



UFRJ

Ana Camila da Silva

COMPORTAMENTO DOS FLUXOS DE ÁGUAS SUBSUPERFICIAIS  
EM SISTEMAS DE FRATURAS E SUAS INFLUÊNCIAS  
NA INSTABILIDADE DA ENCOSTA

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do título de Doutora em Geografia.

Orientador:  
Prof. Dr. André de Souza Avelar

Rio de Janeiro  
2017

### Ficha Catalográfica

Silva, Ana Camila

Comportamento dos fluxos de águas subsuperficiais em sistemas de fraturas e suas influências na instabilidade da encosta/ Ana Camila da Silva. – 2017.174f.

Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Rio de Janeiro, 2017.

Orientador: André de Souza Avelar

1. Hidrogeologia 2. Rochas fraturadas 3. Piezometria  
4. Fluxos subsuperficiais 5. Exfiltração na rocha 6.  
Movimentos de massa.

COMPORTAMENTO DOS FLUXOS DE ÁGUAS SUBSUPERFICIAIS  
EM SISTEMAS DE FRATURAS E SUAS INFLUÊNCIAS  
NA INSTABILIDADE DA ENCOSTA

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do título de Doutora em Geografia.

Aprovada em 19 de dezembro de 2017.

---

André de Souza Avelar, Doutor, PPGG/UFRJ

---

Willy Alvarenga Lacerda, Doutor, COPPE/UFRJ

---

Rogério Elias Soares Uagoda, Doutor, PPGGEA/UnB

---

Ana Luiza Coelho Netto, Doutora, PPGG/UFRJ

---

Mônica dos Santos Marçal, Doutora, PPGG/UFRJ

O que verdadeiramente somos é aquilo que o impossível cria em nós.

*(Clarice Lispector)*

## Agradecimentos

Dedico esta pesquisa e todos os frutos que ela por ventura me trouxer ao meu amigo, parceiro, cúmplice, namorado, noivo (marido!), André Barboza. Você, sem dúvidas, me deu toda a energia para que eu chegasse com felicidade e tranquilidade até aqui.

À minha família, pai, mãe, irmã e avós, que viveram comigo minhas idas e vindas, RJ-JF-Petrópolis-Friburgo, sempre com preocupação e orações para que tudo desse certo.

Ao André Avelar, meu orientador, que acreditou, investiu e confiou esta pesquisa em minhas mãos, não somente me creditando esta responsabilidade, mas me acompanhando em cada campo, cada compra e manutenção de equipamento, dúvidas e conquistas; que encarou e encara esta pesquisa, assim como a de seus orientandos, com perseverança, calma e, sobretudo, esperança... Esperança de que passaremos por estes tempos amargos em que a ciência brasileira se encontra. Agradeço, ainda, por sempre compartilhar conosco a mensagem de que temos que ser leves e felizes no que fazemos, e, também, de que existe vida fora da Universidade! Estou certa de que ainda faremos muitas parcerias.

Ao Rodrigo Vinagre, brilhante Geólogo, parceiro de campos, curiosidades, dúvidas e divertidos almoços e cafés. Um cara de garra, que acredita e credita sua vida à Ciência. Sem a sua ajuda, provavelmente estaria enrolada. Agradeço muito pela sua parceria!

À CAPES, pela bolsa de doutorado dando suporte financeiro a essa jornada de 4 anos e ao CNPq pelos recursos financeiros, via INCT-REAGEO (Instituto Geotécnico de Reabilitação do Sistema Encosta-Planície), sob coordenação do Professor Willy Alvarenga, que viabilizaram as instalações e contratação de serviços necessárias para a elaboração da tese. Em especial, aos professores Willy Alvarenga e Ana Luiza Coelho Netto, por fornecerem todo o apoio técnico e científico para a realização de várias etapas desta pesquisa.

Aos amigos e parceiros do LIEG, que me receberam de braços abertos. Juntos, erguemos um laboratório na garra, diante da falta de recursos. Em especial, a Giselle Borges, Felipe Soter, Fernando Cesário, Neiva Barbalho, Paula Coelho. Esta equipe é 10!

Agradeço à equipe do Laboratório de Geo-hidroecologia, que também me recebeu com carinho na minha mudança de pesquisa e laboratório. Em especial, às meninas Karina, Roberta e Ana Facadio, pela paciência e pelo compartilhamento de dados fundamentais para a elaboração desta tese.

Aos professores Gérson (Geologia) e Leonardo Becker (COPPE), pelas dúvidas sanadas e orientações essenciais para a condução dos resultados desta tese.

À equipe da UnB, professor Rogério Uagoda e sua bolsista de IC Isabela, pelos campos e processamento de dados de Geofísica. Parceria que se estenderá à tese. Obrigada!

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, por manter a credibilidade e a competência junto aos demais professores do Programa de Pós-Graduação em Geografia, e também pela contribuição nos debates e discussões que engrandeceram meu universo geográfico. Em especial, aos professores Manoel Fernandes e Paulo Menezes, e à toda equipe do Geocart, pelas dicas, ajudas e por terem me recebido tão bem todas as vezes que pedi socorro.

Aos meus sogros, por terem me acolhido em suas casas ao longo de toda a minha jornada na pós-graduação na UFRJ. Com certeza ganhei uma brilhante família! Agradeço à minha cunhada, Carol, e prima, Paula, pelas ajudas na reta final da pesquisa.

Aos meus amigos e parceiros na UFRJ, Chris, Sarah, João, Lúcia, Rafa, Patrícia. Aos meus amigos da vida de JF, Petrópolis e Rio. Sem vocês meu mundo nunca teria graça!

Aos membros da banca, pelas críticas pertinentes que possibilitaram o melhor direcionamento da pesquisa.

À estadia no PPGG/UFRJ, que sempre será um dos meus “lugares”, sinônimo de uma importante fase de minha vida.

## RESUMO

Fluxos de águas subterrâneas na camada mais fraturada da rocha, determinada pela existência de uma rede de fraturas, sua conectividade e geometria, têm se revelado um importante processo para o entendimento da dinâmica hidrológica em encostas. A maioria das pesquisas voltadas para instabilidade de encostas se concentram nos processos hidrológicos que ocorrem no solo, assumindo que sua interface com a rocha é um limite quase impermeável. No entanto, análises piezométricas e de umidade do solo por tensiometria comprovam a presença e contribuição de fluxos por fraturas na rocha nos processos de geração de escoamento na interface solo-rocha. Estes processos estariam contribuindo para o aumento da instabilidade e deflagração de movimentos de massa. No desastre da região serrana do Rio de Janeiro, ocorrido em janeiro de 2011, mais de 3.600 deslizamentos foram deflagrados durante um evento extremo de chuva. Uma das cicatrizes de deslizamento translacional raso no contato solo-rocha, localizada na cabeceira de drenagem da bacia do Córrego Dantas, no Município de Nova Friburgo, expos um lajedo no qual pode ser observado pontos de exfiltração por fraturas na rocha, evidenciando a possibilidade destes fluxos terem criado as condições necessárias de saturação no solo para que o deslizamento ocorresse. Diante disso, o objetivo geral desta pesquisa é investigar se as chuvas condicionam a formação de fluxos d'água nos sistemas de fraturas nas rochas e qual a relação entre a água nas fraturas com a dinâmica hidrogeológica da encosta e o aumento de sua instabilidade. Sendo assim, a investigação procedeu-se com monitoramento hidrológico na encosta, análise de chuvas regionais e caracterização geológica. Duas sondagens rotativas de 6 m de profundidade foram executadas para a confecção de dois poços (SR01 e SR02). Em cada poço foi instalado 1 piezômetro e um medidor de nível d'água utilizando transdutores de pressão para avaliar a variação de nível d'água nos sistemas de fraturas, em relação às chuvas monitoradas, por duas estações automáticas próximas à cicatriz na encosta investigada. Além disso, a estrutura da rocha foi analisada por meio da técnica Ground Penetration Radar (GPR) e da caracterização de testemunhos por sondagem rotativa. Os resultados mostraram que existe água nas fraturas da rocha capaz de gerar fluxos em subsuperfície, comprovados pelas oscilações de carga e descarga do aquífero a partir dos níveis d'água em PZ01 e MN01. O aquífero sofreu uma primeira recarga com acumulado de 285 mm de chuvas. Ao cessarem as chuvas, o nível d'água começa a cair, mas novas recargas são efetuadas no aquífero respondendo diretamente, mas não linearmente às chuvas monitoradas no período. Em PZ02, o comportamento quase hidrostático permitiu inferir que existe heterogeneidade espacial na rocha, com fraturas

permeáveis e não permeáveis. As imagens de GPR comprovaram a existência de aquíferos suspensos próximos a superfície, em profundidades de até 4m. Estes aquíferos se formam pela permeabilidade de fraturas de alívio, que são interceptadas perpendicularmente por fraturas tectônicas de alto ângulo, atuando como barreiras geológicas e impedindo a percolação da água, criando, assim, zonas de saturação distribuídas espacialmente na camada fraturada da rocha. Estas zonas de saturação, conduzidas por fraturas tectônicas e de alívio permeáveis, formam os pontos de exfiltração na interface solo-rocha. É possível que estes pontos de exfiltração sejam determinantes para alterar as condições de poro-pressão na encosta, contribuindo para a deflagração de movimento de massa na região, principalmente dos tipos translacionais rasos, em encostas cobertas por saprolitos com até 2 m de profundidade sobrejacentes a rochas fraturadas.

**Palavras-chave:** Hidrogeologia; rochas fraturadas; piezometria; fluxos subsuperficiais; exfiltração na rocha; movimentos de massa.

## ABSTRACT

Subsurface flow through fractured bedrock, which are determined by the characteristics of rock permeability, has been an important process to understand the hydrological dynamics on steep slopes. The majority of hydrological studies with the purpose of investigating the conditions for instability of slopes focus on the hydrological processes that occur in soil, usually assuming that its interface with rock is an almost impermeable boundary. However, piezometric and soil moisture analyses by tensiometry confirm the presence and contribution of fracture flow to hillslope subsurface flow at the soil-rock interface. These bedrock processes may be a useful indicator of landslide susceptibility. Catastrophic mass movements occurred in January 2011 in a mountainous area of Rio de Janeiro triggered thousands of landslides (more than 3,600) on steep slopes. One of the shallow landslides exposed bedrock exfiltrations, suggesting the possibility that these flows induced excess pore pressure which create the necessary saturation conditions in the soil to trigger the landslide. These bedrock exfiltration were observed on a slope, located at the catchment head of Córrego Dantas basin, in the municipality of Nova Friburgo, State of Rio de Janeiro. Therefore, the general objective of this research is to confirm the generation of subsurface flows into bedrock fractures, as well as to investigate how they respond to the rains and the relationship between the fractures flow and the increase in slope instability. Thus, we proceeded with hydrological monitoring, regional rainfall analysis and geological characterization. Two 6 m deep wells were drilled in the rock (SR01 and SR02) to proceed with automated piezometric measurements (PZ01 and PZ02) and water level (MN01 and MN02). In addition, the rock structure was analyzed by Ground Penetration Radar (GPR) images and by the characterization of rock cores. The results confirmed the existence of water in the fractures of the rock and the fact that such water is able to generate subsurface flows, which was proved by the oscillations of charge and discharge of the aquifer with the piezometric and water levels response in PZ01 and MN01. The aquifer suffered a first recharge with a rainfall accumulated of 285 mm. When the rains cease, the water level begins to fall, but new refills are carried out in the aquifer, responding directly, although not linearly, to the rains monitored in the period. In PZ02, the almost hydrostatic behavior allows to infer that there is spatial heterogeneity in the rock, with permeable and non-permeable fractures. The GPR images showed the existence of fissured aquifers nearby and almost parallel to the surface, in depths up to 4m. These aquifers are



formed by the permeability of fractures parallel to the surface, that are intercepted perpendicularly by tectonic fractures of high angle, which act as geological barriers and prevent the percolation of water, creating saturation zones spatially distributed in the fractured bedrock rock. These saturation zones in the rock, driven by permeable tectonic fractures and relief, form the exfiltration points at the soil-rock interface. It is possible that these bedrock exfiltrations are determinant to alter the pore-pressure conditions in the slope, contributing to trigger shallow landslides on slopes covered by shallow saprolites (usually 2 m thick) above fractured rocks.

**Keywords:** Hydrogeology; fractured bedrock; piezometry; subsurface storm flow; bedrock exfiltration; landslides.

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 01	Desenho esquemático com os diferentes caminhos que a água percorre na encosta em superfície e em subsuperfície (modificado de Brönnimann, 2011).	32
Figura 02	Fluxos de água na camada alterada e fraturada da rocha e sua influência nos processos de escoamento e fluxos de subsuperfície no solo em uma encosta. O volume e altura do aquífero na rocha criando condições de exfiltração no contato solo-rocha, na baixa encosta, dependente da estação e de eventos extremos de chuva (modificado de Katsura et al., 2008).	35
Figura 03	Ilustração esquemática da interação do fluxo d'água em subsuperfície na rocha fraturada e no colúvio sobrejacente (Montgomery et al., 1997).	36
Figura 04	Modelo conceitual do comportamento hidrológico da encosta elaborado por Gabrielli <i>et al.</i> (2012) em que zonas fortemente fraturadas localizadas até 2 m abaixo da interface solo-rocha, se comportam como condutores de fluxos laterais rápidos para o canal (Adaptado de Gabrielli et al., 2012).	37
Figura 05	Histogramas de intensidade de chuva e curvas de chuva acumulada no evento crítico de 11-12 de janeiro e incluindo o período de 10 -11 de janeiro das estações pluviométricas de Olaria, Ypu, Nova Friburgo e Sítio Santa Paula.*Estação que foi destruída durante o evento chuvoso (Coelho Netto et al., 2013).	42
Figura 06	Classificação dos movimentos de massa segundo Varnes (1978) e organizado por Costa (2017).	43
Figura 07	Relação entre o efeito de permissividade do material e tempo de viagem através de uma amostra: (a) pulso de entrada e saída através de amostras com diferentes permissividades e velocidades, e (b) gráficos de tempo versus amplitude do comprimento de onda eletromagnética mostrando o diferencial de tempo entre os sinais de entrada e saída para cada	49

amostra. Modificado de Daniels (2000).

- Figura 08 Processo de construção de uma varredura e sequência da produção de um perfil GPR; (i): transmitir e receber energia eletromagnética; (ii): a energia recebida é registrada como um rastreamento em um ponto na superfície; (iii): os rastreamentos são dispostos lado a lado para produzir uma seção transversal da superfície ao longo do caminho das antenas. (iv) Os rastreamentos são exibidos como movimento ou gráficos de varredura (escala de cinza ou cor atribuída a amplitudes específicas). Modificado de Daniels (2000). 51
- Figura 09 Representação esquemática da caracterização de uma rocha fraturada utilizando um perfil de GPR 2D, (Jol, 2009). 52
- Figura 10 Localização do Distrito de Campo Coelho, Município de Nova Friburgo, Estado do Rio de Janeiro. 53
- Figura 11 Localização da encosta alvo desta pesquisa (23K; 745500m W 7531932m S), porção SO da bacia do Córrego Dantas, limites do distrito de Campo Coelho. 54
- Figura 12 Média mensal monitorada por uma das estações de série histórica em Nova Friburgo sob responsabilidade da CPRM/ANA. O pluviômetro está instalado em cota de 1010 m de altitude. 55
- Figura 13 Distribuição espacial dos solos mapeados no domínio da bacia do Córrego Dantas, área de drenagem que abrange a encosta investigada (Borges, 2017). 58
- Figura 14 Diagrama de ensaios de cisalhamento direto nas classes geotécnicas de solos predominantes nos deslizamentos da região (Avelar et al., 2016). 59
- Figura 15 Mapa Geológico da Bacia Hidrográfica do Córrego Dantas, Município de Friburgo, Rio de Janeiro (Avelar et al., 2016) com área de estudo em destaque na porção sudoeste da bacia (a). A linha em preto representa o posicionamento da seção geológica A-A' (NW-SE) que corta a porção 62

da bacia onde se localiza a área de estudo (b).

- Figura 16 Exemplo de como as fraturas tectônicas (a) e de alívio (b) se apresentam na bacia do Córrego Dantas (Avelar et al., 2016). 63
- Figura 17 Cicatriz do deslizamento alvo da pesquisa localizado na estrada que liga o centro de Friburgo ao bairro Santa Cruz. Fonte: Arquivo pessoal de Rodrigo Vinagre, 2015. 55
- Figura 18 Granito Equigranular Fino/Médio com textura isotrópica e coloração cinzenta (a); a mesma rocha com coloração clara devido ao grau de alteração intempérica (b). Xenólito de diorito dentro do Granito Equigranular Fino/Médio (c); Xenólitos de diorito e ortognaisse dentro do Granito Equigranular Fino/Médio (d). Fonte: Arquivo pessoal de Rodrigo Vinagre, 2015. 66
- Figura 19 Fotomicrografia com lentes cruzadas mostrando dois cristais de feldspatos com elevado grau de substituição por mica branca. 66
- Figura 20 Saída de água ao longo da fratura de alívio na baixa encosta (a) e pontos de exfiltração na média encosta (b). Fonte: Arquivo pessoal de Rodrigo Vinagre, 2015. 67
- Figura 21 Intersecção de fraturas que romperam dando origem ao deslizamento. Fonte: Arquivo pessoal de Rodrigo Vinagre, 2015. 68
- Figura 22 Saprolito de coloração cinza repleto de bloco de granito arredondados e alguns facetados, produto da alteração intempérica do granito. 68
- Figura 23 Fluxograma metodológico e etapas de investigação da pesquisa. 69
- Figura 24 Localização espacial das estações pluviométricas utilizadas na pesquisa. Modelo de mapa com imagem gerada pelo aplicativo Google Earth (2017). 71
- Figura 25 Levantamento topográfico da cicatriz de deslizamento na encosta em estudo. Demarcação de Pontos de Controle para orientação da Estação Total Trimble S3 na margem da estrada e em frente à cicatriz (a); 73

configuração e orientação da Estação Total (b); e levantamento topográfico da cicatriz (c).

Figura 26	Perfil de GPR realizado em modo contínuo, em que as antenas são arrastadas sobre a superfície em análise. Um barbante foi utilizado como guia na direção da varredura por perfil.	75
Figura 27	Distribuição espacial dos perfis de GPR na cicatriz. As setas apontam a direção da varredura dos perfis executados.	76
Figura 28	Fluxograma da rotina de processamento dos dados obtidos com GPR.	77
Figura 29	Localização das sondagens na baixa encosta e cicatriz do deslizamento; Reprodução de imagem Google Earth, 2014.	79
Figura 30	Procedimentos realizados na sondagem rotativa: perfuração (à esquerda) e retirada do testemunho (à direita).	80
Figura 31	Classificação dos parâmetros grau de alteração e grau de faturamento para testemunhos de rochas (ABNT NBR 6502, 1965).	81
Figura 32	Condição “F” para cálculo da condutividade hidráulica segundo Hvorslev (1951). A fórmula para este modelo de piezômetro assume que sua ponteira está inserida em ambiente permeável e isolado da camada subjacente. O fluxo de água estaria em contato apenas com a ponteira.	85
Figura 33	Representação esquemática dos piezômetros e medidores de nível instalados nos poços perfurados por sondagem rotativa. Croqui fora de escala.	88
Figura 34	Confecção e acabamento dos poços e instalação dos piezômetros e níveis de água.	89
Figura 35	Transdutores de pressão sendo posicionados em PZ01 e PZ02 para monitoramento da carga de pressão.	90
Figura 36	Dados referentes ao total anual, média anual, desvio padrão médio (média anual $\pm \sigma$ ) e linha de tendência para as chuvas da estação ANA	92

no período de 1950 a 2016.

- Figura 37 Valores da variação em percentual dos totais anuais em relação à média estabelecida para a região calculadas para os anos de chuvas anômalas (1982/83 como mais chuvosos, sublinhados em vermelho; (1993/94 como menos chuvosos, sublinhados em amarelo) e para o intervalo de 2006 a 2016 (sublinhados em azul). 93
- Figura 38 Acumulado médio mensal (1950-2016) da estação-controle ANA, representado por linha contínua com pontos; Total de chuvas mensais para as estações Cardinot e Geoheco, representado por barras; Média mensal da estação ANA +/- desvio padrão ( $\sigma$ ), representado por linhas pontilhadas. 95
- Figura 39 Chuvas diárias monitoradas pelas estações Cardinot e Geoheco para a série temporal 29 de outubro de 2016 à 30 de maio de 2017. 100
- Figura 40 Área de contribuição da sub-bacia de primeira ordem. O canal da sub-bacia delimitado na cor azul clara foi interpretado nesta pesquisa baseado nas visitas à campo. 100
- Figura 41 Base topográfica da cicatriz com curvas de nível de 1 m resultante do levantamento realizado na cicatriz e sobreposta à base topográfica na escala de 1:5.000, originada a partir do aerolevanteamento da EMBRAERO 101
- Figura 42 Perfil topográfico da encosta com espacialização dos poços, pontos de exfiltração de água por fraturas (cruz em vermelho), área de deposição de blocos provenientes do deslizamento, topo da cicatriz e ângulo da encosta. 101
- Figura 43 Mapa de fraturas na cicatriz de deslizamento; estereograma (a) e gráfico de rosetas (b) mostrando o comportamento das fraturas no afloramento exposto pela cicatriz de deslizamento. 106
- Figura 44 Estereograma e gráfico de rosetas mostrando o comportamento das fraturas no afloramento exposto pela cicatriz de deslizamento analisadas 107

por Avelar et al., 2016, sem fins de mapeamento.

Figura 45	Testemunhos de SR01 separadas por manobra e organizados quanto à recuperação por manobra; perfil esquemático da distribuição espacial das fraturas e fissuras no testemunho.	108
Figura 46	Testemunhos de SR02 separadas por manobra e organizados quanto à recuperação por manobra; perfil esquemático da distribuição espacial das fraturas e fissuras no testemunho.	111
Figura 47	Interpretação dos padrões de reflectância de acordo com análise das características geológicas da encosta.	114
Figura 48	Radargrama de L1 (perfil longitudinal) executada na alta encosta, próximo à crista da cicatriz de deslizamento (a) e sua interpretação (b). As setas brancas indicam o padrão B classificado como juntas de alívio; as linhas amarelas indicam fraturas tectônicas.	117
Figura 49	Radargrama de L2 (perfil longitudinal) executada na média encosta (a) e sua interpretação (b). As setas brancas indicam o padrão B classificado como juntas de alívio; as linhas amarelas indicam fraturas tectônicas; setas em azul indicam áreas saturadas; áreas delimitadas por linhas vermelhas indicam aquíferos fissurais.	118
Figura 50	Radargrama de L3 (perfil latitudinal) executada na média encosta (a) e sua interpretação (b). As setas brancas indicam o padrão B classificado como juntas de alívio; as linhas amarelas indicam fraturas tectônicas; setas em azul indicam áreas saturadas; áreas delimitadas por linhas vermelhas indicam aquíferos fissurais.	120
Figura 51	Razão do deslocamento ( $h/h_0$ ) em função do tempo para análise do teste <i>slug</i> em PZ01 com leitura a cada 30 segundos. Os marcadores preenchidos para cada teste representam $t_{37}$ .	123
Figura 52	Razão do deslocamento ( $h/h_0$ ) em função do tempo para análise do teste <i>slug</i> em PZ01 com leitura a cada 15 segundos. O marcador preenchido	123

representa  $t_{37}$ .

- Figura 53 Razão do deslocamento ( $h/h_0$ ) em função do tempo para análise do teste *slug* em PZ02 com leituras a cada 30 segundos. Os marcadores preenchidos para cada teste representam  $t_{37}$ . 124
- Figura 54 Razão do deslocamento ( $h/h_0$ ) em função do tempo para análise do teste *slug* em PZ02 com leituras a cada 15 segundos. O marcador preenchido representa  $t_{37}$ . 124
- Figura 55 Carga hidráulica total para a série monitorada em PZ01, PZ02 e MN01 nos poços perfurados na encosta em relação aos dados de chuvas (mm). Cotas inferiores de PZ01, PZ02 e MN01 são representadas pelas linhas contínuas cinza, preta e verde, respectivamente. Cotas superiores de PZ01, PZ02 e MN01 são representadas pelas linhas pontilhadas cinza, preta e verde, respectivamente. 127
- Figura 56 Diferença de altura da coluna d'água entre PZ01 e MN01 referente aos diferentes fluxos e origem da água responsáveis pela variação nos poços. 129
- Figura 57 Carga de pressão para a série monitorada em PZ01. 130
- Figura 58 Recarga do aquífero referente a chuvas acumuladas. Chuvas diárias e acumuladas para o período de 02 a 17 de novembro (a) e a consequente recarga do aquífero, atingindo o pico de recarga em 14 e 15 de novembro de 2016 (b). 131
- Figura 59 Carga de pressão para a série monitorada em PZ01. A linha tracejada em azul representa o limiar de chuvas de 20 mm. As setas cheias apontam para as recargas de gradiente piezométrico quando de eventos (ou conjunto de eventos) superiores a 20 mm. As setas pontilhadas apontam para as descargas de gradiente piezométrico em período de estiagem ou eventos inferiores a 5 mm. Os retângulos em preto destacam os períodos de chuvas em que os acumulados superam os 50 mm, ou mais que 100 mm e que representam grandes pulsos de recarga no aquífero. 133



Figura 60	Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 em relação as chuvas (mm) no mês de novembro.	135
Figura 61	Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ02 em relação as chuvas (mm) no mês de novembro.	136
Figura 62	Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 em relação as chuvas (mm) no mês de dezembro.	137
Figura 63	Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ02 em relação as chuvas (mm) no mês de dezembro.	138
Figura 64	Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ02 em relação as chuvas (mm) no mês de janeiro.	138
Figura 65	Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 em relação as chuvas (mm) no mês de janeiro.	139
Figura 66	Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ02 em relação as chuvas (mm) no mês de fevereiro.	140
Figura 67	Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 e MN01 em relação as chuvas (mm) no mês de fevereiro.	141
Figura 68	Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 e MN01 em relação as chuvas (mm) no mês de março.	142
Figura 69	Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 e MN01 em relação as chuvas (mm) no mês de abril.	143
Figura 70	Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 e MN01 em relação as chuvas (mm) no mês de maio.	144
Figura 71	Valores das cargas de pressão máximas e mínimas para os meses monitorados.	145
Figura 72	Modelo hidrogeológico conceitual da encosta de acordo com os resultados obtidos com presença de água detectada na média e baixa	149

encosta. A localização A indica o monitoramento da carga de pressão em PZ01 e MN01; a localização B, o aquífero fissural que controla as respostas em PZ01 e MN01; a localização determinada por C se referem aos aquíferos fissurais suspensos identificados por GPR nos primeiros 4m de profundidade; a localização D os pontos de exfiltração identificados na cicatriz ao longo da pesquisa; e a localização E, os pontos de exfiltração estão espacialmente localizados junto aos aquíferos; e F, os possíveis caminhos da água ao fluir pela camada fraturada rasa, drenando por fraturas e para aquíferos.

- Figura 73 Modelo hidrogeológico conceitual da encosta pré-ruptura. A localização A demonstra pontos de exfiltração na interface solo-rocha; a localização B, a formação de um lençol suspenso por artesianismo; as localizações C são os fluxos laterais e verticais na camada fraturada da rocha; a localização D representa a maior formação de aquíferos fissurais suspensos com chuvas intensas; a localização E, a possível formação de blocos de rocha pela interseção de fraturas de alívio e tectônicas de alto ângulo e que se desprendem com os deslizamentos; e a localização F, a representação do processo de infiltração e formação de *pipes* e fluxos preferenciais na encosta por raízes. 152

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 01	Critérios pluviométricos operacionais utilizados pelo Sistema Alerta Rio para definição dos níveis risco (probabilidade de ocorrência de escorregamentos) durante a ocorrência de eventos chuvosos (D’Orsi, 2011).	41
Tabela 02	Valores para constante dielétrica e Condutividade elétrica dos materiais mais relevantes para análise dos dados de GPR aplicados ao objeto de estudo nesta pesquisa (Martinez e Byrnes, 2001; Porsani, 1999).	50
Tabela 03	Informações gerais das estações pluviométricas utilizadas na pesquisa (nome da estação, tipo da estação, coordenadas geográficas, distância em linha reta da encosta monitorada e série temporal trabalhada).	71
Tabela 04	Informações quanto à orientação, altitude média e distância percorrida para cada perfil de GPR.	77
Tabela 05	Coordenadas (x,y,z) das sondagens rotativas executadas na cicatriz.	80
Tabela 06	Índice de classificação RQD ( <i>Rock Quality Designation</i> )( Deere, 1989).	82
Tabela 07	Cotas altimétricas para cada piezômetro e medidor de nível e respectivos comprimentos (limite superior até ponteira).	89
Tabela 08	Definição do período de monitoramento nos poços.	90
Tabela 09	Ocorrência de chuvas por classes e estação para cada mês monitorado, em valores absolutos.	96
Tabela 10	Análise do testemunho (SR01) quanto ao número e comprimento por manobra, percentual de recuperação por manobra, qualidade da massa da rocha, número de fraturas e grau de faturamento e alteração da rocha por manobra.	109
Tabela 11	Análise do testemunho (SR02) quanto ao número e comprimento por	112

manobra, percentual de recuperação por manobra, qualidade da massa da rocha, número de fraturas e grau de faturamento e alteração da rocha por manobra.

Tabela 12	Dados de condutividade hidráulica calculados aplicando o método Hvorslev (1951) para os piezômetros PZ01 e PZ02 na encosta analisada.	122
Tabela 13	Período monitorado para cada transdutor de pressão em seu respectivo posto de monitoramento.	125

**ÍNDICE DE EQUAÇÕES**

Equação 1	Velocidade da onda eletromagnética	48
Equação 2	Designação qualitativa da rocha (RQD)	82
Equação 3	Condutividade Hidráulica	85
Equação 4	Carga Total	91

## SUMÁRIO

<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	25
1.1	OBJETIVOS: GERAL E ESPECÍFICOS	28
<b>2.</b>	<b>FUNDAMENTOS TEÓRICOS</b>	30
2.1	INFLUÊNCIAS DOS FLUXOS DE SUBSUPERFÍCIE PARA A INSTABILIDADE DE ENCOSTAS	30
2.1.1	<b>Mecanismos de geração de escoamento</b>	30
2.1.2	<b>Sistemas de fraturas: contribuições na condutividade dos fluxos de subsuperfície e nas dinâmicas de poro-pressão</b>	33
2.2	MOVIMENTOS DE MASSA	39
2.2.1	<b>A influência da precipitação nos movimentos de massa no Estado do Rio de Janeiro</b>	39
2.2.2	<b>Classificação dos movimentos de massa</b>	43
2.3	HIDROGEOLOGIA	45
2.4	ANÁLISE DE FEIÇÕES EM SUBSUPERFÍCIE: O RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO ( <i>GROUND PENETRATING RADAR – GPR</i> ) PARA LOCALIZAÇÃO DE FRATURAS EM ROCHAS	48
<b>3.</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO</b>	53
3.1	LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA	53
3.2	CONTEXTUALIZAÇÃO CLIMÁTICA, GEOMORFOLÓGICA, PEDOLÓGICA E GEOLÓGICA: DA REGIÃO SERRANA À BACIA DO CÓRREGO DANTAS	54

3.2.1	Aspectos Climáticos	54
3.2.2	Aspectos Geomorfológicos, Hidrológicos e Pedológicos	56
3.2.3	Contexto Geológico	60
3.2.4	Encosta alvo da pesquisa	64
4.	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b>	69
4.1	CONSTRUÇÃO METODOLÓGICA	69
4.2	PLUVIOMETRIA	70
4.3	CARACTERIZAÇÕES FÍSICAS DA ENCOSTA	72
4.3.1	Levantamento topográfico na cicatriz de deslizamento	72
4.3.2	Mapeamento de fraturas na cicatriz de deslizamento	73
4.3.3	Geofísica da cicatriz com uso da técnica de “Ground Penetration Radar” (GPR)	74
4.3.4	Sondagem Rotativa (SR)	78
4.3.4.1	Classificação dos testemunhos de sondagem	80
4.4	CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DA ENCOSTA	83
4.4.1	Condutividade hidráulica na camada fraturada da rocha	83
4.4.2	Instrumentação da água em fraturas: piezômetro e medidor de nível d’água	86
5.	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b>	92
5.1	PLUVIOMETRIA	92
5.2	COMPOSIÇÃO GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA DA ENCOSTA	99

<b>5.2.1</b>	<b>Análise de parâmetros topográficos e de fraturas na cicatriz de deslizamento</b>	99
<b>5.2.2</b>	<b>Análise dos sistemas de fraturas</b>	105
<b>5.2.3</b>	<b>Análise geofísica: Ground Penetration Radar (GPR)</b>	113
<b>5.3</b>	<b>FLUXOS D'ÁGUA SUBSUPERFICIAIS</b>	122
<b>5.3.1</b>	<b>Condutividade Hidráulica na estrutura da rocha (<i>slug test</i>)</b>	122
<b>5.3.2</b>	<b>Nível piezométrico e carga hidráulica total</b>	125
5.3.2.1	Carga hidráulica total: análise da série completa de monitoramento	126
5.3.2.2	Carga hidráulica total: descrição da série por meses de monitoramento	134
<b>5.4</b>	<b>MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL</b>	147
<b>6.</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	155
<b>7.</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	159
<b>ANEXO 1</b>		173



## 1. INTRODUÇÃO

No Brasil, as precipitações prolongadas e de alta intensidade são apontadas como o principal fator deflagrador de deslizamentos rasos (Guidicini e Iwasa, 1976; Barata, 1969; Coelho Netto et al., 1999; Futai, 2014). Estes se concentram nas serras que se estendem pelas regiões sudeste e sul do Brasil, especialmente no complexo da Serra do Mar, entre os estados do Espírito Santo e Santa Catarina (Coelho Netto et al., 2014).

As condições de instabilidade na encosta criadas pela água podem ser definidas pelo mecanismo clássico quando do incremento das poro-pressões positivas e consequente saturação do solo (Wolle, 1988), situação que consiste na ascensão do lençol pré-existente ao longo do processo de infiltração na encosta quando a frente de umedecimento alcança a zona saturada (Wolle, 1988; Guidicini e Nieble, 1984; Harp et al., 1990); ou, ainda, com a formação de um lençol suspenso (artesianismo) paralelo à superfície formada por horizontes menos permeáveis do que o de superfície (Lacerda, 2007). Outro mecanismo de aumento da instabilidade e possível ruptura em terrenos íngremes consiste na perda de sucção, redução das tensões efetivas e resistência ao cisalhamento dos solos pelo avanço da frente de umedecimento, sem que a condição de saturação, no entanto, seja alcançada (Barata, 1969; Lambe e Whitman, 1979; Iverson, 2000; Fernandes et al., 2001; Lacerda, 2007; Van Asch et al., 2007; Brönnimann et al., 2013; Futai, 2014).

A capacidade da água em preparar as condições no solo para deflagração de movimentos de massa sustenta a necessidade de investigação dos mecanismos que controlam o desenvolvimento e a conectividade de ambientes de poro-pressão positiva na encosta e que caracterizam a pré-condição para formação dos fluxos d'água de subsuperfície (Tromp-van Meerveld e McDonnell, 2006a,b; Futai, 2014). Estes fluxos têm sido apontados como o principal mecanismo na drenagem da encosta, podem ser o controle hidrológico de primeira ordem para sua instabilidade (Weiler e McDonnell, 2007; Lanni et al., 2013).

A maioria das pesquisas voltadas para a instabilidade de encostas se concentram nos processos hidrológicos que ocorrem no solo, assumindo que a sua interface com a rocha é um limite quase impermeável (Beven e Germann, 1982;

Uchida, 2003; Wang e Sassa, 2003). No entanto, análises piezométricas e de umidade do solo por tensiometria e piezometria comprovam a presença e contribuição de fluxos por fraturas na rocha nos processos de geração de escoamento na interface solo-rocha (Wilson e Dietrich, 1987; Anderson et al., 1997; Montgomery et al., 1997; Noguchi et al., 1999).

Zonas de fraturas em rochas alteradas fornecem o caminho preferencial para o deslocamento da água em subsuperfície, como observado por Wilson e Dietrich (1987), Haught e Tromp-van Meerveld (2011), Gabrielli et al. (2012) e Brönnimann et al. (2013). Ao encontrar rochas com diferenças significativas quanto à condutividade hidráulica, a água é forçada para cima, criando zonas de saturação transitórias na encosta (Wilson e Dietrich, 1987; Montgomery et al., 1997; Montgomery et al., 2002; Brönnimann et al., 2013).

A exfiltração de água por fraturas na rocha é fortemente controlada pela duração e intensidade de precipitação (Uchida et al., 2003). Consequentemente, chuvas intensas combinadas com condições de umidade antecedente são críticas e propícias a forçar a água a emergir no contato solo-rocha, influenciando diretamente sua estabilidade (Montgomery et al., 1997; Anderson et al., 1997; Uchida et al., 2002).

Em aquíferos confinados, a permeabilidade de fraturas é o recurso chave que controla a contribuição das águas subterrâneas para geração de fluxos nas encostas e a resposta do escoamento em capturas de drenagem. Quantificar e identificar águas em fraturas na rocha são, em geral, de extrema complexidade e heterogeneidade, sendo controladas pela densidade, geometria e conectividade de seus sistemas (Banks et al., 2009; Gabrielli et al., 2012).

As influências das propriedades da estrutura da rocha, associadas à geração de poro-pressão positiva na encosta, como indicado inicialmente por Pierson (1980), Hammermeister et al. (1982), Wilson and Dietrich (1987); Terajima e Moroto (1990), Wilson et al (1993), raramente são incorporados em modelos regionais de estabilidade de encostas. Não obstante, Pierson (1977), Everett (1979) e, posteriormente, Mathewson et al. (1990), já sugeriam que a água em zonas de fraturas em rochas poderia controlar a iniciação dos movimentos translacionais rasos, podendo ser indicadores úteis para a susceptibilidade das encostas a deslizamentos (Montgomery et al., 1997; Kosugi et al., 2006; Onda et al., 2004; Banks et al., 2009).

Apesar da crescente informação do significado potencial das águas subterrâneas em rochas na contribuição dos fluxos em encostas, permanece restrito o número de pesquisas que monitoram os fluxos d'água subsuperficiais em rochas fraturadas e em rochas competentes (McDonnell e Tanaka, 2001), principalmente seu comportamento em relação às chuvas (como por ex. Gabrielli et al., 2012 e Brönnimann et al., 2013). Isso ocorre porque os processos hidrogeológicos se dão em subsolo e dificilmente são acessíveis. Além disso, o acesso continua sendo o fator limitante de estudos, principalmente em terrenos íngremes e instáveis.

Em contrapartida, o conhecimento sobre a existência de fluxos de águas em fraturas na rocha e os processos que ativam pontos de exfiltração por fraturas no contato solo-rocha em relação às chuvas, é essencial para estabelecer se as encostas são suscetíveis à ocorrência de deslizamentos de terra. Áreas como a região serrana do Rio de Janeiro (RJ), considerada pelo Banco Mundial e a Universidade de Columbia como “*hotspot*” global de risco a desastres hidrológicos, tornam esta questão ainda mais relevante (Dilley et al., 2005).

Pontos de exfiltração ou nascentes temporárias provenientes da rocha em cicatrizes de deslizamento são importantes indicadores da existência de fluxos em fraturas (Johnson and Sitar, 1990; Calcaterra e Santo, 2004). Relatos de surgências de água em fraturas e problemas de instabilidade associados às estruturas geológicas existentes são comuns na região serrana do RJ (Avelar e Costa, 2009; Ehrlich, 2011). Pontos de exfiltração por fraturas na rocha também foram identificados em uma cicatriz resultante de um deslizamento translacional raso no contato solo-rocha deflagrado pelos eventos extremos de chuvas dos dias 11 e 12 de janeiro de 2011, que chegaram a alcançar 325 mm em 48h. Este evento desencadeou aproximadamente 3.600 deslizamentos. Como consequência, foram levados a óbito mais de mil pessoas, além de severos danos na infraestrutura rural e urbana dos municípios de Nova Friburgo, Teresópolis, Petrópolis, Sumidouro e Bom Jardim (Avelar et al., 2013; Coelho Netto et al., 2013). A região compreendida pela Bacia Hidrográfica do Córrego Dantas e suas adjacências, no Município de Friburgo, foi uma das mais afetadas pela série de eventos catastróficos.

Embora outros eventos característicos já tenham ocorrido no estado do RJ (como por ex. em Meis & Silva, 1968; Barata, 1969; Jones, 1973; Lacerda, 1997, 2007; Coelho Netto et al., 2009), estes deslizamentos foram considerados os mais

destrutivos já registrados no Brasil, motivando Instituições governamentais e a comunidade científica a intensificar as investigações quanto aos processos desencadeadores dos movimentos de massa na região serrana do RJ. Coelho Netto et al. (2013) afirma que devido às condições geológicas da região, não se pode ignorar o papel da percolação da água nas rochas fraturadas, já que a alta concentração de chuvas em meios fraturados pode favorecer descargas em superfície e em subsuperfície, capazes de induzir rupturas no solo e/ou fragmentos de rochas, especialmente na média e baixa encosta.

Com base nas questões levantadas, esta pesquisa pretende contribuir para o melhor entendimento da dinâmica hidrogeológica em ambientes fraturados na rocha com incidências de exfiltração de água por fraturas em relação a chuvas e a possíveis consequências para a instabilidade das encostas de características semelhantes, quanto à geologia, na região.

## 1.1 OBJETIVOS: GERAL E ESPECÍFICOS

As investigações partem da hipótese de que existe um fluxo d'água nas fraturas nas rochas, estando este fluxo associado à exfiltração no contato solo-rocha na cicatriz investigada, o que contribuiu para a perda de estabilidade e consequente ruptura. Dessa forma, o objetivo geral desta pesquisa é investigar se as chuvas condicionam a formação de fluxos d'água nos sistemas de fraturas nas rochas da região, e, ainda, qual a relação entre a água nas fraturas com a dinâmica hidrogeológica da encosta e o aumento de sua instabilidade. Com base nisso, algumas questões foram formuladas:

- a) Existe água nas fraturas da rocha capaz de gerar fluxos em subsuperfície?
- b) A água nas fraturas responde diretamente aos eventos de chuvas?
- c) É possível estabelecer uma intensidade de chuvas limiar para que se tenha respostas ou variação do nível d'água na camada fraturada da rocha?

- d) Os sistemas de fraturas na rocha contribuíram diretamente para a exfiltração no contato solo-rocha?
- e) Os sistemas de fraturas são uma variável importante para a deflagração de movimentos de massa na região?

Com estas perguntas, pretende-se analisar de maneira mais específica:

- i. A permeabilidade das fraturas, sua relevância para formação de fluxos e como os fluxos respondem frente às chuvas;
- ii. O papel da geologia na dinâmica hidrológica da encosta;
- iii. A contribuição das fraturas na alteração da dinâmica de poro-pressão positiva na encosta.

## 2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

### 2.1 INFLUÊNCIAS DOS FLUXOS DE SUBSUPERFÍCIE PARA A INSTABILIDADE DE ENCOSTAS

#### 2.1.1 Mecanismos de geração de escoamento

A questão de como a água da chuva movimenta-se através das vertentes já estava presente nos trabalhos pioneiros de Horton na década de 1930. A tradução da chuva em escoamento ocorre através de uma variedade de mecanismos associados a diferentes ambientes. Dois clássicos modelos hidrológicos conceituais se legitimaram, um na explicação de fluxos gerados em áreas de baixa permeabilidade, caracterizando a saturação por excesso de infiltração ou Hortoniano (Horton, 1933) e outro, em áreas de alta permeabilidade onde as condições específicas do relevo o favorecem, o escoamento por saturação.

A geração de escoamento superficial hortoniano (escoamento por exceder a capacidade de infiltração do solo) possui como determinante a condição do solo na superfície, responsável pela distribuição da água para infiltração ou escoamento superficial (Dunne e Leopold, 1978; Manning, 1992). No entanto, realizando monitoramentos em campo, Dunne e Black (1970a e 1970b) mostraram que essa teoria é inadequada para explicar o escoamento direto em ambientes com clima úmido, com cobertura vegetal e solos de alta condutividade hidráulica, em que sua capacidade de infiltração é sempre superior à intensidade da precipitação. Nestes casos, os fluxos de subsuperfície dominam a geração do escoamento e a água infiltrada no solo flui lateralmente através de macroporos ou sobre superfícies de baixa condutividade como a base do contato solo-rocha (Dunne e Leopold, 1978; Montgomery *et al.*, 2007; Santos, 2009). Desta forma a posição da superfície freática é alterada, fazendo a mesma coincidir com a superfície do solo em determinadas condições topográficas, como vertentes côncavas com fundo de vale plano (Hewlett

and Hibbert, 1967). O escoamento por saturação é então produzido pela precipitação direta sobre estas áreas saturadas e também pela contribuição do escoamento ou fluxo de retorno, resultante do afloramento da superfície freática (Dunne e Black, 1970a e 1970b).

Em encostas de solos rasos e condutividade hidráulica na matriz do solo superior à intensidade da precipitação, a água se move verticalmente e em fluxos preferenciais no contato solo-rocha, fluindo lateralmente ao longo do perfil (McGlynn *et al.*, 2002; Uchida *et al.*, 2004; Lanni *et al.*, 2013). No entanto, pesquisas recentes afirmam que o fluxo preferencial lateral é dependente do comportamento limiar da encosta, ou seja, uma quantidade de chuva local específica, ou superior, é pré-requisito para a conectividade entre as manchas de saturação transitórias, necessárias por sua vez para que o fluxo seja ativado (Uchida *et al.*, 2004; Tromp-van-Meerveld e McDonnell, 2006a,b; Weiler e McDonnell, 2007; Lanni *et al.*, 2013).

Este comportamento limiar tem sido observado por décadas, sendo investigado mais recentemente em trincheiras em encostas no Japão (p. ex. Tani, 1997), na Nova Zelândia (p. ex. Woods e Rower, 1996), na América do Norte (p. ex. Hutchinson e Moore, 2000; Freer *et al.*, 2002; Hopp e McDonnell, 2009; Tromp-van-Meerveld e McDonnell, 2006a,b; Lanni *et al.*, 2013) e na Europa (p. ex. Scherrer e Naef, 2003). A conectividade na hidrologia de encostas pode ser definida em como a encosta reage ao processo de contração e dilatação dos pontos de saturação, levando a conexão de toda área da encosta com saturação relativamente alta (Taylor *et al.*, 1993; Hopp e McDonnell, 2009). Estas condições caracterizariam a pré-condição para formação dos fluxos d'água de subsuperfície e tem sido abordado como principal mecanismo na drenagem das encostas.

A Figura 01 sintetiza os diferentes caminhos percorridos pela água em superfície e em subsuperfície na encosta.

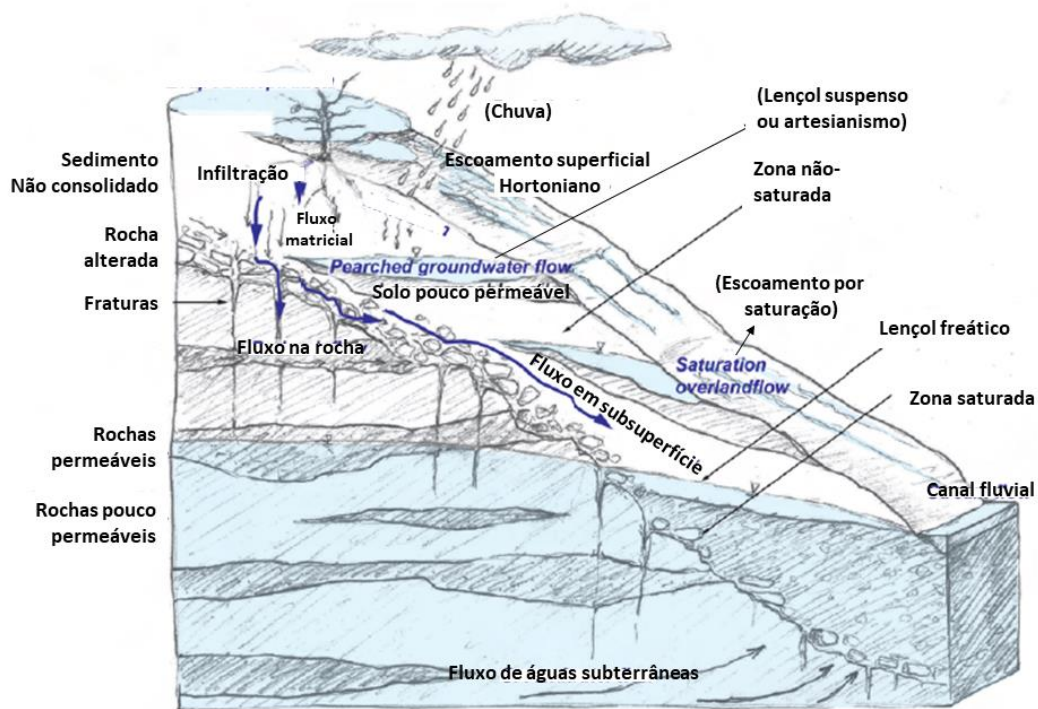


Figura 01: Desenho esquemático com os diferentes caminhos que água percorre na encosta em superfície e em subsuperfície (modificado de Brönnimann, 2011).

O fluxo em subsuperfície consiste na água que infiltra e percola através de meio saturados ou não saturado no subsolo (Weiler et al., 2006), conduzidos, principalmente, por gravidade e capilaridade.

Inúmeras pesquisas têm demonstrado situações específicas para o início destes fluxos, como sendo conduzidos preferencialmente por *pipes* no solo (macroporos formados pela atividade biogênica, raízes) (Uchida et al., 1999; McDonnell et al., 2007), e/ou em fraturas na rocha (Montgomery et al., 1997; Anderson et al., 1997; Haught and Tromp-van Meerveld, 2011; Gabrielli et al., 2012; Brönnimann et al., 2013). Estão, de maneira geral, condicionados à: umidade antecedente (Western et al., 2004); microtopografia da rocha (Freer et al., 2002; Weiler e McDonnell, 2007); geometria, profundidade e permeabilidade de diferentes camadas de solo (Kirkby, 2002) e rocha (Paitan, 2013; Fitts, 2013); e intensidade e duração da chuva (Buttle et al., 2004; Weiler et al., 2005; Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006a,b; Kienzler, 2007).



Dos principais condicionantes para formação dos fluxos em subsuperfície, a camada da rocha era definida como um limite impermeável subjacente a camada de sedimentos não consolidados (Beven e Germann, 1982; Brammer e McDonnell, 1996). No entanto, a sua capacidade de, através de sua permeabilidade, não só influenciar como controlar a resposta hidrológica de bacias hidrográficas (Wilson e Dietrich, 1987), e o escoamento em muitos ambientes na escala de encosta (Onda et al., 2001), conduzirá nossa abordagem para o próximo tópico. Este, relacionado às propriedades de infiltração e exfiltração da água pela rocha, principalmente conduzidos por fraturas, tema de interesse desta pesquisa.

### **2.1.2 Sistemas de fraturas: contribuições na condutividade dos fluxos de subsuperfície e nas dinâmicas de poro-pressão**

A suposição de uma camada impermeável no contato solo-rocha pode gerar erros graves no desenvolvimento de modelos de simulação de poro-pressão em encostas (Ebel *et al.*, 2007; Tromp-van Meerveld e Weiler, 2008). A constatação de que o substrato rochoso não é completamente impermeável tem sido documentada como regra nas investigações quanto sua influência nos processos hidrológicos de encosta (Tromp-van Meerveld and Weiler, 2008; Montgomery *et al.*, 1997; Anderson *et al.*, 1997; McDonnell, 2003; Gabrielli *et al.*, 2012). Assim, fluxos de águas subterrâneas pela rocha fraturada tem se revelado um importante processo para o entendimento da dinâmica hidrológica em encostas (Haught and Tromp-van Meerveld, 2011).

A infiltração na rocha depende das propriedades de sua litologia, sendo um processo determinante para a resultante das formas de relevo (Onda et al., 2004). A permeabilidade e drenagem das diferentes litologias influenciam tanto para o desencadeamento de deslizamento (Matsushi e Matsukura, 2007) quanto para o tipo de deslizamento (Onda et al., 2004). A camada fraturada da rocha pode atuar tanto

como drenagem da água que infiltra pelo solo (Van Asch et al., 1999), se comportando como canal para o fluxo lateral rápido (Montgomery et al., 1997; Anderson et al., 1997; Gabrielli *et al.*, 2012), como para o aumento da poro-pressão em pontos específicos na encosta estimulados pela saturação de aquíferos suspensos (Mathewson et al., 1990). Nestes casos, pontos de exfiltração temporários na rocha em cicatrizes de deslizamentos podem indicar a existência e controle de fluxos em subsuperfície por fraturas na rocha (Calcaterra e Santo, 2004; Cascini et al., 2008b).

Dessa forma, a movimentação da água pela rocha é determinada pela existência de uma rede de fraturas, sua conectividade e geometria (Gabrielli *et al.*, 2012), indicando que sua permeabilidade determinaria o comportamento limiar dos fluxos d'água em subsuperfície (Hopp e McDonnell, 2009).

Em bacias hidrográficas com rochas graníticas no centro do Japão, a formação de aquíferos no solo foi investigada por Asano et al. (2003), Katsuyama et al. (2005) e Katsura et al. (2008), concluindo que as águas subterrâneas que fluem pela camada intemperizada fraturada da/na rocha são na verdade controladas por fluxos semi-perenes no solo (Figura 02). Os resultados então confirmaram as afirmações de Uchida *et al.* (2002), no qual a exfiltração pela rocha é fortemente controlada pela intensidade e duração da precipitação. Uchida *et al.* (2002), por sua vez, concluíram que somente após eventos extremos de chuva, a exfiltração da água pela rocha contribuiu de maneira significativa para os processos de escoamento em uma cabeceira de relevo declivoso no centro do Japão.

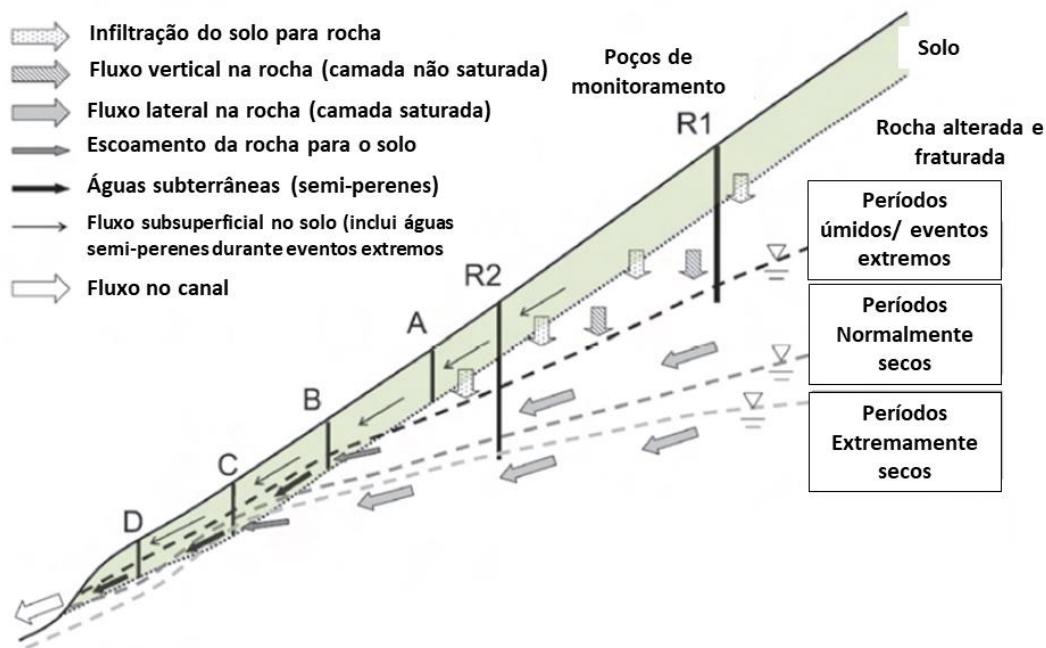


Figura 02: Fluxos de água na camada alterada e fraturada da rocha e sua influência nos processos de escoamento e fluxos de subsuperfície no solo em uma encosta. O volume e altura do aquífero na rocha criando condições de exfiltração no contato solo-rocha, na baixa encosta, dependente da estação e de eventos extremos de chuva (modificado de Katsura et al., 2008).

Consequentemente, grandes intensidades de chuvas associadas a condições de umidade antecedente formam uma condição crítica capaz de forçar a emergirem nas rochas (Uchida *et al.*, 2002). Estes fluxos ascendentes em rochas fraturadas induzem o aumento de poro-pressão da água no contato com o solo, podendo resultar em rupturas de taludes (Everett, 1979; Mathewson *et al.*, 1990; Montgomery *et al.*, 2002; Brönnimann *et al.*, 2013). Sendo assim, o processo de infiltração e exfiltração da água em rochas, por fraturas ou poros, influenciam no processo de ruptura de encostas desencadeando movimentos de massa, assim como sua intensidade e volume de material mobilizado (Onda *et al.*, 2004; Matsushi e Matsukara, 2007; Katsura *et al.*, 2008; Brönnimann *et al.*, 2013).

Um estudo conduzido em cabeceiras de drenagem em Coast Range por Montgomery *et al.*, 1997, no estado americano do Oregon, propôs que as variações espaciais das fraturas em rochas no contato com a camada coluvionar proporciona a formação de um mecanismo efetivo na origem de poro-pressão positiva em solos com alta condutividade hidráulica, em encostas íngremes, e durante intensos eventos de chuva. Este processo se torna evidente quando o fluxo de subsuperfície ao longo

da encosta, ao encontrar uma camada de rocha com condutividade hidráulica inferior, drena o fluxo em um movimento ascendente em direção à camada coluvionar subjacente (Figura 03). Os autores observaram que as cicatrizes dos movimentos de massa, recém-formadas, apresentavam água jorrando de fraturas, levando-os a investigação e comprovação da contribuição desse sistema na alteração das dinâmicas de poro-pressão em encostas íngremes com camada coluvionar pouco espessa. Dietrich *et al.* (2005) completa que zonas fraturadas separadas por rochas competentes podem proporcionar a criação de aquíferos compartimentalizados, enquanto falhas, intemperismos e outros processos geológicos em larga escala podem ajudar a conectividade entre os caminhos nos sistemas de fraturas com os solos residuais ou coluvionares.

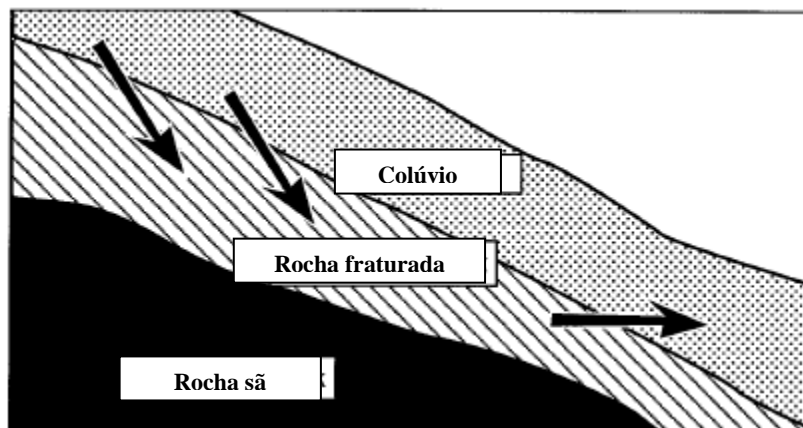


Figura 03: Ilustração esquemática da interação do fluxo d'água em subsuperfície na rocha fraturada e no colúvio subjacente (Montgomery *et al.*, 1997).

Resultados similares foram encontrados em uma encosta na montanha de Rufiberg, nos Alpes Suíços, em que os fluxos em rochas fraturadas são uma característica hidrogeológica relevante para a estabilidade de encostas, de acordo com Brönnimann *et al.*, 2013. Os autores encontraram claras evidências que a presença de falhas e fraturas em rochas na região atuando como caminhos de fluxos preferenciais entre o solo e a rocha, respondem rapidamente a precipitações maiores que 2 mm/h. Concluíram ainda que o aumento da pressão da água em fraturas cria fluxos d'água ascendentes levando a faces de exfiltrações localizadas na rocha, aumentando a poro-pressão da água imediatamente com a ocorrência de eventos de chuvas intensas associada a condição de umidade antecedente e saturação das rochas.

A importância dos fluxos em rochas fraturadas também tem sido enfatizada em outras capturas de drenagem em pesquisas espalhadas pelo mundo tais como nas Montanhas Costeiras da Columbia Britânica (Laudon e Slaymaker, 1997) e em bacias constituídas por granitos intemperizados no Japão (Kosugi *et al.*, 2006; Kosugi *et al.*, 2008). Nesses locais as fraturas agem como condutores hidrológicos na drenagem dos sistemas de encosta e o processo de exfiltração na camada de solo sobrejacente levam a pré-saturação do solo, aumentando o risco de deslizamentos rasos. Por sua vez, e com o mesmo objetivo de investigação de fluxos em rochas fraturadas, Gabrielli *et al.* (2012) não encontraram nenhuma evidência de que águas subterrâneas pudessem emergir pela rocha o suficiente para atingir o solo e controlar os fluxos preferenciais no contato solo-rocha. No entanto, os autores registraram que zonas fortemente fraturadas localizadas até 2 m abaixo da interface solo-rocha se comportavam como condutores de fluxos laterais rápidos para o canal. Contudo, a origem desta água resultava de uma associação entre a água infiltrada verticalmente no solo para a camada fraturada somada à água da chuva e não da água originada do lençol freático (Figura 04).

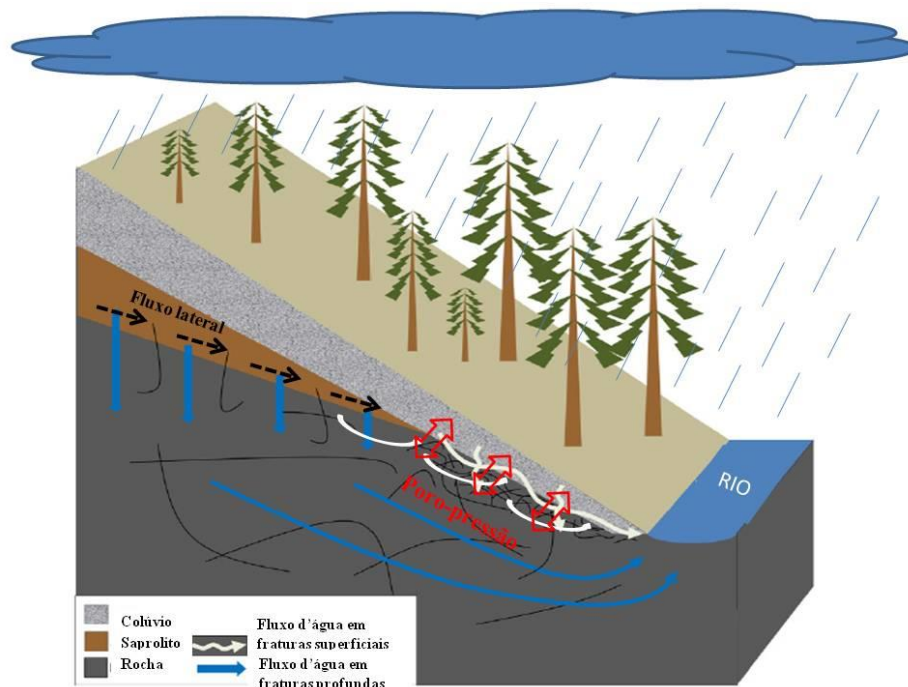


Figura 04: Modelo conceitual do comportamento hidrológico da encosta elaborado por Gabrielli *et al.* (2012) em que zonas fortemente fraturadas localizadas até 2 m abaixo da interface solo-rocha, se comportam como condutores de fluxos laterais rápidos para o canal (Adaptado de Gabrielli *et al.*, 2012).

Embora as influências das propriedades da estrutura da rocha na geração de poro-pressão positiva na encosta tenham sido investigadas desde a década de 80 (Pierson, 1980; Hammermeister *et al.*, 1982; Wilson and Dietrich, 1987; Terajima e Moroto, 1990; Wilson *et al.*, 1993), raramente incorporam-se em modelos regionais de estabilidade de encostas as propriedades permeáveis em rochas, incluindo processos de percolação profunda ou processos de exfiltração (Brönnimann *et al.*, 2013). Não obstante, observações em campo de cicatrizes recém-formadas em escarpas da cordilheira do Pacífico no estado do Oregon no fim da década de 70 por Pierson (1977), Everett (1979) e posteriormente por Mathewson *et al.* (1990) já sugeriam que fluxos de água em zonas de fraturas em rochas poderiam controlar a iniciação dos movimentos translacionais rasos (Montgomery *et al.*, 1997; Banks *et al.*, 2009), podendo ser indicadores úteis para susceptibilidade das encostas à deslizamentos (Kosugi *et al.*, 2006; Onda *et al.*, 2004).

Hidraulicamente, cada fratura se comporta como um canal no qual um fluído passa, e quase sempre estão conectadas a outras, formando um sistema de condutividade preferencial dentro do meio (Onda *et al.*, 2001; Paitan, 2013; Brönnimann *et al.*, 2013). Às vezes, atuam como barreiras geológicas (Blöcher *et al.*, 2010) e impedem que a água flua lateralmente ou verticalmente na rocha. A capacidade de conduzir ou barrar a água dependerá essencialmente da origem e da orientação das fraturas em relação ao seu recente campo de esforços.

O impacto dos fluxos de subsuperfície em rochas na deflagração de deslizamentos é extremamente complexo e dependente de inúmeras variáveis. Cada vez mais relevante tem se tornado as investigações dos controles hidrogeológicos que a rocha desempenha na interação com a camada de material inconsolidado subjacente. Os exemplos abordados mostram claramente a importância destes processos na análise de fluxos em encostas (Montgomery *et al.*, 1997; Montgomery *et al.*, 2002; Montgomery *et al.*, 2009; Banks *et al.*, 2009; Kosugi *et al.*, 2006; Kosugi *et al.*, 2008). Os quais, devido a não-linearidade das respostas hidrológicas e na dinâmica dos diversos sistemas de encostas existentes, são relevantes serem investigados antes de estabelecer relações regionais entre a exfiltração na rocha e estabilidade de taludes.

## 2.2 MOVIMENTOS DE MASSA

### 2.2.1 A influência da precipitação nos movimentos de massa no Estado do Rio de Janeiro

A influência da precipitação nos movimentos de massa, segundo Tatizana *et al.* (1987) e Delmonaco *et al.* (1995) se dá principalmente por meio dos seguintes processos: (i) alteração dos parâmetros de resistência dos materiais, como a diminuição da coesão aparente devido ao aumento da umidade do solo, e a dissolução da cimentação; (ii) aumento do peso específico dos materiais que formam a encosta; (iii) o avanço da frente de saturação na encosta, que provoca o desenvolvimento de poro-pressões positivas nos solos, subpressões nas discontinuidades das rochas e o surgimento de forças de percolação; e (iv) alteração do perfil do solo em função da erosão dos materiais.

Na região sudeste do Brasil, os eventos de chuvas intensas com consequentes escorregamentos em encostas são muito frequentes, somando a cada ano episódios ao grande conjunto de registros históricos (D'orsi, 2011). Os índices pluviométricos críticos para a deflagração dos deslizamentos, segundo Augusto Filho e Virgili (1998), variam de acordo com o regime de infiltração na superfície do terreno, a dinâmica das águas subterrâneas no maciço e o tipo de instabilização. Em geral, estes processos trazem sérias consequências para a sociedade, sendo crescente o número de pesquisas com intuito de estabelecer relações entre os índices pluviométricos e a deflagração de diferentes tipos de ruptura em encostas (naturais e antrópicos).

Na literatura internacional a correlação entre eventos pluviométricos e movimentos de massa são comumente encontrados, principalmente a partir da década de 70 (por ex., Endo, 1970; Lumb, 1975; Brand *et al.*, 1984; Wiczorek, 1987; Jibson, 1989; Bhandari *et al.*, 1991; Montgomery *et al.*, 2002; Guzzetti *et al.*, 2006; Aristizábal *et al.*, 2011; entre muitos outros.

Na literatura nacional, alguns estudos pioneiros de correlação entre pluviosidade e escorregamentos são representados por Pichler (1957), Barata (1969),

Guidicini e Iwasa (1976) e Vargas Jr. et al. (1986). Guidicini e Iwasa (1976) destacam-se pela elaboração de cartas de periculosidade para diversas regiões do Brasil, em que a curva acumulada média anual de pluviosidade é associada a faixas de risco. Com base nas conclusões dos autores, adaptadas para a cidade do Rio de Janeiro por D'Orsi (2011), constata-se que:

- (i) As chuvas antecedentes entre as 24 e 72 horas influenciam fortemente na probabilidade de ocorrência dos escorregamentos (quanto maiores as intensidades, maior o nível de periculosidade);
- (ii) As ocorrências de registros pluviométricos superiores a 12% da Pluviosidade Anual Média (PAM) (que para a cidade do Rio de Janeiro é traduzido em valores de chuvas superiores a 128 mm), em períodos com duração entre 24 e 72 horas anteriores, tendem a deflagrar escorregamentos, independentemente das condições pluviométricas antecedentes ao evento;
- (iii) Ocorrências de registros pluviométricos entre 8% e 12% do PAM, ou seja, entre 85mm e 128mm, em períodos com duração entre 24 e 72 horas anteriores, somente deflagram escorregamentos se as chuvas antecedentes e as características físicas dos solos, em conjunto, possibilitaram a manutenção de um alto grau de saturação dos solos;
- (iv) Ocorrências de registros pluviométricos inferiores a 8% do PAM (menores que 85mm, em períodos com duração entre 24 e 72 horas, dificilmente ocasionam escorregamentos.

Nunes (1982), com ênfase na análise de encostas na rodovia 116/RJ, propõe a adoção de 40mm/h como intensidade deflagradora de escorregamentos e, conseqüentemente, parâmetro para fechamento temporário de estradas de rodagem nos trechos de serras. Já Nunes et al. (1983), sugere as intensidades de 50 mm/h e de 10 mm/15min como deflagradores de escorregamentos. Tais índices, absolutos, independem de chuvas antecedentes para a detonação de escorregamentos. Em Vargas Jr. et al (1986), a intensidade pluviométrica de 50mm/h é mais uma vez indicada como precipitação crítica a partir do qual é muito alta a probabilidade de desencadeamento de deslizamentos, em particular em encostas de solos residuais ao longo de estradas de rodagem. Segundo os autores, precipitações de 50mm em uma hora seriam suficientes para que a infiltração das águas de chuvas, e conseqüente



avanço da frente de umidecimento, aumente a instabilidade de encostas rodoviárias, sendo, portanto, indicado o fechamento da estrada sempre que este índice pluviométrico fosse atingido.

Estudos na cidade do Rio de Janeiro por Feijó *et al.* (2001) indicaram níveis médios de precipitação relacionados a movimentos de massa de 26,1 mm/h, 67,6 mm/24h e 99,6 mm/96h na cidade do Rio de Janeiro, enquanto D’Orsi *et al.* (2000) apresentam o valor de 175 mm/24h como a taxa inicial para o nível de precipitação diária crítico. Com base nas propostas e resultados, descrita e comentados em D’Orsi *et al.* (1997, 2000, 2004) e em Feijó *et al.* (2001) foram estabelecidos os critérios pluviométricos operacionais utilizados pelo Sistema Alerta Rio, a partir do ano de 2005, para definição dos níveis risco (probabilidade de ocorrência de escorregamentos) durante a ocorrência de eventos chuvosos no Município do Rio de Janeiro (Tabela 01).

Tabela 01: Critérios pluviométricos operacionais utilizados pelo Sistema Alerta Rio para definição dos níveis risco (probabilidade de ocorrência de escorregamentos) durante a ocorrência de eventos chuvosos (D’Orsi, 2011).

<b>Intensidades / acumuladas pluviométricas</b>	<b>Probabilidade de ocorrência de escorregamentos</b>		
	MÉDIA	ALTA	MUITO ALTA
mm/h	10 a 30 mm	30 a 50 mm	> 50 mm
mm/24h	50 a 100 mm	100 a 175 mm	> 175 mm
mm/96h	100 a 175 mm e 10 a 30 mm/24h	175 a 250 mm e 30 a 50 mm/24h	> 250 mm e > 100 mm/24h

Coelho Netto *et al.* (2013) mapearam 3.622 cicatrizes de deslizamentos numa área de 420 km<sup>2</sup>, majoritariamente no município de Nova Friburgo estabelecendo relação direta com os dados de precipitação de mais de 40 estações pluviométricas da região, no evento de janeiro de 2011 (especificamente nos dias 11 e 12 de tal mês). Destas estações, quatro eram automáticas, as quais denominadas como: Olaria, Ypu, Nova Friburgo e Sítio Santa Paula. Os autores concluíram que a maioria dos deslizamentos ocorreram em áreas mais chuvosas e do total registrado no acumulado diário de 12 de janeiro, apenas 2,7% das rupturas se deram com chuvas entre 140 e

160 mm; 22,7% entre 160 e 180 mm; 34,6% entre 180 e 200 mm e 40% em áreas com precipitação superior a 200 mm. Percebe-se que 75% dos deslizamentos mapeados estão dentro do valor estabelecido por D’Orsi *et al.* (2000) como taxa inicial para o nível de precipitação diária crítico, ou seja, quando apresentam o valor de 175 mm/24h.

As estações pluviométricas automáticas serviram como base para análise da intensidade de chuvas no desastre de 2011. Nos dias 11 e 12 de janeiro, as estações da região chegaram a registrar um volume acumulado de chuva próximo aos valores da média mensal em menos de 10 horas. Os dados registrados nessas estações, entre 11 e 12 de janeiro, foram compilados por Coelho Netto *et al.* (2013) e seguem apresentados em histogramas de intensidade de chuva distribuídos em intervalos de meia hora, juntamente com curvas de chuva acumulada do evento crítico de 11-12 de janeiro (curva azul), e acumulada dos dias 10 a 12 de janeiro (curva vermelha) (Figura 05).

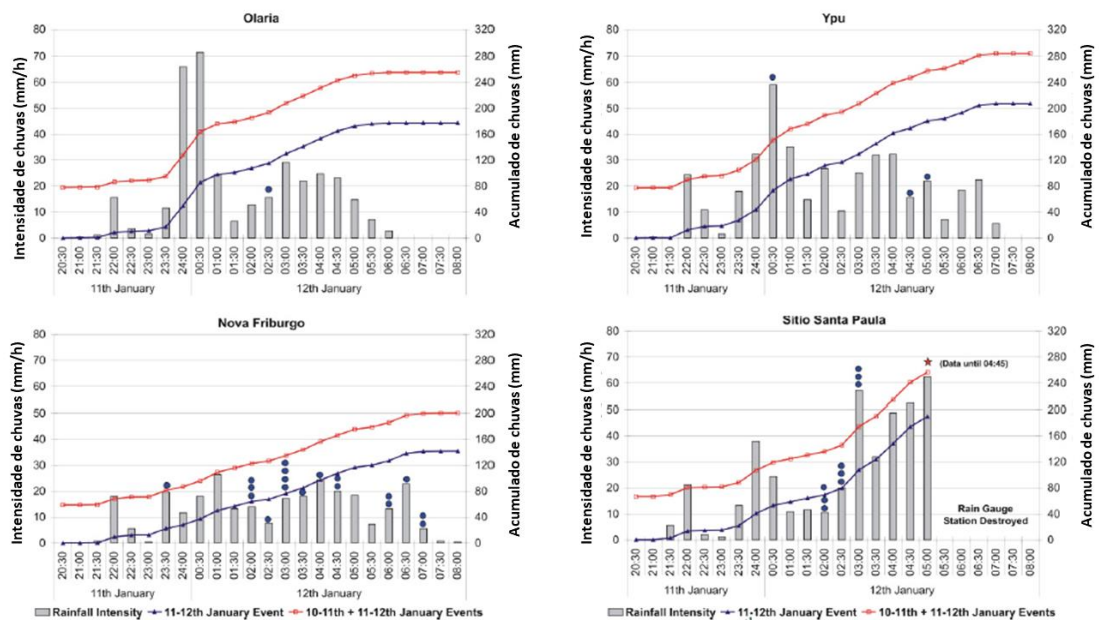


Figura 05: Histogramas de intensidade de chuva e curvas de chuva acumulada no evento crítico de 11-12 de janeiro e incluindo o período de 10 -11 de janeiro das estações pluviométricas de Olaria, Ypu, Nova Friburgo e Sítio Santa Paula. \*Estação que foi destruída durante o evento chuvoso (Coelho Netto *et al.*, 2013).

## 2.2.2 Classificação dos movimentos de massa

Entre as várias propostas de sistemas de classificação de movimentos de massa (Hutchinson, 1968; Varnes, 1978; Guidicini e Nieble, 1984), embora não cabendo nesta pesquisa uma discussão dessas propostas, destaca-se o trabalho de Varnes (1978) que ainda é o mais utilizado, classificando os movimentos em queda, tombamento, escorregamento, expansão lateral, escoamento e complexo, podendo ser aplicado para solos e rochas.

Uma síntese do sistema de classificação dos movimentos de massa segundo este autor e organizado por Costa (2017) é apresentado na Figura 06.

Tipo de Movimento			Tipo de Material		
			Rocha	Solo (engenharia)	
				Grosseiro	Fino
Quedas			de rocha	de detritos	de terra
Tombamentos			de rocha	de detritos	de terra
Escorregamento	Rotacional	Poucas unidades	abatimento de rocha	abatimento de detritos	abatimento de terra
	Translacional	Muitas unidades	de blocos rochosos	de blocos de detritos	de blocos de terra
			de rocha	de detritos	de terra
Expansões laterais			de rocha	de detritos	de terra
Fluxos/escoamentos			de rocha (rastejo profundo)	de detritos (rastejo de solo)	de terra
Complexos: combinação de dois ou mais dos principais tipos de movimentos					

Figura 06: Classificação dos movimentos de massa segundo Varnes (1978) e organizado por Costa (2017).

A classificação desses fenômenos torna-se ainda mais relevante, como apontado por Augusto Filho e Virgili (1998), quando relaciona a tipologia dos movimentos com os processos e mecanismos necessários para a deflagração. Amaral (1997) aponta que na cidade do Rio de Janeiro os escorregamentos rasos de solo,

geralmente sob a forma de movimentos translacionais, são os mais importantes, respondendo por cerca de 38% de todos os processos ocorridos entre 1962 e 1992.

Wolle e Carvalho (1989) e Lacerda (1997) apontam que tal comportamento é característico de todo o escarpamento da Serra do Mar. Conforme Avelar et al. (2013), a grande maioria dos deslizamentos de terra deflagrados pelas chuvas intensas na Região Serrana do Rio de Janeiro ocorridos em janeiro de 2011 foram classificados como translacionais e *debris flows*, porém rupturas circulares e quedas de blocos também foram registradas. Os *debris flows* ocorreram em direção aos fundos de vale da região, deixando um rastro de destruição de casas, fazendas, fábricas, rodovias, pontes, redes de eletricidade e telecomunicações. Os escorregamentos translacionais foram rasos, com profundidade da superfície de ruptura entre 0,5 m e 2 m, geralmente localizadas no saprolito. Houve casos também de rupturas no contato solo-rocha com pequena quantidade de massa mobilizada devido à camada de solo pouco espessa, sendo este o tipo de movimento de massa que originou a cicatriz analisada nesta pesquisa.

Desta maneira, o tipo de movimento de massa de interesse e descritos aqui são os escorregamentos tido como movimentos rápidos, de curta duração, que apresentam um plano de ruptura bem definido, e que permite a distinção entre o material deslizado e aquele que não foi movimentado (Fernandes e Amaral, 2006). São ainda divididos em dois tipos principais: translacionais (solo-rocha) ou rotacionais (colúvio-saprolito).

Os escorregamentos translacionais são mais frequentes e ocorrem normalmente durante períodos de chuvas intensas. O material no escorregamento pode variar de solo solto e não adensado até grandes placas de rochas, ou ambos (Highland e Bobrowsky, 2008). Possuem a superfície de ruptura plana e normalmente acompanham as descontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas existentes no interior do material. Os planos de fraqueza podem ser resultantes da atividade de processos geomorfológicos (depósitos de encosta), pedológicos (contatos entre horizontes, contato entre solum-saprolito) ou geológicos (acamamentos e fraturas) (Fernandes e Amaral, 2006; Tominaga et. al., 2009). Se originam normalmente ao longo da interface solo-rocha, a qual representa uma importante descontinuidade mecânica e hidrológica, podendo ser classificados ainda quanto ao tipo de material transportado, subdivididos, segundo Varnes (1978), em

escorregamentos translacionais de rocha, de solo residual, de tálus/colúvio e de detritos. Tendo em vista a possibilidade de ocorrência de mistura desses materiais em movimento (Fernandes e Amaral, 2006).

Normalmente os escorregamentos translacionais são deflagrados em encostas íngremes, com presença de solos delgados, com o plano de ruptura variando entre 0,5 e 5 m de profundidade. Geralmente são mais rasos que os escorregamentos rotacionais. A superfície de ruptura possui razão entre a distância e a extensão de menos de 0,1 e pode variar de pequena (tamanho de um lote residencial) a muito grande e regional, com quilômetros de extensão (Highland e Bobrowsky, 2008).

Apenas com intuito de diferenciação, os escorregamentos rotacionais (ou *slumps*), possuem uma superfície de ruptura curva, côncava para cima, onde se dá um movimento rotacional de massa de solo. Geralmente favorecidos pela existência de solos espessos e homogêneos, comuns em diversas áreas do sudeste brasileiro.

### 2.3 HIDROGEOLOGIA

Os aquíferos podem ser caracterizados como um reservatório subterrâneo de água, formado por camadas ou formações geológicas suficientemente permeáveis, capazes de armazenar e transmitir água em quantidades que possam ser aproveitadas como fonte de abastecimento para diferentes usos. A classificação dos aquíferos estão relacionadas ao tipo de porosidade da rocha armazenadora, podendo ser: granular, fissural ou cárstico. As rochas sedimentares (arenitos, siltitos etc.) e os sedimentos não consolidados (areias, cascalhos etc.) são constituídos de grãos minerais. A água percola e permanece, temporariamente, armazenada nos vazios entre os grãos. A porosidade, neste caso, é do tipo granular e o aquífero é classificado como granular. Como a porosidade está intimamente ligada ao tipo de rocha, o aquífero é, muitas vezes, denominado de aquífero sedimentar (Fetter, 2001; Rebouças, 2002; Fittts, 2013).

Em rochas maciças e compactas, que não apresentam espaços vazios entre os minerais que as compõem, como os granitos e gnaisses, a porosidade se dá pela presença de fraturas conectadas. Estas fraturas originam-se da ruptura da rocha, devido a esforços físicos que ocorrem naturalmente na crosta terrestre ao longo da escala geológica. Neste caso, o aquífero é denominado de fissural ou fraturado. Quanto maior a quantidade de fraturas na rocha, interligadas e preenchidas com água, maior será a potencialidade do aquífero em fornecer água (Fetter, 2001; Rebouças, 2002; Fitts, 2013).

Em relação às suas características hidráulicas, os aquíferos também podem ser classificados em livres ou confinados, dependendo da pressão na qual estão submetidos. Desta maneira, assumem as seguintes características:

- (i) O aquífero livre, ou freático, está mais próximo à superfície, onde a zona saturada tem contato direto com a zona não saturada, ficando submetido à pressão atmosférica. Neste tipo, a água que infiltra no solo atravessa a zona não saturada e recarrega diretamente o aquífero;
- (ii) O aquífero confinado é limitado no topo e na base por camadas de rocha de baixa permeabilidade (como argila, folhelho, rocha ígnea maciça etc.). Não há zona não saturada e, neste caso, o aquífero está submetido a uma pressão maior que a atmosférica, devido a uma camada confinante acima dele, que também está saturada de água. Assim, o nível da água tem pressão para atingir uma altura acima do topo do aquífero, mas é impedida pela camada confinante.

Em aquíferos confinados, o nível de água é chamado de potenciométrico. Na perfuração de um poço é possível verificar que o nível potenciométrico atinge altura acima do topo do aquífero confinado. Se a água do poço jorrar na superfície, significa que o nível potenciométrico da água encontra-se acima do terreno e neste caso, o poço é chamado de artesianos jorrante (Fetter, 2001; Rebouças, 2002; Fitts, 2013).

A água que recarrega o aquífero confinado precisa atravessar a camada menos permeável que está acima dele, em um processo bem lento, ou infiltrar na porção onde este aquífero se encontra livre. Estas camadas de rochas saturadas, com baixa capacidade de transmitir água às rochas adjacentes, ou seja, com baixa permeabilidade, são consideradas aquitardes (exemplo: argila arenosa). Quando o

material é impermeável, isto é, com certa capacidade de armazenar água mas sem capacidade de transmiti-la, utiliza-se o termo aquíclode. Por fim, as rochas impermeáveis que não armazenam e não transmitem água são denominadas aquífugos (exemplo: granito não fraturado e não alterado). Quando a água infiltrada encontra uma barreira, com dimensão restrita na zona não saturada, tal como uma lente argilosa, por exemplo, pode se acumular e ficar armazenada temporariamente, formando o que chamamos de aquífero suspenso. Em épocas sem chuva, quando não há recarga, estes aquíferos suspensos podem se esgotar (Fetter, 2001; Rebouças, 2002; Fittts, 2013).

Os aquíferos fraturados são os tipos que predominam no Brasil, com maior expressão nas regiões Nordeste, Sudeste e Norte, representados por diversos litotipos pré-cambrianos como gnaisses, xistos, filitos, granitos, metacalcários e quartzitos (Rebouças, 2002). No campo das funções intrínsecas do sistema aquífero fraturado, a produtividade dos poços depende principalmente da intensidade, abertura e conectividade das fraturas. Quando localizados em regiões de clima úmido a recarga é facilitada pelo excedente hídrico e pela presença do manto de intemperismo sobrejacente constituído de solos residuais ou transportados. Esses depósitos granulares facilitam o armazenamento da água pluvial infiltrada, que é percolada até o aquífero fraturado. A infiltração pode ser dividida em três partes: a primeira fica parcialmente retida na zona não saturada; a segunda se aloca nas franjas capilares, logo abaixo destas franjas constitui-se o fluxo subsuperficial; e por fim, a água que resta das etapas anteriores e consegue percolar até o aquífero, constituindo a recarga (Feitosa & Manoel Filho, 2008).

A compreensão do funcionamento e a quantificação da recarga aquífera são relevantes para o planejamento de uso dos recursos hídricos. O monitoramento permanente do nível estático de poços permite identificar o rebaixamento temporal como reflexo da exploração e ou impermeabilização do solo, permitindo adoção de medidas de controle e ou corretivas (Feitosa & Manoel Filho, 2008).

## 2.4 ANÁLISE DE FEIÇÕES EM SUBSUPERFÍCIE: O RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (*GROUND PENETRATING RADAR – GPR*) PARA LOCALIZAÇÃO DE FRATURAS EM ROCHAS

O Radar de Penetração no Solo, ou GPR, é uma técnica geofísica de alta resolução eletromagnética que se destina, essencialmente, na investigação da subsuperfície rasa da terra. Permite aplicabilidade para diversos fins, tais como identificação e distribuição espacial de litologias e fraturas, aquíferos e lençol freático em estudos geológicos, hidrológicos e hidrogeológicos (Nobes et al., 2001; Carozzo et al., 2003; Idi e Kamarudin, 2011), em engenharia geotécnica como método de investigação de mecanismos de rupturas e contenção de taludes (Barnhardt e Kayen, 2000; Batayneh et al., 2002, 2014;) e em investigações arqueológicas (Bonomo et al., 2009).

No Brasil é comum encontrar aplicações do GPR para fins de mineração de rochas ornamentais (granitos) (Botelho et al., 1999; Porsani et al., 2006); identificação de estruturas de dissolução em rochas carbonáticas e cavernas (Botelho e Mufti, 1998; Botelho et al., 1996), identificação de fraturas em corpos graníticos (Souza e Porsani, 2002; Botelho e Araújo, 1996); e análise de estabilidade de taludes, mecanismos de rupturas em encostas e nível freático (Aranha et al., 2002, 2006; Silva, 2014).

Os produtos gerados por GPR são frutos da interpretação da velocidade da onda eletromagnética irradiada e recebida a partir de uma antena de transmissão, que viaja através do material investigado (solo, rocha) a uma velocidade determinada principalmente pela constante dielétrica ( $\epsilon_r$ ) dos materiais. Supondo que o material não seja magnético, essa relação é dada por:

Equação 1: Velocidade da onda eletromagnética

$$v = \frac{c}{\sqrt{k}}$$

Onde  $v$  é a velocidade da onda eletromagnética num determinado meio,  $c$  é a velocidade da luz (0,3m/ns) e  $k$  é a constante dielétrica do material.



O intervalo de tempo que leva para a onda viajar da antena de transmissão para a antena de recepção é chamado de tempo de viagem. A unidade básica do tempo de viagem da onda eletromagnética é o nanosegundo (ns), onde  $1 \text{ ns} = 10^{-9} \text{ s}$ . Os dados adquiridos no domínio do tempo são geralmente conhecidos como impulsos. Um pulso transmitido tem a energia refletida e recebida em função do tempo. A forma de onda resultante indica a amplitude de energia espalhada pelos objetos subterrâneos *versus* tempo (Jol, 2009). Assim, as ondas eletromagnéticas se espalham e viajam para baixo até atingir um objeto com propriedades elétricas diferentes do meio circundante, resultando em tempo de viagens distintos para cada tipo de material, representado esquematicamente pela Figura 07 (Daniels, 2000).

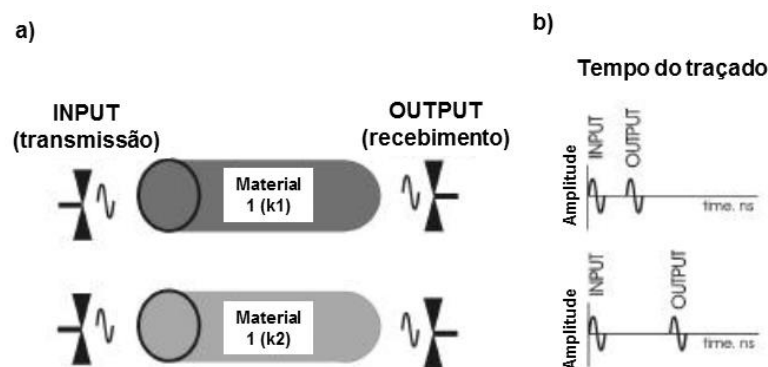


Figura 07: Relação entre o efeito de permissividade do material e tempo de viagem através de uma amostra: (a) pulso de entrada e saída através de amostras com diferentes permissividades e velocidades, e (b) gráficos de tempo versus amplitude do comprimento de onda eletromagnética mostrando o diferencial de tempo entre os sinais de entrada e saída para cada amostra. Modificado de Daniels (2000).

Os materiais contrastantes (diferentes  $\epsilon_r$ ) são definidos por limites abruptos e conseqüente reflexão de mais energia (maior amplitude do comprimento de onda). A ausência de reflexão e/ou baixo retorno de energia (definido por limites graduais) sugere presença de materiais com  $\epsilon_r$  similares (Orlando, 2003; Batayneh et al., 2014). Um aumento na condutividade resulta em um aumento na atenuação dos sinais eletromagnéticos. A alta condutividade devido a sais dissolvidos na água subsuperficial causa uma forte atenuação no sinal emitido pelo equipamento de GPR.

A constante dielétrica é uma medida da capacidade de um material armazenar carga elétrica quando submetido a um campo elétrico. A água tem uma

constante dielétrica muito alta em relação à constante de solos e rochas. Quanto maior a umidade, menor a velocidade dos sinais eletromagnéticos e mais difícil a sua captação. De maneira geral, as ondas eletromagnéticas penetram mais facilmente em rochas arenosas e secas, e mais dificilmente em solos argilosos e ambientes com altas taxas de umidade (Benson et al. 1982).

Dados referentes a constante dielétrica e condutividade elétrica para rochas, solos e outros materiais podem ser consultados em Martinez e Byrnes (2001) e Porsani (1999). A Tabela 02 limita-se aos materiais de interesse no objeto de estudo da pesquisa. As rochas dentro de uma determinada classificação variam significativamente na composição, por isso apenas a litologia predominante na área em estudo foi levada em consideração.

Tabela 02: Valores para constante dielétrica e Condutividade elétrica dos materiais mais relevantes para análise dos dados de GPR aplicados ao objeto de estudo nesta pesquisa (Martinez e Byrnes, 2001; Porsani, 1999).

<b>Materiais</b>	<b>Constante Dielétrica (<math>\epsilon</math>)</b>	<b>Condutividade Elétrica (mS/m)</b>
Ar	1	0
Água	81	0,5
Granito seco	5	0,01
Granito saturado	7	1

O registro de impulsos durante um período de tempo com o sistema de antena de recepção é chamado de rastreamento (ou *trace*). O rastreamento resume-se no histórico de tempo de viagem de um único pulso da antena de transmissão para a antena de recepção, sendo a medida básica para todas as pesquisas GPR de domínio do tempo. Uma varredura (ou *scan*) é um rastreamento onde uma escala de cores foi aplicada aos valores de amplitude. O tempo de viagem de ida e volta (ou bidirecional) é maior para objetos profundos do que para objetos rasos. Portanto, o tempo de chegada para a onda refletida registrada em cada traço pode ser usado para determinar a profundidade do objeto enterrado, se a velocidade da onda na subsuperfície for conhecida (Jol, 2009; Daniels, 2000, 2004) (Figura 08).

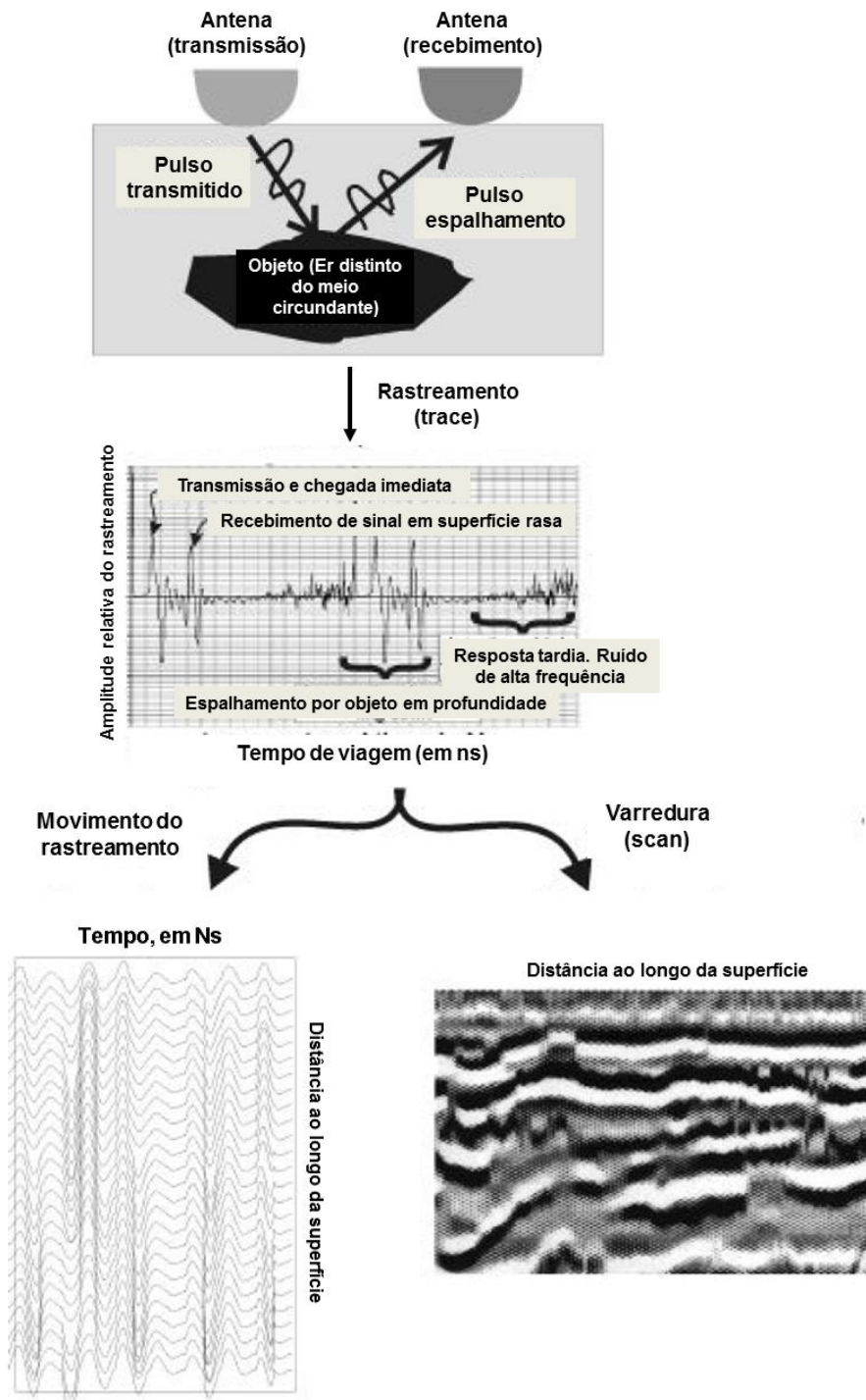


Figura 08: Processo de construção de uma varredura e sequência da produção de um perfil GPR; (i): transmissão e recepção da energia eletromagnética; (ii): a energia recebida é registrada como um rastreamento em um ponto na superfície compondo radargramas; (iii): os radargramas são dispostos lado a lado para produzir uma seção transversal da superfície ao longo do caminho das antenas. (iv) Os radargramas são exibidos como movimento ou gráficos de varredura (escala de cinza ou cor atribuída a amplitudes específicas). Modificado de Daniels (2000).

Segundo Jol (2009), o GPR também é um método eficaz para examinar a arquitetura da rocha fraturada (Figura 09). A caracterização precisa de aquíferos fissurais é um dos problemas mais desafiadores e relevantes para investigações de águas subterrâneas (Day-Lewis et al., 2003). Imagens de GPR da rocha fraturada podem revelar a orientação e a continuidade das fraturas que conduzem fluxos de fluidos e o transporte de solutos em subsuperfície. Geralmente, as fraturas nas rochas se manifestam como interfaces ou descontinuidades na constante dielétrica do material (Jol, 2009), gerando reflexões de alta amplitude. Dependendo da natureza da rocha, o GPR pode revelar ambientes de grandes fraturas e/ou zonas de fratura que se manifestam como zonas de forte refletância e lateralmente contínuas (Porsani et al., 2006).

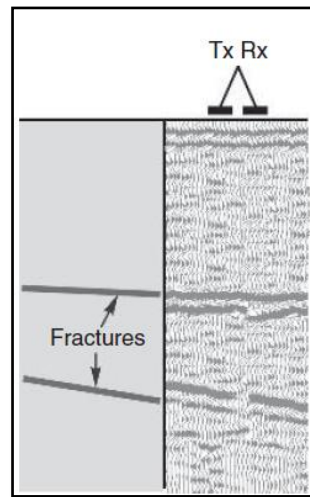


Figura 09: Representação esquemática da caracterização de uma rocha fraturada utilizando um perfil de GPR 2D, (Jol, 2009).

Wyatt e Temples (1996) reforçam alguns critérios para determinar se juntas de alívio ou fraturas estão presentes em um perfil GPR. Sendo estes: (1) baseados na observação direta no campo da presença de juntas e fraturas no afloramento estudado e especializado, e comparação direta com as assinaturas de GPR; (2) um padrão de refletores predominantemente retos e relativamente contínuos tendendo a ângulos de intersecção à horizontal; (3) padrão de zonas com tendências predominantemente retas e relativamente contínuas de perda de sinal; (4) um padrão de zonas verticais ou quase verticais sem sinal ou retorno de sinal desconexo.

Maiores detalhes sobre os fundamentos do GPR podem ser encontrados em Daniels (2000; 2004) e Jol (2009).

### 3. ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A área de estudo insere-se no distrito de Campo Coelho, município de Nova Friburgo, localizado na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro (Figura 10). Nova Friburgo dista 140 km da capital Rio de Janeiro.

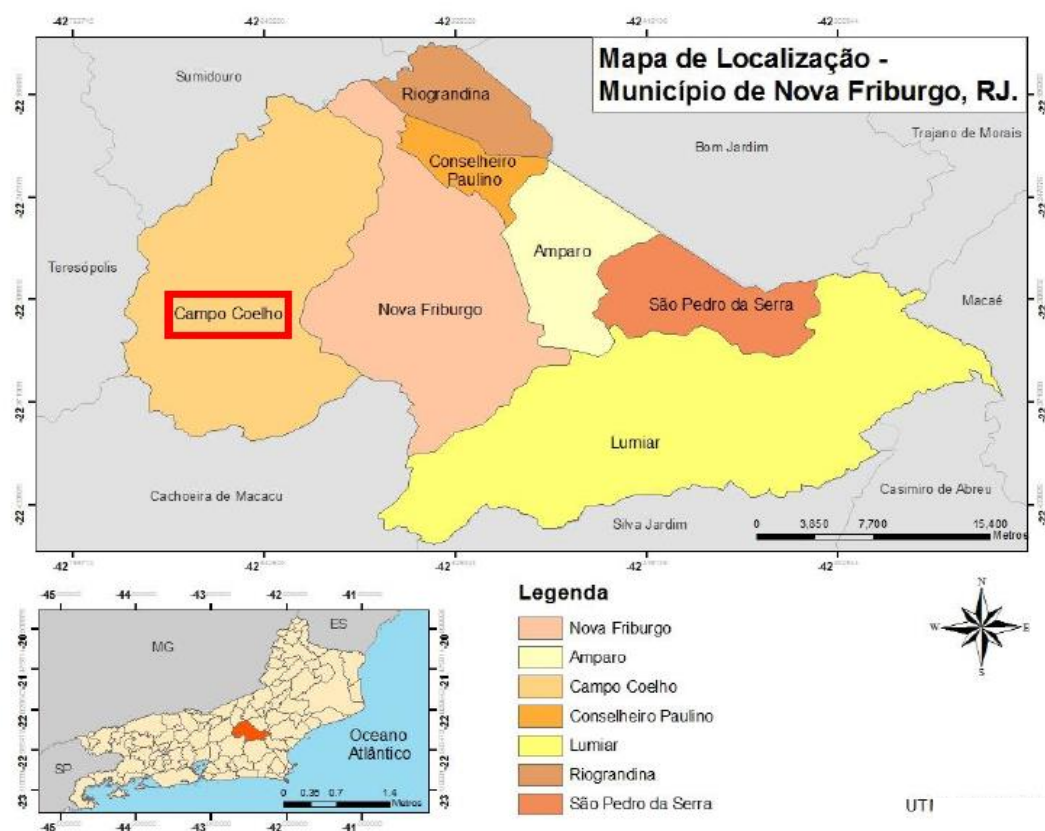


Figura 10: Localização do Distrito de Campo Coelho, Município de Nova Friburgo, Estado do Rio de Janeiro.

A encosta alvo desta pesquisa (23K; 745500m W 7531932m S), localiza-se no Batólito Serra dos Órgãos, porção SO da bacia hidrográfica do Córrego Dantas

(área de drenagem do rio Paraíba do Sul), (Figura 11), a aproximadamente 1350 m de altitude, nos limites do distrito de Campo Coelho.

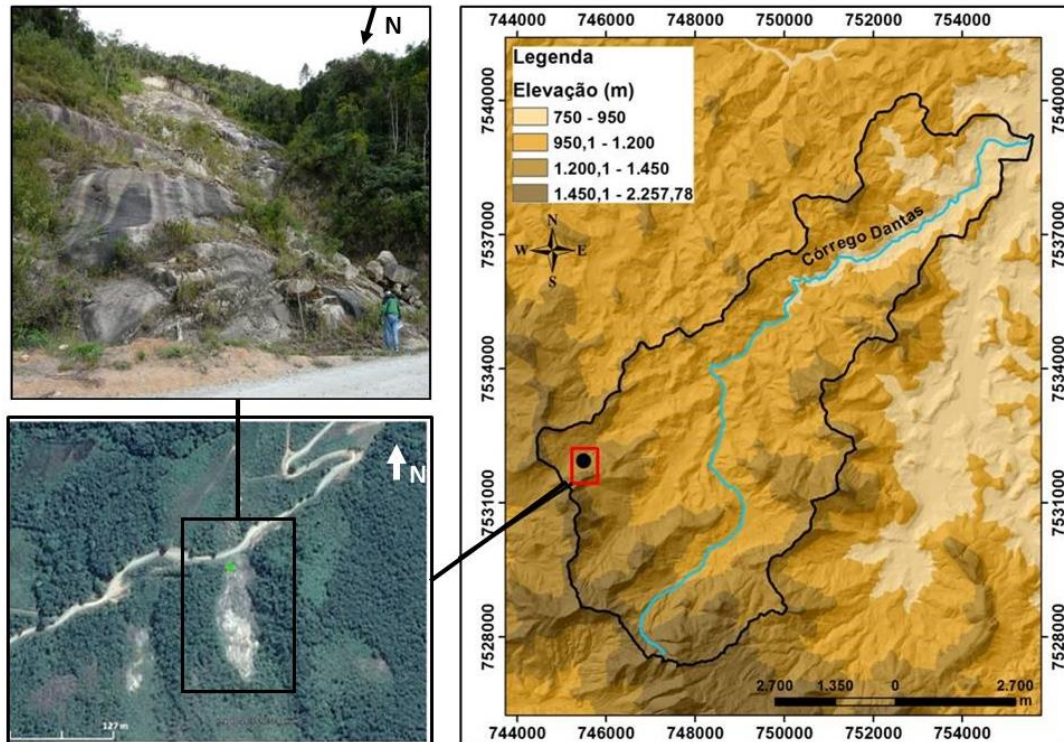


Figura 11: Localização da encosta alvo desta pesquisa (23K; 745500m W 7531932m S), porção SO da bacia do Córrego Dantas, limites do distrito de Campo Coelho.

## 3.2 CONTEXTUALIZAÇÃO CLIMÁTICA, GEOMORFOLÓGICA, PEDOLÓGICA E GEOLÓGICA: DA REGIÃO SERRANA À BACIA DO CÓRREGO DANTAS

### 3.2.1 Aspectos Climáticos

As escarpas da Serra do Mar, em especial a Serra da Bocaina e a Serra dos Órgãos, chegam a registrar totais pluviométricos anuais superiores a 2000 mm/ano. Esse clima bastante úmido é proporcionado pela barreira física imposta pela serra ao avanço dos sistemas frontais (efeito orográfico).



Nova Friburgo possui Clima tropical de Altitude com temperatura média de 16°C, sendo ainda apontada como a cidade mais chuvosa do Estado, com precipitação média anual em torno de 2500 mm nas áreas mais elevadas, decrescendo progressivamente para norte até 1300 mm. A região é caracterizada com duas estações bem definidas, sendo o período mais chuvoso entre dezembro e março, quando a precipitação média mensal varia entre 280 e 150 milímetros nas médias altitudes (entre 1000 e 1500 m). Na região ainda se registram variações entre 340 e 240 milímetros nas maiores altitudes do Sul (acima de 1500 m), e entre 240 e 150 milímetros para o norte (entre 800 e 1000 m) (Coelho Netto *et al.*, 2013). De abril a outubro as precipitações se restringem, usualmente, a valores inferiores a 100 mm, tendo nos meses de junho a agosto as menores médias mensais, inferiores a 30 mm (Figura 12).

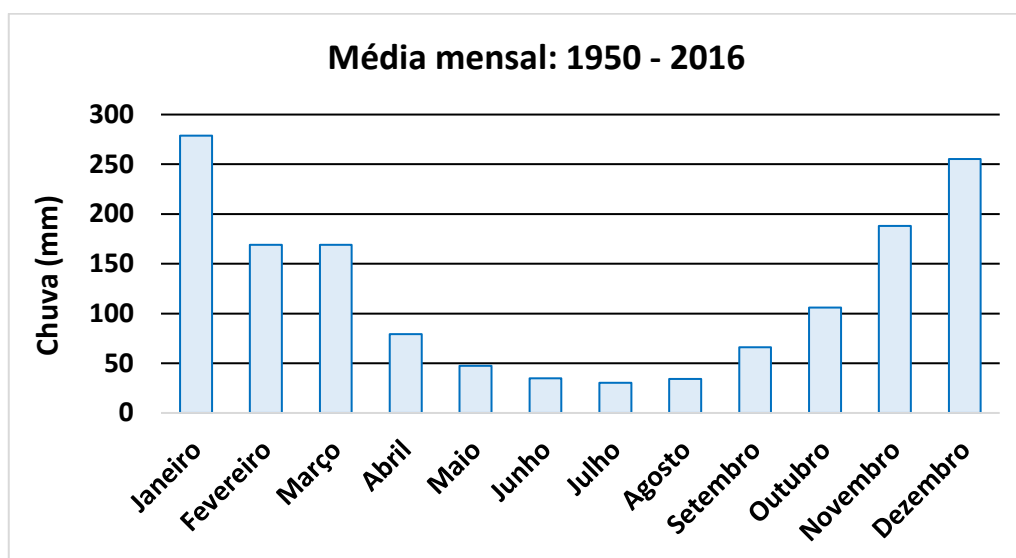


Figura 12: Média mensal monitorada por uma das estações de série histórica em Nova Friburgo sob responsabilidade da CPRM/ANA. O pluviômetro está instalado em cota de 1010 m de altitude.

### 3.2.2 Aspectos Geomorfológicos, Hidrológicos e Pedológicos

A região serrana do estado do Rio de Janeiro está localizada no reverso da escarpa da Serra do Mar, onde se observam algumas zonas planálticas, de relevo montanhoso, como também o planalto da Bocaina e a serra do Desengano. A escarpa da Serra do Mar atravessa praticamente todo o território do Estado do Rio de Janeiro numa direção WSW-ENE, acompanhando o *trend* estrutural do substrato geológico. Este escarpamento estende-se do litoral norte do Estado de São Paulo até o Norte Fluminense (Dantas et al., 2001; 2005).

A geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro apresenta um predomínio de colinas e planícies costeiras com maciços rochosos isolados, tendo em sua região de serras, forte contraste com este grupo (Avelar et al., 2013), caracterizada, em suma, por fundos de vales estreitos que se desenvolvem ao longo de fraturas tectônicas persistentes. Apenas os rios de maior porte são capazes de gerar depósitos fluviais. Adjacentes a estes vales, escarpas com afloramentos rochosos e encostas íngremes (mais de 35 graus) são comuns, podendo apresentar depósitos de tálus ou colúvios ricos em blocos de rocha em suas bases. A paisagem da Serra dos Órgãos possui ainda muitas áreas de colinas intermontanas com suaves declives (entre 15 e 35 graus). Nestes domínios, os regolitos são compostos por depósitos saprolíticos grosso e coluvionares, que juntos, podem atingir até 10 metros de profundidade. Apenas em algumas áreas na Serra dos Órgãos ocorrem perfis de intemperismo profundo, com até 50 m de espessura (Avelar et al., 2013).

Nova Friburgo insere-se na região do planalto e escarpas da Serra dos Órgãos (reverso da escarpa da Serra do Mar). Sua morfologia serrana, com um significativo controle estrutural, está ligada à história evolutiva geológico-geomorfológica da área (Tupinambá et al., 2012). Sua geomorfologia segue os elementos contidos e descritos para a região serrana do Rio de Janeiro.

Os escarpamentos da região serrana, devido aos elevados gradientes de suas vertentes, amplitudes topográficas expressivas e ocorrência frequente de depósitos de tálus, apresentam sérias limitações frente à ocupação humana. Por isso, apresentam extensas áreas de Mata Atlântica ainda preservada. Segundo a Fundação SOS Mata Atlântica (2009), o município de Nova Friburgo se destaca por seus 45% de área de



cobertura florestal. A formação fisionômica original da região é a Floresta Ombrófila Densa Montana, que atualmente encontra-se alterada e fragmentada, especialmente em torno das áreas urbanas. Os fragmentos e locais recolonizados por florestas secundárias atribuem-se as grandes amplitudes topográficas, o que inviabiliza a expansão da atividade agrícola e expansão urbana nestes ambientes.

Durante o aumento da atividade urbana e rural, cortes em encostas foram feitos para implantação de estradas e residências. Esses fatores aumentaram a vulnerabilidade da região a escorregamentos. Ademais, a característica marcante das escarpas serranas é a presença de solos pouco espessos e bastante lixiviados, devido a um clima bastante úmido, proporcionado pela barreira física imposta ao avanço dos sistemas frontais (Dantas et al., 2001).

As altitudes locais variam em torno de 1.000 m e determinam condições climáticas especiais. O município de Nova Friburgo tem a sua sede situada a 846 m de altitude e o ponto mais elevado da serra do Mar encontra-se neste município, o Pico Maior, a 2.316 m, configurando uma elevada amplitude de relevo (Coelho Netto et al., 2013).

As classes de solo predominantes em Nova Friburgo, de acordo com a classificação da Embrapa (1999), são respectivamente: Cambissolos, associados ao relevo montanhoso e fortemente ondulado; Neossolos, comuns em afloramentos de rocha, e topografia mais acidentada e; Latossolos encontrados nos fundos dos vales, compostos por depósitos coluviais, ricos em blocos.

A distribuição espacial dos solos mapeados (por suas características geotécnicas) no domínio da bacia do Córrego Dantas, área de drenagem que abrange a encosta investigada, destaca a vasta ocorrência de saprolitos que recobrem 64% da área da bacia, porém diferenciando-se entre rasos (35%) e espessos (29%). Nesta classe de domínio há o predomínio dos movimentos de massa ocorridos na bacia, os quais, espacialmente distribuídos pela classe saprolitos rasos (Figura 13). Os demais solos e coberturas apresentam menor proporção na distribuição espacial, de modo que os colúvios ocupam 19%, afloramentos rochosos, 15% e depósitos fluviais, 2% (Borges, 2017).

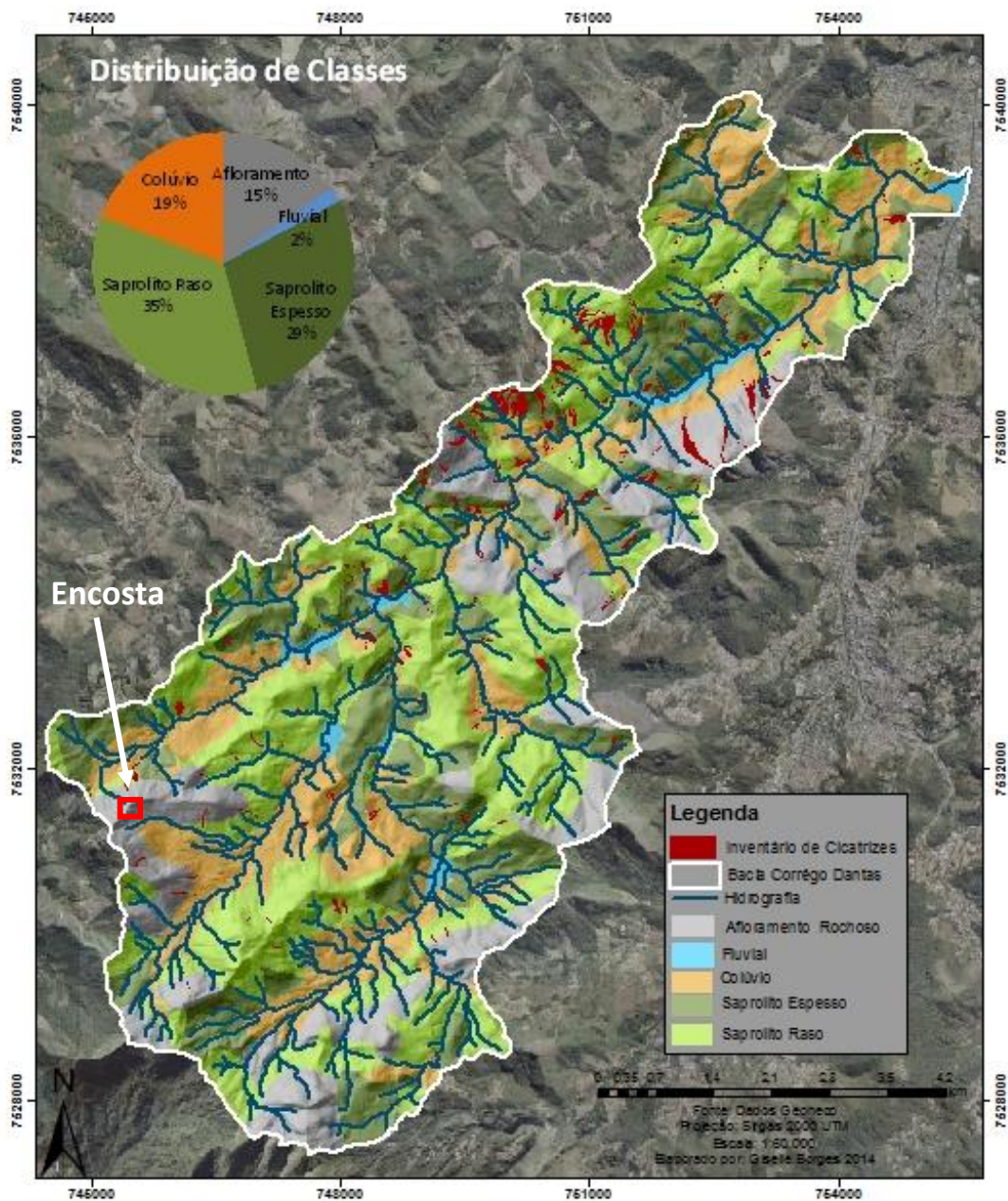


Figura 13: Distribuição espacial dos solos mapeados no domínio da bacia do Córrego Dantas, área de drenagem que abrange a encosta investigada (Borges, 2017).

Avelar et al. (2016) classificou as classes geotécnicas de solos predominantes nos deslizamentos da região quanto à sua resistência ao cisalhamento (Figura 14), concluindo que: os saprolitos se distinguem quanto à sua coloração, sendo classificados em saprolitos cinza e saprolitos rosa e os colúvios se mostraram com

características e comportamentos geotécnicos diferenciados quando espacialmente distribuídos em encostas ou fundo de vales.

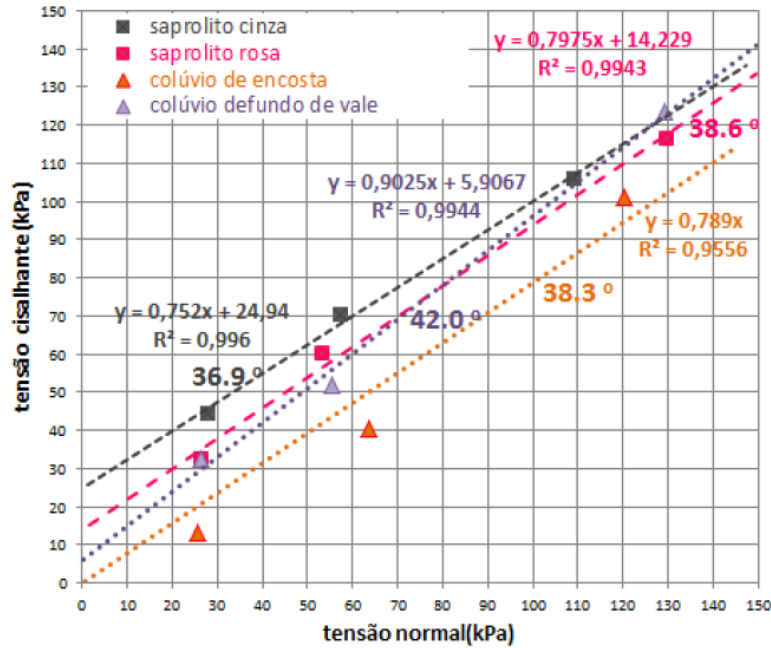


Figura 14: Diagrama de ensaios de cisalhamento direto nas classes geotécnicas de solos predominantes nos deslizamentos da região (Avelar et al., 2016).

O saprolito de coloração cinza possui elevada presença de biotita, indicando ser pouco intemperizado e, portanto, próximo ao limite com a rocha sã. Granulometricamente é muito arenoso (69%). Dentre os solos na região, é tido como o mais resistente ao cisalhamento. O saprolito de coloração rosa sofreu mais intemperismo químico, denotado pela transformação das biotitas para geração de argilominerais e óxidos/hidróxidos de ferro, que influencia a sua coloração e se relaciona também com a redução do conteúdo de areia para 46% e do aumento da fração argila para 16%. Seria o segundo mais resistente a forças cisalhantes. Dentre as classes analisadas, apenas o colúvio de fundo de vale apresentou elevados teores de argila (em torno de 27%) e com maior resistência ao cisalhamento (Avelar et al. 2013, 2016).

### 3.2.3 Contexto Geológico

A geologia do estado do Rio de Janeiro está associada a uma ampla faixa de dobramentos de idade Proterozóica, composta predominantemente por rochas de alto grau metamórfico (gnaisses), com foliação bem definida na direção SW-NE e fraturas em diversas orientações. Também ocorrem associações de rochas ígneas sintectônicas (granitóides), geradas por anatexia e que se orientam da mesma forma que as rochas metamórficas (Avelar et al., 2016).

Em um contexto geológico regional, tal área está tectonicamente localizada na Província Mantiqueira, definida por Almeida et al (1981) como uma faixa de orógenos Neoproterozóicos de aproximadamente 3.000 km alinhada segundo um rumo NE-SW que se estende do paralelo 15° S até o Uruguai. Dentre os orógenos que compõem a Província Mantiqueira destaca-se a Faixa Ribeira Central. Detalhes quanto sua evolução, subdivisões dos terrenos tectônico-estratigráficos e episódios colisionais podem ser consultados em Machado & Demange (1996) e Heilbron et al. (2004) ou ainda em Avelar et al. (2016).

No segmento centro-norte da Faixa Ribeira, particularmente na região serrana do estado do Rio de Janeiro, ocorre rochas gnáissicas e ígneas de composição predominantemente granitoide, geradas nos vários estágios de desenvolvimento de um orógeno, do período pré ao pós-colisional (Tupinambá et al., 2012). De acordo com os autores, esse magmatismo está expresso por significativa área de ocorrência de granito, cuja natureza é, sobretudo, sin-colisional, uma vez que corpos graníticos tardi a pós-orogênicos tem menor expressão areal quando comparados aos sin-orogênicos.

Grossi Sad et al. (1980) mencionaram que no estado do Rio de Janeiro um batólito granítico se estende por ambas as vertentes da crista principal da Serra do Mar. Os autores afirmaram que o referido corpo alcança mais de 140 km de extensão, desde o vale do Rio Guandu até um pouco ao sul das cidades de Cordeiro e Cantagalo. Os mesmos autores o denominaram como Batólito Serra dos Órgãos (Barbosa & Grossi Sad, 1985), e a região ao seu redor conhecida como Região Serrana Fluminense (Tupinambá et al., 2012).

Na Região Serrana a foliação das rochas segue a descrita para o estado do RJ, bem definida na direção SW-NE. As fraturas em diversas direções são cortadas por diques e intrusões básicas do Terciário-Cretáceo. Estas rochas estão quase sempre capeadas por sedimentos aluvionares, coluvionares e depósitos de tálus provenientes do Quaternário (Avelar *et al.*, 2013, 2016).

Segundo Avelar et al. (2013), a ocorrência de granito na região serrana do Rio de Janeiro faz com que os processos intempéricos ajam mais lentamente, permitindo estabilidade de encostas de elevado gradiente, que em muitos casos apresentam afloramentos de rochas de grande porte. Por outro lado, com a ação do tempo geológico e aumento progressivo do intemperismo químico, em geral, mais acentuado pela presença de sistemas de fraturas, a massa de rocha sã dá lugar a solos saprolíticos. Esse efeito tende a reduzir a coesão real do maciço e ocasionar rupturas, principalmente durante eventos prolongados de chuva ou durante chuvas intensas.

Considerando os recorrentes problemas geotécnicos dessa região, que compreende parte de um importante orógeno do sudeste do Brasil (Faixa Móvel Ribeira Central), as rochas da região foram cartografadas em escala de detalhe (Avelar et al., 2016) (figura 15). Sete unidades litológicas foram reconhecidas e organizadas por ordem estratigráfica, da mais velha para a mais nova, sendo elas: 1- Granada Biotita Paragnaisse Bandado; 2- Ortognaisse Granítico/Granodiorítico; 3- Granito Porfirítico Grosso; 4- Granito Porfirítico Médio; 5- Diorito Equigranular Médio; 6- Granito Equigranular Fino/Médio; e 7- Gabro/Microgabro (Figura 15a).

A unidade litológica de interesse para pesquisa corresponde ao Granito Equigranular Fino/Médio, área destacada na Figura 15b. Tal unidade perfaz dois corpos na porção sudoeste da área mapeada, aflorando na forma de lajedos nas encostas e em cortes de estrada, composto essencialmente por K – feldspato, plagioclásio, quartzo e pouca biotita. Esta unidade é caracterizada por uma rocha com textura equigranular xenomórfica/hipidiomórfica, fina a média, de coloração cinzenta, às vezes rosado. Sua relação de contato com as rochas adjacentes é de caráter intrusivo evidenciado por seu contato irregular, diques nas encaixantes, além de conter xenólitos. É uma rocha isotrópica, com estrutura maciça, sem qualquer evidência de deformação dúctil. As descrições das demais litologia podem ser encontradas em Avelar et al., (2016).



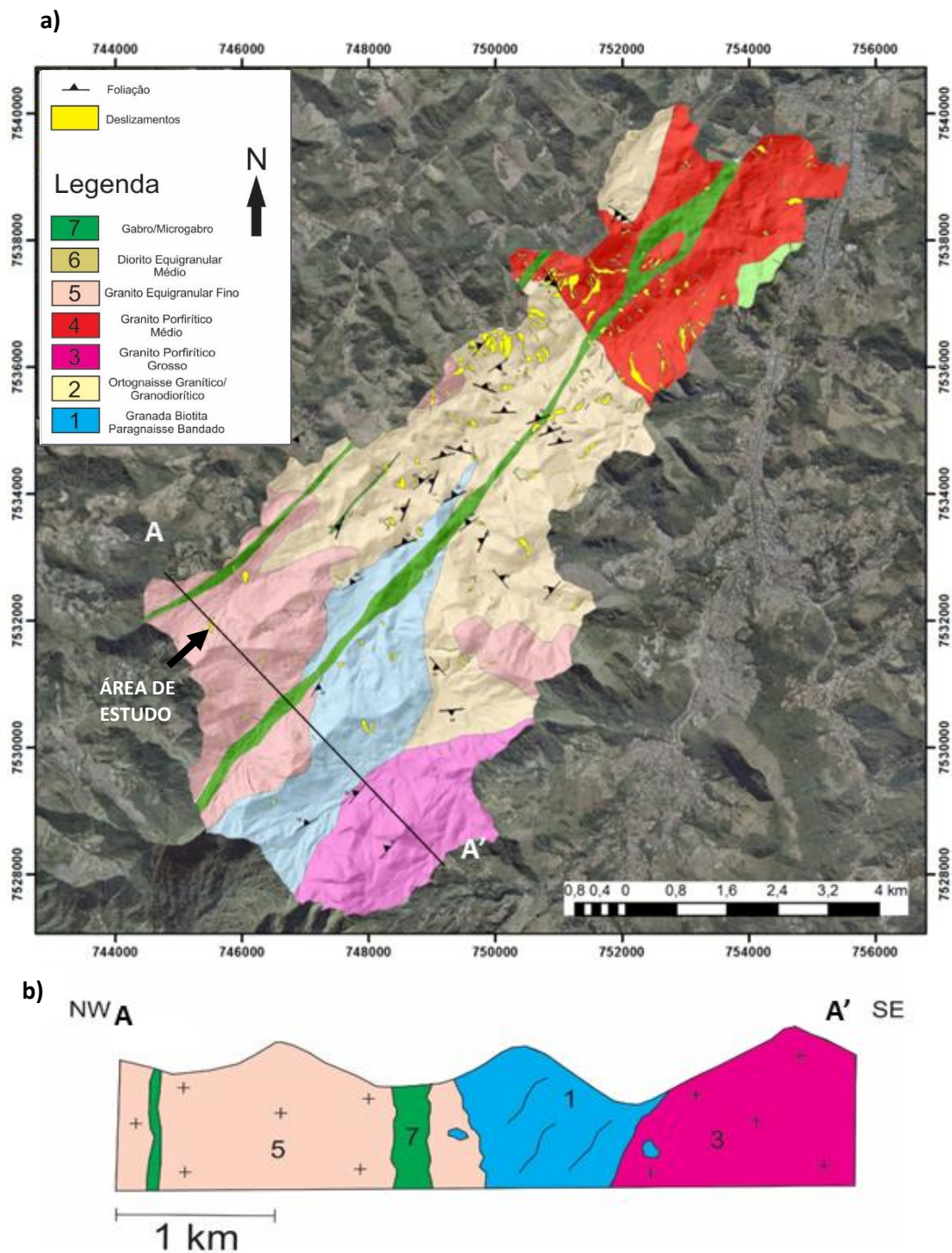


Figura 15: Mapa Geológico da Bacia Hidrográfica do Córrego Dantas, Município de Friburgo, Rio de Janeiro (Avelar et al., 2016) com área de estudo em destaque na porção sudoeste da bacia (a). A linha em preto representa o posicionamento da seção geológica A-A' (NW-SE) que corta a porção da bacia onde se localiza a área de estudo (b).

Todas as unidades mapeadas, com exceção dos diques de gabro/microgabro, são afetadas por uma série de fraturas. Avelar et al. (2016) mapearam 363 fraturas na bacia do Córrego Dantas (Figura 16). Um conjunto de 128 medidas de fraturas estão relacionadas ao conjunto de fraturas interpretadas como tectônicas (Figura 16a) e outro conjunto de 235 medidas estão relacionadas a fraturas interpretadas como de alívio (Figura 16b). Estas interpretações estão baseadas em seus respectivos ângulos de mergulho.

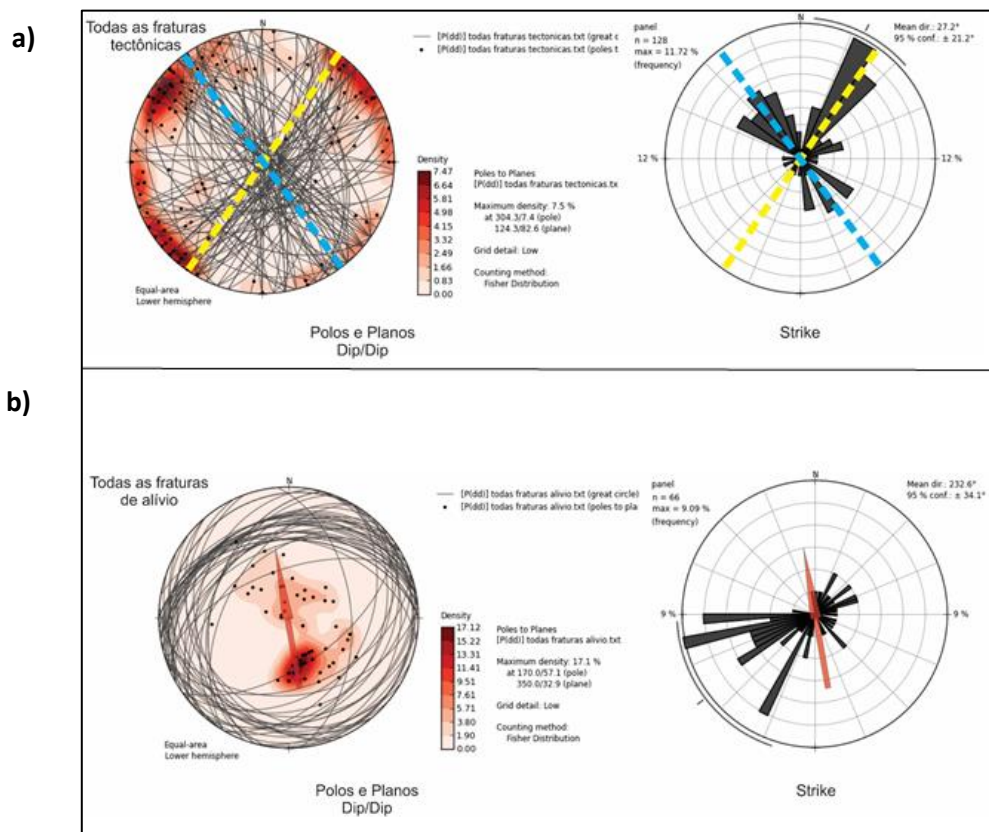


Figura 16: Exemplo de como as fraturas tectônicas (a) e de alívio (b) se apresentam na bacia do Córrego Dantas (Avelar et al., 2016).

As fraturas tectônicas tendem a mergulhar em ângulos de moderado a alto, até subvertical (55-90°), e compõem duas famílias principais: uma que mergulha para SE e outra para NE, predominando a que mergulha para SE. A maior parte das fraturas de alívio mergulham com baixo ângulo (05-20°) para NW, quando a rocha não tem xistosidade. Em afloramentos relacionados a rochas foliadas, as fraturas de alívio

tendem às foliações, neste caso mergulhando também para NW, porém com ângulos mais altos, entre 30 e 60°.

A Bacia do Córrego Dantas tem o seu eixo longitudinal segundo o rumo SW-NE, que equivale ao *strike* das fraturas que mergulham para SE (Figura 15). Fica evidente que o encaixe do magma relacionado aos diques de gabro/microgabro sofreu forte controle estrutural, uma vez que os mesmos ocorrem todos com rumo NE-SW, paralelos ao *strike* das fraturas tectônicas que mergulham para SE e ao eixo longitudinal da Bacia Hidrográfica do Córrego Dantas.

#### **3.2.4 Encosta alvo da pesquisa**

O deslizamento do tipo translacional raso no contato solo-rocha ocorrido nos eventos extremos de chuva em janeiro de 2011, gerou uma cicatriz de grandes proporções na encosta. Esta cicatriz expôs um afloramento com aproximadamente 130 m, segundo seu eixo longitudinal e 50 m, latitudinalmente (Figura 17). O afloramento possui uma superfície mergulhando aproximadamente 40° para NW, sendo a mesma interpretada como uma fratura de alívio.





Figura 17: Cicatriz do deslizamento alvo da pesquisa localizado na estrada que liga o centro de Friburgo ao bairro Santa Cruz. Fonte: Arquivo pessoal de Rodrigo Vinagre, 2015.

Trata-se de um afloramento de Granito caracterizado por uma rocha com textura equigranular xenomórfica/hipidiomórfica, fina a média (Figura 18), com coloração cinzenta (Figura 18a) às vezes rosado (Figura 18b) e índice de cor por volta de 10-11%. No afloramento foram identificados xenólitos de diorito (Figura 18c) e de dioritos e ortognaisse (Figura 18d), que se concentram próximo à crista da cicatriz. O Granito é essencialmente composto por K – feldspato, plagioclásio, quartzo e pouca biotita. Como acessórios são comuns titanita e fases opacas. Como minerais secundários ocorrem mica branca e raro carbonato (Figura 19), associados a K – feldspato e plagioclásio, respectivamente. É uma rocha isotrópica, com estrutura maciça, sem qualquer evidência de deformação dúctil. A caracterização mineralógica subsidiou o mapeamento geológico realizado na bacia do Córrego Dantas (Avelar et al., 2016).

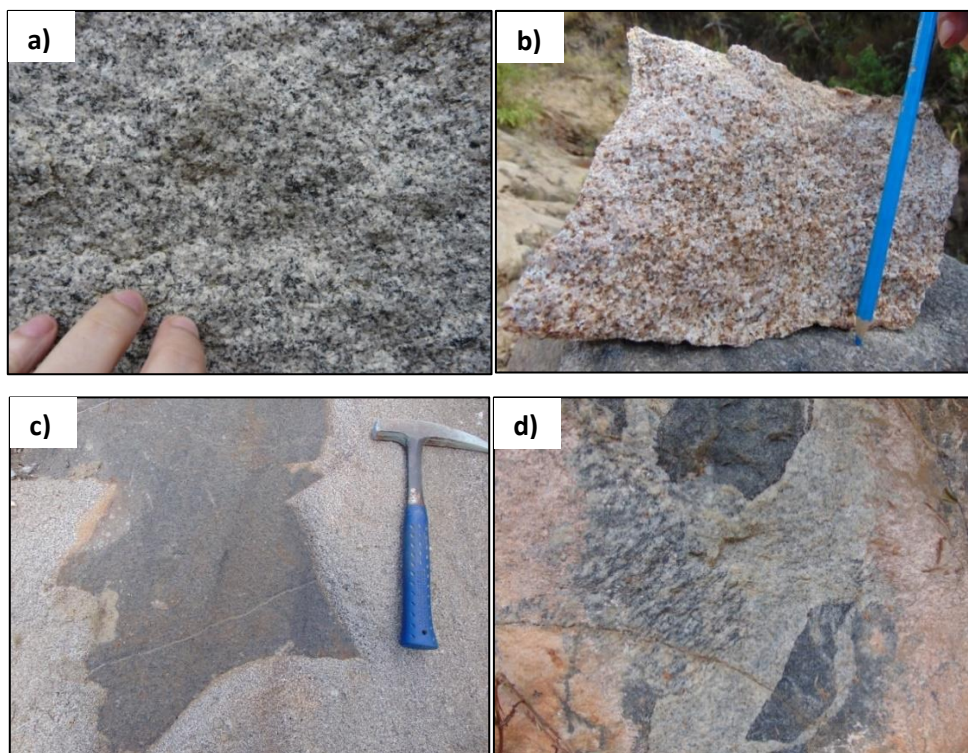


Figura 18: Granito Equigranular Fino/Médio com textura isotrópica e coloração cinzenta (a); a mesma rocha com coloração clara devido ao grau de alteração intempérica (b). Xenólito de diorito dentro do Granito Equigranular Fino/Médio (c); Xenólitos de diorito e ortogneisse dentro do Granito Equigranular Fino/Médio (d). Fonte: Arquivo pessoal de Rodrigo Vinagre, 2015.



Figura 19: Fotomicrografia com lentes cruzadas mostrando dois cristais de feldspatos com elevado grau de substituição por mica branca. Fonte: Arquivo pessoal de Rodrigo Vinagre, 2015.



A exfiltração de água foi observada em fraturas de alívio, em alguns pontos concentrados na baixa e média encosta (Figura 20a) e em pontos isolados na média encosta por fraturas tectônicas (Figura 20b). Também foram reconhecidas fraturas tectônicas com atitudes mergulhando basicamente para NE e para SE, ambas com alto ângulo, na crista da cicatriz (Avelar et al., 2016) (Figura 21). O valor de densidade obtido para o afloramento é igual a 5,4 (DN), enquanto que o valor de penetratividade (DL) é igual a 3,6.

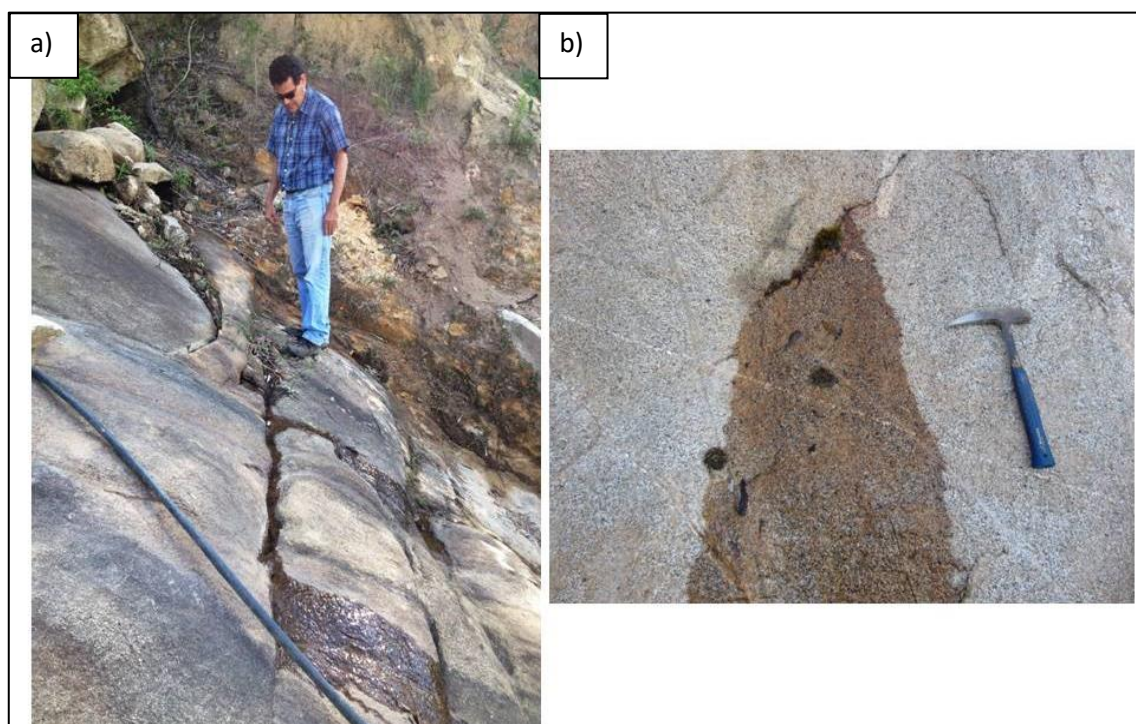


Figura 20: Saída de água ao longo da fratura de alívio na baixa encosta (a) e pontos de exfiltração na média encosta (b). Fonte: Arquivo pessoal de Rodrigo Vinagre, 2015.

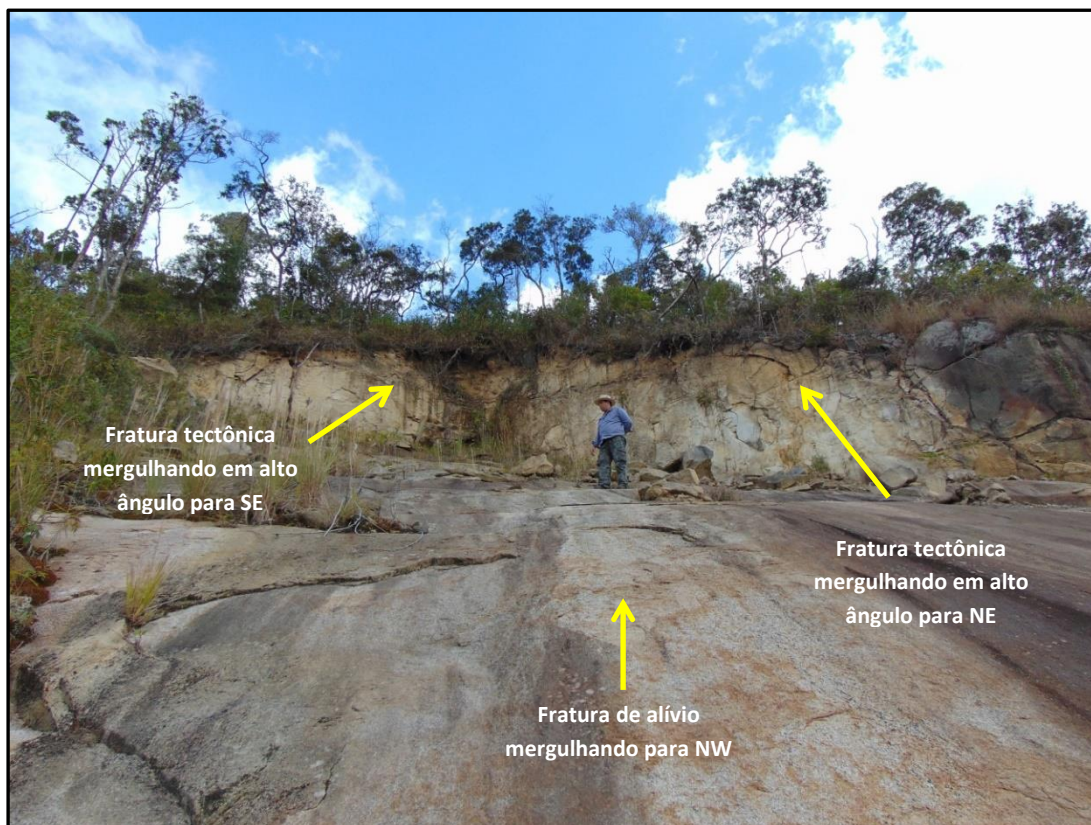


Figura 21: Intersecção de fraturas que romperam dando origem ao deslizamento. Fonte: Arquivo pessoal de Rodrigo Vinagre, 2015.

O produto de intemperismo dessa rocha originou, especificamente na encosta, saprolitos rasos de coloração cinzenta muito arenoso (69%) e blocos arredondados (Avelar et al., 2016; Borges, 2017) (Figura 22). O desprendimento desse material no topo da encosta provocou um escorregamento de material sobre a fratura de alívio ao longo de mais ou menos 130 m encosta a baixo.



Figura 22: Saprolito de coloração cinza repleto de bloco de granito arredondados e alguns facetados, produto da alteração intempélica do granito.

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 CONSTRUÇÃO METODOLÓGICA

Com intuito de responder as questões acerca do comportamento hidrológico no sistema de fraturas na rocha e as influências para a instabilidade da encosta em relação às chuvas, tornou-se necessário:

- Caracterizar detalhadamente a estrutura física da encosta quanto a sua litologia, os sistemas de fraturas e a declividade;
- Fazer o registro de eventos pluviométricos que representem o comportamento de chuvas da região;
- Fazer a instalação de equipamentos hidrológicos para verificar se existe e como se comporta a água dentro das fraturas.

As etapas de trabalho foram divididas em: monitoramento pluviométrico; caracterização física da encosta; e monitoramento hidrogeológico da encosta. Cada etapa se debruçou em fases subsequentes ilustradas no fluxograma (Figura 23) e detalhadas ao longo deste capítulo.

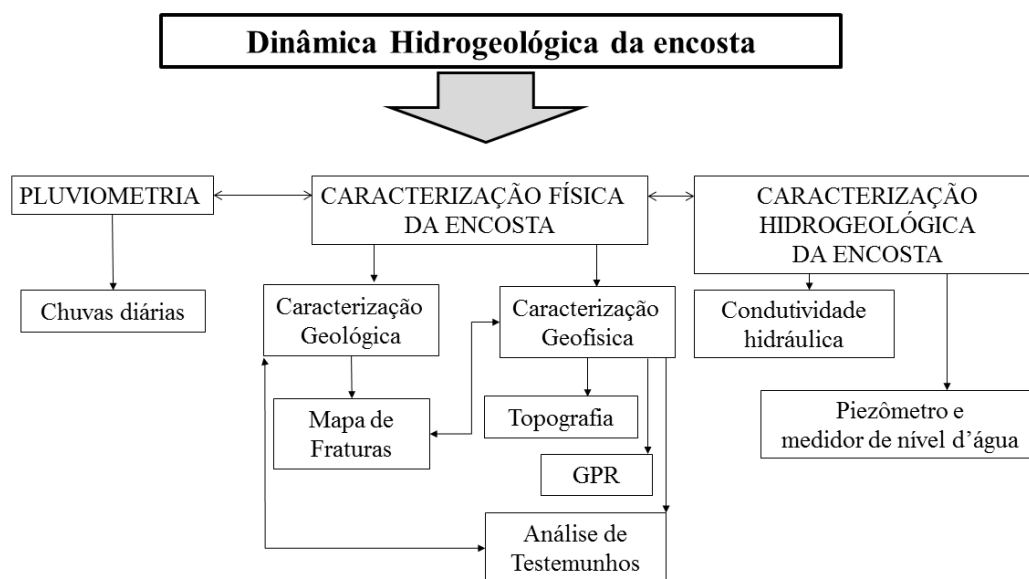


Figura 23: Fluxograma metodológico e etapas de investigação da pesquisa.

## 4.2 PLUVIOMETRIA

A fim de permitir o entendimento da dinâmica hidrológica em subsuperfície da encosta procedeu-se com a análise e o processamento dos dados de chuvas na região. Para tal, os dados de chuvas foram extraídos de três estações pluviométricas, num raio de até 5 km da encosta analisada, sendo estas:

- Pluviômetro Ville de Paris instalada e denominada Fazenda Mendes da rede hidrométrica da Agência Nacional de Águas (ANA). Para facilitar a nomenclatura em tabelas e gráficos, o termo ANA ou estação ANA será adotado;
- Dois pluviógrafos automáticos, os quais: 1 - estação Cardinot, operado pelo Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN); e 2 – estação Geoheco, operado pelo grupo de pesquisa de Geo-hidroecologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, de responsabilidade da professora Ana Luiza Coelho Netto.

A localização espacial das estações em relação à encosta está representada na Figura 24. Informações gerais (coordenadas geográficas, distância em linha reta da encosta monitorada e série temporal trabalhada) estão relacionadas na Tabela 3.





Figura 24: Localização espacial das estações pluviométricas utilizadas na pesquisa. Modelo de mapa com imagem gerada pelo aplicativo Google Earth (2017).

Tabela 3: Informações gerais das estações pluviométricas utilizadas na pesquisa (nome da estação, tipo da estação, coordenadas geográficas, distância em linha reta da encosta monitorada e série temporal trabalhada).

Nome da Estação	Tipo de Estação	UTM	Altitude	Distância da encosta*	Série temporal
ANA	Ville de	22° 17' 09'' S	1010 m	4,68 km	1950 a 2015
	Paris	42° 39' 36'' W			
Cardinot	Pluviógrafos	22° 17' 49'' S	1020 m	3,24 km	Novembro/16 a Maio/2017
	automáticos	42° 35' 16'' W			
Geoheco	Pluviógrafos	22° 16' 18.4'' S	1060 m	3,95 km	Novembro/16 a Maio/2017
	automáticos	42° 36' 11.4'' S			

\*Em linha reta.

A estação da ANA foi selecionada devido à longa série histórica (1950 a 2016). Seus dados (acumulados mensais e totais anuais) foram utilizados como referência na compreensão do comportamento pluviométrico da região. Tal comportamento foi analisado através de gráficos e tabelas contendo informações relativas à: total anual, média anual, acumulados médios mensais e análises estatísticas como desvio padrão ( $\sigma$ ) e variação do desvio padrão em relação à média ( $\pm \sigma$ ).

Os dados diários de Cardinot e Geoheco foram separados e analisados por frequência de classes de chuvas para avaliar se existe padrões ou tendências da resposta piezométrica em relação à determinados quantitativos de chuvas, os quais organizados em: 0,1 – 20 mm; 20,1 – 40 mm; 40,1 – 60 mm; maior que 60,1 mm. As chuvas monitoradas pelas estações Cardinot e Geoheco foram ainda utilizadas quanto aos seus totais diários (acumulados em 24h) para elaboração e análise dos dados piezométricos. Os comportamentos das variações das cargas de pressão em relação às chuvas foram analisados por classes de chuvas ou períodos de estiagem.

### 4.3 CARACTERIZAÇÕES FÍSICAS DA ENCOSTA

#### 4.3.1 Levantamento topográfico na cicatriz de deslizamento

Foi utilizada a base topográfica da bacia do Córrego Dantas na escala 1: 5.000 com hipsometria de 10 m (IBGE) para delimitação da sub-bacia que abrange a cicatriz em estudo e sua respectiva área de contribuição. Um levantamento topográfico em escala de detalhe (curvas hipsométricas de 1 m) foi executado com utilização dos equipamentos Estação Total Trimble S3 Autolock e o DGPS Ashtech Promark 2. Tal levantamento objetiva a correção espacial e interpretação dos dados referentes aos levantamentos geofísicos, declividade da encosta e perfil topográfico da cicatriz.



A transposição de uma base do IBGE (Estação 91891), localizada nas dependências do DER em Nova Friburgo ( $22^{\circ}14' 47,7558''S$   $42^{\circ}31'18,6562''W$ ), foi necessária para que o levantamento topográfico procedesse. Feita a transposição da base, com auxílio do DGPS, as coordenadas dos pontos denominados “Es” (pontos de controle) foram coletadas. Três Es foram criados nas margens da estrada de acesso à cicatriz para orientação da Estação Total Trimble S3. Assim, procedeu-se o levantamento (Figura 25, a-c). A demarcação de pontos se deu por dois métodos: levantamento ponto a ponto com uso de prisma; levantamento ponto a ponto sem uso de prisma e através de escaneamento de superfície. A malha de pontos coletados foi processada com auxílio do software Arc Gis 10.1 para gerar as curvas de nível.



Figura 25: Levantamento topográfico da cicatriz de deslizamento na encosta em estudo. Demarcação de Pontos de Controle para orientação da Estação Total Trimble S3 na margem da estrada e em frente à cicatriz (a); configuração e orientação da Estação Total (b); e levantamento topográfico da cicatriz (c).

#### 4.3.2 Mapeamento de fraturas na cicatriz de deslizamento

O mapeamento de fraturas na cicatriz foi elaborado simultaneamente ao levantamento topográfico e teve como intuito de espacializar as fraturas mais relevantes ao longo da cicatriz. O método para levantamento de pontos referentes às fraturas com a Estação Total se deu com a utilização do tipo de alvo prisma. Dois pontos foram marcados para cada uma das fraturas mais expressivas encontradas ao

longo da superfície do afloramento. Os pontos demarcados delimitavam exatamente o início e fim das fraturas, sempre que fosse possível percorrê-los pela cicatriz. Áreas com exfiltração de água eram evitadas por serem consideradas pouco seguras devido à declividade do terreno. Sendo assim, aproximações foram feitas quanto a sua posição, desde que distantes menos de 1 m.

Os produtos gerados pelo mapeamento serão utilizados para interpretação dos dados geofísicos, comparação com mapeamentos geológicos prévios realizados na bacia do córrego Dantas e fundamentar o modelo teórico da hidrogeologia na área de estudo.

#### **4.3.3 Geofísica da cicatriz com uso da técnica de “Ground Penetration Radar” (GPR)**

A diversidade de aplicações relacionadas ao uso do GPR para investigações geológicas, hidrológicas, hidrogeológicas, geotécnicas entre outros está vinculada a sua natureza não invasiva e não destrutiva e ainda, na rápida aquisição e processamento de dados (Daniels, 2000; Batayneh et al., 2014). Assim sendo, a técnica foi escolhida e aplicada nesta pesquisa com intuito de identificar e quantificar famílias de fraturas em profundidade. Os produtos gerados serão interpretados de acordo com as características geológicas disponíveis na região e produzidos pela pesquisa.

As aquisições da varredura por GPR na área de estudo se deram por meio do equipamento SIR 3000, da marca GSSI, com unidade de controle e antenas de 900 Mhz e 400 Mhz, de propriedade do grupo Processos geomorfológicos e evolução da paisagem/UnB, sob responsabilidade do professor Rogério Uagoda. A profundidade de investigação e a resolução do GPR variam de acordo com a frequência da antena. Quanto maior a frequência, maior a resolução vertical e menor a profundidade de investigação, e vive-versa (Daniels, 2000).

Os parâmetros básicos de aquisição foram os mesmo para todos os perfis, com exceção da janela temporal (alcance ou *range*). A abertura da janela temporal

significa o tempo que se deve deixar a janela de tempo aberta para que o sinal seja transmitido, refletido e recebido pelo receptor. Isto depende da profundidade que se deseja atingir, da velocidade da onda eletromagnética no meio e da frequência da antena utilizada. Para alcançar maiores profundidades, deve-se ter maior abertura da janela temporal, que significa uma maior quantidade de dados a serem registrados (Daniels, 2000).

O equipamento utilizado foi o SIR 3000 (GSSI) acoplado a uma antena de 400 MHz. As profundidades atingidas situaram-se entre 6 – 7,5 m. Os parâmetros de campo utilizados no sistema GPR foram de 1024 amostras por traço e janela temporal de 100ns (nanosegundo). Três varreduras foram executadas para cada um dos três perfis traçados na cicatriz investigada. Todas as aquisições foram realizadas por meio de perfis de reflexão, com afastamento de antenas constante (*constant offset*). Os perfis foram realizados no modo contínuo, em que as antenas são arrastadas sobre a superfície em análise. Um barbante foi utilizado como guia na direção da varredura por perfil a ser percorrido (Figura 26).



Figura 26: Perfil de GPR realizado em modo contínuo, em que as antenas são arrastadas sobre a superfície em análise. Um barbante foi utilizado como guia na direção da varredura por perfil.

Três perfis foram traçados na encosta, sendo dois destes no sentido longitudinal e um perfil, latitudinal (Figura 27). Espacialmente, se encontram na porção mais próxima da área de ruptura do deslizamento. Esta área foi propositalmente escolhida por estar livre de blocos rochosos, removidos desta parte da cicatriz e depositados na média e baixa encosta pelo deslizamento. Associado a isso, o posicionamento deveu-se também as dificuldades de acesso e deslocamento pela cicatriz devido à alta declividade, dificultando a mobilidade do aparelho e influenciando diretamente na expansão do traçado dos perfis. A proposta inicial de obter um conjunto de varreduras capazes de gerar um produto 3D foi inviabilizada.

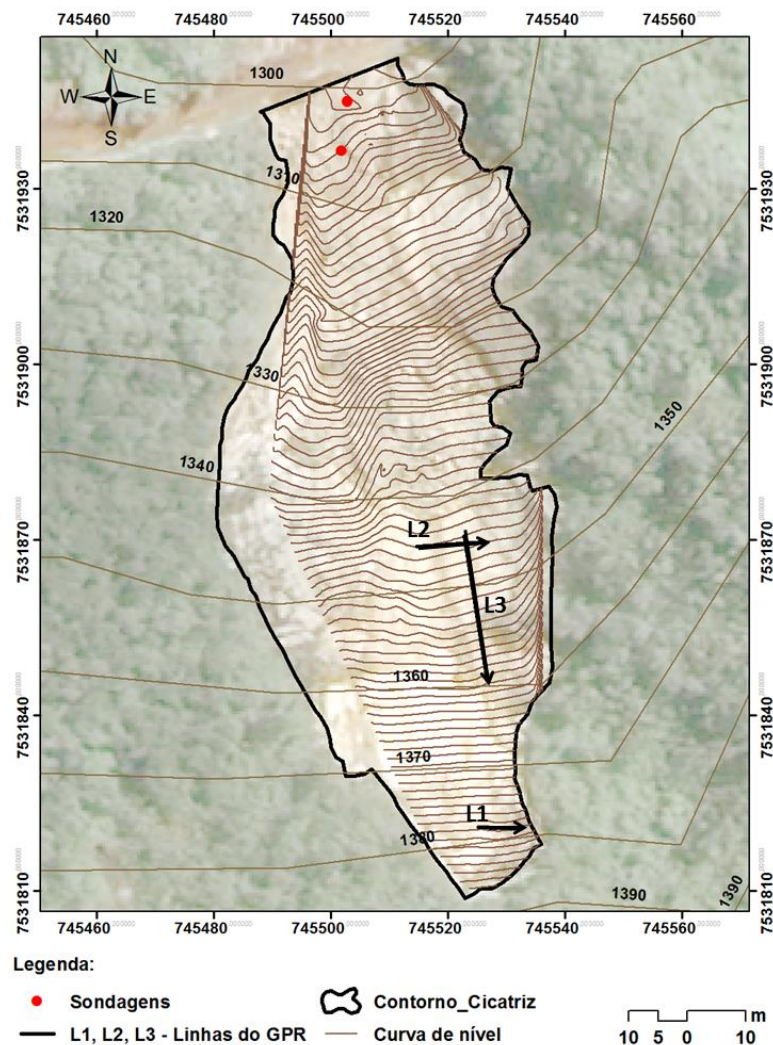


Figura 27: Distribuição espacial dos perfis de GPR na cicatriz. As setas apontam a direção da varredura dos perfis executados.



As informações quanto à orientação, altitude média, distância percorrida e localização espacial na encosta se encontram na Tabela 4.

Tabela 4: Informações quanto à orientação, altitude média e distância percorrida para cada perfil de GPR.

Perfis	Orientação	Altitude média (m)	Distância percorrida
L1	Longitudinal	1.386	10 m
L2	Longitudinal	1.355	12 m
L3	Latitudinal	1.362	21 m

Os dados foram processados no Software ReflexW, versão 7.5 (Sandmeier, 2014) pela equipe do Laboratório de Processos geomorfológicos e evolução da paisagem/UnB. A rotina de processamento adotado é demonstrada na Figura 28. A velocidade média de propagação da onda eletromagnética foi determinada pelo método de ajuste hiperbólico, tendo obtido a velocidade de 0,1 m/ns, a qual foi utilizada na conversão dos registros de tempo para profundidade.

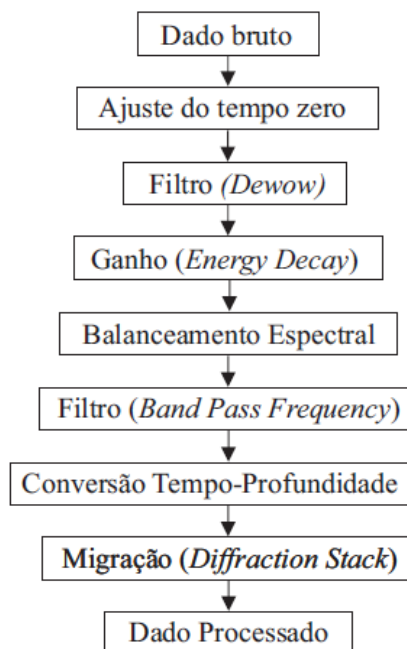


Figura 28: Fluxograma da rotina de processamento dos dados obtidos com GPR.

#### 4.3.4 Sondagem Rotativa (SR)

A sondagem rotativa (SR) é um método de investigação que consiste no uso de um conjunto motomecanizado que faz a torção de uma haste e coroa diamantada, projetado para obtenção de amostras em maciços rochosos. Consiste em uma amostragem contínua e com formato cilíndrico, através de ação perfurante. Uma das principais vantagens desse método é a possibilidade de acessar grandes profundidades (Chiossi, 1976).

Na encosta estudada este método foi aplicado para a obtenção de dois furos com 6 m de profundidade cada um com posterior confecção de dois poços (SR01 e SR02). As sondagens foram espacialmente concentradas na baixa encosta, pois geralmente os aquíferos confinados e a exfiltração de água na rocha tende a ocorrer nas partes mais baixas de áreas declivosas (Katsura et al., 2008). A localização precisa das sondagens foi definida ainda com base na análise de critérios como:

- Mapeamento de fraturas, já que se pretende alcançar fraturas na rocha para verificação da existência de fluxos d'água;
- Observação de áreas com saída de água das fraturas de alívio;
- Acessibilidade dos equipamentos perfurantes.

Sendo assim, ficaram definidos dois pontos na baixa encosta como demonstra a tabela 5 e a Figura 29. A proximidade entre os furos justifica-se pela impossibilidade de alocação da máquina de sondagem em maiores altitudes. SR01 e SR02, configuram um transecto linear, distantes aproximadamente em 10 m entre si.

Tabela 5: Coordenadas (x,y,z) das sondagens rotativas executadas na cicatriz.

Sondagens	Coordenadas (x,y)	Coordenadas z (altitude em m)
SR01	745503.00 O	1.302
	7531949.00 S	
SR02	745500.00 O	1.310
	7531938.00 S	



Figura 29: Localização das sondagens na baixa encosta e cicatriz do deslizamento; Reprodução de imagem Google Earth, 2014.

As sondagens com retiradas de amostras foram realizadas por uma empreiteira especializada, Soloteste Engenharia, cumprindo com os procedimentos, equipamentos e ferramentas em conformidade com as normas do Manual de Sondagens, publicado pela Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (Iyomasa, 1999). O padrão DCDMA do barrilete utilizado foi o HW com diâmetro de sondagem de exatamente 99,23 mm de diâmetro no furo e 76,20 de diâmetro do testemunho (Figura 30).



Figura 30: Procedimentos realizados na sondagem rotativa: perfuração (à esquerda) e retirada do testemunho (à direita).

#### 4.3.4.1 Classificação dos testemunhos de sondagem

Os testemunhos de rocha provenientes da SR foram utilizados para aprofundar a interpretação litológica na encosta em estudo, análise de propriedades da rocha, a caracterização qualitativa da rocha e a reconstrução dos poços (em perfis 2D).

Os testemunhos de sondagem foram classificados quanto à recuperação, alteração e fraturamento utilizando a norma ABNT NBR 6502 (1965), organizados na forma de tabela e apresentados pela Figura 31. O parâmetro geomecânico referente a designação qualitativa da rocha ou RQD (*Rock Quality Designation*) foi classificado de acordo com Deere (1989). As análises das sondagens fornecidas pela empresa que procedeu com as perfurações foram utilizadas como referência, podendo ser consultados no Anexo 1.



GRAU DE DE ALTERAÇÃO			GRAU FRATURAMENTO	
GRAU	DENOMINAÇÃO	CARACTERIZAÇÃO		
A1	ROCHA SÃ	Sem vestígios de alterações físicas e químicas dos minerais principais.	F1	< 1 FRATURA / m (POUCO FRATURADA)
A2	ROCHA POUCO ALTERADA	Sinais de alteração incipientes dos minerais primários; ligeiramente descolorida. Mesmas propriedades físicas e mecânicas da rocha sã.	F2	1 - 5 FRATURAS / m (FRATURADA)
A3	ROCHA MEDIANAMENTE ALTERADA	Minerais medianamente alterados; bastante descolorida. Propriedades mecânicas inferiores ao "A2", porém ainda resistente.	F3	5-10 FRATURAS / m (MUITO FRATURADA)
A4	ROCHA MUITO ALTERADA	Minerais muito alterados, às vezes pulverulentos. Propriedades físicas e mecânicas muito inferiores à "A3".	F4	10-20 FRATURAS / m (EXTREMAMENTE FRATURADA)
A5	ROCHA EXTREMAMENTE ALTERADA (SAPROLITO)	Minerais constituintes totalmetne decompostos, porém preservando suas estruturas originais. Trechos não recuperados são considerados solo.	F5	>20 FRATURAS / m (FRAGMENTADA)

Figura 31: Classificação dos parâmetros grau de alteração e grau de faturamento para testemunhos de rochas (ABNT NBR 6502, 1965).

De maneira geral, o grau de alteração da rocha visa a identificação do estágio em que se encontram os constituintes minerais modificados e transformados pela ação de agentes externos e/ou internos. O grau de faturamento é determinado pela simples contagem de fraturas ao longo de uma certa direção, utilizando-se o número de fraturas por metro nos testemunhos de sondagem ou contadas diretamente na superfície de afloramentos rochosos. Não se consideram as fraturas obtidas pelo processo de perfuração.

A definição amplamente utilizada para RQD foi desenvolvida em 1967 por Deere para fornecer uma estimativa quantitativa da qualidade da massa de rocha a partir da análise de testemunhos. O RQD é uma medida que considera o grau de fraturamento e o grau de alteração da rocha, descrevendo assim, a qualidade do maciço rochoso. É definido como o somatório dos comprimentos dos testemunhos de rocha sã, pouco alterada ou alterada dura, maiores ou iguais a 100 mm, dividido pelo comprimento total perfurado em uma manobra (Deere, 1989; Lucian e Wangwe, 2013). Por fim calcula-se o percentual para definição do índice de classificação através da Equação 2. A classificação do resultado calculado para RQD quanto a qualidade da massa da rocha é listada na Tabela 6.

Equação 2: Designação qualitativa da rocha (RQD)

$$RQD = \frac{\Sigma \text{ comprimento (L) dos fragmentos de rocha } > 100 \text{ mm}}{\text{comprimento total em uma manobra}} \times 100\%$$

Tabela 6: Índice de classificação *Rock Quality Designation* (RQD), (Deere, 1989).

<b>RQD</b>	<b>Qualidade da massa da rocha</b>
<25%	Muito fraco
25 – 50%	Fraco
50 – 75%	Razoável
75 – 90%	Bom
90 – 100%	Muito bom

O método para classificação da qualidade da massa da rocha RQD, embora de simples definição e ampla aplicação, possui limitações como: não fornece informações sobre as peças do núcleo inferiores à 100 mm de comprimento; fornece valores errados onde as fraturas contêm enchimentos de argila finos ou material resistido; e não considera, diretamente, a orientação conjunta (Lucian e Wangwe, 2013).

Para tal, além da classificação RQD, grau de alteração e de faturamento, os testemunhos foram descritos por manobra quanto às condições das descontinuidades (inclinação, alteração e presença de materiais de preenchimento).

A profundidade de cada fratura nos testemunhos será registrada para determinação de sua posição espacial no maciço que, a posteriori, será utilizado para confecção de croquis bidimensionais em ambiente CAD. Como os testemunhos não foram executados segundo uma orientação pré-definida, as informações das fraturas subverticais e sub-horizontais serão aproveitadas na confecção dos croquis de maneira ilustrativa.

## 4.4 CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DA ENCOSTA

### 4.4.1 Condutividade hidráulica na camada fraturada da rocha

Os ensaios para caracterização hidrogeológica nessa pesquisa se deram através do método de carga variável ou “*slug test*”. O ensaio consiste em registrar a variação do nível d’água (injetado ou bombeado), em determinado intervalo de tempo nos poços monitorados, até que a descida (ou subida) da coluna d’água seja constante e atinja o estado de equilíbrio (Butler et al., 1998).

A fim de garantir a confiabilidade nos dados coletados em campo e consistência estatística, foram realizados 5 ensaios para PZ01 e 4 ensaios para PZ02.

Os ensaios foram realizados seguindo as etapas a seguir:

- 1º: Dois transdutores de pressão foram utilizados para monitorar a coluna d’água e a pressão atmosférica, Onset™ U20 (0 a 9m) e Onset™ U20 (0 a 4m), respectivamente. Os sensores foram programados para efetuar a leitura a cada 30 segundos. O sensor para monitoramento da pressão atmosférica foi programado e acionado 10 minutos antes do início do teste, sendo utilizados para cálculo da coluna d’água em metros através do software HOBOWare;
- 2º: O nível da água foi medido com uso de pio elétrico antes de injetar água nos poços para determinação de  $h_0$ .
- 3º: O teste é conduzido até a água atingir novamente o nível estático (medida com pio). A diferença do valor da coluna d’água na primeira leitura (registrada pelo sensor de nível) após injetar água nos poços é tida como  $h_0$ . O decaimento do nível d’água em função do tempo é tido como  $h(t)$  ou somente  $h$ ;
- 4º: Processamento de dados, manualmente, em planilhas excell.

Os dados são apresentados em um gráfico logarítmico da razão de decaimento ( $h/h_0$ ) versus tempo de execução do *slug test*.

Durante os ensaios de rebaixamento, a variação do nível d'água nos poços de monitoramento pode apresentar dois comportamentos. O primeiro, caracterizado por responder à queda ou elevação da coluna de maneira regular, aproximadamente exponencial, comum em aquíferos de baixa a média condutividade, caracterizado como *overdamped*. Ou apresentar respostas irregulares do nível d'água, referindo-se a um comportamento *underdamped* (McGuire & Zlotnik, 1995; Fetter, 2001). Os comportamentos do rebaixamento ao longo dos ensaios foram visualizados no campo, com interpretação prévia dos dados dos transdutores de pressão. Assim, observou-se a tendência não-oscilatória (*overdamped*) do aquífero investigado. Para tal, o método mais utilizado para análise desse comportamento é o de Hvorslev (1951), embora seja tradicionalmente aplicado em aquíferos baseado nos pressupostos e teorias sobre fluxos de fluidos em solos homogêneos (Hvorslev, 1951). Apesar da limitação quanto a proposta do método ser direcionado às condições físicas do ambiente estudado, sua escolha está baseada na aceitabilidade e adaptações de seu uso para diversos ambientes pela literatura, permitindo uso em aquíferos confinados e livres, homogêneos, isotrópicos, de espessura uniforme e baixo gradiente hidráulico (Fetter, 2001).

Assim, quando os valores de carga hidráulica normalizada ( $h/h_0$ ) são plotados versus tempo ( $t$ ), em gráfico *monolog*, os pontos tendem a apresentar a forma de uma reta. O método de Hvorslev (1951) é baseado no cálculo da inclinação da reta, observando-se o tempo quando  $h/h_0 = 0,368$  ( $\ln = -1$ ), convencionalmente, 0,37. Este é definido como tempo de resposta básico, denominado  $T_0$ , ou seja, o tempo básico para a água subir ou decair até atingir 37% de sua altura no poço (Hvorslev, 1951).

Das fórmulas desenvolvidas pelo autor para cálculo de condutividade vertical, a Equação 3 foi utilizada para a condição de carga variável por ser a que melhor representa a geometria do piezômetro e as condições do aquífero (Figura 32). Desta forma, para  $h/h_0 = 0,368$  (em termos práticos 0,37), tem-se a seguinte equação:

Equação 3: Condutividade Hidráulica

$$k = \frac{d^2 \cdot \ln\left(\frac{4mL}{D}\right)}{8 \cdot L \cdot (t_2 - t_1)} \ln \frac{H_1}{H_2}$$

para  $\frac{2 \cdot m \cdot L}{D} > 4$

em que  $m = \sqrt{k_h/k_v}$

Assumindo a condição de isotropia,  $k_h$  e  $k_v$  são constantes.

- $k$ , condutividade hidráulica;
- $k_h$ , condutividade hidráulica horizontal;
- $k_v$ , condutividade hidráulica vertical;
- $D$ , diâmetro do furo;
- $d$ , diâmetro do tubo;
- $t$ , tempo (s);
- $H_1$ , carga piezométrica para  $t = t_1$  (cm);
- $H_2$ , carga piezométrica para  $t = t_2$  (cm);
- $L$ , comprimento da ponteira do piezômetro;
- $m$ , razão de transformação.

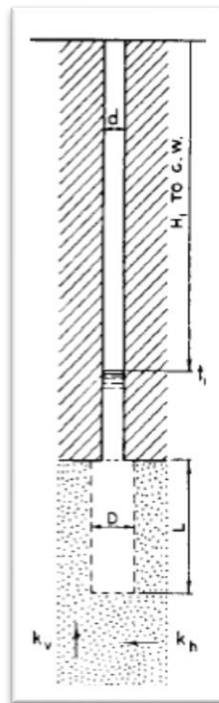


Figura 32: Condição “F” para cálculo da condutividade hidráulica segundo Hvorslev (1951). A fórmula para este modelo de piezômetro assume que sua ponteira está inserida em ambiente permeável e isolado da camada sobrejacente. O fluxo de água estaria em contato apenas com a ponteira.

#### **4.4.2 Instrumentação da água em fraturas: piezômetro e medidor de nível d'água**

Os instrumentos mais simples e conhecidos na área da geotecnia, para monitorar a posição da linha freática, e frequentemente utilizados para análise dos fluxos em subsuperfície, em solos e rochas, são os piezômetros e os medidores de nível d'água, aplicado em diversas pesquisas como em Silva (2014), Brönnimann et al. (2013), Gabrielli *et al.* (2012), Fonseca (2006), Vitorino et al. (2003), Montgomery et al. (2002), Uchida *et al.* (2001, 2002, 2003, 2004), entre muitos outros.

A determinação do nível do lençol freático por meio desses instrumentos tem como principal vantagem ser de fácil montagem e rápida execução, necessitando de materiais simples e de baixo custo. Apesar das semelhanças em relação às suas instalações, há diferenças entre piezômetros e medidores que necessitam ser evidenciadas.

A confecção e instalação de piezômetros (PZ) e medidores de nível d'água (MNA) requereram basicamente: tubos PVC com diâmetro de 32 mm e 6 m de comprimento e isolamentos próprios para proteção da entrada de água nas superfícies dos mesmos; areia lavada; concreto; telas de nylon e abraçadeiras de nylon.

Na parte inferior dos tubos de PVC destinados aos PZ's, foram feitos furos com broca de 4 mm para a passagem de água. Desta forma, o PZ marcará o nível d'água de acordo com o aquífero em que a sua ponteira (parte perfurada) estiver posicionada ou em contato.

Em torno dos furos realizados, circundou-se de duas a três camadas de telas de nylon tipo mosquiteiro, permitindo a passagem de água e impedindo a passagem de partículas de areia do filtro ou material decorrente da intemperização da rocha. Também foram fixados, nessa etapa, as conexões no tubo PVC, com tampas, (*caps*), na parte inferior (coladas), possibilitando o isolamento do tubo, e superior (roscável), permitindo o futuro monitoramento.

Após confeccionados, os PZ's foram instalados nos 02 poços perfurados (SR01 e SR02). Para instalação, colocou-se na parte inferior do furo uma camada de areia lavada (aproximadamente 60 cm), apoiando sobre essa camada o tubo já

montado. Com o tubo instalado dentro do furo, inicia-se o preenchimento entre o cano e a parede do furo nas seguintes etapas: camada de areia que servirá como filtro; camada de concreto, com espessura suficiente para estabilizar o cano instalado (aproximadamente 20 cm). Preenchimento do furo com areia lavada e por fim mais uma camada de concreto para estabilização e acabamento.

A instalação do MNA se assemelha ao executado no PZ. No entanto, os furos foram realizados no tubo PVC em quase toda sua extensão. Essa diferença faz com que o registrador identifique, no caso de existência de mais de um aquífero, fraturas ou ainda intersecção entre as mesmas, o nível d'água localizado ao longo de sua extensão e próximo à superfície. Assim como o PZ, o MNA também foi revestido com camadas de tela de nylon fixadas com abraçadeiras. Sua parte inferior também vedada com “caps” colados ao tubo e superior, rosqueáveis para permitir a leitura.

A instalação, tanto nos PZ's quanto nos MNA's procedeu na seguinte ordem: tubos PVC sobrepostos à camada de concreto, em seguida, uma extensa camada de areia como filtro — essa camada terá que acompanhar os furos ao longo do tubo, sendo no medidor de nível mais extenso do que a realizada no piezômetro — e para finalizar, executa-se o selo com mais uma camada de concreto. Este procedimento se repetiu em SR01 e SR02, alterando-se apenas a espessura das camadas de areia lavada e concreto.

A Figura 33 representa de forma esquemática a instalação dos piezômetros e medidores de nível d'água.

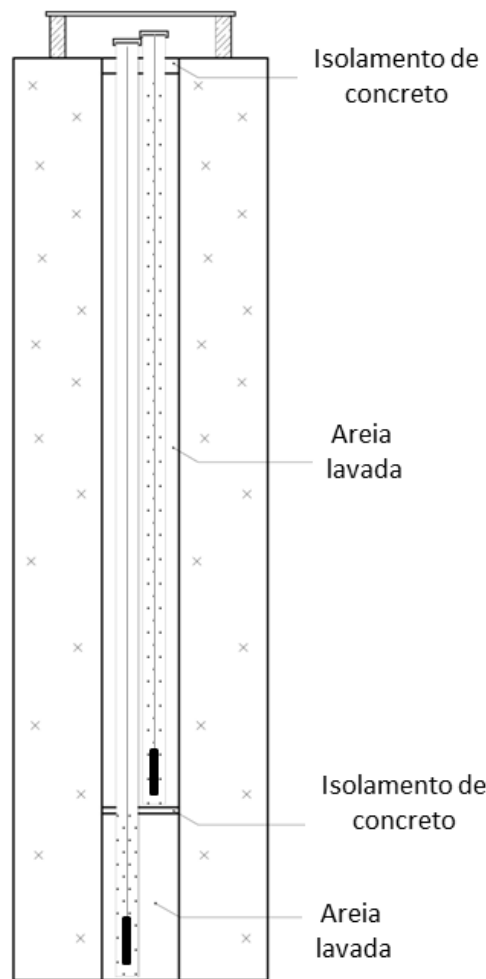


Figura 33: Representação esquemática dos piezômetros e medidores de nível instalados nos poços perfurados por sondagem rotativa. Croqui fora de escala.

Os piezômetros e medidores de níveis foram codificados como PZ01 e MN01 (instalados em SR01) e PZ02 e MN02 (instalados em SR02). Para proteção dos equipamentos da instrumentação foram construídas barreiras com tijolos de cimento, tampa de madeira e cadeados. A Figura 34 ilustra o resultado final da instalação. A Tabela 7 define a profundidade exata de cada piezômetro e medidor de nível, assim como sua cota altimétrica superior (limite com a superfície) e inferior (ponteira).





Figura 34: Confeção e acabamento dos poços e instalação dos piezômetros e níveis de água.

Tabela 7: Cotas altimétricas para cada piezômetro e medidor de nível e respectivos comprimentos (limite superior até ponteira).

	<b>Cota do limite superior (m):</b>	<b>Cota do limite inferior (m):</b>	<b>Comprimento do tubo (m):</b>
<b>PZ01</b>	1313,54	1307,93	5,61
<b>MN01</b>	1313,60	1308,83	4,77
<b>PZ02</b>	1317,02	1312,16	4,86
<b>MN02</b>	1317,07	1313,24	3,83

Os poços foram instrumentalizados com três transdutores de pressão Onset™ U20 (Figura 35). Dos transdutores utilizados, um possui capacidade de medida da variação do nível d'água com até 9 m de coluna d'água. Os outros dois transdutores, 4 m cada.



Figura 35: Transdutores de pressão sendo posicionados em PZ01 e PZ02 para monitoramento da carga de pressão.

O transdutor com 9m foi instalado em PZ01. Um dos transdutores de pressão com 4 m de alcance foi instalado, de 29/10/16 a 09/02/17, em PZ02. Posteriormente, após pouco mais de 3 meses operando em PZ02, foi retirado e reintroduzido em MN01, que começou a operar em 09/02/17 até 30/05/17. Na Tabela 8, o período de monitoramento para cada transdutor é detalhado.

Tabela 8: Definição do período de monitoramento nos poços.

	<b>Equipamento</b>	<b>Período de monitoramento</b>	<b>Dado monitorado</b>
<b>PZ01</b>	Onset™ U20 (0 a 9m)	29/10/16 – 30/05/17	Carga de pressão
<b>MN01</b>	Onset™ U20 (0 a 4m)	09/02/17– 30/05/17	Carga de pressão
<b>PZ02</b>	Onset™ U20 (0 a 4m)	29/10/16 – 09/02/17	Carga de Pressão
<b>MN02</b>	Onset™ U20 (0 a 4m)	29/10/16 – 30/05/17	Pressão atmosférica

O terceiro transdutor de pressão (4 m de alcance) foi posicionado no MN02, suspenso a pouco mais de 15 cm abaixo da linha de superfície, para fornecer os dados da pressão barométrica (em kPa). A pressão barométrica varia pela influência da temperatura e altitude. Portanto, optou-se por utilizar um dos transdutores para

acompanhamento contínuo da pressão. Assim, a compensação e posterior conversão para carga hidráulica poderá ser feita com maior acurácia.

Os transdutores de pressão instalados em PZ01, PZ02 e MN01 registram a pressão absoluta (pressão atmosférica e carga de pressão). Da pressão absoluta, foram subtraídos os dados da pressão atmosférica monitorada. Assim, têm-se a carga de pressão (altura de água) para cada transdutor.

A carga hidráulica total ( $h$ ) é resultante da soma entre carga de pressão ( $h_p$ ) e a carga de posição ( $z$ ) (Equação 4).

Equação 4: Carga total

$$h = h_p + z$$

Onde:

$h$ , carga total;

$h_p$ , carga de pressão;

$z$ , carga de posição (diferença entre cota do terreno e a ponteira do piezômetro ou medidor de nível).

Sendo assim, os dados serão representados graficamente de acordo com sua carga total ( $h$ ), ou seja, referente à cota altimétrica mínima e máxima que a coluna d'água atingir.

Todos os transdutores foram programados para leituras a cada 15 minutos. Analisado a tendência de variabilidade dos dados, foram configurados para leituras de 1h. Sendo assim, 24 leituras de carga de pressão foram analisadas quanto ao acumulado de chuvas por dia.

As discussões alternarão entre carga de pressão ( $h_p$ ), variação da coluna d'água em relação aos dados de chuva, e carga total ( $h$ ). Outras terminologias como recarga piezométrica e descarga piezométrica serão usadas quando da entrada de água no sistema e saída de água no sistema, respectivamente.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 5.1 PLUVIOMETRIA

A influência dos sistemas de fraturas em rochas no comportamento dos fluxos d'água subsuperficiais foram analisados em relação aos eventos pluviométricos monitorados pelas estações Cardinot e Geoheco. Para tal, os eventos pluviométricos destas estações foram comparados à precipitação esperada para a região, caracterizada pela estação pluviométrica ANA (1950 – 2016). A Figura 36 representa as análises dos dados da estação quanto ao total e à média anual, e ao desvio padrão.

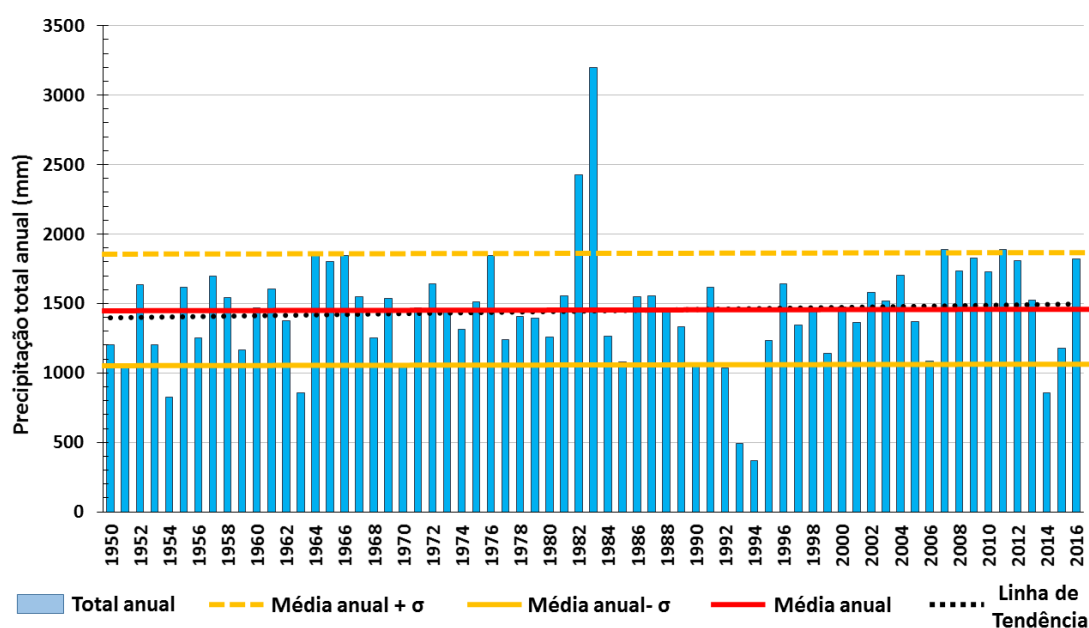


Figura 36: Dados referentes ao total anual, média anual, desvio padrão médio (média anual  $\pm \sigma$ ) e linha de tendência para as chuvas da estação ANA no período de 1950 a 2016.

A precipitação média anual estabelecida para a região foi de 1450 mm. A figura demonstra uma significativa variabilidade da pluviosidade interanual e a linha de tendência, uma variabilidade dos totais pluviométricos ao longo dos anos em torno de 100 mm. O desvio padrão ( $\sigma$ ) calculado para a série da ANA é de 400 mm. Ao observar a faixa que determina a variação correspondente ao erro padrão em

relação à média (média anual  $\pm \sigma$ ), nota-se que em apenas 8 dos 66 anos amostrados, ou 12% do total, tiveram seus totais anuais acima ou abaixo de tal variação, a saber: 1954, 1963, 1982, 1983, 1992, 1993, 1994 e 2014. Destes, quatro anos apresentaram o comportamento pluviométrico considerados anômalos, ou seja, dois desvios padrões para mais ou para menos em relação à média, os quais: 1982 e 1983, extremamente chuvosos, apresentando respectivamente 2425,2 mm e 3197,4 mm; e 1993 e 1994, extremamente secos, apresentando respectivamente 2425,2 mm e 3197,4 mm.

Entre 2007 e 2012, os totais anuais, assim como em 2016, ficaram mais próximos ao limite máximo do erro padrão, tendo o ano de 2011 (ano de ocorrência dos deslizamentos na região serrana do RJ), o maior total anual (1890,7 mm) registrado na série histórica após os anos anômalos e extremamente chuvosos de 1982 e 1983.

A variação percentual dos totais anuais em relação à chuva média estabelecida para a região foram calculadas para os anos de chuvas anômalas e para o intervalo de 2006 a 2016. Buscou-se nesta análise uma ideia da recarga dos aquíferos fissurais estudados e analisados no decorrer do texto, já que este último intervalo (2006 – 2016) representam os 10 últimos anos que antecedem o monitoramento dos níveis piezométricos na encosta da cicatriz (Figura 37).

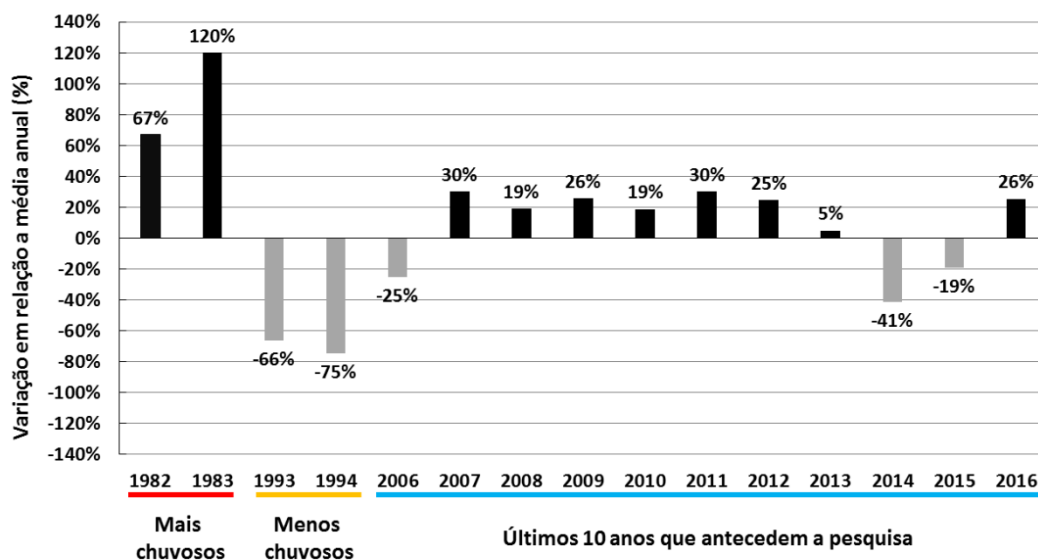


Figura 37: Valores da variação em percentual dos totais anuais em relação à média estabelecida para a região calculadas para os anos de chuvas anômalas (1982/83 como mais chuvosos, sublinhados em vermelho; (1993/94 como menos chuvosos, sublinhados em amarelo) e para o intervalo de 2006 a 2016 (sublinhados em azul).

Os anos caracterizados como anômalos possuem variação relativa de -75% à 120%. Em 1994, o total anual de chuvas ficou 75% abaixo da média estabelecida para a região e, em 1983, 120% acima da média anual. Os 10 anos que antecedem a pesquisa podem ser separados em 2 momentos de acordo com seus comportamentos: (i) de 2007-2013 e o ano de 2016, em que os resultados quanto aos totais anuais para estes anos superaram a média estabelecida para a região, tendo a maior variação relativa de 30% para 2007 e 2011; e (ii) os anos de 2014 e 2015, considerados anos secos, sendo 2014 o que apresentou maior variação negativa em relação à média para estes 10 anos.

Em novembro de 2016 iniciaram-se os monitoramentos da piezometria na encosta, registrando chuvas 26% superiores à média da região. O ano de 2016 representou o fim do período de seca, que teve início em 2013 e se estendeu até 2015. O déficit de precipitação registrado na região sudeste em 2014/15 foi excepcional, embora não único, uma vez que condições similares foram observadas na região nas décadas de 50, 60, 70 e 90, de acordo com análises de dados históricos de precipitação para avaliação de tendências em eventos extremos na região sudeste desde 1941 (Otto et al., 2015). Estas anomalias regionais registradas na estação ANA, mais precisamente nos anos 1954 e 1963, além de 1993 e 94.

Vale ressaltar que o evento pluviométrico que desencadeou os movimentos de massa em janeiro de 2011, concentrados na bacia do Córrego Dantas, foi superior a 200 mm em menos de 10h. A estação pluviométrica ANA, utilizada como parâmetro histórico nesta pesquisa, chegou a registrar 325 mm em 48 horas durante as deflagrações dos movimentos de massa na bacia do córrego Dantas em janeiro de 2011, segundo Coelho Netto *et al.*, (2013) e Avelar *et al.* (2013). Provavelmente foi um volume de chuva suficiente para perda de sucção, com consequente perda de coesão aparente, inibindo a resistência ao cisalhamento dos solos (Tatizana *et al.*, 1987; Delmonaco *et al.*, 1995; Lacerda, 2007), já que estes volumes detectados na região estão dentro de todos os níveis de precipitação relacionados à movimentos de massa para o estado do Rio de Janeiro, estabelecidos por Feijó et al (2001) e D'orsi et al (2000).

Os anos de 2014 e 2015, antecedentes aos da pesquisa, foram marcados por expressiva estiagem, estando bem abaixo da média da região, situação essa que reforçaria a hipótese de que o aquífero monitorado estaria rebaixado,



impossibilitando com que as chuvas de novembro fossem suficientes para a completa saturação das fraturas que compõem seu sistema.

Em contrapartida, os anos que antecederam 2011 são caracterizados por superarem no mínimo em 19% a média do total anual para a região (Figura 36), criando condições propícias à saturação dos aquíferos fissurais na encosta e à sua conectividade hidrológica por meio de fraturas que atuam como canais preferenciais na rocha (Paitan, 2013; Onda *et al.*, 2001; Brönnimann *et al.*, 2013).

Os dados históricos da estação ANA também foram utilizados para que se estabelecesse o acumulado médio mensal (a.m.m.) à ser comparado aos totais mensais monitoradas pelas estações Cardinot e Geoheco. A Figura 38 reúne as informações quanto a variabilidade dos registros de chuvas entre as estações Cardinot e Geoheco, bem como entre os acumulados mensais das estações Cardinot e Geoheco, e a média mensal da série histórica da estação ANA.

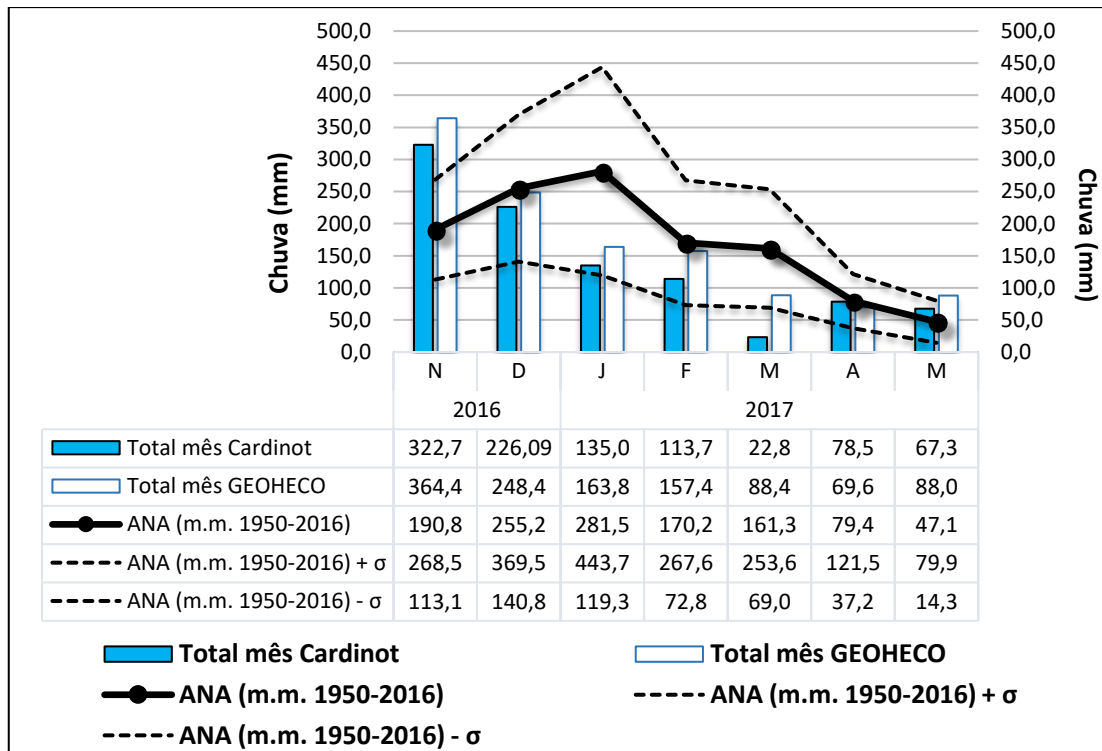


Figura 38: Acumulado médio mensal (1950-2016) da estação-controlada ANA, representado por linha contínua com pontos; Total de chuvas mensais para as estações Cardinot e Geoheco, representado por barras; Média mensal da estação ANA +/- desvio padrão ( $\sigma$ ), representado por linhas pontilhadas.

Ambas estações estão, em sua maioria, dentro do erro padrão, com exceção de novembro (Cardinot e Geoheco), março (Cardinot) e maio (Geoheco). A estação Geoheco registrou mais chuvas que Cardinot para todos os meses e Novembro foi o mês que registrou o maior acumulado para os meses analisados.

Quanto a análise de eventos para os meses monitorados em relação às classes de chuvas (Tabela 09) observa-se o predomínio de eventos entre 0,01 e 20 mm para as estações. A segunda classe de chuvas com maior representatividade no número de eventos é de 20,1 a 40 mm. Poucos eventos de chuvas superaram os 40,1 mm (novembro, dezembro, janeiro e fevereiro em Geoheco; abril em Cardinot). Apenas no mês de novembro foram registradas chuvas superiores a 60,1 mm em 24h, sendo 78mm em Cardinot e 88 mm em Geoheco. Estes valores em 24h estão dentro da classe de chuvas relacionadas a movimentos de massa definido por Feijó et al. (2001), a saber, 67,6 mm/24h.

A diferença entre estações quanto a dias chuvosos é mais relevante nos meses de dezembro e março (Cardinot registrando 6 dias de chuvas a mais que Geoheco), e abril e maio (Cardinot registrando 5 dias de chuvas a mais que Geoheco). Embora a estação Cardinot registre mais dias chuvosos que Geoheco, esta última registra maior volume de chuvas.

Tabela 09: Ocorrência de chuvas por classes e estação para cada mês monitorado.

Nº de eventos/ Classes de chuvas (mm)	nov/16		dez/16		jan/17		fev/17	
	Cardinot	Geoheco	Cardinot	Geoheco	Cardinot	Geoheco	Cardinot	Geoheco
0,01 - 20	15	18	14	21	14	12	11	14
20,1 - 40	5	4	4	1	2	2	3	1
40,1 - 60	0	1	0	2	0	1	0	1
> 60,1	1	1	0	0	0	0	0	0
Total de dias chuvosos	21	24	18	24	16	15	14	16

Nº de eventos/ Classes de chuvas (mm)	mar/17		abr/17		mai/17	
	Cardinot	Geoheco	Cardinot	Geoheco	Cardinot	Geoheco
0,01 - 20	18	22	13	17	13	18
20,1 - 40	0	2	0	2	1	2
40,1 - 60	0	0	1	0	0	0
> 60,1	0	0	0	0	0	0
Total de dias chuvosos	18	24	14	19	14	20

Seguindo a tendência do acumulado mensal para as estações, a Figura 39 representa as chuvas diárias, no qual é possível observar o maior volume de chuvas



em Geoheco. Mesmo distantes a menos de 3 km em linha reta uma da outra, as chuvas chegaram a variar, de uma estação para outra, em média 15 mm. Alguns registros, concentrados nos meses de dezembro e fevereiro, por exemplo, chegaram a atingir mais de 30 mm de diferença entre as estações.

Como demonstrado na Figura 38, o mês de novembro registrou uma média de chuvas de 343,5 mm entre as estações. Já na Figura 39 é possível observar que os maiores volumes de chuvas para esse mês se concentraram nos primeiros quinze dias, com destaque para os acumulados de 76 mm em Cardinot e 86 mm em Geoheco no dia 14/11, supracitado, atingindo uma média de 132 mm em 96h (11 a 14/11/2016) e um total de 285 mm em 13 dias (de 04/11 a 17/11).

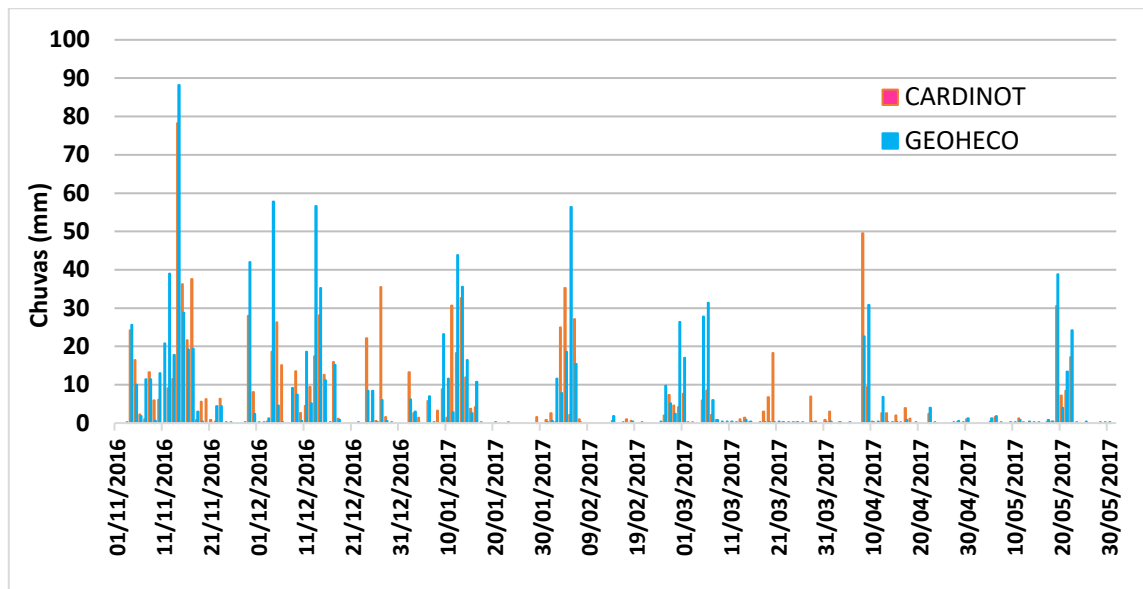


Figura 39: Chuvas diárias monitoradas pelas estações Cardinot e Geoheco para a série temporal 29 de outubro de 2016 à 30 de maio de 2017.

As chuvas de novembro para o período relacionado, 11/11 a 14/11, ou seja, 96h, se adequam ao proposto por Feijó et al. (2001). Os autores propõem acumulados próximos a 100 mm/96h como volume a ser relacionado a movimentos de massa no Rio de Janeiro. Já de acordo com a proposta de D’Orsi (2011), adotado pelo Sistema Alerta Rio como critério pluviométrico operacional para definição dos níveis de risco, este acumulado relaciona-se como média à probabilidade de ocorrência de escorregamentos.

Embora não tenha sido relacionado movimentos de massa próximo à área de estudo neste período, este acumulado foi responsável pela recarga do aquífero monitorado, no qual atingiu o maior nível d'água em um dos piezômetros. No entanto, não foi o suficiente para que o nível de água atingisse a superfície a ponto de causar exfiltração pelos poços monitorados. Maiores detalhes quanto a estas chuvas e os níveis de água no aquífero serão discutidos junto aos resultados destinados ao monitoramento dos poços na cicatriz.

## 5.2 COMPOSIÇÃO GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA DA ENCOSTA

### **5.2.1 Análise de parâmetros topográficos e de fraturas na cicatriz de deslizamento**

O mapa referente à área de contribuição da sub-bacia de primeira ordem, na qual a cicatriz se insere, foi delimitada a partir da restituição aerofotogramétrica na escala 1: 5.000 executado pela EMBRAERO (2011), na qual foram geradas curvas de nível com espaçamento de 10m. Com base no mapa, verificado na Figura 40, a cicatriz de deslizamento monitorada insere-se em uma encosta côncava coletora de água, sendo caracterizada por estar em um vale canalizado, que é tributário a um canal de primeira ordem na cabeceira de drenagem do Córrego Dantas.

Numa perspectiva hidrológica, a cicatriz de deslizamento se localiza em área de transferência de fluxos de água em superfície e subsuperfície, da alta para a baixa encosta. O material mobilizado após o deslizamento foi transportado e depositado no vale alterando o nível de base do canal. O canal interpretado nesta pesquisa baseado nas visitas à campo recebe os fluxos d'água dos pontos de exfiltração e escoo à jusante por sobre a fratura de alívio exposta pelo movimento de massa e por fraturas tectônicas ao longo da cicatriz.

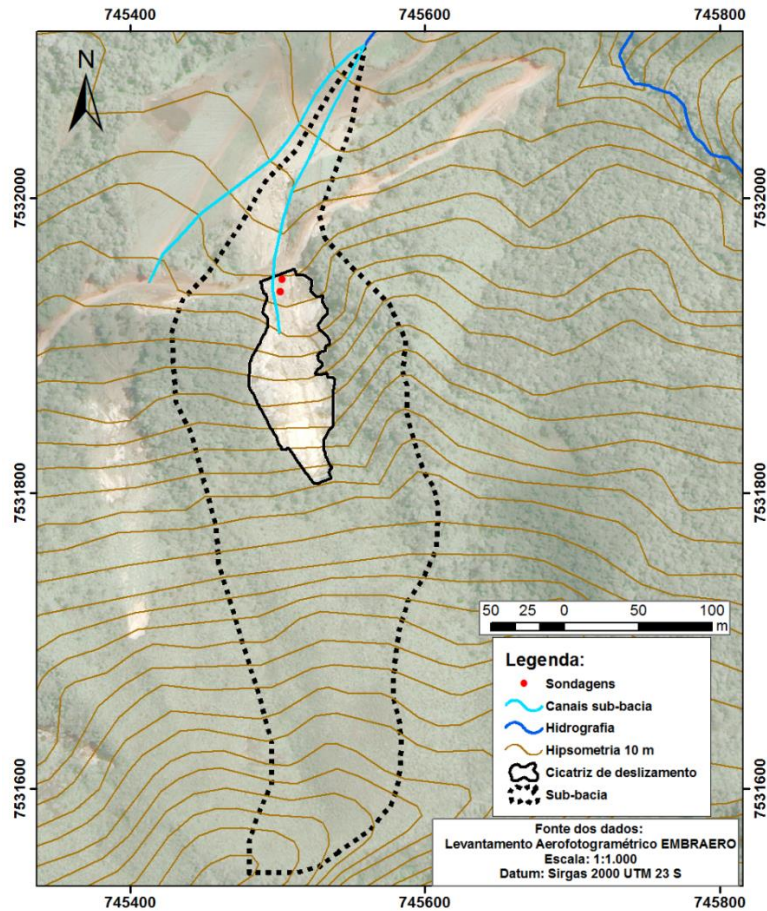


Figura 40: Área de contribuição da sub-bacia de primeira ordem. O canal da sub-bacia delimitado na cor azul clara foi interpretado nesta pesquisa baseado nas visitas à campo.

O levantamento topográfico em escala de detalhe, com a utilização da estação total Trimble S3, gerou como produto curvas de nível com espaçamento de 1 m, com base no qual foi elaborado o mapa topográfico da cicatriz (Figura 41) e seu perfil topográfico (Figura 42). No perfil topográfico, tanto os poços perfurados e instalados como os pontos de exfiltração de água por fraturas foram especializados na cicatriz, além de indicar a área de deposição de blocos mobilizados pelo deslizamento e a crista da cicatriz.

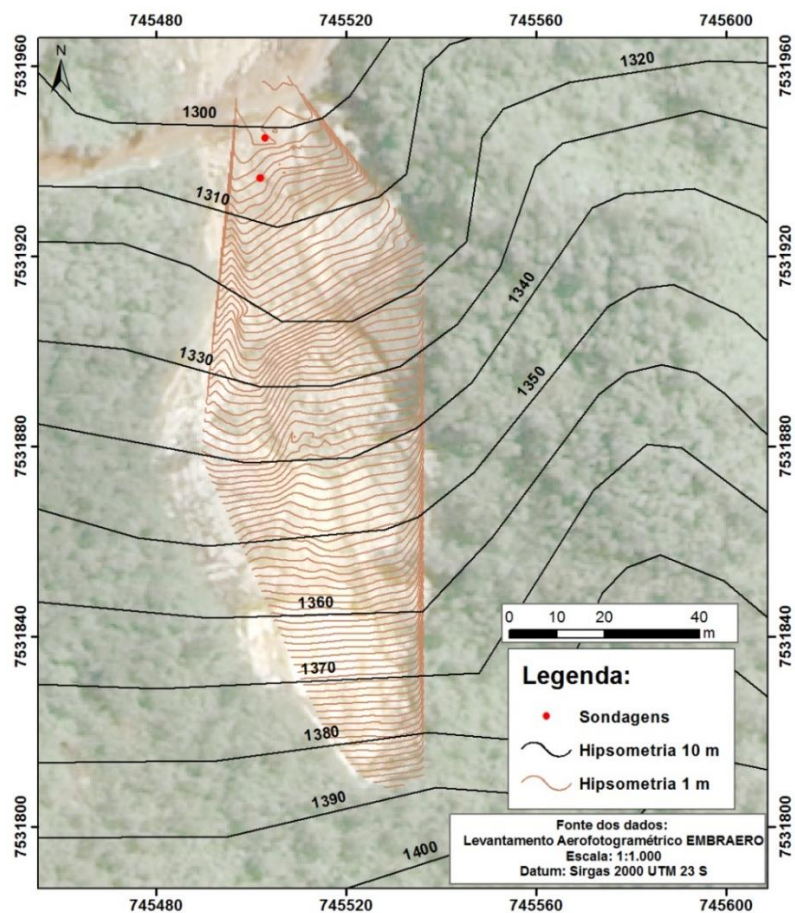


Figura 41: Base topográfica da cicatriz com curvas de nível de 1 m resultante do levantamento realizado na cicatriz e sobreposta à base topográfica na escala de 1:5.000, originada a partir do aerolevanteamento da EMBRAERO.

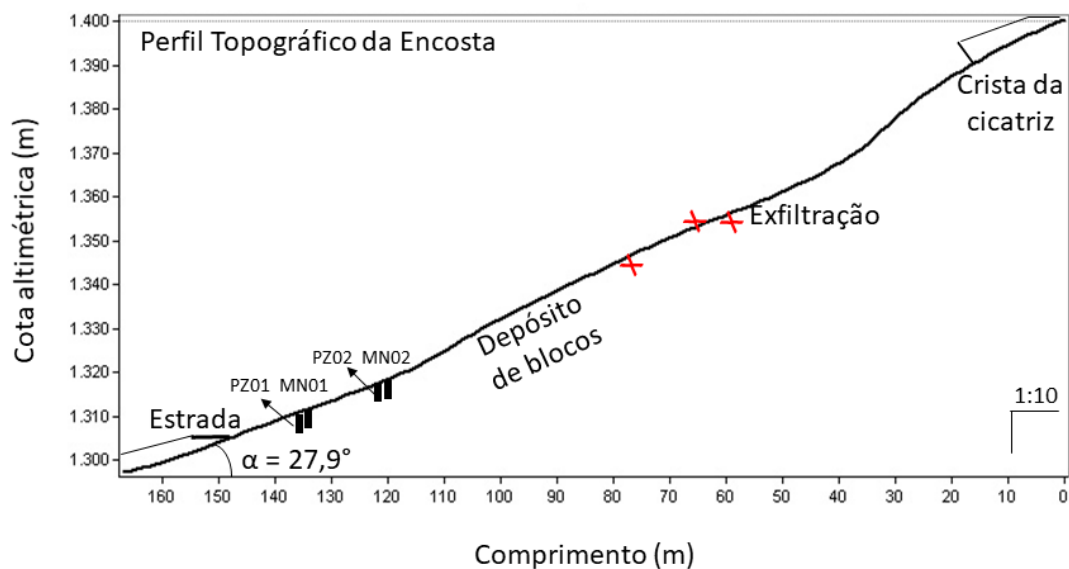


Figura 42: Perfil topográfico da encosta com espacialização dos poços, pontos de exfiltração de água por fraturas (cruz em vermelho), área de deposição de blocos provenientes do deslizamento, topo da cicatriz e ângulo da encosta.

A amplitude altimétrica da cicatriz é de 80 m, estando a 1.390 m o ponto mais elevado e 1.310 m o ponto mais baixo da área estudada (interseção com a estrada). Entre as cotas 1.320 e 1.340, concentram-se os blocos mobilizados pelo deslizamento. A montante, entre 1.350 e 1.360, três pontos de exfiltração de água por fraturas na rocha. Entre as sondagens (cotas 1.310 a 1.320 m), duas fraturas tectônicas drenam a água da encosta para o canal interpretado na Figura 41 (supracit.).

Os tipos mais comuns de deslizamentos deflagrados pelos eventos extremos de chuvas em janeiro de 2011 na bacia do Córrego Dantas, foram, segundo Avelar *et al.*, (2013) do tipo translacional raso, e que geralmente ocorrem em declives íngremes, frequentemente desencadeados por eventos de chuvas extremas (Dhakal e Sidle, 2004; O’Loughlin et al., 1982; Sidle e Swanston, 1982; Tsukamoto et al., 1982; entre muitos outros).

Com declividade calculada em 27,9°, a encosta na qual localiza-se a cicatriz é caracterizada como forte ondulada (Embrapa, 1979), se inserindo no grupo de vertentes com ângulos acima de 25° que podem apresentar movimentos gravitacionais mais rápidos do que àquelas com ângulos inferiores (Sidle et al., 1985). A encosta analisada está ainda relacionada no grupo dos 52% das cicatrizes mapeadas na bacia do Córrego Dantas, após evento de 2011, que ocorreram predominantemente entre declividades de 20° e 35° (Lima et al., 2014).

Fernandes et al. (2001), também atestam a influência da declividade no condicionamento de deslizamentos, sugerindo, através de modelos matemáticos, limites críticos, a partir dos quais o aumento da declividade acarreta um aumento potencial na ocorrência de deslizamentos. Por outro lado, Palma *et al.* (2013) conclui que mais de 90% das 244 cicatrizes mapeadas na bacia do Córrego Dantas ocorreram em declividades abaixo de 45°, associadas, geralmente, ao não desenvolvimento de solos espessos em declividades superiores a 45°.

Desta maneira, o uso da declividade como principal ou mesmo único parâmetro de caráter topográfico incorporado aos estudos de previsão e definição de áreas instáveis geram, com frequência, distorções na análise dos deslizamentos, e áreas de menor declividade, inicialmente definidas como de baixa susceptibilidade, também mostram, com certa frequência, a presença de deslizamentos (Fernandes *et al.*; 2001; Guimarães et al., 1999a; Guimarães et al., 2008).

Além do fator topográfico, outros condicionantes geológico-geomorfológicos da encosta criam a condição ideal para elevar o seu grau de instabilidade. A julgar pelo consenso literário, encostas retilíneas ou convexas em plantas, possuem as taxas de infiltração balanceadas pela quantidade de água retirada de seu interior por fluxos subsuperficiais, não permitindo o aumento excessivo de poro-pressão positiva (Coelho Netto, 1995). Já as encostas de formas côncavas em planta e perfil, como é caracterizada a área de estudo, os fluxos de água são direcionados para o eixo principal da concavidade, favorecendo condições de saturação no solo, perda de coesão e tensões efetivas, que se tornam responsáveis pela geração de deslizamentos nas encostas (Dietrich e Dunne, 1978; Tsukamoto et al., 1982; Coelho Netto, 1985; Dietrich et al., 1986; O'Loughlin, 1986; Reneau e Dietrich, 1987; Coelho Netto et al., 1988; Dietrich e Dunne, 1993; Avellar e Coelho Netto, 1992; Fernandes et al., 1994; entre muitos outros).

Observa-se, ainda, que o produto do intemperismo na encosta, saprolito raso de coloração cinza, é pouco intemperizado e franco-arenoso (Avelar et al., 2016; Borges, 2017), apresentando ainda altas taxas de infiltração nos primeiros centímetros do solo, analisado na encosta por Borges (2017). As altas taxas de infiltração se associam aos 30 cm mais ativos do solo, profundidade esta onde se concentra 90% da biomassa de raízes composta geralmente por gramíneas e herbáceas, em área de florestas em estágio de sucessão (Genet et al., 2010). Situações em que a arquitetura das raízes promove a concentração dos fluxos de água e o aumento das poro-pressões positivas são consideradas desfavoráveis à estabilidade das encostas, principalmente quando ocorrem em superfícies potenciais de ruptura (Ghestem et al., 2011).

Além disso, conforme apontado por Marques (2016), análises de sucção do solo em área de floresta em estágio secundário na bacia do Rio Grande, adjacente à bacia do Córrego Dantas, demonstram que chuvas acima de 40 mm são responsáveis pelo avanço da frente de umedecimento e manutenção da alta umidade do solo em profundidade. Em eventos extremos, 100 mm em 48h, a umidade se mantém em profundidade por aproximadamente 11 dias (Marques, 2016). A autora ainda confirma que a manutenção da umidade e saturação do solo em profundidade está diretamente associada as raízes arbóreas grossas e dos dutos formados após sua decomposição, concluindo que as raízes das gramíneas, concentradas no topo do

solo, respondem pelo predomínio dos fluxos verticais e na floresta, em que as raízes atingem até 200 cm no solo, são responsáveis pelo predomínio dos fluxos laterais. Desta maneira, a partir dos resultados de Marques (2016) e Borges (2017), podemos sugerir a formação de caminhos preferenciais laterais em profundidade, ou ainda no contato solo-rocha na encosta, formados principalmente por atividade das raízes, assim como apontado por Uchida et al. (1999) e McDonnell et al. (2007). O que permite compreender a alta ocorrência de deslizamentos em coberturas de florestas secundárias e gramíneas no evento extremo de chuva em janeiro de 2011.

As condições de umidade antecedente influenciam fortemente na probabilidade de ocorrência dos escorregamentos e, segundo Guidicini e Iwasa (1976), quanto maiores as intensidades de chuvas, maior o nível de periculosidade, principalmente, quando atribuímos a baixa capacidade do saprolito em transmitir água. Análises na região quanto à condutividade hidráulica nos saprolitos em diferentes profundidades (2,4 a 14 m) definiram valores para  $k_{sat}$  na ordem de  $10^{-5}$  cm/s (Machado, 2016; Silva, 2014), considerados como baixa a muito baixa, de acordo com a classificação de Klute e Dirksen (1986). As características granulométricas do saprolito reforçam sua maior permeabilidade nos primeiros centímetros do solo, como verificado em Borges (2017). Enquanto os resultados de permeabilidade o caracterizaram como pouco permeáveis em profundidade, como sugeridos por Machado (2016) e Silva (2014). O decréscimo da permeabilidade com o aumento da profundidade, ou em melhor análise, em função da proximidade com a rocha são já era suposto por Avelar e Coelho Neto (1992). Nestas condições, os condicionantes geomorfológicos da encosta para o deslizamento estariam vinculados a formação de um nível freático e incremento das poro-pressões com consequente redução das tensões efetivas na interface solo-rocha (Avelar et al., 2016).

O mesmo comportamento foi observado por Brönnimann et al. (2013), na região subalpina no centro da Suíça (Rufiberg). Os autores verificaram que a baixa permeabilidade dos solos no contato com a rocha forma um lençol suspenso com condições de pressão de artesianismo. Lacerda (1999) afirma que, na região Serrana do Rio de Janeiro o artesianismo está associado à presença de diques que agem como um obstáculo ao fluxo subsuperficial gerando uma superfície potencial de ruptura. Lanni et al. (2013) acrescenta que as depressões no rochedo (microtopografia da rocha) desempenham um papel fundamental na dinâmica da poro-pressão e induzem



zonas localizadas de potencial aumento nas cargas de pressão. Estas áreas seriam responsáveis pela rápida transição de condições estáveis para instáveis na encosta, geralmente observadas para fenômenos de deslizamento rasos e imprevisíveis, segundo os autores.

Quanto à resistência ao cisalhamento, os saprolitos rasos de coloração cinza foram caracterizados como mais resistentes, quando comparados aos solos lateríticos na região (colúvios de encosta e fundo de vale classificados como argila arenosa ou areia argilosa) (Machado, 2016; Avelar et al., 2016). Em contrapartida, quando submetidos à completa submersão em laboratório, eles desagregam completamente, indicando nenhuma ou zero coesão efetiva (Lacerda, 2014; Avelar et al., 2013). Este comportamento de completa desagregação pode ser aplicado às condições de submersão do saprolito na encosta quando da formação de lençóis suspensos.

Dessa maneira, devido às condições de precipitação, às características geomorfológicas da encosta e ao comportamento cisalhante e hidráulico dos solos, é possível considerar que tais componentes tenham sido suficientes para o aumento súbito de poro-pressão. O maciço rochoso fraturado exerce um papel ativo para criação destes pontos de saturação no solo quando existe indícios de exfiltração de água condicionadas por fraturas, como é o caso da área da pesquisa, a ser analisado a seguir.

### **5.2.2 Análise dos sistemas de fraturas**

As orientações das fraturas medidas apontam, no geral, para a existência de duas famílias distintas de fraturas tectônicas, uma mergulhando para SE, com ângulos entre 70 e 80 graus, e outra mergulhando para NW, entre 70 e 90 graus. A superfície do afloramento exposta pelo deslizamento, caracterizada como fratura de alívio, insere-se nesta família com mergulho para NW (Figura 43a, b).

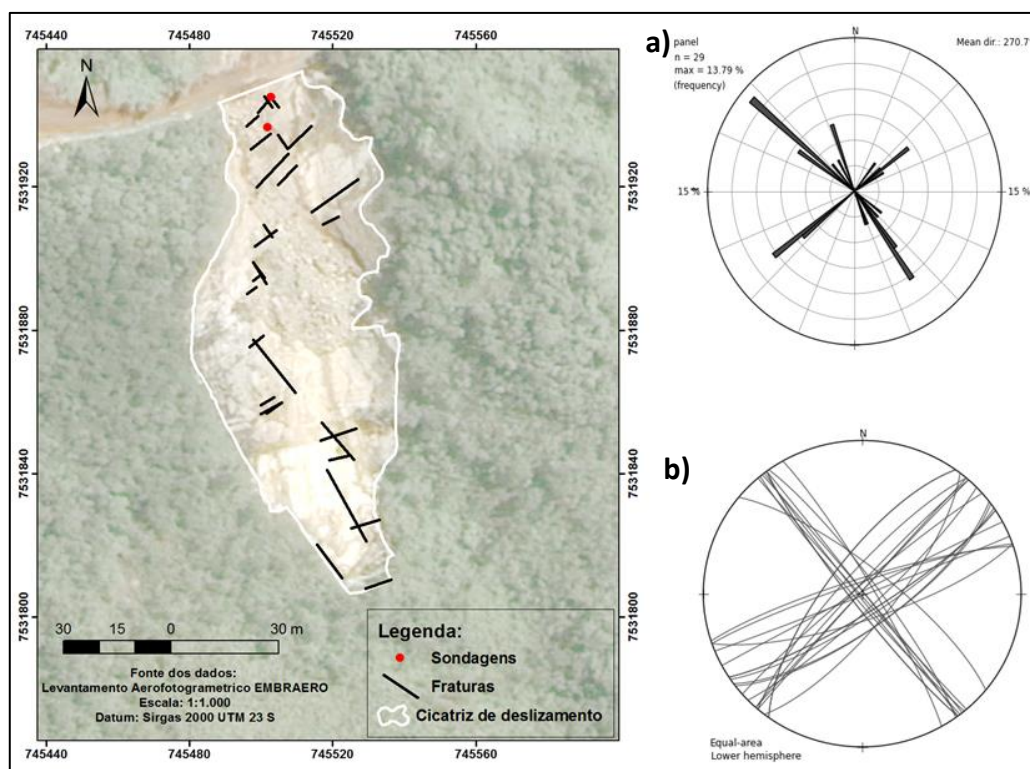


Figura 43: Mapa de fraturas na cicatriz de deslizamento; estereograma (a) e gráfico de rosetas (b) mostrando o comportamento das fraturas no afloramento exposto pela cicatriz de deslizamento.

As orientações das fraturas na cicatriz de deslizamento coincidem com o de fraturas de toda a Bacia do Córrego Dantas, que tem seu eixo longitudinal de rumo SW-NE, equivalendo ao *strike* das fraturas que mergulham para SE. Os resultados estão em acordo também com o levantamento prévio realizado por Avelar et al. (2016) em afloramentos na bacia registrados no mapeamento geológico da região, o qual teve como uma das áreas laboratório a cicatriz de deslizamento estudada na presente pesquisa. No entanto, os autores identificaram, além das famílias com mergulho para SE e NW, uma terceira família de fraturas tectônicas com atitudes mergulhando basicamente para NE (Figura 44). Avelar et al. (2016) tiveram como amostra 45 fraturas, tendo suas atitudes medidas através do traçado de círculos em malha pela cicatriz. O maior número de fraturas amostrados justifica o maior número de família de fraturas. Na presente pesquisa, as 29 fraturas amostradas caracterizaram-se por serem as maiores localizadas. Diferentemente do método adotado em Avelar et al. (2016), as fraturas foram mapeadas por toda cicatriz, na alta, média e baixa encosta para que pudessem ser espacializadas.

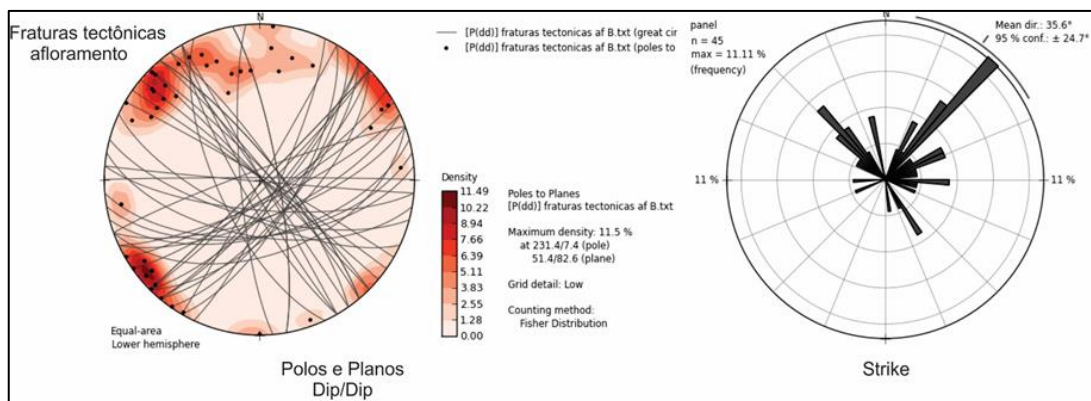


Figura 44: Estereograma e gráfico de rosetas mostrando o comportamento das fraturas no afloramento exposto pela cicatriz de deslizamento analisadas por Avelar et al., 2016, sem fins de mapeamento.

Os testemunhos dos furos SR01 e SR02 foram organizados por manobras a fim de facilitar a interpretação e visualização das fraturas e fragmentos. Foi elaborado, de maneira esquemática, um perfil para cada furo, facilitando a interpretação dos resultados e distribuição espacial das fraturas. Procurou-se respeitar, em escala, as dimensões (altura e comprimento, em cm) para cada fratura por manobra. No entanto, o perfil do furo não indica com precisão a orientação e angulação das fraturas, já que nenhuma prospecção mais detalhada foi executada nas paredes das sondagens após a retirada dos testemunhos. Segue, em um primeiro momento, as análises dos testemunhos de SR01 (Figura 45).

- Análise do testemunho de SR01:

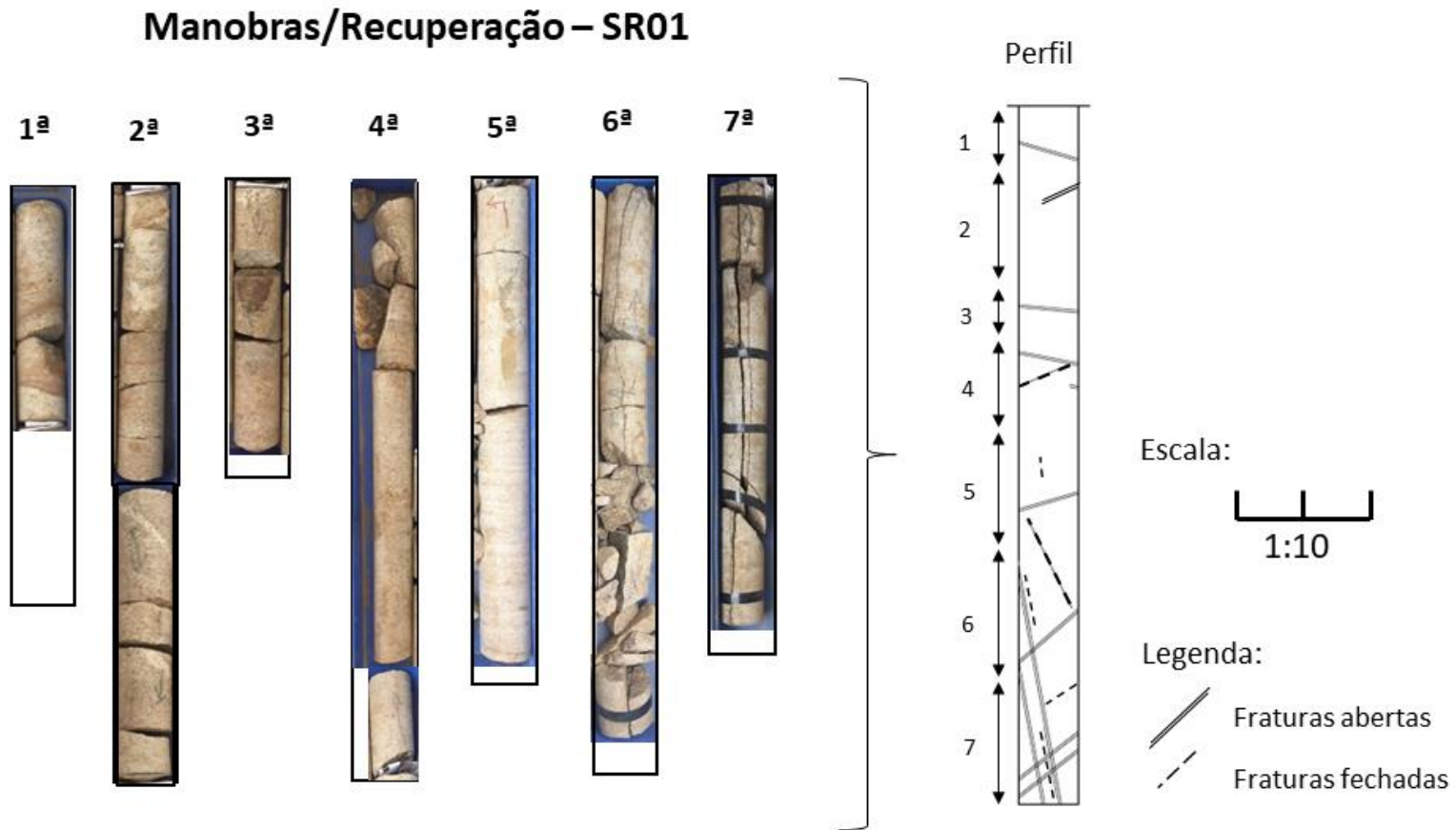


Figura 45: Testemunhos de SR01 separados por manobra e organizados quanto à recuperação por manobra; perfil esquemático da distribuição espacial das fraturas e fissuras no testemunho.

Em SR01, foram executadas 7 manobras, classificadas quanto ao número e comprimento por manobra, ao percentual de recuperação por manobra, à qualidade da massa da rocha, ao número de fraturas e grau de faturamento, e à alteração da rocha por manobra (Tabela 10).

Tabela 10: Análise do testemunho (SR01) quanto ao número e comprimento por manobra, percentual de recuperação por manobra, qualidade da massa da rocha, número de fraturas e grau de faturamento e alteração da rocha por manobra.

<b>Manobra (cm)</b>	<b>Recup.* (%)</b>	<b>RQD em (%) e qualidade da massa da rocha</b>	<b>Nº de Fraturas</b>	<b>Grau de Fraturam.</b>	<b>Grau de Alteração</b>
<b>1ª: 0 – 70</b>	57	57 - Razoável	1	Fraturada	Pouco alterada
<b>2ª: 70 - 170</b>	100	83 – Bom	1	Fraturada	Rocha sã
<b>3ª: 170 – 220</b>	92	90 – Bom	1	Fraturada	Pouco alterada
<b>4ª: 220 – 330</b>	100	97 – Muito bom	3	Fraturada	Pouco alterada
<b>5ª: 330 - 415</b>	97	97 – Muito bom	3	Fraturada	Rocha sã
<b>6ª: 415 - 515</b>	95	62 – Razoável	5	Fraturada	Medianamente alterada
<b>7ª: 515 - 595</b>	95	94 – Muito bom	5	Fraturada	Medianamente alterada

\*Recuperação.

A primeira manobra teve o menor percentual de recuperação, estando a qualidade da rocha classificada como razoável, com 57% de RQD. Na manobra 1, foi identificada 1 fratura sub-horizontal pouco expressiva. No entanto, a rocha encontra-se com sinais de alteração incipiente dos minerais primários e ligeiramente descolorida, mas mantendo as mesmas propriedades físicas e mecânicas da rocha sã, o que a caracteriza como pouco alterada. Na segunda e terceira manobras, é possível observar uma fratura de alto ângulo e uma fratura subvertical (especificamente no segundo fragmento da terceira manobra, parte com maior alteração de cor). Nestas manobras, o testemunho também apresenta alteração de cor, mais evidente na fratura subvertical, de coloração mais escura.

A partir da 4ª manobra, de 220 a 595 cm, o número de fraturas identificadas variou de 3 a 5, caracterizadas em verticais e subverticais. Também foram identificadas fraturas subverticais e alteração da cor dos minerais primários, evidenciando estágios avançados de intemperismo e consequente passagem de água. Na manobra 4, os 5 primeiros fragmentos de rochas se dão pela fratura subvertical de alto ângulo, acompanhada de alteração de cor dos minerais. O último fragmento da mesma manobra mantém a coloração da rocha e, assim como a manobra 5, evidencia menor contato com a água. Nesta manobra, foram identificadas 3 fraturas fechadas com leve alteração de cor, restrita ao comprimento das fraturas e mais nítida no segundo e terceiro fragmento.

Na sexta e sétima manobra foram identificadas 5 fraturas em cada. Duas fraturas verticais paralelas se destacam nestas manobras. A fratura vertical mais próxima ao centro do testemunho está preenchida por clorita. Fitas isolantes foram utilizadas para unir os fragmentos das fraturas subverticais, facilitando a classificação do testemunho. Ao longo destas duas manobras, as fraturas se intersectam, formando inúmeros fragmentos de rochas que foram se desprendendo com a execução da manobra. A sétima manobra tem maior alteração de cor e oxidação, principalmente ao longo das fraturas subverticais.

As análises dos testemunhos de SR02, representados pela Figura 46, estão apresentadas a seguir.

- Análise do testemunho de SR02:

### Manobras/Recuperação – SR02

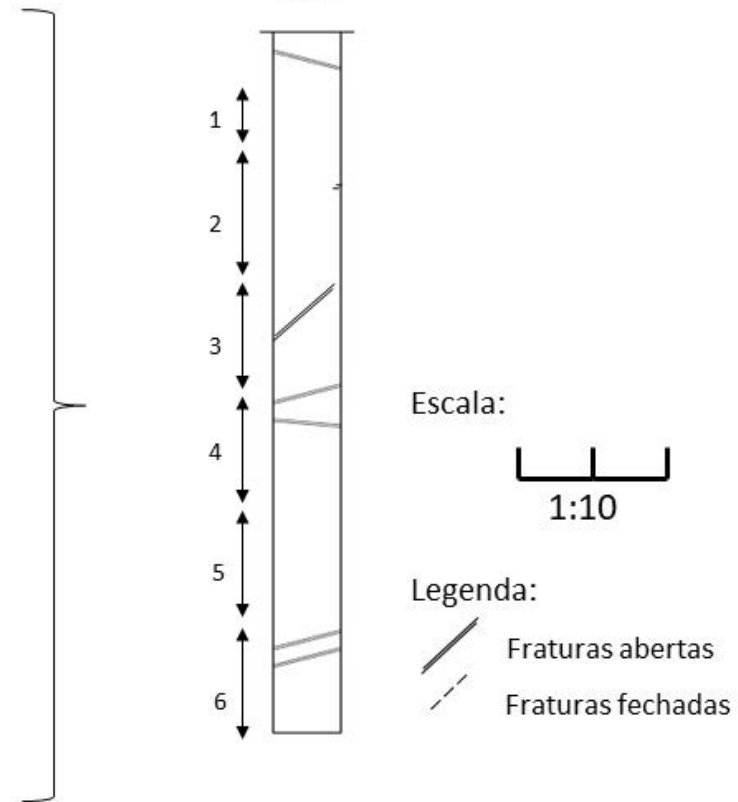


Figura 46: Testemunhos de SR02 separadas por manobra e organizados quanto à recuperação por manobra; perfil esquemático da distribuição espacial das fraturas e fissuras no testemunho.

SR02, de acordo com os parâmetros analisados no testemunho (Tabela 11), apresentou comportamento mais próximo à rocha sã, sem grandes vestígios de alterações físicas e químicas dos minerais principais. Partes ligeiramente descoloridas são identificadas ao longo de fraturas, bem visíveis no testemunho, com exceção da 5ª manobra. O grau de fraturamento varia de pouco a fraturada, com número de fraturas inferiores a SR01. A qualidade da massa da rocha é predominantemente boa a muito boa. As fraturas são predominantemente subverticais de alto ângulo (1ª, 3ª, 4ª e 6ª manobras) e uma fratura sub-horizontal (2ª manobra).

Tabela 11: Análise do testemunho (SR02) quanto ao número e comprimento por manobra, percentual de recuperação por manobra, qualidade da massa da rocha, número de fraturas e grau de faturamento e alteração da rocha por manobra.

<b>Manobra (cm)</b>	<b>Recup.* em (%)</b>	<b>RQD em (%) e qualidade da massa da rocha</b>	<b>Nº de Fraturas</b>	<b>Grau de Fraturamento</b>	<b>Grau de Alteração</b>
<b>0 – 75</b>	96	94 – Muito bom	1	Fraturada	Pouco alterada
<b>75 – 195</b>	100	100 – Muito bom	1	Fraturada	Pouco alterada
<b>195 – 295</b>	100	86 – Bom	1	Fraturada	Pouco alterada
<b>295 – 395</b>	87	87 – Bom	2	Fraturada	Pouco alterada
<b>395 – 495</b>	86	86 – Bom	0	Pouco Fraturada	Rocha sã
<b>495 – 595</b>	80	50 - Fraco	2	Fraturada	Rocha sã

\*Recuperação.



### **5.2.3 Análise geofísica: Ground Penetration Radar (GPR)**

Na primeira etapa da interpretação dos dados de GPR, três padrões de reflexão foram identificados nos radargramas. As zonas de reflexões na linha de GPR 1 (L1), linha 2 (L2) e linha 3 (L3) foram interpretadas de acordo com o mapeamento geológico local, visitas a campo, mapeamento de fraturas e análise de testemunhos.

O primeiro padrão identificado nas linhas de GPR caracteriza-se pela ausência de reflectância e/ou presença de áreas com baixa reflectância e baixa amplitude, classificado como padrão “A”; o segundo padrão classificado como “B” se distingue pela alta reflectância, assumindo formas retilíneas e de alta amplitude; o terceiro padrão, “C”, caracteriza-se pela reflectância de média amplitude e normalmente se distribuem ao entorno dos padrões A e B, sendo ainda o padrão que predomina nos três radargramas (Figura 47).

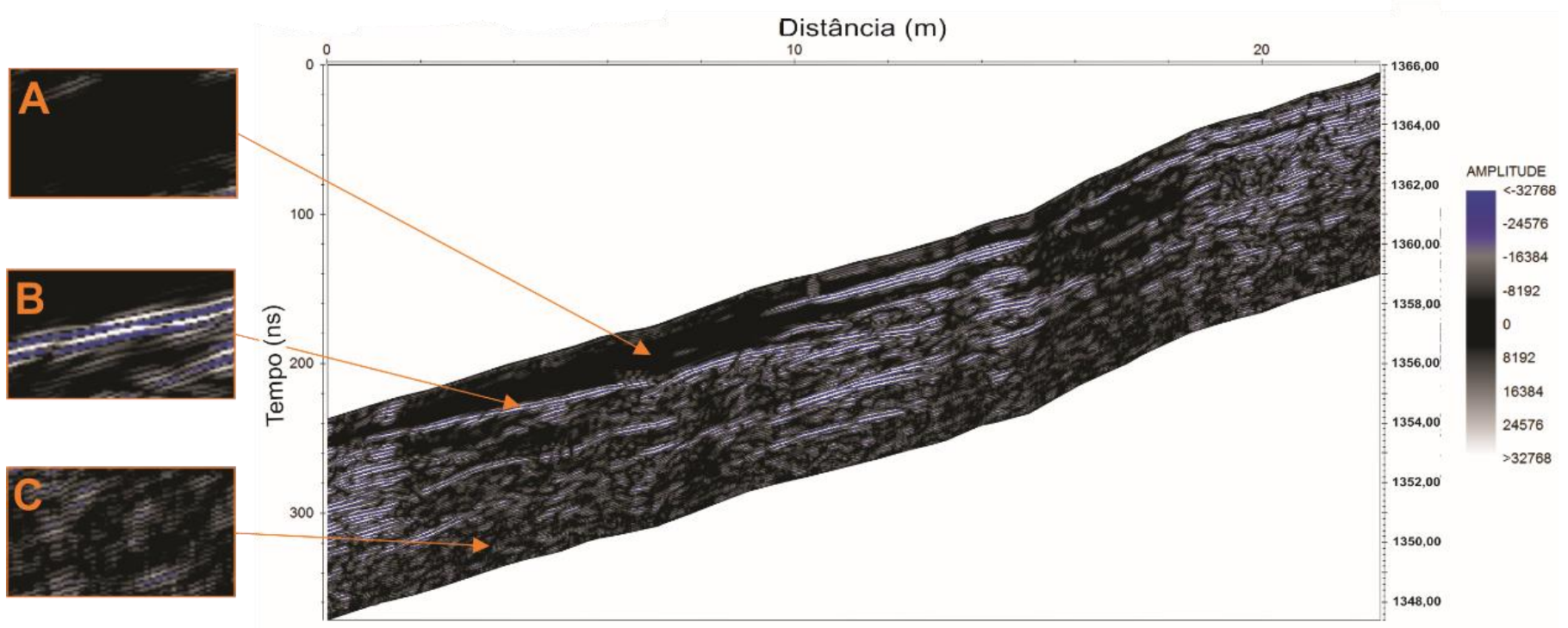


Figura 47: Interpretação dos padrões de reflectância de acordo com análise das características geológicas da encosta.

A identificação de áreas com características do padrão “A” foi espacialmente relacionada a pontos de exfiltração de água na superfície rochosa. A água tem uma constante dielétrica muito elevada em relação à constante das rochas, o que faz com que a velocidade dos sinais eletromagnéticos seja menor e mais difícil de ser captada (Benson et al. 1982). Desta maneira, a ausência de refletores (e/ou presença de refletores de baixa amplitude) permitiu associar estes padrões como sendo áreas de saturação no meio granítico e possível formação de aquíferos fissurais suspensos e compartimentalizados por zonas de rochas competentes (Dietrich *et al.*, 2005). Esta interpretação se sustenta nas afirmações dos autores Montgomery *et al.* (1997), Anderson *et al.* (1997), McDonnell (2003), Tromp-van Meerveld and Weiler (2008) e Gabrielli *et al.* (2012), de que o substrato rochoso não é completamente impermeável, permitindo que a água infiltre e seja conduzida e estocada na rocha pela atuação dos sistemas de fraturas.

O mapeamento geológico realizado na área de estudo por Avelar et al. (2016) e a análise de testemunhos proveniente das sondagens rotativas indicam a presença de inúmeras fraturas sub-horizontais, com variadas espessuras, definidas como juntas de alívio. Com base nos testemunhos de sondagem e mapeamento geológico da área, não foram identificadas na encosta nenhuma litologia além do granito, eliminando a possibilidade das áreas caracterizadas por refletores retilíneos de alta amplitude estarem associadas a outros tipos de rochas. Ao longo do mapeamento de fraturas e levantamento geofísico com GPR, registraram-se na alta e média encosta lascas de rocha soltas, características de alívio de pressão. As reflexões de alta amplitude também são definidas por Jol (2009) como associadas a fraturas nas rochas. Desta forma, as zonas de reflexão caracterizadas pelo padrão “B”, que se mostram espacialmente distribuídas em L1, L2 e L3 em alinhamentos paralelos a superfície, foram definidas como juntas de alívio, ou fraturas por alívio de pressão, a partir de critérios classificatórios sugeridos por Wyatt e Temples (1996).

Assim como interpretado por Stevens et al. (1995) e Porsani et al. (2002, 2006), as fraturas por alívio de pressão se manifestam nos radargramas como interfaces ou descontinuidades na constante dielétrica do granito formando zonas de forte refletância e lateralmente contínuas. Percebe-se ainda nos radargramas que as juntas de alívio estão sendo cortadas em profundidade por descontinuidades

subverticais, algumas mais persistentes (em profundidade) que outras. Estas descontinuidades possuem tendências predominantemente retas e relativamente contínuas de perda de sinal, sendo definidas por Wyatt e Temples (1997) e interpretadas na cicatriz como fraturas tectônicas subverticais.

O padrão “C”, refletores de média amplitude, ocupam a maior parte dos radargramas e possuem aspecto mais homogêneo. Às vezes, este padrão de reflexão é interrompido por descontinuidades de sinal, interpretados como fraturas tectônicas sub-verticais de alto ângulo. Assim como o testemunho de sondagem SR02, a rocha se mostrou mais homogênea, pouco fraturada e pouco alterada, levando a interpretar o padrão C como o granito íntegro (ou não fraturado).

- Análise em L1:

As zonas de reflexão caracterizadas pelo padrão A não aparecem em L1, ou seja, não existe a formação de áreas de saturação no meio granítico e, conseqüentemente, a não formação de aquíferos fissurais suspenso próximo à crista da cicatriz. Já as zonas de reflexão caracterizadas pelo padrão B se mostram espacialmente distribuídas em alinhamentos paralelos à superfície.

Três juntas de alívio se destacam: a primeira, entre 0 e 7,5 m sentido NE, iniciando na cota 1387,00 m e se estendendo em profundidade até a cota 1385,00 m; a segunda junta é a maior em comprimento, cruzando todo o radargrama; no sentido NE, localiza-se da cota 1384,00 m a 1383,00 m; a terceira, de maior destaque, está localizada de 0 a 7 m sentido NE e entre as cotas 1382,00 e 1381,00 m. A figura 48, referente a L1, traz o radargrama sem interpretação (Figura 48a), com as interpretações descritas no texto e indicadas pela legenda (48b).

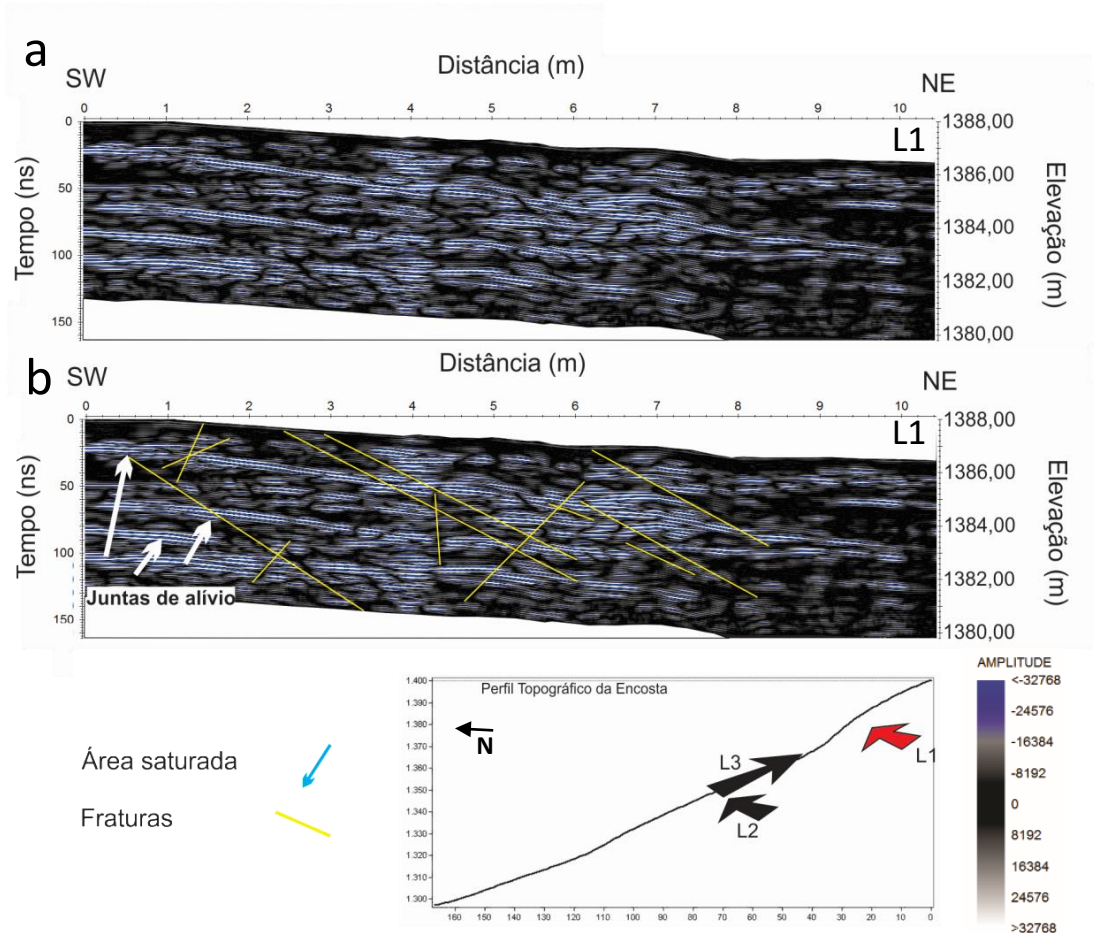


Figura 48: Radargrama de L1 (perfil longitudinal) executada na alta encosta, próximo à crista da cicatriz de deslizamento (a) e sua interpretação (b). As setas brancas indicam o padrão B classificado como juntas de alívio; as linhas amarelas indicam fraturas tectônicas.

- **Análise em L2:**

As zonas de reflexão caracterizadas pelo padrão A são evidentes em L2 (localizada na média encosta). Duas áreas com ausência de refletores foram identificadas e demarcadas como aquíferos fissurais suspensos entre 6 e 12 m, de distância sentido leste. Outras duas áreas (com baixa reflexão), interpretadas como granito saturado (Figura 49, Padrão A), localizam-se em profundidade entre as cotas 1356,00 a 1354,00 m e nos primeiros 6 m de distância percorridos, também sentido leste.

Em L2, um conjunto de juntas de alívio se concentra na porção oeste do radargrama e outra, em destaque, pode ser observada entre 0 e 10 m, próximo à superfície (cotas entre 1356,00 e 1355,00 m). Existe presença de fraturas tectônicas

com predomínio da família de fraturas com mergulho para NE. A Figura 49, referente a L2, traz o radargrama sem interpretação (Figura 49a) e com as interpretações descritas no texto e indicadas em legenda (49b).

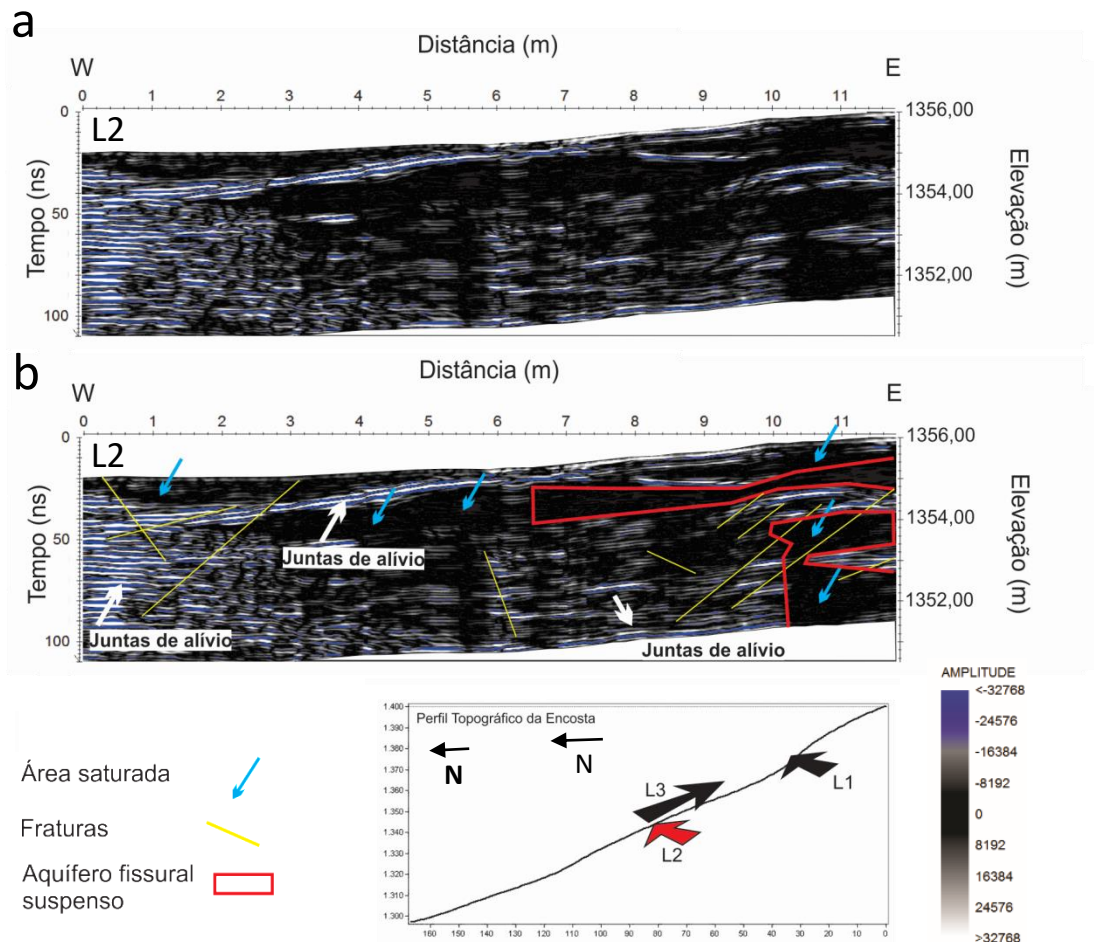


Figura 49: Radargrama de L2 (perfil longitudinal) executada na média encosta (a) e sua interpretação (b). As setas brancas indicam o padrão B classificado como juntas de alívio; as linhas amarelas indicam fraturas tectônicas; setas em azul indicam áreas saturadas; áreas delimitadas por linhas vermelhas indicam aquíferos fissurais.

- Análise em L3:

Em L3, as juntas de alívio se manifestam em todo o radargrama. Muitas feições retilíneas se distribuem pela imagem de GPR, sendo três delas de grande interesse para as interpretações na cicatriz. A primeira e mais próxima à superfície, localiza-se entre as distâncias 10m a 15m sentido NW-SE, aproximadamente entre as cotas 1357,00 m e 1362,00 m. Esta junta de alívio aparece entre áreas de saturação

que se formam no limite superior da rocha e logo acima da maior área saturada (padrão A), caracterizada como o maior aquífero fissural no radargrama em L3 (localizado entre 0 e 16 m de distância sentido SE e cotas 1362,00 a 1356,00 m). Outra junta de alívio se destaca logo abaixo deste aquífero suspenso, e, conseqüentemente estaria atuando para sua compartimentação, localizada entre as distâncias 0m a 16m sentido SE, precisamente entre as cotas 1354,00 m a 1359,00 m. Uma terceira junta de alívio se apresenta de maneira contínua entre as distâncias 0 m a 16 m sentido SE e entre as cotas 1347,00 m a 1357,00 m. Outras feições retilíneas de menor extensão se distribuem em diferentes profundidades e paralelas a superfície.

Em L3, as três famílias de fraturas tectônicas que foram identificadas na encosta (SE, NW e NE) estão representadas, confirmando os resultados obtidos no mapeamento de fraturas (seção 5.1.1) e por Avelar et al. (2016). A Figura 50, referente a L3 traz o radargrama sem interpretação (Figura 50a) e com as interpretações descritas no texto e indicadas na legenda (50b).



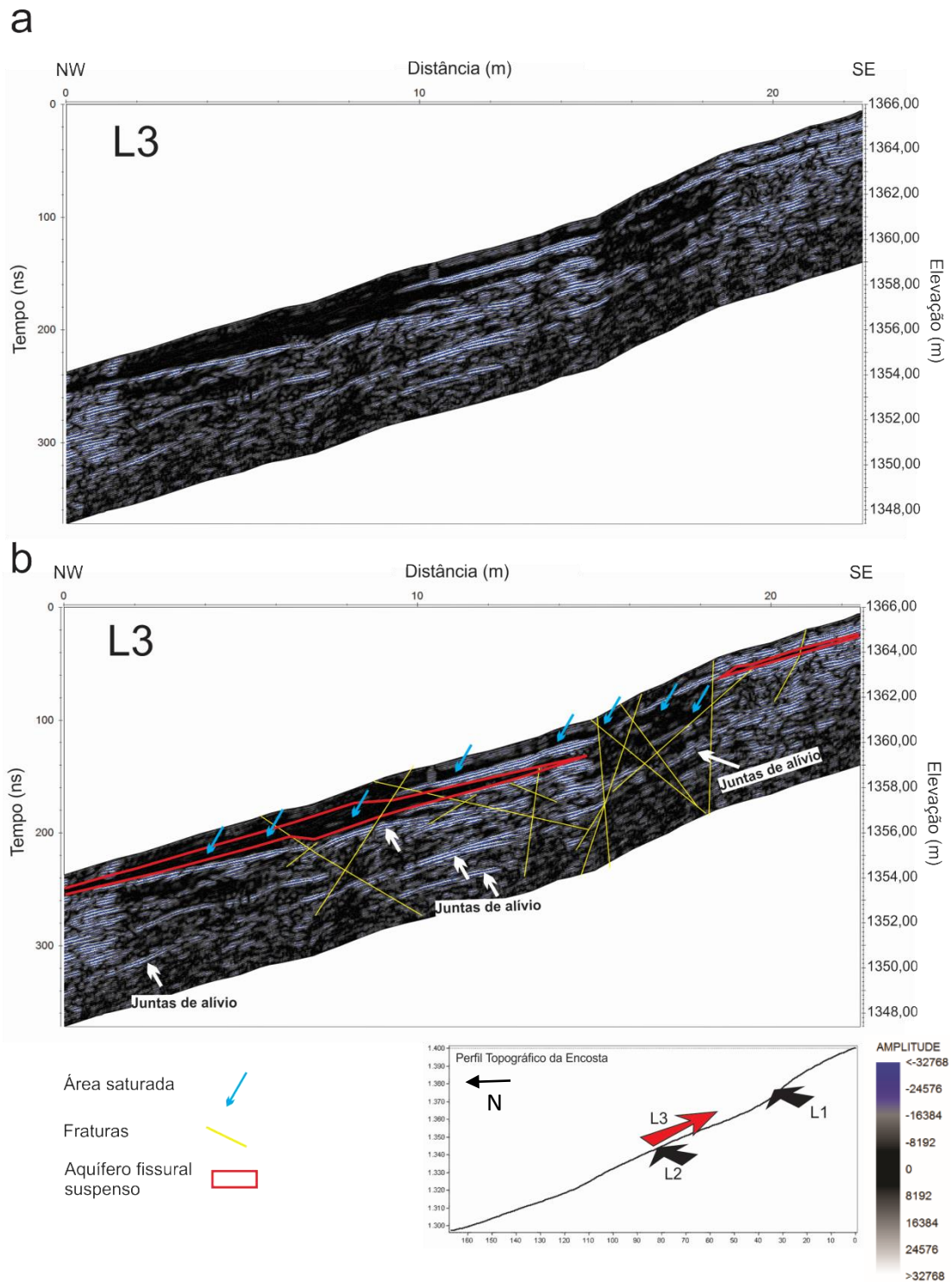


Figura 50: Radargrama de L3 (perfil latitudinal) executada na média encosta (a) e sua interpretação (b). As setas brancas indicam o padrão B classificado como juntas de alívio; as linhas amarelas indicam fraturas tectônicas; setas em azul indicam áreas saturadas; áreas delimitadas por linhas vermelhas indicam aquíferos fissurais.



De maneira geral, as áreas saturadas identificadas em L2 e L3 se formam pela característica hidráulica da conjugação das fraturas de alívio e tectônicas, que se comportam como uma zona saturada, estando conectadas a outras, formando um sistema de condutividade preferencial dentro da rocha (Paitan, 2013; Onda *et al.*, 2001; Brönnimann *et al.*, 2013). Outras indicações da formação destes aquíferos relacionam-se com a constante exfiltração de água, sendo mais intensos em períodos úmidos, principalmente na média e baixa encosta.

Em L3 é possível observar que as áreas saturadas estão confinadas por fraturas subverticais que parecem se comportar como barreiras geológicas (Blöcher *et al.*, 2010), criando zonas de baixíssima condutividade hidráulica na rocha. Estes contrastes de condutividade podem forçar a água a um movimento de retorno por aumento de pressão, exfiltrando por fraturas até a interface solo-rocha. Estas mesmas condições de exfiltração por diferença de condutividade hidráulica foram identificadas em análises realizadas por Wilson e Dietrich (1987), Montgomery *et al.* (1997), e Montgomery *et al.* (2002). Os autores afirmam que as variações locais na condutividade da rocha influenciam sobremaneira na geração de poro-pressão, contribuindo para a iniciação de movimentos de massa em locais na encosta onde os solos são pouco espessos e não requerem um fluxo substancial para atingir sua saturação e conseqüente indução da instabilidade.

As análises de fraturas através de mapeamento, testemunhos e imagens GPR mostraram que, embora tida como pouco a medianamente fraturada, são suficientes para transmitir e estocar água nos primeiros metros da camada fraturada da rocha e, conseqüentemente, próximo a superfície. As permeabilidades das fraturas, assim como sua resposta hidrológica frente aos eventos de chuva, serão melhor exploradas na sessão que se segue.

## 5.3 FLUXOS D'ÁGUA SUBSUPERFICIAIS

### 5.3.1 Condutividade Hidráulica na estrutura da rocha (*slug test*)

Ao todo, quatro ensaios foram realizados em PZ01 e em PZ02. A aplicação do método Hvorslev obteve como resultado médio  $k = 10^{-4}$  cm/s, estando de acordo com o intervalo de valores para condutividade hidráulica em rochas ígneas e metamórficas fraturadas (Sanders, 1988). Os resultados para todos os testes encontram-se na Tabela 11, em que pode ser constatado o mesmo comportamento para ambos os piezômetros. Para a referida ordem de grandeza, a condutividade da rocha analisada pode ser caracterizada dentro do intervalo referente a aquíferos de baixa condutividade ( $10^{-6} - 10^{-3}$ ) (Fitts, 2013).

Tabela 12: Dados de condutividade hidráulica calculados aplicando o método Hvorslev (1951) para os piezômetros PZ01 e PZ02 na encosta analisada.

Teste	Condutividade Hidráulica (k) em cm/s para:	
	PZ01	PZ02
1	$5,5 \times 10^{-4}$	$3,1 \times 10^{-4}$
2	$5,5 \times 10^{-4}$	$3,0 \times 10^{-4}$
3	$5,5 \times 10^{-4}$	$3,0 \times 10^{-4}$
4	$5,6 \times 10^{-4}$	$2,7 \times 10^{-4}$
<b>Média</b>	$5,5 \times 10^{-4}$	$2,9 \times 10^{-4}$

Os resultados dos ensaios apresentaram o mesmo comportamento quando plotados quanto a razão do deslocamento ( $h/h_0$ ) *versus* tempo. O destaque dos marcadores nos gráficos ( $t_{37}$ ) refere-se ao tempo em que o nível de água levou até atingir 37% da mudança em sua carga inicial, e para o qual a condutividade hidráulica é calculada em cada teste *slug*.

A Figura 51 corresponde aos resultados dos testes de decaimento em função do tempo, em PZ01, no qual foi registrado a cada 30 segundos (testes variando de 15 a 25 min). A Figura 52 corresponde ao resultado do teste de decaimento em função

do tempo, em PZ01, em que as leituras foram registradas a cada 15 segundos (teste com durabilidade de 30 min).

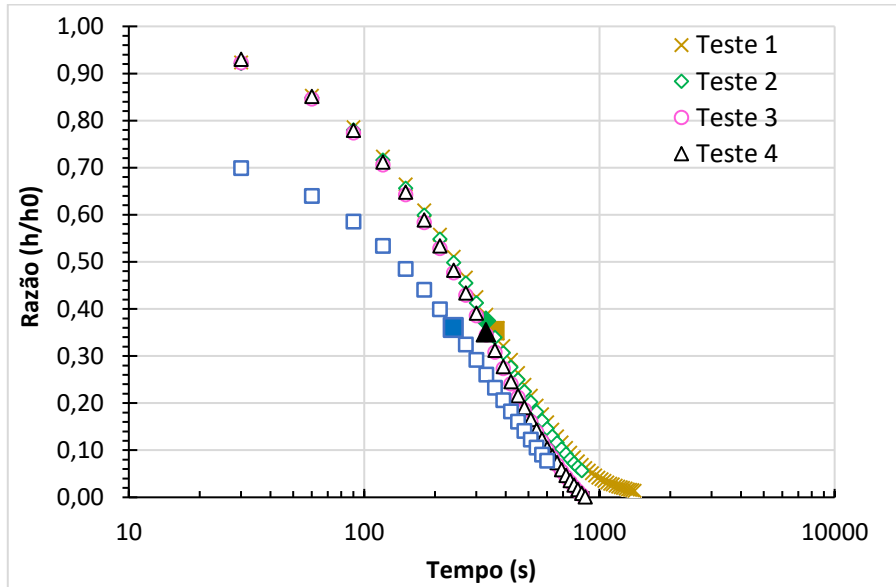


Figura 51: Razão do deslocamento ( $h/h_0$ ) em função do tempo para análise do teste *slug* em PZ01 com leitura a cada 30 segundos. Os marcadores preenchidos para cada teste representam  $t_{37}$ .

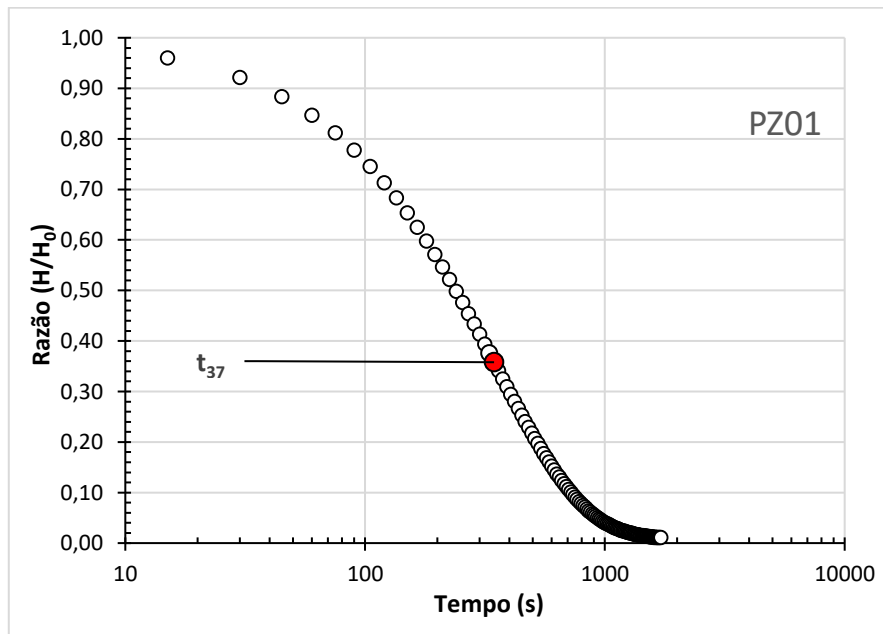


Figura 52: Razão do deslocamento ( $h/h_0$ ) em função do tempo para análise do teste *slug* em PZ01 com leitura a cada 15 segundos. O marcador preenchido representa  $t_{37}$ .

A Figura 53 corresponde aos resultados dos testes de decaimento em função do tempo, em PZ02, registrados a cada 30 segundos (testes variando de 15 a 25 min).

A Figura 54 corresponde ao resultado do teste de decaimento em função do tempo, em PZ02, com leituras registradas a cada 15 segundos (teste com durabilidade de 30 min).

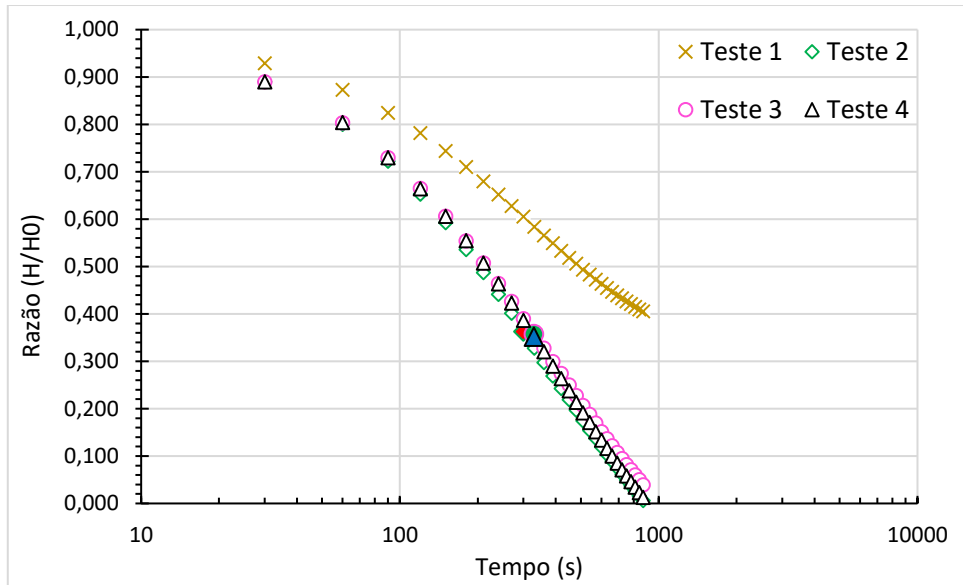


Figura 53: Razão do deslocamento ( $h/h_0$ ) em função do tempo para análise do teste *slug* em PZ02 com leituras a cada 30 segundos. Os marcadores preenchidos para cada teste representam  $t_{37}$ .

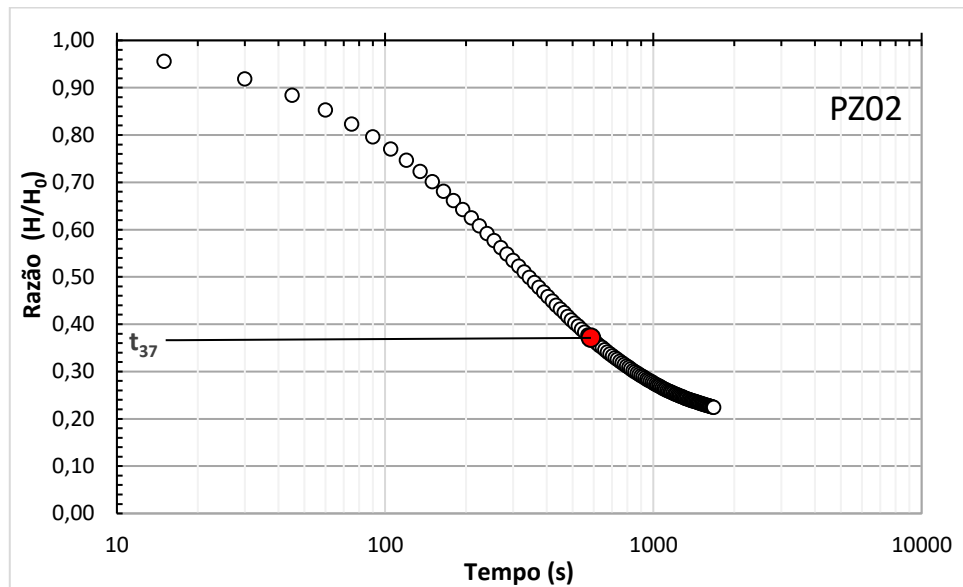


Figura 54: Razão do deslocamento ( $h/h_0$ ) em função do tempo para análise do teste *slug* em PZ02 com leituras a cada 15 segundos. O marcador preenchido representa  $t_{37}$ .

As respostas obtidas para os testes 1 a 4 em PZ01 e, posteriormente, para o teste com leitura de dados a cada 15 segundos apresentaram comportamento de

decaimento, ou deslocamento em função ao tempo, correspondentes. Todos atingiram o tempo de resposta básico para a água decair até atingir 37% de sua altura no poço com aproximadamente 6 minutos de teste. PZ01 tende a apresentar sua carga constante a partir de 20 minutos de teste.

Em PZ02, o teste com duração de 30 minutos e leitura a cada 15 segundos demonstrou que a taxa de decaimento em função do tempo não sofreu grandes alterações dos realizados anteriormente (com leitura a cada 30 segundos). No entanto, PZ02 tende a entrar em equilíbrio, ou seja, sua carga hidráulica começa a adquirir comportamento hidrostático a partir de 25 minutos de teste.

### 5.3.2 Nível piezométrico e carga hidráulica total

Três transdutores de pressão monitoraram a variação da carga de pressão nos piezômetros e medidores de nível d'água no período de 29/10/16 a 30/05/17. Os dados dos piezômetros (PZ01 e PZ02) e do medidor de nível d'água (MN01) serão analisados, em um primeiro momento, por toda série de monitoramento. Esta análise tem o intuito de relacionar a variação da carga de pressão ao comportamento pluviométrico da região, assim como identificar possíveis padrões no fluxo de água subterrânea na camada fraturada da rocha.

Na sessão 4.4.2 foi detalhado o período de leitura para cada transdutor de pressão, assim como os equipamentos direcionados e os dados monitorados para cada PZ e MN. Os períodos podem ser consultados novamente na Tabela 13. MN02 não teve sua série representada já que os dados monitorados neste foram a pressão atmosférica.

Tabela 13: Período monitorado para cada transdutor de pressão em seu respectivo posto de monitoramento.

	<b>Período de monitoramento:</b>
<b>PZ01</b>	29/10/16 – 30/05/17
<b>PZ02</b>	29/10/16 – 09/02/17
<b>MN01</b>	09/02/17– 30/05/17

Vale lembrar que os dados serão apresentados graficamente de acordo com a carga hidráulica total ( $h$ ), altura em coluna d'água em cota altimétrica e sua variação em relação aos dados de chuvas. Os dados serão descritos e analisados também quanto à carga de pressão ( $h_p$ ), à variação em relação aos dados de chuva, o valor métrico em coluna d'água, à recarga piezométrica e à descarga piezométrica, quando da entrada e saída de água no sistema, respectivamente.

#### *5.3.2.1 Carga hidráulica total: análise da série completa de monitoramento*

Durante o período estudado, foram registrados água em todos os poços monitorados. Em MN02, a presença de água foi confirmada através de leitura com pio elétrico em uma das campanhas de campo, apresentando como resultado, nível d'água de 0,17 m. A carga total nos poços com leitura contínua mostrou maior nível d'água na seguinte ordem: PZ01 > MN01 > PZ02.

Em PZ01 e MN01 foram registradas maiores flutuações, com variações entre 0,27 m e 0,17 m, respectivamente, para todo período monitorado. PZ02 mostrou a menor variação na carga de pressão (0,02 m), apresentando comportamento quase hidrostático ao longo de sua série temporal. Pode ser observado ainda a não correspondência da variação em PZ02 com os eventos pluviométricos monitorados na região e com as respostas piezométricas em PZ01 e MN01, que, por sua vez, variaram em relação às chuvas registradas (Figura 55).

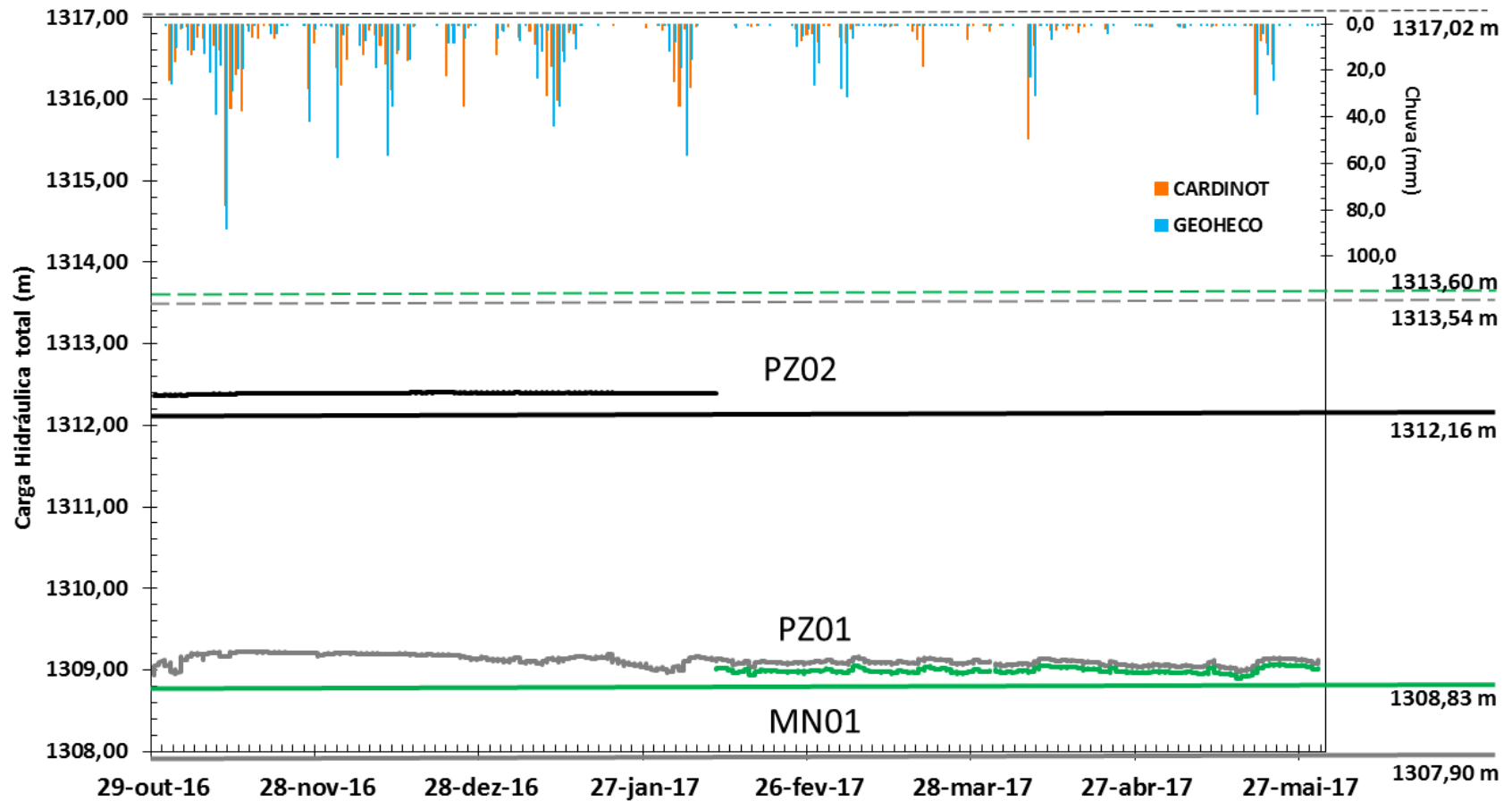


Figura 55: Carga hidráulica total para a série monitorada em PZ01, PZ02 e MN01 nos poços perfurados na encosta em relação aos dados de chuvas (mm). Cotas inferiores de PZ01, PZ02 e MN01 são representadas pelas linhas contínuas cinza, preta e verde, respectivamente. Cotas superiores de PZ01, PZ02 e MN01 são representadas pelas linhas pontilhadas cinza, preta e verde, respectivamente.

A heterogeneidade da circulação de água na porção superior e mais fraturada do maciço tende a ser controlada pela densidade do sistema de fraturas, sua geometria e conectividade (Banks et al., 2009). A isto, na área de estudo, atribui-se pelo menos três famílias de fraturas identificadas com utilização do método de GPR. Esta heterogeneidade nos sistemas de fraturas também foi identificada em Gabrielli et al. (2012), quando monitoraram fluxos na camada da rocha fraturada através da instalação de poços em diferentes profundidades. Alguns poços apresentavam resposta no nível d'água extremamente variáveis, mesmo estando espacialmente disponibilizados na baixa encosta e bem próximos entre si, semelhante ao ocorrido em PZ01 e PZ02.

PZ01, em contrapartida, foi o que apresentou maior carga total, e, mesmo assim esteve a 4,4 m do nível d'água atingir a superfície. Não houve, então, registro de exfiltração no limite superior dos poços, representados pelas linhas tracejadas. Da mesma maneira que em PZ01 também não houve exfiltração em PZ02 e o nível d'água máximo registrado ficou a 4,63 m da superfície. Seguindo o mesmo comportamento, o nível d'água máximo em MN01 esteve a 4,52 m da superfície da rocha.

As possibilidades para a não exfiltração em PZ02 pode ser explicada porque o mesmo assumiu comportamento hidráulico de um aquífero isolado e com nível piezométrico quase hidrostático, não expressando conectividade entre fraturas. Duas hipóteses são traçadas quanto ao seu comportamento: (i) num primeiro momento, é provável que o aquífero no qual PZ02 teve acesso é compartimentalizado e isolado dos processos hidrológicos que ocorrem na encosta em eventos de chuvas (Gabrielli et al., 2012); ou (ii) uma fratura pode estar drenando a água de seu aquífero, mantendo seu nível constante, mesmo em eventos de chuvas extremas, como observado por Brönnimann et al. (2013) ao analisar uma encosta na região central da Suíça. A segunda hipótese se apoia no fato de que na 6ª manobra (de 495 a 595 cm) do testemunho de sondagem de SR02 (Figura 46), duas fraturas sub-horizontais abertas são identificadas, as quais poderiam estar atuando como dreno, mantendo a carga de pressão com baixas variações.

Assim como sugerido para PZ02, a não exfiltração em PZ01 pode também estar relacionada à drenagem ou ao escoamento de água do aquífero por fraturas. A presença de fraturas subverticais e sub-horizontais, expressivas na 6ª e 7ª manobra do testemunho, agiriam como dispersoras de água para outro sistema de fraturas quando atingir determinada altura (em coluna d'água), podendo estar fixada em aproximadamente 1,30 m.



Desta maneira, coloca-se em dúvida se as fraturas que interceptam os piezômetros são responsáveis por impedirem o aumento do nível d'água ou se as chuvas foram insuficientes para saturar os aquíferos fissurais a ponto de gerar exfiltração pelos poços monitorados.

O comportamento de variação do nível d'água em PZ01 e MN01 apresentam respostas similares em relação aos eventos pluviométricos, podendo ser justificado pela conexão horizontal das fraturas expresso pela interpretação de testemunhos de sondagem (vide croqui em SR01, Figura 45).

De acordo com a diferença de altura da coluna d'água, sendo PZ01 maior que MN01, é possível afirmar que as respostas em PZ01 referem-se à variação do nível d'água ascendente do aquífero e de fraturas que conduzem da alta para a média encosta. Em MN01, por ter apresentado nível d'água inferior a PZ01, seu fluxo estaria relacionado apenas a águas conduzidas por fraturas na rocha, como ilustrado na Figura 56.

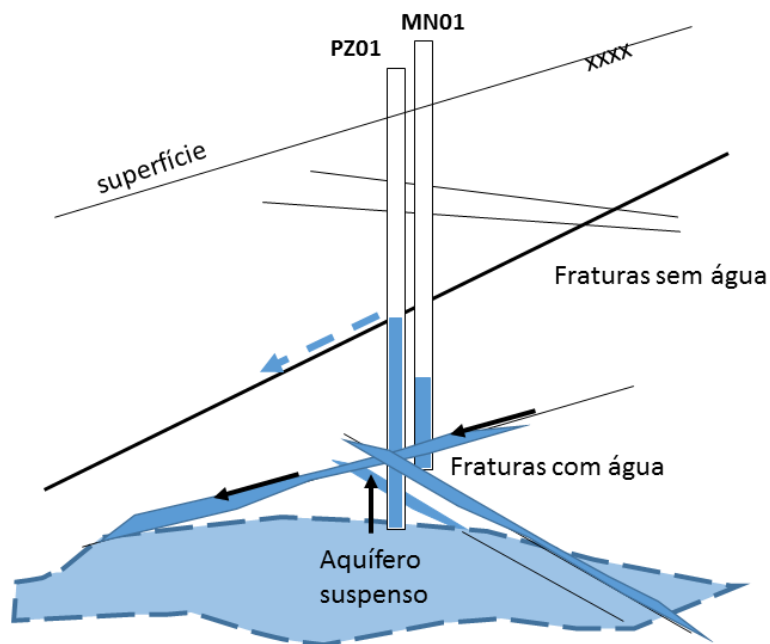


Figura 56: Diferença de altura da coluna d'água entre PZ01 e MN01 referente aos diferentes fluxos e origem da água responsáveis pela variação nos poços.

Sendo PZ01 o que registrou maior variação em sua carga de pressão, sua resposta piezométrica foi plotada em escala de detalhe (Figura 57).

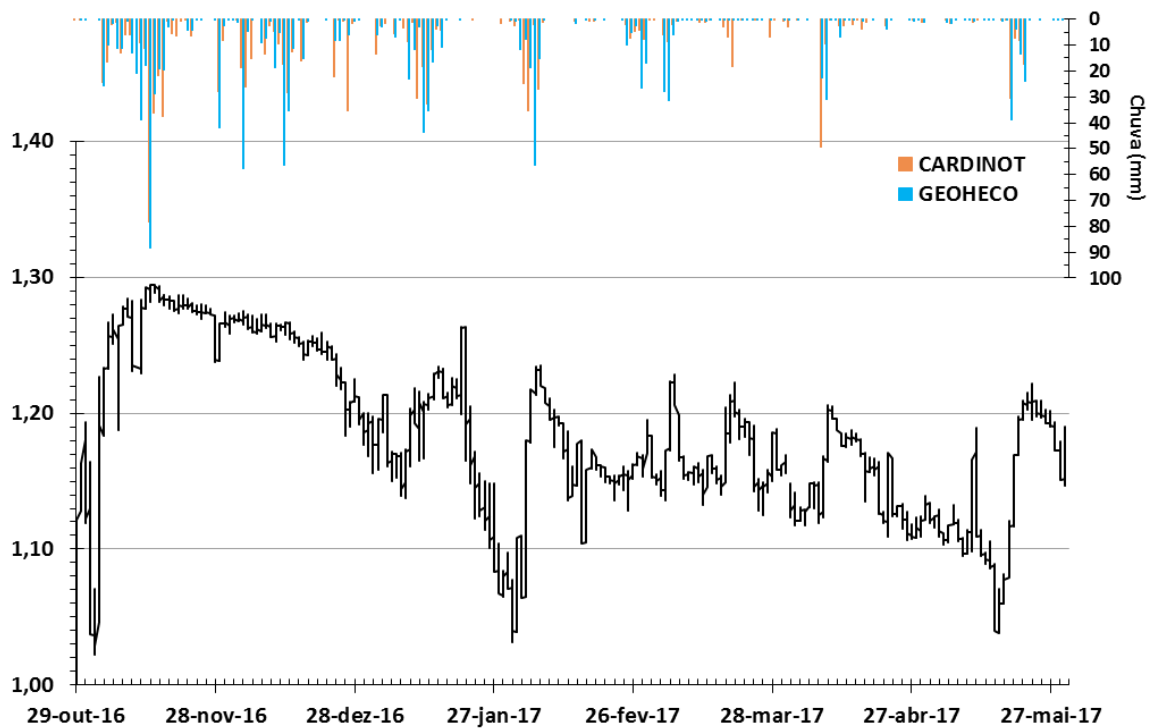


Figura 57: Carga de pressão para a série monitorada em PZ01.

Nos primeiros dias de monitoramento o aquífero fissural sofreu recarga (Figura 58a), motivado pelas chuvas registradas na primeira quinzena de novembro (Figura 58b), saindo de 1,02 m no fim de outubro (precisamente entre os dias 29 e 30) para 1,30 m aproximadamente (mantendo esta carga de 12 a 17 de novembro), como observado na.

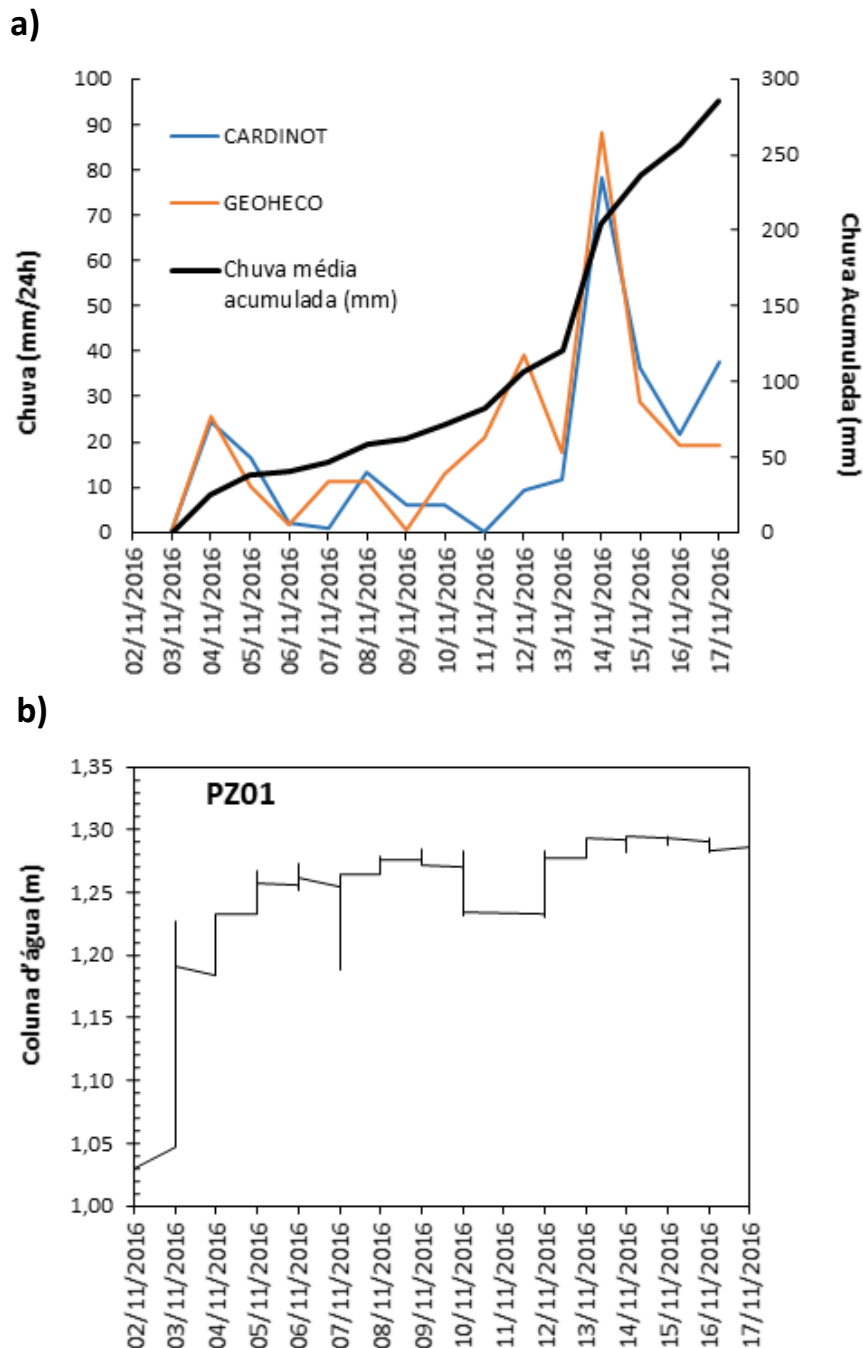


Figura 58: Recarga do aquífero referente a chuvas acumuladas. Chuvas diárias e acumuladas para o período de 02 a 17 de novembro (a) e a consequente recarga do aquífero, atingindo o pico de recarga em 14 e 15 de novembro de 2016 (b).

O nível d'água em 1,30 m foi o maior registrado ao longo da pesquisa. Esta carga do aquífero está diretamente relacionada aos 285 mm de chuvas acumuladas entre os dias 03 e 17/11, impulsionados pelo maior evento ocorrido no dia 14 de novembro (média de 80 mm em 24h registrado pelas estações). Estas chuvas foram capazes de elevar 28 cm do nível de água de PZ01 em um período de 13 dias, mantendo a coluna d'água no piezômetro acima de 1,20 m por aproximadamente dois meses, novembro e

dezembro (Figura 58). Após esta recarga, o aquífero tende, de maneira geral, a um movimento de descarga, não atingindo mais a carga de pressão máxima citada para novembro.

Nas Montanhas Costeiras da Colúmbia Britânica, a camada de rocha fortemente fraturada, subjacente ao solo, recebe um sistema de fraturas que atuam como eficientes condutores hidrológicos, drenando água do sistema da encosta para o canal (Laudon e Slaymaker, 1997). O mesmo comportamento também foi observado por Montgomery et al. (2002) ao monitorar um vale não canalizado no sudoeste do Oregon. A cicatriz analisada demonstrou o mesmo predomínio do comportamento de drenagem observado tanto por Laudon e Slaymaker (1997) quanto por Montgomery et al. (2002), embora o testemunho de SR01 tenha sido classificado como medianamente fraturado.

Em meio a tendência de descarga, observa-se, no entanto, que pulsos de recarga deste aquífero estão associados com os eventos de chuvas entre 20 e 40 mm. Na Figura 59, a linha tracejada em azul, fixada em 20 mm reforça que as chuvas superiores a este volume estão diretamente relacionadas à interrupção da descarga do aquífero, representado por pequenos pulsos de recarga d'água, sugerindo um limiar. As recargas respondem, de maneira geral, entre 12h e 24h em relação ao término do evento pluviométrico.

Já os períodos 12-22/01, 05-11/02, 18-23/03, 07-12/04, 17-27/05 (destacados por retângulos em preto na Figura 59), estão relacionados a acumulados de chuvas superiores a 50 mm, podendo atingir até mais de 100 mm. Quando os eventos pluviométricos cessam, rapidamente a carga de pressão volta a decair. Períodos de estiagem ou chuvas menores que 5 mm, como observado, principalmente, nos períodos 22/01 - 03/02; 07 - 28/02; 08 - 18/03; 25 - 10/05 refletem essa rápida tendência à descarga no aquífero (representados por setas tracejadas; Figura 59). Estes comportamentos são melhor visualizados nas análises mensais.

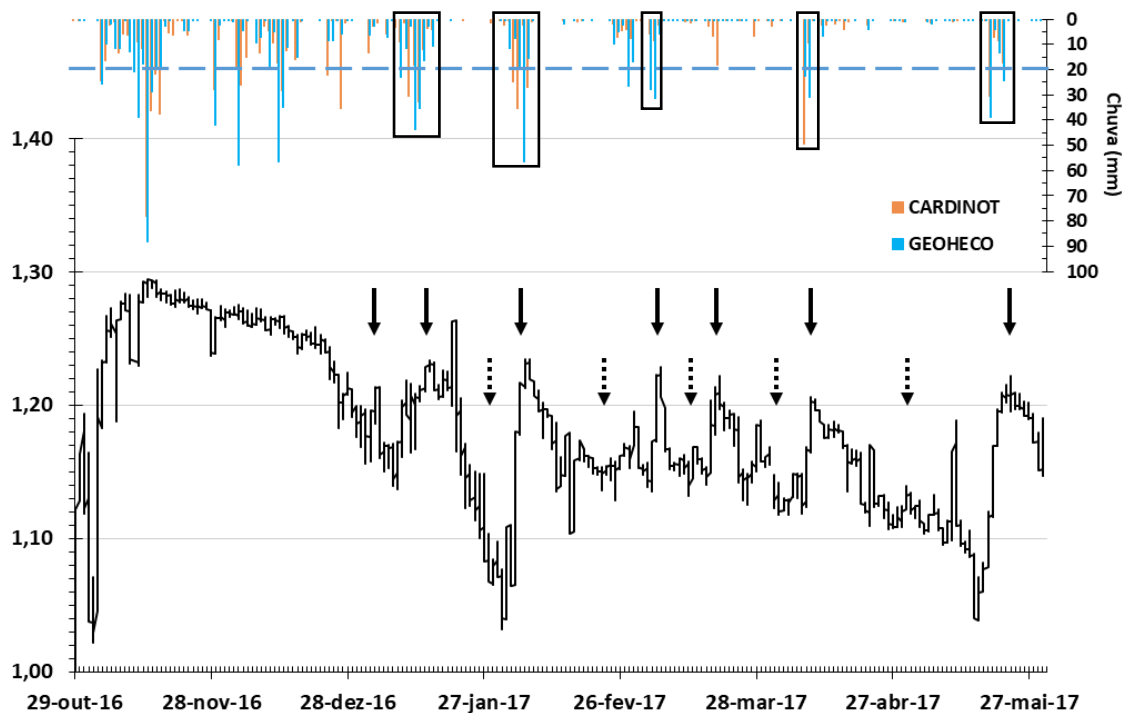


Figura 59: Carga de pressão para a série monitorada em PZ01. A linha tracejada em azul representa o limiar de chuvas de 20 mm. As setas cheias apontam para as recargas de gradiente piezométrico quando de eventos (ou conjunto de eventos) superiores a 20 mm. As setas pontilhadas apontam para as descargas de gradiente piezométrico em período de estiagem ou eventos inferiores a 5 mm. Os retângulos em preto destacam os períodos de chuvas em que os acumulados superam os 50 mm, ou mais que 100 mm e que representam grandes pulsos de recarga no aquífero.

Os registros de cargas de pressão sem correspondência direta com as chuvas, como observado em 21/01, 23/04 e 11/05, são explicadas mais uma vez pela heterogeneidade da circulação de água dos sistemas de fraturas e ainda pela baixa condutividade hidráulica ou a possibilidade de diferenças de condutividade hidráulica na rocha, fazendo com que a carga de pressão da água não responda linearmente aos eventos de chuvas. A existência de diferentes condutividades hidráulicas que as fraturas podem apresentar foram sugeridas por Montgomery et al. (2002). Esta característica influencia a concentração de fluxos em subsuperfície na interface solo-rocha em áreas específicas e associadas a alta condutividade, criando zonas espacialmente variáveis de instabilidade em uma mesma encosta. Analisando uma bacia de primeira ordem não canalizada no estado do Oregon, EUA, os autores observaram que o maciço rochoso se caracterizava por ser mal condutor de água, mas possuía poucas zonas de alta condutividade, além disso, que a condutividade na rocha não estava diretamente relacionada com a profundidade.

As sondagens executadas na presente pesquisa não ultrapassaram 6 metros de profundidade, o que pode ser considerado raso para que a resposta piezométrica e a água encontrada nos poços estejam conectadas a aquíferos profundos. No entanto, é possível afirmar ser uma profundidade suficiente para detectar a variação de carga piezométrica e possível exfiltração no contato solo-rocha, já que as análises de GPR verificaram o confinamento de aquíferos nos primeiros quatro metros abaixo da superfície. Alguns experimentos em rochas fraturadas registraram exfiltração da água no solo apenas em poços instalados na baixa encosta, com até 2 m de profundidade abaixo do colúvio ou saprolito (Brönnimann *et al.*, 2013; Montgomery *et al.*, 2002), podendo chegar a 4 m de profundidade na rocha (Gabrielli *et al.*, 2012).

#### 5.3.2.2 Carga hidráulica total: descrição da série por meses de monitoramento

Os dados referentes às cargas totais foram descritos em escala de detalhe temporal (mês a mês) e a carga de pressão analisada por eventos de chuvas, a fim de detalhar comportamentos limiares quanto à intensidade de chuvas. Ainda, qual o tempo de resposta (horas ou dias) das recargas e descargas de gradientes piezométricos em relação aos eventos pluviométricos. Os dados para PZ01 e PZ02 serão apresentados a partir de 01/11/2017, já que o aquífero passa a responder, quanto à sua recarga, de maneira significativa após as chuvas da primeira quinzena deste mês.

- **Análise das cargas de pressão em Novembro/16**

No mês de novembro, PZ01 esteve com carga total mínima (cota altimétrica) em 1308,96 m e máxima de 1309,23 m, atingindo o máximo de 1,29 m em coluna d'água, como relacionado anteriormente (Figura 60).

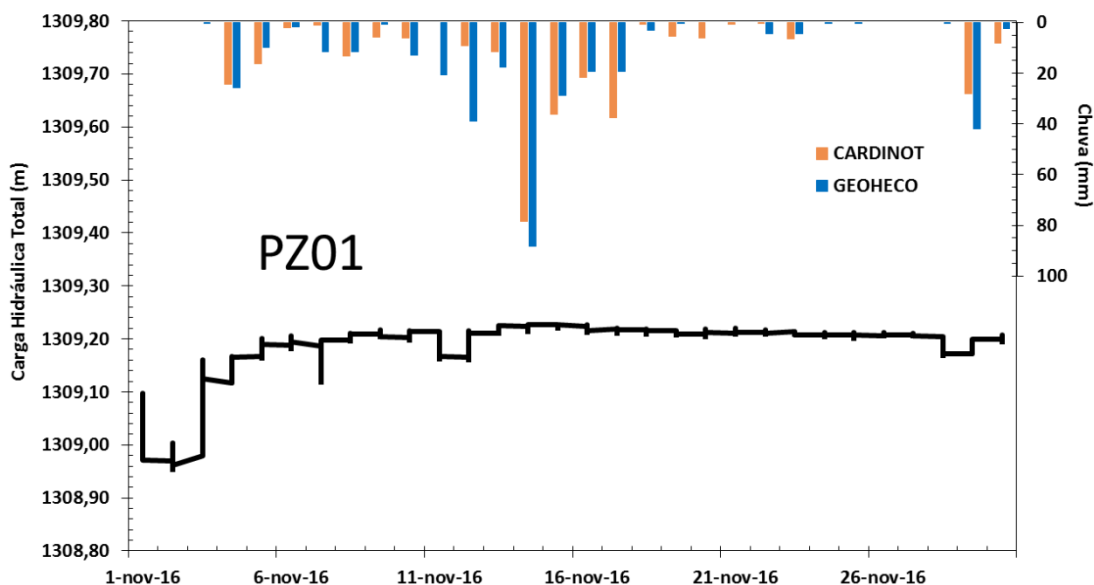


Figura 60: Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 em relação as chuvas (mm) no mês de novembro.

As recargas nos dias 12/11 e 29/11 estão relacionadas a acumulados de chuvas de 40 mm. Em 29/11, a recarga ocorreu apenas 1h após acumulado de 42 mm no mesmo dia. Esta resposta rápida está associada ao período de chuvas antecedentes e à baixa condutividade das fraturas, retardando o rebaixamento da água no aquífero.

A partir do dia 4/11, foi possível observar leve recarga do gradiente piezométrico. Esta recarga também está associada às chuvas da primeira quinzena de novembro, acumulado de 285 mm de chuvas entre os dias 03/11 e 17/11. A carga total em PZ01 atingiu cota máxima, 1312,40 m, no dia 14/11, em que foram registradas as maiores chuvas para todo período monitorado, média de 80 mm nas estações.

PZ02, mesmo com os acumulados observados em novembro, apresentou comportamento mais estático, atingindo carga total mínima de 1312,37 m e máxima de 1312,40 m, com carga de pressão entre 0,21 e máxima de 0,24 cm, variando em 0,03 cm (Figura 61). De maneira geral, podemos observar que a baixa variação em PZ02 pode sugerir certo isolamento de outras fraturas que compõe o sistema e uma não conexão com a fratura que drenam água para PZ01.

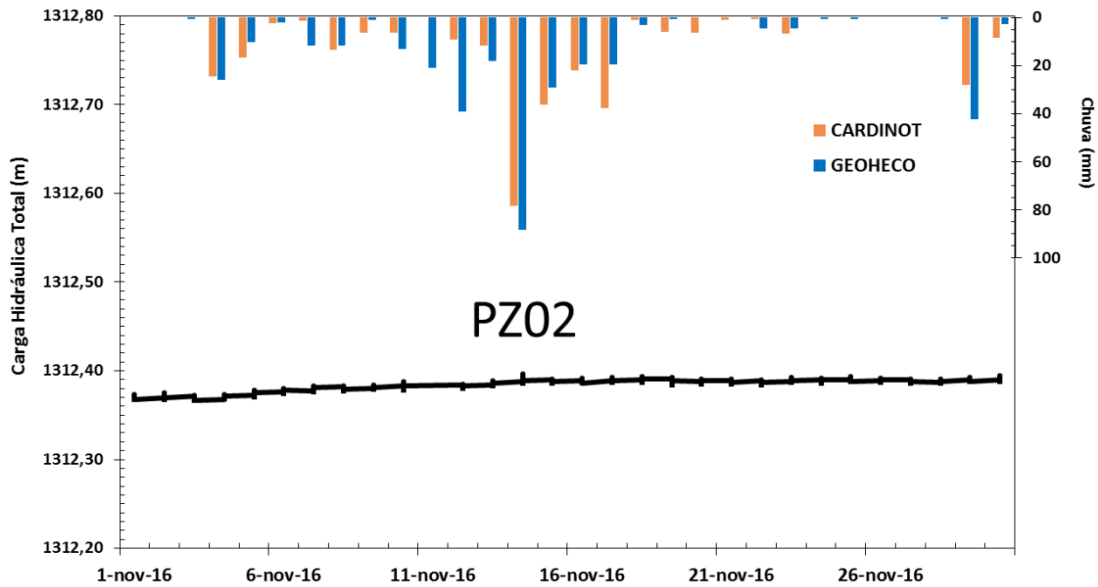


Figura 61: Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ02 em relação as chuvas (mm) no mês de novembro.

- **Análise das cargas de pressão em Dezembro/16**

No mês de dezembro, PZ01 teve como carga total mínima 1309,10 m, 0,14 m a mais que em novembro (Figura 62). Essa diferença refere-se ao aumento do nível do aquífero com as chuvas no mês de novembro. Já a carga máxima atingiu 1309,21 m, ou seja, variação de 0,11 cm na carga de pressão ao longo do mês. A carga de pressão em dezembro atingiu o máximo de 1,28 m em coluna d'água, ou seja, mantendo o comportamento do registrado no mês anterior.



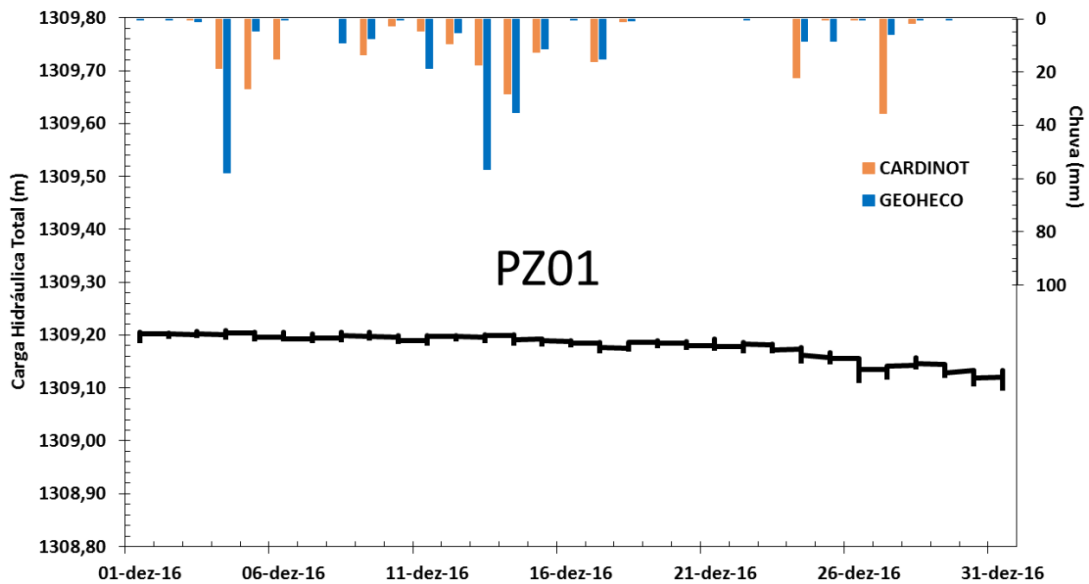


Figura 62: Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 em relação as chuvas (mm) no mês de dezembro.

A carga de pressão em PZ01 continuou a responder aos eventos de chuvas. Para tal, podemos dividir o comportamento do gráfico em dois momentos: do dia 01/12 a 14/12 e a partir do dia 15/12. No primeiro momento, a carga de pressão variou menos, com valores de 1,26 m a 1,28 m. Neste período, as descargas se associaram à ausência de chuvas ou a chuvas acumuladas inferiores a 10 mm. Os registros de carga de pressão de 1,28m relacionam-se diretamente e rapidamente aos dois dias que superaram os 55 mm de chuvas (04/12 e 13/12). A recarga de gradiente piezométrico respondeu 3h depois dos eventos pluviométricos de maior intensidade iniciarem, sugerindo que após os acumulados em novembro e após a elevação do nível d'água do aquífero, um maior número de fraturas tende a estarem saturadas. Assim, chuvas mais intensas são responsáveis por respostas piezométricas mais rápidas.

A partir do dia 15/12 as descargas na piezometria começam a ficar mais evidentes. No dia 27/12 duas estações registraram chuvas de 25 mm e 35,5 mm (aproximadamente), sendo estes eventos responsáveis por rápida e curta recarga, logo acompanhada de retomada na drenagem do aquífero.

Em PZ02, a carga total mínima de 1312,39 m e máxima de 1312,40 m garantiu a variação de apenas 0,01 cm. De maneira geral, o comportamento em PZ02 para o mês em análise não se distinguiu do anterior, reforçando sua tendência à mínima resposta aos eventos de chuvas na região (Figura 63).

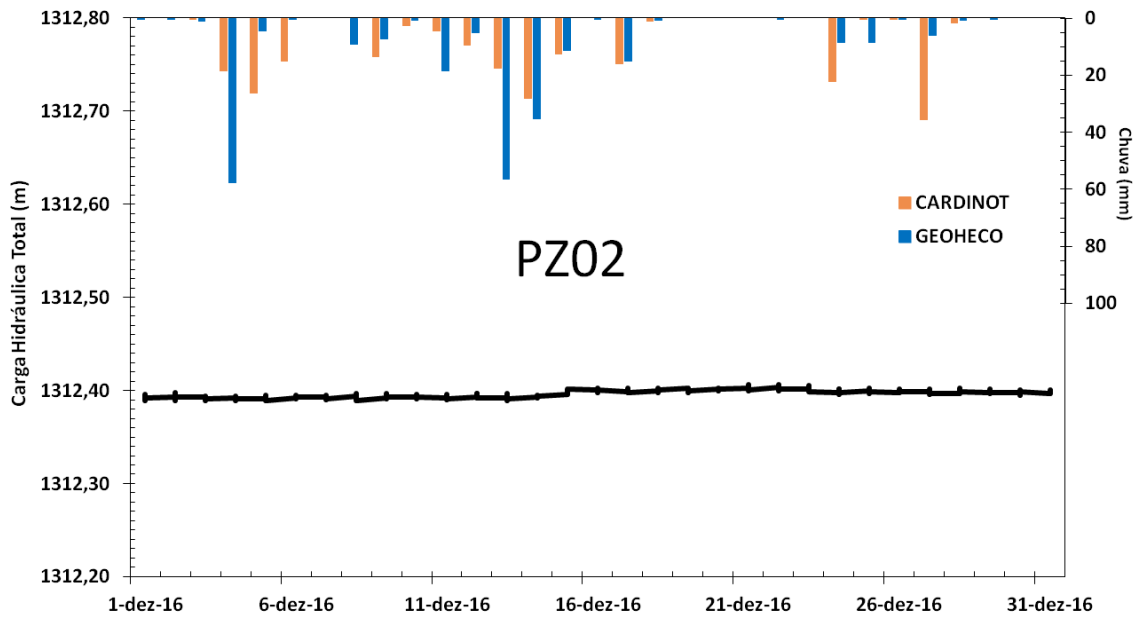


Figura 63: Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ02 em relação as chuvas (mm) no mês de dezembro.

- **Análise das cargas de pressão em Janeiro/17**

Assim como em novembro e dezembro, PZ02 em janeiro segue o mesmo comportamento, adquirindo comportamento hidrostático (Figura 64).

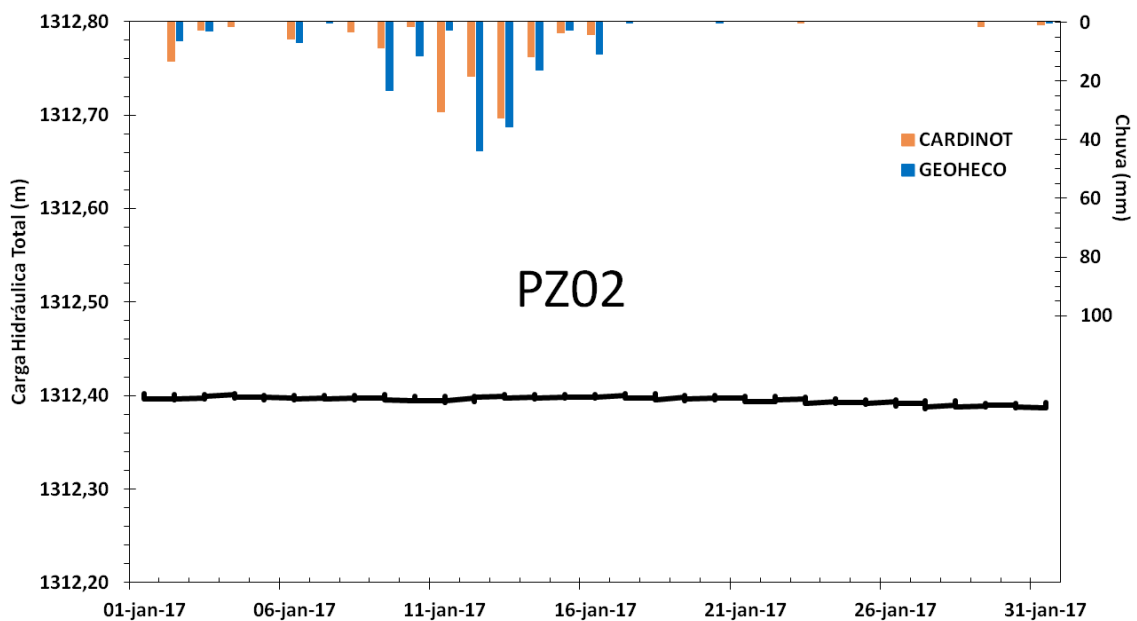


Figura 64: Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ02 em relação as chuvas (mm) no mês de janeiro.

Já PZ01 volta a registrar carga total mínima de 1308,96 m (como em novembro) e máxima de 1309,20 m no período relacionado, tendo variação de 0,24 m na carga de pressão (Figura 65).

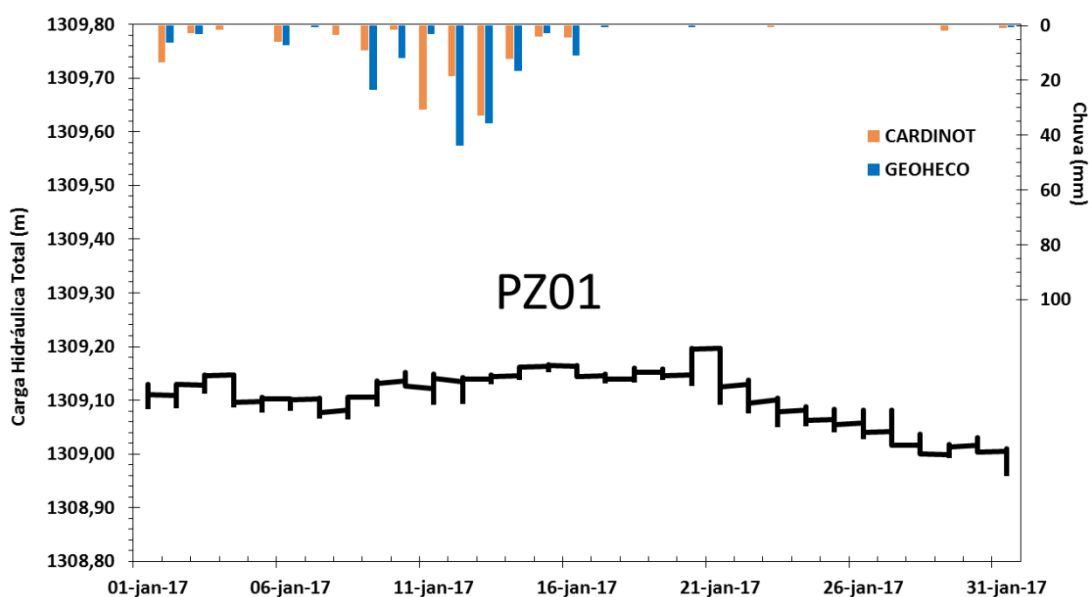


Figura 65: Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 em relação às chuvas (mm) no mês de janeiro.

Até o dia 16/01, destaca-se o comportamento oscilatório da resposta piezométrica, sendo interrompido no dia 21/12 por uma súbita recarga sem, a princípio, correspondência direta com as estações pluviométricas. É possível que este pico de recarga, que respondeu com 5 dias de atraso, esteja relacionado ao acumulado médio de chuvas nas estações, que registraram 129 mm entre 09/01 e 16/01. Este acumulado foi responsável ainda por manter uma curva de recarga no aquífero por aproximadamente 10 dias (12 a 22/01) até voltar a decair. O atraso da resposta piezométrica em relação às chuvas comprova a capacidade e a heterogeneidade das fraturas monitoradas de conduzirem hidrológicamente os fluxos de água da área de contribuição para a baixa encosta, desde que tenha sido registrado chuvas antecedentes capazes de recarregarem ou manterem a água no sistema. Outro componente a ser ressaltado se refere à eficiência que uma única fratura pode representar na condução de fluxos d'água ao invés de uma maior densidade de fraturas com pouca ou nenhuma percolação (Avelar e Coelho Netto, 1992).

Entre os dias 22 e 31/01, é predominante movimento de descarga do aquífero associado ao período de estiagem iniciado no dia 17/01, se estendendo até o fim do mês.

- **Análise das cargas de pressão em Fevereiro/17**

No 9º dia do mês de fevereiro foi realizada campanha de campo verificando que PZ02 mantinha o comportamento hidrostático e desconexo das respostas em PZ01 (Figura 66). Sendo assim, o sensor foi realocado para MN01, dando início ao monitoramento na mesma data.

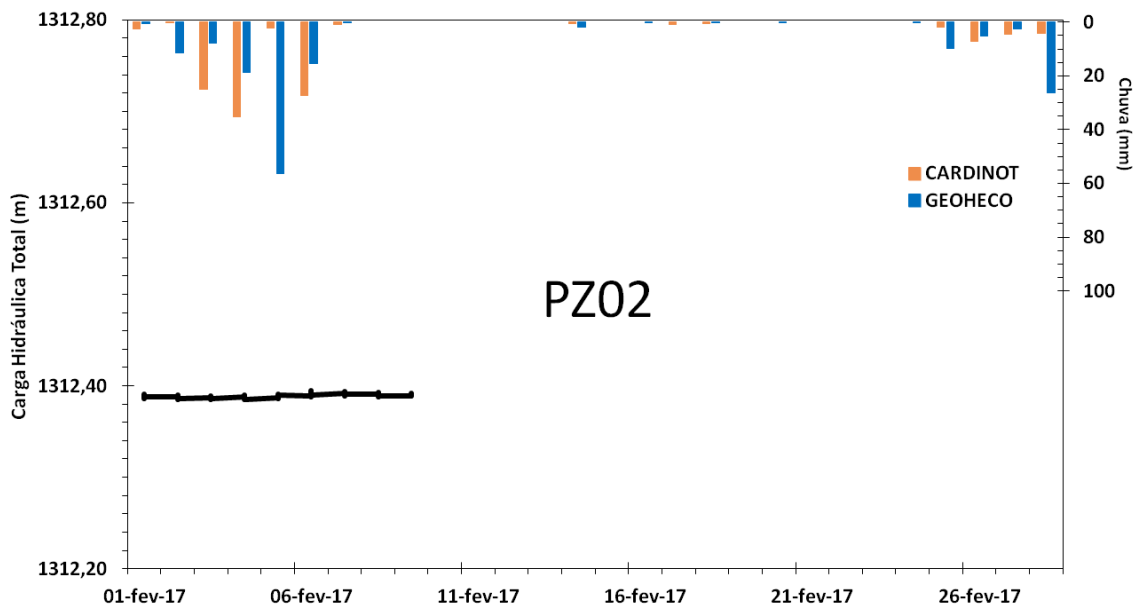


Figura 66: Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ02 em relação às chuvas (mm) no mês de fevereiro.

Observa-se que a resposta dos gradientes piezométricos em MN01 possuem o mesmo comportamento que em PZ01 (Figura 67), o que confirma a consistência dos dados mensurados, já que ambos são instalados em SR01. Suas recargas e descargas na piezometria são coincidentes, variando apenas na carga total, já que os mesmos estão instalados em cotas distintas. É relevante lembrar que MN01 e PZ01 se distinguem quanto ao método de confecção. Este possui perfurações apenas nos primeiros 40 cm de sua extensão e/ou ponteira, e tem intuito de registrar a carga de pressão em um ponto específico. Aquele, possui perfurações ao longo de todo seu comprimento, a fim de captar possíveis entradas de água conduzidas por fraturas que porventura se distribuem ao longo de sua seção. A água que percola e altera as cargas de pressão, tanto em PZ01 quanto em MN01, revelam que estão sendo drenados pelas mesmas fraturas sub

verticais, identificadas nos testemunhos e no croqui, especificamente na 6ª e 7ª manobra, dos testemunhos de SR01 (Figura 45, supracit.)

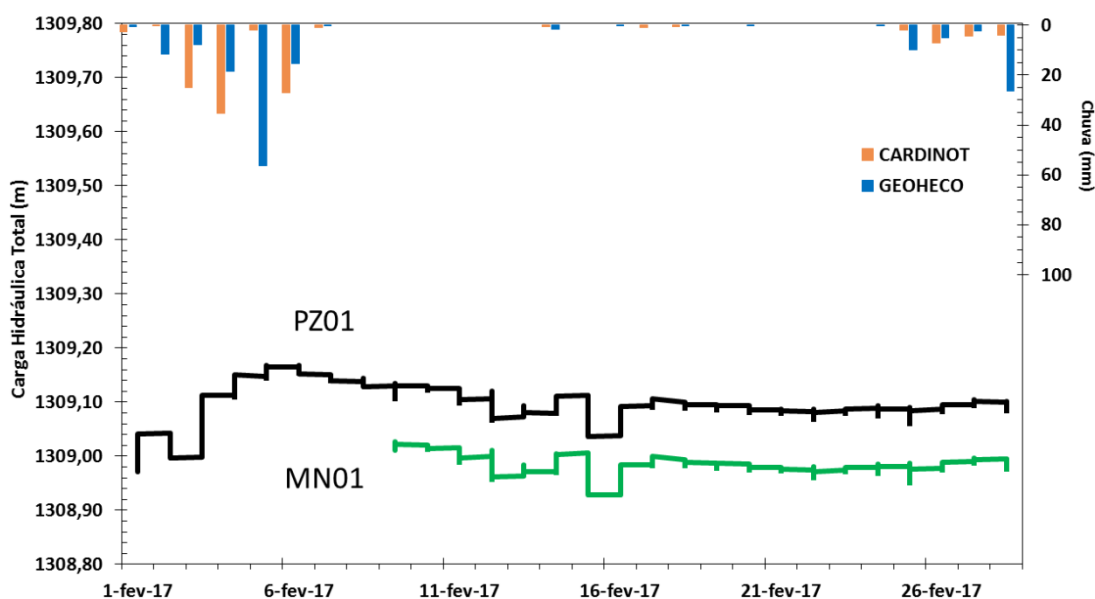


Figura 67: Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 e MN01 em relação às chuvas (mm) no mês de fevereiro.

Quanto a carga de pressão de PZ01, entre os dias 02 e 07 de fevereiro foram registrados acumulado médio de 100 mm de chuvas. A piezometria respondeu a esse evento mantendo a recarga entre os dias 04 a 07 do mês. Diferentemente de janeiro, em que 129 mm elevaram o aquífero por 10 dias, o comportamento de fevereiro foi mais restrito devido a sequência de aproximadamente 15 dias sem chuvas (17/01 a 01/02), predominando a saída de água do sistema. A partir do dia 07/02, outra estiagem acentua o processo de drenagem no sistema. O dia 29/02 interrompe a descarga respondendo a um evento de mais de 20 mm.

- **Análise das cargas de pressão em Março/17**

O mês de março é marcado por duas recargas na piezometria diretamente relacionados com acumulados de chuvas e com tempo de resposta de 12h à 48h. A

primeira recarga está associada a um acumulado de 58 mm em 48h (05 e 06/03). Apenas a estação Geoheco registrou tais volumes de chuvas, o que não impediu, no entanto, a variação da carga de pressão e recarga do gradiente piezométrico, tanto para PZ01 quanto MN01.

Uma segunda recarga, menor do que a primeira descrita, é observada no período de 19 e 20/03, sendo que a estação Cardinot registrou 19 mm de chuva apenas em 20/03, não podendo associar diretamente a este evento de chuvas. Sugere-se que esta resposta, em PZ01 e MN01, está condicionada à água que flui hidrologicamente pelas fraturas na rocha, interferindo na resposta piezométrica de maneira não linear, já que a partir do dia 08/03 as chuvas findam ou são registrados volumes inferiores a 20 mm e, mesmo assim, ainda existem oscilações entre cargas e descargas no nível d'água. A série completa para o mês é verificada na Figura 68.

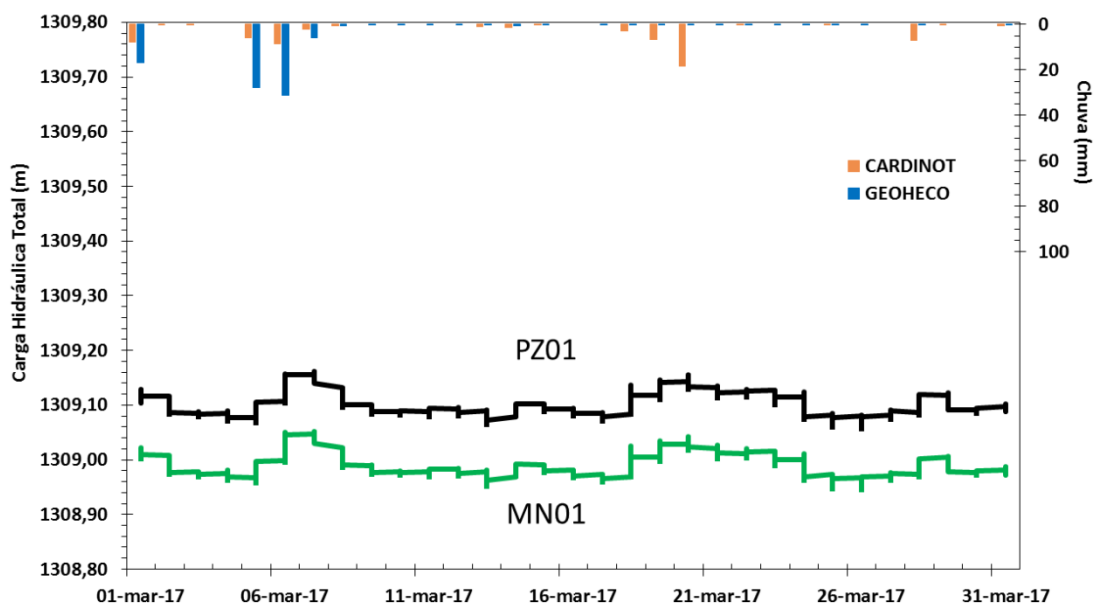


Figura 68: Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 e MN01 em relação as chuvas (mm) no mês de março.

- **Análise das cargas de pressão em Abril/17**

Em abril, a carga de pressão inicia o mês com saída de água do sistema, refletindo a falta de chuvas desde 29/03. O primeiro evento significativo foi registrado

em 08/04 (estação Cardinot), 48 mm. No dia seguinte, também houve precipitação, registrada com variações entre as estações pluviométricas, sendo 30 mm de chuvas em Geoheco e 10 mm em Cardinot. Em média, este evento acumulou 60 mm em 48h. Em resposta, houve recargas mais significativas no gradiente piezométrico em PZ01 e MN01 entre os dias 09 e 11/04 (Figura 69). Este volume de chuvas sustentou a curva de recarga por quase 3 dias e, a partir do dia 13/04, volta a predominar a drenagem de água do sistema de fraturas monitorado. Destaca-se a súbita recarga em 23/04 sem mais uma correlação direta com eventos significativos de chuvas (menos de 4 mm).

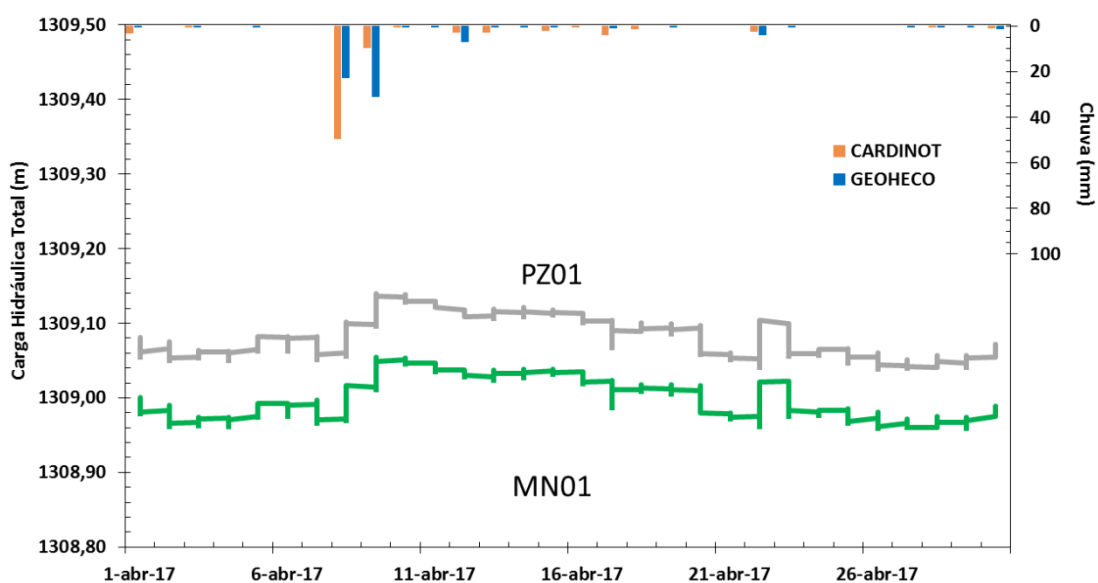


Figura 69: Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 e MN01 em relação as chuvas (mm) no mês de abril.

- **Análise das cargas de pressão em Maio/17**

As respostas em PZ01 e MN01 para o último mês de monitoramento podem ser verificadas na Figura 70.

De 10/04 a 19/05, não foram registrados eventos de chuvas superiores a 5 mm. Esta estiagem vem refletindo no predomínio da descarga na piezometria desde 11/04. Chuvas entre 10 e 40 mm se concentraram no período de 19 a 22 de maio. No mesmo período, acompanha-se uma ascendência na coluna d'água. O processo de recarga perdurou por aproximadamente 6 dias (19 a 24/05). No dia 16/05, antecedendo as chuvas, a menor carga total registrada em PZ01 foi de 1308,97 m. Após as chuvas, a

carga em PZ01 passou para 1309,15, sendo a maior para o mês. Neste período, a coluna d'água ganhou 18 cm de carga. MN01 continua apresentando resposta similar ao encontrado em PZ01, lembrando que sua altura em coluna d'água é menor do que a registrada em PZ01, indicando que os fluxos de água se dão em movimento ascendente, já que MN01 está instalado em menor profundidade.

No dia 30/05 encerraram-se as leituras, justificado pela entrada no período seco de acordo com as análises históricas das chuvas na região. Nos últimos 5 dias do mês, também é possível notar tendência de descarga no gradiente piezométrico.

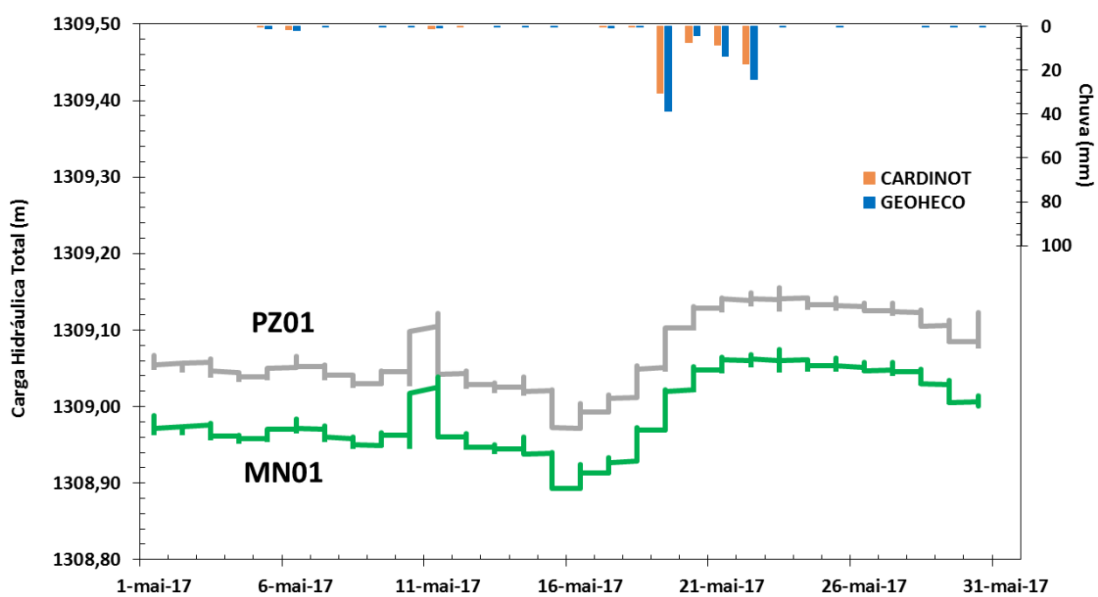


Figura 70: Representação em detalhe para a carga hidráulica total em PZ01 e MN01 em relação as chuvas (mm) no mês de maio.

O mês de maio traz mais uma vez registro de pico na carga de pressão sem estar diretamente vinculado a um evento de chuva específico. Assim como em 11/05, este comportamento vem sendo retratado em todos os meses de monitoramento e merece uma abordagem mais detalhada. Nos dias 22/01, 15/02, 15/03, 23/04 e 11/05, especificamente, foram observadas recargas sem associação direta com eventos de chuvas. Este comportamento foge do padrão encontrado para as outras leituras ao longo do monitoramento, já que estariam refletindo a entrada de água no sistema em períodos de estiagem. Uma explicação seria atribuída à recarga no piezômetro e ao medidor de nível d'água através da conexão de fraturas que, por possuírem condutividade hidráulica muito baixa, continuam transmitindo e injetando água pelo sistema mesmo após as chuvas cessarem.



- **Análise comparativa das cargas de pressão máximas e mínimas nos meses monitorados**

A carga de pressão em SR01 (PZ01 e MN01) e SR02 (PZ02) foram plotadas quanto aos seus registros máximos e mínimos por mês de monitoramento. O gráfico mostrado na Figura 71 aponta algumas tendências de comportamento das variações das cargas de pressão.

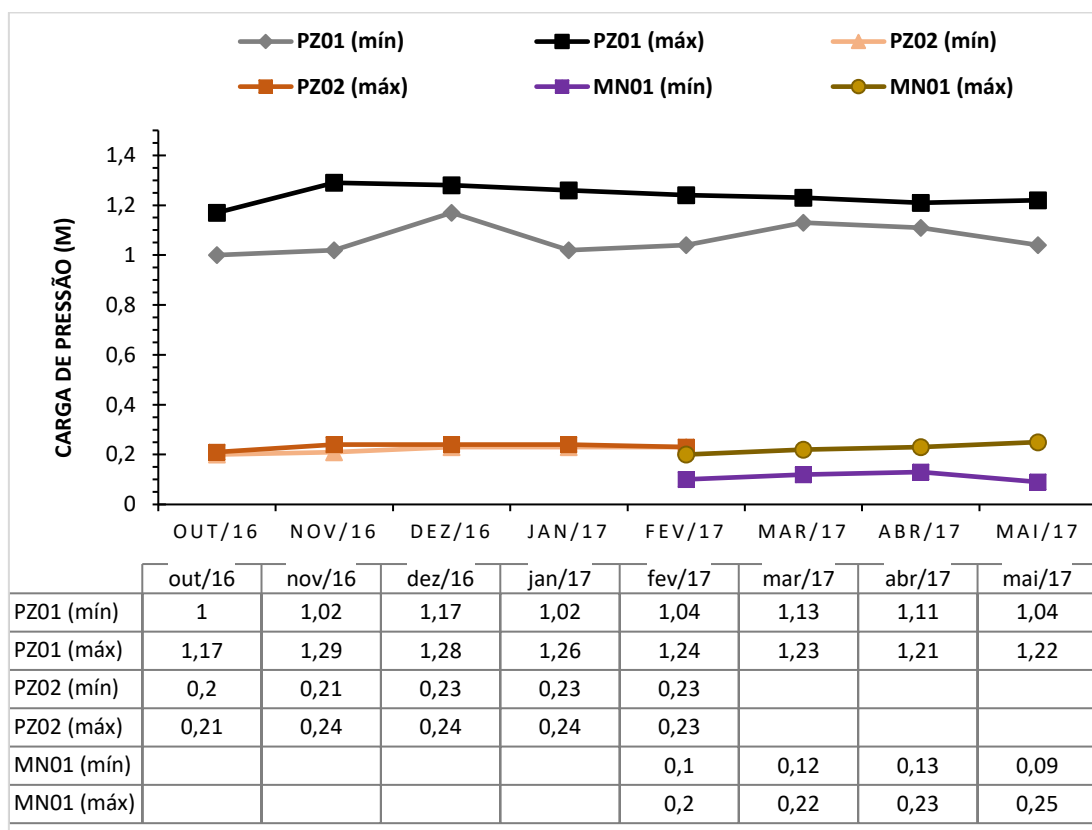


Figura 71: Valores das cargas de pressão máximas e mínimas para os meses monitorados.

Em PZ02, as cargas de pressão mínimas e máximas foram as que mostraram menores oscilações ao longo do período monitorado. Observou-se que a partir do mês de dezembro ambas apresentam comportamento quase hidrostático, indicando isolamento do aquífero fissural.

Em PZ01, as cargas máximas apresentaram certa linearidade, não ultrapassando 1,29 m (no mês de novembro), sugerindo que as chuvas não foram suficientes para elevar o nível do aquífero, ou que existe percolação de água por fraturas quando a mesma atinge a determinada altura em coluna d'água. De acordo com a análise de testemunhos em SR01, entre 415 a 595 cm do testemunho foram identificadas pelo menos 10 fraturas, as quais verticais e subverticais, reforçando a possibilidade de estarem drenando a água, impedindo que atinja maiores altitudes no piezômetro.

O comportamento da carga de pressão em PZ01 sugere que as chuvas de novembro elevaram o nível do aquífero, sustentando a menor variação entre carga piezométrica máxima e mínima no mês de dezembro. Em dezembro, a carga total mínima esteve 0,15 m a mais que em novembro. Essa diferença refere-se ao aumento do nível do aquífero com as chuvas no mês de novembro. Já a carga total máxima começa a cair, reforçando o comportamento de descarga do aquífero fissural. O sustento de uma carga de pressão mínima em 1,17 m ao longo do mês de dezembro poderia estar relacionado também a baixa condutividade hidráulica da rocha fraturada, levando pouco mais de 1 mês para que as cargas de pressão comecem a decair. Ademais, dois eventos com mais de 60 mm (24h) foram registrados em dezembro, contribuindo para manutenção do aquífero.

Em janeiro, a carga mínima, 1,02 m, foi registrada no último dia do mês. Essa descarga e eventual rebaixamento do nível d'água se estendeu até o primeiro dia do mês de fevereiro. Um evento pluviométrico de 57 mm ocorrido em 30 de janeiro contribuiu para elevar a carga de pressão mínima no mês de fevereiro e março. No entanto, não foi suficiente para recarregar o aquífero e impedir a tendência de rebaixamento do nível d'água que seguirá até o fim do período de monitoramento abrangido na pesquisa.

Em MN01, a carga máxima apresenta comportamento de recarga nos meses de fevereiro a maio, diferente do comportamento de PZ01. Essa diferença pode indicar que, mesmo estando no mesmo sistema (SR01), MN01 está recebendo filetes de água drenadas por fraturas que estão acima da camada de isolamento do aquífero monitorado por PZ01.

#### 5.4 MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL

Os poços instalados na cicatriz de deslizamento foram perfurados em um sistema de fraturas rasas na rocha, o que pode contribuir para que a resposta piezométrica em relação às chuvas na encosta seja diferente do comportamento do lençol freático regional. Apesar disso, a litologia da área de estudo é a segunda mais representativa na bacia do Córrego Dantas e as orientações das fraturas na cicatriz coincidem com a de toda a bacia, ou seja, com eixo longitudinal de rumo SW-NE, equivalendo ao *strike* das fraturas que mergulham para SE (Avelar et al., 2016). Isto permite inferir que a encosta estudada é representativa para toda a bacia. Portanto, a rápida resposta na carga de pressão da água em fraturas na rocha e subseqüentes processos de exfiltração provavelmente ocorrem em outras áreas na bacia do Córrego Dantas e, assim como na cicatriz analisada, podem ter influenciado o desencadeamento de deslizamentos superficiais na maioria das encostas da região. Por exemplo, observou-se outro ponto de exfiltração de água por fraturas à nordeste da cicatriz analisada, sem, no entanto, estar associada com deslizamentos.

Estes pontos de exfiltração em maciços rochosos associados a fraturas saturadas não é um caso isolado da bacia do Córrego Dantas, tampouco da região serrana do Rio de Janeiro. Além da encosta analisada, um estudo geológico-geotécnico de detalhe na BR-116/RJ (km 90) foi realizado por Ehrlich (2011) e Avelar e Costa (2009) para investigar os condicionantes físicos do histórico registro de queda de blocos na estrada. Os resultados revelaram surgências de água decorrentes das fraturas da rocha, mesmo em períodos com poucas chuvas. Concluiu-se também que os problemas de instabilidade estão associados às estruturas geológicas existentes, sem participação expressiva da mineralogia dos litotipos encontrados (Avelar e Costa, 2009). Como solução para contenção das encostas no segmento avaliado da BR-116, foi proposto o rebaixamento do nível de água com instalação de drenos sub-horizontais profundos (DHP's), comumente aplicados como métodos de drenagem subterrânea (Suzuki, 2004; Musman e Soares, 2002). Com uma vazão de 2.000 L/h em um dos drenos, fica clara a existência de água subterrânea que flui através de fraturas na rocha. Os autores, no entanto, não conseguiram relacionar com muita nitidez a variação do nível d'água nas fraturas com eventos pluviométricos.

Tendo em vista os registros de exfiltração por fraturas na rocha na região, as caracterizações físicas dos solos e da investigação da geologia na região (Avelar et al., 2016; Borges, 2016; Machado, 2016; Silva, 2014), assim como das mensurações hidrológicas e a caracterização geofísica da cicatriz de deslizamento, dois modelos conceituais hidrogeológicos são propostos. O modelo hidrogeológico 1 propõe uma representação esquemática da encosta pós-ruptura, que está associado à atual condição da cicatriz. O modelo hidrogeológico 2 propõe expressar as dinâmicas hidrológicas do sistema da encosta que condicionaram sua ruptura, com base nas características geológico-geomorfológicas e nos processos hidrológicos que condicionaram o deslizamento.

Tais modelos, representados por croquis esquemáticos, partem da contribuição de sistemas de fraturas na camada rasa da rocha como determinante para instabilidade de encostas e deslizamento na Bacia do Córrego Dantas, principalmente quando de ambientes que possuam camada rasa de saprolitos (até 2 m) sobrejacentes a rochas fraturadas, podendo ser utilizados em áreas com condições similares na região serrana do Rio de Janeiro.

- Modelo 1: O primeiro modelo refere-se tanto à interpretação quanto à geologia, geofísica e hidrogeologia na encosta a partir do monitoramento executado na cicatriz de deslizamento (Figura 72). De acordo com os resultados de GPR e sondagens rotativas, a presença de água na rocha se concentra na média e baixa encosta.

O monitoramento da carga de pressão indica correlação direta da resposta do aquífero às chuvas na rocha em PZ01 e MN01 (Figura 72, localização A). De acordo com a altura em coluna d'água em PZ01 em relação à MN01, consideramos que o fluxo é ascendente, ou seja, a carga piezométrica variou de acordo com a água transmitida por fraturas saturadas, que, por sua vez, varia de acordo com a recarga ou descarga de gradiente do aquíferos fissural que alimenta PZ01 e MN01 (Figura 72, localização B). Os poços foram instalados em camada rasa da rocha (profundidade máxima de 6 m), o que torna pouco provável que a água monitorada seja de um aquífero profundo. No entanto, não se descarta a possibilidade de fraturas conduzirem águas mais profundas por fluxos ascendentes.

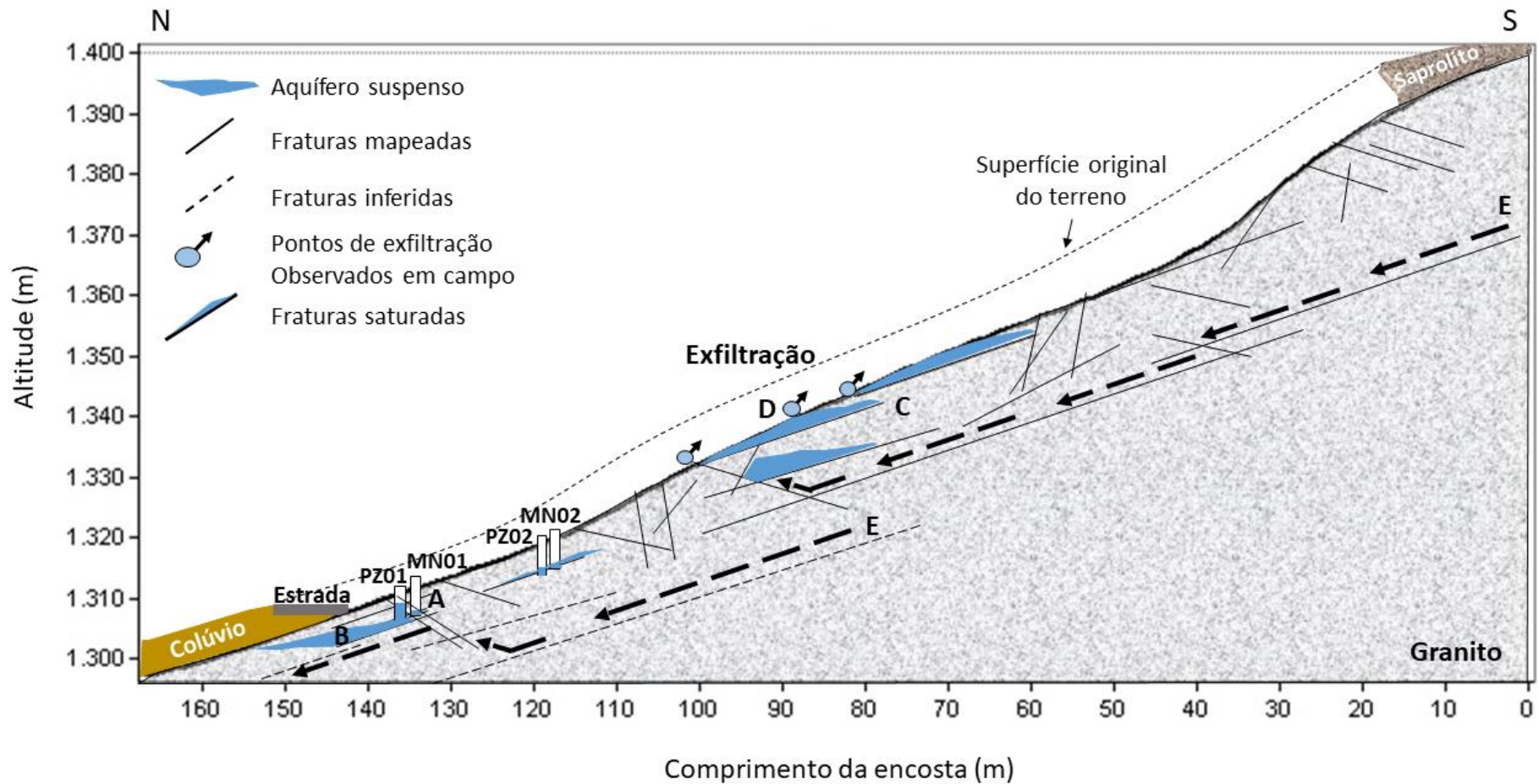


Figura 72: Modelo hidrogeológico conceitual da encosta de acordo com os resultados obtidos com presença de água detectada na média e baixa encosta. A localização A indica o monitoramento da carga de pressão em PZ01 e MN01; a localização B, o aquífero fissural que controla as respostas em PZ01 e MN01; a localização determinada por C se referem aos aquíferos fissurais suspensos identificados por GPR nos primeiros 4m de profundidade; a localização D os pontos de exfiltração identificados na cicatriz ao longo da pesquisa; e E, os possíveis caminhos da água ao fluir pela camada fraturada rasa, drenando por fraturas e para aquíferos.

As análises geofísicas e sondagens identificaram a presença de três famílias de fraturas com mergulho para SE, NE e NW, em geral sub-verticais de alto ângulo (tectônicas) e sub-horizontais (de alívio). Fraturas tectônicas sub-verticais às vezes agem como barreiras geológicas e, ao cruzarem perpendicularmente as fraturas sub-horizontais, criam descontinuidades hidrológicas na encosta. Como consequência, existe o impedimento da passagem de água nas fraturas sub-horizontais, formando aquíferos confinados em diferentes profundidades, concentrados na média e baixa encosta. Imagens confeccionadas a partir de linhas de GPR identificaram três destes aquíferos próximos à superfície (até 3 m de profundidade) (Figura 72, localização C) no terço médio da cicatriz na encosta. Estes aquíferos estão espacialmente distribuídos próximos a pontos de exfiltração identificados na cicatriz ao longo da pesquisa (Figura 72, localização D). Estes resultados permitem inferir que tanto PZ01 e MN01 quanto PZ02 e MN02 também recebem água de um aquífero suspenso.

A permeabilidade das fraturas verificada em testes de condutividade hidráulica está na ordem  $10^{-4}$  cm/s, classificada como pouco permeável, no entanto, uma ordem de grandeza acima do encontrado para saprolitos na região. Ou seja, a rápida variação no nível d'água dos aquíferos em relação às chuvas pode estar relacionado a:

- (i) O aumento da pressão da água em fraturas cria fluxos d'água ascendentes (Brönnimann et al., 2013) e conduzem a água de aquíferos mais profundos para aquíferos suspensos próximos à superfície ou;
- (ii) Como o monitoramento se dá na rocha exposta, a água deve infiltrar próximo aos divisores na cabeceira de drenagem e margens da cicatriz onde existe presença de floresta em estágio inicial de regeneração e vegetação herbácea. As raízes das árvores formam caminhos preferenciais no saprolito (camada inferior a 2 m) conduzindo a água até o contato solo-rocha.

A baixa permeabilidade associada a topografia da rocha pode criar zonas de saturação no contato solo-rocha. A água, então, percola pelos sistemas de fraturas próximas à superfície e vão conduzindo por gravidade pela camada rasa da rocha até encontrar aquíferos fissurais suspensos (Figura 72, localização E).

- Modelo 2: Este modelo hidrogeológico da encosta (Figura 73) sugere que os deslizamentos nas encostas de bacias de cabeceiras, cobertas por saprolitos rasos sobrejacentes a rochas fraturadas na região serrana do RJ, com rupturas no contato solo-

rocha, estão condicionados ao controle geológico que, através de fraturas tectônicas e de alívio, injetam água por exfiltração.

A existência de fraturas permeáveis e aquíferos suspensos, por vezes condicionados e compartimentalizados por fraturas, na camada rasa da rocha define pontos de exfiltração no contato solo-rocha (Figura 73, localização A). Esses pontos de exfiltração injetam maior volume de água no eixo principal de encostas côncavas recobertas por camadas rasas de saprolito. A convergência de água por processos de infiltração e depois por exfiltração pela fratura da rocha formam fluxos preferenciais laterais no contato solo-rocha, que, pelas condições de baixa condutividade hidráulica no saprolito (da ordem de  $10^{-5}$ , Silva, 2014), propiciam a formação de um lençol suspenso (ou artesianismo) (Figura 73, localização B). Os pontos de exfiltração se formam pela condução de água tanto em fluxos laterais como verticais (ascendentes) por fraturas, oriundos dos aquíferos suspensos para a camada de solo/manto de intemperismo sobrejacente (Figura 73, localização C). Quanto maior for a intensidade de chuvas, como o ocorrido no evento de janeiro de 2011, maior o número de aquíferos suspensos que se formam, saturam e conduzem água no contato solo-rocha (Figura 73, localização D).

Os pontos de exfiltração tendem a se concentrar na baixa e média encosta, já que a água que infiltra no saprolito e na camada fraturada da rocha são conduzidos por gravidade e, lateralmente, fluindo dos divisores para o fundo do vale. Desta maneira, a ruptura se dá na baixa encosta, remobilizando o solo à montante e blocos de rocha formados pela interseção de fraturas de alívio e tectônicas de alto ângulo, respeitando as zonas de fraquezas da rocha, intensificadas pelo intemperismo, estoque e percolação de água entre fraturas (Figura 73, localização E). A degradação por intemperismo químico é confirmada pelos limites das fraturas nos testemunhos de sondagem, formando diferentes graus de alteração e perda da qualidade da massa da rocha. O combinado destes fatores físicos na encosta analisada, junto a chuvas extremas, levou o desprendimento desses blocos paralelos à superfície, remobilizando o material sobrejacente por sobre superfícies de alívio, característica da zona de ruptura da cicatriz analisada.



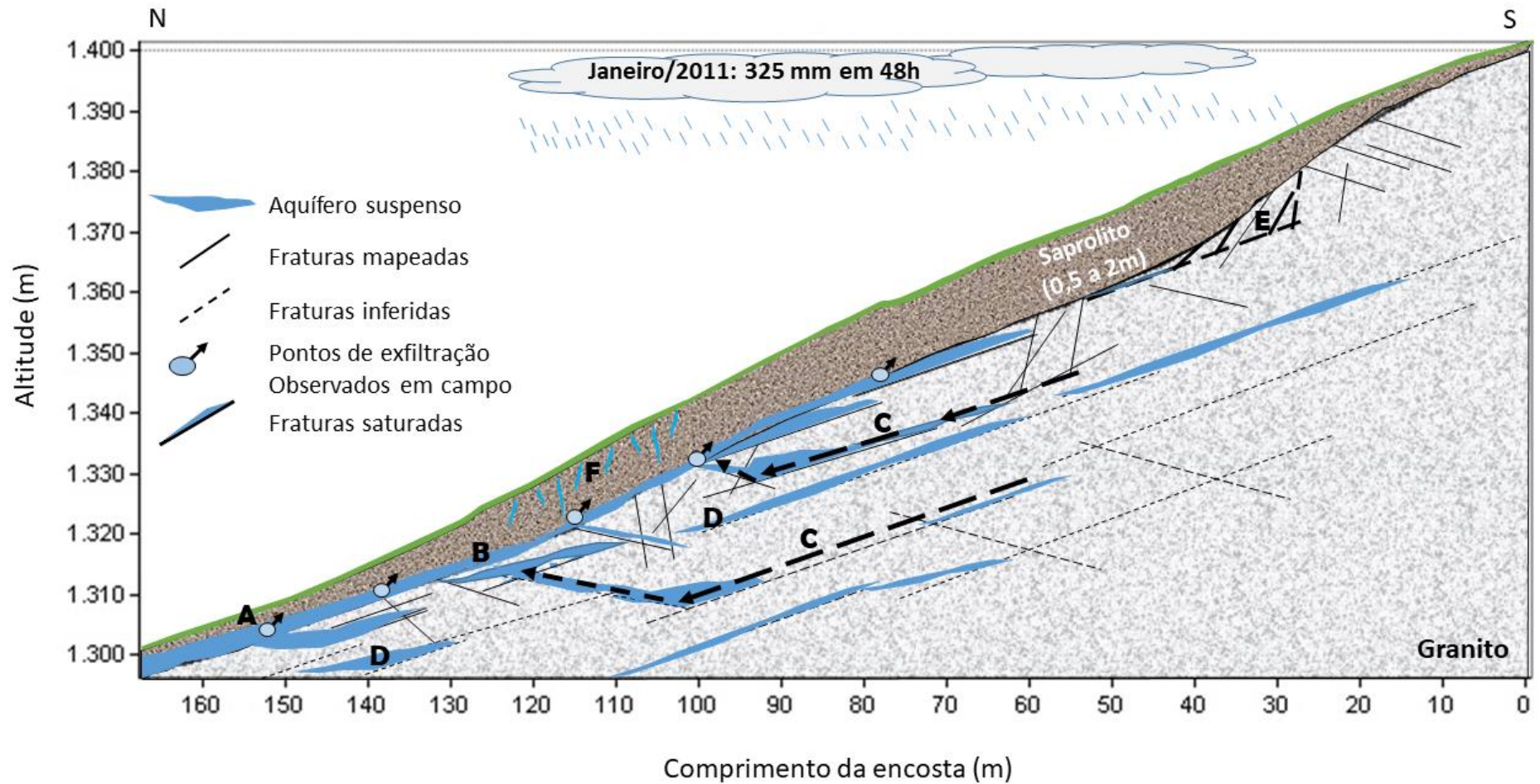


Figura 73: Modelo hidrogeológico conceitual da encosta pré-ruptura. A localização A demonstram pontos de exfiltração na interface solo-rocha; a localização B, a formação de um lençol suspenso por artesianismo; as localizações C são os fluxos laterais e verticais na camada fraturada da rocha; a localização D representa a maior formação de aquíferos fissurais suspensos com chuvas intensas; a localização E, a possível formação de blocos de rocha pela interseção de fraturas de alívio e tectônicas de alto ângulo e que se desprendem com os deslizamentos; e a localização F, a representação do processo de infiltração e formação de *pipes* e fluxos preferenciais na encosta por raízes.



No entanto, os pontos de exfiltração não podem ser determinados linearmente, pois dependem da rede de fraturas, sua conectividade e geometria (Gabrielli *et al.*, 2012), e ainda, intensidade e duração dos eventos de chuvas (Uchida *et al.*, 2002), sendo difícil especializar os pontos de surgências de água.

As fraturas não são as únicas adicionando água no lençol suspenso formado no saprolito raso e pouco permeável. As raízes das árvores ativam a formação de *pipes* e fluxos preferenciais na encosta, processo representado pela localização F na Figura 68. Na bacia do Córrego Dantas, chuvas acima de 40 mm são conduzidas por raízes que garantem com que a frente de umedecimento no solo atinja até 220 cm, mantendo o solo úmido com eventos acima de 100mm (Marques, 2016). Estas condições propiciam a diminuição da sucção e consequente aumento da instabilidade do solo.

A saturação do maior número de aquíferos fissurais suspensos e de fraturas está condicionada à:

(i) Sequência de anos tidos como úmidos, com chuvas suficientes para recarga e saturação de aquíferos profundos que, através de fraturas permeáveis, elevam a carga de pressão próximo à linha de superfície. Com eventos de chuvas extremas, a carga de pressão responde rapidamente, criando as condições necessárias para gerar muitos pontos de exfiltração da rocha para o solo;

(ii) Diferença de condutividade hidráulica entre saprolito e rocha associado a aquíferos suspensos e fraturas saturadas. Os solos saprolíticos possuem alta taxa de infiltração e sucção, principalmente quando localizados em região de floresta secundária.

As rochas fraturadas, embora também caracterizadas como pouco permeáveis, apresentaram  $k = 10^{-4}$ , superior em uma ordem de grandeza do saprolito. Esta diferença na condutividade hidráulica é contraditória, mas pouco significativa e não restringe a formação de lençóis suspensos no contato solo-rocha porque espacialmente coincidem com as porções da encosta em que os aquíferos fissurais suspensos se formam.

Os aquíferos suspensos, então, atribuiriam então um maior volume de água à camada de saprolito pouco espessa e pouco permeável, como tida na encosta analisada, através das fraturas na rocha presentes na região. Este desencadeamento de

processos foi o suficiente para criar o ambiente de alta instabilidade capaz de induzir a deflagração do movimento de massa, não só na encosta analisada, mas nas demais encostas da bacia do Córrego Dantas que compartilham dos mesmos condicionantes geológico-geomorfológicos.

## 6. CONCLUSÕES

De modo geral, foi possível entender a dinâmica de fluxos de água no sistema de fraturas na rocha da encosta analisada, localizada em uma sub-bacia de cabeceira da bacia do Córrego Dantas. O deslizamento do tipo translacional raso no contato solo-rocha expôs um amplo afloramento que apresentava pontos de exfiltração de água advinda de fraturas, confirmando a existência de percolação de fluxos d'água no substrato. Os dois poços perfurados na cicatriz do deslizamento foram suficientes para monitorar a variação de água subsuperficial em resposta aos eventos de chuvas. A hipótese da existência de um fluxo d'água nos sistemas de fraturas com alimentação de precipitações antecedentes foi confirmada através das informações piezométricas, no entanto, os fluxos monitorados nos poços não exfiltraram. Deste modo, não há evidências de que os contínuos processos de exfiltração na rocha por fraturas a montante do local em que os poços foram instalados, se repetem por toda encosta.

Quanto a estes pontos de exfiltração observados na cicatriz, precisamente na média encosta, os resultados de GPR comprovaram a existência de aquíferos fissurais suspensos próximos à superfície, em profundidades de até 4m. Estes aquíferos se formam pela eficiente permeabilidade de fraturas de alívio de tensão, que conduzem a água infiltrada em subsuperfície e, ao encontrar fraturas tectônicas de alto ângulo que funcionam como barreiras geológicas, impedem a percolação da água, criando zonas de saturação distribuídas espacialmente apenas nas porções mais fraturadas da rocha. Estas zonas de saturação, conduzidas por fraturas tectônicas e de alívio permeáveis, formam os pontos de exfiltração de água no contato solo-rocha.

A degradação por intemperismo químico ao longo das fraturas analisadas pelos testemunhos de sondagem comprova a estocagem e passagem de água em diferentes profundidades do maciço rochoso. Ainda de acordo com os resultados de GPR, muitos sistemas de fraturas foram identificados no maciço, podendo ser concluído que a geometria das fraturas de alívio, especialmente distribuídas em camadas quase paralelas à superfície, e tectônicas, em grande maioria de alto ângulo

e perpendiculares às fraturas de alívio, são propícias a formação de aquíferos descontínuos espacialmente e suspensos.

A condutividade hidráulica da camada fraturada da rocha é da ordem de  $10^{-4}$  cm/s, podendo ser caracterizada como pouco permeável. No entanto, apresenta uma ordem de grandeza superior a condutividade hidráulica saturada inferida nos saprolitos da região ( $10^{-5}$  cm/s, estudados por Silva, 2014). Aparentemente, esta diferença de *ksat* condicionaria a maior drenagem no sistema, entretanto, a comprovação de zonas saturadas na rocha próximas a superfície por GPR sugere que exista diferenças de condutividade na rocha, criando ambientes propícios a formação de artesianismo e consequente zonas instáveis na base dos solos junto ao contato com a rocha sã.

Com base nas questões formuladas para esta pesquisa, os resultados permitiram concluir que existe água nas fraturas da rocha capaz de gerar fluxos em subsuperfície. Estes fluxos foram comprovados pelas oscilações de carga e descarga do aquífero a partir dos níveis d'água em PZ01 e MN01. Já em PZ02, o comportamento quase hidrostático permite inferir que existe heterogeneidade espacial na rocha, com fraturas permeáveis e não-permeáveis, de tal forma que os aquíferos fissurais se comportam como confinados ou semi-confinados.

A água nas fraturas responde diretamente aos eventos de chuvas relativamente recentes. Além disso, de acordo com os resultados de PZ01 (durante o período de 29 de outubro de 2016 a 30 de maio de 2017) e MN01 (durante o período de 09 de fevereiro de 2017 a 30 de maio de 2017), foi possível confirmar que o aquífero sofreu recarga com as chuvas da primeira quinzena de novembro de 2016. Após cessarem os eventos de chuvas de novembro de 2016, o nível d'água começa a cair, ou seja, as fraturas drenam a água para o fundo do vale. Por outro lado, ao iniciarem novos eventos de chuvas, o processo de rebaixamento do aquífero é modificado para súbitas recargas, respondendo diretamente, mas não linearmente às chuvas. O comportamento não-linear é comprovado pelos picos de recarga no aquífero havendo dias de atraso em relação aos eventos pluviométricos.

Não foi possível estabelecer uma intensidade de chuvas limiar para que se tenha respostas ou variação do nível d'água na camada fraturada da rocha. Entende-se que este comportamento se relaciona a não linearidade das respostas do nível d'água frente aos eventos de chuvas e principalmente, ao tempo de resposta. A isso atribui-se também a complexidade da geometria das fraturas que, assim como

analisado em PZ01, podem drenar a água quando esta intercepte uma fratura, impedindo que se estabeleça uma relação entre volume de chuvas e altura em coluna d'água. Apesar dessa limitação algumas relações puderam ser traçadas:

- PZ01 atingiu sua maior carga de pressão em resposta a um acumulado de 280 mm de chuvas ao longo de 15 dias. Estas chuvas elevaram o nível do aquífero, mantendo a coluna d'água com mais de 1,20m por aproximadamente dois meses. Foi verificado em seguida que 20 mm de chuvas depois desta carga foram suficientes para que a carga de pressão registrasse pulsos de recarga em meio ao processo de drenagem da cabeceira para o fundo do vale;
- Os acumulados de chuvas entre 50 e 60 mm sustentaram picos de recarga do aquífero por até 5 dias;
- Acumulados de chuva acima de 100 mm sustentaram recarga no aquífero por mais de 5 dias.

Conforme apontaram os resultados hidrológicos, não há evidências claras que os sistemas de fraturas na rocha contribuíssem diretamente para a exfiltração na interface solo-rocha. Três novas hipóteses foram formuladas a partir dos resultados apresentados em PZ01 e MN01, onde as oscilações do nível d'água foram maiores:

- (i) As chuvas, durante o período monitorado, foram insuficientes para recarga de um maior número de aquíferos suspensos e para saturar as fraturas que conduzem a água da rocha para o solo/manto de intemperismo;
- (ii) Os anos anteriores ao monitoramento tiveram totais pluviométricos anuais inferiores ao estabelecido como tendência na região, conduzindo à drenagem dos aquíferos suspensos próximos a superfície;
- (iii) A dinâmica hidrológica da área de contribuição para a encosta analisada foi alterada pelo deslizamento em janeiro de 2011, reduzindo o volume de água infiltrado e a capacidade de formação de fluxos laterais preferenciais em subsuperfície no saprolito, diminuindo o volume de água transmitido para a camada fraturada da rocha.

Novas pesquisas poderão ser feitas para monitorar os fluxos na interface solo-rocha, não sendo possível confirmar se as fraturas ativam e controlam a formação de um fluxo subsuperficial lateral no solo, ou ainda se pontos de exfiltração na cicatriz foram capazes de formar lençóis suspensos que condicionaram a redução de

resistência ao cisalhamento dos solos. As investigações da presente pesquisa forneceram uma imagem da dinâmica das águas subterrâneas ao longo da encosta em relação às chuvas, mas há uma questão em aberto quanto a intensidade e duração de chuvas necessárias para que a água nos poços se eleve ao ponto de conectar fraturas à montante e influenciar outros pontos de exfiltração, criando zonas de saturação e ativando fluxos em subsuperfície.

É possível que os sistemas de fraturas sejam determinantes para a deflagração de movimento de massa na região, principalmente dos tipos translacionais rasos, em encostas cobertas por saprolitos sobrejacentes a rochas fraturadas. Pontos de exfiltração pela rocha são observados com frequência pela região e muitas vezes associados à instabilidade nas encostas da bacia. Embora o sistema da encosta analisado seja representativo na bacia do Córrego Dantas, quanto às características geológico-geomorfológicas, como etapas futuras sugere-se ampliar a rede de monitoramento hidrológico, espacialmente e temporalmente. Novos detalhamentos hidrológicos poderão confirmar as relações entre os volumes de chuvas e a sazonalidade das surgências de água por fraturas e também como se distribuem na encosta. Somente a partir disso, será possível compreender o papel do controle geológico como condicionante para a deflagração de movimentos de massa na região serrana do Rio de Janeiro decorrentes de eventos extremos de chuva.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SBG, Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, p. 1-10, 1981.

AMARAL, C. Landslides disasters management in Rio de Janeiro. 2a Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (2ª COBRAE), ABMS, ABGE e ISSMGE, Rio de Janeiro, 1997. P. 209-212.

ANDERSON S. P.; DIETRICH W. E.; MONTGOMERY D. R.; TORRES R. et al. Subsurface flow paths in a steep, unchanneled catchment. *Water Resources Research*, v. 33, n. 12, p. 2637–2653, 1997.

AUGUSTO FILHO, O.; VIRGILI, J. C. Estabilidade de Taludes. In OLIVEIRA, A.M.S., BRITO, S.N.A. (Org.). *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE, p. 243-269, 1998.

ARANHA, P. R. A., AUGUSTIN, C. H. R. R.; SOBREIRA, F. G. The use of GPR for characterizing underground weathered profiles in the sub-humid tropics. *Journal of Applied Geophysics*, v. 49, p.195-210, 2002.

ARANHA, P. R. A. et al. Aplicação do GPR na análise da estabilidade de taludes na região metropolitana de Belo Horizonte, MG. *Revista de Geologia, Fortaleza*, v. 18, n.2, p. 203-214, 2006.

ARISTIZÁBAL, E.; GONZÁLEZ, T.; MONTOYA, J. D. et al. Análisis de umbrales empíricos de lluvia para el pronóstico de movimientos en masa en el valle de Aburrá, Colombia. *EIA*, v.15. Escuela de Ingeniería de Antioquia, Medellín, Colombia, p. 95-111, 2011.

ASANO, Y.; UCHIDA, T.; OHTE, N. Hydrologic and geochemical influences on the dissolved silica concentration in natural water in a steep headwater catchment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 67, n. 11, p. 1973 – 1989, 2003.

AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L.; LACERDA, W. A. *et al.* “Mechanism of the recent catastrophic landslides in the mountainous range of Rio de Janeiro, Brazil”. In: *Landslide Science and Practice*, Margottini, C.; Canuti, P.; Sassa, K. (Org), 1 ed., Springer- Verlag, v. 4, Global Environmental Change, p. 265-270, 2013.

AVELAR, A. S.; COELHO-NETTO, A. L. Fluxos d'água subsuperficiais associados à origem das formas côncavas do relevo. 1ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade Encostas (1ª COBRAE), ABGE/ABMS, p. 709-720, Rio de Janeiro, 1992.

AVELAR, A. S.; VINAGRE, R. Relatório de investigação geológico-geotécnica: Rodovia BR-116, Rio- Teresópolis, km 90, 2009.

AVELAR, A. S.; VINAGRE, R.; LACERDA, W. A. Influências Geológicas, Geomorfológicas e Geotécnicas nos Movimentos de Massa ocorridos nos dias 11 e

12 de janeiro de 2011, em Nova Friburgo, Rio de Janeiro, Brasil. In: Proceedings of 15CNG/8CLBG, Porto, Portugal, 2016.

BARNHARDT, W., KAYEN, R. Radar Structure of Earthquake- Induced, Coastal Landslides in Anchorage, Alaska. *Environmental Geosciences*, v. 7, p. 38–45, 2000.

BANKS, E.; SIMMONS, C. T.; LOVE, A. J. et al. Fractured bedrock and saprolite hydrogeologic controls on groundwater/surface-water interaction: a conceptual model (Australia). *Hydrogeology J.*, v. 17, n. 8, p. 1969–1989, 2009.

BARATA, F.E. Landslides in the tropical region of Rio de Janeiro. In: Proceedings, 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Mexico City, Soc. Mexicana de Mecânica de Suelos, v. 2, p. 507-516, 1969.

BATAYNEH, A., ABUELADAS, A., MOUMANI, K. Use of Ground-Penetrating Radar for Assessment of Potential Sinkhole Conditions: An Example from Ghor al Haditha Area, Jordan. *Environmental Geology*, v. 41, p. 977–983, 2002.

BATAYNEH, A.T., ZUMLOT, T., GHREFAT, H. et al. The use of ground penetrating radar for mapping rock stratigraphy and tectonics: Implications for geotechnical engineering. *J. Earth Sci.*, v. 25, p. 895 - 900, 2014.

BENSON, A. Application of Ground Penetrating Radar in Assessing Some Geological Hazards: Examples of Groundwater Contamination, Faults, Cavities. *Journal of Applied Geophysics*, v. 33, p. 177–193, 1995.

BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, v. 18, p. 1311-1325, 1982.

BHANDARI R. K., SENANAYAKE K. S., THAYALAN N. Pitfalls in the prediction on landslide through rainfall data. In: Landslides (Bell D. H., ed). Rotterdam: A. A. Balkema, v. 2, p. 887-890, 1991.

BLÖCHER, M. G.; ZIMMERMANN, G.; MOECK, I. et al. 3D numerical modeling of hydrothermal processes during the lifetime of a deep geothermal reservoir. *Geofluids*, v. 10, p. 406-421, 2010.

BONOMO, N., CEDRINA, L., OSELLA, A., et al. GPR Prospecting in a Prehispanic Village, NW Argentina. *Journal of Applied Geophysics*, v. 67, p. 80–87, 2009.

BOTELHO, M.A.B.; ARAÚJO, F.F. Emprego do radar para detecção de fraturas em corpos graníticos. Proceedings of the 39<sup>th</sup> Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 2, p. 391–393, 1996.

BOTELHO, M.A.B.; MUFTI, I.R. Exploitation of limestone quarries in Brazil with depth migrated ground penetrating radar data. Proceedings of the 68th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts, vol. 2, p. 898–903, 1998.

BOTELHO, M.A.B.; CERQUEIRA NETO, J.X.C.; ARANHA, P. Estudo sobre a economicidade de jazidas de rochas ornamentais empregando o Geo-Radar (GPR).



Proceedings of the 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro. SBGf, Rio de Janeiro-RJ, Brazil, 1999.

BRAMMER, D. D.; MCDONNELL J. An evolving perceptual model of hillslope flow at the Miami catchment, *Adv. Hillslope Processes*, v. 1, p. 35–60, 1996.

BRAND, E. W.; PREMCHITT, J.; PHILLIPSON H. B. Relationship between rainfall and landslides in Hong Kong. In: *Proceedings of 4th International Symposium on Landslides*, Toronto, Canada, v.1, p.377–384, 1984.

BRÖNNIMANN, C.; STÄHLI, M.; SCHNEIDER, P. et al. Bedrock exfiltration as a triggering mechanism for shallow landslides. *Water Resources Research*, v. 49, p. 5155–5167, 2013.

BUTTLE, J. M.; DILLON, P. J.; EERKES, G. R. Hydrologic coupling of slopes, riparian zones and streams: an example from the Canadian Shield. *Journal of Hydrology*, v. 287, n.1–4, p. 161–177, 2004.

BUTLER, J.J. *The Design, Performance and Analysis of Slug Tests*. In: Lewis Publisher, Washington, D.C., 252 p, 1998.

CALCATERRA, D.; SANTO, A. The January 10, 1997 Pozzano landslide, Sorrento Peninsula, Italy, *Eng. Geol.*, v. 75, p. 181–200, 2004.

CARROZZO, M. T., LEUCCI, G., NEGRI, S., et al. GPR Survey to Understand the Stratigraphy at the Roman Ships Archaeological Site (Pisa, Italy). *Archaeological Prospection*, v. 10, p. 57–72, 2003.

CASCINI, L.; CUOMO, S.; GUIDA, D. Typical source areas of May 1998 flow-like mass movements in the Campania region, Southern Italy. *Engineering Geology*, v. 96, n. 3-4, p. 107- 125, 2008b.

CHIOSSI, N.J. *Geologia Aplicada à Engenharia*. Ed. Grêmio Politécnico-USP, São Paulo, 1976.

COELHO NETTO, A. L. Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brazil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, III, T.3: p. 21-48, 1999.

COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. S.; SATO, A. M. et al. Landslide susceptibility and risk zoning at Angra dos Reis, Rio de Janeiro State, Southeast Brazil: a quali-quantitative approach at 1:5000 scale. In: LACERDA, W. A. et al. (Org). *Extreme rainfall induced landslides: an international perspective*. São Paulo: Oficina de Textos, 2014.

COELHO NETTO, A. L.; SATO, A. M.; AVELAR, A. S. et al. January 2011: The Extreme Landslide Disaster in Brazil. In: Claudio Margottini; Paolo Canuti; Kyoji Sassa. (Org.). *Landslide Science and Practice*. 1ed. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, v. 6, p. 377-384, 2013.

COSTA, D. P. da. *Comportamento de uma Massa Coluvial / Douglas Pereira da Costa*. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2017. 304 p.

DANIELS, D. J. Ground Penetrating Radar. London: The Institute of Electrical Engineers, 2004. 760p.

DAY-LEWIS, F.D.; LANE, J.W.; HARRIS, J.M.; GORELICK, S.M. Time-lapse imaging of saline tracer transport in fractured rock using difference-attenuation radar tomography. *Water Resources Research*, v. 39, n. 10, 2003.

D'ORSI, R. N. Correlação entre pluviometria e escorregamentos no trecho da Serra dos Órgãos da Rodovia Federal BR-116 RJ (Rio-Teresópolis). Tese de D.Sc., UFRJ/COPPE, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. 287 p., 2011.

D'ORSI R. N.; FEIJÓ R. L.; PAES, N. M. Rainfall and Mass Movements in Rio de Janeiro. In: *Proceedings of 31st International Geological Congress*, CD, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2000.

DANIELS, J. J. Ground Penetrating Radar. London: The Institution of Electrical Engineers, 2000. 2ª edição.

DANTAS, M. E. Mapa geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM, 63 f, 2 mapas. SECRETARIA DE ESTADO DA DEFESA CIVIL DO RIO DE JANEIRO– SEDEC. Rio de Janeiro, 2001. Disponível em: <http://www.rj.gov.br/web/sedec>

DANTAS, M. E.; SHINZATO, E.; MEDINA, A. I. M.; et al. Diagnóstico Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro. Oficina Internacional de Ordenamento Territorial Mineiro, Rio de Janeiro, 2005.

DEERE, D.U. Rock quality designation (RQD) after 20 years. U.S. Army Corps of Engineers Contract Report GL-89-1. Vicksburg, MS: Waterways Experimental Station, 1989.

DELMONACO, G.; IPPOLITO, F.; MARGOTTINI, C. The CEC Project. Meteorological Factors influencing slope stability and slope movement type: evaluation of hazard prone areas. In: *Proceedings of 1st Review Meeting of Hydrological and Hidrogeological Risks*, R. Casale ed., Official Publications of European Communities, Bruxelas, p. 259-283, 1995.

DHAKAL, A. S.; SIDLE, R. C. Distributed simulations of landslides for different rainfall conditions. In: *Hydrological Processes*, v. 18, p. 757-776, 2004.

DIETRICH, W. E.; DUNNE, T. The channel head. In BEVEN, K. E KIRKBY, M. (Org.) *Channel Network Hydrology*. John Wiley, Chichester, p. 175-219, 1993.

DIETRICH, P.; HELMIG, R.; SAUTER, M.; HÖTZL, H.; KÖNGETER, J.; TEUTSCH, G. (EDS.). *Flow and Transport in Fractured Porous Media*. Springer-Verlag, Berlin, 2005.

DILLEY, M. R. S.; CHEN, B.; DEICHMANN, U.; LERNER-LAM, A.; ARNOLD, M. Natural disaster hotspots : a global risk analysis. Washington In: *World Bank Publications*, 2005.

- DUNNE, T.; BLACK, R. D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*, v. 6, p. 478-490, 1970a.
- DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff production in a small New England watershed. *Water Resources Research*, v. 6, p. 1296-1311, 1970b.
- DUNNE, T. e LEOPOLD, L. B. *Water in environmental planning*, New York: W. H. Freeman and Company, 1978. 818p.
- EBEL, B. A.; LOAGUE, K.; VANDERKWAAK, J. E.; et al. Near-surface hydrologic response for a steep unchanneled catchment near Coos Bay, Oregon: 2. Physics-based simulations, *Am. J. Sci.*, v. 307, p. 709–748, 2007.
- ENDO, T. Probable distribution of the amount of rainfall causing landslides. Annual report, Hokkaido Branch, Govern. Forest Experiment Station, Sapporo, Japan, p. 123–136, 1970.
- EMBRAPA. Manual de métodos de análise de solo. Ministério da Agricultura e do Abastecimento, Rio de Janeiro. 212 p, 1999.
- ERLICH, M. Parecer técnico sobre a drenagem subterrânea na BR-116/RJ km 90, 2011.
- EVERETT, A. G. Secondary permeability as a possible factor in the origin of debris avalanches associated with heavy rainfall, *J. Hydrology*, v. 43, p. 347–354, 1979.
- FEIJÓ, R. L.; PAES, N. M.; D'ORSI, R. N. Chuvas e movimentos de massa no município do Rio de Janeiro. In: III Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas - III COBRAE, ABMS, Rio de Janeiro, p. 223-230, 2001.
- FEITOSA, F.A.C; Manoel Filho, J. (org). *Hidrogeologia Conceitos e Aplicações*. 3ª ed. Fortaleza: CPRM/REFO, LABHID, UFPE, p. 391, 2008.
- FERNANDES, N. F.; Coelho Netto, A. L.; Lacerda, W. A. Subsurface hydrology of layered colluvium mantles in unchanneled valleys - southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 19, p. 609-626, 1994.
- FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES R. F.; GOMES, R. A. T. et al. Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 2, n 1, p. 51-71, 2001.
- FETTER, C. *Applied hydrogeology*. LinkUpper Saddle River: Prentice Hall, 2001
- FITTS, C. *Groundwater Science*. Oxford: Elsevier, 2013. 672p. 2ª edição.
- FONSECA, A. P. Análise de mecanismos de escorregamento associados a voçorocamento em cabeceiras de drenagem na bacia do rio Bananal (SP/RJ). D.Sc., COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rj, Brasil, 2006.

FREER J.; MCDONNELL J. J.; BEVEN, K. J. PETERS N. E, BURNS D. A.; HOOPER R. P.; AULENBACH, B., AND KENDALL, C. The role of bedrock topography on subsurface storm flow. *Water Resources Research*, v. 38, n. 12, p. 1269, 2002.

FUTAI, M. M. Landslides in unsaturated conditions caused by rainfall infiltration. In: LACERDA, W.A. et al. (Org), *Extreme rainfall induced landslides*, 1 ed., p. 36–69, 2014.

GABRIELLI C. P.; MCDONNELL J. J; JARVIS, W.T. The role of bedrock groundwater in rainfall–runoff response at hillslope and catchment scales, *Journal of Hydrology*, v. 450, p. 117–133, 2012.

GENET, M., STOKES, A., FOURCAUD, T., NORRIS, J.E. The influence of plant diversity on slope stability in a moist evergreen deciduous forest. *Ecological Engineering*, v. 36, p. 265- 275, 2010.

GHESTEM, M., SIDLE, R. C., STOKES, A. The influence of plant root systems on subsurface flow: Implications for slope stability. *BioScience*, v. 61, n. 11, p. 869-879, 2011.

GUIDICINI, G.; IWASA, O. Y. Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido. IPT, Relatório Interno, São Paulo, 1976. 48p.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. Estabilidade de taludes naturais e de escavação. Edgard Blücher, São Paulo, 1984.

GUIMARÃES, R. F., CARVALHO JÚNIOR, O. A., GOMES, R. A. T., FERNANDES, N. F. Movimentos de Massa. In: FLORENZANO, T. G. (org). *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. Oficina de Textos. Rio de Janeiro, RJ, Brasil, p. 159-184, 2008.

GUIMARÃES, R. F.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. M.; et al. Aplicação do modelo SHALSTAB para determinação de áreas de risco a escorregamentos rasos em regiões tropicais. XIX Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia. ABGE, São Paulo, Águas de São Pedro, CD-ROM, 1999a.

GUZZETTI, F., PERUCCACCI, S., ROSSI, M., STARK C. P., 2006. Rainfall thresholds for the initiation of Landslides in Central and Southern Europe. Disponível em: <[http://rainfallthresholds.irpi.cnr.it/Article\\_MAP\\_r2v14\\_16nov2006.pdf](http://rainfallthresholds.irpi.cnr.it/Article_MAP_r2v14_16nov2006.pdf)>. Acesso em: 11 de Janeiro de 2017, 48 p.

GROSSI SAD, J., PINTO, C.P., SERPA, J.C., DUTRA, J.E., HETTICH, M., ANDRADE, N.E. Folhas Anta, Duas Barras, Teresópolis e Nova Friburgo. Projeto Carta Geológica do Rio de Janeiro, DRM/GEOSOL, 1980.

HAMMERMEISTER, D. P.; KLING, G. F.; VOMOCIL, J. A. Perched water tables on hillsides in Western Oregon, I, Some factors affecting their development and longevity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, v. 46, p. 811–818, 1982.

- HAUGHT, D. R. W.; TROMP-VAN MEERVELD, H. J. Spatial variation in transient water table responses: Differences between an upper and lower hillslope zone, *Hydrol. Processes*, v. 25, n. 25, p. 3866–3877, 2011.
- HARP, E.L.; WELLS, W.G.; SARMIENTO, J. Pore pressure response during failure in soils. *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 428-438, 1990.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A. M. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, p. 257-266, 1975.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M., et al. A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 203-234, 2004.
- HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: SOPPER, W.E.; LULL, H.W. *International Symposium on Forest Hydrology*. Pergamon, Oxford, UK, p.275-290, 1967.
- HORTON, R.E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Un.*, v. 14, p.446-460, 1933.
- HOPP, L. E MCDONNELL, J.J. Connectivity at the hillslope scale: Identifying interactions between storm size, bedrock permeability, slope angle and soil depth. *Journal of Hydrology*, v. 376, p. 378–391, 2009.
- HUTCHINSON, D.G., MOORE, R.D. Throughflow variability on a forested hillslope underlain by compacted glacial till. *Hydrological Processes*, v. 14, p. 1751–1766, 2000.
- HVORSLEV, M. J. Time Lag and Soil Permeability in Ground-water Observations, Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, U.S. Army Vicksburg, Mississippi, Bulletin n.36, 1951.
- IVERSON, R. M. Landslide triggering by rain infiltration, *Water Resour. Res.*, v. 36, n. 7, p. 1897–1910, 2000.
- JIBSON, R. W. Debris flow in southern Porto Rico. *Geological Society of America, Special Paper n. 236*, p. 29–55, 1989.
- JOL, H. M. *Ground penetrating radar: Theory and Applications*. Amsterdam: Elsevier, 2009, 545p.
- JOHNSON, K.; SITAR, N. Hydrologic conditons leading to debris-flow initiation. *Can. Geotech. J.*, v. 27, p. 789-801, 1990.
- JONES, F.O. Landslides of Rio de Janeiro and the Serra das Araras escarpment, Brazil, USGS. 42 p., 1973.

IDI, B.Y. E KAMARUDIN, M. N. Ground Water Estimation and Water Table Detection with Ground Penetrating Radar. *Asian Journal of Earth Sciences*, v.4, p. 193-202, 2011.

KATSURA, S.; KOSUGI, K.; MIZUTANI, T.; OKUNAKA, S.; MIZUYAMA T. Effects of bedrock groundwater on spatial and temporal variations in soil mantle groundwater in a steep granitic headwater catchment, *Water Resour. Res.*, v. 44, 2008.

KATSUYAMA, M.; OHTE, N.; KABEYA, N. Effects of bedrock permeability on hillslope and riparian groundwater dynamics in a weathered granite catchment. *Water Resour. Res.*, v. 41, n. 1, 2005.

KIENZLER, P.M. Experimental study of subsurface storm flow formation. PhD thesis, ETH Zürich, 2007.

KIRKBY, M. J.; BRACKEN, L. J.; REANEY, S. The influence of landuse, soils and topography on the delivery of hillslope runoff to channels in SE Spain. *Earth Surface Landforms and Processes*, v. 27, p. 1459–1473, 2002.

KOSUGI, K.; KATSURA, S.; KATSUYAMA, M.; MIZUYAMA, T. Water flow processes in weathered granitic bedrock and their effects on runoff generation in a small headwater catchment, *Water Resour. Res.*, v. 42, 2006.

KOSUGI, K.; KATSURA, S.; MIZUYAMA, T.; OKUNAKA, S.; MIZUTANI, T. Anomalous behavior of soil mantle groundwater demonstrates the major effects of bedrock groundwater on surface hydrological processes, *Water Resour. Res.*, v. 44, 2008.

LACERDA, W. A. A Suggested Shallow Slide Mechanism of Accidents in the Região Serrana of the State of Rio de Janeiro. In: LACERDA, W.A. et al. (Org), *Extreme rainfall induced landslides*, 1 ed., p. 128–140, 2014.

\_\_\_\_\_. Landslide initiation in saprolite and colluvium in southern Brazil: Field and laboratory observations, *Geomorphology*, v. 87, n. 3, p. 104–119, 2007.

\_\_\_\_\_. Stability of natural slopes along the tropical coast of Brazil. In: Almeida, M. (ed.) *Proceeding of the Internacional Symposium on Recent Developments in Soil and Pavement Mechanics*. Balkema, Brookfield, p.7-39, 1997.

LAMBE, W. T.; WHITMAN, R. *Soil Mechanics, SI Version*, John Wiley, New York, 1979.

LANNI, C.; MCDONNELL, J.; HOPP L.; RIGON R. Simulated effect of soil depth and bedrock topography on near-surface hydrologic response and slope stability. *Earth Surf. Process. Landforms* v. 38, p. 146–159, 2013.

LAUDON, H.; SLAYMAKER O. Hydrograph separation using isotopes, silica and electrical conductivity: An alpine example, *J. Hydrol.*, 201(1–4), 82–101, 1997.

Lima, P.H.M.; Coutinho, B.H.; Gomes, G.B.; et al. Parâmetros morfométricos relacionados às bacias de 1º ordem e a ocorrência de deslizamentos rasos na bacia do

Córrego Dantas: Nova Friburgo - RJ. REVISTA GEONORTE, Edição Especial 4, v.10, n.1, p.165 – 170, 2014.

LUCIAN C.; WANGWE E. M. The Usefulness of Rock Quality Designation (RQD) in Determining Strength of the Rock. International Refereed Journal of Engineering and Science (IRJES), v. 2, n. 9, 2013.

LUMB, P. Slope failure in Hong Kong. Quarterly Journal of Engineering Geology v. 8, p. 31–65, 1975.

MACHADO, K. M. Estudo de um deslizamento de terra em Campo do Coelho, Nova Friburgo, RJ. Dissertação de Mestrado - COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

MACHADO & DEMANGE, M. Caracterização geoquímica e tectônica do magmatismo pré-colisional tipo cordilheirano de idade neoproterozóica no Cinturão Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. Bol. IG-USP, Publ. Especial, v. 18, p. 83-85, 1996.

MANNING, J. C. Applied Principles of Hydrology. New York: Macmillan Publishing Company, 276 p., 1992.

MARQUES, M. C. O. Influência de vegetação florestal secundária e de gramínea na hidrologia de encostas: subsídios aos estudos dos movimentos gravitacionais de massa em Nova Friburgo (RJ). 123 f. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

MARTINEZ, A.; BYRNES, A. P. Modeling Dielectric-constant values of Geologic Materials: An Aid to Ground-Penetrating Radar Data Collection and Interpretation. Current Research in Earth Sciences, Bulletin 247, part 1, 2001.

MATHEWSON, C. C.; KEATON, J.; SANTI, P. Role of bedrock ground water in the initiation of debris flows and sustained post-flow stream discharge, Bull. Assoc. Eng. Geol., v. 27, n. 1, p. 73–83, 1990.

MATSUSHI, Y.; MATSUKURA, Y. Rainfall thresholds for shallow landsliding derived from pressure-head monitoring: Cases with permeable and impermeable bedrocks in Boso Peninsula, Japan, Earth Surf. Processes Landforms, v. 32, p. 1308–1322, 2007.

MCDONNELL, J.; SIVAPALAN, M.; VACHÉ, K. et al. Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. Water Resour. Res., V. 43, 2007.

MCDONNELL, J. J. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall–runoff response. Hydrol. Process, v. 17, n. 9, p. 1869–1875, 2003.

MCDONNELL, J. J. e TANAKA, T. On the future of forest hydrology and biogeochemistry. Hydrol. Process, v. 15, n. 10, p. 2053–2055, 2001.



MCGLYNN, B. L.; MCDONNELL, J.J., BRAMMER, D.D. A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the maimai catchments, New Zealand. *J. Hydrology*, v. 257, n. 1–4, p. 1–26, 2002.

MEIS, M. R. M. e SILVA, J. X. Considerações geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro. In: *Revista Brasileira de Geografia*. p. 55-72, 1968.

MONTGOMERY D. R.; DIETRICH, W. E.; TORRES, R.; ANDERSON, S. P.; HEFFNER, J. T.; LOAGUE, K. HYDROLOGIC. Response of a steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall. *Water Resources Research*, v. 33, n. 1, p. 91–109, 1997.

MONTGOMERY, D. R., DIETRICH, W.; HEFFNER, J. Piezometric response in shallow bedrock at CB1: Implications for runoff generation and landsliding, *Water Resour. Res.*, v. 38, n. 12, p. 1274, 2002.

MONTGOMERY, D. R.; SCHMIDT, K. M.; DIETRICH, W. E.; MCKEAN, J. Instrumental record of debris flow initiation during natural rainfall: Implications for modeling slope stability, *J. Geophys. Res.*, v. 114, 2009.

NOBES, D. C., FERGUSON, R. J., BRIERLEY, G. J. Ground-Penetrating Radar and Sedimentological Analysis of Holocene Floodplains: Insight from the Tuross Valley, New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 48, p. 347–355, 2001.

NOGUCHI, S., TSUBOYAMA, Y., SIDLE, R.C., HOSODA, I. Morphological characteristics of macropores and distribution of preferential flow pathways in a forested slope segment. *Soil Sci. Soc. Am. J.* v. 63, p.1413–1423, 1999.

NUNES, A. J. C., “Recuperação de estradas sujeitas a chuvas intensas”, *Boletim da Sociedade de Engenharia da Bahia*, v.1-1, pp.3-12, 1982.

NUNES, A. J. C., BRANDÃO, C. A., DIAS, P. H. V., FERNANDES, C. E. D. M. Landslides due to intense tropical rainfall in Brazil. In: *Proceedings of 7<sup>th</sup> Panamerican Conference on soil Mechanics and Foundation Engineering*, v.1, p. 291-304, Vancouver, Canada, 1983.

O'LOUGHLIN, E. M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, v. 22, n. 5, p. 794-804, 1986.

ONDA, Y.; KOMATSU, Y.; TSUJIMURA, M.; FUJIHARA, J.-I. The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation. *Hydrol. Process.* v. 15, n. 10, p. 1693–1706, 2001.

ONDA, Y.; TSUJIMURA, M.; TABUCHI, H. The role of subsurface water flow paths on hillslope hydrological processes, landslides and landform development in steep mountains of Japan, *Hydrol. Processes*, v. 18, p. 637–650, 2004.

ORLANDO, L. Semiquantitative evaluation of massive rock quality using ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, v. 52, p. 1–9, 2003.



- PAITAN, C. A.T. Modelagem Numérica de Fluxo em Meios Fraturados e Meios Porosos Fraturados. Dissertação de Mestrado. Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013. 107p.
- PALMA, L. H.; COLEHO NETTO, A. L.; COUTINHO, B. H. Inventário e classificação topográfica de cicatrizes de movimentos de massa na bacia do córrego Dantas – Nova Friburgo/RJ. In: XXXV Jornada Giulio Massarani de Iniciação Científica, Tecnológica, Artística e Cultural – UFRJ, 2013.
- PICHLER, E. Aspectos geológicos dos escorregamentos de Santos, Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v.6, n. 2, São Paulo, SP, Brasil, p. 69-77, 1957
- PIERSON, T. C. Piezometric response to rainstorms in forested hillslope drainage depressions, J. Hydrol. N. Z., v. 19, p. 1–10, 1980.
- PORSANI, J. L.; WILLIAM, A. S.; ABAD O.S.J. GPR for mapping fractures and as a guide for the extraction of ornamental granite from a quarry: A case study from southern Brazil. Journal of Applied Geophysics, v. 58, n. 3, p. 177-187, 2006.
- REBOUÇAS, A.C. Águas subterrâneas. In: REBOUÇAS, A. C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J.G. (Org.) Águas Doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação. São Paulo. Escrituras, p. 433- 460, 2002.
- REIN, A.; HOFFMANN, R.; DIETRICH, P. Influence of natural time-dependent variations of electrical conductivity on DC resistivity measurements. Journal of Hydrology, Elsevier, vol. 285, p. 215-232, 2004.
- SANTOS, I. Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica. 2009. 167 f. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2009.
- SCHERRER, S.; NAEF, F. A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland. Hydrological Processes, v. 17, p. 391–401, 2003.
- SILVA, R. P. Comportamento hidrológico de encosta em substrato rochoso granítico sob influência de deslizamento raso - Nova Friburgo, Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, UFRJ, 151 f., 2014.
- SIDLE, R. C.; SWANSTON, D. N. Analysis of a small debris slide in coastal Alaska. Can. Geotech. J. v. 19, n. 2, p. 167-174, 1982.
- SOUZA JR., A.O., Porsani, J.L. Localização de fraturas em rochas graníticas no município de Capão Bonito - SP, Brasil. Revista Brasileira de Geofísica, v. 20, n. 2, p. 123–128, 2002.
- TANI, M. Runoff generation processes estimated from hydrological observation on a steep forested hillslope with a thin soil layer, J. Hydrol., v. 200, p. 84– 109, 1997.

TATIZANA, C., OGURA, A. T.; CERRI, L. E.; ROCHA, M. C. M. Modelamento numérico da análise de correlação entre chuvas e escorregamentos aplicado às encostas da Serra do Mar, município de Cubatão. In: 5º Congr. Bras. Geologia de Engenharia, ABGE, São Paulo, 1987. 237-248p.

TAYLOR, P.D.; FAHRIG, L.; HENEIN, K.; MERRIAM, G. Connectivity is a vital element of landscape structure. *Oikos*, v. 68, p. 571–573, 1993.

TERAJIMA, T.; MOROTO, K. Stream flow generation in a small watershed in granitic mountain, *Trans. Jpn. Geomorphol. Union*, 11, 75–96, 1990.

TROMP-VAN MEERVELD, H.J.; MCDONNELL, J.J. Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hillslope. *Water Resources Research*, v. 42, 2006a.

\_\_\_\_\_. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*, v. 42, 2006b.

TROMP-VAN MEERVELD, H.J.; WEILER, M. Hillslope dynamics modeled with increasing complexity, *J. Hydrology*, v. 361, n. 1–2, p. 24–40, 2008.

TSUKAMOTO, Y.; OHTA, T.; NOGUCHI, H. Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan. *International Association of Hydrological Scientists Publication*, n. 37, p. 89-98, 1982.

TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., TEIXEIRA, W. Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Anuário do IGEO UFRJ*, v.35, n. 2, p. 140-151, 2012.

UCHIDA, T., Y. ASANO, N. OHTA, AND T. MIZUYAMA. Seepage area and rate of bedrock groundwater discharge at a granitic unchanneled hillslope, *Water Resour. Res.*, v. 39, n. 1, 2003.

UCHIDA, T.; TROMP-VAN MEERVELD, I., MCDONNELL, J. J. Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed. *J. Hydrol.*, v. 22, p. 18–36, 1999.

UCHIDA, T., K. KOSUGI, AND T. MIZUYAMA. Effects of pipeflow on hydrological process and its relation to landslide: A review of pipeflow studies in forested headwater catchments, *Hydrol. Processes*, v. 15, p. 2151– 2174, 2001.

\_\_\_\_\_. Effects of pipe flow and bedrock groundwater on runoff generation at a steep headwater catchment in Ashiu, central Japan, *Water Resour. Res.*, v. 38, n. 7, p. 1119, 2002.

UCHIDA, T., Y. ASANO, N. OHTA, AND T. MIZUYAMA (2003a), Analysis of flowpath dynamics at a steep unchanneled hollow in the Tanakami Mountains of Japan, *Hydrol. Processes*, v. 17, p. 417– 430, 2003a.

\_\_\_\_\_. Seepage area and rate of bedrock groundwater discharge at a granitic unchanneled hillslope, *Water Resour. Res.*, v. 39, n. 1, p. 1018, 2003b.

UCHIDA, T., ASANO, Y., MIZUYAMA, T. Role of upslope soil pore water pressure on subsurface stormflow dynamics. *Water Resour. Res.*, v. 40, n. 12, 2004.

VAN ASCH, T.W.; MALET, J.P.; VAN BEEK, L.P.; AMITRANO, D. Techniques, issues and advances in numerical modelling of landslide hazard. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 178, n. 2, p. 65-88, 2007.

VARGAS JR., E.; OLIVEIRA, A. R. B.; COSTA FILHO, L. M. C.; Campos, T. P. A Study of the relationship between the stability of slopes in residual soils and rain intensity. *Int. Symp. on Environmental Geotechnology*. Envo Publishing, Leigh, 1986. p. 491-500.

VARNES, D. J. Slope movements types and processes. In SCHUSTER, R.L. e KRIZEK, R.J. (Org.). *Landslides Analysis and Control*. National Academy of Science, Washington, p. 11-33, 1978.

VICTORINO, D.R.; GEHLING, W.Y.Y.; RAMIRES, M.C. P. Piezômetro e medidor de nível d'água em pistas experimentais da UFRGS. In: CONGRESSO REGIONAL DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA E TECNOLÓGICA, 18, Porto Alegre. Anais. Porto Alegre: UFRGS, p.1-4, 2003.

WANG, G.; SASSA K. Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: Effects of grain size and fine particle content, *Eng. Geol.*, 69, p. 109–125, 2003.

WEILER, M. An infiltration model based on flow variability in macropores: Development, sensitivity analysis and applications, *J. Hydrol.*, v. 310, p. 294– 315, 2005.

WEILER, M.; MCDONNELL, J. J. Conceptualizing lateral preferential flow and flow networks and simulating the effects on gauged and ungauged hillslopes. *Water Resources Research*, v. 43, 2007.

WEILER, M.; MCDONNELL, J. J.; TROMP-VAN MEERVELD, I.; UCHIDA, T. *Subsurface Storm flow*. John Wiley & Sons, Ltd, 2006.

WESTERN et al. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes *Journal of Hydrology*, v. 286, n. 1–4, p. 113-134, 2004.

WIECZOREK, G. F. Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains, California. In: Costa, J.E., e Wiczorek, G.F., (Org.) *Debris flows/avalanches: Process, recognition and mitigation: Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, v. 7, p. 93-104, 1987.

WILSON, G. V.; JARDINE, P. M.; O'DELL, J. D.; COLLINEAU, M. Fieldscale transport from a buried line source in variably saturated soil, *J. Hydrol.*, 145, 83–109, 1993.

WILSON, C.J.; DIETRICH, W.E. The Contribution of Bedrock Groundwater Flow to Storm Runoff and High Pore Pressure Development in Hollows, Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim. *IAHS, Corvallis, OR*, 1987.

WOLLE, C.M. Mecanismos de Instabilização de Encostas na Serra do Mar. Encontro Técnico: Estabilidade de Encostas, ABMS. P. 16-40, 1988.


WOLLE, C. M.; CARVALHO, C. S., Deslizamentos em encostas na Serra do Mar - Brasil. Solos e Rochas, v. 12, p. 27-36, 1989.

WOODS, R. A., ROWER, L. The changing spatial variability of subsurface flow across a hillside. J. Hydrol. (NZ) 35 (1), p. 49-84, 1996.

WYATT, D. E.; TEMPLES, T. J. Ground-penetrating radar detection of small-scale channels, joints and faults in the unconsolidated sediments of the Atlantic Coastal Plain. Environmental Geology, v. 27, p. 219 - 225, 1996.

## Anexo 1 – Boletim de Sondagem Rotativa

### Boletim de Sondagem Rotativa – SR01

PENETRAÇÃO No. de quedas dos 30 cm finais (Nsp)	PROFUNDIDADE NÍVEL D'ÁGUA	PROFUNDIDADE DO SOLO (m)	COTA (m)	AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	Diagrama das Penetrações		
						— 30 cm finais	- - - 30 cm iniciais	
(boca do furo)						Nº de golpes / % de Recuperação		
						10	20	30
		-0.65		0	ROCHA SÃ (GRANITO), SEM FRATURA, CINZENTA E BRANCA. - RECUPERAÇÃO 90%	90.00%	-	RECUPERAÇÃO
		-1.80		1	ROCHA SÃ (GRANITO), SEM FRATURA (PRESENÇA DE FISSURA SUB VERTICAL FECHADA), CINZENTA E BRANCA. - RECUPERAÇÃO 100%	100.00%	-	RECUPERAÇÃO
		-2.95		2	ROCHA SÃ (GRANITO), SEM FRATURA, CINZENTA E BRANCA. - RECUPERAÇÃO 100%	100.00%	-	RECUPERAÇÃO
		-4.10		3	ROCHA SÃ (GRANITO), SEM FRATURA (PRESENÇA DE FISSURA SUB VERTICAL FECHADA), CINZENTA E BRANCA. - RECUPERAÇÃO 100%	100.00%	-	RECUPERAÇÃO
		-5.25		4	ROCHA SÃ (GRANITO), SEM FRATURA, CINZENTA E BRANCA. - RECUPERAÇÃO 100%	100.00%	-	RECUPERAÇÃO
		-5.95		5	ROCHA SÃ (GRANITO), SEM FRATURA, CINZENTA E BRANCA. - RECUPERAÇÃO 100%			
Limite da perfuração								
Sondagem com retiradas de amostras								
Diâmetro do revestimento: 2½"		Altura de queda=75cm		RN:	COTA DO N.A.			
Amostrador padrão Diâmetro: 2"		Peso do martelo= 65 Kg						
 <p>AV. RIO BRANCO, 156 - 18º Andar - Grupo 1817-1820 TELS : 2282.1117 - 2262.3738 - 2524.3326 FAX: 2282.5633 RIO DE JANEIRO - RJ</p>				DATA INICIAL: 10/04/2015	PERFIL SM 01	ESCALA 1:100		
				DATA FINAL : 10/04/2015				
				DESENHO Gustavo	LOCAL Campo Coelho			
				SONDADOR Alef	Friburgo			
ENG. RESP.	RJ							

## Boletim de Sondagem Rotativa – SR02

PENETRAÇÃO No. de quedas dos 30 cm finais (Nsp)	PROFUNDIDADE NÍVEL D'ÁGUA	PROFUNDIDADE DO SOLO (m)	COTA (m)	AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	Diagrama das Penetrações		
						— 30 cm finais	--- 30 cm iniciais	
(boca do furo)						Nº de golpes / % de Recuperação		
						10	20	30
		-0.90			ROCHA SÃ (GRANITO), SEM FRATURA, CINZENTA E BRANCA. - RECUPERAÇÃO 85%	85.00%	RECUPERAÇÃO	
		-2.00		1	ROCHA SÃ (GRANITO), SEM FRATURA, CINZENTA E BRANCA. - RECUPERAÇÃO 100%	100.0%	RECUPERAÇÃO	
		-3.00		2	ROCHA SÃ (GRANITO), SEM FRATURA (PRESENÇA DE FISSURA SUB VERTICAL FECHADA), CINZENTA E BRANCA. - RECUPERAÇÃO 95%	95.00%	RECUPERAÇÃO	
		-4.15		3	ROCHA SÃ (GRANITO), SEM FRATURA, CINZENTA E BRANCA. - RECUPERAÇÃO 100%	100.0%	RECUPERAÇÃO	
		-5.15		4	ROCHA SÃ (GRANITO), SEM FRATURA, CINZENTA E BRANCA. - RECUPERAÇÃO 95%	95.00%	RECUPERAÇÃO	
		-5.95		5	ROCHA SÃ (GRANITO), SEM FRATURA (PRESENÇA DE FISSURA SUB VERTICAL FECHADA), CINZENTA E BRANCA. - RECUPERAÇÃO 95%			
Limite da perfuração								
Sondagem com retiradas de amostras Diâmetro do revestimento: 2½"      Altura de queda=75cm Amostrador padrão Diâmetro: 2"      Peso do martelo= 65 Kg					RN:	COTA DO N.A.		
<p>AV. RIO BRANCO, 156 - 18º Andar - Grupo 1817-1820 TELS.: 2282.1117 - 2262.3738 - 2524.3326 FAX: 2282.5633 - RIO DE JANEIRO - RJ</p>					DATA INICIAL: 10/04/2015	PERFIL	ESCALA 1:100	
					DATA FINAL : 10/04/2015	SM 02		
					DESENHO Gustavo	LOCAL	Campo Coelho	
					SONDADOR Alef	Friburgo		
					ENG. RESP.	RJ		