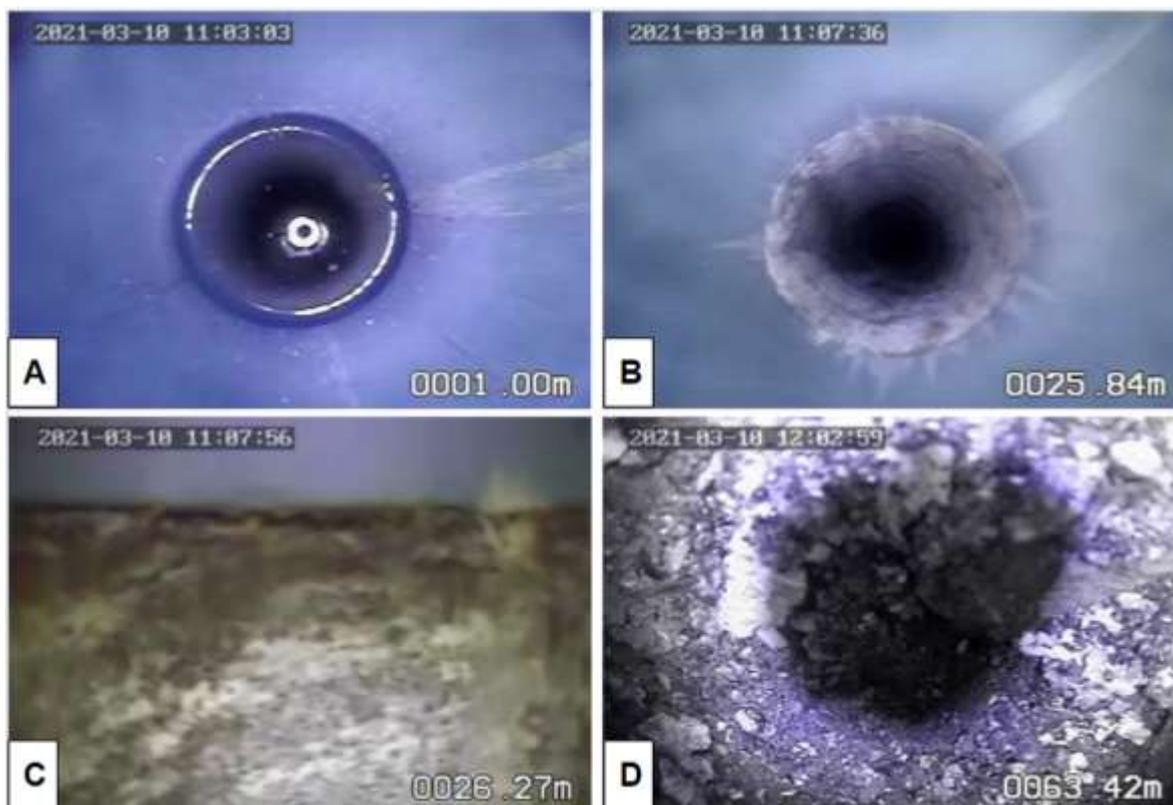


Figura 6.8 - Imagens obtidas pela inspeção por câmera do poço P1: **(A)** Nível de água estático em 1.3 metros de profundidade; **(B)** Final do revestimento em 26.15 metros; **(C)** Final do revestimento filmado pela câmera lateral; **(D)** Fundo do poço (sombra da câmera) em 63.42 metros.

Após a avaliação inicial do poço pela câmera de inspeção, foi realizada a perfilagem de imageamento acústico que permitiu identificar as profundidades com fraturas mais expressivas, assim como a abertura aparente, inclinação e orientação destas estruturas (Figura 6.9). Esse tipo de perfilagem também permite distinguir fraturas na parede do poço resultantes da perfuração, além de fornecer um perfil equivalente à perfilagem de *caliper*, indicando variações no diâmetro do poço através da conversão dos tempos de trânsito das ondas acústicas. Intervalos com maior densidade de fraturas ou juntas normalmente são associados por aumento no diâmetro do poço, perceptíveis por variações no perfil *caliper*.

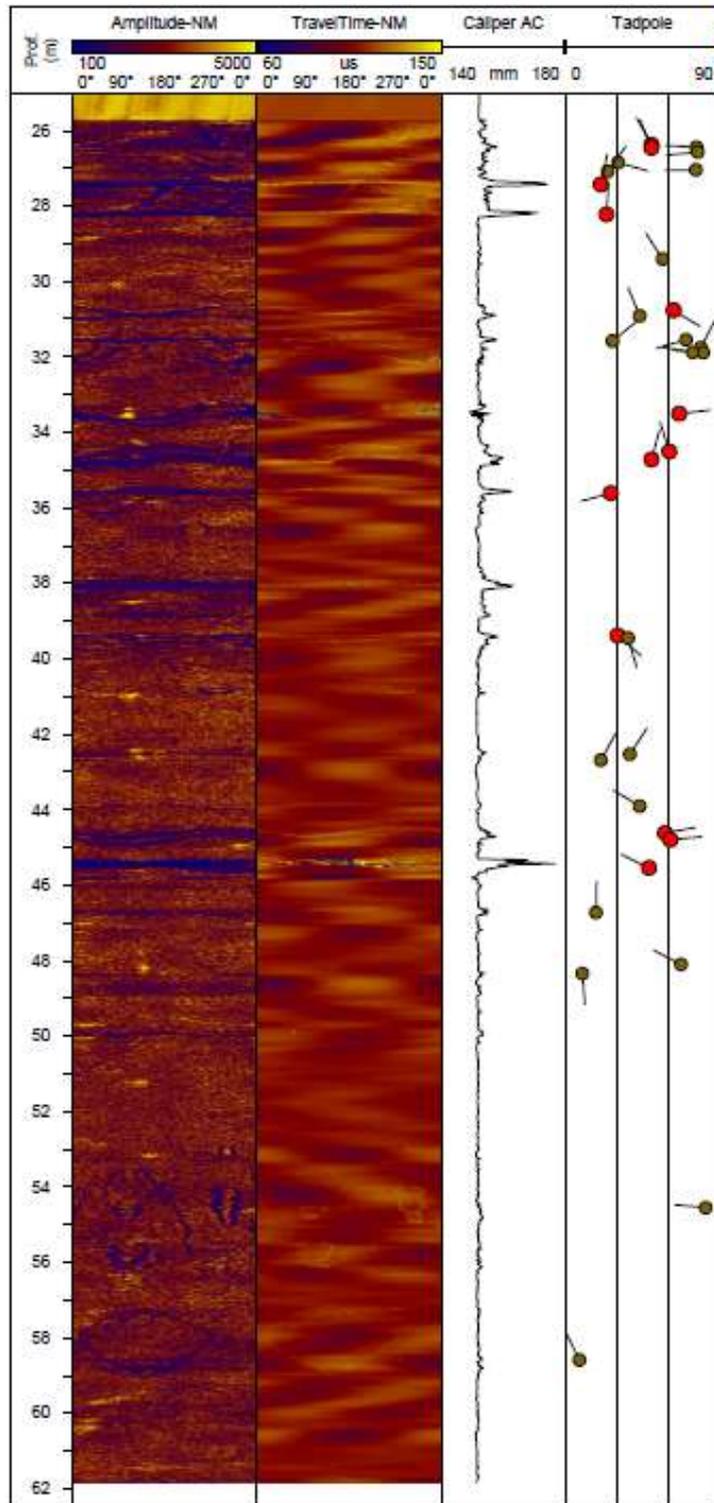


Figura 6.9 - Perfil de imageamento acústico mostrando a amplitude das ondas refletidas na parede do poço, o tempo de trânsito e o perfil caliper associado. O gráfico do tipo *tadpole* representa cada fratura por um símbolo tipo alfinete, a coloração vermelha indicando aberturas maiores que 1 cm. A posição e orientação do alfinete indicam a orientação e inclinação das fraturas identificadas.

A interpretação do perfil de imageamento acústico fornece informações relevantes sobre as estruturas interceptadas pelo poço. Nota-se que há uma maior ocorrência de fraturas na metade superior do perfil, entre 26 e 42 metros, por outro lado foi identificado um intervalo de fraturamento entre 44 e 46 m com aberturas de ordem centimétrica. Também foram identificadas fraturas com aberturas expressivas, e conseqüentemente variações maiores do *caliper*, nos intervalos entre 27 e 28.5 m, 30.5 e 32 m, 33 e 36 m, 38 m, além de quebras na parede entre 53 e 60 m. De acordo com essas informações, foram definidas as profundidades a serem avaliadas com a sonda *heat pulse flowmeter*.

6.4 Perfilagem *heat pulse flowmeter*

Em função das principais fraturas identificadas no perfil de imageamento acústico, foram selecionados 11 pontos em profundidade para realização do levantamento com a sonda *heat pulse flowmeter*: 25.2, 29.0, 33.0, 37.5, 43, 44.4, 45.3, 46.5, 52.9, 61.0 e 62.5 metros de profundidade. Em cada um desses pontos foram realizadas 3 medidas em situação ambiente, sem alterar o nível de água do poço, e posteriormente foram realizadas 3 medidas com fluxo induzido por bombeamento constante e o nível de água estabilizado em 4.4 metros (Figura 6.10).

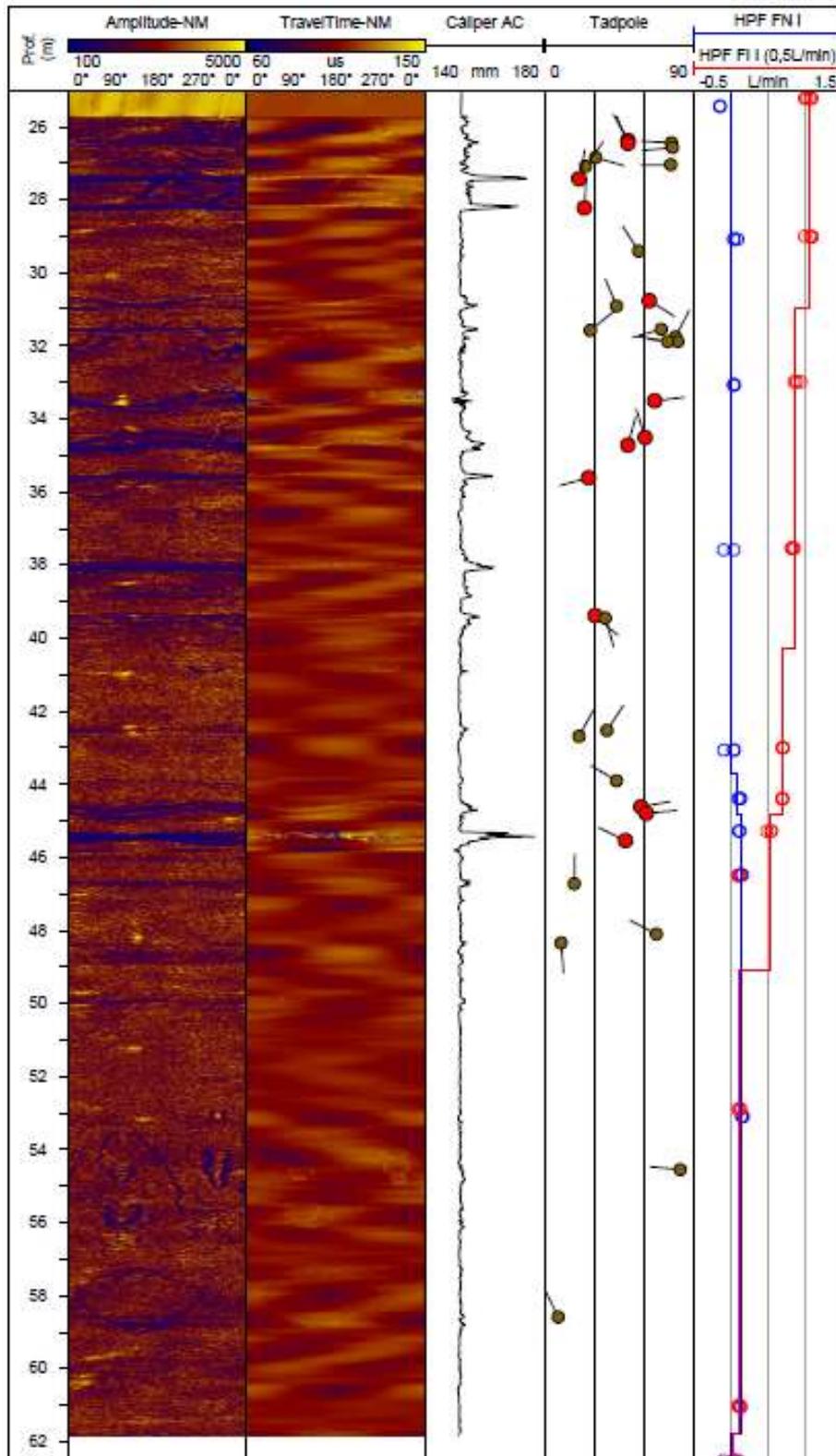


Figura 6.10 – Medidas heat pulse em condições de fluxo natural (linha azul) e induzido (linha vermelha), a profundidade dos pontos de medida tendo como base os perfis de imageamento acústico e caliper. As medidas de fluxo induzido foram realizadas com bombeamento constante de aproximadamente 2 l/min e com um nível dinâmico de 4.4 m.

Ao comparar as medidas de fluxo obtidas em condição ambiente com as medidas realizadas com fluxo induzido, busca-se encontrar mudanças que podem estar relacionadas com fraturas hidráulicamente ativas. É possível observar que não há variação no fluxo induzido entre as medidas no revestimento, em 25.2 m, e as medidas em 29 m, indicando que não há fluxo na transição do revestimento para a rocha cristalina. O fluxo ambiente apresenta valores muito baixos, com amplitude máxima (em módulo) de 0.16 l/min na profundidade de 53 metros, enquanto os valores de fluxo medido durante o bombeamento atingem valores de 1.0 l/min.

As principais variações de fluxo vertical ocorrem nos intervalos entre 29.0 e 33.0 m, 37.5 e 43 m, 44.4 e 45.3 m, e 45.3 até 46.5 m, sendo a maior variação relacionada a este último intervalo que também corresponde a uma abertura expressiva identificada pelo perfil acústico. A Figura 6.11 apresenta em detalhe esses quatro intervalos mostrando as imagens obtidas pelo vídeo de inspeção, as medidas com a sonda de imageamento acústico e os dados de fluxo.

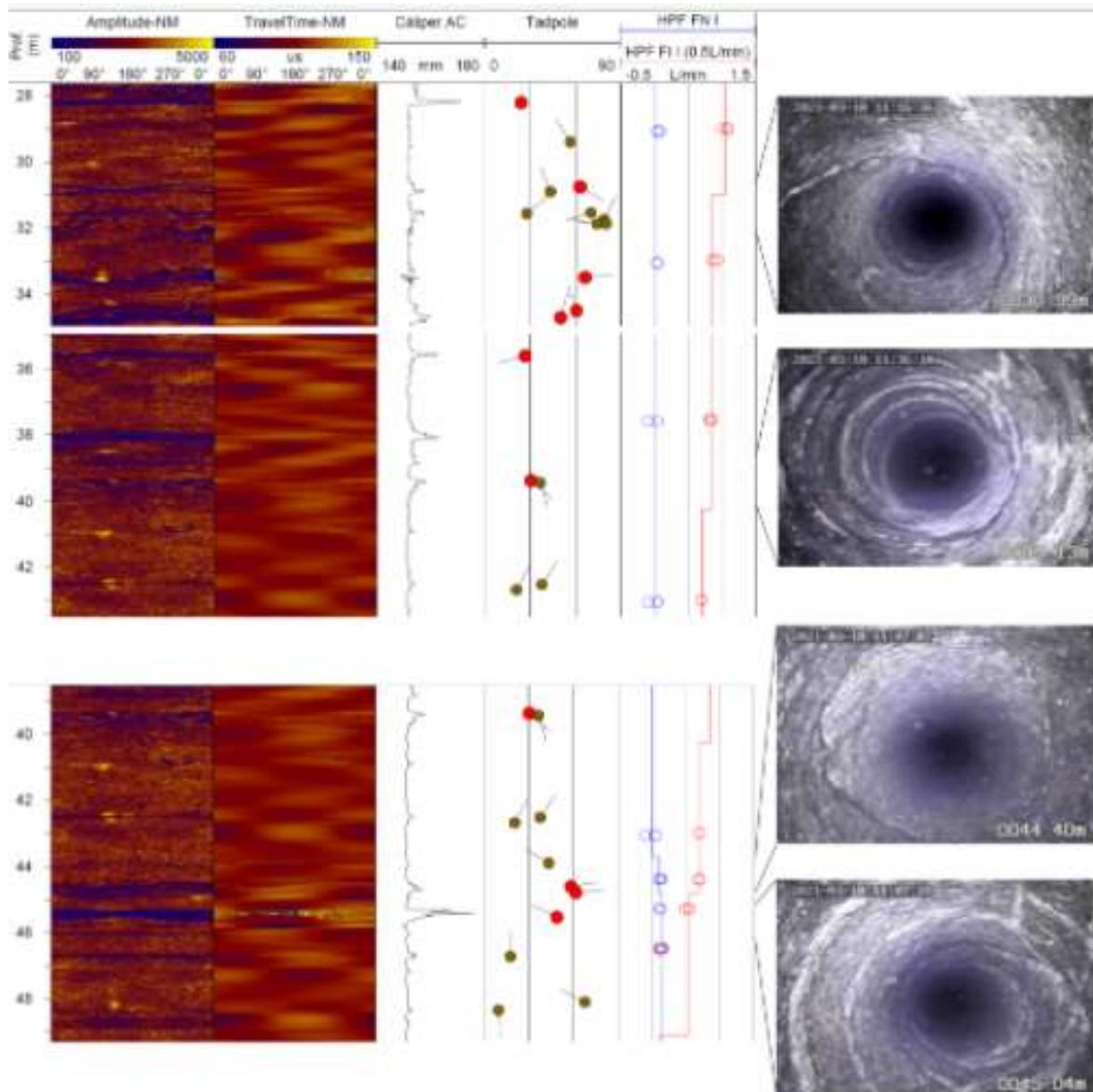


Figura 6.11 – Correspondência em profundidade entre as imagens obtidas com a câmera de inspeção, os perfis de imagem acústica e as medidas de fluxo vertical em condições ambiente e induzido.

Após a identificação das principais zonas fraturadas hidráulicamente ativas, os dados de fluxo vertical podem ser utilizados para modelar seus valores de transmissividade e a carga hidráulica aplicada a cada zona. Porém, para isso é necessário obter a transmissividade do poço, que neste caso foi realizado através de um teste do tipo *slug*.

6.5 – Testes tipo *slug*

Para os testes *slug* utilizou-se um cilindro de Nylon com 4” de diâmetro por 1.80 m de comprimento, suficiente para deslocar 80 cm de nível de água nos poços de 6”. Os registros do nível de água durante os testes foram feitos com transdutores de pressão automáticos (Levellogger M10 F30 Solinst®) a cada 1 segundo, além de leituras manuais com um medidor de fita para controle dos dados. O monitoramento total do teste durou 12 horas, sendo que o *slug* foi retirado após um período de 6 horas desde o início do teste (Figura 6.12).

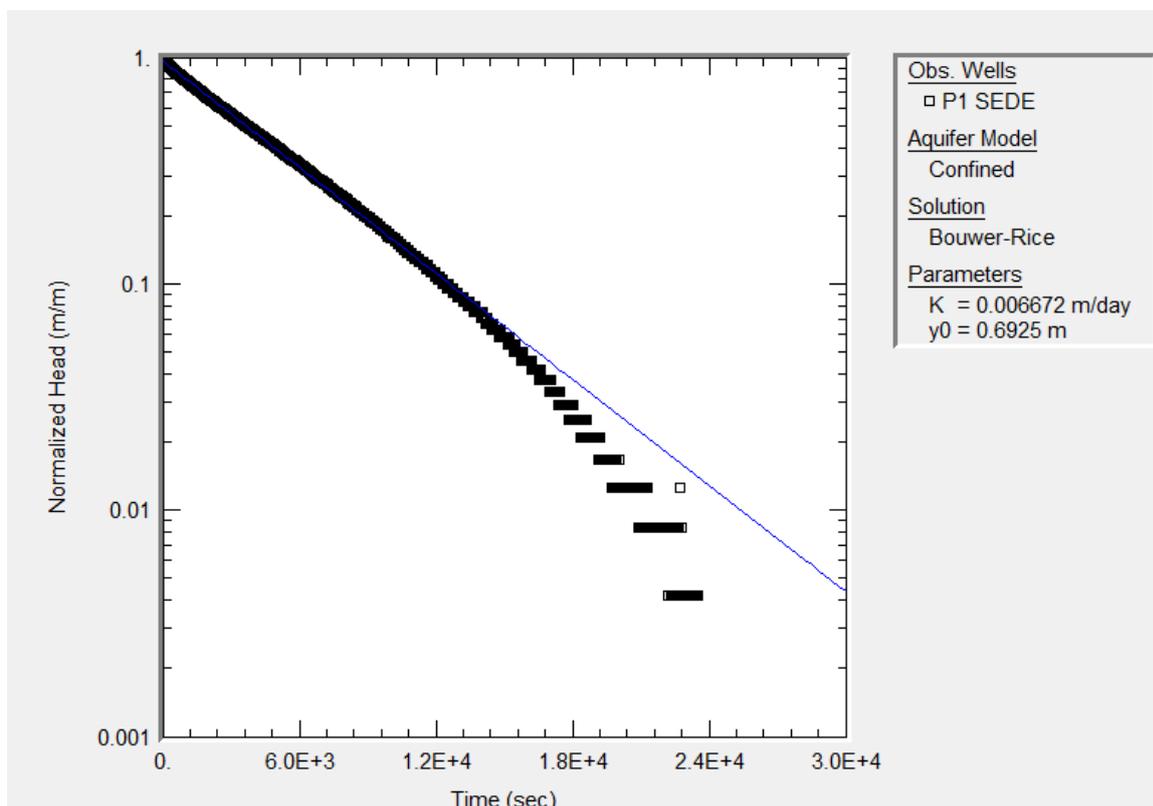


Figura 6.12 - Monitoramento do nível de água durante teste *slug* no poço P1. O cilindro de Nylon foi retirado após 6 horas do início do monitoramento. Para a estimativa de transmissividade do poço, ajustou-se linearmente os pontos do início do levantamento.

Para a interpretação dos dados utilizou-se o software AQTESOLV que permite ajustar as curvas de recuperação e estimar a transmissividade do poço

através de diferentes modelos. O ajuste das curvas de recuperação utilizando a solução de Bouwer & Rice (1976) foi realizado no software AQTESOLV e encontraram os valores de 6.67×10^{-3} m/dia e 0.2469 m²/dia para a condutividade hidráulica e a transmissividade hidráulica do poço, respectivamente. Algumas informações sobre o levantamento, necessárias para executar o programa, são apresentadas a seguir na Tabela 6.1.

Tabela 6.1 - Parâmetros utilizados para o cálculo da transmissividade do poço P1 a partir do teste slug.

Deslocamento inicial do NA estático	0.774 m
NA estático	1.520 m
Espessura saturada do aquífero	37 m
Profundidade final com revestimento	26 m
Intervalo de poço aberto	37 m
Diâmetro do poço	6''

O ajuste das curvas de recuperação do nível de água após a inserção do *slug* foi obtido utilizando a solução de Bouwer & Rice (1976) que considera fluxo quasi-estático e um aquífero homogêneo com espessura uniforme, negligenciando seu armazenamento. Este modelo efetua um ajuste linear dos dados de variação relativa do nível estático ao longo do tempo. Para o teste no poço P1 esse procedimento

estimou os valores de condutividade e transmissividade hidráulica de 6.67×10^{-3} m/dia e 0.2469 m²/dia, respectivamente. São valores com magnitude muito baixas, indicando que as fraturas no poço devem estar conectadas a um sistema aquífero com baixa conectividade, provavelmente em regime de confinamento. Reforçando este ponto, é possível observar pela curva de recuperação (Figura 6.10) que mesmo após um período de 6 horas o poço não conseguiu recuperar o deslocamento inicial.

Com o valor de transmissividade do poço, foi possível utilizar os dados medidos pela sonda *heat pulse flowmeter* e estimar a transmissividade e carga hidráulica individual de cada zona fraturada utilizando o *software* FLASH (Day-Lewis et al., 2011; Barbosa et al., 2020).

6.6 Modelagem da transmissividade e carga hidráulica das zonas fraturadas

Para utilizar o programa de modelagem, algumas informações são necessárias como dados construtivos do poço, especificações da sonda utilizada e medidas do nível de água durante as perfilagens. A análise dos dados da sonda HPFM permitiu identificar três zonas de fraturas nas profundidades de 31, 38 e 45 m, que estão colaborando com a circulação de água.

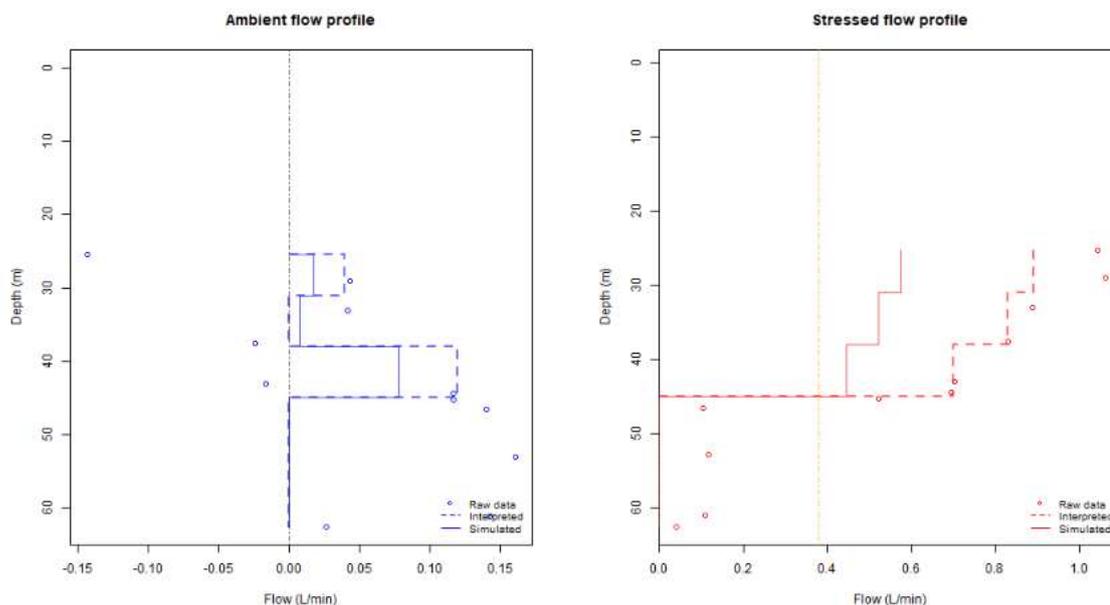


Figura 6.13 – Perfis obtidos pela perfilagem heat pulse em condições ambiente (azul) e durante bombeamento constante (vermelho) no poço P1. Os pontos indicam o fluxo medido, enquanto a linha contínua e tracejada representam o modelo simulado e interpretado, respectivamente.

Os resultados da modelagem são obtidos em forma de uma tabela com as distribuições dos parâmetros dentro de um intervalo de confiança de 95% (Tabela 6.2).

Tabela 6.2 – Distribuição das transmissividades e cargas hidráulicas para a simulação com três zonas fraturadas contribuindo para o fluxo de água no poço.

Zona	Prof. (m)	Transmissividade (m ² /dia)		Carga Hidráulica (m)	
		(lim. inf.)	(lim. sup.)	(lim. inf.)	(lim. sup.)
-	-				
3	31	4.15 x 10 ⁻²	1.38 x 10 ⁻¹	-7.37	8.31
2	38	5.64 x 10 ⁻³	3.06	-11.2	8.37

1	45	4.17×10^{-1}	1.09	-11.3	12.20
---	----	-----------------------	------	-------	-------

Pelos resultados obtidos, identificou-se a zona 1 como sendo aquela com maior contribuição para o fluxo de água no poço, tendo uma transmissividade pelo menos uma ordem de grandeza maior que das outras duas zonas. Já a carga hidráulica das zonas apresentou uma variação de até pouco mais de 20 m entre os limites inferior e superior para cada zona, demonstrando a grande ambiguidade relacionada com este parâmetro.

6.7 Perfilagem do potencial espontâneo

Após a caracterização das zonas de fraturas no poço através da modelagem das transmissividades e cargas hidráulicas, foi realizada a perfilagem do potencial espontâneo, inicialmente em situação ambiente e posteriormente durante a recuperação do nível de água no poço após o rebaixamento por bombeamento. O procedimento consistiu em realizar as medidas do nível de água manualmente nos três poços (1.967, 2.275 e 2.345 m, para os poços P1, P2 e P3, respectivamente) e instalar um transdutor de pressão em cada realizando medidas a cada 2 segundos. Em seguida foram realizadas três corridas com o poço em situação “ambiente” e após a terceira a sonda foi retirada do poço e o nível de água foi rebaixado em 8 metros através de bombeamento com uma bomba pneumática. Conforme o nível de água foi recuperando seu valor inicial, três novos perfis, SP-04, SP-05 e SP-06, foram obtidos, sendo a velocidade de movimentação da sonda aproximadamente 1.2 m/min, totalizando aproximadamente 40 minutos para perfilar cada trecho da rocha cristalina. Para análise dos dados, calculou-se a diferença entre os perfis

obtidos após o bombeamento em relação ao perfil 03, obtido com o nível de água estático do poço (Figura 6.14).

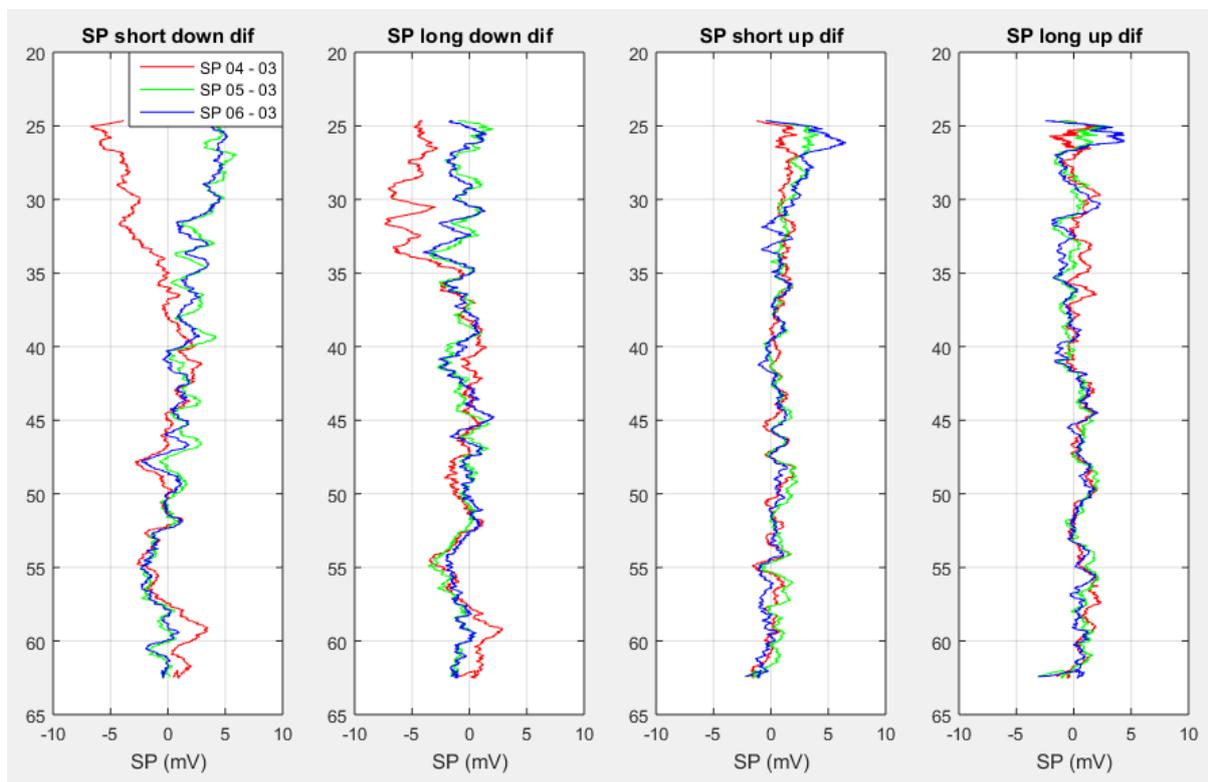


Figura 6.14 – Perfis do potencial espontâneo obtidos no poço P1 próximo à sede do projeto Conservador de Águas em Extrema (MG). As curvas representam as diferenças do sinal do potencial espontâneo medido após o bombeamento, sendo a SP-04 obtida logo após o rebaixamento do NA, seguida pelas curvas SP-05 e SP-06. Os perfis foram obtidos durante a descida e subida da sonda (up e down, respectivamente) com dois espaçamentos: curto (50 cm) e longo (100 cm).

De acordo com a metodologia proposta, procuraram-se inflexões do sinal associadas ao fluxo de água nas fraturas, induzido pelo rebaixamento do NA do poço. As quatro curvas da Figura 6.14 apresentam predominância do sinal variando em torno de 0 mV, indicando ausência do fluxo na maior parte do poço. Foi possível identificar uma variação de maior amplitude, aproximadamente 5 mV, na curva

vermelha, obtida logo após o bombeamento do poço, e somente entre as profundidades de 25 a 35 metros. Além disso, o sinal não apresenta uma variação pontual, mas uma forma de “patamar” entre essas profundidades, podendo indicar que o fluxo deve ocorrer em um número maior de fraturas distribuídas ao longo deste intervalo, não necessariamente associada a uma fratura em particular, com maior conectividade e/ou abertura. Comparando aos resultados obtidos pela sonda HPFM, não foram identificados sinais de origem eletrocinética nas profundidades de 31, 38 e 45 metros. Porém, conforme descrito no parágrafo anterior, foi identificado um sinal entre as profundidades de 25 e 35 metros em alguns perfis, que poderia estar associado com o fluxo identificado na fratura de 31 metros pelo perfil HPFM.

Comparando com os resultados obtidos no Sítio Controlado de Geofísica Rasa do IAG/USP, descritos no Capítulo 4, a amplitude do sinal observada foi menor (5 mV em Extrema contra 20 mV no SCGR-IAG), entretanto algumas características diferem entre os levantamentos e podem justificar esta diferença. As condutividades das águas nos poços diferem sendo 57 $\mu\text{S}/\text{cm}$ no IAG, enquanto em Extrema foi obtido o valor de 96 $\mu\text{S}/\text{cm}$, ou seja, quase o dobro, indicando uma água de formação muito mais condutiva. Relembrando a fórmula que correlaciona o potencial espontâneo com a variação da carga hidráulica em uma fratura (Eq. 3.11), quanto maior a condutividade da água, menor o potencial medido, residindo aí um dos fatores que pode explicar a menor amplitude do sinal de potencial espontâneo observado no poço P1. Outra diferença entre os poços tem a ver com o diâmetro do poço, sendo 4” no IAG, e 6” para o poço P1. Nessas condições, o maior volume de água bem como sua condutividade mais elevada define um ambiente mais condutivo que diminui a amplitude do sinal de origem eletrocinética.

6.8 Conclusões do estudo

Neste capítulo foram apresentados os resultados da perfilagem do potencial espontâneo aplicadas a um estudo de nascentes na sub-bacia do Rio Jaguaribe (Extrema, MG). Para formular um modelo conceitual sobre o fluxo em torno de algumas nascentes que apresentam perenidade, foram realizadas diversas linhas de caminhamento elétrico para caracterização das estruturas em subsuperfície. Ao correlacionar estas estruturas com afloramentos presentes no local de estudo, foi possível definir um local para perfuração de poços atingindo as fraturas presentes nas rochas cristalinas em profundidades de até 63 metros.

Diferentes perfis geofísicos foram obtidos no poço estudado, incluindo levantamentos do tipo HPFM, que permitiu identificar intervalos em profundidades associados com fluxo de água no poço. Estes dados indicaram três zonas de fraturas com fluxo em 31, 38 e 45 metros, e cujas transmissividades e cargas hidráulicas foram modeladas para as três zonas, demonstrando que a zona em 45 metros de profundidade apresenta maior contribuição para a circulação da água. Ao comparar estes resultados com os perfis obtidos pelo método do potencial espontâneo em situação ambiente e após o bombeamento, não foi possível identificar sinais associados a esses níveis de profundidade, somente uma variação em formato de patamar com amplitude de 5 mV aparece em alguns perfis, compreendendo um intervalo de 10 metros.

Comparando aos resultados obtidos anteriormente e apresentados no Capítulo 4, interpretou-se que os sinais não foram identificados devido a fatores como variação na condutividade elétrica na água e diferença nos diâmetros dos

poços. Este resultado mostra que é preciso levar em consideração tais fatores ao desenhar levantamentos do potencial espontâneo de origem eletrocinética.

Capítulo 7 -

Conclusões e perspectivas futuras

Esta tese avaliou um procedimento proposto para realizar a perfilagem do potencial espontâneo em poços perfurados em rochas cristalinas para caracterizar o fluxo através de fraturas. A possibilidade em se utilizar o componente de origem eletrocinética durante a perfilagem do potencial espontâneo em testes de recuperação do nível de água apresentou resultados promissores na identificação de fraturas contribuindo com o fluxo em poços, permitindo identificar o sentido do fluxo nas fraturas e obter uma estimativa da carga hidráulica aplicada ao plano de fratura.

Resultados obtidos num poço do Sítio Controlado do IAG/USP, utilizando o procedimento proposto, identificaram uma fratura na profundidade de 56 metros contribuindo com o fluxo de recarga do poço. Esta informação foi corroborada por perfis elétricos e ópticos, além de testes do tipo *slug* e de interferência usando outros dois poços. A partir dos dados de potencial espontâneo foi possível identificar o ponto de *zero crossing*, ou seja, a carga hidráulica atuando na fratura em sua extremidade distante do poço. Neste caso, a fratura identificada foi caracterizada como conectada a um sistema aquífero confinado, informação reforçada pela presença de uma camada de argila sobre o manto de alteração, isolando o sistema de aquífero livre conectado às fraturas.

Após estes resultados, foram realizados experimentos em escada de bancada para identificar a resposta do sinal eletrocinético em um ambiente controlado. Para isso, foram utilizadas duas amostras de um material poroso com

uma carga elétrica superficial equivalente a duas fraturas com características distintas e mesmo assim permitiram recuperar as cargas hidráulicas aplicadas nessas fraturas.

Após estes testes de conceito, foram realizadas perfilagens do potencial espontâneo em um poço perfurado em rochas cristalinas na bacia de captação do Ribeirão das Posses em Extrema (MG), onde estes resultados puderam ser comparados com medidas do fluxo obtidas por uma sonda do tipo *heat pulse flowmeter*. Não foram identificadas todas as zonas com fluxo conforme o perfil de fluxo vertical, entretanto foi possível observar um sinal de origem eletrocinética na forma de um patamar, não caracterizando um ponto individual com fluxo de água como nos experimentos anteriores. A impossibilidade em se identificar os sinais individualizados em cada fratura pode ter sido causada pela conjunção de dois motivos: a condutividade elétrica elevada da água presente no poço e o diâmetro de 6 polegadas do poço. Contrastando com os resultados obtidos no Sítio Controlado do IAG e em laboratório, o volume extra com uma água muito condutiva causou a atenuação do sinal de origem eletrocinética.

Apesar de não ter sido capaz de identificar individualmente cada fratura no poço em Extrema, o procedimento proposto para a interpretação dos perfis de potencial espontâneo de origem eletrocinética apresentou resultados promissores. Entretanto, como a amplitude do sinal é muito baixa (dezenas de mV) é necessário que a sonda tenha seus eletrodos tratados com revestimento adequado para evitar ruídos, além de a sonda realizar somente medidas do potencial espontâneo somente, não medidas de resistividade, por exemplo, como as sondas comerciais realizam concomitantemente. Outro aspecto fundamental é considerar a

condutividade elétrica da água presente no poço e o diâmetro interno do mesmo para evitar atenuações do sinal.

Os resultados sugerem que é possível utilizar este procedimento para complementar estudos do fluxo em fraturas em rochas cristalinas, permitindo auxiliar, por exemplo, na determinação de intervalos de profundidades para estudos específicos com sondas que medem fluxo, já que atualmente essas costumam se baseiam em perfis que fornecem imagens da parede do poço, ou seja, não indicam quais fraturas contribuem com o fluxo. Outra possibilidade para explorar esse procedimento consiste em analisar os sinais de origem eletroquímica, pois é possível obter medidas da condutividade elétrica da água de poro.

De maneira geral, o procedimento apresentado nesta Tese é muito promissor, entretanto diversos pontos precisam ser considerados como características construtivas do poço e capacidade da sonda e equipamento de perfilagem em registrar sinais com baixa amplitude. Futuros desenvolvimentos que permitam identificar sinais de origem eletrocinética associados ao fluxo em fraturas interceptadas pelo poço podem contribuir e complementar informações já obtidas com as sondas disponíveis.

Bibliografia

Abdideh, M. & Amanipoor, H. (2012) Fractures and Borehole Breakouts Analysis of a Reservoir Using an Image Log (Case Study: SW Iran), *Petroleum Science and Technology*, 30(22), pp. 2360–2372. doi: 10.1080/10916466.2010.512895.

Anbazhagan, S., Balamurugan, G., Biswal, T. K. (2011) Remote Sensing in Delineating Deep Fractured Aquifer Zones, *Geoinformatics in Applied Geomorphology*, doi: 10.1201/b10964-13.

Archie, G. E. (1942) The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics, *Petroleum Technology*, (October), pp. 54–62. doi: 10.2118/942054-G.

Axtell, C., Murray, T., Kulesa, B., Clark, R. A., Gusmeroli, A. (2016) Improved accuracy of cross-borehole radar velocity models for ice property analysis, *Geophysics*, 81, pp. WA203-WA212, doi: 10.1190/geo2015-0131.1.

Barbosa, M. B. (2019) Aplicação e desenvolvimento dos métodos de caracterização de aquíferos fraturados utilizando poços tubulares, Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 234 pp.

Barbosa, M. B., Terry, N., Day-Lewis, F. D., Bertolo, R., Lane Jr, J. W. (2020) A New R Program for Flow-Log Analysis of Single Holes (FLASH-R), *Groundwater*, pp. 1–6. doi: 10.1111/gwat.12994.

Barker, R. D. (2007) Electrical resistivity methods for borehole siting in hardrock region, in Thangarajan, M. (ed.) *Groundwater: Resource Evaluation, Augmentation, Contamination, Restoration, Modeling and Management*. Springer, Dordrecht, pp. 26–60. doi: 10.1007/978-1-4020-5729-8_2.

Barton, C. C. (1996) Characterizing Bedrock Fractures in Outcrop for Studies of Ground-Water Hydrology: An Example from Mirror Lake, Grafton County, New Hampshire, *U.S. Geological Survey Toxic Substances Hydrology Program*, 81-87.

Bear, J. (1967) Dynamics of fluids in porous media, Elsevier, New York, 764 pp.

Binley, A. & Kemna, A. (2005) DC Resistivity and Induced Polarization Methods, *Hydrogeophysics*, doi: 10.1007/1-4020-3102-5_5.

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*, 23, pp. 757-773, doi: 10.1007/s10040-014-1226-x.

Bolève, A., Revil, A., Janod, F., Mattiuzzo, J. L., Fry, J. (2009) Preferential fluid flow pathways in embankment dams imaged by self-potential tomography, *Near Surface Geophysics*, 7, pp. 447-462, doi: 10.3997/1873-0604.2009012.

Bour, O. & Davy, P. (1997) Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution, *Water Resources Research*, 33(7), pp. 1567-1583, doi: 10.1029/96WR00433.

Bower, H. & Rice, R. C. (1976) A slug test method for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells, *Water Resources Research*, 12(3), pp. 423-428.

Busse, J., Paillet, F. L., Hossack, A., Bringemeier, D., Scheuermann, A., Li, L. (2016) Field performance of the heat pulse flow meter: Experiences and recommendations, *Journal of Applied Geophysics*, 126, pp. 158-171, doi: 10.1016/j.jappgeo.2016.01.021.

Carmona, E. (2021) Simulação experimental de sinais eletrocinéticos de potencial espontâneo em testes de bombeamento para caracterização de aquíferos, Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 97 pp.

Carrera, J., Alcolea, A., Medina, A., Hidalgo, J., Slooten, L. J. (2005) Inverse problem in hydrogeology, *Hydrogeology Journal*, 13(1), pp. 206-222, doi: 10.1007/s10040-004-0404-7.

Clark, M.J.R. (editor) (2003) British Columbia Field Sampling Manual, *Water, Air and Climate Change Branch, Ministry of Water, Land and Air Protection*, Victoria, BC, Canada, 312 pp.

Comte, J. C., Cassidy, R., Nitsche, J., Offerdinger, U., Pilatova, K., Flynn, R. (2012) Effect of volcanic dykes on coastal groundwater flow and saltwater intrusion:

A field-scale multiphysics approach and parameter evaluation, *Hydrogeology Journal*, 53(3), doi 10.1007/s10040-012-0884-9.

Day-Lewis, F. D., Johnson, C. D., Paillet, F. L., Halford, K. J. (2011) A computer Program for Flow-Log Analysis of Single Holes (FLASH), *Ground Water*, 49(6), pp. 926-931, doi: 10.1111/j.1745-6584.2011.00798.x.

Deep, M. A., Araffa, S. A. S., Mansour, S. A., Taha, A. I., Mohamed, A., Othman, A. (2021) Geophysics and remote sensing applications for groundwater exploration in fractured basement: A case study from Abha area, Saudi Arabia, *Journal of African Earth Sciences*, 184.

Doll, H. G. (1949) The S.P. Log: Theoretical Analysis and Principles of Interpretation, *Transactions of the AIME*, 179, pp. 146–185. doi: 10.2118/949146-G.

Fachin, S. J. S. (2012) O sinal de potencial espontâneo em investigações ambientais: fatores que condicionam a amplitude de uma anomalia, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 123 pp.

Gandolfo, O. C. B., Souza, T. J., Aoki, P. C., Hemsí, P. S. (2015) A determinação da profundidade de um elemento de fundação utilizando o ensaio sísmico paralelo (parallel seismic), *Fundações & Obras Geotécnicas*, 5, pp. 54-58.

Hearst, J. R. & Nelson, P. H. (1985) Well logging for physical properties, McGraw-Hill Companies, 571 pp.

Hess, A.E. (1986) Identifying hydraulically conductive fractures with a slow velocity borehole flowmeter, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(1), pp. 69-78.

Hess, A.E. & Paillet, F.L. (1990) Applications of the thermal pulse flowmeter in the characterization of fractured rocks, *Geophysical Applications for Geotechnical Investigations*, Am. Soc. Test. Mater., Philadelphia, Special Publications, 1101, pp. 99-112, doi: 10.1520/STP17253S.

Horsvlev, M. J. (1951) Time Lag and Soil Permeability in Ground-Water Observations, Bulletin No. 36, *Waterways Exper. Sta. Corps of Engrs*, U.S. Army, Vicksburg, Mississippi, pp. 1-50.

Ikard, S. J., Revil, A., Schmutz, M., Karaoulis, M., Jardani, A., Mooney, M. (2014) Characterization of Focused Seepage Through an Earthfill Dam Using Geoelectrical Methods, *Groundwater*, 52(6), pp. 952-965.

Johnson, C.D., & Williams, J.H. (2003) Hydraulic logging methods - a summary and field demonstration in Conyers, Rockdale County, Georgia, *Methods used to assess the occurrence and availability of ground water in fractured crystalline bedrock - an excursion into areas of Lithonia Gneiss in eastern metropolitan Atlanta, Georgia*, Georgia Geologic Survey, Guidebook 23, pp. 40-47.

Josef, C. F. (2020) Regime hidrológico das nascentes na bacia do Ribeirão das Posses, Extrema, MG, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 156 pp.

Kawada, Y. & Kasaya, T. (2017) Marine self-potential survey for exploring seafloor hydrothermal ore deposits, *Scientific Reports*, 7(1):13552, doi: 10.1038/s41598-017-13920-0.

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

Kirkby, A., Heison, G., Krieger, L. (2016) Relating permeability and electrical resistivity in fractures using random resistor network models, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, doi: 10.1002/2015JB012541.

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*, 407, pp. 145-152, doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.07.018.

Kowalski, A. C. G. (2017) Análise da conectividade de fraturas em maciços cristalinos utilizando perfilagem geofísica e modelos de percolação, Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 97 pp.

Kowalski, A. C. G., Mendonça, C. A., Offerdinger, U. S. (2020) Fracture Flow Characterization with Low-Noise Spontaneous Potential Logging, *Groundwater*, 59(1), pp. 16-23, doi: 10.1111/gwat.13009.

Kowalski, A. C. G., Mendonça, C. A., Offerdinger, U. S., Rocha, H. R. (2021) Fracture Critical Length Estimative Using Percolation Theory and Well Logging Data, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 26(4).

Le Borgne, T., Paillet, F. L., Bour, O., Caudal, J. –P. (2006) Cross-Borehole Flowmeter Tests for Transient Heads in Heterogeneous Aquifers, *Groundwater*, 44(3), pp. 444-452, doi: 10.1111/j.1745-6584.2005.00150.x.

Lee, H. B. & Kim, B. –W. (2015) Characterisation of hydraulically-active fractures in a fractured granite aquifer, *Water SA*, 41(1), doi: 10.4314/wsa.v41i1.17.

Lowrie, W. (2007) Fundamentals of Geophysics, 2nd Edition, Cambridge University Press, 392 pp.

Masliyah, J. & Bhattacharjee, S. (2006) Electrokinetic and colloid transport phenomena, John Wiley & Sons, 679 pp.

Mendonça, C. A., Dotti, G. C., Maida, C., Silva, N. (2012) Tank experiments with borehole self-potential data, *Geophysics*, 77(1), pp. D1-D6, doi: 10.1190/GEO2011-0176.

Molz, F. J., Boman, G. K., Young, S. C., Waldrop, W. R. (1994) Borehole flowmeters: Field application and data analysis, *Journal of Hydrology*, 163(3-4), pp: 347-371, doi: 10.1016/0022-1694(94)90148-1.

Monier-Williams, M. E., Davis, R. K., Paillet, F. L., Turpentine, R. M., Sol, S. J. Y., Schneider, G. W. (2009) Review of Borehole Based Geophysical Site Evaluation Tools and Techniques, *Nuclear Waste Management Organization Reports*, Report No. NWMO TR-2009-25.

Naudet, V., Revil, A., Rizzo, E., Bottero, J.-Y., Bégassat, P. (2004) Groundwater redox conditions and conductivity in a contaminant plume from geoelectrical investigations, *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(1), pp. 8-22, doi: 10.5194/hess-8-8-2004.

Paillet, F. L. (1991) Use of geophysical well logs in evaluating crystalline rocks for siting of radioactive-waste repositories, *The Log Analyst*, 32(2), pp. 85-107.

Paillet, F. L. (1998) Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in heterogeneous fractured formations, *Water Resources Research*, 34(5), pp. 997-1010.

Paillet, F. L. (2004) Geophysical Characterization of Fractured Rock Aquifers: Accounting for Scale Effects and Putting Hydrology into the Geophysics, *U.S. EPA/NGWA Fractured Rock Conference*, pp. 13-15.

Paillet, F. L., Hess, A. E., Cheng, C. H., Hardin, E. (1987) Characterization of Fracture Permeability with High-Resolution Vertical Flow Measurements During Borehole Pumping, *Groundwater*, 25(1), pp. 28-40, doi: 10.1111/j.1745-6584.1987.tb02113.x.

Paillet, F. L. & Ellefsen, K. J. (2005) Downhole Applications of Geophysics, *Investigations in Geophysics*, pp. 439-472, doi:10.1190/1.9781560801719.ch12.

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*, 20(1), doi: 10.1007/s10040-011-0787-1.

Panthulu, T. V. C., Krishnaiah, C., Shirke, J. M. (2004) Detection of seepage paths in earth dams using selfpotential and electrical resistivity methods, *Engineering Geology*, 59, pp. 281-295, doi: 10.1016/s0013-7952(00)00082-x.

Parasnis, D. S. (1996) Principles of Applied Geophysics, Springer, 402 pp.

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*, 22(3), pp. 245-258, doi: 10.1017/CBO9781107415324.004.

Quinn, P. M., Parker, B. L., Cherry, J. A. (2011) Using constant head step tests to determine hydraulic apertures in fractured rock, *Journal of Contaminant Hydrology*, 126, pp. 85-99, doi: 10.1016/j.jconhyd.2011.07.002.

Revil A., Titov K., Doussan C., Lapenna V. (2006) Applications of the self-potential method to hydrological problems, *in: Vereecken H., Binley A., Cassiani G., Revil A., Titov K. (eds) Applied Hydrogeophysics*, NATO Science Series, 71, Springer, Dordrecht, doi:10.1007/978-1-4020-4912-5_9.

Revil, A., Karaoulis, M., Johnson, T., Kemna, A. (2012) Review: some low-frequency electrical methods for subsurface characterization and monitoring in hydrogeology, *Hydrogeology Journal*, doi: 10.1007/s10040-011-0819-x.

Reynolds, J. M. (2011) An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, 2^a Ed., John Wiley & Sons, 712 pp.

Richards, R. C., Rerolle, J., Aronson, J., Pereira, P. H., Gonçalves, H., Brancalion, P. H. S. (2015) Governing a pioneer program on payment for watershed services : Stakeholder involvement ,legal frameworks and early lessons from the Atlantic forest of Brazil, *Ecosystem Services*, 16, pp. 23–32, doi: 10.1016/j.ecoser.2015.09.002.

Rizzo, E., Suski, B., Revil, A. (2004) Self-potential signals associated with pumping tests experiments, *Journal of Geophysical Research*, 109(B10203) , doi: 10.1029/2004JB003049.

Robert, T. (2012) Geophysical identification, characterization, and monitoring of preferential groundwater flow paths in fractured media, Tese de Doutorado, Université de Liège, 183 pp.

Robert, T., Dassargues, A., Brouyère, S., Kaufmann, O., Hallet, V., Nguyen, F. (2011) Assessing the contribution of electrical resistivity tomography (ERT) and self-potential (SP) methods for a water well drilling program in fractured/karstified limestones, *Journal of Applied Geophysics*, 75(1), pp. 42-53, doi: 10.1016/j.jappgeo.2011.06.008.

Robinson, J., Slater, L., Johnson, T., Shapiro, A., Tiedeman, C., Ntarlagiannis, D., Johnson, C., Day-Lewis, F., Lacombe, P., Imbrigiotta, T., Lane, J. (2015) Imaging Pathways in Fractured Rock Using Three-Dimensional Electrical Resistivity Tomography, *Groundwater*, doi: 10.1111/gwat.12356.

Santos, J. C. A. (2016) Modelo Petrofísico para a Condutividade / Resistividade Elétrica de Arenitos Saturados com Soluções Aquosas, Monografia de graduação, Universidade de São Paulo.

Schlumberger, C., Schlumberger, M., Leonardon, E. G. (1934) Electrical coring: A method of determining bottom-hole data by electrical measurements, *Transactions of the AIME*, 110(1), pp.237-272, doi: 10.2118/934237-G.

Selroos, J. O., Walker, D. D., Ström, A., Gylling, B., Follin, S. (2002) Comparison of alternative modelling approaches for groundwater flow in fractured rock, *Journal of Hydrology*, 257(1-4), pp. 174-188, doi: 10.1016/S0022-1694(01)00551-0.

Silva, N. (2011) Estudo do sinal elétrico do potencial espontâneo associado ao fluxo de água em meios porosos, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 98 pp.

Souza, O. A., Silva, A. M., Remacre, A. Z., Sancevero, S. S., McCafferty, A. E., Perrotta, M. M. (2010) Using helicopter electromagnetic data to predict groundwater quality in fractured crystalline bedrock in a semi-arid region, Northeast Brazil, *Hydrogeology Journal*, 18, pp. 905-916, doi: 10.1007/s10040-010-0582-4.

Suski, B. (2004) Caractérisation et suivi des écoulements hydriques dans les milieux poreux par la méthode du Potentiel Spontané, Tese de Doutorado, Université Paul Cézanne, 201 pp.

Suski, B., Revil, A., Titov, K., Konosavsky, P., Voltz, M., Dagès, C., Huttel, O. (2006) Monitoring of an infiltration experiment using the self-potential method, *Water Resources Research*, 42(W08418), doi: 10.1029/2005WR004840.

Suski, B., Ladner, F., Baron, L., Vuataz, F. D., Philipposian, F., Holliger, K. (2008) Detection and characterization of hydraulically active fractures in a carbonate aquifer: results from self-potential, temperature and fluid electrical conductivity logging in the Combioula hydrothermal system in the southwestern Swiss Alps. *Hydrogeology Journal*, 16 (7), pp. 1319–1328, doi: 10.1007/s10040-008-0302-5.

Stumm, F., Chu, A., Joesten, P. K., Noll, M. L., Como, M. (2013) Delineation of Fractures, Foliation, and Groundwater-flow Zones of the Bedrock at the Harlem River Tunnel in Northern New York Count, New York, *20th Conference on the Geology of Long Island and Metropolitan New York*, Stony Brook University.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. (1990) Applied geophysics, Cambridge University Press, 770 pp.

Tigay, M., Reinecker, J., Müller, B. (2008) Borehole breakout and drilling-induced fractures analysis from image logs, *World Stress Map Project*.

Tselentis, G. A. (1984) An Investigation of the Principles of operation of the Heat-Pulse Flowmeter, *Journal of Hydrology*, 69, pp. 335-349, doi: 10.1016/0022-1694(84)90172-0.

Vasconcelos, S. S., Mendonça, C. A., Silva, N. (2014) Self-potential signals from pumping tests in laboratory experiments, *Geophysics*, 79 (6), pp. EN125-EN133, doi: 10.1190/GEO2013-0444.1.

Walsh, D., Turner, P., Grunewald, E., Zhang, H., Butler Jr., J. J., Reboulet, E., Knobbe, S., Christy, T., Lane Jr., J. W., Johnson, C. D., Munday, T., Fitzpatrick, A. (2013) A Small-Diameter NMR Logging Tool for Groundwater Investigations, *Groundwater*, 51(6), pp. 914-926, doi: 10.1111/gwat.12024.

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 Olkiluoto site, Finland 2001, *Posiva Working Report 2002-11*.

Williams J. H. & Johnson, C. D. (2004) Acoustic and optical borehole-wall imaging for fractured-rock aquifer studies, *Journal of Applied Geophysics*, 55, pp. 151-159, doi: 10.1016/j.jappgeo.2003.06.009.

Wishart, D. N., Slater, L. D., Gates, A. E. (2006) Self potential improves characterization of hydraulically-active fractures from azimuthal geoelectrical measurements, *Geophysical Research Letters*, 33(L17314), doi: 10.1029/2006GL027092.

Witherspoon, P. A., Wang, J. S. Y., Iwai, K., Gale, J. E. (1980) Validity of Cubic Law for fluid flow in a deformable rock fracture, *Water Resources Research*, 16(6), pp. 1016-1024, doi: 10.1029/WR016i006p01016.

Zimmerman, R. e Bodvarsson, G. S. (1996) Hydraulic Conductivity of Rock Fractures, *Transport in Porous Media*, 23, pp. 1-30, doi: 10.1007/BF00145263.

Apêndice I –

Artigos publicados

Groundwater

Fracture Flow Characterization with Low-Noise Spontaneous Potential Logging

by André C.G. Kowalski¹, Carlos A. Mendonça², and Ulrich S. Ofterdinger³

Abstract

Geophysical well logging has been applied for fracture characterization in crystalline terrains by physical properties measurements and borehole wall imaging. Some of these methods can be applied to monitor pumping tests to identify fractures contributing to groundwater flow and, with this, determine hydraulic conductivity and transmissivity along the well. We present a procedure to identify fractures contributing to groundwater flow using spontaneous potential measurements generated by electrokinetic processes when the borehole water head is lowered and then monitored while recovering. The electrokinetic model for flow through a tabular gap is used to interpret the measured data and determine the water head difference that drives the flow through the fracture. We present preliminary results at a test site in crystalline rocks on the campus of the University of São Paulo.

Introduction

Crystalline rocks commonly exhibit low primary porosity leading groundwater flow to be limited by fracture density, aperture, and connectivity (Busse et al. 2016). Characterizing hydraulic properties of fractures is crucial for modeling groundwater flow in crystalline terrains with most of the existing techniques relying on active pumping or injection testing or, in some cases, well logging (NRC 1996). Paillet et al. (2012) monitored flow change in a well as a result of pumping an adjacent well to determine fracture transmissivity and storage parameters, subsequently validated with tracer tests.

Fracture characterization is also important for identifying open water-bearing fractures in tunnel construction to ensure safety standards for working. Stumm et al. (2013) employed 36 wells at a construction pit to map intervals with fractures connected to groundwater flow by using optical logging images with statistical characterization of fracture directions and apertures, increasing security during tunnel excavation. Keller et al. (2014)

applied the FLUTE technique, in which a flexible liner is lowered into the borehole forcing the water flow formation inward, to estimate fracture transmissivities using Thiem's equation. Modeling of flowmeter measurements also provide means to estimate fracture transmissivities by measuring vertical flow within borehole intervals in ambient and stressed conditions (Day-Lewis et al. 2011). In this case, estimates for the far field pressure applied to the fractures are still needed and usually rely on information from other existing boreholes. Isolating depth intervals for packer testing is also used to make fracture transmissivity estimates but inflating packers for each depth interval can be time demanding depending on borehole length to be investigated. Transportable tools were developed allowing water sampling, identification of water head and hydraulic testing, reducing time required for field setup (Shapiro 2001). Another issue with packer testing is the length of interval to be tested which is limited by the type of sealing equipment used and in some cases, achieving an efficient packer seal can be challenging when the spacing between transmissible fractures is small. The methods described (FLUTE, flowmeter and packer testing) are usually time-consuming compared to indirect geophysical logging techniques. However, geophysical logging is of limited use for quantifying hydraulic parameters, such as hydraulic pressure field acting on water-bearing fracture systems (Day-Lewis et al. 2017). Spontaneous Potential (SP) logging, for example, is not commonly used for groundwater studies in fractured rocks but it can provide valuable information about flow through fractures.

In principle, SP logging can detect the water flow through porous or fissured media by isolating potentials generated by electrokinetic phenomena. Just after drilling,

¹Corresponding author: Department of Geophysics, University of São Paulo, Rua do Matão, 1226, São Paulo, Brazil; 05508-090, +55 11 3091-2789; andre.kowalski@lag.usp.br

²Department of Geophysics, University of São Paulo, Rua do Matão, 1226, São Paulo, Brazil; 05508-090

³School of Natural and Built Environment, Queen's University Belfast, David Keir Building, Stranmillis Road, Northern Ireland, UK; BT9 5AG.

Article Impact Statement: This research identifies fractures contributing to groundwater flow and estimate their hydraulic heads using spontaneous potential logging.

Received December 2019, accepted April 2020.

© 2020, National Ground Water Association.

doi: 10.1111/gwat.13009

Fracture Critical Length Estimative Using Percolation Theory and Well Logging Data

André C.G. Kowalski^{1,2}, Carlos A. Mendonça¹, Ulrich S. Oftendinger² and Humberto R. Rocha³

¹Department of Geophysics, University of São Paulo, Rua do Matão, 1226, São Paulo 05508-090, Brazil

²School of Natural and Built Environment, Queen's University Belfast, David Keir Building, Sunninghill Road, Northern Ireland BT9 5AG, UK

³Department of Atmospheric Sciences, University of São Paulo, Rua do Matão, 1226, São Paulo 05508-090, Brazil

*Corresponding author email: andre.kowalski@iq.usp.br

ABSTRACT

Groundwater transport in crystalline rocks follows pathways along fractured zones because of low primary porosity and permeability in such formations. Fractured systems encompass an imbricated set of joints and fractures with different lengths, apertures and orientations resulting in complex permeable systems with heterogeneous groundwater transport properties. Geophysical well logging has proved effectiveness in detecting depth levels with denser fracture distributions as well as the apparent aperture of fractures contributing to groundwater flow. In many cases, the extension spanned by a fracture network cannot be deciphered because it may extend beyond the radius of investigation of common well logging probes, thus preventing quantitative estimation of critical length for lateral extension a connected fractured system may have. Here we apply a percolation theory model to estimate the critical length as inferred from the linear density of fracture distribution observed at the borehole wall with an optical imaging probe. Our results are analyzed with electrical well logging data (normal resistivity and single-point resistance) and by pumping two nearby wells while tracking water head variations in the monitored well. A critical length of 5.9 m was inferred with a percolation model which revealed consistency with the interference tests from pumping two wells spaced 10 m and 30 m in the vicinity of the monitored borehole. Our results suggest the utility of inferring critical percolation lengths from fracture parameters obtained using standard well logging imaging techniques with potential applications to evaluate groundwater resources, characterize contaminated sites and provide geotechnical information for works in fractured formations.

INTRODUCTION

Crystalline igneous and metamorphic hard rocks are usually associated with low primary porosity and permeability such that water or contaminant movement in these natural geological formations is conditioned by the transmissivity and extension of connected fractured zones. Fluid flow regime in hard rock terrains is relevant in many hydrogeological investigations such as to evaluate groundwater well productivity for public supply (Boutz *et al.*, 2010; Boisson *et al.*, 2015), feasibility of underground nuclear waste repositories (Karszaki *et al.*, 2000), water inflow into tunnel constructions (Stumm *et al.*, 2007) and other subsurface mining or civil engineering projects. Borehole geophysics are commonly used in fractured rock investigations because well logging techniques allow measuring different physical properties along the well (fluid temperature, electrical conductivity, natural gamma ray radiation, electrical resistivity, single-point resistance, acoustic wave travel speed, etc.) that are useful to characterize properties

of geological formations intercepted by the well (Keys, 1990).

One commonly used logging technique is the direct imaging of the borehole wall with optical or acoustical probes allowing a quantitative fracture analysis as it is done in structural geology with outcrops. Borehole wall imaging can distinguish active and sealed fractures (Shapiro, 2001), evaluate the fracture transmissivity when integrated with adequate pumping tests (Hamm *et al.*, 2007) or hydraulic head estimates from monitoring electrokinetic signals after pumping a well (Kowalski *et al.*, 2021). Image logs also allow predetermination of depths of interest for selective measurements with flowmeter probes (Williams and Paillet, 2002) to detect potential fractures as a nearby well is pumped (Vitale *et al.*, 2019). In addition to pumping tests, dilution tests (Collins and Bianchi, 2020) and cross borehole slug tests (Audouin and Hodin, 2008) can be monitored to identify connected systems. Most procedures inferring fracture extension and connectivity length are based on well-testing, thus requiring a set of well-distributed boreholes and expensive field work.

Apêndice II –

Códigos de Arduino utilizados na perfilagem SP

/* Script para aquisição de dados de perfilagem de campo com medidas de elétrico em mV em 4 posições em um conversor ADC (A0,A1,A2 e A3) conforme um encoder muda sua direção

*

* -----parte-1 - Encoder Setup

*

SimplePollRotator.ino - Example for the RotaryEncoder library.

Attach a rotary encoder with output pins to A0 and A1.

The common contact should be attached to ground.

* -----parte-2 - MicroSD Card Adapter Setup

SD card datalogger

CATALEX MicroSD www.monocilindro.com

analog sensors on analog ins 0, 1, and 2

SD card attached to SPI bus as follows:

MOSI - pin 11

MISO - pin 12

SCK - pin 13

CS - pin 4

* -----parte-3 - ADC (Analogic to Digital Converter) Setup

* conversor ADS115

*

*/

```
#include <Adafruit_ADS1015.h>
```

```
#include <RotaryEncoder.h>
```

```
#include <SPI.h>
```

```
#include <SD.h>
```

```
#include <Wire.h>
```

```

// set up variables using the SD utility library functions:
Sd2Card card;
SdVolume volume;
SdFile root;

// construct an ads1115
Adafruit_ADS1115 ads(0x48); /* Address to GND */

RotaryEncoder encoder(A0,A1);
const int chipSelect = 4;
String chr=" ";
float dz=-0.000401047;
int kskip=30; // Número de pontos do encoder entre medidas
int k=0;
unsigned long newtime;
unsigned long oldtime = 0;
long vel;

void setup()
{
  Serial.begin(9600);
  Serial.println("Coloque a sonda em z=0 e pressione reset");
  Serial.println("Inicializando o cartão SD");
  pinMode(10, OUTPUT); // Hardware SS pin - must be left as output to use SD
  library
  pinMode(chipSelect, OUTPUT);

  // The ADC input range (or gain) can be changed via the following
  // functions, but be careful never to exceed VDD +0.3V max, or to
  // exceed the upper and lower limits if you adjust the input range!
  // Setting these values incorrectly may destroy your ADC!
  //
  //                               ADS1015 ADS1115
  //                               -----
  //
  // ads.setGain(GAIN_TWOTHIRDS); // 2/3x gain +/- 6.144V  1 bit = 3mV
  // 0.1875mV (default)

```

```

// ads.setGain(GAIN_ONE);    // 1x gain  +/- 4.096V  1 bit = 2mV    0.125mV
// ads.setGain(GAIN_TWO);    // 2x gain  +/- 2.048V  1 bit = 1mV    0.0625mV
// ads.setGain(GAIN_FOUR);   // 4x gain  +/- 1.024V  1 bit = 0.5mV   0.03125mV
// ads.setGain(GAIN_EIGHT);  // 8x gain  +/- 0.512V  1 bit = 0.25mV  0.015625mV
// ads.setGain(GAIN_SIXTEEN); //16x gain +/- 0.256V  1 bit = 0.125mV
0.0078125mV

```

```
ads.begin(); // Initialize ads1115
```

```

if (!SD.begin(chipSelect)) {
  Serial.println("Erro na leitura do cartao SD");
  return;
}
Serial.println("Cartao SD inicializado");
File dataFile = SD.open("ardlogV1.dat", FILE_WRITE);
dataFile.println(" ");
dataFile.println("--- Inicio de nova leitura ---");
dataFile.println(" ");
dataFile.close();
}

```

```

void loop()
{
  /* Be sure to update this value based on the IC and the gain settings! */
  // float multiplier = 3.0F; /* ADS1015 @ +/- 6.144V gain (12-bit results) */
  float multiplier = 0.1875F; /* ADS1115 @ +/- 6.144V gain (16-bit results) */

  static float pos = 0;
  encoder.tick();
  float newPos = encoder.getPosition();
  if (pos != newPos)
  {
    k=k+1;

    newtime = millis();

```

```

vel = (newPos-pos) * 1000 /(newtime-oldtime);

pos = newPos;
oldtime = newtime;

if (k == kskip)
{
float zd=pos*dz;
chr = String(zd,4);
chr += " ";

int16_t dif1, dif2;

dif1 = ads.readADC_Differential_0_1();
dif2 = ads.readADC_Differential_2_3();

float v1 = (dif1 * 0.1875);
chr +=String(v1,4);
chr += " ";

float v2 = (dif2 * 0.1875);
chr +=String(v2,4);
chr += " ";

Serial.print(zd, 4);Serial.print(" ");
Serial.print(v1, 4);Serial.print(" ");
Serial.print(v2, 4);Serial.print(" ");
// Serial.print(vel);Serial.print(" ");
// Serial.print(v2, 4);Serial.print(" ");
// Serial.print(v3, 4);
Serial.println(" ");
k=0; // Zerando o contador k quando entra no loop (k == kskip)

File dataFile = SD.open("ardlogV1.dat", FILE_WRITE);
if (dataFile)

```

```
{
dataFile.println(chr);
dataFile.close();
// delay(10);
}
else
{
Serial.println("ERRO NA LEITURA DO CARTAO SD");
}
}
}
}
```

Apêndice III –

Códigos de MATLAB utilizados nos experimentos em laboratório

- Código exemplo para a célula azul (*prog01_azul.m*) contendo informações sobre a amostra e água nos barriletes. Este mesmo código permite escolher as alturas dos degraus nos quais serão realizadas as medidas do potencial elétrico. Esse programa roda com auxílio de outros dois programas *lab_regress.m* e *DGT.m*, apresentados a seguir.

```
% DATA 23/04/2021
%
% CELULA Azul - Medida 01
%     código
%     diâmetro          1/2 ''
%     comprimento      3 cm
%
% Resistividade da agua no barrilete = xx.x ohm.m
%
% MEDIDO POR-----André Kowalski
clear
cht='Medida 03 - Azul';
%
% 1) Figura auxiliar
figure;
file='medida03_azul.csv';u=readcsv(file,1000);
%file='a_21out_celula2_1.csv';v=readcsv(file,.00001);u=[u;v];
subplot(111)
h=plot(u(:,1),u(:,2),'bs');set(h,'MarkerSize',2);
xlabel('Tempo (h)');
ylabel('Potencial (mV)')
sci=-5;scf=+1;
w=axis;w(3:4)=[sci scf];axis(w);
wa=axis;
axis square
grid on
%
% 2) ESCOLHA DOS DEGRAUS
hh=[0 -37.5 -30 -22.5 -15 -7.5]';
%nh=2*5;
iv=[1 1 1 1 1 1];
%wa=[ 17.3487  17.8303  -20.0  5.0];
tb=DGT(u,wa,iv,hh);
[L,dL,p,sp,yht,mse,R]=lab_regress(tb,1,cht)
```

- Código do programa auxiliar *lab_regress*.

```
function [L,dL,p,sp,yht,mse,R]=lab_regress(tb,ipl,cht)
% regressão linear
%
% modelo y=ax+b [ajuste de reta]
%
% ENTRADA
% tb = tabela de dados no formato
%   x1 y1 sdy1
%   x2 y2 sdy2
%   x3 y3 sdy3
%   x4 y4 sdy4
%   sdy= desvio padrão
% ipl= 1(faz gráfico)
% cht= titulo do gráfico (caractere)
%
% Saída
%
% L = coeficiente angular [acoplamento eletrocinético (mV/m)]
% dL = desvio padrão da estimativa L
% p = coeficientes da reta (mV,cm) (b,a)
% sp = matriz de covariância dos parâmetros (mV,cm)
% yht= ajuste aos dados
% mse= erro médio quadrático
% R= parâmetro R^2 [coeficiente de determinação]
x=tb(:,1);
y=tb(:,2);
sy=tb(:,3);
%-----
nx=length(x);
G=[ones(nx,1) x];
M=inv(G'*G);
p=M*G'*y;
yht=G*p;
sp=M*G'*diag(sy.*sy)*G*M;
L=p(2);dL=sqrt(sp(2,2));
ym=mean(y);
rr=y-yht;mse=rr'*rr;
rr=y-ym;SST=rr'*rr;
rr=yht-ym;SSReg=rr'*rr;
R=SSReg/SST;
H0=(-1)*(p(1)/p(2));
if ipl==1
    figure
    h=errorbar(x,y,sy,'ko');
    set(h,'MarkerSize',10,'MarkerFaceColor','y');
    hold on
    L=round(1000*p(2))/10;
    dL=ceil(1000*sqrt(sp(2,2)))/10;
    chL=['L= ' num2str(L) '\pm' num2str(dL) ' (mV/m)'];
    chR=['R^2= ' num2str(floor(100*R)/100)];
    chH=['H_(V_0)= ' num2str(H0) ' (cm)'];
    xi=min(x);xf=max(x);x0=0.6*(xf-xi)+xi;
    yi=min(y);yf=max(y);y0=0.9*(yf-yi)+yi;dy=0.10*(yf-yi);
    axis([floor(xi) ceil(xf) floor(yi) ceil(yf)])
    text(x0-15,y0,chL,'FontSize',10);
```

```

text(x0-15,y0-dy,chR,'FontSize',10);
text(x0-15,y0-2.5*dy,chH,'FontSize',10);
h=plot(x,yht,'r-');
set(h,'LineWidth',2)
ylabel('Potencial (mV)');
xlabel('{\Delta h} (cm)')
title(cht)
axis square
xlim([-40 10])
ylim([-3 1])
grid on
hold off
end

```

- Código do programa auxiliar *DGT.m*.

```

function tb=DGT(a,wa,iv,c)
figure
ns=length(c);
subplot(111)
h=plot(a(:,1),a(:,2),'sr');
set(h,'markersize',2)
axis(wa);grid on
jv=digita_aux(iv,a,ns);
axis square
tb=zeros(ns,4);
k=0;
for L=1:ns
    k=k+1;
    w=shiftdim(a(jv(k,1):jv(k,2),2));
    for i=2:iv(L)
        k=k+1;
        w=[w;shiftdim(a(jv(k,1):jv(k,2),2))];
    end
    U=[w];
    tb(L,1)=c(L);
    tb(L,2)=mean(U);
    tb(L,3)=std(U);
    tb(L,4)=length(U);
end
return
%
%
function jv=digita_aux(iV,a,ns)
k=sum(iV);
jv=zeros(k,2);
ij=0;
hold on
for i=1:ns
    for j=1:iV(i)
        ij=ij+1;
        x=ginput(1);
        jv(ij,1)=dsearchn(a(:,1),x(1,1));
        plot(a(jv(ij,1),1),a(jv(ij,1),2),'pk')
        x=ginput(1);
        jv(ij,2)=dsearchn(a(:,1),x(1,1));
        plot(a(jv(ij,2),1),a(jv(ij,2),2),'pk')
    end
end
end

```

hold off