UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

ELIAS ISLER

CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA E DIRECIONAL EM XISTO: ENSAIOS EM LABORATÓRIO

Orientador: Chang Hung Kiang

Rio Claro – SP

2014

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

ELIAS ISLER

CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA E DIRECIONAL EM XISTO: ENSAIOS EM LABORATÓRIO

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Chang Hung Kiang

Rio Claro – SP

2014

551.49 Isler, Elias
I82c Condutividade hidráulica saturada e direcional em xisto: ensaios em laboratório / Elias Isler. - Rio Claro, 2014
100 f. : il., figs., tabs.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Chang Hung Kiang

1. Águas subterrâneas. 2. Anisotropia. 3. Permeâmetro. 4. Lei de Darcy. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

ELIAS ISLER

CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA E DIRECIONAL EM XISTO: ENSAIOS EM LABORATÓRIO

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Orientador

UNESP – Rio Claro/SP

Prof. Dr. Everton de Oliveira

UNESP – Rio Claro/SP e HIDROPLAN

Dr. Miguel Angel Alfaro Soto

FUNDUNESP – Rio Claro/SP

Rio Claro, 07 de novembro de 2014.

RESULTADO: APROVADO

Dedico esta Dissertação aos meus pais, Saulo e Glória, à minha irmã Miriam, e à minha namorada Karim.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por me alcançar com sua graça, sem a qual eu não seria nada. Seu eterno amor e sua misericórdia me sustentam dia após dia.

Agradeço ao Prof. Dr. Chang Hung Kiang pela orientação nesse mestrado. Aprendi muito com nossas conversas, inclusive extrair observações de lugares onde não imaginava haver algo importante.

Agradeço também à Profa. Dra. Maria Rita Caetano-Chang pela grande ajuda, incluindo a revisão do trabalho.

Agradeço ao Dr. Miguel Alfaro Soto, sempre pronto a ajudar, sendo fundamental para que esse trabalho fosse realizado.

Ao Engenheiro de Segurança Leandro Bocchi, da Petrobras, especial agradecimento pelo suporte nesta pesquisa.

Agradeço ao Prof. Dr. Dimas Dias-Brito que gentilmente cedeu o laboratório de microscopia do UNESPetro onde foram obtidas as fotomicrografias.

Agradeço também ao Prof. Dr. Everton de Oliveira, membro da banca e que muito contribuiu com sugestões, críticas e correções. Também agradeço ao Prof. Dr. Didier Gastmans e Dr. Marco Pede pelas discussões.

Um especial agradecimento ao Ms. Elias Teramoto, grande Xará, amigo desde os tempos de graduação e grande apoiador dessa linha de pesquisa com xistos, e um dos responsáveis por me convencer a produzir esta Dissertação.

Outro especial agradecimento ao agora mestre Eduardo Patrício dos Santos, parceiro de “enroscos” com o mestrado e de muitas horas de laboratório, muito ouviu, apoiou, repreendeu, ajudou, discutiu, enfim, um grande amigo.

Não poderia de deixar de agradecer ao Dr. Marcio Alberto, mesmo que a ideia original tenha sido alterada, o apoio lá no começo foi fundamental.

Agradeço também à Dra. Eliana Martins, aos estagiários Magali Matias e Hernan Silva e a técnico Cal, com a ajuda laboratorial.

Aos graduandos Tomas Corneti e Gean Eduardo e ao Técnico Diego Garcia que muito me auxiliaram em campo e no escritório, mesmo nas enrascadas... e ao desenhista Herberth Tavares pela pronta ajuda com as figuras.

Agradeço aos amigos que fiz durante esse mestrado, Rogério Bordignon, Filipe Montanheiro, Daniela Ferraz e Thomaz Bodelão, todos no mesmo barco.

Aos amigos da Sociedade Brasileira de Geologia, especialmente aos Profs. Drs. Fábio Machado e Adilson Soares que muito contribuíram com revisões e discussões sobre geologia estrutural, me lembrando de que ainda sou Geólogo!

Agradeço aos mais que companheiros de RAIH, meus amigos, que dia a dia me apoiaram, me tranquilizaram, discutiram e deram sugestões ímpares: Ms. Lélia Soares, Patrícia Totti, Cristiane Aily, Thelma Ferreira, e especialmente à Dra. Sílvia Ferreira, mais que uma gerente, uma amiga, que muito me apoiou e compreendeu meus “sumiços” durante o expediente para realizar os experimentos e escrever essa dissertação. E também não posso esquecer-me dos amigos que não estão mais no RAIH, mas sem dúvida alguma são importantes pra mim: Rachila Macedo e Davi Romualdo.

“Então Samuel tomou uma pedra, e a pôs entre Mizpá e Sem, e lhe chamou Ebenézer; e disse: Até aqui nos ajudou o SENHOR”.

(I Samuel, 7:12)

RESUMO

Neste estudo verificou-se a condutividade hidráulica saturada e direcional em xisto do Complexo Embu na região de Mauá/SP. Para tanto foram realizados ensaios em laboratório em amostras indeformadas utilizando-se permeâmetros de cargas tanto variável quanto constante, com aplicação de pressão para sucessivos incrementos de gradiente hidráulico. Além disso, realizou-se também análises de granulometria e de determinação do grau de saturação, assim como, o teste de adsorção do azul de Metileno, os quais foram realizados para caracterização da rocha investigada neste estudo. Os resultados referentes à classificação granulométrica mostraram que a rocha objeto deste estudo é do tipo silte areno-argiloso a silte com areia fina. Quanto ao grau de saturação durante os ensaios, verificou-se que nas amostras com foliação: a) paralela ao eixo cartesiano X os graus de saturação finais foram os maiores observados, b) obliqua em ângulo de 60º foram os menores observados e c) obliqua em ângulo de 30º esse parâmetro foi intermediário. Somando-se a isso, o teste do azul de Metileno indicou a ausência de argilas expansivas. Os resultados da condutividade hidráulica indicaram uma condição aparentemente isotrópica em uma rocha fortemente anisotrópica, pelo menos em gradientes hidráulicos mais altos. Entretanto, para gradientes hidráulicos mais baixos, verifica-se uma aparente anisotropia, visto que as respostas das amostras em diferentes direções dependeram diretamente do gradiente hidráulico aplicado. Os valores encontrados para as direções X, Y e Z estão na ordem de 10^{-09} m/s. Esse comportamento observado pode ser explicado pelos seguintes fatores: a) pequeno espaçamento entre os planos da foliação, o qual parece não ter sido suficiente para ocasionar uma variação significativa entre diferentes direções da condutividade hidráulica, b) gradiente hidráulico limite necessário para que o fluxo seja iniciado no xisto estudado, c) aumento da tortuosidade do meio poroso em direções oblíqua e/ou perpendicular ao plano da foliação e d) grau de saturação inferior a 100%, indicando a presença de bolhas de ar aprisionadas na matriz porosa dificultando o fluxo da água nas diferentes direções. Os dados experimentais aqui obtidos demonstram que as amostras com maior grau de saturação foram aquelas que exigiram os menores gradientes hidráulicos para que o fluxo de água ocorresse através das amostras no intervalo de tempo dos ensaios, e coincidem com o paralelismo existente entre o sentido do fluxo e a direção dos planos da foliação. Por outro lado, amostras com menor grau de saturação foram aquelas que exigiram os maiores gradientes hidráulicos para ocorrência de fluxo contínuo, e coincidem com os maiores ângulos entre o sentido do fluxo e a direção dos planos da foliação.

Palavras-chave: Anisotropia, Permeâmetro, Lei de Darcy.

ABSTRACT

In this study, the directional saturated hydraulic conductivity in schists from Embu Complex, municipality of Mauá/SP were verified. Laboratory tests were performed in undisturbed rock samples using falling head and constant head permeameters under pressure to promote successive increments of hydraulic gradient. Moreover, analyses of grain size distribution and saturation degree, as well as test of adsorption of Methylene Blue were carried out to characterize the investigated rock in this study. The results about the grain size distribution showed that the studied rock is a sandy-clayey silt and fine sand silt type. The data about saturation degree showed that in the rock samples with foliation: a) parallel to X-axis, the final saturation degrees were the highest observed, b) 60° oblique angle, the final saturation degrees were the smallest observed and c) 30° oblique angle, the final saturation degrees were the intermediate one. In addition, the Methylene Blue stain test showed the absence of expansive clays. The results of hydraulic conductivity showed an apparent isotropic condition in a strongly anisotropic rock, at least in higher hydraulic gradients. However, in lower hydraulic gradients, an apparent anisotropic condition is observed, considering that the responses for the rock samples in different directions are directly dependent to the hydraulic gradient applied. The values obtained for X, Y and Z directions are 10^{-09} m/s. This behavior can be explained by the following factors: a) small spacing between the foliation planes, which seems not to have been enough to promote a significant variation along the different directions of hydraulic conductivity, b) threshold hydraulic gradient necessary to induce the water flow in the studied schist, c) increase of tortuosity of the porous medium in the oblique and/or perpendicular directions of the foliation planes and d) saturation degree less than 100%, indicating the presence of air bubbles trapped in the porous medium hindering the water flow in different directions. The experimental data herein demonstrate that rock samples with a higher saturation degree were those requiring smaller hydraulic gradients to promote water flow through the rock samples during the applied tests, and coincide with the parallelism observed between the flow direction and the foliation planes. On the other hand, rock samples with a lower saturation degree were those requiring higher hydraulic gradients to promote water flow through the rock samples, and coincide with the larger angles observed between the flow direction and the foliation planes.

Keywords: Anisotropy, Permeameter, Darcy's Law.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 14
2. OBJETIVOS 16
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 17
4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 19
   4.1. Lei de Darcy e Condutividade Hidráulica 19
   4.2. Valores de Condutividade Hidráulica 26
   4.3. Aquíferos, Aquitardes, Aquicludes e Aquifugos 30
   4.4. Ensaios de Condutividade Hidráulica - Permeâmetros 32
      4.4.1. Permeâmetro de carga variável 33
      4.4.2. Permeâmetro de carga constante 34
5. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 36
   5.1. Aspectos Climáticos 36
   5.2. Geomorfologia e Pedologia 37
   5.3. Geologia, Tectônica e Hidrogeologia Regional 38
   5.4. Geologia e Hidrogeologia Local 43
6. DESENVOLVIMENTO DOS TRABALHOS - METODOLOGIA 47
   6.1. Coleta de Amostras Indeformadas em Campo 47
   6.2. Confecção de Corpos de Prova 48
   6.3. Análise Granulométrica 56
   6.4. Ensaio com Permeâmetro de Carga Constante 56
      6.4.1. Teste preliminar em permeâmetro de carga variável 56
      6.4.2. Permeâmetro de carga constante com aplicação de pressão 57
         6.4.2.1. Montagem do conjunto permeâmetro-amostra 60
         6.4.2.2. Saturação do conjunto permeâmetro-amostra 64
         6.4.2.3. Execução do ensaio 65
   6.5. Adsorção de Azul de Metileno 66
   6.6. Determinação do Grau de Saturação 67
7. RESULTADOS E DISCUSSÕES 68
   7.1. Ensaios de Granulometria 68
   7.2. Determinação do Grau de Saturação 71
   7.3. Condutividade Hidráulica Direcional 72
   7.4. Adsorção de Azul de Metileno 81
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E IMPLICAÇÕES 83

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 87

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo. 18

Figura 2: Experimento de Darcy. Adaptado de Bear (1972). 20

Figura 3: Relação do fator de fricção de Fanning e número de Reynolds para fluxo através do meio poroso (TODD, 1959 apud CHARBENEAU, 2006). 21

Figura 4: Quatro combinações possíveis de heterogeneidade e anisotropia (FREEZE e CHERRY, 1979). 24

Figura 5: Efeitos de anisotropia geológica na direção do fluxo da água subterrânea (CLEARY, 1989). 25

Figura 6: Orientações das amostras indeformadas coletadas para cálculo da condutividade hidráulica direcional (SCHOENEBERGER e AMOOZEGAR, 1990). 29

Figura 7: Representação esquemática dos tipos de aquíferos adaptada de Bear (1979). 31

Figura 8: Representação esquemática de um permeâmetro de carga variável (FETTER, 1999). 33

Figura 9: Representação esquemática de um permeâmetro de carga constante (FETTER, 1999). 34

Figura 10: Precipitação média mensal na RMSP, em que se localiza a área de estudo, entre 2006 e 2013, para as estações meteorológicas E3-035, E3-156 e E3-157. (SÂO PAULO, 2014) 36

Figura 11. Mapa Geológico Regional simplificado de Perrota et al. (2005). 41

Figura 12: Mapa Hidrogológico Regional adaptado de São Paulo (2005). 42

Figura 13: Afloramento estudado. 44

Figura 14: Detalhe dos planos da foliação em afloramento. A linha amarela indica a interceptação do plano com o talude, mostrando um mergulho aparente. 44

Figura 15: Detalhe da foliação e plano de fratura no afloramento A linha amarela indica a interceptação do plano com o talude, mostrando um mergulho aparente. A linha lilás indica o plano de uma fratura. 44

Figura 16: Mapa Potenciométrico na área de estudo. Dados obtidos em Agosto de 2013. 45

Figura 17: Exemplos de blocos irregulares e indeformados coletados. 48

Figura 18: Prisma esquemático das direções cartesianas adotadas em relação à atitude do plano da foliação. O ângulo de 60° é igual ao mergulho da foliação medido em campo. 50

Figura 19: Primeiro corte com serra de um bloco irregular indeformado. 51

Figura 20: Bloco cortado em direções perpendiculares para orientação correta da foliação, direcionando assim os cortes subsequentes de acordo com a orientação desejada da amostra (0º, 30° ou 60° em relação à foliação). As linhas amarelas indicam o plano da foliação no espaço. A seta vermelha indica um plano de fratura com preenchimento por argilominerais, quartzo e óxidos. 51

Figura 21: Segundo corte do bloco indeformado para tamanho menor, e início da definição do tamanho do corpo de prova. 51

Figura 22: Aparação da fatia de rocha, definindo o tamanho do corpo de prova. 51

Figura 23: Processo de lixamento do corpo de prova com lixas de gramaturas crescentes (mais grossa para mais fina) para eliminação de irregularidades do corpo de prova. 52

Figura 24: Corpo de prova finalizado, amostra M3-A1-X (dimensões 29 mm x 30 mm x 75,5 mm). A linha amarela indica o plano da foliação, e a seta vermelha indica o sentido do fluxo pela amostra. 52

Figura 25: Corpo de prova finalizado, amostra M3-A1-Y (dimensões 30,6 mm x 30,8 mm x 73,5 mm). A linha amarela indica o plano da foliação, e a seta vermelha indica o sentido do fluxo pela amostra. 52

Figura 26: Corpo de prova finalizado, amostra M3-A1-Z (dimensões 31,18 mm x 30,66 mm x 78,68 mm), após o ensaio. A linha amarela indica o plano da foliação, e a seta vermelha indica o sentido do fluxo pela amostra. 52

Figura 27: Corpo de prova finalizado, amostra M3-A3-X (dimensões 26,86 mm x 28,63 mm x 72,66 mm). A linha amarela indica o plano da foliação, e a seta vermelha indica o sentido do fluxo pela amostra. 53

Figura 28: Presença de planos de fratura em direções diversas, provocando a quebra do corpo de prova durante o processo de corte e lixamento. 54

Figura 29: Plano de fratura indicado pela seta vermelha. Algumas vezes a fratura só é observada claramente durante o lixamento. 54

Figura 30: Plano de fratura longitudinal ao corpo de prova na direção X, indicado pela seta vermelha. Além da fraqueza da rocha, tal plano interfere diretamente na condutividade hidráulica medida, por se tratar de um caminho preferencial. 54

Figura 31: Quebra da amostra ao longo do plano da foliação durante a colocação de bentonita na montagem do permeâmetro. 55

Figura 32: Presença de macroporosidade (tubos de raízes) na rocha alterada, com preenchimento por quartzo e (setas vermelhas). 55

Figura 33: Presença de macroporosidade (tubos de raízes) na rocha alterada, com preenchimento por quartzo e argilominerais. 55

Figura 34: Presença de macroporosidade na rocha alterada. O preenchimento foi removido para noção exata do tamanho e comunicação da macroporosidade na rocha. 55

Figura 35: Configuração do permeâmetro de carga variável utilizado. a: câmara do permeâmetro; b: bureta graduada; c: termômetro; d: recipiente de coleta de água 57

Figura 36: Sistema do permeâmetro de carga constante. (a) painel de controle do ar comprimido; (b) sistema de distribuição de ar; (c) pares de reservatório com balão interno; (d) permeâmetro; (e) bureta graduada para coleta de água percolada; (f) termômetro. 59

Figura 37: Detalhe do painel de controle de ar. (a) regulador/filtro de entrada de linha de dois sistemas; (b) regulador de pressão de precisão - 1ª queda de pressão; (c) reguladores de pressão de precisão para as três linhas independentes; (d) *display* digital dos transdutores de pressão; (e) transdutores de pressão; (f) fonte de ar comprimido. 59

Figura 38: Componentes da câmara do permeâmetro. 60

Figura 39: Sequência de montagem do permeâmetro de carga constante. A: colocação da placa crivada no *cap* inferior; B: colocação do primeiro papel-filtro e travamento com *o-ring*; C: acoplamento do corpo do permeâmetro; D: colocação da primeira camada de pré-filtro; E: colocação do segundo papel-filtro; F: colocação da amostra. 62

Figura 40: Diferença de altura entre o centro do permeâmetro e o centro do reservatório *H*. 66

Figura 41: Argilominerais e fragmentos de micas (moscovita) aglutinados, formando grãos maiores, com aproximadamente 2 mm de diâmetro 68

Figura 42: Resultados dos ensaios de granulometria. Superior: Amostra 01 preparada com destorroamento mecânico intenso. Intermediário e Inferior: respectivamente Amostras 01A e 01B preparadas com destorroamento normal. 70

Figura 43: Gráfico de Descarga Específica *q versus* Gradiente Hidráulico *i* para a amostra M3-A1-X (Ensaio 1). 74

Figura 44: Gráfico de Descarga Específica *q versus* Gradiente Hidráulico *i* para a amostra M3-A1-X (Ensaio 2). 74

Figura 45: Gráfico de Descarga Específica *q versus* Gradiente Hidráulico *i* para a amostra M3-A3-X. 75

Figura 46: Gráfico de Descarga Específica *q versus* Gradiente Hidráulico *i* para a amostra M3-A1-Z..... 75

Figura 47: Fotomicrografia de lâmina petrográfica delgada de xisto. Plano de corte XZ. Á esquerda nicóis paralelos, à direita nicóis cruzados. Cristais claros essencialmente de quartzo, agregado marrom composto por argilominerais e outros produtos de alteração. Alguns porfiroclastos isolados e rotacionados ou não com a foliação. Aumento de 2,5 x. Barra: 500μm. 78

Figura 48: Fotomicrografia de lâmina petrográfica delgada de xisto. Plano de corte XZ. Á esquerda nicóis paralelos, à direita nicóis cruzados. À esquerda observa-se claramente a mineralogia básica: cristais de quartzo com extinção ondulante e argilominerais com cores de interferência mais altas. 78

Figura 49: Valores de gradientes hidráulicos obtidos nos ensaios e o ângulo formado entre o sentido de fluxo e o plano da foliação. 79

Figura 50: Gráfico de Gradiente Hidráulico *i versus* ângulo formado entre direção de fluxo e plano da foliação..... 80

Figura 51: Resultado do Método da Mancha pelo azul de metileno evidenciando a formação do halo (representativo da saturação do argilomineral com o corante) no tempo de 12 minutos para uma adição de 4 mL do corante..... 82

Figura 52: Gráfico de Descarga Específica q versus Gradiente Hidráulico *i* para as amostras M3-A1-X, M3-A3-X e M3-A1-Z, indicando os intervalos de aparente isotropia e aparente anisotropia. 84

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Faixa de valores de condutividade hidráulica e permeabilidade (SANDERS, 1998)... 27

Tabela 2: Características de anisotropia de algumas rochas sedimentares (DOMENICO e SCHWARTZ, 1997). 28

Tabela 3: Média e desvio padrão (em vermelho) para os valores de condutividade hidráulica saturada para as cinco direções dos horizontes Bt, B/C e C, para as três regiões geomórficas. Valores em $x10^{-6}$ m/s (SCHOENEBERGER e AMOOZEGAR, 1990)..... 29

Tabela 4: Resultados dos percentuais das diferentes frações granulométricas em três amostras analisadas (valores em porcentagem - %). 69

Tabela 5: Índices físicos das amostras ensaiadas e de controle..... 72

Tabela 6: Valores de Condutividade Hidráulica *K* corrigido para temperatura de 20°C para a amostra M3-A1-X..... 73

Tabela 7: Valores de Condutividade Hidráulica *K* corrigido para temperatura de 20°C, e coeficientes de determinação R^2 para as quatro amostras analisadas. 73

1. INTRODUÇÃO

A água subterrânea é um recurso finito e corresponde a aproximadamente 0,61% da distribuição de água total no planeta (FETTER, 1999). De acordo com UNESCO (LIU et al., 2011), a água subterrânea corresponde a 30,1% do total de água doce, a qual corresponde a 3% do total de água no planeta.

De toda a água disponível no planeta, os seres humanos utilizam somente 1% e, deste valor, 99% referem-se à água subterrânea (LIU et al., 2011). Dessa forma, entende-se a importância atribuída aos estudos dos aquíferos visando o sustento futuro.

Nos dias atuais tem sido observada grande preocupação dos órgãos públicos e privados e da população quanto à quantidade disponível e qualidade desse recurso para o abastecimento industrial e urbano. Importante parcela de contribuição para o fornecimento de água subterrânea provém de aquíferos em áreas cristalinas, terrenos ígneos e metamórficos com baixo a alto grau de metamorfismo. Rochas de baixo grau metamórfico constituem-se em aquíferos de uma parcela significativa do volume de água subterrânea disponível para grandes áreas urbanas industrializadas no sudeste brasileiro.

As rochas que compõem os terrenos metamórficos comumente apresentam forte anisotropia estrutural em decorrência dos eventos e processos deformacionais impostos pelo tectonismo. Os principais fatores condicionantes dessa anisotropia estrutural são: diferentes fases de foliação, superimpostas ou não (S_0, S_n, S_{n+1}, etc.), dobras, estruturas rúpteis (falhamento, fraturamento, etc.), basculamentos de blocos, entre outros.

A ação do intemperismo em regiões de clima tropical pode gerar espessos mantos de alteração das rochas. As rochas de baixo grau metamórfico, tais como filitos, quartzitos e xistos, em decorrência do menor grau de recristalização e deformação imposto pelo ambiente geotectônico gerador, possuem maior tendência à rápida alteração. Assim, formam-se Horizontes C bastante permeáveis, com as estruturas metamórficas ainda preservadas, constituindo um meio poroso fortemente anisotrópico em termos hidráulicos.

O Horizonte C saprolítico, ainda pouco compreendido enquanto unidade aquífera, é caracterizado como camada mineral afetada por processos pedogenéticos, constituído por rocha pouco ou muito alterada, branda, com

preservação das características morfológicas macroscópicas da rocha original (IBGE, 1995).

Este horizonte possui características peculiares, pois pode se comportar tanto como meio poroso intersticial granular ou como meio fraturado ou, mais comumente, apresentando os dois comportamentos em conjunto (MARECHAL et al., 2007).

Esses aquíferos anisotrópicos, ou muitas vezes aquitardes anisotrópicos, levam à intuição de que os processos atuantes no fluxo da água subterrânea também são anisotrópicos em todos os sentidos.

Contudo, estudos têm demonstrado que nem sempre esse entendimento é verdadeiro. Schoeneberger e Amoozegar (1990) verificaram que não existe uma direção preferencial da condutividade hidráulica dentre cinco direções ensaiadas para avaliação da influência dos planos de foliação no perfil de alteração raso de uma rocha gnáissica a xistosa, concluindo que os planos da foliação não tiveram influência consistente na condutividade hidráulica direcional para a área de estudo.

Assim, foi escolhida uma área de estudo com ocorrência de xisto portador de anisotropia estrutural com espesso manto de alteração do Complexo Embu na região de Mauá, estado de São Paulo, para avaliação da condutividade hidráulica em três direções segundo os eixos cartesianos XYZ, alinhando o eixo X com a direção do plano da foliação, visando identificar se este plano pode influenciar ou não a condutividade hidráulica em diferentes direções, empregando testes em laboratório com permeâmetros de carga constante e de carga variável em amostras indeformadas.

A observação do comportamento do fluxo da água subterrânea considerando a condutividade hidráulica saturada direcional nesses aquíferos ou aquitardes anisotrópicos pode auxiliar estudos para a explotação eficiente e sustentável do recurso hídrico subterrâneo, e também como subsídio a estudos ambientais, especialmente no comportamento e migração de contaminantes orgânicos e inorgânicos no aquífero.

2. OBJETIVOS

Diversos estudos têm contribuído para o entendimento das rochas metamórficas de baixo grau enquanto meio fraturado para o fluxo da água subterrânea, contudo os trabalhos que buscam o entendimento da influência da sua matriz enquanto meio poroso são escassos, o que torna necessária a realização de estudos que abordem tal temática.

Diante disso, com o intuito de elucidar a influência da matriz da rocha metamórfica sobre o fluxo da água subterrânea este trabalho tem como objetivos:

- Avaliar a condutividade hidráulica saturada em três direções ortogonais segundo os eixos cartesianos XYZ, por meio da aplicação dos métodos com permeâmetros de carga constante e de carga variável.
- Verificar a relação da condutividade hidráulica com a anisotropia estrutural observada em xisto alterado, a qual é dada essencialmente pela foliação secundária gerada pela deformação do acamamento sedimentar primário de rochas pelíticas e psamíticas em eventos tectônicos regionais, buscando identificar se a anisotropia estrutural gera anisotropia hidráulica.

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no município de Mauá, estado de São Paulo, mais precisamente no polo petroquímico de Capuava. As coordenadas geográficas do ponto central são 23º38’39,71” Sul e 46º27’39,90” Oeste no sistema WGS 1984.

O acesso para a área de estudo se dá pela Avenida Ayrton Senna, s/nº, a qual pode ser acessada pela Rodovia Jacu Pêssego (Figura 1).

Ocupa uma área aproximada de 564.905 m^2 (56,49 ha). Esse local foi escolhido por possuir afloramento de xisto alterado, uma rocha metamórfica de baixo grau portadora de forte anisotropia estrutural (intensa foliação), pertencente ao Complexo Embu (Neoproterozoico), com fácil acesso para coleta de amostras indeformadas.

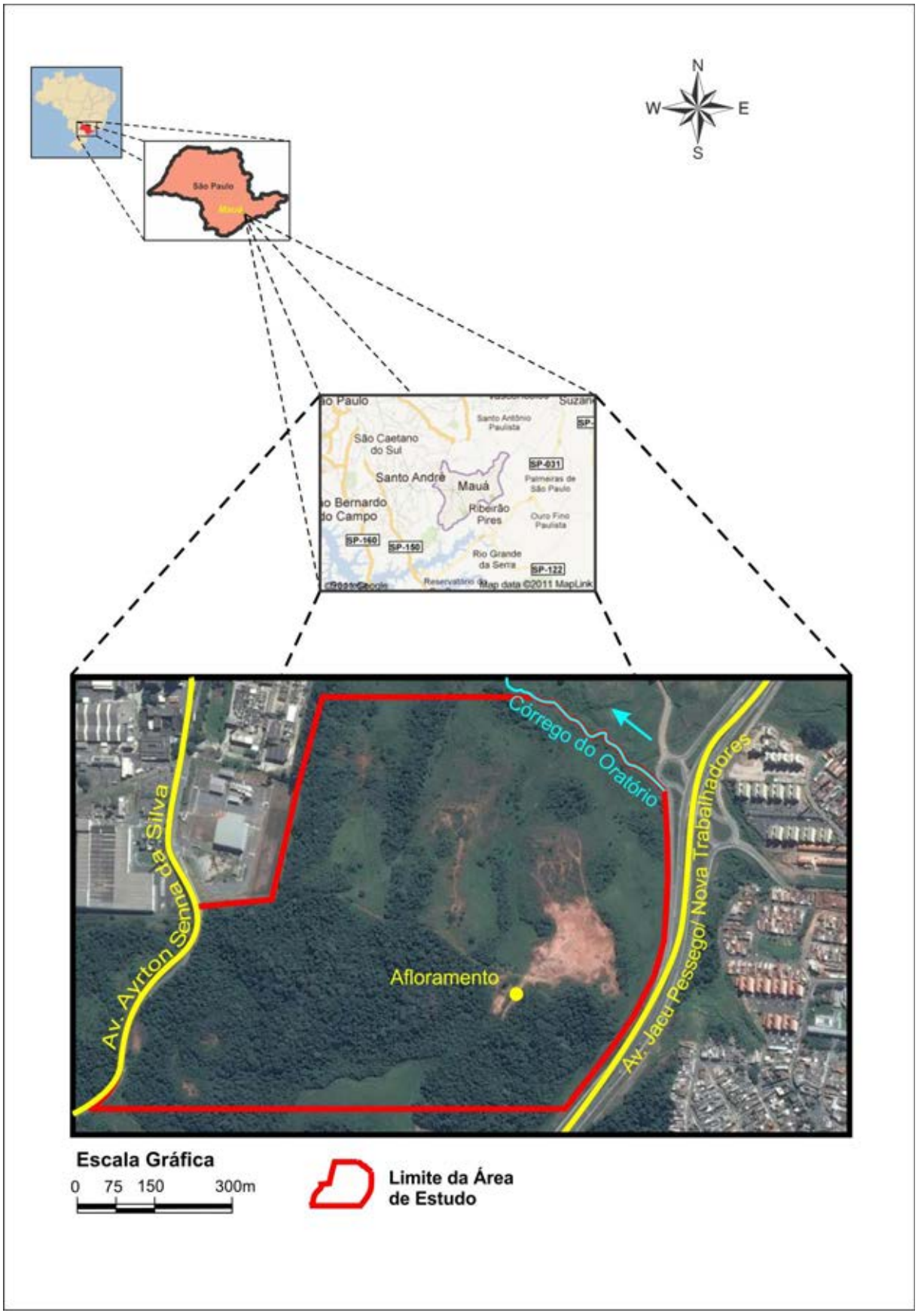


Figura 1: Localização da área de estudo.

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1. Lei de Darcy e Condutividade Hidráulica

O engenheiro hidráulico francês Henry Philibert Gaspard Darcy (1803-1858) postulou uma fórmula, publicada em 1856, conhecida como Lei de Darcy, uma lei empírica que descreve a passagem de um volume de água por uma seção de material permeável em função de duas características principais: gradiente hidráulico e coeficiente de proporcionalidade, denominado condutividade hidráulica, que é intrínseco ao meio estudado e ao fluido percolante.

Darcy estabeleceu essa fórmula após diversos experimentos em que observou o fluxo da água em colunas de areia homogeneizada e saturada, utilizadas como filtros para um sistema de purificação da água para abastecimento público da cidade de Dijon, França.

Darcy concluiu que a vazão de escoamento ***Q*** é diretamente proporcional à área da seção transversal ***A*** do filtro e à diferença de carga hidráulica - ***Δh*** (h_1-h_2) -, obtida em relação a um *datum* arbitrário, e inversamente proporcional ao comprimento ***L*** da coluna. A Figura 2 apresenta o esquema do experimento de Darcy.

A fórmula postulada por Darcy:

$$Q = -KA(\frac{h1 - h2}{L}) \tag{4.1}$$

pode ser reescrita, considerando como gradiente hidráulico (h_1-h_2/L) o parâmetro ***i***:

$$Q = -KAi \tag{4.2}$$

A forma diferencial da equação 4.1 é muito utilizada:

$$Q = -KA\frac{dh}{dL} \tag{4.3}$$

Na equação 4.1, o parâmetro ***K*** é o coeficiente de proporcionalidade, ou condutividade hidráulica, que é dependente do tipo de material permeável e também do tipo de fluido (FREEZE e CHERRY, 1979). A condutividade hidráulica expressa a facilidade com que um fluido se movimenta em um meio poroso (BEAR, 1979). O sinal negativo na equação indica a direção do fluxo para cargas decrescentes.

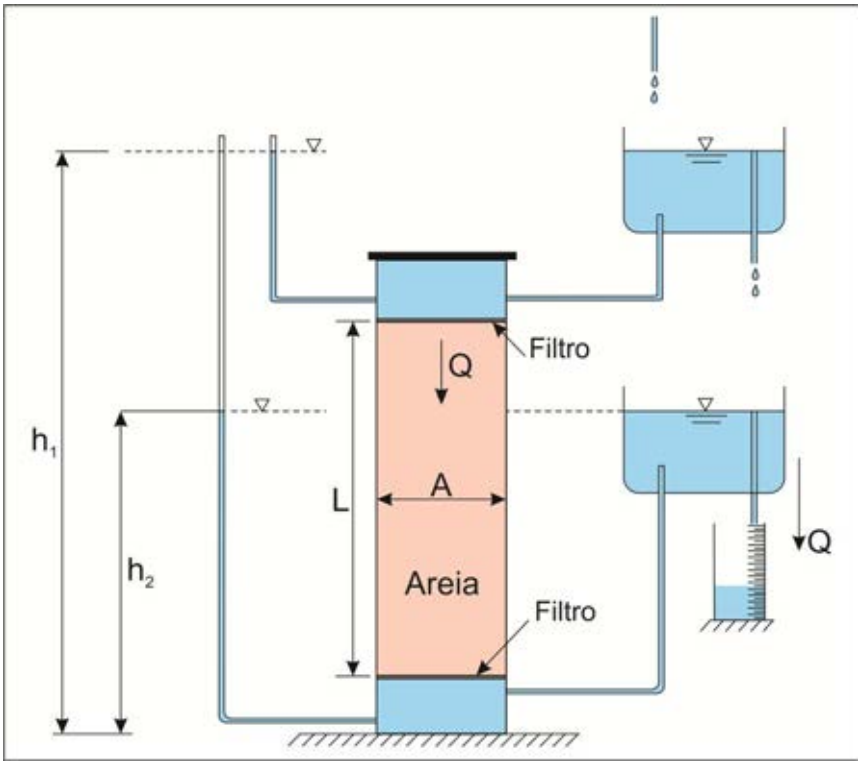


Figura 2: Experimento de Darcy. Adaptado de Bear (1972).

Contudo, a Lei de Darcy não é válida em todas as situações, existindo pelo menos duas limitações para sua aplicação.

Meinzer (1942) apud Charbeneau (2006), notou que aparentemente não existe um limite inferior para a faixa de aplicação da Lei de Darcy em aquíferos, sendo que para gradientes hidráulicos muito baixos a relação linear permanece válida. Entretanto, para o mesmo autor, em materiais argilosos a situação não é clara, pois que devido à grande área superficial dos argilominerais existe a possibilidade de a água não atuar como um fluido newtoniano, pelo menos para baixos gradientes.

Segundo Freeze e Cherry (1979), evidências laboratoriais sugerem a existência de um gradiente hidráulico limite (*threshold hydraulic gradient*) que deve ser

superado para iniciar o fluxo em materiais finos de baixa permeabilidade. Para esses autores, não há consenso sobre o mecanismo atuante e as evidencias laboratoriais não estão isentas de dúvidas.

Na outra ponta, em casos de grandes gradientes hidráulicos e velocidades de fluxo, existe ampla evidência de que o fluxo diverge da relação linear da Lei de Darcy, por conta do aumento da energia cinética. Nessa situação, o fluxo torna-se turbulento e aumenta a perda de carga (FETTER, 1999), inviabilizando a aplicação da Lei de Darcy, que tem como uma de suas premissas a ocorrência de fluxo laminar.

A Figura 3 apresenta resultados experimentais para fatores de fricção (f_f) em função do número de Reynolds (N_R), que determina se o fluxo é laminar ou turbulento (TODD, 1959 apud CHARBENEAU, 2006). Pela Figura 3, é possível observar que a Lei de Darcy é válida para número de Reynolds inferior a 10.

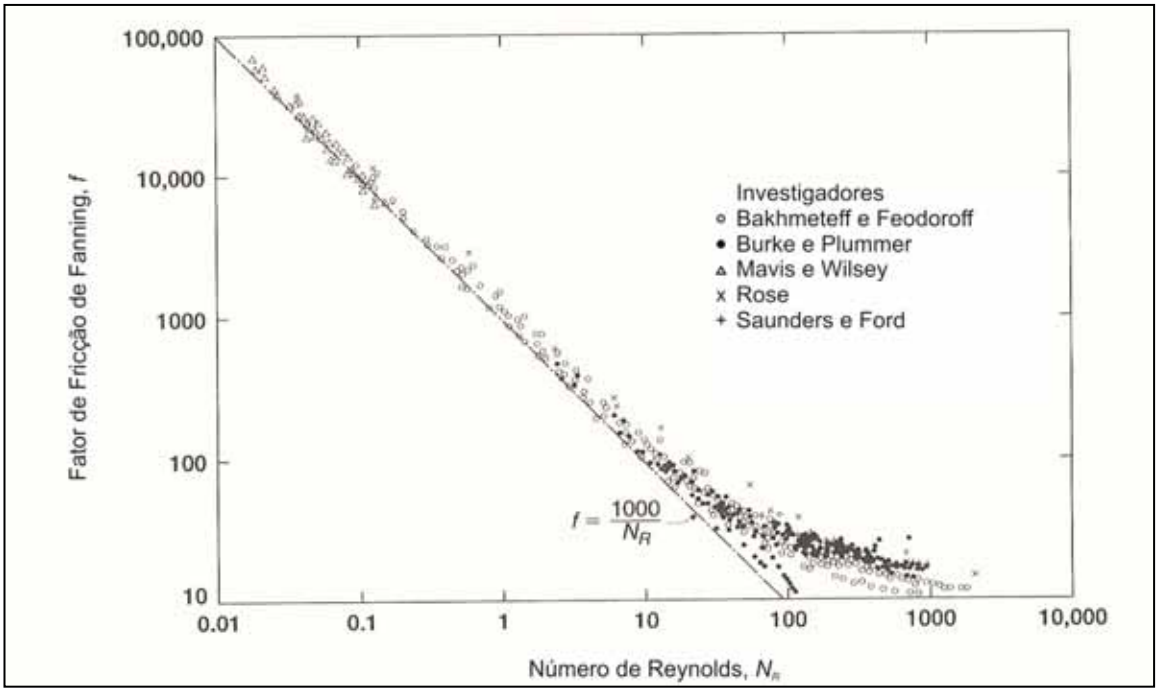


Figura 3: Relação do fator de fricção de Fanning e número de Reynolds para fluxo através do meio poroso (TODD, 1959 apud CHARBENEAU, 2006).

Outro conceito importante é a descarga específica, ***q***, também chamada de velocidade aparente ou velocidade de Darcy, interpretada como a descarga ou vazão por uma seção transversal unitária e normal à direção do fluxo:

$$q = \frac{Q}{A} \tag{4.4}$$

Isolando-se a condutividade hidráulica na equação 4.2, tem-se:

$$K = \frac{Q}{Ai} \tag{4.5}$$

Onde:
Q = taxa volumétrica de fluxo (L^3/T);
A = área da seção transversal (L^2);
i = gradiente hidráulico (L/L = adimensional).

Assim, observa-se que a condutividade hidráulica possui a mesma unidade da velocidade (L/T), que no Sistema Internacional é o metro por segundo (m/s). Bear (1979) enfatiza que a condutividade hidráulica depende das propriedades tanto do meio poroso quanto das características do fluido. Pode ser expressa pela equação:

$$K = \frac{\rho g k}{\mu} \tag{4.6}$$

Onde:
K = condutividade hidráulica (L/T);
ρ = densidade do fluido (M/L^3);
g = aceleração da gravidade (L/T^2);
k = permeabilidade intrínseca (L^2);
μ = viscosidade do fluido (FT/L^2).

Na Equação 4.6 os parâmetros ρ, g e μ são propriedades do fluido, ficando o parâmetro ***k*** como propriedade do meio poroso para satisfazer a definição da condutividade hidráulica. Esse parâmetro ***k*** é a permeabilidade intrínseca. As principais propriedades do meio poroso que importam para a permeabilidade intrínseca são a distribuição de tamanho de poros ou de grãos, forma dos poros ou dos grãos, tortuosidade, superfície específica e porosidade. A unidade da permeabilidade intrínseca é L^2, sendo normalmente expressa pela unidade ***Darcy***, sendo que 1 Darcy corresponde a 9,87 x 10^{-9} cm^2.

Com base no conceito de que a condutividade hidráulica pode ser descrita como a facilidade com que um fluido se move pelo meio poroso, pode-se entender que é possível calcular a velocidade real do fluido nesse meio:

$$V = \frac{Ki}{n_e} \tag{4.7}$$

Onde:
V = velocidade linear de fluxo (L/T);
K = condutividade hidráulica (L/T);
i = gradiente hidráulico (L/L = adimensional);
n_e = porosidade efetiva (adimensional).

A velocidade de fluxo considera que um fluido se move por um determinado meio sob influência de um gradiente hidráulico (gradiente de energia) por um caminho de poros efetivamente interconectados (porosidade efetiva).

É necessário ressaltar que todas as definições apresentadas consideram que o aquífero é isotrópico, ou seja, a magnitude dos fenômenos independe da direção de fluxo.

Em um meio anisotrópico, em que a magnitude de uma propriedade depende da direção adotada, a condutividade hidráulica é descrita matematicamente como um tensor de segunda ordem com nove componentes (BEAR, 1979), sendo um tensor dado por um vetor em que a magnitude varia dentro de uma determinada direção.

As direções em que as condutividades hidráulicas são máxima e mínima em um determinado plano são chamadas de direções principais do tensor de condutividade hidráulica (CLEARY, 1989).

Freeze e Cherry (1979) observam a importância de dois adjetivos para descrever o comportamento da condutividade hidráulica em uma formação: heterogeneidade e anisotropia (Figura 4).

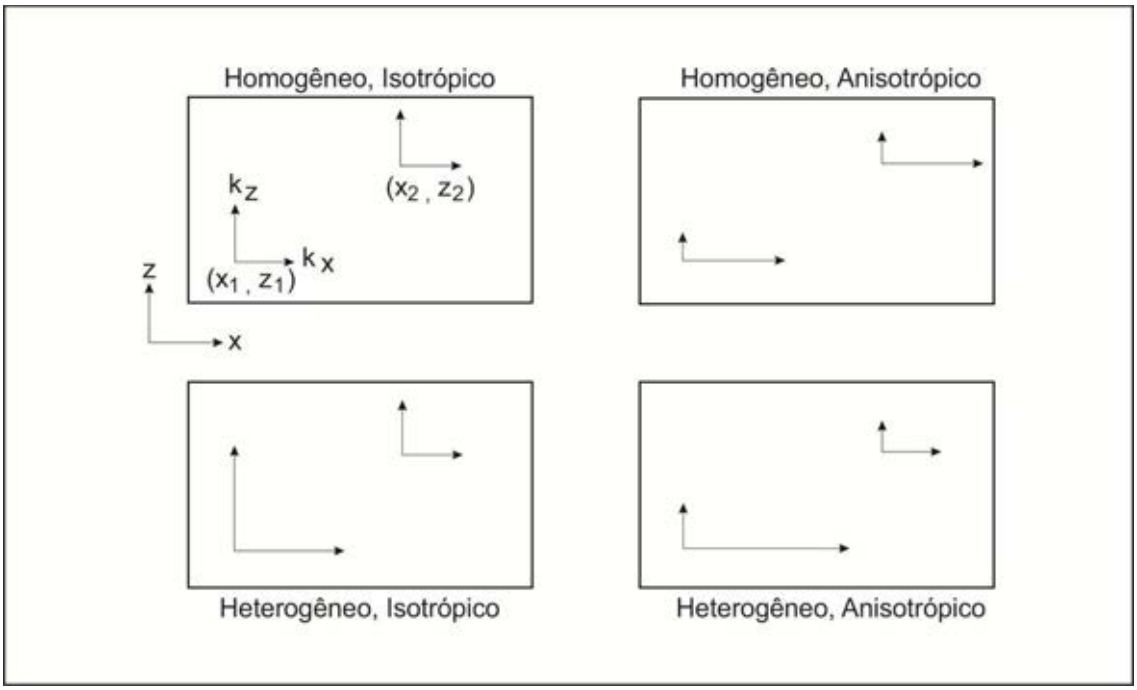


Figura 4: Quatro combinações possíveis de heterogeneidade e anisotropia (FREEZE e CHERRY, 1979).

Esse conceito é fundamental para o entendimento do comportamento das linhas de fluxo em relação às curvas equipotenciais. Em um meio isotrópico, as linhas de fluxo são perpendiculares às curvas equipotenciais, dado que a condutividade hidráulica horizontal possui mesma magnitude independente da direção. Isso não ocorre em um meio anisotrópico, pois dado que a magnitude da condutividade hidráulica é diferente nas diversas direções, as linhas de fluxo possuem direções que dependem da relação das condutividades hidráulicas principais (CLEARY, 1989). A Figura 5 ilustra a dependência da direção do fluxo em relação às direções principais da condutividade hidráulica em um cenário anisotrópico.

Como resultado, a direção real do fluxo de água será a resultante dos tensores principais da condutividade hidráulica.

Charbeneau (2006) relata que uma abordagem mais apropriada é escolher um eixo de coordenada paralelo às camadas (ou estruturas) e outro eixo perpendicular às mesmas, resultando em um eixo na direção do tensor principal da condutividade hidráulica máxima, e outro eixo na direção do tensor principal da condutividade hidráulica mínima.

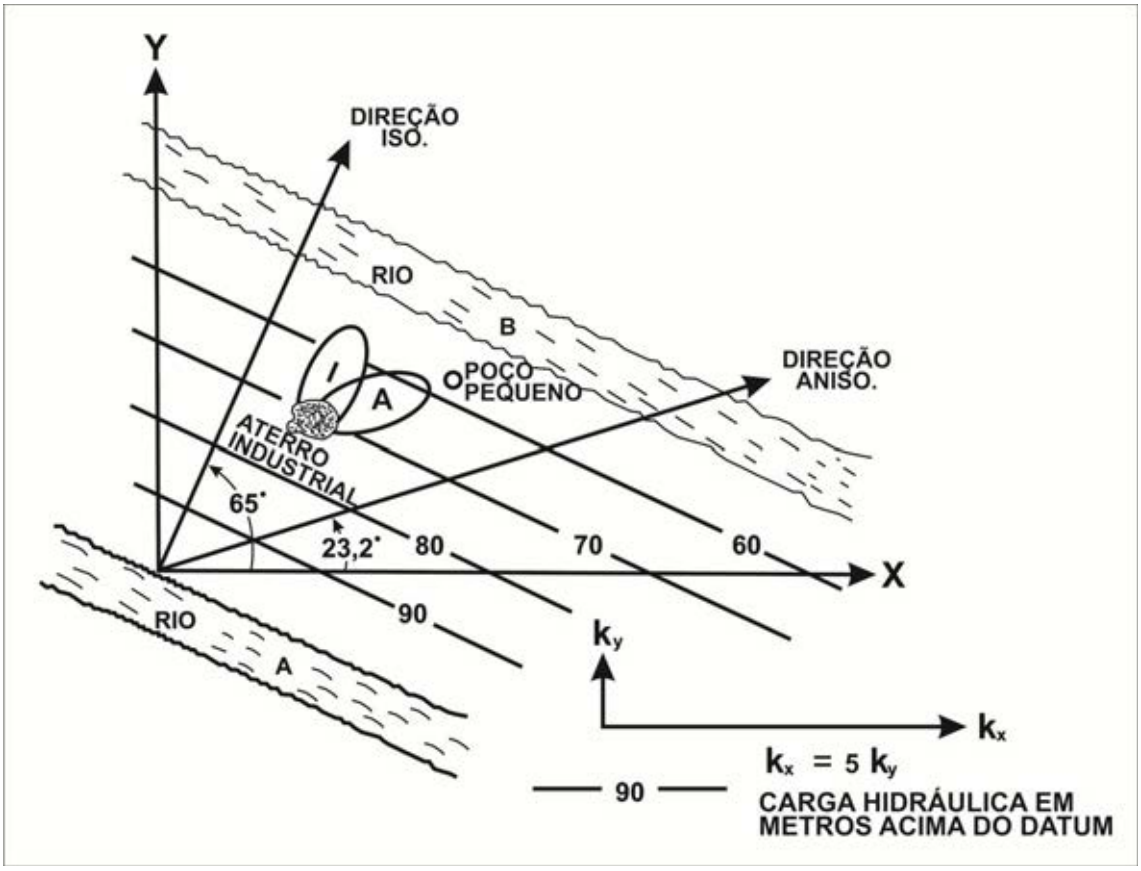


Figura 5: Efeitos de anisotropia geológica na direção do fluxo da água subterrânea (CLEARY, 1989).

Bear (1972; 1979) que descreve matematicamente a condutividade hidráulica como um tensor de segunda ordem com nove componentes para um meio anisotrópico, reescreve a Lei de Darcy simbolicamente como sendo uma matriz:

$$[K] \equiv \begin{bmatrix} Kxx & Kxy & Kxz \\ Kyx & Kyy & Kyz \\ Kzx & Kzy & Kzz \end{bmatrix} \qquad (4.8)$$

Entretanto, essa abordagem está além desta Dissertação. Para Feitosa et al. (2008), apesar de a condutividade hidráulica ser um tensor, geralmente ela é utilizada como uma grandeza escalar em virtude da dificuldade de se calcular todas as componentes.

4.2. Valores de Condutividade Hidráulica

Em virtude de heterogeneidades e anisotropias em um mesmo tipo rochoso, espera-se que uma mesma litologia possa apresentar uma faixa de variação de valores de condutividade hidráulica, e que essas faixas possam ser características, mas não de maneira absoluta.

Com essa visão, Sanders (1998) compilou de vasta literatura valores de condutividade hidráulica para tipos de rochas características - sedimentares, ígneas e metamórficas - e tidas como representativas (Tabela 1). Como é possível observar na Tabela 1, os valores de condutividade hidráulica apresentam grande faixa de variação da magnitude, de 10^{-14} m/s até 10^{+2} m/s. Charbeneau (2006) enfatiza que poucos parâmetros físicos mostram tamanha faixa de variação na natureza. Contudo, os valores apresentados referem-se a rochas inalteradas, características de regiões de clima temperado, não indicando valores para rochas alteradas, como os saprólitos.

Em regiões de clima tropical são desenvolvidos espessos mantos de alteração a partir de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, em decorrência principalmente do intemperismo químico e, secundariamente, do intemperismo físico.

Cavalcante (1990), com base em resultados de testes de bombeamento em poços tubulares, apresentou valores de condutividade hidráulica para a zona saturada do manto de alteração de gnaisses e xistos da região de Atibaia/SP entre 10^{-6} m/s e 10^{-7} m/s para a porção mais alterada, com pouca ou nenhuma estrutura da rocha matriz preservada, e valores entre 10^{-4} m/s e 10^{-5} m/s para a porção menos alterada, onde as estruturas reliquiares da rocha matriz estavam mais bem preservadas.

Salles (1999), durante investigação de uma área contaminada em São Paulo/SP, apresentou resultados de testes de *slug* em poços de monitoramento instalados no nível superior da zona saturada de xistos alterados, indicando valores de condutividade hidráulica entre $1{,}23 \times 10^{-6}$ m/s e $4{,}57 \times 10^{-8}$ m/s.

Tabela 1: Faixa de valores de condutividade hidráulica e permeabilidade (SANDERS, 1998).

Sedimento/Rocha	**Condutividade hidráulica (m/s)**	**Permeabilidade intrínseca (m²)**
Argila	10^{-11} a 10^{-8}	10^{-16} a 10^{-13}
Silte	10^{-9} a 10^{-5}	10^{-14} a 10^{-10}
Areia fina ou siltosa	10^{-7} a 10^{-5}	10^{-12} a 10^{-10}
Areia grossa ou bem selecionada	10^{-5} a 10^{-3}	10^{-10} a 10^{-8}
Cascalho	10^{-3} a 10^{+0}	10^{-8} a 10^{-5}
Tilito denso, não fraturado	10^{-11} a 10^{-7}	10^{-16} a 10^{-11}
Tilito fraturado	10^{-9} a 10^{-5}	10^{-14} a 10^{-10}
Folhelho são	10^{-13} a 10^{-9}	10^{-18} a 10^{-14}
Folhelho fraturado/alterado	10^{-9} a 10^{-6}	10^{-14} a 10^{-11}
Arenito bastante cimentado	10^{-10} a 10^{-7}	10^{-15} a 10^{-12}
Arenito pouco cimentado	10^{-8} a 10^{-5}	10^{-13} a 10^{-10}
Calcário e dolomito não cárstico	10^{-9} a 10^{-5}	10^{-14} a 10^{-10}
Calcário e dolomito de recife ou carste	10^{-6} a 10^{+2}	10^{-11} a 10^{-3}
Calcário (greda)	10^{-8} a 10^{-5}	10^{-13} a 10^{-10}
Anidrita	10^{-12} a 10^{-11}	10^{-17} a 10^{-16}
Sal	10^{-14} a 10^{-7}	10^{-19} a 10^{-11}
Basalto são	10^{-11} a 10^{-8}	10^{-16} a 10^{-13}
Basalto fraturado/vesicular	10^{-6} a 10^{+1}	10^{-11} a 10^{-4}
Rochas ígneas e metamórficas sãs	10^{-14} a 10^{-10}	10^{-19} a 10^{-15}
Rochas ígneas e metamórficas fraturadas	10^{-10} a 10^{-6}	10^{-15} a 10^{-11}

Pede (2004) realizou testes de *slug* em 63 poços de monitoramento espalhados na Região Metropolitana de São Paulo e instalados em dois domínios principais, o domínio de rochas granitoides alteradas, com valores médios de condutividade hidráulica de $7{,}51 \times 10^{-6}$ m/s (método de Hvorslev) e $2{,}34 \times 10^{-5}$ m/s (método Bouwer & Rice), e domínio de rochas metassedimentares alteradas, com valores médios de condutividade hidráulica de $5{,}01 \times 10^{-7}$ m/s (método de Hvorslev) e $7{,}99 \times 10^{-7}$ m/s (método Bouwer & Rice).

Faz-se necessário esclarecer que tanto testes de bombeamento quanto testes de *slug* fornecem valores de condutividade hidráulica médios para todas as direções existentes, tanto horizontais quanto verticais, dentro do raio do ensaio realizado.

Para meios anisotrópicos, onde os valores de condutividade hidráulica são diferentes nas variadas direções, Domenico e Schwartz (1997) apresentaram valores de condutividade hidráulica horizontais e verticais para alguns tipos de rochas sedimentares, conforme disposto na Tabela 2.

Tabela 2: Características de anisotropia de algumas rochas sedimentares (DOMENICO e SCHWARTZ, 1997).

Materiais	**Condutividade Horizontal (m/s)**	**Condutividade Vertical (m/s)**
Anidrita	10^{-14} a 10^{-12}	10^{-15} a 10^{-13}
Calcário (Greda)	10^{-10} a 10^{-8}	$5x10^{-11}$ a $5x10^{-9}$
Calcário, Dolomito	10^{-9} a 10^{-7}	$5x10^{-10}$ a $5x10^{-8}$
Arenito	$5x10^{-13}$ a 10^{-10}	$2,5x10^{-13}$ a $5x10^{-11}$
Folhelho	10^{-14} a 10^{-12}	10^{-15} a 10^{-13}
Sal	10^{-14}	10^{-14}

Schoeneberger e Amoozegar (1990) estudaram a condutividade hidráulica saturada, em laboratório, de amostras indeformadas (utilizando permeâmetro de carga constante), coletadas em cinco direções, escolhidas para avaliar a influência dos planos de foliação ou acamamento na condutividade hidráulica (Figura 6); essas amostras foram coletadas em três horizontes de um perfil de alteração raso de uma rocha gnáissica e xistosa (Bt, B/C e C), em três regiões geomórficas distintas, mas próximas entre si (Ridge Top, Shoulder e Nose) na Carolina do Norte (EUA). Os autores verificaram que a condutividade hidráulica saturada na área de estudo não variou entre as cinco direções como esperado, não indicando uma direção consistentemente dominante, de forma que concluíram que, em perfis de alteração rasos na área estudada, os quais incluem horizonte saprolítico maciço derivado de rochas foliadas, o fluxo da água não se dá preferencialmente ao longo do mergulho dos planos da foliação ou na matriz das bandas de foliação; ou seja, esses planos não tiveram influência consistente na condutividade hidráulica direcional. A Tabela 3 apresenta os resultados de condutividade hidráulica obtidos por esses autores.

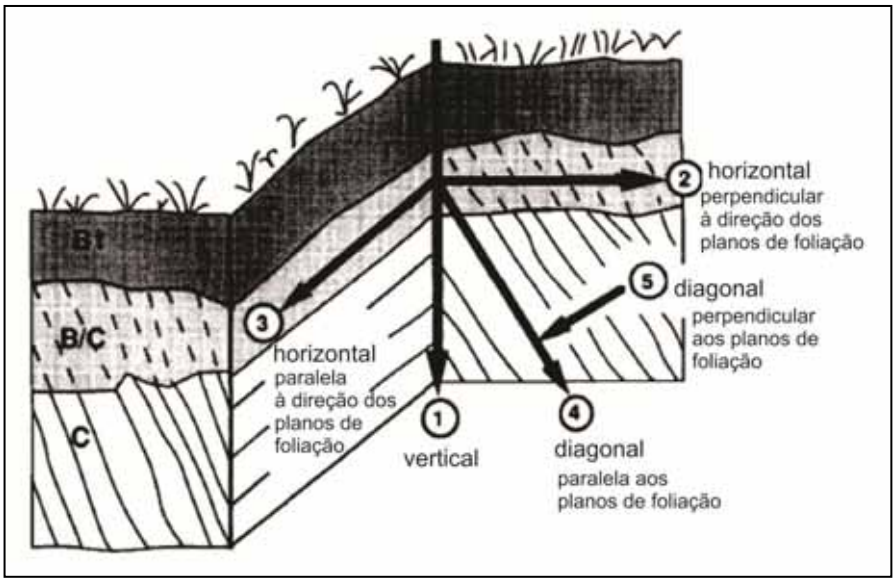


Figura 6: Orientações das amostras indeformadas coletadas para cálculo da condutividade hidráulica direcional (SCHOENEBERGER e AMOOZEGAR, 1990).

Tabela 3: Média e desvio padrão (em vermelho) para os valores de condutividade hidráulica saturada para as cinco direções dos horizontes Bt, B/C e C, para as três regiões geomórficas. Valores em $x10^{-6}$ m/s (SCHOENEBERGER e AMOOZEGAR, 1990).

Horizonte	**Região geomórfica**	**Orientação**				
		1	2	3	4	5
Bt	*Ridge Top*	1,240	1,470	1,167	1,741	1,246
		1,006	0,152	0,703	0,626	0,136
	Shoulder	1,048	2,693	0,133	1,771	2,349
		0,590	3,590	0,142	1,174	0,879
	Nose	2,749	1,131	2,517	1,685	1,510
		1,856	0,372	0,643	0,642	1,175
B/C	*Ridge Top*	0,146	0,129	0,082	0,161	0,109
		0,099	0,038	0,031	0,063	0,021
	Shoulder	0,152	0,158	0,322	0,273	0,269
		0,046	0,140	0,133	0,053	0,061
	Nose	0,306	1,209	0,803	0,556	0,181
		0,203	0,302	0,149	0,397	0,098
C	*Ridge Top*	0,569	0,816	0,516	0,803	0,483
		0,571	0,507	0,229	0,126	0,287
	Shoulder	1,552	0,878	2,188	0,806	0,743
		1,034	0,509	0,730	0,470	0,189
	Nose	0,829	0,922	1,275	0,455	0,483
		0,447	0,338	0,094	0,196	0,173

4.3. Aquíferos, Aquitardes, Aquicludes e Aquifugos

Para Fetter (1999), um aquífero é uma unidade geológica capaz de armazenar e transmitir água em taxas altas o suficiente para suprir quantidades razoáveis de poços. Feitosa et al. (2008) atribuem valores de condutividade hidráulica entre 10^{-2} m/s e 10^{-5} m/s para aquíferos em terrenos sedimentares. Aquíferos são limitados por camadas confinantes, menos permeáveis, sendo que a definição destes pode variar de acordo com as condições locais e quando comparados em relação às camadas mais permeáveis.

Para o mesmo autor, as camadas confinantes podem ser subdivididas em três grupos:

- Aquitarde: camada de baixa permeabilidade que pode armazenar água e também transmiti-la lentamente de um aquífero para outro. Valores de condutividade hidráulica entre 10^{-6} m/s e 10^{-8} m/s (FEITOSA et al., 2008);
- Aquiclude: unidade saturada, mas relativamente impermeável, como argila (CHARBENEAU, 2006). Valores de condutividade hidráulica entre 10^{-7} m/s e 10^{-11} m/s (FEITOSA, et al., 2008);
- Aquifugo: unidade absolutamente impermeável, incapaz de transmitir água.

Um aquífero pode ser subdividido em três tipos, abaixo descritos:

- Aquífero confinado: aquífero limitado acima e abaixo por aquicludes ou aquifugos (CHARBENEAU, 2006). Fetter (1999) denomina-o aquífero artesiano, e Bear (1979), aquífero de pressão, deixando a nomenclatura de aquífero artesiano somente para os casos em que a superfície potenciométrica está localizada acima da superfície do terreno, gerando o efeito do artesianismo, em que a água flui pelo poço sem bombeamento;
- Aquífero freático ou não confinado: aquífero limitado somente abaixo por camada confinante (aquicludes ou aquifugos), enquanto que o limite superior faz contato com a atmosfera e é alimentado diretamente por recarga pluviométrica que passa pela zona vadosa (FETTER, 1999).
- Aquífero semi-confinado: aquífero confinado ou freático limitado acima ou abaixo por aquitarde e que pode ganhar ou perder água para outra formação através do aquitarde (BEAR, 1979).

Outro tipo de aquífero é uma derivação do aquífero freático, definido por Fetter (1999) como aquífero suspenso, que constitui um acúmulo de água localizado sobre lentes de material de baixa permeabilidade, dentro de uma camada mais permeável. Nesse tipo de aquífero, a água se move lateralmente até os limites da lente, de onde passa a fluir verticalmente até alcançar a zona saturada.

A Figura 7 apresenta um modelo esquemático conceitual dos diferentes tipos de aquíferos descritos.

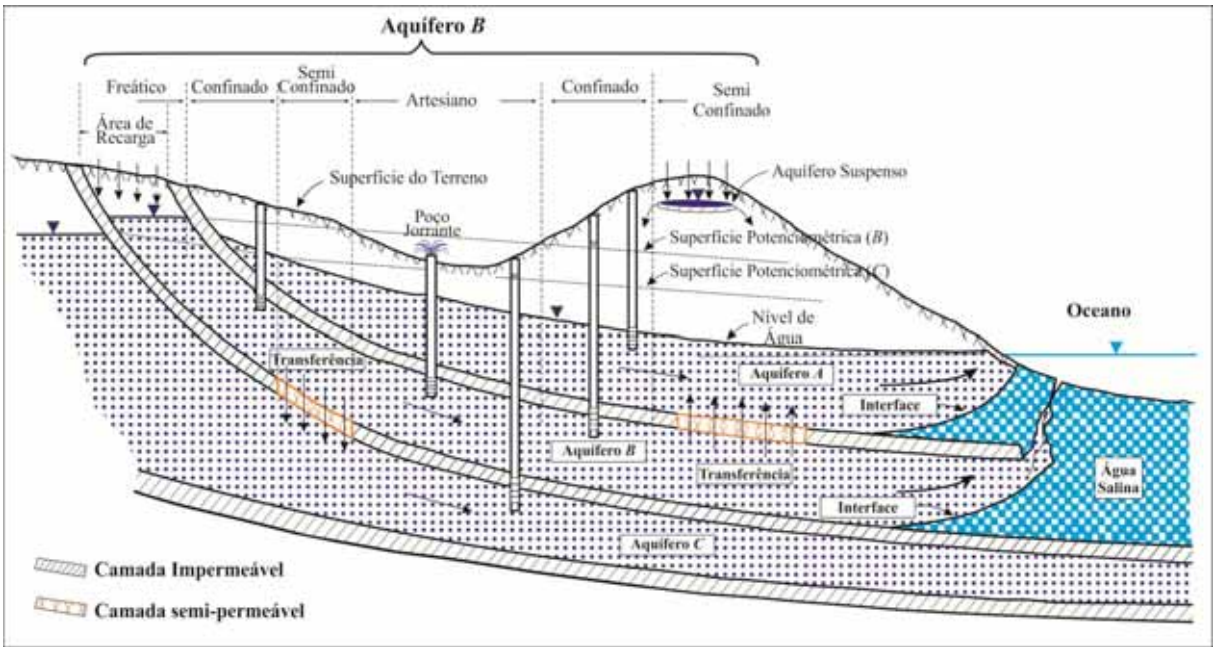


Figura 7: Representação esquemática dos tipos de aquíferos adaptada de Bear (1979).

Quanto à forma de ocorrência, os aquíferos podem ser subdivididos em:

- Aquífero sedimentar ou poroso intergranular: pode ser qualquer um dos tipos de aquífero (confinado, semi-confinado ou freático), que ocorre nos interstícios entre os grãos da matriz da rocha;
- Aquífero cristalino ou fissural: também pode ser qualquer um dos tipos de aquíferos, entretanto, a água se acumula ao longo das redes de descontinuidades (falhas, fraturas, juntas, etc.) em rochas duras.

Para Krásný e Sharp (2007) existe certa dificuldade para a definição exata dos tipos de aquíferos quanto à sua forma de ocorrência, já que alguns tipos litológicos,

sedimentares ou metassedimentares, não possuem mais uma porosidade intergranular importante para o fluxo em virtude de cimentação tardia.

Gustafsson (1993) apud Krásný e Sharp (2007) sugere que a rocha arcabouço de aquíferos fissurais seja qualquer tipo de rocha sem porosidade primária ou condutividade suficiente para uma possível extração de água subterrânea.

4.4. Ensaios de Condutividade Hidráulica - Permeâmetros

Existem diversas formas de se obter valores de condutividade hidráulica dos diferentes meios, sejam eles saturados ou não. Nesse sentido podem ser utilizados tanto ensaios em campo (teste de bombeamento, teste de *slug* e permeâmetro Guelph) quanto laboratoriais (permeâmetros de carga constante e carga variável, assim como ensaios de adensamento). Destes principais testes aplicados para obtenção de valores de condutividade, somente o método do permeâmetro Guelph é indicado para meios não saturados.

Considerando que o objeto de estudo desta Dissertação é a zona saturada da rocha alterada por meio dos ensaios laboratoriais com permeâmetros de carga constante e de carga variável, seguem as descrições destas metodologias:

Permeâmetros consistem em uma câmara selada na qual a amostra a ser analisada é inserida e água é percolada através da mesma. As medições são feitas pela variação da descarga de água percolada em função do tempo.

O padrão de fluxo da água através de um pequeno corpo de prova indeformado ou deformado é unidimensional, estacionário (*steady state*) ou não (*unsteady state*) (BEAR, 1972).

Os permeâmetros, de acordo com sua construção, podem ser classificados em permeâmetros de carga constante e de carga variável, sendo cada tipo indicado para amostras com características específicas (FETTER, 1999):

- Permeâmetros de carga constante são mais adequados para sedimentos não coesos ou pouco consolidados, com maiores permeabilidades;
- Permeâmetros de carga variável são mais adequados para sedimentos coesos ou muito consolidados, com condutividades mais baixas.

4.4.1. Permeâmetro de carga variável

Este permeâmetro caracteriza-se por utilizar um pequeno volume de água percolado pela amostra (Figura 8). A variação da carga de água visualizada no tubo conectado à câmara é medida com o tempo. Nesse tipo de permeâmetro, a condutividade hidráulica é dada pela equação 3.9:

$$K = \frac{d_t^2 L}{d_c^2 t} \ln(\frac{h_0}{h}) \qquad (4.9)$$

Onde:

K = condutividade hidráulica (L/T);

L = comprimento da amostra (L);

h_0 = carga inicial no tubo (*falling-head tube*) (L);

h = carga final no tubo (*falling-head tube*) (L);

t = tempo decorrido para a carga variar de h_0 até h (T);

d_t = diâmetro interno do tubo (*falling-head tube*) (L);

d_c = diâmetro interno da câmara de amostra (L).

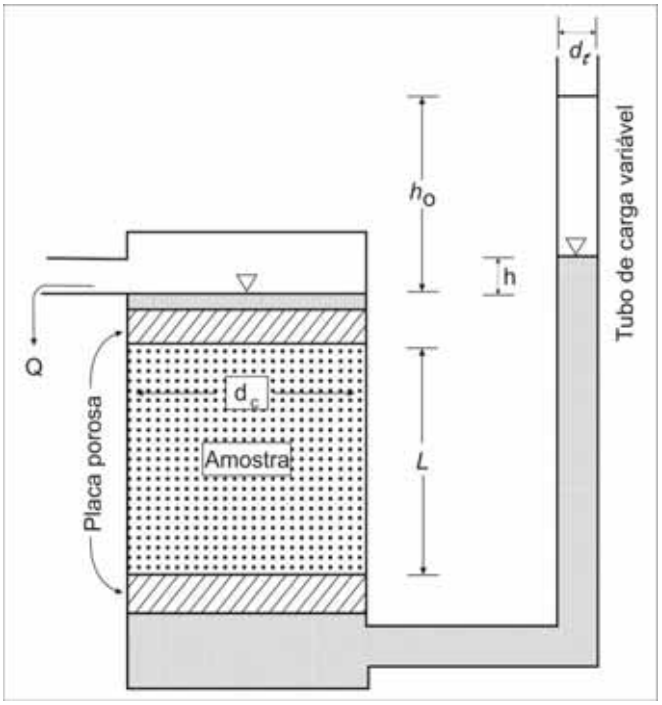


Figura 8: Representação esquemática de um permeâmetro de carga variável (FETTER, 1999).

4.4.2. Permeâmetro de carga constante

Permeâmetros de carga constante consideram fluxo unidirecional e estacionário. Uma carga constante é aplicada na amostra, gerando um fluxo laminar, estacionário e de vazão *Q* (*V/t*) (Figura 9). Considerando que o fluido utilizado no ensaio é a água, fluido praticamente incompressível, a condutividade hidráulica é determinada pela Lei de Darcy:

$$K = \frac{VL}{Ath} \tag{4.10}$$

Onde:

K = condutividade hidráulica (L/T);

L = comprimento da amostra (L);

V = volume de água que passou pela amostra no tempo t (L^3);

A = área da seção transversal da amostra (L^2);

h = carga hidráulica (L).

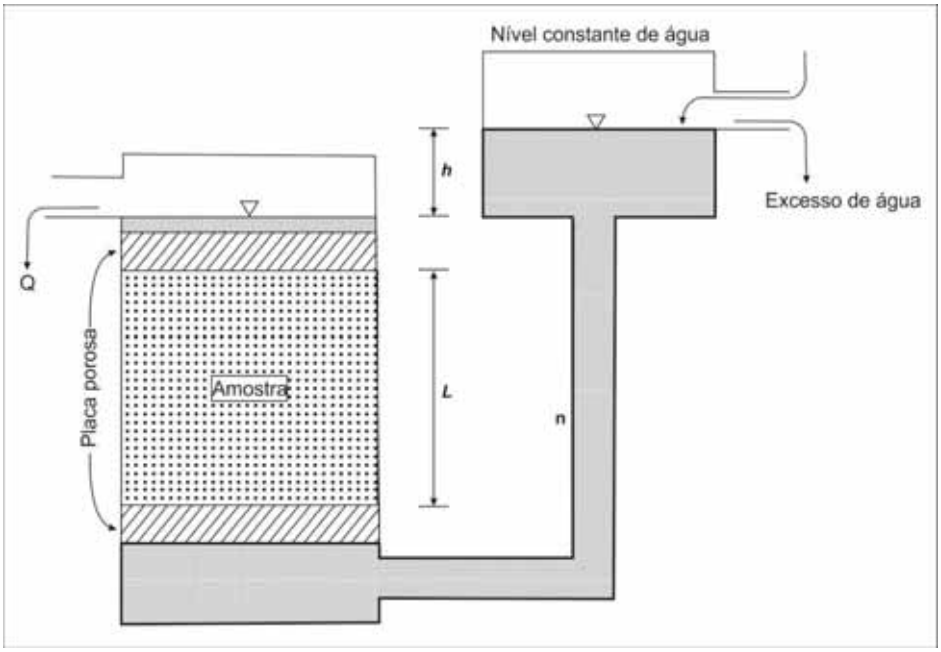


Figura 9: Representação esquemática de um permeâmetro de carga constante (FETTER, 1999).

Fetter (1999) aconselha que o gradiente hidráulico aplicado seja próximo ao encontrado no campo, e que a carga hidráulica aplicada nunca seja maior que 1,5 vezes o comprimento da amostra, evitando o aumento da energia, o que pode gerar fluxo turbulento invalidando a Lei de Darcy. Bear (1972) indica que vários testes devem ser realizados, sob diferentes cargas hidráulicas, para se obter resultados mais confiáveis.

5. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

5.1. Aspectos Climáticos

A área de estudo está localizada na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), sendo o clima do tipo Tropical de Altitude, segundo a classificação de Köppen-Geiger CWa, com média anual em torno de 25°C, invernos secos e frios (média de temperaturas 12°C a 14°C), e verões úmidos e quentes (média de temperaturas superior a 27°C).

A precipitação média anual entre 2006 e 2013 foi de 1317 mm para a região de Mauá/SP. A Figura 10 apresenta um gráfico de precipitação média mensal entre os anos de 2006 e 2013 para três das estações meteorológicas mais próximas da área de estudo (E3-035, E3-156 e E3-157). As informações foram obtidas no Banco de Dados Pluviométricos do Estado de São Paulo, do Sistema de Informações para o Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo (SigRH), Secretaria de Saneamento e Recursos Hídricos do Estado de São Paulo.

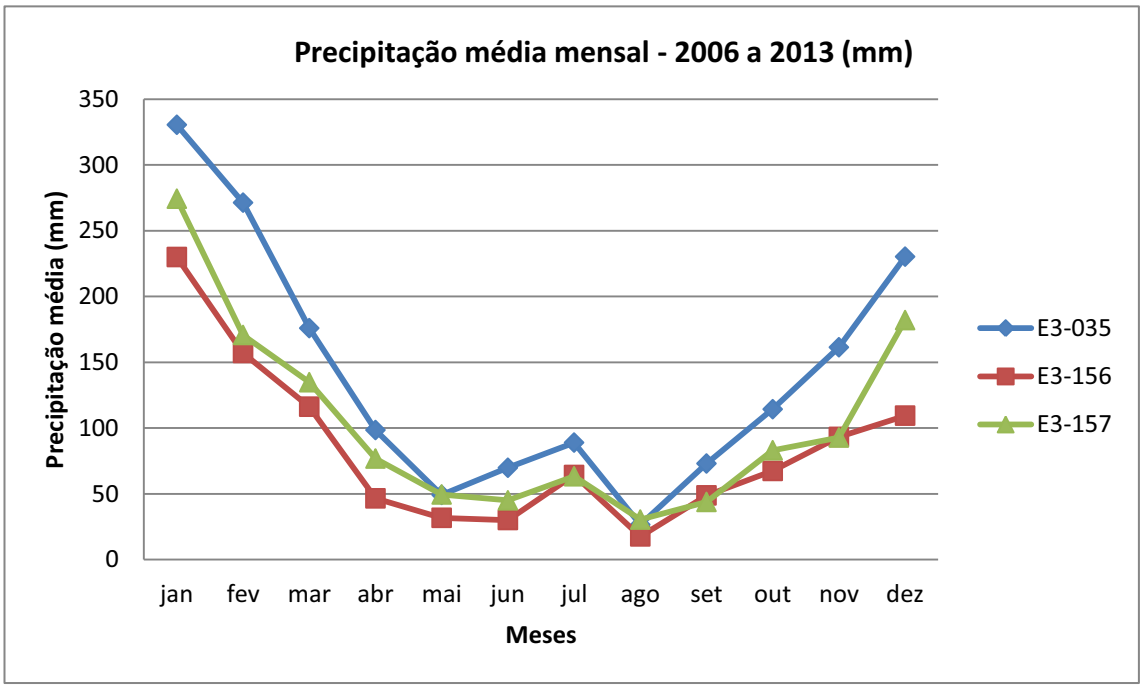


Figura 10: Precipitação média mensal na RMSP, em que se localiza a área de estudo, entre 2006 e 2013, para as estações meteorológicas E3-035, E3-156 e E3-157. (SÃO PAULO, 2014)

Como é possível inferir das curvas da Figura 10, o índice pluviométrico no período avaliado atingiu as maiores médias de precipitação entre os meses de novembro e março (final da primavera até início do outono), com médias entre 100 mm e 330 mm, enquanto os meses de abril a outubro (outono a primavera) possuem as menores médias de precipitação (período de estiagem), abaixo de 100 mm, com destaque para o mês de julho, no qual pode-se verificar pequeno aumento das chuvas, mesmo no início do inverno em relação aos demais meses desta estação.

5.2. Geomorfologia e Pedologia

De acordo com Ponçano et al. (1981), as unidades de relevo que predominam na região em que está inserida a área de estudo são colinas pequenas com espigões locais e morros com serras restritas. Os autores descrevem essas unidades como:

- Colinas pequenas com espigões locais: topos aplainados e arredondados, com vertentes ravinadas e convexas a retilíneas, média a baixa densidade de drenagem e padrão subparalelo a dendrítico. Os tipos litológicos predominantes são os sedimentos da Formação São Paulo;
- Morros com serras restritas: topos arredondados, perfis de vertentes retilíneos, serras restritas, com alta densidade de drenagem e padrão dendrítico a pinulado. Os tipos litológicos que sustentam esse relevo são granitos, gnaisses e metamórficas de baixo grau.

Para Oliveira (1999) e Nakazawa et al. (1994), os solos predominantes são os Argissolos Vermelho-Amarelo distróficos, com textura argilosa, associados a Cambissolos Háplicos distróficos, com textura argilosa, ambos associados ao relevo supra-citado.

Os xistos geram solo de alteração de coloração roxa e vermelha. Essas rochas geram manto de alteração profundo, com solos argilosos micáceos que podem apresentar fragmentos de quartzo angulosos. O solo superficial é argilo-siltoso, com predominância de micas, e argilo-areno-siltoso nas porções mais quartzosas (NAKAZAWA et al., 1994; OLIVEIRA, 1999).

5.3. Geologia, Tectônica e Hidrogeologia Regional

A área de estudo está inserida no contexto geológico regional do Complexo Embu (Neoproterozoico), que constitui o embasamento da Bacia Sedimentar de São Paulo.

Este complexo está inserido no contexto geotectônico do Cinturão de Dobramentos Ribeira (HASUI et al, 1975), uma faixa móvel formada durante o Neoproterozoico, resultante da aglutinação do Continente Gondwana, com direção predominantemente ENE-WSW. Este embasamento é constituído por gnaisses, migmatitos e rochas metamórficas de baixo a médio grau, além de corpos graníticos intrudidos tectonicamente nos terrenos metamórficos.

Na região, o Complexo Embu, limitado a norte pelo Sistema de Falhas de Taxaquara e Jaguari, e a sul pela Falha de Cubatão, é representado por migmatitos homogêneos variados, predominando os de natureza homofânica, oftalmítica e facoidal. Também ocorre a unidade de xistos do Complexo Embu, caracterizado por xistos localmente milonitizados, além de corpos graníticos sin-tectônicos, de composição diorítica a granodiorítica.

De acordo com Perrota et al. (2005), os xistos incluem moscovita-xistos, moscovita-biotita xistos, quartzo-moscovita xistos, quartzo-biotita-moscovita xistos e sillimanita-quartzo xistos. Esses xistos são finos, localmente microporfiroblásticos com granada, sillimanita e estaurolita, com intercalações subordinadas de metarenitos finos, quartzitos, filitos e anfibolitos.

Durante o Cretáceo, o Continente Gondwana sofreu tafrogênese que resultou na separação entre América do Sul e África e na formação do Atlântico Sul; o estágio inicial de rifteamento evoluiu para bacia de margem passiva, como as bacias de Santos e Campos. Este evento, relacionado à Reativação Sul-Atlantiana (HASUI, 1990), promoveu modificações significativas principalmente na Província Mantiqueira, na qual está inserido o Cinturão Ribeira.

As principais modificações foram a modificação do relevo por meio do soerguimento das serras do Mar e Mantiqueira (HACKSPACHER et al., 2003); a intrusão de diques máficos na Província Mantiqueira; as manifestações concêntricas de magmatismo alcalino, cretácicas a paleocênicas; e a reativação de falhas e zonas de cisalhamento proterozoicas.

Durante o Terciário formou-se o Sistema de Riftes da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976), redefinido como sistema Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB) por Riccomini (1989). Este sistema, presente entre as serras do Mar e Mantiqueira sobre o Planalto Atlântico, é composto por vales tectônicos alinhados nos quais se instalaram as bacias sedimentares de Curitiba, Pariquera-Açu, São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda, Guanabara e São José do Itaboraí. Para Riccomini (1989), este sistema é caracterizado como semigrabens com basculamento para NW. A sedimentação nestas bacias é caracterizada por deposição sin-tectônica com evolução influenciada pelas falhas de borda, com sedimentos provenientes das serras do Mar e Mantiqueira.

Nesse contexto, a Bacia de São Paulo, na área de estudo, é representada pela Formação Resende, cuja idade eocênica-oligocênica foi estabelecida por estudos palinológicos (LIMA e AMADOR, 1985; LIMA et al., 1994; YAMAMOTO, 1995); integra o Grupo Taubaté (RICCOMINI, 1989), juntamente com os sistemas lacustre da Formação Tremembé e fluvial meandrante da Formação São Paulo, ambos de idade oligocênica (YAMAMOTO, 1995). A Formação São Paulo, na área de estudo, corresponde a depósitos de sistema fluvial meandrante, constituído por areias grossas a médias, com gradação para areias finas, silte e argila (SUGUIO et al., 1971). O mapa geológico regional está apresentado na Figura 11 (PERROTA et al., 2005).

De acordo com o Mapa de Águas Subterrâneas do Estado de São Paulo (Figura 12), elaborado em conjunto pelo Departamento de Águas e Energia do Estado de São Paulo (DAEE), Instituto Geológico (IG), Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT) e Serviço Geológico do Brasil (CPRM) (SÃO PAULO, 2005), ocorrem dois tipos de aquífero na área de estudo, o aquífero sedimentar e o fissural.

O aquífero sedimentar é representado por sedimentos da Formação São Paulo (arenito a argilito intercalados) e coberturas coluvionares. Apresenta caráter descontínuo e com extensão regional limitada, tipo multicamada, semiconfinado a confinado e com transmissividade variável, de baixa a elevada. Ainda de acordo com São Paulo (2005), as vazões explotáveis não ultrapassam 20 m^3/h para a região.

Esse aquífero, além de alimentado por transferência de fluxo subterrâneo das águas infiltradas no manto de alteração e também alimentado pela infiltração direta natural das águas pluviais em toda a sua extensão não impermeabilizada pela

ocupação urbana, tem também alimentação por recarga induzida, oriunda das fugas da rede publica de abastecimento de água e de coleta de esgoto.

O aquífero fissural compreende o substrato basal de rochas pré-cambrianas que compõem o embasamento da Bacia Sedimentar de São Paulo, sendo verificados contatos laterais entre os sedimentos da Bacia de São Paulo e as rochas do embasamento que facilitam a migração do fluxo subterrâneo de água entre estas unidades litológicas; ocorre na região norte do município e apresenta baixas vazões.

Esse aquífero é descontínuo, de extensão regional, com porosidade e permeabilidade associadas às fraturas. De acordo com São Paulo (2005), as vazões explotáveis variam entre 3 m^3/h e 23 m^3/h para a região.

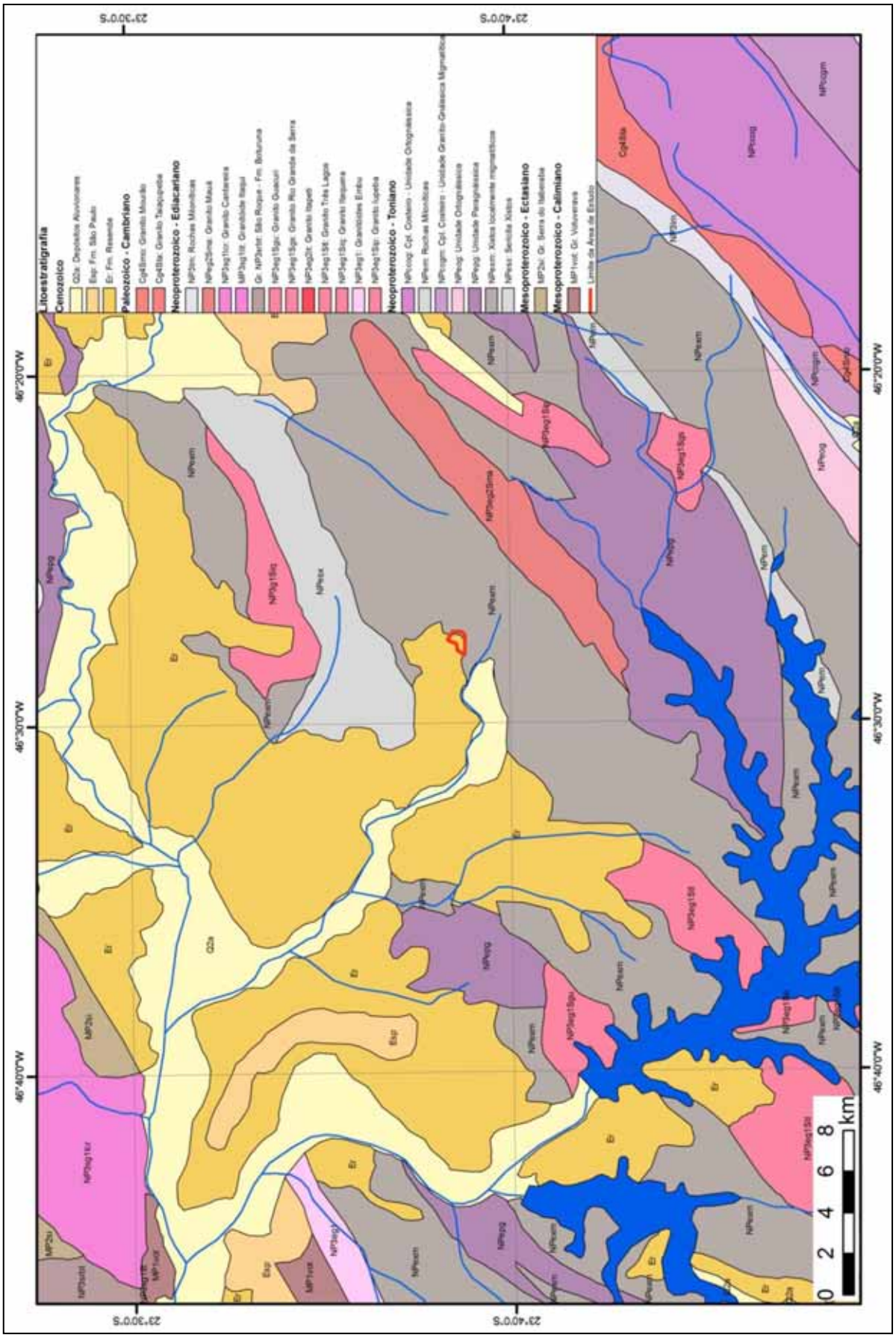


Figura 11. Mapa Geológico Regional simplificado de Perrota et al. (2005).

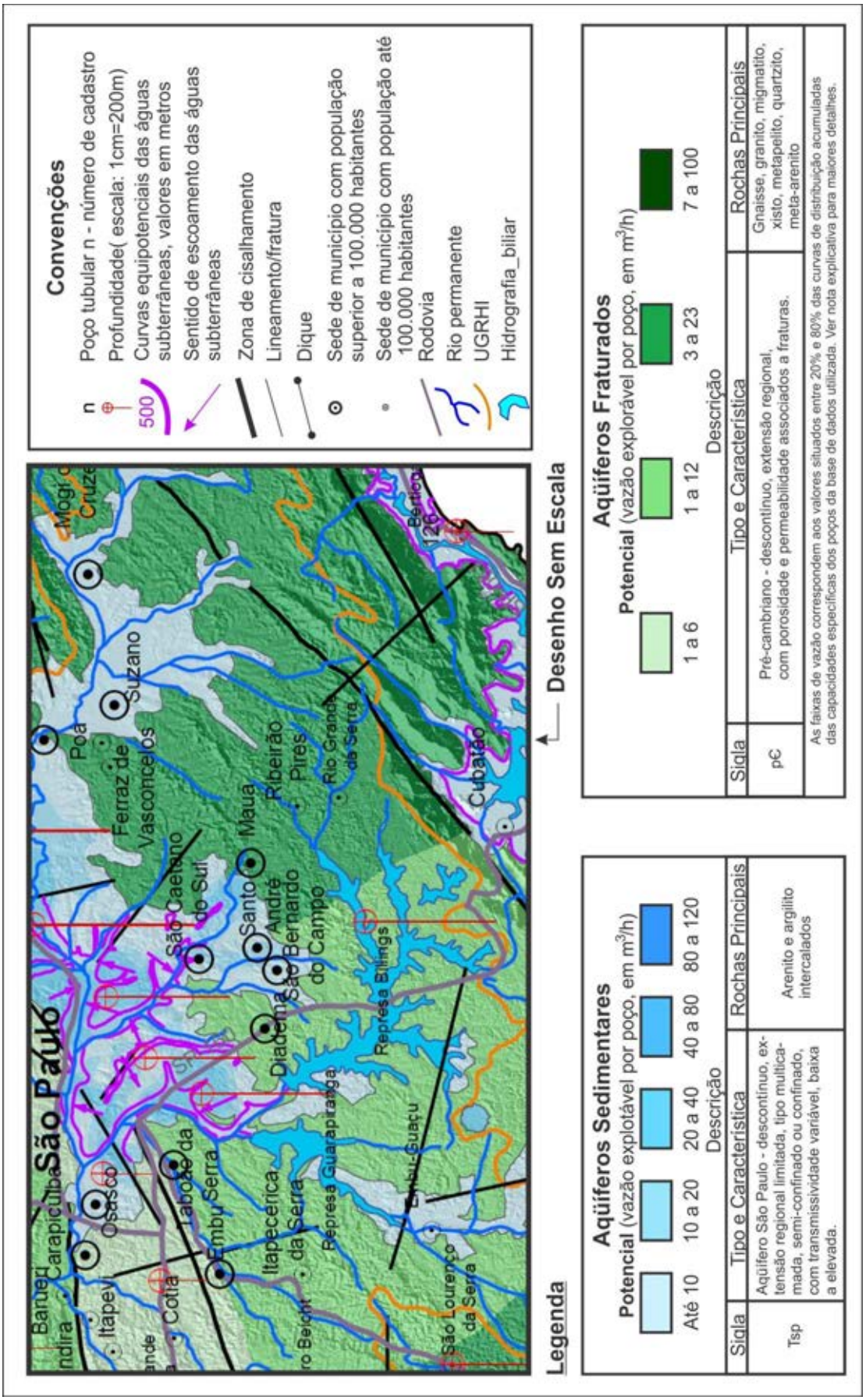


Figura 12: Mapa Hidrogológico Regional adaptado de São Paulo (2005).

5.4. Geologia e Hidrogeologia Local

A área de estudo está inserida no contexto geológico regional do Complexo Embu. Consiste em um topo arredondado de morro, com solo exposto, rodeado por vegetação de pequeno porte, e poucos afloramentos de rocha.

A rocha predominante é um xisto micáceo muito alterado, fortemente foliado, com acamamento bem preservado e bastante fraturado; apresenta termos mais ou menos ricos em caulinita e quartzo; as fraturas são preenchidas por óxidos de ferro e manganês e quartzo. Além desses minerais e óxidos citados, não se observam claramente outros minerais a olho nu.

É marcante a presença de macroporosidade na rocha alterada, constituída principalmente por canais de raízes preenchidas tardiamente por sedimentos arenosos a argilosos.

A foliação principal e mais marcante, S_n, corresponde ao acamamento deposicional. Devido ao grau de alteração da rocha, não foi possível observar outras estruturas além da foliação S_n (Figuras 13 a 15).

Na área de estudo também ocorre solo eluvionar (pouco transportado) ou solo residual, originado pela pedogênese do xisto micáceo.

De acordo com a classificação adotada neste trabalho (Item 4.3), o aquífero local deve ser considerado como um aquitarde, haja vista os valores de condutividade hidráulica obtidos em testes de *slug* realizados em trabalhos prévios entre 10^{-7} m/s e 10^{-8} m/s.

Em poços rasos instalados no horizonte freático, o nível da água subterrânea varia entre 24,38 m (topo do morro) e 0,38 m (próximo ao córrego do Oratório). Considerando a topografia, as cargas hidráulicas variam entre 836,98 m e 811,17 m. Esses dados foram obtidos em campo para o monitoramento do nível da água subterrânea, realizado em agosto de 2013. Com base nesses dados, é apresentado o mapa potenciométrico na Figura 16.



Figura 13: Afloramento estudado.



Figura 14: Detalhe dos planos da foliação em afloramento. A linha amarela indica a interceptação do plano com o talude, mostrando um mergulho aparente.



Figura 15: Detalhe da foliação e plano de fratura no afloramento A linha amarela indica a interceptação do plano com o talude, mostrando um mergulho aparente. A linha lilás indica o plano de uma fratura.

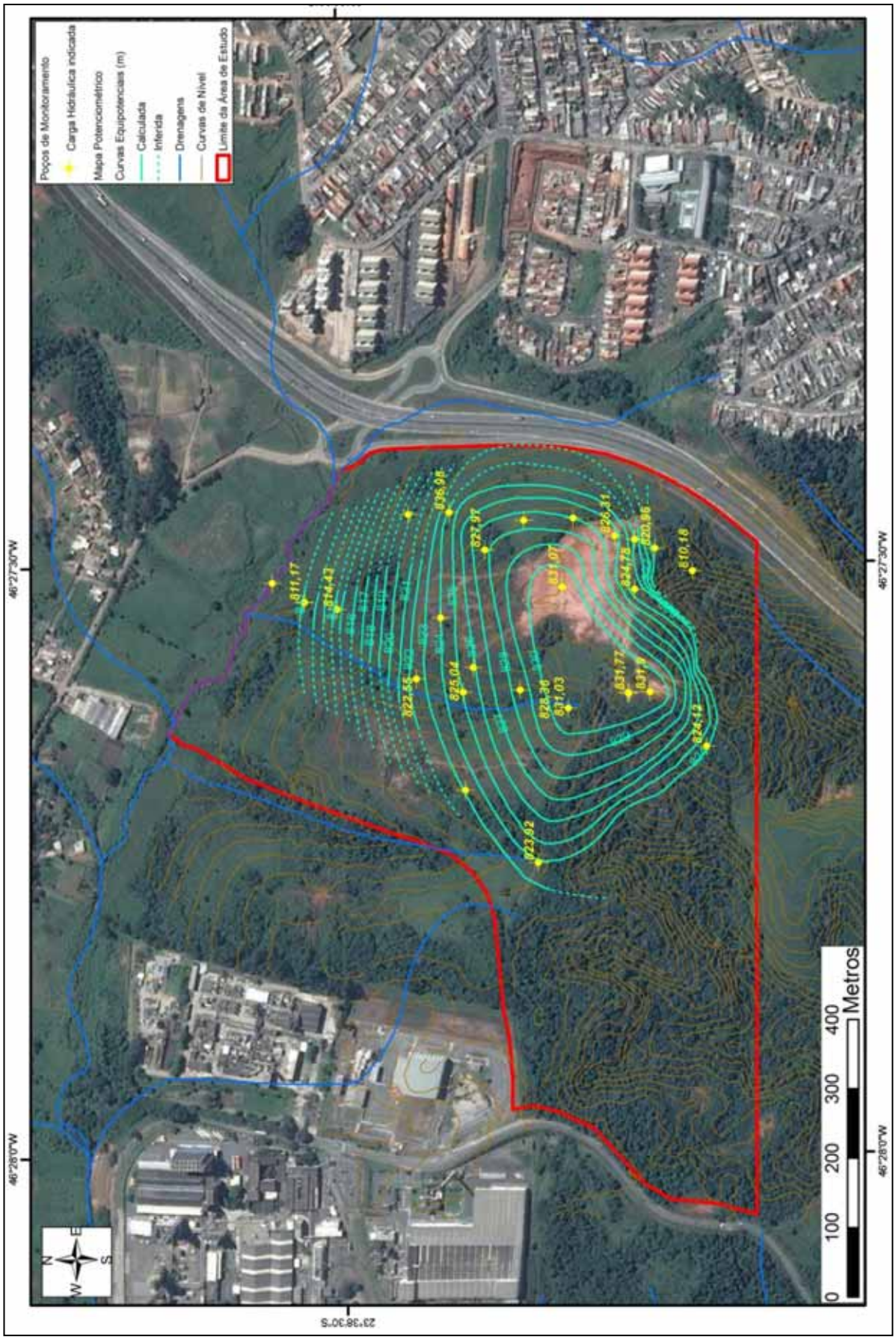


Figura 16: Mapa Potenciométrico na área de estudo. Dados obtidos em Agosto de 2013.

Como se pode observar nessa figura, o padrão de fluxo da água subterrânea é radial, coincidindo com a topografia da área. A drenagem existente dentro do polígono da área de estudo, com direção aproximada NNE-SSW, é uma drenagem seca, por onde a água das chuvas escoa, e por isso não interfere no comportamento das curvas equipotenciais.

6. DESENVOLVIMENTO DOS TRABALHOS - METODOLOGIA

Para o presente estudo foram utilizadas amostras do xisto micáceo alterado, fortemente foliado e fraturado, encontrado na área de estudo. As amostras foram coletadas no afloramento descrito no item 5.4, cujas coordenadas geográficas são 23º38’47,17” Sul e 46º27’38,85” Oeste no sistema WGS 1984.

O xisto analisado é uma rocha fortemente anisotrópica em decorrência de diversos fatores. A foliação é a demonstração de anisotropia mais marcante no xisto. Na área de estudo, concordante com o arcabouço geológico regional, a foliação proeminente e secundária, denominada genericamente de S_n (visto que não é alvo deste trabalho a caracterização dos eventos tectônicos), é dada pelo acamamento deposicional primário (denominado de S_0) de rochas psamo-pelíticas, metamorfizadas regionalmente em um baixo grau. Essa foliação é dada principalmente pela orientação planar das partículas e pela organização interna da matriz, com alternância entre termos mais pelíticos e termos mais psamíticos.

Durante eventos deformacionais, a configuração espacial dessa foliação pode ser fortemente afetada por basculamentos de blocos, dobras, falhas, zonas de cisalhamento, entre outros processos.

A atitude média da foliação medida no afloramento é N49E/60NW (319/60 pela notação Clar). Essa foliação de direção NE-SW é concordante com a estruturação regional cisalhante do Cinturão Ribeira, ou seja, essa atitude da foliação é notadamente marcante e repete-se por diversas áreas dos terrenos metamórficos dessa faixa móvel.

6.1. Coleta de Amostras Indeformadas em Campo

Para a realização dos testes em laboratório, foi necessária a coleta de amostras indeformadas para a confecção de corpos de prova a serem testados em permeâmetros.

Considerando a natureza da rocha alterada, forte e finamente foliada, não foi possível esculpir blocos indeformados regulares ou tarugos em anéis cilíndricos em campo, devido ao frequente desplacamento em planos de foliação e fratura.

Como alternativa, optou-se pela coleta de blocos irregulares de rocha alterada (Figura 17) com golpes e cravação de picareta e alavanca no afloramento. A

quantidade considerada suficiente para a confecção de corpos de prova foi de aproximadamente 200 kg. Assim, com quantidade suficiente, a confecção de corpos de prova pôde ser realizada em ambiente controlado e com maiores cuidados.

Por conta das características das amostras, optou-se por não parafinar os blocos em campo. Assim, tal como retirados do afloramento, os blocos foram transportados em caixas e protegidos com serragem contra impactos inerentes ao transporte.



Figura 17: Exemplos de blocos irregulares e indeformados coletados.

6.2. Confecção de Corpos de Prova

Para a confecção de corpos de prova em laboratório foram utilizadas as ferramentas manuais: lâminas de serra para metais, bisturi em aço-carbono, papéis de lixa (gramaturas 120, 150 e 400), transferidor de grau, paquímetro (precisão de 0,05 mm), régua, balança Classe II (precisão de 0,01 g) e pincel.

Considerando a atitude média da foliação medida em campo com rumo do mergulho de 319º e ângulo de mergulho de 60° e ajustando-a ao plano cartesiano XYZ, adotou-se orientar a direção do plano da foliação ao longo do eixo X, formando um ângulo de 0º entre este plano e o sentido de fluxo de água pelo permeâmetro. Os

eixos Y e Z formam respectivamente ângulos de 60º e 30º entre os planos de foliação e o sentido de fluxo (Figura 18).

A geometria escolhida do corpo de prova foi um prisma regular de base retangular, por ser mais fácil de moldar considerando os planos da foliação, que são planos de fraqueza da rocha. Corpos de prova cilíndricos, os mais usuais em ensaios geotécnicos, são mais difíceis de moldar, já que a remoção das arestas provoca quebras da amostra (Figuras 19 a 27).

O processo se inicia com o corte de blocos maiores com a serra para metais, culminando em blocos menores e com maior praticidade de manuseio. Esse primeiro corte, realizado em direções perpendiculares, também tem por finalidade observar claramente a posição tridimensional da foliação (Figura 20), para então orientar o segundo corte já na posição correta, de acordo com o ângulo da foliação desejado em relação à direção do fluxo dentro do permeâmetro (0º - X; 60° - Y; 30º - Z).

Os cortes sucessivos, diminuindo o tamanho do bloco, facilitam a determinação das faces do corpo de prova em relação ao ângulo da foliação. O ajuste do ângulo é feito com transferidor de grau; assim, a quantificação correta auxilia na reprodutibilidade do ensaio para outras amostras.

Pequenos ajustes nas faces dos prismas do corpo de prova foram realizados com bisturi em aço carbono, por se tratar de uma ferramenta mais suave ao corte, evitando esforços excessivos que podem quebrar o corpo no plano da foliação.

Após a delineação aproximada das dimensões dos corpos de prova, estes foram lixados em lixas de gramaturas crescentes, primeiro lixas mais grossas (gramaturas 120 e 150) e terminando em lixas mais finas (gramatura 400), tornando as faces do prisma regulares e paralelas. Esse procedimento é fundamental para que o prisma não tenha imperfeições, o que resulta em volumes difíceis de se calcular. As dimensões do corpo de prova foram obtidas com a utilização de paquímetro, com precisão de 0,05 mm, enquanto sua massa foi medida em balança de precisão de 0,01 g.

Com o material removido durante a moldagem do corpo de prova é realizada a medição do teor de umidade gravimétrica (*w*) da amostra em seu estado natural, após secagem em estufa a 105°C (EMBRAPA, 2011), antes da inserção da mesma no permeâmetro para saturação por capilaridade.

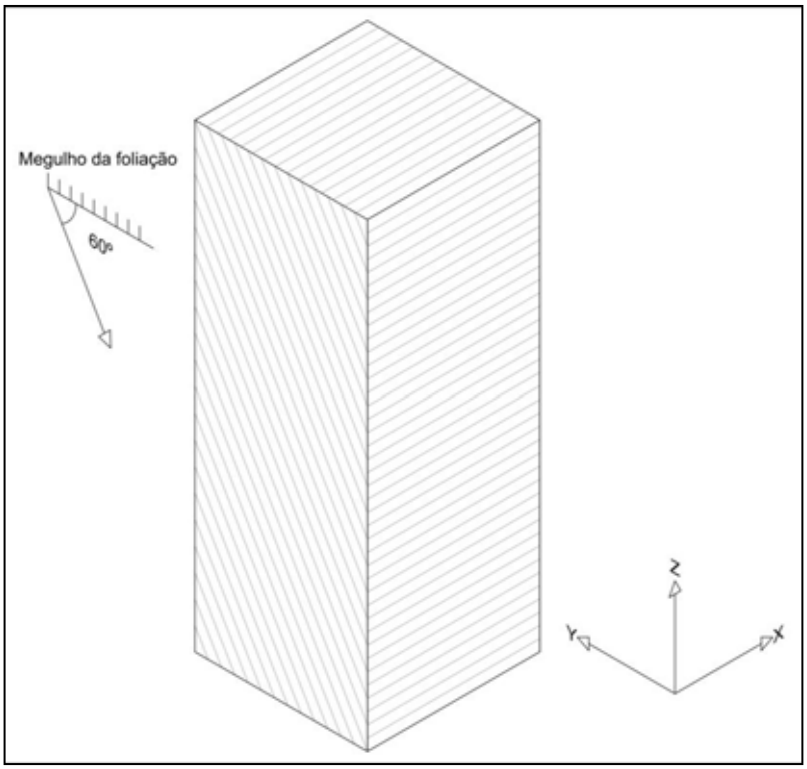


Figura 18: Prisma esquemático das direções cartesianas adotadas em relação à atitude do plano da foliação. O ângulo de 60° é igual ao mergulho da foliação medido em campo.



Figura 19: Primeiro corte com serra de um bloco irregular indeformado.

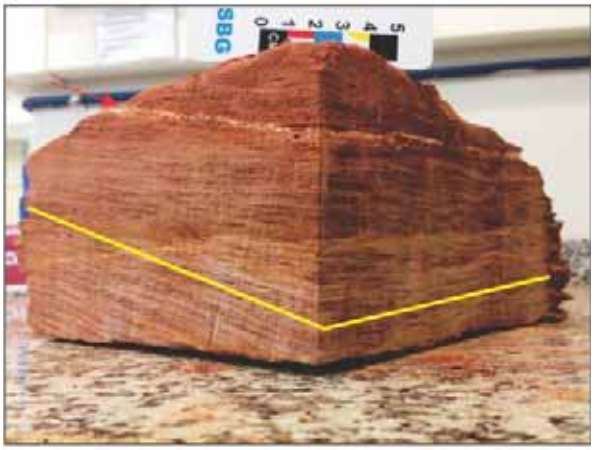


Figura 20: Bloco cortado em direções perpendiculares para orientação correta da foliação, direcionando assim os cortes subsequentes de acordo com a orientação desejada da amostra (0º, 30° ou 60° em relação à foliação). As linhas amarelas indicam o plano da foliação no espaço. A seta vermelha indica um plano de fratura com preenchimento por argilominerais, quartzo e óxidos.



Figura 21: Segundo corte do bloco indeformado para tamanho menor, e início da definição do tamanho do corpo de prova.



Figura 22: Aparação da fatia de rocha, definindo o tamanho do corpo de prova.



Figura 23: Processo de lixamento do corpo de prova com lixas de gramaturas crescentes (mais grossa para mais fina) para eliminação de irregularidades do corpo de prova.

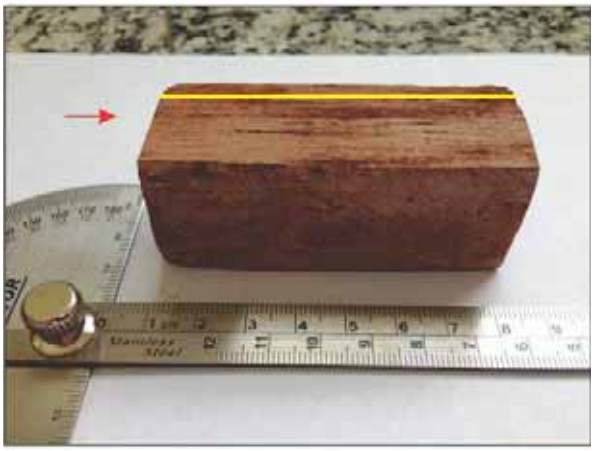


Figura 24: Corpo de prova finalizado, amostra M3-A1-X (dimensões 29 mm x 30 mm x 75,5 mm). A linha amarela indica o plano da foliação, e a seta vermelha indica o sentido do fluxo pela amostra.

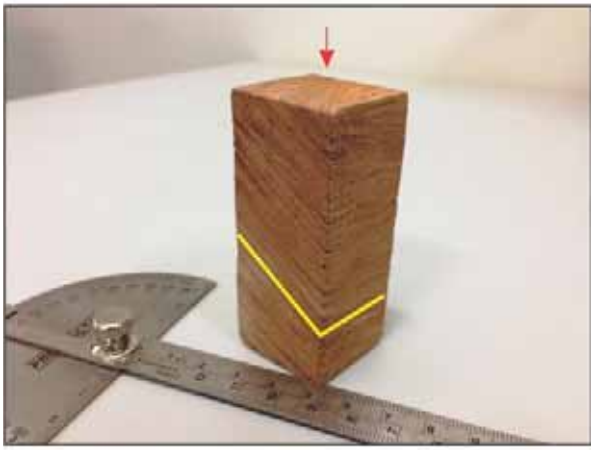


Figura 25: Corpo de prova finalizado, amostra M3-A1-Y (dimensões 30,6 mm x 30,8 mm x 73,5 mm). A linha amarela indica o plano da foliação, e a seta vermelha indica o sentido do fluxo pela amostra.

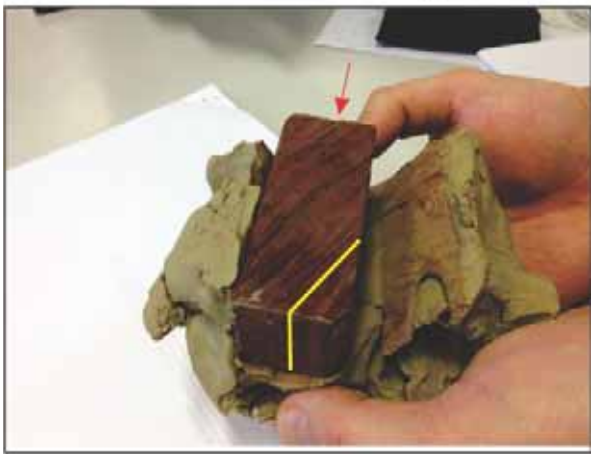


Figura 26: Corpo de prova finalizado, amostra M3-A1-Z (dimensões 31,18 mm x 30,66 mm x 78,68 mm), após o ensaio. A linha amarela indica o plano da foliação, e a seta vermelha indica o sentido do fluxo pela amostra.



Figura 27: Corpo de prova finalizado, amostra M3-A3-X (dimensões 26,86 mm x 28,63 mm x 72,66 mm). A linha amarela indica o plano da foliação, e a seta vermelha indica o sentido do fluxo pela amostra.

Mesmo adotando cuidados na manipulação das amostras e dos corpos de prova, é frequente a quebra das mesmas ao longo dos planos de fraqueza constituídos principalmente pela foliação, e também por fraturas.

O elevado grau de alteração da rocha facilita tal quebra, já que o intemperismo provoca a mobilização de argilominerais e óxidos ao longo desses planos, principalmente de fraturas, diminuindo a resistência da amostra (Figuras 28 a 31). A Figura 20 apresenta um exemplo da existência de planos de fraturas que fragilizam a amostra.

Além da possibilidade de quebra do corpo de prova a qualquer instante de sua manipulação, a rocha apresenta grande quantidade de macroporosidade, representada principalmente por tubos de raízes (Figuras 32 a 34), inviabilizando a confecção de corpos de prova.

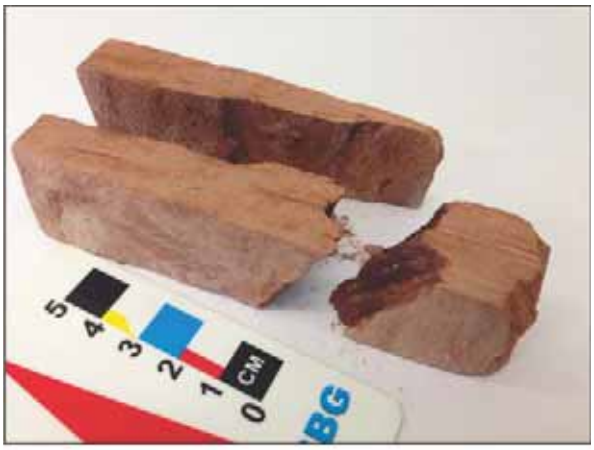


Figura 28: Presença de planos de fratura em direções diversas, provocando a quebra do corpo de prova durante o processo de corte e lixamento.

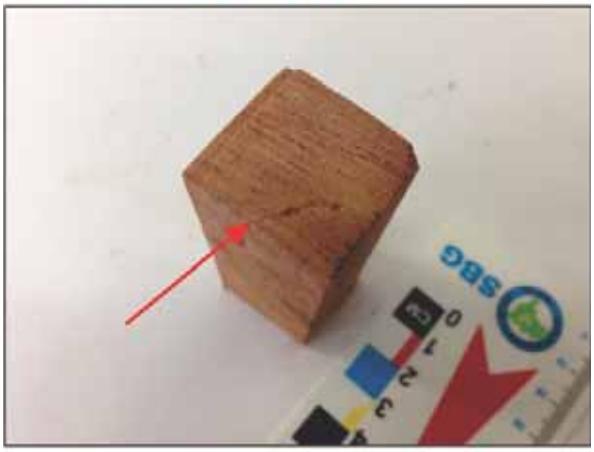


Figura 29: Plano de fratura indicado pela seta vermelha. Algumas vezes a fratura só é observada claramente durante o lixamento.

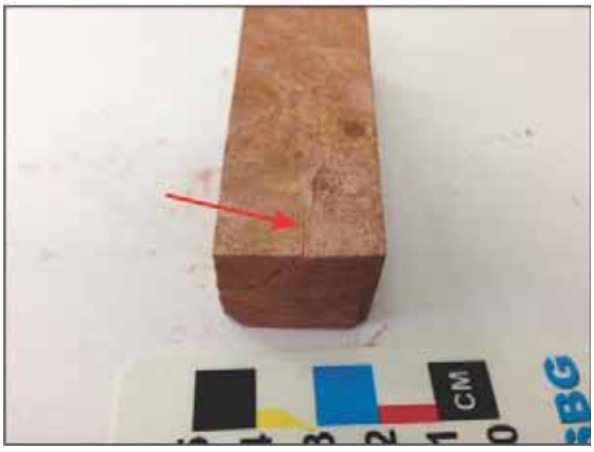


Figura 30: Plano de fratura longitudinal ao corpo de prova na direção X, indicado pela seta vermelha. Além da fraqueza da rocha, tal plano interfere diretamente na condutividade hidráulica medida, por se tratar de um caminho preferencial.

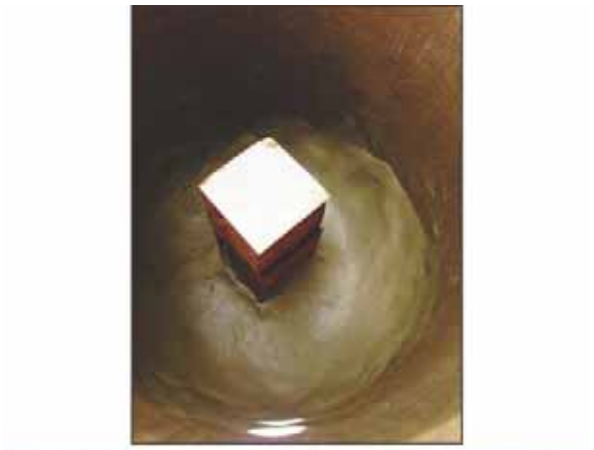


Figura 31: Quebra da amostra ao longo do plano da foliação durante a colocação de bentonita na montagem do permeâmetro.

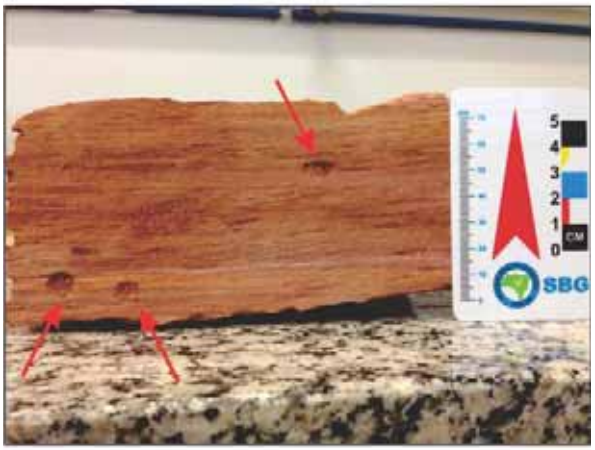


Figura 32: Presença de macroporosidade (tubos de raízes) na rocha alterada, com preenchimento por quartzo e (setas vermelhas).



Figura 33: Presença de macroporosidade (tubos de raízes) na rocha alterada, com preenchimento por quartzo e argilominerais.

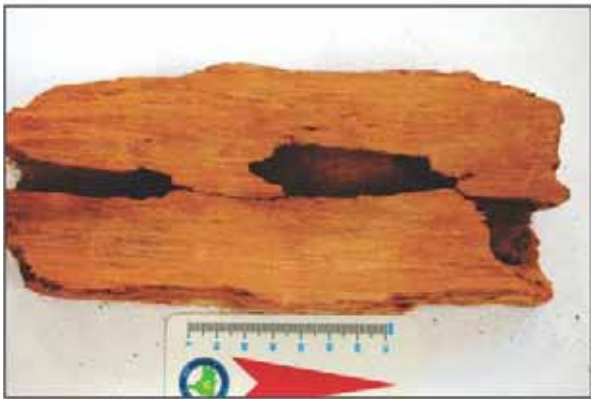


Figura 34: Presença de macroporosidade na rocha alterada. O preenchimento foi removido para noção exata do tamanho e comunicação da macroporosidade na rocha.

6.3. Análise Granulométrica

A análise granulométrica das amostras foi realizada por meio de ensaios normatizados pela Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT), pela norma ABNT NBR 7181, versão corrigida de 1984.

O ensaio de granulometria para determinação das frações mais grossas, acima de areia muito fina, foi realizado por peneiramento, enquanto que a determinação das frações silte e argila foi realizada por sedimentação.

6.4. Ensaio com Permeâmetro de Carga Constante

6.4.1. Teste preliminar em permeâmetro de carga variável

Primeiramente escolheu-se realizar os testes de laboratório com o permeâmetro de carga variável de acordo com a norma ABNT NBR 14545/2000, por ser mais adequado para sedimentos coesos ou muito consolidados, com condutividades mais baixas. A Figura 35 apresenta a configuração do permeâmetro de carga variável, montado com alimentação (entrada) superior.

As três amostras nas direções X, Y e Z foram montadas dentro dos permeâmetros e colocadas para saturação por capilaridade, pela entrada inferior.

Entretanto, as amostras segundo as direções Y e Z não transmitiram água pelo permeâmetro em um período de 24 dias e a amostra segundo a direção X começou a drenar após 24 dias.

Após esse período de 24 dias, os permeâmetros com as amostras de direção Y e Z foram colocados em regime de carga constante com aplicação de pressão, aumentando assim o gradiente hidráulico e reduzindo o tempo dos testes.

Embora essa técnica não tenha sido continuada, o resultado obtido não é desprezível e será utilizado para fim de comparação com os resultados obtidos pela técnica por carga constante.

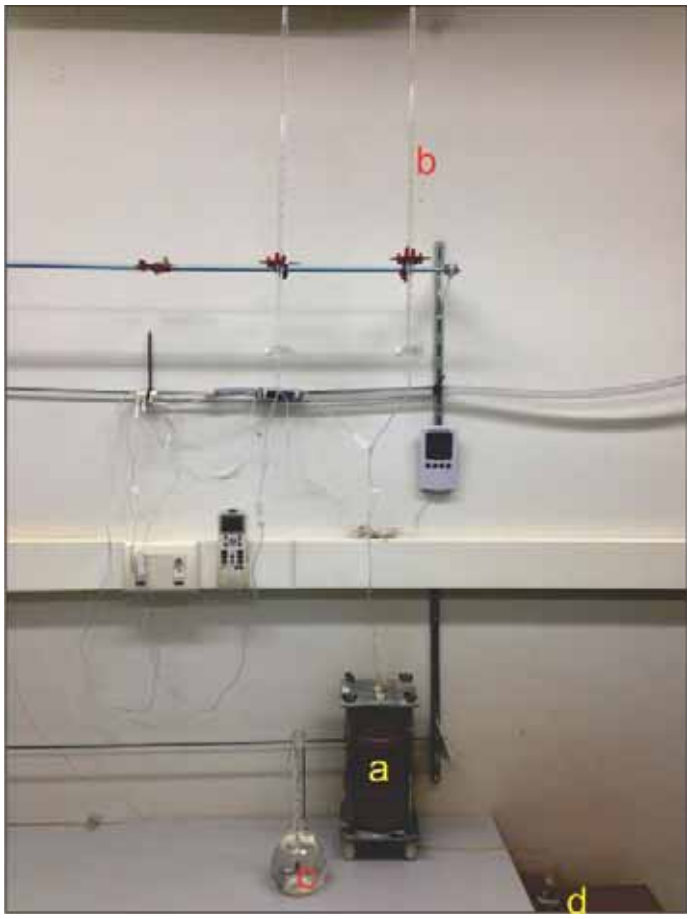


Figura 35: Configuração do permeâmetro de carga variável utilizado. a: câmara do permeâmetro; b: bureta graduada; c: termômetro; d: recipiente de coleta de água

6.4.2. Permeâmetro de carga constante com aplicação de pressão

Como os resultados dos testes preliminares em regime de carga variável não indicaram efetividade para essa técnica nas direções Y e Z, optou-se pelo ensaio em carga constante.

Sendo assim, com o objetivo de diminuir o tempo de ensaio, tornou-se necessária a modificação da configuração do permeâmetro, o que permitiu variar o gradiente hidráulico, uma vez que o xisto alterado apresenta baixa condutividade.

Tal modificação consistiu basicamente na injeção de ar comprimido em balões infláveis dispostos no interior de reservatórios, servindo de interface ar-água, impulsionando a água contida nos mesmos para dentro das câmaras dos permeâmetros. O sistema adotado foi proposto e modificado por Leite et al. (1998), Leite (2000), Basso (2003), Pereira (2006) e Basso (2010).

O sistema é composto por quatro unidades (Figuras 36 e 37): sistema de controle e gerenciamento de ar comprimido para injeção de água, reservatório de água com balões infláveis internos, câmara do permeâmetro com amostra, e recipiente graduado coletor de água percolada.

Para manter o fluxo de água constante para alimentação da câmara do permeâmetro, os reservatórios funcionam em pares alternados, para que enquanto um reservatório é reabastecido, o outro continue em operação.

A câmara do permeâmetro é confeccionada em policloreto de vinila (PVC), sendo composta de: cilindro ou corpo onde é colocada a amostra, *caps* inferior e superior, placas crivadas superior e inferior (placas com sulcos anelares e radiais dotadas de uma tela de *nylon* de 400 mesh interna, em forma de "sanduíche" para distribuição uniforme da água pela amostra), *o-rings* de borracha para vedação e suporte metálico para fechamento do conjunto (Figura 38).

A pressão do ar comprimido utilizado para inflar os balões internos do reservatório, criando assim uma pressão positiva na água, é ajustada por reguladores de pressão de precisão industriais e monitorada por transdutores de pressão, em função das baixas pressões aplicadas (mínimo de 5 kPa, devido à precisão dos reguladores e transdutores utilizados, e máximo de 120 kPa) e das características das amostras.

Com essas modificações, o tempo de cada ensaio diminuiu para 22 dias em média, considerando o incremento do gradiente hidráulico em 10 kPa de pressão, partindo de 10 kPa e finalizando em 120 kPa. Além disso, a saturação das amostras nas três direções, antes superior a 24 dias para as direções Y e Z, também diminuiu para 10 dias, em média.

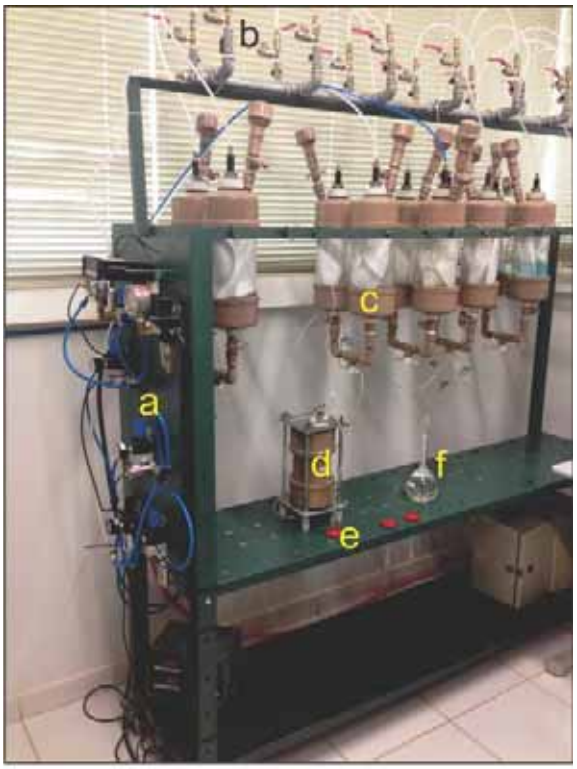


Figura 36: Sistema do permeâmetro de carga constante. (a) painel de controle do ar comprimido; (b) sistema de distribuição de ar; (c) pares de reservatório com balão interno; (d) permeâmetro; (e) bureta graduada para coleta de água percolada; (f) termômetro.

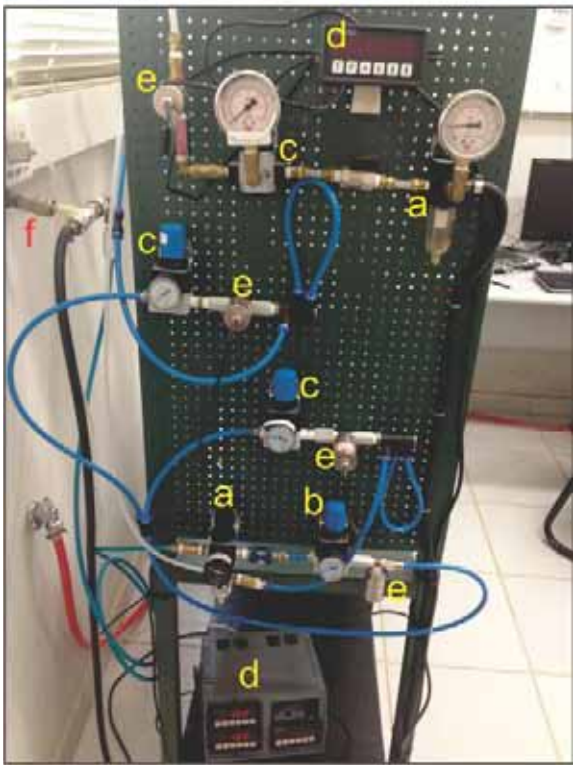


Figura 37: Detalhe do painel de controle de ar. (a) regulador/filtro de entrada de linha de dois sistemas; (b) regulador de pressão de precisão - 1ª queda de pressão; (c) reguladores de pressão de precisão para as três linhas independentes; (d) *display* digital dos transdutores de pressão; (e) transdutores de pressão; (f) fonte de ar comprimido.

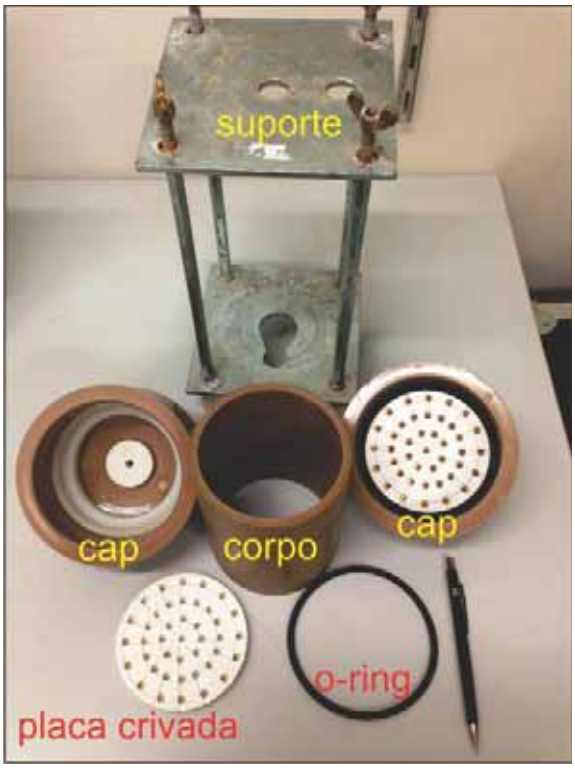


Figura 38: Componentes da câmara do permeâmetro.

Foram realizados ensaios em quatro amostras, sendo duas na direção X, uma na direção Y e uma na direção Z. Os problemas de fragilidade descritos no item 6.2 inviabilizaram a obtenção de triplicatas em cada uma das três direções.

O procedimento do ensaio consistiu basicamente em:

- Montagem do permeâmetro e colocação da amostra no interior;
- Saturação do conjunto permeâmetro-amostra por capilaridade;
- Colocação do permeâmetro sob baixa pressão de ar comprimido;
- Execução do ensaio final.

6.4.2.1. Montagem do conjunto permeâmetro-amostra

Todos os permeâmetros foram montados da mesma forma (Figura 39). A placa crivada inferior é colocada no *cap* inferior e travada com um *o-ring* de borracha. Junto com a placa crivada é colocado um primeiro papel-filtro de alta permeabilidade. Sobre esse conjunto é acoplado o corpo do permeâmetro. Ajustando o centro da altura da amostra ao centro da altura do corpo do permeâmetro, o espaço excedente abaixo e acima é preenchido com pré-filtro de

alta permeabilidade, constituído por areia quartzosa e desprovida de argilas, grãos subangulares, fração granulométrica que passa pela peneira 4,75 mm e fica retida pela peneira 2 mm.

Após a colocação da primeira camada de pré-filtro, é colocado um segundo papel-filtro para evitar o contato direto com a bentonita plástica e eventual intrusão no pré-filtro.

Na sequência, a amostra é centralizada no corpo do permeâmetro, e bentonita com teor de umidade entre os limites de plasticidade e de liquidez, em formato de pequenos bastões, é colocada de forma a vedar o espaço entre a amostra e o corpo do permeâmetro. Especial atenção deve ser dada durante a colocação e moldagem da bentonita, colocando pressão suficiente com os dedos nas laterais da amostra, contudo sem deslocá-la ou quebrá-la.

Ao final da colocação da bentonita plástica até o nível do topo da amostra, é colocado o terceiro papel-filtro, para então adicionar pré-filtro até completar a altura do corpo do permeâmetro. Em seguida é acoplado o *cap* superior, no qual já está instalada a placa crivada superior com *o-ring* para travamento e o último papel-filtro. Após esses procedimentos, todo o conjunto é travado pelo suporte metálico e apertado com porcas tipo "borboleta" para evitar vazamentos pelos *caps*.

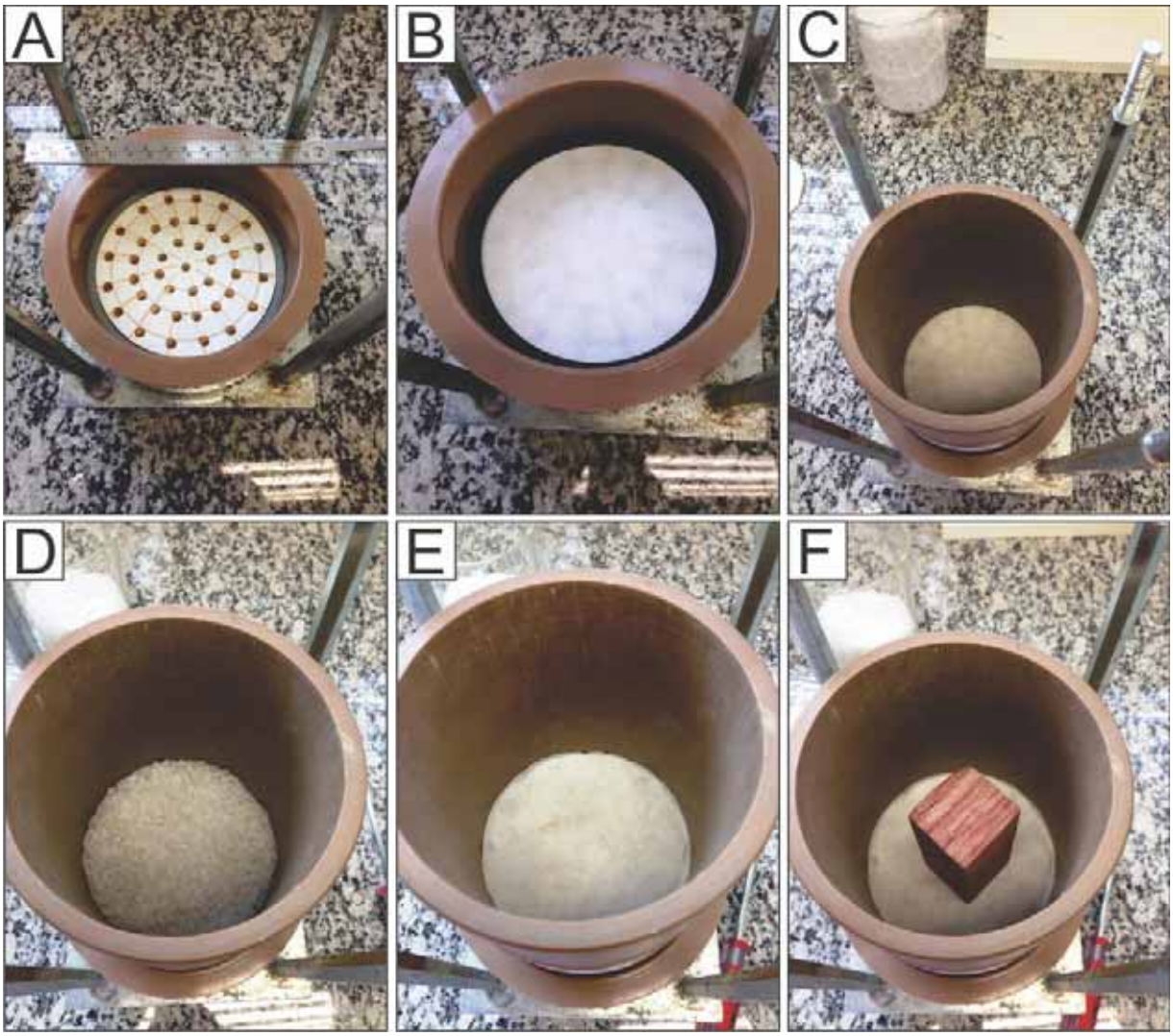


Figura 39: Sequência de montagem do permeâmetro de carga constante. A: colocação da placa crivada no *cap* inferior; B: colocação do primeiro papel-filtro e travamento com *o-ring*; C: acoplamento do corpo do permeâmetro; D: colocação da primeira camada de pré-filtro; E: colocação do segundo papel-filtro; F: colocação da amostra.

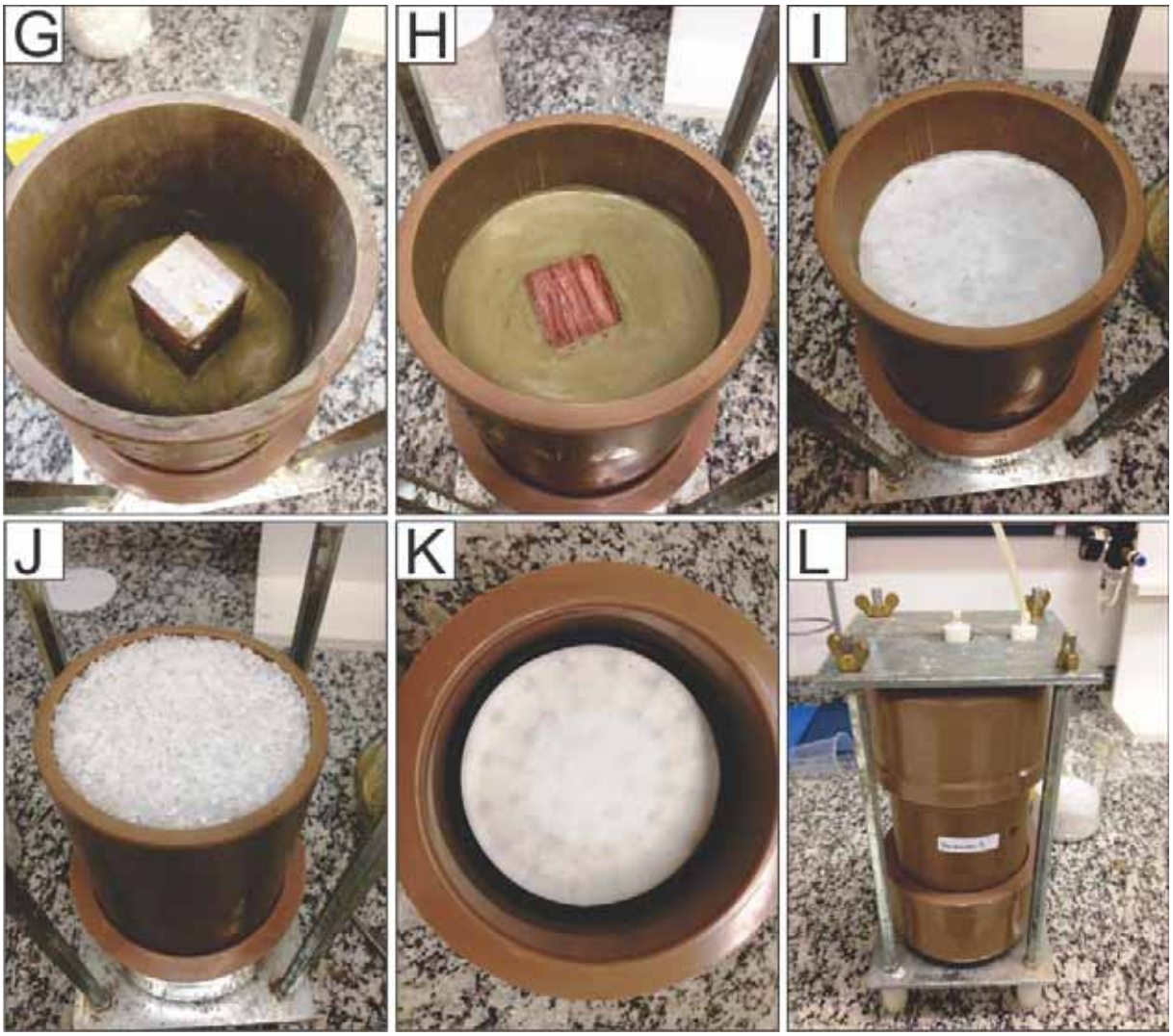


Figura 39 (continuação): Sequência de montagem do permeâmetro de carga constante. G: colocação da bentonita plástica; H: finalização da colocação da bentonita plástica até o nível do topo da amostra; I: colocação do terceiro papel-filtro; J: colocação da segunda camada de pré-filtro; K: *cap* superior com placa crivada, papel-filtro e *o-ring* já montados; L: fechamento do permeâmetro no suporte metálico.

6.4.2.2. Saturação do conjunto permeâmetro-amostra

Ao final da montagem do permeâmetro, o conjunto foi colocado para saturação em duas etapas. A primeira etapa consistiu na saturação por capilaridade, e a segunda etapa consistiu na saturação sob baixas pressões.

Para a saturação por capilaridade, com duração média de sete dias tendo devido à baixa permeabilidade da amostra, optou-se pela colocação de todo o conjunto dentro de balde, mantendo o nível da água acima do nível do *cap* superior, com a devida cautela para não permitir a entrada de água pelos orifícios superiores do permeâmetro. A colocação da água é realizada lentamente, sendo que no início do procedimento o permeâmetro é colocado de cabeça para baixo, com a finalidade de não trapear ar na porção inferior do mesmo. Após o preenchimento da porção inferior do permeâmetro, o mesmo é colocado na posição normal de operação para continuidade da saturação. Essa estratégia de saturação por capilaridade, com entrada de água pelos orifícios inferiores do permeâmetro, comprovou-se a melhor opção durante testes preliminares, visto que esse procedimento potencializa a expulsão do ar contido dentro do permeâmetro (pré-filtro e amostra).

A segunda etapa de saturação consistiu na conexão do permeâmetro na unidade do reservatório e aplicação de pressão positiva, de acordo com a direção da amostra, com fluxo ascendente. Para a direção X aplicou-se uma pressão de 10 kPa, justamente a primeira pressão de ensaio, até a água começar a fluir pela saída do permeâmetro, com duração média de três dias. Para a direção Z foi necessária a aplicação de não menos que 70 kPa, também com duração média de três dias, até que a água começasse a fluir pela saída do permeâmetro. Para a direção Y, para o mesmo tempo médio, foi necessária a aplicação de 110 kPa para a água passar continuamente pela amostra.

A norma ABNT NBR 13292/1995 descreve que, quando disponível, é preferível a utilização de água deaerada, e devendo ser utilizada água com baixo teor de minerais ou mesmo água natural, isenta de sólidos em suspensão.

Entretanto, neste trabalho não foi utilizada água deaerada, mas cumpriram-se os demais requisitos estabelecidos na norma ABNT NBR 13292/1995. Isto se deveu principalmente pelo tempo médio de sete dias necessário para saturação da amostra dentro do balde. Todo esse período de tempo tornou impraticável manter água continuamente deaerada, sem absorção de ar da atmosfera.

6.4.2.3. Execução do ensaio

A partir do momento em que a água passa pela saída do permeâmetro é iniciado o ensaio. O mesmo tipo de água utilizada para a saturação é utilizada para o ensaio.

Em função da permeabilidade de cada amostra, segundo sua orientação, as pressões de início de teste foram diferentes, como anteriormente explicitadas.

Cada teste foi realizado em estágios sucessivos, e para cada estágio foi calculado um gradiente hidráulico, tendo a carga hidráulica total como a transformação da pressão aplicada de kPa para m (de coluna de água) somada à diferença de altura entre o centro do reservatório de água e o centro da amostra (Figura 40), dividida pela altura do corpo de prova:

$$i = \frac{P + H}{h} \qquad (6.1)$$

Onde:
i = gradiente hidráulico (L/L = adimensional);
P = pressão aplicada no permeâmetro convertida em m (de coluna de água) (L);
H = altura entre o centro do reservatório e o centro da amostra (L);
h = altura do corpo de prova (L).

Em cada estágio são realizadas três leituras da vazão de água percolada pela amostra. Tendo-se a vazão medida *Q*, o gradiente hidráulico *i* e a área da seção transversal da amostra *A*, é possível calcular a condutividade hidráulica pela equação 4.5. A condutividade hidráulica para cada gradiente hidráulico é a média harmônica das condutividades calculadas em cada uma das três leituras. Considerando as condições de temperatura variável ao longo de um dia, mesmo em sala climatizada, é necessário expressar a condutividade hidráulica à temperatura de 20°C, utilizando uma relação entre a viscosidade da água na temperatura do ensaio e a viscosidade da água a 20°C, conforme norma ABNT NBR 13292/1995.

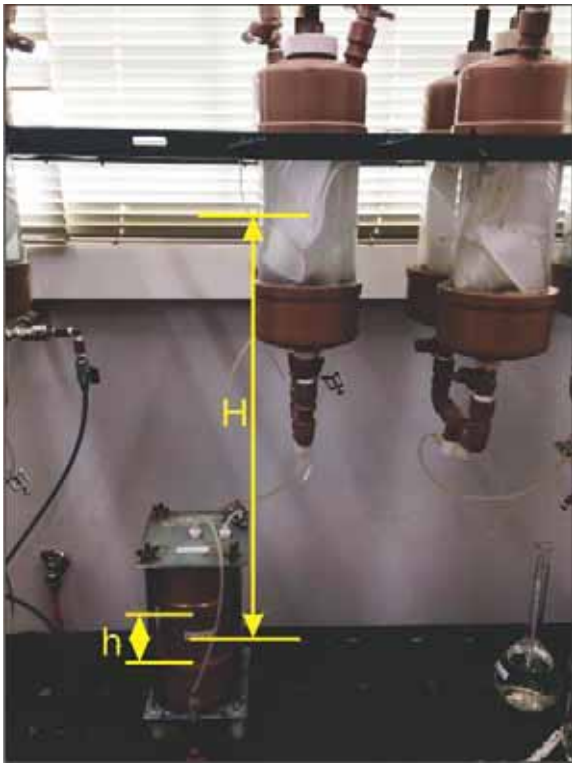


Figura 40: Diferença de altura entre o centro do permeâmetro e o centro do reservatório *H*.

Dividindo a vazão *Q* medida pela área da seção transversal da amostra *A* (equação 4.4) tem-se a descarga específica *q.*

A cada incremento de 10 kPa (mudança de estágio) durante o ensaio, esses cálculos são realizados. Relacionando os valores da descarga específica *q* para cada gradiente hidráulico *i* em um gráfico de dispersão obtém-se uma curva que, para uma amostra totalmente saturada, pode-se ajustar uma reta de regressão linear pelos pontos medidos. O ângulo de inclinação da reta ajustada é a condutividade hidráulica da amostra na direção X, Y ou Z.

6.5. Adsorção de Azul de Metileno

Por esse ensaio é possível identificar qualitativamente, e em determinados casos quantitativamente, os argilominerais presentes nas rochas.

Esse ensaio é caracterizado pelo efeito de adsorção do azul de metileno pelos argilominerais e não adsorção por outros minerais inertes, como quartzo. A superfície total e a Capacidade de Troca Catiônica (CTC) dos argilominerais podem ser determinadas por este ensaio, especificamente pelo Método da Mancha, proposto por Tran Ngoc Lan (1977) apud Pereira (2004).

O ensaio pelo Método da Mancha, detalhado por Pereira (2004), é realizado pela adição de quantidades sucessivas de azul de metileno na amostra em suspensão, sob agitação permanente até a saturação das partículas de argila, durante um período pré-determinado. Quanto maior o teor de argila, maior a absorção de azul de metileno, sendo a absorção menor para argilas não expansivas e maior para argilas expansivas. A quantidade excedente de azul de metileno é detectada pelo teste da mancha. A formação de halos ao redor da mancha indica a parada de absorção pelas partículas.

6.6. Determinação do Grau de Saturação

Os ensaios para a determinação do grau de saturação da amostra são realizados conforme instruções da ABNT, por meio da norma ABNT NBR 6508 de 1984, e complementado por Nogueira (1998).

7. RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1. Ensaios de Granulometria

Foram realizados três ensaios de granulometria em decorrência das características da rocha xistosa alterada.

Uma característica marcante do xisto estudado é a aglutinação de argilominerais e fragmentos de micas formando "grãos" maiores (Figura 41). Essa aglutinação é indesejável, pois acarreta na determinação equivocada das frações de tamanho das partículas.

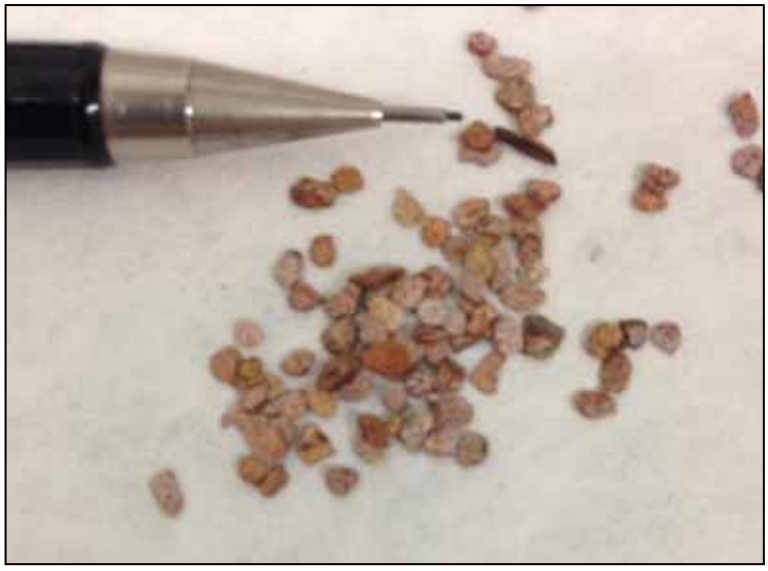


Figura 41: Argilominerais e fragmentos de micas (moscovita) aglutinados, formando grãos maiores, com aproximadamente 2 mm de diâmetro.

Durante a realização dos ensaios, verificou-se que o período de 24 horas não foi suficiente para a defloculação completa e adequada desses "grãos" com hexametafosfato de sódio (solução defloculante) e agitador elétrico. Para a defloculação mais eficiente foi necessário um período de 96 horas na solução de hexametafosfato de sódio.

As três amostras foram analisadas de duas maneiras diferentes quanto à preparação da amostra. Em duas delas (Amostra 01A e Amostra 01B) o procedimento utilizado seguiu completamente a norma ABNT NBR 7181, versão corrigida de 1984. A terceira amostra (Amostra 01) foi preparada com destorroamento mecânico mais intenso prévio, com vistas a melhorar a

desagregação das partículas aglutinadas com a solução defloculante. A maior intensidade de destorroamento mecânico não é aconselhável em trabalhos rotineiros, pois pode provocar a quebra de grãos, acarretando resultados indesejados. Contudo, esse procedimento foi necessário para a comparação dos resultados com as outras duas amostras preparadas normalmente.

Os resultados dos três ensaios estão expressos na Tabela 4 e Figura 42. Como observado, a Amostra 01 (destorroamento intenso) é classificada como silte areno-argiloso, a mesma classificação da Amostra 01A, enquanto que a Amostra 01B é classificada como silte com areia fina.

Assim, verifica-se que as três amostras são semelhantes, não indicando que o destorroamento mecânico intenso tenha alterado a composição granulométrica. O grau de alteração da rocha pode ser avaliado pelo conteúdo da fração argila, menor que 15%, indicando que a rocha está pouco alterada.

Tabela 4: Resultados dos percentuais das diferentes frações granulométricas em três amostras analisadas (valores em porcentagem - %).

Amostra	Fração Areia			Silte	Argila	Classificação
	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina			
Amostra 01	1,7	3,3	21,5	58,5	15,0	***Silte areno-argiloso***
Amostra 01A	2,2	7,8	22,0	53,0	15,0	***Silte areno-argiloso***
Amostra 01B	3,6	8,4	25,0	55,0	8,0	***Silte com areia fina***

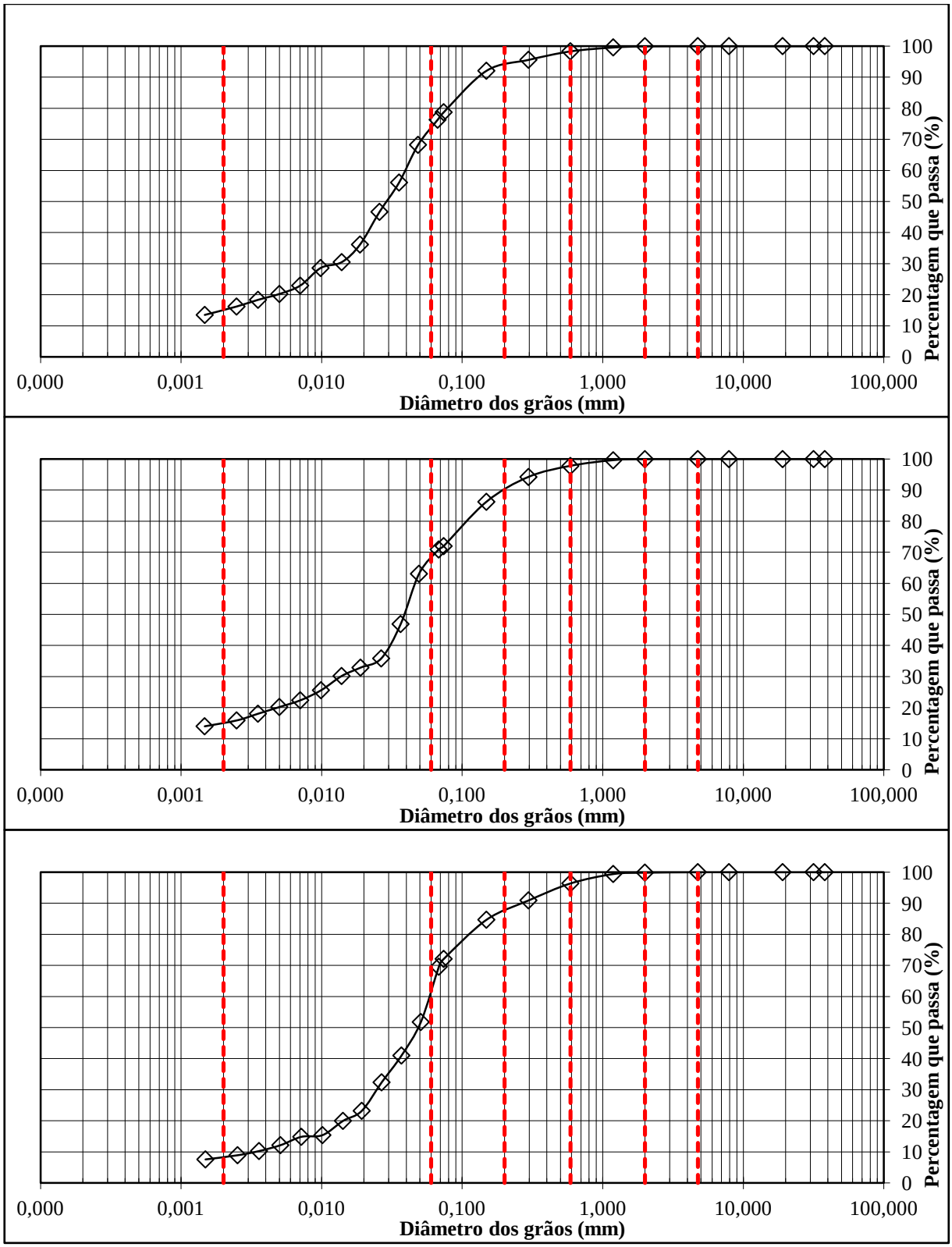


Figura 42: Resultados dos ensaios de granulometria. Superior: Amostra 01 preparada com destorroamento mecânico intenso. Intermediário e Inferior: respectivamente Amostras 01A e 01B preparadas com destorroamento normal.

7.2. Determinação do Grau de Saturação

Ao final dos ensaios de condutividade hidráulica das amostras M3-A3-X, M3-A1-Y e M3-A1-Z foi determinado o grau de saturação de cada uma. Para avaliação da influência da pressão de água induzida nas amostras dentro dos permeâmetros sobre o grau de saturação, outras duas amostras para controle (M3-A4-X e M3-A2-Y), não utilizadas para determinação da condutividade hidráulica, foram saturadas somente por capilaridade sob pressão atmosférica. Os resultados estão expressos na Tabela 5.

Os resultados indicam que as duas amostras saturadas somente por capilaridade sob pressão atmosférica apresentam menores graus de saturação quando comparadas com as três amostras saturadas inicialmente por capilaridade seguida de aplicação de pressões mais elevadas dentro dos permeâmetros.

As amostras de controle M3-A4-X e M3-A2-Y atingiram saturação máxima de 89,66% e 79,61% respectivamente, indicando conteúdo de ar aprisionado nos corpos de prova de 10,34% e 20,39%. Como se pode observar, a amostra na direção Y, maior ângulo formado entre o plano da foliação e o sentido de fluxo (60º), apresentou menor grau de saturação que a amostra na direção X (plano da foliação paralelo ao sentido de fluxo).

As amostras M3-A3-X, M3-A1-Y e M3-A1-Z apresentaram, respectivamente, saturação de 94,43%, 91,30% e 92,54% ao final dos ensaios. É possível observar que uma pressão de água induzida nas amostras, bem como o tempo decorrido de cada ensaio, aumentou o grau de saturação de tais amostras.

Outro ponto importante, é possível verificar que as duas amostras na direção X apresentaram os maiores graus de saturação, enquanto que as duas amostras na direção Y apresentaram os menores valores. Por esta constatação, é possível inferir a existência de uma relação entre o ângulo formado entre o plano da foliação e o sentido de fluxo com o grau de saturação.

Observa-se também que, ao final de cada ensaio de condutividade hidráulica, nenhuma amostra apresentou saturação máxima, podendo influenciar os resultados da condutividade hidráulica obtidos.

Tabela 5: Índices físicos das amostras ensaiadas e de controle.

Amostra	Teor de umidade gravimétrica w (%)	Massa específica dos sólidos ρ_s (g/cm3)	Massa específica do solo seco ρ_d (g/cm3)	Porosidade total n (%)	Grau de Saturação Sr (%)
M3-A3-X	18,99	2,946	1,85	37,2	**94,43**
M3-A1-Y	18,36	2,946	1,85	37,2	**91,30**
M3-A1-Z	18,61	2,946	1,85	37,2	**92,54**
M3-A4-X*	18,03	2,946	1,85	37,2	**89,66**
M3-A2-Y*	16,01	2,946	1,85	37,2	**79,61**

* amostras de controle

7.3. Condutividade Hidráulica Direcional

Os resultados de condutividade hidráulica para a amostra M3-A1-X com o teste em carga variável estão expressos na Tabela 6. Os dados das leituras estão apresentados no Apêndice A.

Os resultados de condutividade hidráulica em diferentes gradientes para as quatro amostras ensaiadas, duas na direção X, uma na direção Y e uma na direção Z estão expressos na Tabela 7. Na sequência são apresentados os gráficos de descarga específica *versus* gradiente hidráulico para cada uma das quatro amostras (Figuras 43 a 46) e suas respectivas interpretações seguem logo após a apresentação dos mesmos. Os dados das leituras estão apresentados no Apêndice B.

Como já informado, problemas relacionados à confecção de corpos de prova impediram a realização de ensaios em quantidade estatisticamente significativa. Assim, a discussão dos resultados será realizada considerando a falta de repetições de ensaios.

Tabela 6: Valores de Condutividade Hidráulica ***K*** corrigido para temperatura de 20°C para a amostra M3-A1-X.

Leitura	Δt (s)	Δh (m)	T (°C)	K_{20} (m/s)
1	85.080	0,171	20,2	**$1,10x10^{-10}$**
2	33.330	0,100	20,8	**$5,60x10^{-10}$**
3	41.850	0,122	20,6	**$5,49x10^{-10}$**
			Média Harmônica	**$2,36x10^{-10}$**

Tabela 7: Valores de Condutividade Hidráulica ***K*** corrigido para temperatura de 20°C, e coeficientes de determinação R^2 para as quatro amostras analisadas.

Direção	Amostra	K_{20} (m/s)	R^2
X	M3-A1-X (teste 1)	$4x10^{-09}$	0,141
X	M3-A1-X (teste 2)	$6x10^{-09}$	0,990
X	M3-A3-X	$3x10^{-09}$	0,951
Y	M3-A1-Y	$3,3x10^{-09}$	nc
Z	M3-A1-Z	$3x10^{-09}$	0,788

nc: não calculado, leitura somente em um gradiente hidráulico.

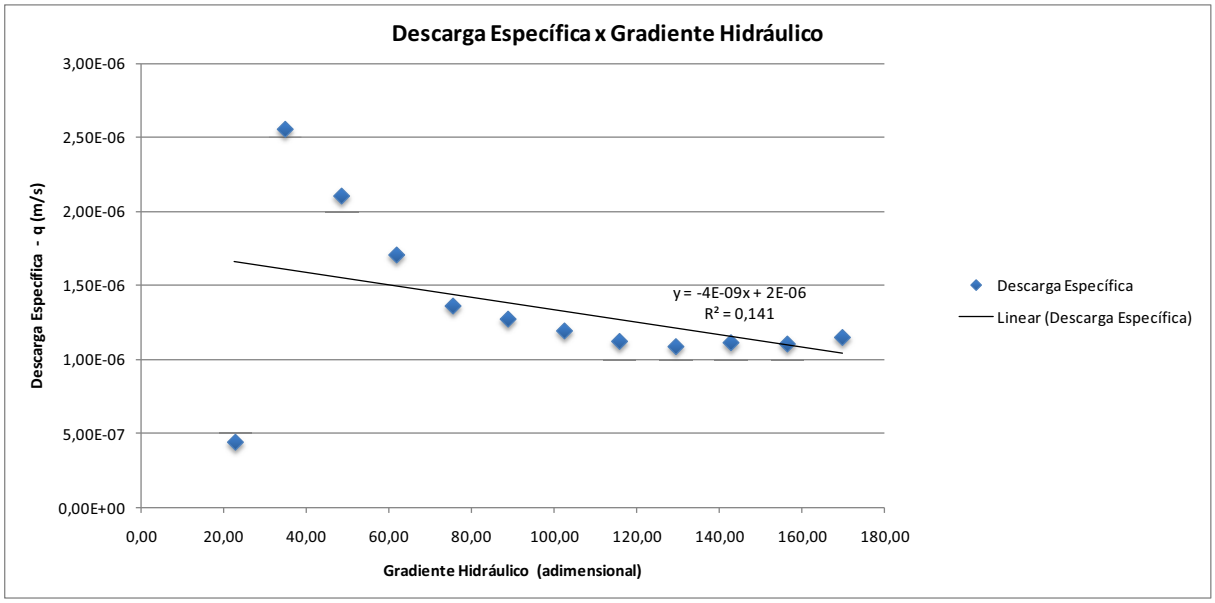


Figura 43: Gráfico de Descarga Específica ***q*** *versus* Gradiente Hidráulico ***i*** para a amostra M3-A1-X (Ensaio 1).

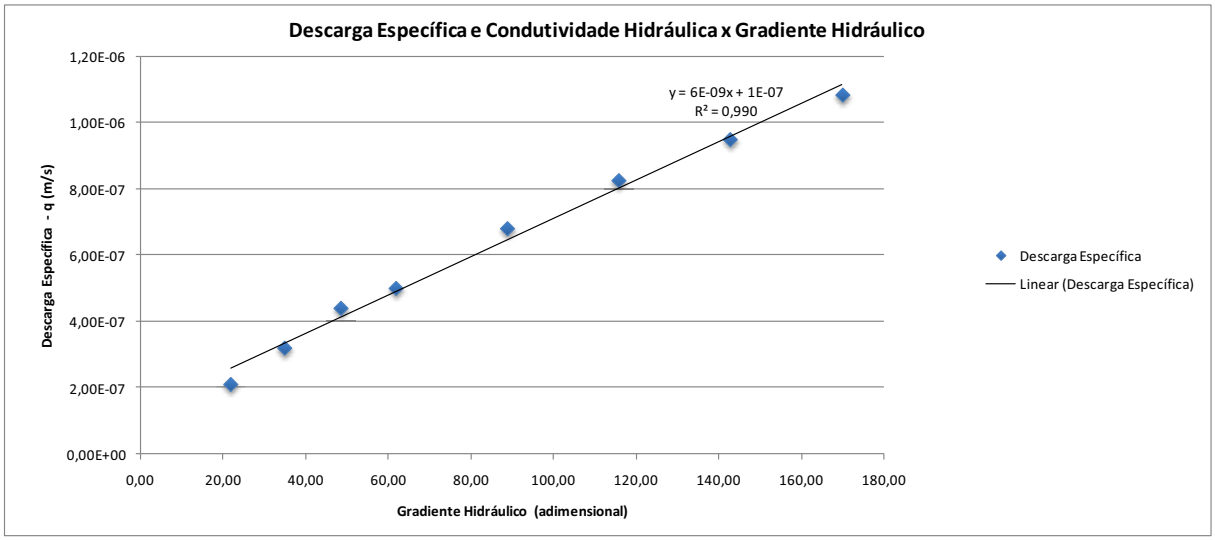


Figura 44: Gráfico de Descarga Específica ***q*** *versus* Gradiente Hidráulico ***i*** para a amostra M3-A1-X (Ensaio 2).

Esses dois ensaios para a amostra M3-A1-X (Figuras 43 e 44) foram realizados na faixa de pressão aplicada na amostra entre 10 kPa e 120 kPa, gerando um gradiente hidráulico entre 22,56 e 169,76 (abscissa).

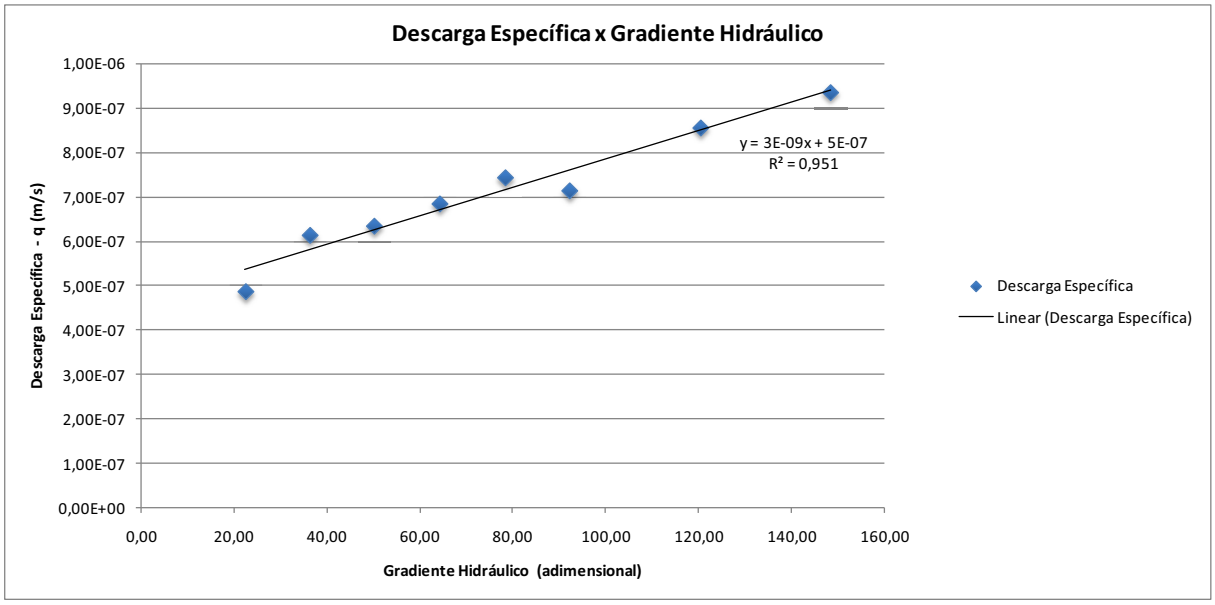


Figura 45: Gráfico de Descarga Específica ***q*** *versus* Gradiente Hidráulico ***i*** para a amostra M3-A3-X.

Esse ensaio para a amostra M3-A3-X (Figura 45) foi realizado na faixa de pressão aplicada na amostra entre 10 kPa e 110 kPa, gerando um gradiente hidráulico entre 22,25 e 148,33 (abscissa). Este ensaio foi interrompido durante a mudança para o último estágio (120 kPa) em decorrência de um vazamento observado na mangueira de conexão.

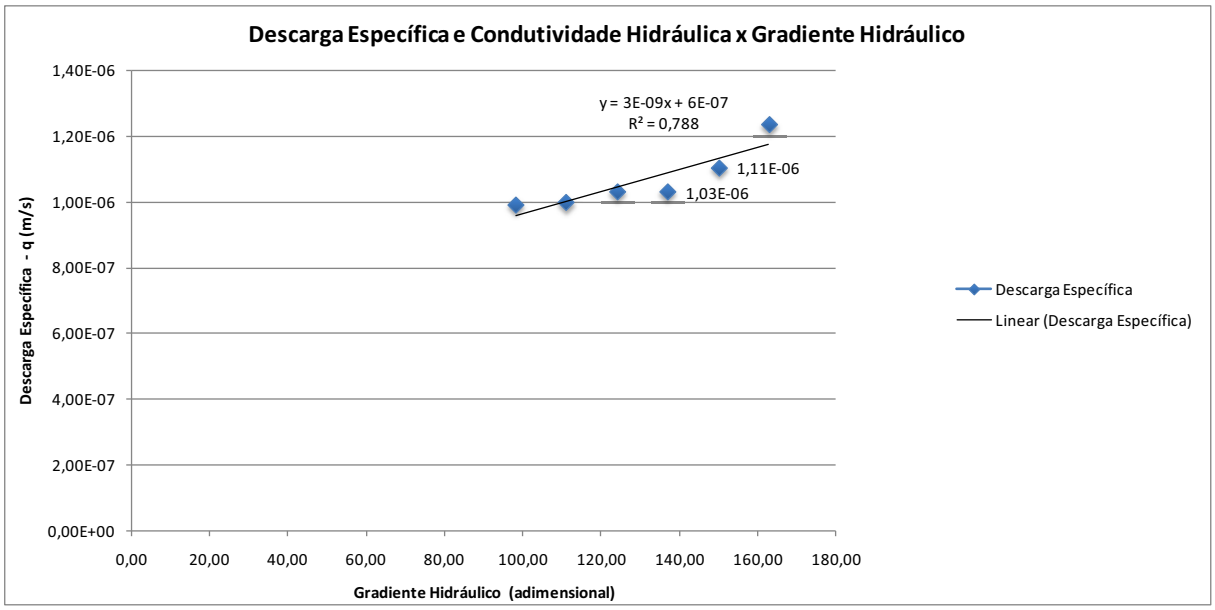


Figura 46: Gráfico de Descarga Específica ***q*** *versus* Gradiente Hidráulico ***i*** para a amostra M3-A1-Z.

Esse ensaio para a amostra M3-A1-Z (Figura 46) foi realizado na faixa de pressão aplicada na amostra entre 70 kPa e 120 kPa, gerando um gradiente hidráulico entre 98,10 e 162,90 (abscissa).

A condutividade hidráulica foi obtida a partir dos ângulos das retas de tendência linear (coeficientes angulares) ajustadas aos dados de descarga específica *versus* gradiente hidráulico, exceção feita para a amostra M3-A1-Y, cuja medição em apenas um gradiente hidráulico, devido às características da amostra nessa direção, impossibilitou a construção do gráfico.

De forma geral, os valores de condutividade hidráulica aqui obtidos para as três direções não apresentaram diferenças significativas nos cinco testes aplicados. Isso demonstra que mesmo sendo o xisto uma rocha anisotrópica em termos estruturais, nas condições experimentais adotadas neste estudo, a condutividade hidráulica nesse meio poroso, pelo menos em escala da matriz, tende a se comportar como uma propriedade aparentemente isotrópica para gradientes hidráulicos mais altos, o que vem corroborar os resultados obtidos por Schoeneberger e Amoozegar (1990). Entretanto, observando os gráficos apresentados nas Figuras 43 a 46 e o comportamento da amostra M3-A1-Y, identifica-se que, em gradientes mais baixos, há uma aparente anisotropia, visto que abaixo do gradiente de 98 a amostra M3-A1-Z não apresentou resposta, o mesmo para a amostra M3-A1-Y abaixo do gradiente de 174.

É importante ressaltar que a pequena quantidade de dados pode gerar resultados tendenciosos.

Durante o primeiro teste, a amostra M3-A1-X (Figura 43 apresentada anteriormente) apresentou comportamento diferente das outras duas amostras (exceto amostra M3-A1-Y). A descarga específica aumentou com o incremento do gradiente hidráulico, alcançando valor máximo de $2{,}55 \times 10^{-6}$ m/s no gradiente de 34,58, para então apresentar diminuição com o aumento do gradiente hidráulico, tendendo a estabilizar próximo a $1{,}10 \times 10^{-6}$ m/s.

Esse comportamento pode estar associado ao grau de saturação inicial da amostra. Pressupondo que a amostra não estava completamente saturada no início do ensaio, os incrementos na pressão da água sobre a amostra promoveu a saturação da mesma com o decorrer do ensaio, em um cenário não estacionário (*unsteady state*). A saturação pode ter se dado a partir do gradiente 72,20, indicado pela suavização da parte final da curva.

Após este primeiro teste, a mesma amostra foi submetida ao segundo teste, assumindo que ao final do primeiro, a amostra encontrava-se com maior grau de saturação.

O resultado do segundo teste (Figura 44) revelou o alinhamento dos pontos de descarga específica *versus* gradiente hidráulico em torno de uma reta, indicando regime estacionário (*steady state*), assim como observado nos testes em outras direções (Figuras 45 e 46).

Ressalta-se que a amostra M3-A1-X foi testada primeiramente em um permeâmetro de carga variável, como apresentado no item 6.4.1, obtendo condutividade hidráulica média de $2{,}36 \times 10^{-10}$ m/s, uma ordem de grandeza menor quando comparada aos valores obtidos pelo método da carga constante com aplicação de pressão.

Uma possibilidade para o comportamento isotrópico da condutividade hidráulica no xisto em gradientes hidráulicos maiores pode residir no pequeno espaçamento entre os planos da foliação. Como exemplo, em uma rocha xistosa coletada em Guarulhos/SP pertencente ao Grupo Serra do Itaberaba (Figura 47 e Figura 48), é possível observar o pequeno espaçamento da foliação, marcada principalmente pelo alinhamento de cristais de quartzo e um agregado de cristais de argilominerais.

Os planos da foliação conferem claramente uma condição anisotrópica para a rocha. Contudo, o pequeno espaçamento entre esses planos pode não ser suficiente para ocasionar uma variação significativa entre a condutividade hidráulica ao longo dos planos da foliação e perpendicular a esta, caracterizando o comportamento isotrópico da condutividade hidráulica verificado pelos resultados dos ensaios.

Esse comportamento observado difere do comportamento anisotrópico da condutividade hidráulica verificado em diferentes camadas empilhadas, denominada por Freeze e Cherry (1979) como *layered heterogeneity*. Nesse modelo, cada camada, de determinada faixa granulométrica e com espessura considerável, contribui individualmente com condutividades hidráulica horizontal e vertical, tendo como resultante de todas as camadas uma condutividade hidráulica anisotrópica.

Entretanto, enquanto as espessuras de cada camada tendem a diminuir, como planos de uma foliação, os resultados dos ensaios realizados tendem a demonstrar que as diferenças entre as condutividades horizontais e verticais, ou genericamente

perpendiculares entre si, tendem a ser desprezíveis, acarretando uma condição aparentemente isotrópica.

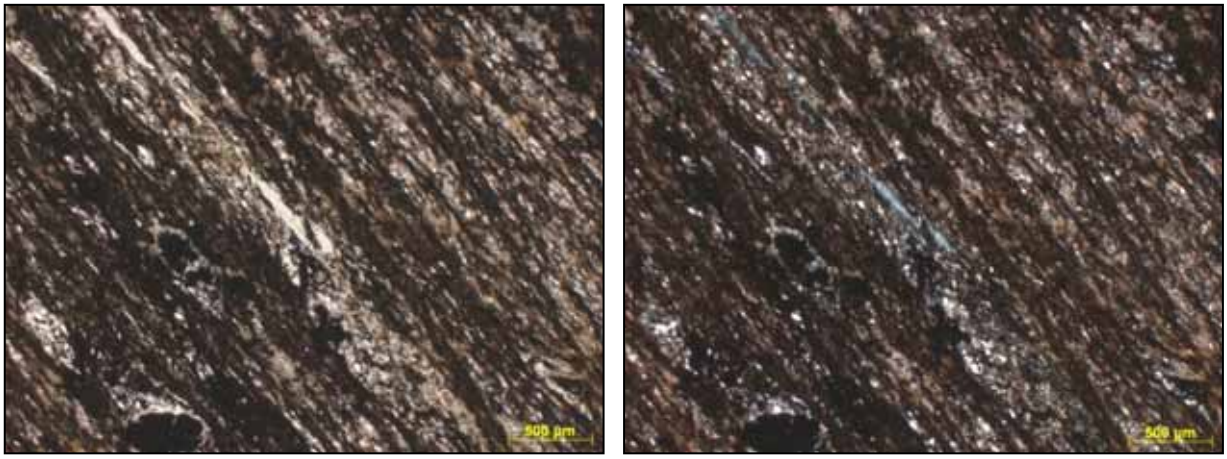


Figura 47: Fotomicrografia de lâmina petrográfica delgada de xisto. Plano de corte XZ. Á esquerda nicóis paralelos, à direita nicóis cruzados. Cristais claros essencialmente de quartzo, agregado marrom composto por argilominerais e outros produtos de alteração. Alguns porfiroclastos isolados e rotacionados ou não com a foliação. Aumento de 2,5 x. Barra: 500μm.

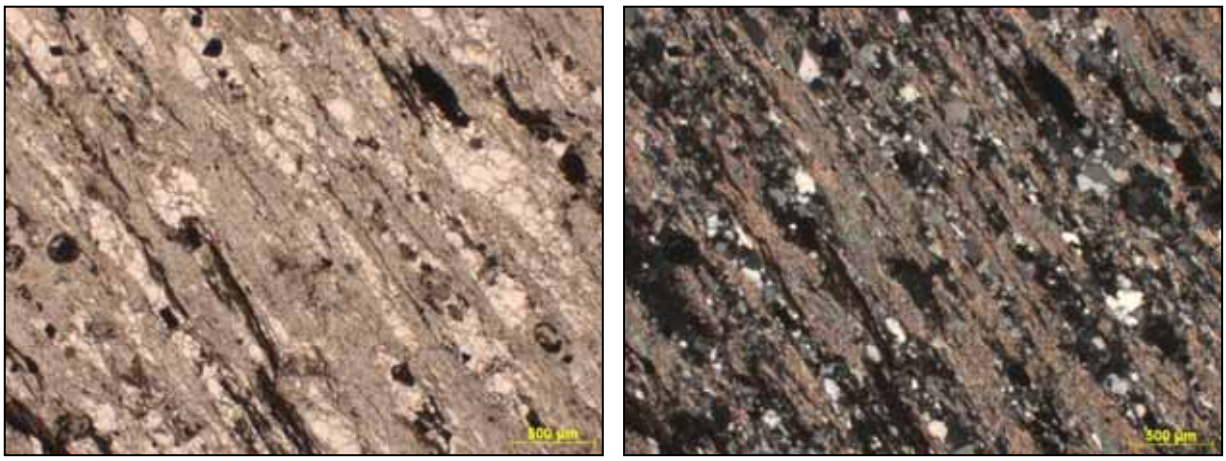


Figura 48: Fotomicrografia de lâmina petrográfica delgada de xisto. Plano de corte XZ. Á esquerda nicóis paralelos, à direita nicóis cruzados. À esquerda observa-se claramente a mineralogia básica: cristais de quartzo com extinção ondulante e argilominerais com cores de interferência mais altas. Aumento de 2,5 x. Barra: 500μm.

Embora os valores de condutividade hidráulica tenham sido semelhantes nas três direções, o gradiente hidráulico necessário para que a água percolasse por cada direção X, Y e Z foi bem diferente.

Na direção X, a água percolou a amostra pelo permeâmetro sob baixos gradientes hidráulicos. Na direção Z, com sentido de fluxo formando um ângulo de 30° com a foliação, foi necessário aplicar uma pressão de ar de 70 kPa, gerando um gradiente de 98,10, enquanto que na direção Y, com sentido de fluxo formando um ângulo de 60° com a foliação, foi necessário aplicar uma pressão de 110 kPa, gerando um gradiente hidráulico de 160,5.

Desta forma, observa-se uma provável correlação entre o gradiente hidráulico e o ângulo formado entre o sentido de fluxo e o plano da foliação. Quanto menor o ângulo, menor é o gradiente hidráulico necessário para promover fluxo (Figura 49). Conforme aumento deste ângulo, maior deverá ser o gradiente hidráulico para promover o fluxo.

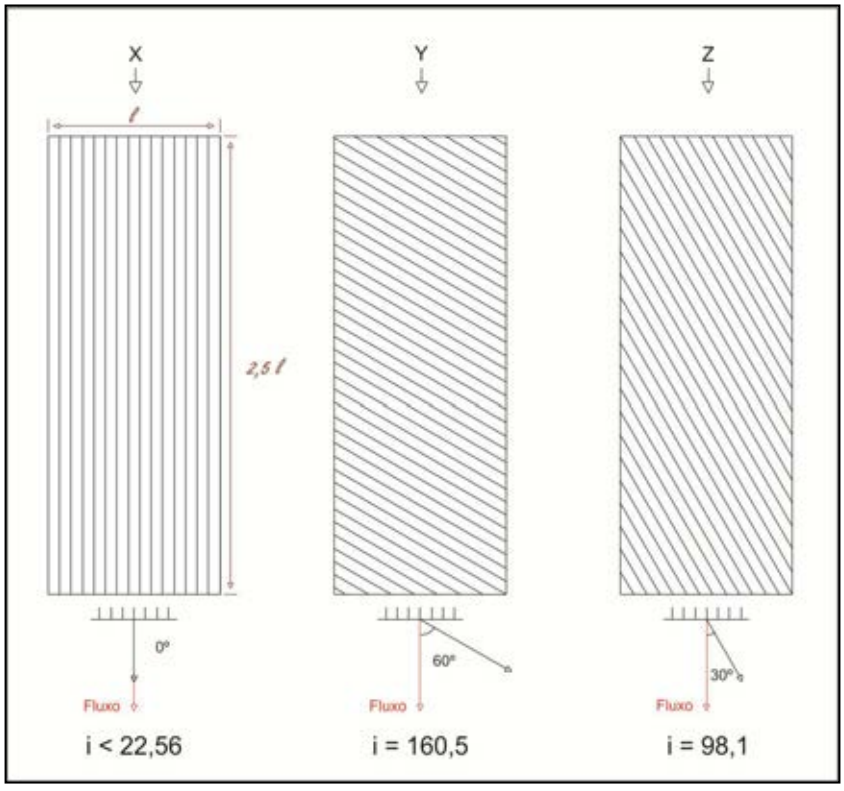


Figura 49: Valores de gradientes hidráulicos obtidos nos ensaios e o ângulo formado entre o sentido de fluxo e o plano da foliação.

A Figura 50 apresenta um gráfico de dispersão dos dados entre gradiente hidráulico e o ângulo formado entre o sentido de fluxo e o plano da foliação. Como pode-se observar, existe uma relação linear entre esses parâmetros, com R^2 de 0,997, indicando forte correlação entre os dados.

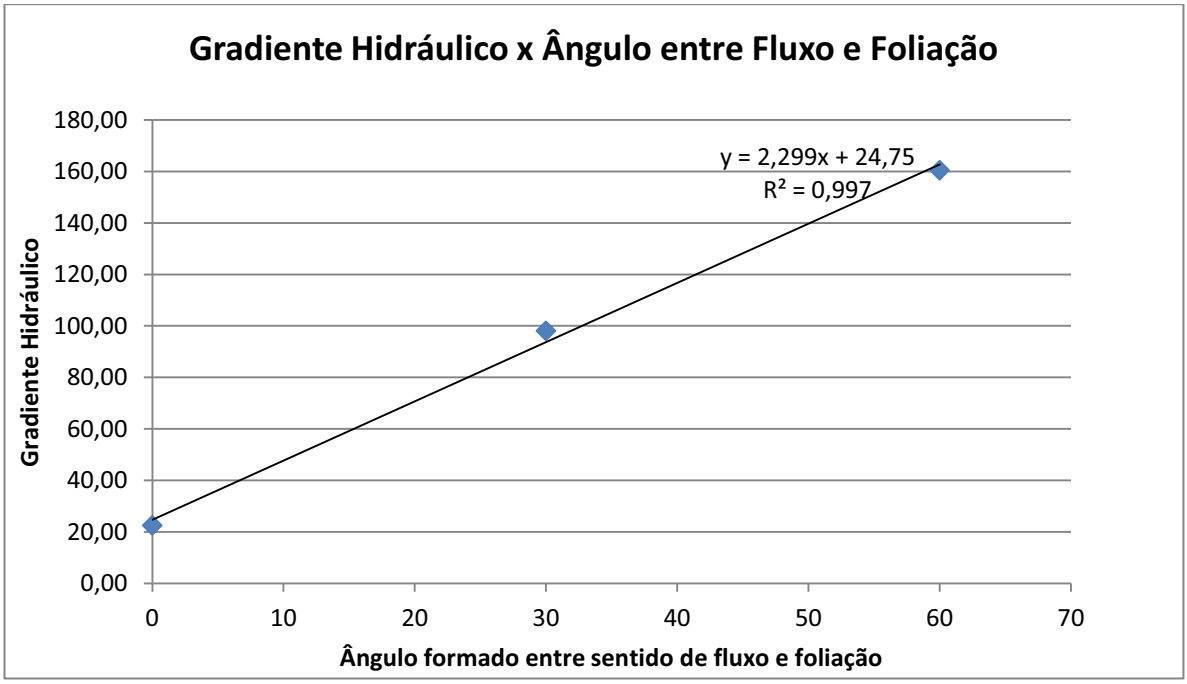


Figura 50: Gráfico de Gradiente Hidráulico ***i*** *versus* ângulo formado entre direção de fluxo e plano da foliação.

Uma explicação possível para o fenômeno observado pode estar relacionada ao gradiente hidráulico limite necessário para que o fluxo seja iniciado no xisto estudado (FREEZE e CHERRY, 1979).

A foliação, conforme descrito anteriormente, é dada pela estruturação planar e orientada dos grãos minerais presentes na rocha. Maiores ângulos significam condições de maior perpendicularidade entre o sentido do fluxo e a orientação planar dos minerais, atingindo condição máxima a 90°.

Esta estruturação pode ser responsável pela criação de uma resistência ao fluxo (atrito), exigindo uma maior energia potencial para ultrapassar a barreira imposta que, uma vez ultrapassada, resulta em um fluxo, permitindo o cálculo da condutividade hidráulica.

Essa estruturação também pode aumentar a tortuosidade do meio poroso na direção oblíqua e/ou perpendicular à superfície dos minerais planares, acarretando aumento de energia para iniciar o fluxo. Acrescentando, pela Figura 47 e Figura 48 é possível verificar que os planos de foliação não são perfeitamente paralelos em escala microscópica. Essas variações acarretam em tortuosidade também na direção X, paralela à foliação.

Como discutido anteriormente, o grau de saturação das amostras não atingiu a saturação máxima (item 7.2), indicando a existência de ar aprisionado na matriz da amostra. As bolhas de ar também conferem resistência à passagem da água pelo corpo de prova.

As amostras com maior grau de saturação foram aquelas que exigiram os menores gradientes hidráulicos para que o fluxo de água ocorresse através das amostras no intervalo de tempo dos ensaios, e coincidem com o paralelismo existente entre o sentido do fluxo e a direção dos planos da foliação.

Opostamente, as amostras com menor grau de saturação foram aquelas que exigiram os maiores gradientes hidráulicos para ocorrência de fluxo contínuo, e coincidem com os maiores ângulos entre o sentido do fluxo e a direção dos planos da foliação.

Ainda em relação aos fatores que podem influenciar no comportamento da condutividade hidráulica aqui observada, ficou demonstrado que os mesmos podem interferir em tal propriedade do aquífero considerado, sendo que essa interferência varia em função das condições estabelecidas experimentalmente, deixando claro que tais fatores devem ser abordados e avaliados de forma mais específica em estudos futuros. Estes fatores são primordiais para discussões, por exemplo, sobre a recarga superficial de aquíferos em áreas com predomínio de foliação de alto ou de baixo ângulo, sendo assim, a atitude da foliação, como demonstrado aqui, pode influenciar diretamente no processo de recarga de um aquífero, interferindo na dinâmica do mesmo.

7.4. Adsorção de Azul de Metileno

A partir dos resultados da condutividade hidráulica segundo as três direções adotadas - X, Y e Z -, aventou-se a possibilidade de existir argilas expansivas na rocha que pudessem interferir na condutividade hidráulica. Assim, foi realizado o ensaio de adsorção de azul de metileno na amostra com a finalidade de identificar ou não a presença desse grupo de argilominerais (Figura 51).

Como resultados, obteve-se:

- Capacidade de Troca de Cátions (CTC) do solo: **1,89 cmol$^{+/}$Kg**
- Superfície Específica (SE) do solo: **14,79 m^2/g**

A partir dos resultados do ensaio realizado pelo Método da Mancha, pôde-se inferir que o solo estudado apresenta predominantemente argilominerais do grupo da caulinita em sua composição. De acordo com Gillott (1987), os argilominerais deste grupo apresentam baixa capacidade de troca catiônica, da ordem de 1 $cmol^{+/}Kg$ a 10 $cmol^{+}/Kg$. Considerando-se o resultado da superfície específica, verifica-se que se encaixa entre o intervalo de 5 m^2/g a 100 m^2/g, valor típico deste grupo (PRESA, 1984).

Os argilominerais do grupo da caulinita presentes no xisto estudado não conferem expansibilidade à rocha. Assim, não é esperado fechamento de poros na matriz, o que restringiria a condutividade hidráulica segundo alguma das direções avaliadas.

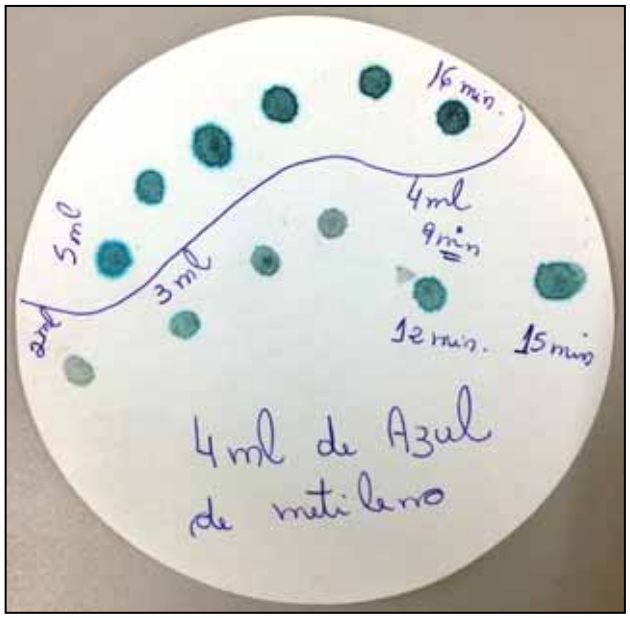


Figura 51: Resultado do Método da Mancha pelo azul de metileno evidenciando a formação do halo (representativo da saturação do argilomineral com o corante) no tempo de 12 minutos para uma adição de 4 mL do corante.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E IMPLICAÇÕES

Foram apresentados resultados de condutividade hidráulica em xisto alterado, no Horizonte C, em três direções segundo os eixos cartesianos XYZ perpendiculares entre si, alinhando o eixo X com a direção do plano da foliação, o eixo Y também horizontal e o eixo Z vertical.

Os ensaios foram realizados em permeâmetro de carga constante com aplicação de pressão em amostras indeformadas do xisto alterado. Estes ensaios foram realizados com sucessivos incrementos de gradiente hidráulico, obtendo-se para cada estágio um valor de descarga específica, e então calculada a condutividade hidráulica da amostra segundo a Lei de Darcy.

Os resultados experimentais indicaram uma condição aparentemente isotrópica da condutividade hidráulica em uma rocha fortemente anisotrópica em termos estruturais, pelo menos em gradientes hidráulicos mais altos. Entretanto, para gradientes hidráulicos mais baixos, verifica-se uma aparente anisotropia, visto que as respostas das amostras em diferentes direções dependeram diretamente do gradiente hidráulico aplicado. É importante ressaltar que a pequena quantidade de dados pode gerar resultados tendenciosos.

A Figura 52 apresenta as mesmas informações das Figuras 44 a 46, entretanto, reunidas em único gráfico. Por este gráfico é possível observar o intervalo de aparente isotropia em gradientes hidráulicos mais altos (Intervalo 1), além do intervalo de aparente anisotropia para gradientes mais baixos (Intervalo 2).

Os valores encontrados para as direções X, Y e Z estão na ordem de 10^{-09} m/s. Tais valores são menores que valores de condutividade hidráulica na ordem de 10^{-7} m/s obtidos em testes de *slug* realizados em trabalhos prévios na área, uma vez que os testes de *slug* consideram a macroporosidade existente dentro do raio de ensaio do poço, enquanto que os testes com permeâmetros, neste estudo, consideram somente a matriz da rocha.

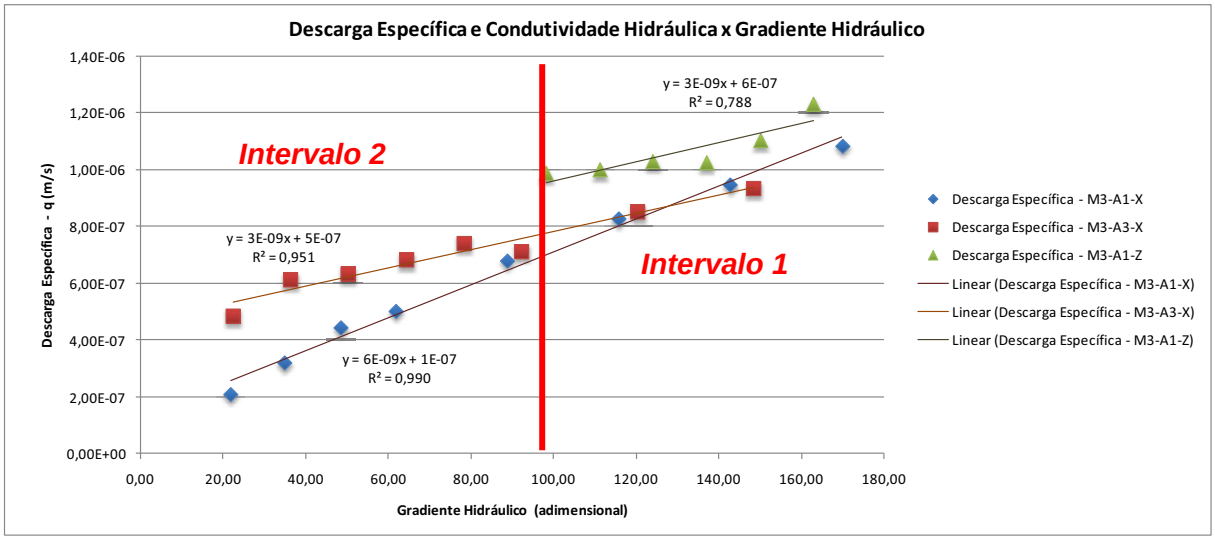


Figura 52: Gráfico de Descarga Específica q versus Gradiente Hidráulico *i* para as amostras M3-A1-X, M3-A3-X e M3-A1-Z, indicando os intervalos de aparente isotropia e aparente anisotropia.

Esse cenário de isotropia para a condutividade hidráulica em uma rocha xistosa anisotrópica estruturalmente é coerente com o cenário descrito por Schoeneberger e Amoozegar (1990) para uma área de estudo na Carolina do Norte (EUA).

Uma possibilidade para o comportamento isotrópico da condutividade hidráulica na rocha anisotrópica em elevados gradientes hidráulicos pode estar relacionada ao pequeno espaçamento entre os planos da foliação, não sendo suficiente para ocasionar uma variação significativa entre diferentes direções da condutividade hidráulica.

Esta relação da textura/estrutura da rocha com a anisotropia hidráulica deve ser mais bem estudada, considerando outros tipos litológicos portadores de anisotropia estrutural em diferentes níveis, tais como gnaisses, quartzitos, anfibolitos, entre outros.

Embora os valores de condutividade hidráulica tenham sido semelhantes nas três direções avaliadas, o gradiente hidráulico necessário para que a água percolasse por cada direção foi bem diferente.

Os resultados sugerem uma provável correlação entre o gradiente hidráulico e o ângulo formado entre o sentido de fluxo e o plano da foliação. Quanto menor o ângulo, menor é o gradiente hidráulico necessário para promover fluxo e, conforme aumento deste ângulo, maior será o gradiente hidráulico para promover o fluxo.

Algumas possibilidades para explicar esse fenômeno observado podem ser: gradiente hidráulico limite necessário para que o fluxo seja iniciado no xisto

estudado; aumento da tortuosidade do meio poroso em direções oblíqua e/ou perpendicular ao plano da foliação; grau de saturação inferior a 100%, indicando a presença de bolhas de ar aprisionadas na matriz porosa dificultando o fluxo da água em alguma direção.

Isto reflete em uma relação entre grau de anisotropia e gradiente hidráulico. Em gradientes hidráulicos mais baixos, o grau de anisotropia hidráulica é maior. Esse grau de anisotropia tende a diminuir até uma condição aparentemente isotrópica em gradientes hidráulicos mais elevados.

Os resultados experimentais também indicaram que amostras com maior grau de saturação foram aquelas que exigiram os menores gradientes hidráulicos para que o fluxo de água ocorresse através das amostras no intervalo de tempo dos ensaios, e coincidem com o paralelismo existente entre o sentido do fluxo e a direção dos planos da foliação. Por outro lado, amostras com menor grau de saturação foram aquelas que exigiram os maiores gradientes hidráulicos para ocorrência de fluxo contínuo, e coincidem com os maiores ângulos entre o sentido do fluxo e a direção dos planos da foliação.

Pelos resultados obtidos e discussões realizadas, a condutividade hidráulica, nas condições experimentais e de campo, é uma propriedade anisotrópica e dependente da anisotropia estrutural da rocha/saprólito. Em um aquífero freático e raso, tal como observado na área de estudo, não é real a existência de um gradiente hidráulico elevado para proporcionar uma condição isotrópica para a condutividade hidráulica, tal como observado em condições extremas geradas em laboratório.

Outro ponto importante: estas condições geológicas e estruturais identificadas na área de estudo observadas em profundidades rasas podem se repetir em maiores profundidades. É importante ponderar sobre a paleogeografia, o Complexo Embu, do Neoproterozoico, é coberto parcialmente pela Bacia de São Paulo, de idade cenozoica, isto reflete em um intervalo de tempo de aproximadamente 500 Ma na área de estudo, tempo este sem registro estratigráfico, mas período este em que os xistos permaneceram sobre forte intemperismo, gerando xistos alterados em grandes profundidades.

Estes resultados têm implicações importantes para situações hidrogeológicas diversas. Em áreas com características similares, é importante o conhecimento desta anisotropia para atividades diversas, por exemplo, para o gerenciamento ambiental de áreas contaminadas: investigação e detalhamento de plumas de

contaminação; modelamento matemático de fluxo e transporte de contaminantes; elaboração de projetos conceituais e implantação de sistemas de remediação *in situ*; entre outros.

Para trabalhos futuros nesta linha de pesquisa, será importante:

- Entender a relação da textura/estrutura da rocha com a anisotropia hidráulica em outros tipos litológicos portadores de anisotropia estrutural em diferentes níveis.
- Entender os mecanismos do gradiente hidráulico limite (*threshold hydraulic gradient*) necessário para que o fluxo seja iniciado no xisto estudado.
- Estudar a importância do grau de saturação e da saturação residual para a condutividade hidráulica no tipo litológico estudado, somando aos ensaios de laboratório também ensaios de campo, tais como Permeâmetros Guelph e TDR (Reflectometria no Domínio do Tempo).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLMENDINGER, R. W., et al. **Structural geology algorithms:** Vectors and tensors. Cambridge University Press, 2012. 302 p.

ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering de Santos Basin, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, Suplemento, p. 15-26. 1976.

ASSOCIAÇAO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6508**: Grãos de solos que passam na peneira de 4,8 mm - Determinação da massa específica. Rio de Janeiro, 1984. 8 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 7181:** Solo - análise granulométrica: método de ensaio. Rio de Janeiro, 1984.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 13292:** Solo - Determinação do coeficiente de permeabilidade de solos granulares à carga constante - Método de ensaio. Rio de Janeiro, 1995. 8 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 14545:** Solo - Determinação do coeficiente de permeabilidade de solos argilosos a carga variável. Rio de Janeiro, 2000. 12 p.

BASSO J.B. **Transporte e retenção de K+, Cu2+, e Cl- em uma mistura compactada de solos lateríticos para uso em barreiras selantes:** procedimentos de homogeneização e adaptações em equipamento de percolação. 2003. 168 f. Dissertação de Mestrado - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2003.

BASSO J.B. **Migração de K+, Cu2+ e Cl- em solos do subgrupo Itararé no Estado de São Paulo:** ensaios sorcivos, percolação em colunas e simulações geoquímicas. 2010. 189 f. Tese (Doutoramento) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2010.

BEAR, Jacob. **Dynamics of Fluids in Porous Media**. New York: Dover Publications, 1972. 764 p.

BEAR, Jacob. **Hydraulics of Groundwater**. New York: Dover Publications, 1979. 569p.

BROOKS, R.H.; COREY, A.T. Hydraulic properties of porous media. **Hydrology Papers.** v. 3, Fort Collins: Colorado State University. 27 p. 1964.

BUENO, B.S.; VILAR, O.M. **Mecânica dos solos.** São Carlos: EESC-USP, Vol. 1, Publicação 095/95, Reimpressão. 1995. 131 p.

CAVALCANTE, I.N. **Estudo Hidrogeológico de Terreno Cristalino com Manto de Intemperismo – Área Piloto de Atibaia (SP).** 1990. 123 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1990.

CHARBENEAU, R. J. **Groundwater hydraulics and pollutant transport**. Long Grove: Waveland Press, 2006. 593 p.

CLEARY, R.W. Águas Subterrâneas. In: Ramos, F. et al. (Org.) **Engenharia Hidrológica.** Coleção ABRH, vol 2. Rio de Janeiro: Editora UFRJ, 1989, 117 p.

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA – DAEE; INSTITUTO GEOGRAFICO E CARTOGRAFICO – IGC. **Unidades Hidrográficas de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo - UGRHI**. São Paulo, 2003.

DOMENICO, P. A.; SCHWARTZ, F. W. **Physical and chemical hydrogeology**. 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 1997. 506 p.

DURNER, W. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. **Water Resources Research.** v. 30, n. 2, p. 211-223. 1994.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Manual de métodos de análise em solos. Donagema, G.K. et al. (Org.). **Documentos.** 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2011, 230 p. Disponível em: <http://www.cnps.embrapa.br/download/manual_metodos_analise_solo.zip>. Acesso em 15 mar. 2012.

FEITOSA, F.A.C. **Hidrogeologia:** conceitos e aplicações. Feitosa, F.A.C. et al (Org.). 3. ed. rev. e ampl. Rio de Janeiro: CPRM: LABHID, 2008, 812 p.

FERNANDES, A.J. **As unidades regionais do Complexo Embu e seu embasamento no leste do Estado de São Paulo.** 1991. 120f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1991.

FETTER, C.W. **Applied Hydrogeology**. 4.ed. New York, Prentice Hall, 1999. 615 p.

FREEZE, R.; CHERRY, J. **Groundwater**. New Jersey: Prentice-Hall Inc, 1979. 604 p.

GILLOTT, J. E. **Clay in Engineering Geology**. Elsevier Publ. Company, Amsterdam. 1987.

HACKSPACHER, P.C. et al. A origem da Serra do Mar: termocronologia por Traços de Fissão em Apatita. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, 2003. Búzios, **Boletim de Resumos**... Búzios: SBG Núcleo Rio de Janeiro/Espírito Santo, 2003, p. 384-386.

HASUI Y. et al. The Ribeira Folded Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, 5, p. 257-266. 1975.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no sudeste brasileiro, 1, Belo Horizonte, **Anais**...Belo Horizonte: Boletim SBG Núcleo Minas Gerais, 11, 1990, p. 1-31.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Manual técnico de pedologia. Souza, C. G. (Coord.). **Série Manuais Técnicos em Geociências n. 4.** Rio de Janeiro: Fundação IBGE, 1995, 104 p.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo.** São Paulo, 1981. Escala 1:500.000.

KRÁSNÝ, J.; SHARP, J.M. Hydrogeology of fractured rocks from particular fractures to regional approaches: state-of-the-art and future challenges. In: Krasny, J., Sharp Jr., J.M. (Eds.). **Groundwater of Fractured Rocks.** Londres: Taylor & Francis Group, 2007. p. 1-32.

LEITE J.C. **Estudos laboratoriais de percolação em colunas de misturas de solos lateríticos compactadas:** equipamento e ensaios. 2000. 223 f. Dissertação de Mestrado - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2000.

LEITE, J. C. et al. An equipment for percolation test in soil columns. In: International Congress on Environmental Geotechnics, 4th, 1998. Lisboa, Portugal, **Anais**, vol. 1, 1998, p.211-215.

LIMA, M.R.; AMADOR, E.S. Análise palinológica de sedimentos da Formação Resende. Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: **Coletânea de trabalhos paleontológicos**, 1985. Brasília: DNPM, 1995, p. 371-378.

LIMA, M.R.; RICCOMINI, C.; SOUZA, P.A. Palinologia de folhelhos do Gráben de Casa de Pedra, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Acta Geológica Leopoldensia.** v.27, p. 485-504. 1994.

LIU, J. et al. **Water Ethics and Water Resource Management.** Bangkok: UNESCO. 2011. 76p. Disponível em: <http://unesdoc.unesco.org/images/0019/001922/192256E.pdf>. Acesso em 15 ago. 2013.

MARECHAL, J.C. et al. Hard rock aquifers characterization prior to modelling at catchment scale: an application to India. In: Krasny, J., Sharp Jr., J.M. (Eds.). **Groundwater of Fractured Rocks.** Londres: Taylor & Francis Group, 2007. p. 227-242.

NAKASAWA, V.A. et al. **Carta Geotécnica do Estado de São Paulo.** Escala 1:500000. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 2V, 1994.

NOGUEIRA, J. B. **Mecânica dos solos:** Ensaios de Laboratório. São Carlos: EESC-USP, 1998. 248 p.

OLIVEIRA, J.B. **Mapa Pedológico do Estado de São Paulo:** legenda expandida. Campinas: Instituto Agronômico de Campinas, 64 p + 4 mapas, 1999.

PEDE, M.A.Z. **Caracterização da condutividade hidráulica do embasamento cristalino alterado saturado na Região Metropolitana de São Paulo.** 2004. 95 f. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2004.

PEREIRA, E.M. **Estudo do comportamento à expansão de materiais sedimentares da Formação Guabirotuba em ensaios com sucção controlada.** 2004. 227 p. Tese (Doutoramento) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2004.

PEREIRA, E. M. **Interação solo/solução aquosa através de ensaios de percolação em colunas.** 2006. 80 f. Relatório de Atividades CNPq – Pós Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

PERROTA, M.M. et al. **Mapa Geológico de São Paulo**. Escala 1:750.000, SIG. São Paulo, (Convênio CPRM/Secretaria de Energia, Recursos Hídricos e Saneamento do Estado de São Paulo). 2005.

PONÇANO, W.L. et al. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 1981. 94 p.

PRESA. E.P. **Deformabilidad de las arcillas expansivas bajo succión controlada.** Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. Madrid, 1984. 274 p.

RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil.** 1989. 256 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

SALLES, F.A.F. **Avaliação de área contaminada por compostos orgânicos às margens da represa de Guarapiranga, no município de São Paulo**.1999. 107 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1999.

SANDERS, L.L. **Manual of Field hydrogeology**. New Jersey: Prentice Hall, 1998. 381 p.

SÃO PAULO. **Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo em 1:1.000.000**. Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo - DAEE, Instituto Geológico –IG-SMA/SP, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo- IPT, Serviço Geológico do Brasil- CPRM. 2005. Nota Explicativa e Mapa.

SÃO PAULO. **Banco de Dados Pluviométricos do Estado de São Paulo**. Sistema de Informações para o Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo (SigRH), Secretaria de Saneamento e Recursos Hídricos do Estado de São Paulo. Disponível em: <http://www.sigrh.sp.gov.br/cgi-bin/bdhm.exe/plu>. Acesso em 21 fev 2014.

SCHOENEBERGER, P.; AMOOZEGAR, A. Directional saturated hydraulic conductivity and macropore morphology of a soil-saprolite sequence. **Geoderma,** 46, p, 31-49. 1990.

SUGUIO, K.; et al. Novos dados sedimentológicos dos aluviões antigos do rio Pinheiros (São Paulo) e seus significados na interpretação do ambiente deposicional. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. 1971. São Paulo, **Anais...** São Paulo, SBG. v.2, 1971. p.219-225.

TASSINARI, C.G.C. **A idade das rochas e dos eventos metamórficos na porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução.** 1988. 236f. Tese (Doutoramento) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

TASSINARI, C.G.C. et al. A idade das rochas e dos eventos metamórficos na porção sudeste do Estado de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35., 1988, Belém. **Anais**... Belém: SBG, v.6, p. 2840-2853.

Yamamoto, L. T. **Palinologia das bacias do sudeste (bacias de Taubaté, São Paulo e Resende): análise bioestratigráfica integrada e interpretação paleoambiental**. 1995. 217 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1995.

ZAK, S. Hydraulic conductivity of layered anisotropic media. In: Dikinya, O. (Ed.). **Developments in Hydraulic Conductivity Research.** Intech, 2011. p. 159-174.

APÊNDICE A - Medidas realizadas durante os ensaios: Permeâmetro de Carga Variável - Amostra M3-A1-X

Leitura 01

Dados da Amostra	
l1 (m)	0,029
l2 (m)	0,030
H (m)	0,0755
Área da seção - **A** (m^2)	0,00087

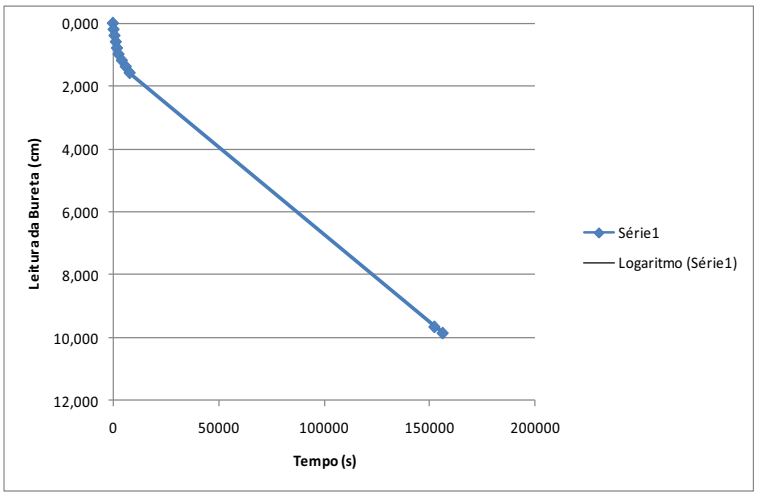
Dados da Bureta
Área interna - **a** (m^2)
0,000050

Tempo (s)	Leitura (cm)	T °C
0	0,000	23,2
335	0,197	23,2
780	0,394	23,6
1380	0,591	23,9
1940	0,788	24,0
2675	0,985	24,3
4260	1,182	24,4
6090	1,379	24,3
7950	1,576	24,1
152412	9,653	20,0
156312	9,850	20,0

Δt (s)	85080

Gradiente Hidráulico	
h1 (cm)	136,900
h2 (cm)	119,761

k (m/s)	1,19E-10
Temperatura média	20,2
Fator de Correção	0,995
K_{20} (m/s)	**1,10E-10**



Leitura 02

Dados da Amostra	
l1 (m)	0,029
l2 (m)	0,030
H (m)	0,0755
Área da seção - **A** (m^2)	0,00087

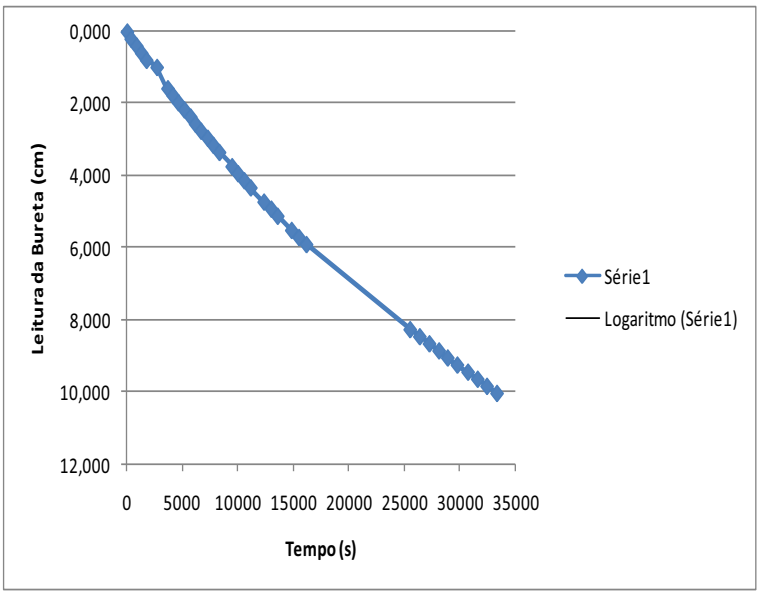
Dados da Bureta
Área interna - **a** (m^2)
0,000050

Tempo (s)	Leitura (cm)	T °C
0	0,000	20,0
345	0,197	20,0
850	0,394	20,0
1740	0,788	20,0
2685	0,985	20,0
3660	1,576	20,0
4130	1,773	20,0
6150	2,561	20,0
15480	5,713	21,0
25500	8,274	22,2
30720	9,456	22,6
33330	10,047	22,7

Δt (s)	33330

Gradiente Hidráulico	
h1 (cm)	136,900
h2 (cm)	126,853

k (m/s)	5,70E-10
Temperatura média	20,8
Fator de Correção	0,982
K_{20} (m/s)	**5,60E-10**



Leitura 03

Dados da Amostra	
l1 (m)	0,029
l2 (m)	0,030
H (m)	0,0755
Área da seção - **A** (m^2)	0,00087

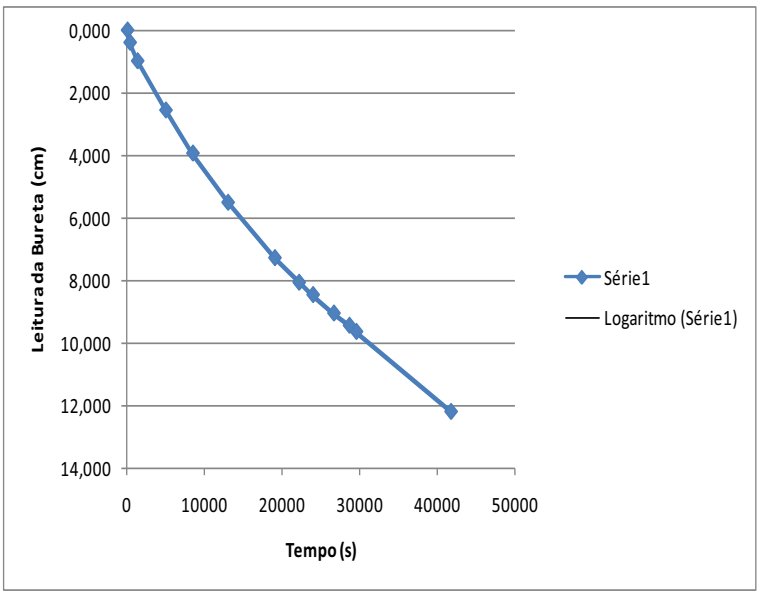
Dados da Bureta
Área interna - **a** (m^2)
0,000050

Tempo (s)	Leitura (cm)	T °C
0	0,000	20,0
330	0,394	20,0
1305	0,985	20,0
4965	2,561	20,0
8460	3,940	20,0
13005	5,516	20,2
19065	7,289	20,9
22200	8,077	21,0
24000	8,471	21,1
26700	9,062	21,2
28710	9,456	21,4
29610	9,653	21,4
41850	12,214	20,9

Δt (s)	41850

Gradiente Hidráulico	
h1 (cm)	136,900
h2 (cm)	124,686

k (m/s)	5,57E-10
Temperatura média	20,6
Fator de Correção	0,986
K_{20} (m/s)	**5,49E-10**



APÊNDICE B - Medidas realizadas durante os ensaios: Permeâmetro de Carga Constante

Amostra	Dimensões (m)			Área da seção - A (m^2)	Altura entre reservatório e amostra (m)	Média Q (m^3/s)	Média q (m/s)	Pressão (kPa)	Pressão (m H_2O)	Gradiente Hidráulico	T média (ºC)
	l_1	l_2	H								
M3-A1-X	0,0290	0,0300	0,0755	0,00087	0,58	3,83E-10	4,40E-07	10	1,12	22,56	20,2
						2,25E-09	2,55E-06	20	2,03	34,58	20,0
						1,85E-09	2,11E-06	30	3,06	48,20	19,8
						1,49E-09	1,71E-06	40	4,08	61,71	19,6
						1,19E-09	1,36E-06	50	5,10	75,20	19,5
						1,11E-09	1,28E-06	60	6,12	88,70	19,7
						1,04E-09	1,19E-06	70	7,14	102,23	19,8
						9,77E-10	1,12E-06	80	8,16	115,73	20,2
						9,51E-10	1,09E-06	90	9,18	129,24	19,8
						9,73E-10	1,12E-06	100	10,20	142,8	19,9
						9,67E-10	1,11E-06	110	11,22	156,25	19,7
						1,00E-09	1,15E-06	120	12,24	169,76	18,8

Amostra	Dimensões (m)			Área da seção - A (m^2)	Altura entre reservatório e amostra (m)	Média Q (m^3/s)	Média q (m/s)	Pressão (kPa)	Pressão (m H_2O)	Gradiente Hidráulico	T média (ºC)
	l_1	l_2	H								
M3-A3-X	0,0269	0,0286	0,07266	0,000769	0,58	3,76E-10	4,89E-07	10	1,04	22,25	18,2
						4,44E-10	6,14E-07	20	2,04	36,05	17,8
						4,93E-10	6,36E-07	30	3,06	50,09	18,5
						5,27E-10	6,85E-07	40	4,08	64,12	18,4
						5,72E-10	7,43E-07	50	5,10	78,20	18,6
						5,49E-10	7,14E-07	60	6,12	92,20	18,6
						6,58E-10	8,56E-07	80	8,16	120,26	18,2
						7,20E-10	9,36E-07	100	10,20	148,33	18,5

Amostra	Dimensões (m)			Área da seção - A (m^2)	Altura entre reservatório e amostra (m)	Leitura	Média Q (m^3/s)	Média q (m/s)	Pressão (kPa)	Pressão (m H_2O)	Gradiente Hidráulico	T média (ºC)	Média K_{20} (m/s)
	l_1	l_2	H										
M3-A1-Y	0,0306	0,0308	0,0735	0,000942	0,58	1	5,58E-10	5,92E-07	120	1223,69	174,38	20,2	3,33E-09
						2	5,66E-10	6,01E-07				21,2	
						3	5,38E-10	5,71E-07				20,0	

Amostra	Dimensões (m)			Área da seção - A (m^2)	Altura entre reservatório e amostra (m)	Média Q (m^3/s)	Média q (m/s)	Pressão (kPa)	Pressão (m H_2O)	Gradiente Hidráulico	T média (ºC)
	l_1	l_2	H								
M3-A1-Z	0,0312	0,0307	0,0787	0,000956	0,58	9,48E-10	9,91E-07	70	7,14	98,10	19,4
						9,63E-10	1,00E-06	80	8,16	111,06	19,6
						1,00E-09	1,03E-06	90	9,18	124,02	19,9
						9,85E-10	1,03E-06	100	10,20	136,98	20,2
						1,06E-09	1,11E-06	110	11,22	149,90	19,7
						1,18E-09	1,23E-06	120	12,24	162,90	19,9