

**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da
permeabilidade ao ar em função dos conteúdos de água e ar no solo**

Alexsandro dos Santos Brito

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de
Plantas

**Piracicaba
2010**

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Alexsandro dos Santos Brito
Engenheiro Agrônomo

**Variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da permeabilidade ao ar em
função dos conteúdos de água e ar no solo**

Orientador:

Prof. Dr. **PAULO LEONEL LIBARDI**

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de
Plantas

Piracicaba
2010

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - ESALQ/USP**

Brito, Alexsandro dos Santos

Variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da permeabilidade ao ar em função dos conteúdos de água e ar no solo / Alexsandro dos Santos Brito. - - Piracicaba, 2010.
143 p. : il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2010.

1. Água do solo 2. Condutividade hidráulica do solo 3. Krigagem 4. Porosidade do solo
Título

CDD 631.432
B862v

"Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor"

DEDICO

À minha Esposa, Suane Coutinho Cardoso, pelo amor, companheirismo, atenção, apoio e compreensão em todos os momentos, mesmo naqueles quando a distância física se fazia presente.

OFEREÇO

À minha querida Mãe, Zenaide, que não mediu esforços para me dar uma boa educação e oportunidades de novos conhecimentos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, nosso maior Professor e a minha fortaleza, no qual encontro todos os ensinamentos, virtudes e conselhos para uma vida saudável e feliz. À minha mãe, Zenaide, e aos meus irmãos, a minha gratidão por tudo o que fizeram para a minha formação profissional.

Agradeço ao Programa de Pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, pela oportunidade da realização do curso de Doutorado. À Coordenadoria de Apoio de Pessoal de Ensino Superior – CAPES pela concessão da bolsa de estudo e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pelo apoio financeiro, por meio do Projeto Universal, que custeou todo o Projeto de Tese.

Ao meu Mestre Paulo Libardi, pela orientação, ensinamentos, confiança e a amizade, a minha gratidão. Na esperança de ter cumprido o chamamento inicial de formação de uma grande equipe de pesquisa, agradeço por tudo o que fez por mim no nosso dia-a-dia, durante o período de Pós-Graduação. Estendo o agradecimento à sua Esposa Cristina, sempre cordial e dispensando muita atenção quando dos nossos encontros.

Aos Professores Paulo Leonel Libardi, Sergio Oliveira Moraes, Tarlei Arriel Botrel, Jarbas Honorio de Miranda, Quirijn de Jong van Lier, Miguel Cooper, Álvaro Pires da Silva, Carlos Tadeu dos Santos Dias e Paulo Justiniano Ribeiro Júnior, pelos ensinamentos, troca de idéias e convívio harmonioso.

Aos amigos de sala: Monica Martins, Pablo Ghiberto, Jaedson Mota, Adriano Gonçalves, Mariana Ventura e Neilo Bergamin pelo convívio gratificante. Em especial, ao amigo Jaedson, que aceitou o convite de trabalhar comigo no meu projeto de Tese e em outros trabalhos científicos, além dos trabalhos de organização das salas de estudo e do Laboratório de Física do Solo, o meu muito obrigado por todo o apoio dispensado durante todas as etapas de execução dos trabalhos experimentais e pela amizade; e a Pablo pelo companheirismo nos trabalhos desenvolvidos nas Usinas Sucroalcooleiras durante o meu trabalho de Mestrado e o trabalho de Doutorado dele.

Aos amigos Roque Emmanuel da Costa de Pinho, Angelica Durigon, Luciano

Roberto da Silveira, Derblai Casaroli, Marlon Gomes da Rocha, Leandro Neves Faria (Programa de Pós-graduação em Física do Ambiente Agrícola); Tales Miller, Lucas Velame, Alexsandro Claudio dos Santos Almeida, João Batista (Espião), João Lelis, Pedro Rogerio Giongo, Elenilson Moreira Franco, Claudio Augusto Uyeda, Anthony Wellington Almeida Gomes (Garotinho) e Marinaldo Ferreira Pinto (Programa de Pós-graduação em Irrigação e Drenagem); Roseli Pereira da Silva, Elaine Costa Cerqueira Pereira, Amâncio José de Souza e Erik Espinoza Núñez (Programa de Pós-graduação em Fitotecnia); Luis Gustavo de Paoli (Programa de Pós-graduação em Fisiologia e Bioquímica de Plantas); Eloise Mello Viana, Rafael Otto e Getúlio Coutinho Figueiredo (Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas); Eduardo Gomes (Programa de Pós-Graduação em Estatística); Onildo Nunes de Jesus (Programa de Pós-Graduação em Genética); Bruno de Almeida Souza, Edmilson Silva e Luzimario Lima Pereira (Programa de Pós-Graduação em Entomologia). Em especial, agradeço ao amigo Luciano (Bonner) pelo apoio essencial na construção do sistema de aquisição de dados do permeâmetro e do programa computacional *PermeAr* e a Roque Emmanuel pela ajuda na coleta das amostras de solo e na correção da dissertação.

À Marta, Secretária do Programa Solos e Nutrição de Plantas e à Ângela Derigi, Francisco Dias e Fernando Novello, Secretários do Departamento de Engenharia de Biosistemas, por todo apoio e atenção.

Aos funcionários da Carpintaria, Sidney, Juca e Paulo, pelo constante apoio na confecção de estrados, suportes e peças. Aos funcionários do Departamento de Engenharia de Biosistemas Hélio de Toledo Gomes, Gilmar, Antônio, Afonso e Chicão pelo apoio com os ajustes de ferramentas metálicas. Aos funcionários do Setor de Jardins da Esalq, Perecin, Eloi e Paulo, pelo apoio essencial no abastecimento das caixas d'água no campo. Aos funcionários Jorge e Eduardo do Setor de Informática do Departamento de Ciências Exatas. A Eduardo e à sua equipe do Setor de hidráulica da Esalq pelo auxílio na instalação hidráulica das caixas d'água na área experimental.

Ao Professor Peterson e seus orientados Roberto Fray (Dilon) e Luis Felipe de Castro Galizia (Bandeirinha), pela ajuda no mapeamento da área experimental.

À Silvia Maria Zinsly, bibliotecária da Divisão de Biblioteca e Documentação da Esalq/USP, pela cordialidade e presteza na correção das referências.

BIOGRAFIA

Alexsandro dos Santos Brito, nascido em 11 de novembro de 1979, no município de Esplanada – Bahia, formou-se Técnico em Agropecuária pela Escola Agrotécnica Federal de Catu – Bahia em 1999; graduou-se Engenheiro Agrônomo pela Escola de Agronomia da Universidade Federal da Bahia em 2005, período em que foi bolsista de iniciação científica pelo Programa Especial de Treinamento (PET), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia (FAPESB), em anos distintos, atuando principalmente em Física do Solo, sob a orientação do Professor Joelito de Oliveira Rezende; titulou-se Mestre em Solos e Nutrição de Plantas pela Universidade de São Paulo (USP/ESALQ) em 2007, período em que foi bolsista do CNPq, atuando na linha de pesquisa Física do Solo, sob a orientação do Professor Paulo Leonel Libardi; ingressou no curso de Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas pela USP/ESALQ em 2007, sendo bolsista da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), sob a orientação do Professor Paulo Leonel Libardi.

SUMÁRIO

RESUMO.....	11
ABSTRACT	13
LISTA DE FIGURAS	15
LISTA DE TABELAS	23
1 INTRODUÇÃO.....	25
2 DESENVOLVIMENTO.....	27
2.1 Revisão bibliográfica.....	27
2.1.1 Condutividade hidráulica do solo.....	27
2.1.2 Permeabilidade intrínseca do solo ao ar	29
2.1.3 Relação entre permeabilidade ao ar e condutividade hidráulica do solo.....	35
2.1.4 Variabilidade espacial	36
2.2 Material e métodos	42
2.2.1 Localização e caracterização da área experimental.....	42
2.2.2 Caracterização físico-hídrica	45
2.2.3 Condutividade hidráulica do solo.....	48
2.2.4 Permeabilidade intrínseca do solo ao ar	55
2.2.5 Análise dos dados	61
2.3 Resultados e discussão	63
2.3.1 Caracterização físico-hídrica	63
2.3.2 Condutividade hidráulica do solo.....	80
2.3.3 Permeabilidade do solo ao ar.....	103
3 CONCLUSÕES.....	125
REFERÊNCIAS.....	127
ANEXOS	139

RESUMO

Variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da permeabilidade ao ar em função dos conteúdos de água e ar no solo

O conhecimento de propriedades do solo ligadas diretamente à produtividade das culturas é uma busca incessante. As propriedades fortemente correlacionadas com o espaço poroso do solo tornam-se muito importantes, principalmente porque têm ação direta no desenvolvimento vegetal: é pelo espaço poroso que ocorre o deslocamento de água e ar para a rizosfera das plantas. Cada tipo de solo e mesmo cada horizonte pedológico possui uma geometria de poros que o caracteriza e que permite uma maior ou menor facilidade de transportar água e, conseqüentemente, o ar. Como as propriedades do solo relacionadas ao transporte de água e de ar são altamente variáveis no espaço, o objetivo deste trabalho foi estudar a variabilidade espacial: a) dos parâmetros da equação que correlaciona a condutividade hidráulica com o conteúdo de água no solo e b) da permeabilidade do solo ao ar. Para tanto, foi instalado um experimento no campo, num Latossolo Vermelho Amarelo – textura média, constituído por 60 tubos de acesso a uma sonda de nêutrons, numa malha regular de 5 x 5 m, com a finalidade de medir o conteúdo de água em função do tempo, nas profundidades de 0,20; 0,40; 0,60; 0,80 m e, então, determinar-se a condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo. A permeabilidade do solo ao ar (k_a) foi determinada pelo método da pressão decrescente, realizada em laboratório, utilizando amostras de solo com estrutura indeformada, equilibradas nas tensões de 6 e 10 kPa. De posse desses atributos do solo, realizou-se o estudo da variabilidade espacial. Os valores mais elevados de condutividade hidráulica do solo saturado e de permeabilidade intrínseca do solo ao ar foram encontrados nas porções da área experimental com menores cotas altimétricas, o que indica uma influência da morfologia do terreno na estrutura do solo, principalmente porque nessas porções há uma maior quantidade de argila. Os mapas de predição mostram que a condutividade hidráulica do solo saturado está correlacionada diretamente com o conteúdo de água do solo saturado e inversamente com o coeficiente angular da reta do logaritmo da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo. Os mapas de predição das permeabilidades do solo ao ar foram semelhantes quanto à localização dos maiores e menores valores, mas houve um aumento das porções de área com valores mais elevados de $k_a(\phi_m=10 \text{ kPa})$ em comparação ao de $k_a(\phi_m=6 \text{ kPa})$, devido ao esvaziamento de poros com raios menores, que aumenta a conectividade e conseqüentemente o fluxo de ar.

Palavras-chave: Porosidade do solo; perfil instantâneo; Krigagem

ABSTRACT

Spatial variability of hydraulic conductivity and air permeability as a function of soil water and air contents

The knowledge of soil properties directly related to crops yield is an incessant search. The soil properties strongly correlated with the soil porosity are very important for their direct action on plant development: it is through the soil porous space that occurs water and air displacement to plant rhizosphere. Each kind of soil and even each soil horizon have a pore geometry that characterizes and permits a higher or lower facility in transporting water and air. Since these soil properties are highly variable in space, the objective of this work was to study the spatial variability: a) of the parameters of the equation correlating soil hydraulic conductivity and soil water content and, b) of the soil air permeability. For this, 60 access tubes for a neutron probe were installed in a medium texture Yellow Red Latosol, in a regular grid of 5 x 5 m, in order to measure the soil water content along the time, in depths of 0.2; 0.4; 0.6; 0.8 m and to determine the hydraulic conductivity by instantaneous profile method. The soil air permeability was determined by the decreasing pressure method in laboratory, using undisturbed soil samples under stabilized matric soil water potentials of -6 and -10 kPa. The higher values of saturated hydraulic conductivity and soil air permeability were found in the lower altitudes of the experimental area, showing that topography can influence soil structure, due mainly to the higher amount of clay in lower altitudes. The predict map of saturated hydraulic conductivity shows that this soil property is directly correlated with the saturated soil water content and inversely correlated with the slope of the curve of logarithm of hydraulic conductivity as a function of soil water content. Predict maps of soil air permeability were similar, since the higher and lower values were found in the same place. However, there was an increase of the area with higher air permeability, measured under -10 kPa, due to higher amount of air filled pores, increasing the porous connectivity and the air flow.

Key words: Soil porosity; Instantaneous profile method; Krigage

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Croqui da área experimental com a ordem dos pontos amostrais indicada pela numeração de alguns pontos 44
- Figura 2 – Mapa planialtimétrico da área experimental, representado por cotas altimétricas relativas à maior cota 44
- Figura 3 – Recipiente de vidro preenchido com água, no qual as provetas (1000 mL) com amostras de solo e dispersante foram dispostas para a realização do processo de sedimentação da análise granulométrica 46
- Figura 4 – Limpeza da área experimental (A, B e C) e instalação das chapas das seis primeiras parcelas experimentais (D, E e F) 49
- Figura 5 – Procedimento de saturação da coluna de solo no campo (A) e do fechamento da superfície da coluna com uma primeira lona plástica (lonax) e com lona mais resistente (lonil) para evitar fluxo de água (B).... 50
- Figura 6 – Croqui de seleção de pontos para a primeira (A) e terceira (B) amostragens, com cinco categorias, sendo o tamanho dos círculos proporcionais à contagem feita com a sonda de nêutrons 54
- Figura 7 – Sonda de nêutrons na posição de leitura padrão (A) e no tubo de acesso (B), no qual se realizou as leituras nas profundidades de 0,2; 0,4; 0,6 e 0,8 m 54
- Figura 8 – Curvas de calibração da sonda de nêutrons para profundidades de 0,20 (A); 0,40 (B); 0,60 (C); 0,80 m (D); média (E) e para todas as amostragens, em diferentes pontos amostrais e em todas as profundidades (F) 55
- Figura 9 – Diagrama esquemático (A) constituído por: 1 – bomba de ar; 2 – cilindro de desumidificação do ar preenchido com sílica gel; 3 – válvula de controle de fluxo; 4 – válvula de escape para ajuste fino da pressão interna; 5 – cilindro de ar; 6 – válvula de controle de fluxo; 7 – compartimento de alocação da amostra indeformada de solo; 8 – sistema de aquisição de dados constituído por transdutor de pressão e sensores de temperatura e umidade; 9 – cabo de transmissão de dados

(DB 9); 10 – microcomputador para processamento dos dados; e fotografia do equipamento para medida da permeabilidade do solo ao ar (B).....	57
Figura 10 – Janelas principais do programa computacional <i>PermeAR v.1.0</i> com mostradores instantâneos da pressão manométrica, temperaturas e umidades relativas internas e externas, e gráficos obtidos durante o processo de medição	58
Figura 11 – Percentagem de areia, silte e argila nas profundidades de 0,2 m (A); 0,4 m (B); 0,6 m (C) e 0,8 m (D) nos 60 pontos amostrais.....	64
Figura 12 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 1 a 8	72
Figura 13 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 9 a 16	73
Figura 14 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 17 a 24	74
Figura 15 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 25 a 32	75
Figura 16 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 33 a 40	76
Figura 17 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 41 a 48	77
Figura 18 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 49 a 56	78
Figura 19 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 57 a 60	79
Figura 20 – Distribuição dos macro, meso e microporos do solo para cada ponto amostral na profundidade de 0,8 m.....	79
Figura 21 – Área experimental durante a execução das determinações de condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo, com pontos amostrais em fase de monitoramento (pontos cobertos com lonil) e pontos finalizados (cobertos com lona plástica preta –	

lonax)	80
Figura 22 – Condutividade hidráulica do solo ($\ln K$) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 1 a 8	81
Figura 23 – Condutividade hidráulica do solo ($\ln K$) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 9 a 16	82
Figura 24 – Condutividade hidráulica do solo ($\ln K$) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 17 a 24	83
Figura 25 – Condutividade hidráulica do solo ($\ln K$) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 25 a 32	84
Figura 26 – Condutividade hidráulica do solo ($\ln K$) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 33 a 40	85
Figura 27 – Condutividade hidráulica do solo ($\ln K$) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 41 a 48	86
Figura 28 – Condutividade hidráulica do solo ($\ln K$) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 49 a 56	87
Figura 29 – Condutividade hidráulica do solo ($\ln K$) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 57 a 60	88
Figura 30 – Gráficos de distribuição dos valores de condutividade hidráulica saturada ($\ln K_0$) nos locais de medida, relação dos dados com os eixos da área experimental e histograma da densidade de probabilidades dos erros para os 60 pontos amostrais	91
Figura 31 – Gráficos quantis-quantis da condutividade hidráulica do solo saturado com os dados originais (A) e com os dados transformados em logaritmo natural (B), medida pelo método do perfil instantâneo	92

- Figura 32 – Gráfico de distribuição das medidas de K_0 nos respectivos pontos amostrais (A), gráfico de caixa evidenciando a presença de valor discrepante (B) e gráficos de distribuição das medidas com os pontos eliminados (C e D)..... 93
- Figura 33 – Semivariograma experimental da condutividade hidráulica do solo saturado ($\ln K_0$), determinada pelo método do perfil instantâneo 94
- Figura 34 – Mapa de predição (krigagem) da condutividade hidráulica do solo saturado, determinada pelo método do perfil instantâneo..... 95
- Figura 35 – Regressão linear da condutividade hidráulica do solo saturado ($\ln K_0$) em função da cota altimétrica (A) e da densidade do solo na profundidade de 0,8 m (B)..... 96
- Figura 36 – Regressão linear da condutividade hidráulica do solo saturado ($\ln K_0$) em função da porosidade total do solo na profundidade de 0,8 m..... 96
- Figura 37 – Gráficos quantis-quantis do parâmetro de ajuste (Gama) da equação da condutividade hidráulica do solo medida pelo método do perfil instantâneo, com os dados originais (A) e com os dados transformados – \ln Gama (B)..... 96
- Figura 38 – Gráficos de distribuição dos valores parâmetro *Gama* nos locais de medida, relação dos dados com os eixos da área experimental e histograma da densidade de probabilidades dos erros para os 60 pontos amostrais..... 97
- Figura 39 – Gráfico de distribuição das medidas de *Gama* nos respectivos pontos amostrais (A), gráfico de caixa evidenciando a presença de valor discrepante (B) e gráficos de distribuição das medidas com o ponto eliminado (C e D) 98
- Figura 40 – Semivariograma experimental (A) e mapa de predição do parâmetro *Gama*, da função $K(\theta)$, determinada pelo método do perfil instantâneo..... 99
- Figura 41 – Gráfico quantis-quantis do conteúdo de água do solo saturado, medido durante a execução do método do perfil instantâneo, com dos dados originais (A) e com os dados transformados (B)..... 100

Figura 42 – Gráficos de distribuição dos valores do conteúdo de água do solo saturado nos locais de medida, relação dos dados com os eixos da área experimental e histograma da densidade de probabilidades dos erros para os 60 pontos amostrais	101
Figura 43 – Gráficos de distribuição dos valores do conteúdo de água do solo saturado nos locais de medida, relação dos dados com os eixos da área experimental e histograma da densidade de probabilidades dos erros para os 60 pontos amostrais, com a porosidade total como covariável	101
Figura 44 – Gráfico de caixa (A) e de pontos (B) dos dados de conteúdo de água no solo saturado, determinado pelo método do perfil instantâneo	102
Figura 45 – Semivariograma experimental (A) e mapa de predição (B) do conteúdo de água do solo saturado, da função $K(\theta)$, determinada pelo método do perfil instantâneo	103
Figura 46 – Regressão linear da viscosidade dinâmica do ar (A) e da permeabilidade intrínseca do solo ao ar (B) em função da temperatura ambiente	105
Figura 47 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 1 a 8, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa.....	107
Figura 48 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 9 a 16, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa.....	108
Figura 49 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao para os pontos amostrais 17 a 24, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa.....	109
Figura 50 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 25 a 32, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa.....	110

- Figura 51 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 33 a 40, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa..... 111
- Figura 52 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 41 a 48, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa..... 112
- Figura 53 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 49 a 56, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa..... 113
- Figura 54 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 57 a 60, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa..... 114
- Figura 55 – Gráficos de caixa de todas as amostras utilizadas para a determinação da permeabilidade do solo ao ar, indicando a presença de valores discrepantes (A) e após a remoção desses valores (B) 115
- Figura 56 – Curva de retenção média (pontos pretos ao longo da curva) e valores mínimos e máximos das 60 curvas de retenção, plotados com os pontos das repetições utilizadas para a determinação da permeabilidade do solo ao ar nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa . 118
- Figura 57 – Índice de organização da macroporosidade (O) para os 60 pontos amostrais..... 118
- Figura 58 – Gráficos de quantis-quantis da permeabilidade do solo ao ar medida com amostras de solo equilibradas nas tensões de 6 kPa (A) e 10 kPa (B) 119
- Figura 59 – Gráficos de distribuição dos valores de permeabilidade ao ar ($\ln k_a$) nos locais de medida, relação dos dados com os eixos da área experimental e histograma da densidade de probalidades dos erros com amostras equilibradas na tensão de 6 kPa..... 120
- Figura 60 – Gráficos de distribuição dos valores de permeabilidade ao ar ($\ln k_a$) nos locais de medida, relação dos dados com os eixos da área experimental e histograma da densidade de probalidades dos erros

com amostras equilibradas na tensão de 10 kPa.....	120
Figura 61 – Gráfico de distribuição das medidas de $k_a(\phi_m=-6 \text{ kPa})$ nos respectivos pontos amostrais (A), gráfico de caixa evidenciando a presença de valor discrepante (B) e gráficos de distribuição das medidas com o ponto eliminado (C e D)	121
Figura 62 – Gráfico de distribuição das medidas de $k_a(\phi_m=-10 \text{ kPa})$ nos respectivos pontos amostrais (A), gráfico de caixa evidenciando a presença de valor discrepante (B) e gráficos de distribuição das medidas com o ponto eliminado (C e D)	122
Figura 63 – Semivariogramas experimentais da $k_a(\phi_m=-6 \text{ kPa})$ e $k_a(\phi_m=-10 \text{ kPa})$, respectivamente A e B	123
Figura 64 – Mapa de predição (krigagem) da permeabilidade do solo ao ar para amostras de solo com estrutura indeformada equilibradas nas tensões de 6 (A) e 10 kPa (B).....	124

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Densidade do solo em função da profundidade para os 60 pontos amostrais.....	66
Tabela 2 – Parâmetros de ajuste das curvas de retenção para os 60 pontos amostrais, segundo van Genuchten (1980)	69
Tabela 3 – Parâmetros de ajuste da equação da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo	88
Tabela 4 – Densidade do solo e permeabilidade do solo ao ar medidas com amostras de solo com estrutura indeformada em três repetições, equilibradas nas tensões de 6 e 10 kPa.....	116

1 INTRODUÇÃO

“Com paciência e perseverança, tudo se alcança, pois o rio atinge os seus objetivos porque aprendeu a contornar os obstáculos”

O conhecimento e a magnitude da variabilidade de propriedades do solo ligadas diretamente à produtividade das culturas é uma busca incessante. Nesse aspecto, as propriedades fortemente correlacionadas com o espaço poroso do solo tornam-se muito importantes, principalmente porque têm ação direta no desenvolvimento vegetal: é pelo espaço poroso que ocorre o deslocamento de água e ar para a rizosfera das plantas.

Cada tipo de solo e mesmo cada horizonte pedológico possui uma geometria de poros que o caracteriza e que permite uma maior ou menor facilidade de transportar água e ar. Além da configuração do espaço poroso, há outros fatores relacionados com o movimento desses dois fluidos no solo, como a interação da água com a matriz do solo e as condições climáticas que tornam os processos de fluxo bastante complexos e variáveis.

Nos processos de fluxo desses fluidos no solo, a distribuição do tamanho e a conectividade dos poros são muito importantes, uma vez que os macroporos são drenados naturalmente pela força da gravidade, permitindo que ar atmosférico ocupe rapidamente esse espaço e, havendo conexões entre esses poros e os de menores diâmetros (mesoporo e microporo), as trocas gasosas entre a atmosfera do solo e o ar atmosférico serão mais eficientes. Por outro lado, uma distribuição que contemple uma adequada proporção dos poros de menor diâmetro é importante para a retenção da água e sua disponibilização para as plantas.

Em áreas experimentais onde o solo é tido como homogêneo, pode ocorrer de alguma propriedade ser variável no espaço e estar determinando efeitos diversos que não são efeitos de tratamento, sendo declarados como efeitos dos fatores não controlados. Entretanto, havendo variabilidade espacial da variável em estudo, como é o caso da condutividade hidráulica e da permeabilidade intrínseca do solo ao ar, a utilização de ferramentas geoestatísticas pode auxiliar bastante no entendimento da

espacialização da variável e as correlações com covariáveis e/ou variáveis explanatórias.

As informações fornecidas pela aplicação das ferramentas geoestatísticas no estudo da variabilidade espacial devem possibilitar, portanto, o conhecimento da magnitude da participação de certas propriedades do solo em outros estudos. A condutividade hidráulica é um parâmetro essencial para a determinação do fluxo de água no solo e a permeabilidade intrínseca do solo ao ar para o fluxo de ar no solo, sendo importante para sua aeração efetiva.

Partindo da hipótese de que as propriedades do solo relacionadas ao transporte de água e de ar apresentam padrão de variabilidade espacial semelhante, os objetivos deste trabalho foi estudar a distribuição espacial: a) dos parâmetros da equação que correlaciona a condutividade hidráulica com o conteúdo de água no solo, medidos pelo método do perfil instantâneo, e b) da permeabilidade intrínseca do solo ao ar em função do conteúdo de ar no solo, medido pelo método do gradiente de pressão decrescente em laboratório.

2 DESENVOLVIMENTO

“Ter Fé é possuir a certeza de que por trás de uma grande pedra há uma linda cachoeira, mesmo quando algo o impede de ouvir a energia sonora da água em trajetória transformante”

2.1 Revisão bibliográfica

2.1.1 Condutividade hidráulica do solo

A condutividade hidráulica do solo é uma propriedade dinâmica, uma vez que o solo como meio poroso, pela sua formação, pode ter sua estrutura modificada por processos naturais, como é o caso do adensamento, e por processos antropogênicos. Essa propriedade representa a facilidade com que a água atravessa certa porção desse meio poroso, movida pelo gradiente de potencial total da água entre dois pontos no solo ou de um ponto qualquer no solo à rizosfera, sendo o fator de proporcionalidade da equação de Darcy-Buckingham (LIBARDI, 2005), na qual a densidade de fluxo é igual ao produto da condutividade hidráulica pelo gradiente de potencial total da água no solo. A equação de densidade de fluxo de água foi desenvolvida inicialmente por Darcy em 1856, quando trabalhou com coluna de areia saturada e posteriormente por Buckingham, em 1904, quando desenvolveu o conceito de condutividade hidráulica do solo não saturado, relacionando-a com o conteúdo de água no solo e com o potencial mátrico da água no solo.

A condutividade hidráulica do solo possui uma relação exponencial com o conteúdo de água, fazendo com que uma pequena variação do conteúdo de água implique grande variação da condutividade hidráulica. Por outro lado, essa relação exponencial torna a condutividade hidráulica um atributo bastante sensível para o monitoramento da qualidade física dos solos (CADIMA et al., 1980). Na equação da condutividade hidráulica que exprime essa relação exponencial (LIBARDI et al., 1980), um dos parâmetros de ajuste é a condutividade hidráulica do solo saturado, a qual é

essencial nas análises e modelagens dos fluxos de água e transporte de elementos químicos no solo (IVERSEN et al., 2001).

A determinação da condutividade hidráulica do solo a campo é realizada pelo método do perfil instantâneo. Esse método foi realizado inicialmente por Watson (1966), utilizando colunas de areia, e posteriormente por Hillel et al. (1972) e Libardi et al. (1980) realizando o método no campo. Hillel et al. (1972) delimitou uma área de 10 x 10 m e Libardi et al. (1980) uma área de 5 x 5 m, para que no centro da parcela, onde foram instalados tensiômetros e o tubo de acesso à sonda de nêutrons, houvesse apenas drenagem vertical, com o objetivo de medidas periódicas do potencial mátrico e do conteúdo de água em cada profundidade, após o solo estar o mais saturado possível e de se proceder a cobertura da área para prevenir a evaporação. A utilização de área de inundação relativamente grande traz o inconveniente do aumento da variabilidade das medidas. Reichardt et al. (1978) verificaram valores de condutividade hidráulica do solo saturado variando de 93,6 a 206,4 mm dia⁻¹ numa parcela de 10 x 10 m de um Nitossolo.

A participação da condutividade hidráulica como uma propriedade dinâmica na equação de Darcy-Buckingham revela a sua importância para estudos de processos, como é o caso da drenagem interna ou ascensão capilar, lixiviação de fertilizantes e poluentes. Esses processos são importantes para o adequado manejo do solo e da cultura (BRITO et al., 2009; GHIBERTO et al., 2009), da irrigação e no monitoramento de uma possível poluição do lençol freático.

A água divide o espaço poroso do solo com o ar, sendo que os pequenos poros (mesoporos, microporos, criptoporos) retêm a água por capilaridade e adsorção, enquanto os poros maiores (macroporos) se destinam a aeração do solo, uma vez que a força da gravidade é suficiente para esvaziá-los de água, permitindo que o ar preencha o espaço. Quando o solo está não saturado, situação encontrada com maior frequência, a condutividade hidráulica é altamente dependente da meso e da microporosidade. Nesse aspecto, os fenômenos atmosféricos aliados a sistemas agrícolas de intenso manejo, que provocam modificações constantes na estrutura do solo, proporcionam uma alta variabilidade no conteúdo de água no solo. Assim, dependendo da distribuição dos vários tipos de poros do solo, a água pode se

movimentar com maior ou menor facilidade.

Dexter et al. (2004), estudando o efeito da estrutura na condutividade hidráulica do solo saturado, verificaram que uma condutividade hidráulica excessivamente alta estava relacionada com a presença de mesoporos formados por raízes e minhocas, mesmo a condutividade hidráulica do solo saturado sendo altamente dependente da macroporosidade.

A distribuição do tamanho das partículas do solo e a presença de frações orgânicas possibilitam a formação de uma estrutura com maior ou menor estabilidade e frequência em poros de determinado diâmetro. De uma forma geral, os solos arenosos possuem uma menor porosidade total e uma macroporosidade maior que um solo argiloso, que, por sua vez, possui uma maior proporção de microporos. Segundo Dexter (2004), a porosidade textural ocorre entre as partículas de minerais primários, enquanto a porosidade estrutural inclui os microagregados, agregados, bioporos e macroestruturas produzidas pelo manejo.

Os poros do solo têm sido classificados empiricamente, levando-se em conta a dimensão do raio equivalente, uma vez que nesse modelo não existe a prerrogativa de descrever o raio real do poro. Desse modo, os poros podem ser classificados como macroporos: poros com raio maior do que 50 μm , cuja principal função é a aeração do solo e a condução de água durante o processo de infiltração; mesoporos: poros com raio entre 15 e 50 μm , com a função principal de conduzir a água durante o processo de redistribuição e microporos: poros com raio menor do que 15 μm , que atuam, principalmente, na retenção da água (KOOEVAAR et al., 1983).

2.1.2 Permeabilidade intrínseca do solo ao ar

A condutividade do solo, seja medida com a água ou com o ar, é influenciada por propriedades do solo, ligadas ao espaço poroso, e do fluido. A distribuição de tamanho, a tortuosidade e a conectividade dos poros são as características da geometria do espaço poroso que mais influenciam no transporte de fluidos no solo (IVERSEN et al., 2001; TULI et al., 2005; CHIEF; FERRÉ; NIJSSEN, 2006). Já a propriedade relevante ao transporte, referente ao fluido, é a viscosidade (LIBARDI, 2005). A permeabilidade

intrínseca, como a própria denominação já denota, é uma propriedade inerente ao solo e reflete a influência conjunta das propriedades relacionadas ao espaço poroso (LIBARDI, 2005). A permeabilidade intrínseca do solo ao ar pode ser definida como a habilidade do solo em transmitir ar através de poros contendo ar e interconectados (CHIEF; FERRÉ; NIJSSEN, 2006). Em muitos trabalhos, essa propriedade é denominada, por comodidade, simplesmente por permeabilidade, simplificação que será adotada também nesse trabalho.

A importância da quantificação da permeabilidade do solo ao ar deve-se, por exemplo, à necessidade de se caracterizar o espaço poroso e de se identificar mudanças na estrutura do solo, ocasionadas pelas práticas de manejo (BLACKWELL et al., 1990; CAVALIERI et al., 2009); estabelecer correlações com outras propriedades do solo que são de difícil determinação, como é o caso da condutividade hidráulica (LOLL et al., 1999), e na extração de vapor de contaminantes presentes nesse meio poroso (FAHRAN et al., 2001).

Para tanto, alguns índices foram criados com esse objetivo, como é o caso do índice baseado na razão entre a condutividade do solo ao ar e a porosidade de aeração (além dessa porosidade elevada ao quadrado), determinadas com amostras equilibradas no potencial mátrico de -5 kPa (GROENEVELT; KAY; GRANT, 1984) e do índice de organização da estrutura, que é semelhante ao proposto acima, com a diferença de que usa a permeabilidade do solo ao ar em vez da condutividade ao ar (BLACKWELL et al., 1990). Com esses índices, pode-se identificar se as diferenças nos valores de condutividade ou da permeabilidade do solo ao ar são devidas somente às diferenças na porosidade de aeração ou se elas devem ser atribuídas, em parte, a outros aspectos da geometria do espaço poroso. Espera-se que valores desses índices sejam iguais apenas quando haja diferenças na porosidade de aeração, mas que essa porosidade seja constituída por poros com a mesma distribuição de tamanho e continuidade, uma vez que cada incremento de poros, geometricamente semelhante, contribui proporcionalmente para a medida da condutividade ou da permeabilidade do solo ao ar, ou seja, a divisão feita pela porosidade de aeração remove esse efeito proporcional (GROENEVELT; KAY; GRANT, 1984).

O primeiro aparato para medição da permeabilidade do solo ao ar em amostra foi

proposto por Kirkham (1946), a partir da equação de Darcy-Buckingham, medindo o fluxo de ar através de uma amostra de solo submetida a um baixo gradiente de pressão de ar, decrescente com o tempo, servindo tanto para utilização no campo (medição direta no solo), como em laboratório (medição em amostra de solo). Em termos do aparato, as pesquisas dos últimos anos buscaram aprimorar o método, principalmente na automação da aquisição de dados, tornando o processo de medição mais fácil e preciso. Iversen et al. (2001) construíram um equipamento baseado principalmente no desenvolvido por Steinbrenner (1956) e, posteriormente, no desenvolvido por Fish e Koppi (1994), adicionando um regulador de pressão e três fluxímetros. Esse aparato permite a medição em campo ou laboratório (amostras de 100 e 3.140 cm³), utilizando um manômetro de água, sem sistema de aquisição de dados, e usando o método proposta por Kirkham (1946).

Mckenzie e Dexter (1996) também desenvolveram um permeâmetro baseado no modelo de Kirkham (1946), adaptado para medida da permeabilidade ao ar em agregados. Neves et al. (2004) o aperfeiçoou, adicionando um sistema de aquisição de dados, com um transdutor de pressão diferencial (850S – TP1 da Vectus, com faixa de medida de 0 a 10.000 Pa) e programa computacional AqDXY 3.0 (Lyns Tecnologia), utilizando para a medição da permeabilidade em amostra de solo com estrutura indeformada. Recentemente, Silva et al. (2009), utilizando dois permeômetros, um com sistema automático de aquisição de dados (NEVES et al., 2004) e outro convencional, com medidas de tempo utilizando um cronômetro e medidas de pressão com manômetro dotado de visor de cristal líquido, verificaram que a permeabilidade do solo ao ar mostrou-se sensível às alterações da densidade e do conteúdo de água no solo, e que há alta correlação da permeabilidade com o parâmetro de ajuste Alpha do modelo de van Genuchten (1980) e com a porosidade de aeração de amostras equilibradas na tensão de 10 kPa.

Há outros aparatos que utilizam o método desenvolvido por Kirkham (1946) e aqueles que utilizam gradiente de pressão de ar constante. Ball, Harris e Burford (1981) desenvolveram um equipamento para medição tanto da difusão como também da permeabilidade do solo ao ar, utilizando amostras de solo e gradiente de pressão constante. Tyner et al. (2005) também desenvolveram um equipamento bastante

sofisticado, no qual o ar bombeado continuamente (fluxo contínuo) passava por uma câmara de desumidificação e medição da umidade relativa (HIH, Honeywell) e vazão (FMA3100, Omega), antes de entrar em contato com a amostra de solo (coluna de solo pequena). Ao longo da coluna de solo foram instalados cinco transdutores de pressão diferencial (PX170, Omega) e após o ar deixar a amostra, a umidade relativa era medida novamente. Dessa forma, os autores verificaram que a umidade relativa do ar antes e depois de passar pelo solo foi se igualando gradativamente, ao longo das 44 horas de análise. A remoção de água ocasionou uma queda nas pressões medidas em todos os pontos da coluna de solo, sendo mais acentuada na última porção da coluna, por manter uma umidade alta durante a maior parte do processo. Nesse equipamento, os dados foram armazenados em um “datalogger” (21X, Campbell Scientific Inc., Logan, UT).

O mais recente aparato para medição da permeabilidade do solo ao ar foi desenvolvido para uso em solos de deserto (SCAP – “soil core air permeameter”), utilizando um cilindro volumétrico que pode ser posteriormente retirado para a realização de outras análises físicas (CHIEF; FERRÉ; NIJSSEN, 2006).

A estrutura do solo define uma geometria de poros, que influencia decisivamente a movimentação da água e do ar no perfil. Nesse aspecto, a distribuição de poros é muito importante, haja vista que a macroporosidade é responsável pela livre circulação da água e aeração do solo e a microporosidade pela retenção da água. Assim, dependendo da distribuição dos vários tipos de poros do solo, a água e o ar podem se movimentar com maior ou menor facilidade. Como a macroporosidade é a primeira fração de poro afetada pelas atividades antrópicas, torna-se necessária uma atenção especial quanto ao manejo a ser adotado.

Pequenas modificações na distribuição do tamanho dos poros podem interferir muito na condutividade hidráulica e na permeabilidade do solo ao ar. Nesse aspecto, Pereira e Cruciani (2001) relatam que a distribuição de tamanho dos poros do solo não é gradual e homogênea e, em função disso, caso haja predominância de uma classe de poros e este conjunto de poros seja drenado, haverá aumento significativo no espaço aéreo do solo e no grau de interligação de todos os poros drenados. Por isso, entender e descrever a tortuosidade e conectividade dos poros para os fluidos do solo (água e ar)

têm sido um dos grandes objetivos da Física do solo, sendo pré-requisito para descrever e prever transporte de fluidos (soluções e gases) por difusão e dispersão-convecção (MOLDRUP et al., 2001). Nesse aspecto, a permeabilidade intrínseca do solo ao ar pode ser usada para determinar as características dos poros do solo (IVERSEN et al., 2001).

Existe uma grande diferença entre a permeabilidade intrínseca do solo ao ar e à água, medidas com amostras de solo com estruturas deformada e indeformada, principalmente para a permeabilidade do solo ao ar, devida à influência da estrutura do solo, fluxo nos macroporos e das características do espaço poroso, principalmente em função de uma maior conectividade dos poros nas amostras com estrutura indeformada (TULI et al., 2005). Como a permeabilidade intrínseca é uma propriedade inerente do solo (HILLEL, 2004; LIBARDI, 2005), a princípio deveria ser independente do fluido. Entretanto, a permeabilidade intrínseca medida com o ar é maior quando comparada com a da água (SCHJONNING, 1986; BLACKWELL et al., 1990; IVERSEN et al., 2001).

Essa divergência em virtude do fluido utilizado na medida pode ser explicada pela diferença existente nas características de continuidade dos poros no solo para os dois tipos de medida. Quando medida com o ar, a superfície das paredes dos poros suavizada pelas lâminas de água torna-se favorável para o transporte de ar, enquanto para a medida feita com a água, as paredes dos poros são menos suavizadas e, por isso, menos favoráveis ao transporte de água, englobando todo o sistema de poros (IVERSEN et al., 2001). Além disso, para fluxo de gás em meio poroso a baixa pressão, existe o fenômeno chamado efeito de Klinkenberg ou fluxo de deslizamento (“slip phenomenon”). Esse fenômeno é bastante estudado na mecânica de fluidos: quando o diâmetro de um tubo capilar se aproxima do caminho livre médio das moléculas, o fluxo de gases é maior do que poderia ser estimado pela lei de Poiseuille, sendo o mesmo observado para movimento de gás em meio poroso a baixa pressão, onde o fluxo é mais rápido do que se poderia estimar pela lei de Darcy-Buckingham, uma vez que não existindo contato íntimo entre as moléculas do fluido e a parede do sólido, a velocidade na interface sólido-fluido tem um valor finito, não necessariamente zero, o que contribui como um fluxo adicional (BEAR, 1988).

Os processos de fluxo de fluidos são governados pelas características da

geometria do espaço poroso, tais como tortuosidade, conectividade e constrição. Entretanto, a maioria dos modelos de fluxo e transporte de fluido não tratam as características do espaço poroso como um fator determinante, por causa da inerente complexidade e heterogeneidade dos solos, fazendo, assim, com que uma interpretação física da quantificação das características do espaço poroso para o fluxo e transporte seja difícil (Tuli et al., 2005).

Uma vez que a permeabilidade do solo ao ar é uma propriedade que representa a qualidade do espaço poroso quanto ao processo de fluxo de ar, solos que apresentam alta permeabilidade têm maior capacidade de realizar as trocas gasosas com a atmosfera, ou seja, possuem uma melhor aeração. Isso é importante, pois a maior concentração relativa de CO₂ em detrimento do O₂ no solo, devida às atividades metabólicas das raízes das plantas e da fauna do solo, pode prejudicar a produtividade das culturas agrícolas quando a renovação do ar no solo é limitada. Segundo Collis-George (1953), a permeabilidade do solo ao ar não influenciará a difusão de gases quando a porosidade de aeração do solo for maior que 10%.

A permeabilidade do solo ao ar é altamente variável, pois depende do raio, comprimento e continuidade dos poros do solo, os quais variam entre repetições de um mesmo tratamento de manejo do solo com revolvimento, como também entre os tratamentos (BALL, 1981). As práticas de preparo do solo comumente utilizadas pelos produtores tendem a proporcionar uma maior uniformidade quanto aos aspectos físicos do solo. Por exemplo, o conteúdo de água na camada de 0-0,15 m é mais variável no sistema de plantio direto, enquanto que em sistema de plantio convencional (escarificação entre 0,4 e 0,5 m e gradagem profunda) há maior dependência espacial (ZANETTE et al., 2007). Schaffrath et. al (2008) também constataram esse resultado para outros atributos físicos do solo e relataram que a maior homogeneidade da área com sistema de plantio convencional se dá pelo fato de a aração e a gradagem promoverem uma maior uniformização, enquanto no plantio direto a atuação de processos biológicos é mais predominante e aleatório no espaço, causando uma maior variabilidade, a exemplo da enorme variabilidade espacial, a pequenas distâncias, da população de *Rhizobium* (WOLLUM; CASSEL, 1984).

2.1.3 Relação entre permeabilidade ao ar e condutividade hidráulica do solo

Muitos estudos têm sido realizados para a medida da condutividade hidráulica do solo “in situ” (WATSON, 1966; HILLEL, 1978; LIBARDI et al., 1980; CARVALHO et al., 2007) e da permeabilidade do solo ao ar isoladamente (KIRKHAM, 1946; EVANS; KIRKHAM, 1949; MCKENZIE; DEXTER, 1996; TYNER et al., 2005; RESURRCCION et al., 2007). Entretanto, essas duas propriedades do solo são intimamente relacionadas. A condutividade do solo ao ar depende do tamanho, da continuidade, da geometria e da fração do volume de poros preenchida por ar, mas também é altamente dependente da fração do volume de água (KOOOREVAAR; MENELIK; DIRKSEN, 1999). Por outro lado, o movimento da água no solo é fortemente dependente do conhecimento da relação entre a condutividade hidráulica do solo e o conteúdo de água (FALLEIROS et al., 1998). Como medições de condutividade hidráulica do solo saturado consomem bastante tempo, sendo que nem sempre a qualidade da medida é proporcional ao tempo gasto, grupos de cientistas que trabalham com física do solo em muitos países têm buscado estabelecer uma relação entre condutividade hidráulica saturada com outras propriedades do solo de mais fácil obtenção, como é o caso da permeabilidade do solo ao ar (BLACKWELL et al., 1990; LOLL et al., 1999; IVERSEN et al., 2001; IVERSEN et al., 2003; TULI et al., 2005; CHIEF; FERRÉ; NIJSSEN, 2008).

A relação física entre a permeabilidade do solo ao ar (k_a) e a condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) indica uma provável relação empírica entre K_0 e k_a . Quando o solo é drenado próximo à capacidade de campo (potencial mátrico entre -5 e -10 kPa, por exemplo), o fluxo de ar ocorrerá nos maiores poros do solo. Portanto, é provável que a permeabilidade do solo ao ar, medida próxima à capacidade de campo, deva ser uma boa estimativa da permeabilidade do sistema de grandes poros e, assim, uma boa estimativa da condutividade hidráulica do solo saturado (IVERSEN et al., 2001; IVERSEN et al., 2003). A predição da condutividade hidráulica do solo saturado é dada por uma relação linear entre o logaritmo dessa propriedade e o logaritmo da permeabilidade solo ao ar (LOLL et al., 1999). Esses autores trabalharam com amostras de solo com estrutura indeformada com dimensão de $0,0001 \text{ m}^3$, textura dos solos variando de areia franca a franco argilosa e permeabilidade do solo ao ar determinada

com as amostras estabilizadas no potencial mátrico de -10 kPa, e encontraram uma boa correlação entre a condutividade hidráulica do solo saturado e a permeabilidade do solo ao ar em um conjunto de nove solos avaliados ($\log K_{\text{sat}}[\text{m d}^{-1}] = 1,27\log k_a[\text{m}^2] + 14,11$; com $r^2=0,75$), sendo que para seis desses solos os coeficientes de determinação (r^2) variaram de 0,80 a 0,88.

Outros trabalhos que utilizaram amostras de solo semelhantes, quanto à textura do solo, às utilizadas por Loll et al. (1999), mas estabilizadas no potencial mátrico de -5 kPa, conseguiram boas relações de predição para os solos não arenosos (BLACKWELL et al., 1990; IVERSEN et al., 2001), sendo que o trabalho de Blackwell e colaboradores transformou a condutividade hidráulica do solo saturado em permeabilidade do solo à água para realizar a regressão linear. Esses autores verificaram ótimas correlações para os tratamentos avaliados, os quais consistiram em área com ($k_w = 0,772k_a + 0,147 \mu\text{m}^2$, com $r^2=0,955$) e sem ($k_w = 1,164k_a - 0,098 \mu\text{m}^2$, com $r^2=0,859$) escarificação e aplicação de gesso. Iversen et al. (2001) verificaram que a predição para os solos estudados é mais precisa quando se utiliza amostras com estrutura indeformada com volume de $0,0001 \text{ m}^3$ ($\log K_{\text{sat}}[\text{m d}^{-1}]=1,29\log k_a[\text{m}^2] + 14,55$; com $r^2=0,77$), em comparação às amostras com volume de $0,00628 \text{ m}^3$ ($\log K_{\text{sat}}[\text{m d}^{-1}] = 0,94\log k_a[\text{m}^2] + 10,9$; com $r^2=0,45$).

Em reservas de floresta nativa e de coníferas (Pinos), entre áreas que sofreram queimadas e áreas que não sofreram, verificou-se que a melhor correlação foi alcançada nas áreas com floresta nativa que não sofreram queimadas ($\log K_{\text{sat}}[\text{m d}^{-1}]=1,36\log k_a[\text{m}^2] + 14,91$; com $r^2=0,61$). Isso é provavelmente atribuído à desagregação do solo e redução dos macroporos, em função da combustão da matéria orgânica, principalmente nas florestas de coníferas que possuem altos níveis de matéria orgânica (CHIEF; FERRÉ; NIJSSEN, 2008).

2.1.4 Variabilidade espacial

A origem da geoestatística como campo científico se deu, segundo Hengl, Minasny e Gould (2009), com os trabalhos de Youden (1951), Matheron (1962) e Gandin (1963), sendo estabilizada mais tarde por inúmeros autores, com destaque para

Journal (1978a; 1986b), Isaaks e Srivastava (1989), Cressie (1993), Stein (1999) e Webster e Oliver (2007), sendo atualmente aplicada em pesquisas das áreas de mapeamento de solos, meteorologia, ecologia, oceanografia, geoquímica, epidemiologia, geografia humana e geomorfometria. O termo geoestatística foi originalmente criado por Georges Matheron e colegas da Escola Fontainebleau, França, para descrever os trabalhos relacionados com problemas de predição espacial surgidos na indústria de mineração. As idéias da Escola Fontainebleau foram desenvolvidas independentemente do objetivo principal da estatística espacial, com terminologia e estilo distintos, os quais tenderam a esconder a forte ligação com os desenvolvimentos paralelos em estatística espacial (DIGGLER; RIBEIRO JÚNIOR, 2007). A geoestatística é um dos principais ramos da estatística espacial, tendo ainda a variação espacial discreta e o processo pontual espacial, como ramos também importantes (CRESSIE, 1993).

Os estudos científicos e as citações bibliográficas relacionadas com a geoestatísticas ainda estão em crescimento, como mostra Hengl, Minasny e Gould (2009) no artigo intitulado "A geo-statistical analysis of geo-statistics". Os autores utilizaram as bases Web of Science, SCOPUS e Google scholar como fontes de dados e verificaram que a maioria dos artigos científicos, na Web of Science, é publicada pelas geociências multidisciplinares (23%), seguida pelas ciências ambientais (19%), recursos hídricos (14%), estatística (14%), ciência do solo (14%), aplicações interdisciplinares de matemática (13%) e ecologia (6%). Os periódicos mais produtivos, nessa base, foram *Water Resources Research*, *Mathematical Geology*, *Monthly Weather Review*, *Journal of Geophysical Research*, *Journal of Hydrology*, *Geoderma*, entre outros. Na base SCOPUS, os periódicos mais produtivos foram: *Geoderma*, *Mathematical Geology*, *Water Resources Research*, *Journal of Hydrology*, *Environmetrics*, *Soil Science Society of America Journal*, *Computers and Geosciences*, entre outros. Na base Google scholar a ordem foi a seguinte: *Mathematical Geology*, *Geoderma*, *Journal of Hydrology*, *International Journal of Remote Sensing*, *Computers and Geosciences*, entre outros. Outro resultado importante dessa pesquisa foi que os artigos mais influentes são os publicados na *Water Resources Research*.

A introdução de métodos de análise baseados na teoria das variáveis

regionalizadas na ciência do Solo parece ser devida, principalmente, ao cientista Donald R. Nielsen e colaboradores, os quais depararam com dificuldades em extrapolar os resultados dos processos relacionados com a dinâmica da água no solo para descrever a hidrologia de grandes áreas (REICHARDT; VIEIRA; LIBARDI, 1986). Atualmente, a predição espacial de propriedades do solo tem se tornado um tópico comum em pesquisas da Ciência do solo, sendo intensificada pelo progresso de tecnologias que facilitam a obtenção de sensores e também o sensoriamento remoto, utilizado em agricultura de precisão e mapeamento digital do solo. A facilidade de medição tem atraído pesquisadores para estudos de predição espacial com a presença de variáveis auxiliares obtidas em malhas de medição densas, com o objetivo de obter estacionaridade espacial, pela remoção de alguma tendência, e, principalmente para aumentar a predição de propriedades do solo pelo uso dessas variáveis auxiliares, como covariáveis (MINASNY; MCBRATNEY, 2007).

A composição teórica que daremos aqui é aquela desenvolvida por Vauclin et al. (1983): considerando um campo de área S para a qual tem-se dois conjuntos de valores medidos, $\{z_1(x_i)\}$ e $\{z_2(x_i)\}$, constituindo, respectivamente, n_1 e n_2 pontos discretos no espaço, onde x_i representa um par coordenado. Cada $z(x_k)$ pode ser considerado como uma realização particular de uma variável aleatória, $Z(x_k)$, para um ponto particular fixo, x_k . As variáveis regionalizadas, $z_1(x_i)$ e $z_2(x_i)$, para todo x_i dentro de S , podem ser consideradas como uma realização do conjunto de variáveis aleatórias $\left(Z_1(x_i), Z_2(x_i), \text{ para todo } x_i, \text{ em } S \right)$. Esses conjuntos de variáveis aleatórias são denominados de funções aleatórias.

A estacionaridade de segunda ordem de uma função aleatória $Z(x_i)$ requer que a) o valor esperado de $E\{Z(x_i)\}$ exista e não seja dependente da posição x (que corresponde à hipótese de estacionaridade de primeira ordem, ou seja, a hipótese de que o momento de primeira ordem da função aleatória seja constante em toda a área S), assim

$$E\{Z(x_i)\} = m \text{ (média), para todo } x_i \text{ em S,} \quad (1)$$

e b) para cada par de variáveis aleatórias, $[Z(x_i), Z(x_i + h)]$, a função de covariância $C(h)$ exista e seja dependente de h . Assim,

$$C(h) = E\left[Z(x_i) Z(x_i + h)\right] - m^2, \text{ para todo } x_i \text{ em S.} \quad (2)$$

A existência da covariância implica a existência de uma variância finita, a qual é uma hipótese forte e muito difícil de verificar. Uma alternativa é o uso da hipótese intrínseca, a qual requer apenas que a hipótese de estacionaridade de primeira ordem seja atendida, que a variância seja finita, mas, sem a dependência de h . Assim,

$$\text{Var}\left[Z(x_i) Z(x_i + h)\right] = E\left\{\left[Z(x_i) Z(x_i + h)\right]^2\right\}, \text{ para todo } x_i \text{ em S.} \quad (3)$$

A equação (3) representa, pela definição, o variograma

$$2\gamma(h) = E\left\{\left[Z(x_i) Z(x_i + h)\right]^2\right\}. \quad (4)$$

Na prática, a grandeza usada na maioria das vezes é $\gamma(h)$, a qual recebe o nome de semivariância, podendo ser estimada para uma variável z_1 pela equação (5):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} \left[z_1(x_i) - z_1(x_i + h)\right]^2, \quad (5)$$

na qual $N(h)$ é o número de pares de valores $[z_1(x_i), z_1(x_i + h)]$, separados pelo vetor h .

Como qualquer função vetorial, $\gamma(h)$ depende tanto da magnitude, como da direção do vetor h . Quando o valor do semivariograma depende da direção do vetor h , existe condição de anisotropia. Para essas condições, o semivariograma anisotrópico

experimental é frequentemente submetido a transformações para o campo de comportamento isotrópico. Para a condição estabelecida pela equação (1), o semivariograma é uma função crescente, aumentando do zero até um valor constante, denominado de *patamar* (“sill”), aproximadamente igual à variância das amostras. Frequentemente, o semivariograma apresenta uma descontinuidade próxima à origem, a qual é matematicamente expressa por

$$\lim_{h \rightarrow 0} \gamma(h) = C_o, \quad (6)$$

em que C_o é denominado de *efeito pepita* (“nugget effect”) e expressa a variabilidade numa escala menor que o intervalo amostrado ou erros de medição. O valor de h quando o semivariograma atinge o patamar é denominado de *alcance* da dependência espacial (“range”) e expressa a distância a partir da qual as amostras passam a não ser correlacionadas. A diferença entre os valores da semivariância correspondente ao patamar e ao efeito pepita é denominada de *variância estrutural* (C). Portanto, o modelo de semivariância ou de covariância espacial tem uma função chave nas análises geoestatísticas (PARDO-IGUZQUIZA; MARDIA; CHICA-OLMO, 2009).

Alcançar a continuidade dos campos aleatórios que modela a variabilidade espacial de algum fenômeno em estudo é difícil, e assume-se, frequentemente, que a variância do modelo, atribuída ao efeito pepita, possua um comportamento linear próximo da origem (MARCHANT; LARK, 2007). Os modelos esféricos e exponenciais têm sido os mais populares. Entretanto, em aplicações modernas, onde os dados experimentais são coletados com uma cobertura espacial mais densa, existe o interesse prático de caracterizar melhor a variabilidade em pequenas distâncias (PARDO-IGUZQUIZA; MARDIA; CHICA-OLMO, 2008), sendo que em muitas aplicações práticas lança-se mão de modelos de semivariância que têm seu comportamento próximo à origem fixado antecipadamente, em vez de ser estimado a partir dos dados experimentais. Por exemplo, quando se usa o modelo esférico ou exponencial, assume-se que o campo aleatório, usado para modelar a variável aleatória de interesse, é não diferenciável ou, por outro lado, o modelo Gaussiano pode tornar o

campo aleatório diferenciável em inúmeras vezes (PARDO-IGUZQUIZA; MARDIA; CHICA-OLMO, 2009), podendo não representar adequadamente o semivariograma experimental em pequenas distâncias (MARCHANT; LARK, 2007).

Para contornar essa dificuldade de continuidade e diferenciabilidade a pequenas distâncias, muitos cientistas têm utilizado o modelo de Matérn, uma vez que esse modelo possui um parâmetro de suavização. Esse parâmetro torna o modelo de Matérn muito flexível em comparação aos demais. Dependendo do valor do parâmetro de suavização (ν ou k , como apresentado nos trabalhos científicos), o modelo de Matérn reduz-se a outros modelos autorizados. Por exemplo, quando $k = 0,5$ torna-se o modelo exponencial; $k = 1$ torna-se o modelo de Whittle e quando k tende ao infinito, tem-se o modelo Gaussiano (MINASNY; MCBRATNEY, 2005; DIGGLER; RIBEIRO JÚNIOR, 2007; MINASNY; MCBRATNEY, 2007; MARCHANT; LARK, 2007; PARDO-IGUZQUIZA; MARDIA; CHICA-OLMO, 2008; PARDO-IGUZQUIZA; MARDIA; CHICA-OLMO, 2009). A flexibilidade do modelo de Matérn o torna capaz de descrever muitos processos espaciais do solo (MINASNY; MCBRATNEY, 2005).

Quanto à variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da permeabilidade do solo ao ar, existem muitos trabalhos que utilizaram metodologias próprias para a medição da condutividade hidráulica para acessar a variabilidade espacial (CADIMA; LIBARDI; REICHARDT, 1980; WILSON; ALFONSI; JARDINE, 1989; VAUCLIN et al., 1994; FALLEIROS et al., 1998; SOBIERAJ et al., 2002; ZIMMERMANN; ELSENBEEER, 2008; SCHERPINSKI et al., 2010), mas, existem poucos artigos científicos que tratam da correlação espacial da permeabilidade do solo ao ar, a exemplo do trabalho de Poulsen et al. (2001). Entretanto, a possibilidade de criação de funções de pedotransferência entre a condutividade hidráulica e outras propriedades do solo (AHUJA et al., 1984; AMER; POULSEN et al., 2003; LOGSDON; DAVIS, 2009) tem facilitado e tornado possível acessar esses objetivos. Para grandes áreas, a utilização da permeabilidade do solo ao ar como variável preditora da condutividade hidráulica do solo saturado é de fundamental importância, porque esta é de mais fácil obtenção (IVERSEN et al., 2003).

O coeficiente de variação (CV) da condutividade hidráulica do solo saturado está na faixa de 100 a 200%, sendo que para a do solo não saturado o CV pode alcançar

valores ainda maiores (WARRICK; NIELSEN, 1980), como, por exemplo, 173% numa área de apenas 15 m², para uma variação do conteúdo de água da ordem de 1 a 2%, tornando a aplicação do modelo de Darcy-Buckingham, para descrever a dinâmica da água no campo, questionável (FALLEIROS et al., 1998). Entretanto, a aplicação do modelo de Darcy-Buckingham para estudo dos processos do balanço de água no solo, com o objetivo de avaliar a evapotranspiração real (ETr) de uma cultura, pode ser estatisticamente aceitável, uma vez que o erro é baixo, mesmo quando o erro referente ao processo de drenagem interna se propaga para a medida da ETr. Em cana-de-açúcar, por exemplo, o desvio-padrão da ETr para o ciclo não atingiu 15% da ETr total (BRITO; LIBARDI; GHIBERTO, 2009).

A variabilidade da permeabilidade do solo ao ar avaliada em duas transeções de 70 metros e medições feitas a cada 2 metros foi caracterizada por um CV variando de 16,8 a 20,5%. O alcance da dependência espacial foi de 17 e 24 metros para as transeções avaliadas (POULSEN et al., 2001).

2.2 Material e métodos

“Cada obstáculo que a vida lhe oferece é uma oportunidade de aumentar o alcance dos seus olhos”

2.2.1 Localização e caracterização da área experimental

O estudo foi realizado em uma área experimental da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, localizada no município de Piracicaba, Estado de São Paulo, Brasil. As coordenadas geográficas da área são 22°42'43”S, 47°37'10”W e 591 m de altitude. O solo foi classificado como Latossolo Vermelho Amarelo distrófico, apresentando a seguinte descrição morfológica:

A_{p1} – 0 a 18 cm

Bruno (7,5 YR 4/4, úmido; 7,5 YR 4/6, seco); textura média a arenosa; estrutura granular pequena a média e grau fraco; consistência ligeiramente plástica e pegajosa quando molhado; friável quando úmido e ligeiramente dura quando seco; transição clara e plana.

A₂ – 18 a 38 cm

Bruno escuro (7,5 YR 3/4, úmido; 7,5 YR 4/6, seco); textura média a arenosa; estrutura em blocos subangulares pequenos, grau moderado; consistência ligeiramente plástica e pegajosa quando molhado, friável quando úmida e ligeiramente dura quando seco; transição gradual e plana.

B_{w1} – 38 a 75 cm

Vermelho amarelo (5 YR 4/6, úmido; 5 YR 5/6, seco); textura média a arenosa; estrutura em blocos subangulares médios, grau moderado; consistência ligeiramente plástica e pegajosa quando molhado, friável quando úmido e dura quando seco; transição gradual e plana.

B_{w2} – 75+ cm

Vermelho amarelo (5 YR 4/6, úmido; 5 YR 5/6, seco); textura média a arenosa; estrutura em blocos subangulares muito pequenos, grau fraco; consistência ligeiramente plástica e pegajosa quando molhado, friável quando úmido e ligeiramente dura quando seco.



O croqui da área experimental é apresentado na Figura 1, com a disposição dos 60 tubos de acesso à sonda de nêutrons instalados na área, distanciados de 5 m x 5 m, e dos tensiômetros (às profundidades de 0,75 e 0,85 m), localizados a 0,50 m dos tubos de acesso.

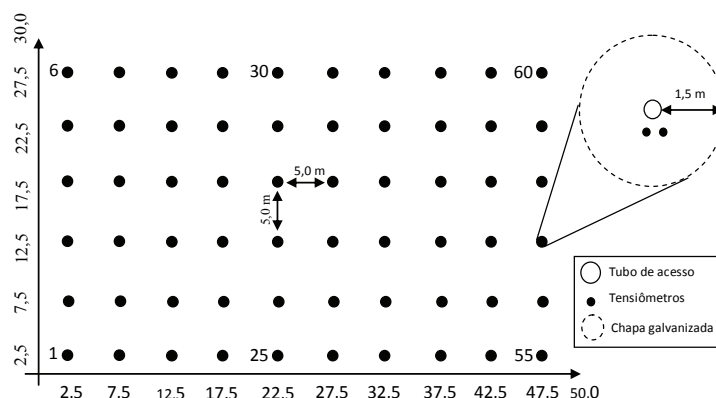


Figura 1 – Croqui da área experimental com a ordem dos pontos amostrais indicada pela numeração de alguns pontos

O relevo da área experimental apesar de possuir baixa declividade, apresenta pequenas oscilações, as quais criam depressões em algumas porções da área. Para a verificação desse aspecto, foi elaborado um mapa planialtimétrico (Figura 2), utilizando uma cota relativa à maior cota da área (591,72 m). A diferença entre a maior e a menor cota é de 0,765 m.

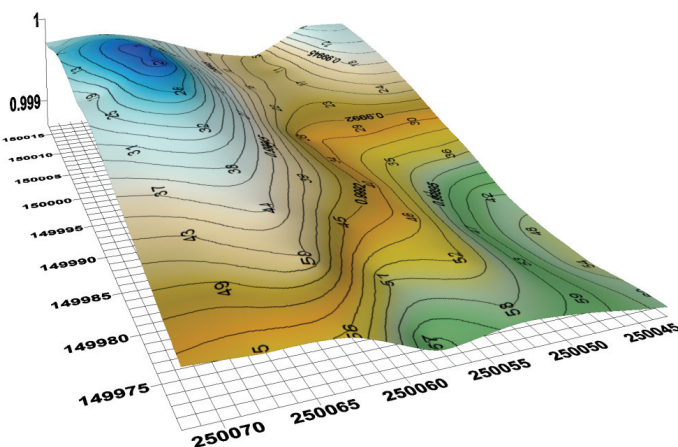


Figura 2 – Mapa planialtimétrico da área experimental, representado por cotas altimétricas relativas à maior cota

Os pontos amostrais de números 1, 2, 7, 8, 13, 14, 19, 20, 25, 26, 31, 32, 37 e 38 estão localizados na parte mais elevada da área, enquanto os pontos amostrais de números 41, 42, 47, 48, 53, 54, 57, 58, 59 e 60 estão posicionados na parte mais baixa. Para confecção do mapa planialtimétrico foi utilizado um GPS submétrico, modelo Pro

XL (Trimble) e o método de medida foi o relativo ou diferencial.

2.2.2 Caracterização físico-hídrica

Para a caracterização físico-hídrica foram coletadas amostras de solo com estrutura deformada nas profundidades de 0,20; 0,40; 0,60; 0,80 e 1,00 m em todos os 60 pontos amostrais a uma distância de 1,30 m do tubo de acesso à sonda de nêutrons, totalizando 300 amostras, as quais foram usadas para análise granulométrica. Amostras de solo com estrutura indeformada também foram coletadas nos 60 pontos amostrais, sendo coletadas três repetições nas profundidades de 0,20; 0,40 e 0,60 m e cinco repetições na profundidade de 0,80 m, totalizando 840 amostras.

As análises granulométricas, as determinações de densidade do solo e a confecção das curvas de retenção foram desenvolvidas no Laboratório de Física do Solo do Departamento de Engenharia de Biosistemas da Esalq. As determinações de densidade das partículas foram feitas no Laboratório de Física do Solo do Departamento de Ciência do Solo (MARTINS, 2006), com amostras coletadas em trincheira aberta ao lado do experimento.

2.2.2.1 Granulometria

As amostras de solo com estrutura deformada foram colocadas para secar ao ar e posteriormente foram destorroadas e peneiradas (malha de 0,002 m). Em seguida, foram coletadas duas subamostras para a determinação do fator de correção para o conteúdo de água residual e para a análise granulométrica, sendo essa última com massa padronizada de 40 g. O método utilizado foi o da pipeta (GEE e OR, 2002). Entretanto, utilizou-se de algumas variações preconizadas pelo Laboratório de Física do Solo do Departamento de Ciência do Solo da Esalq, como a utilização de um dispersante composto pelas soluções de hidróxido de sódio (4 g L^{-1}) e de hexametáfosfato de sódio (10 g L^{-1}), conforme metodologia do IAC (CAMARGO et al., 1986), além de um recipiente de vidro preenchido com água, no qual foram dispostas as provetas com as amostras de solo, com o objetivo de evitar maiores oscilações térmicas

(Figura 3) e um pipetador automático.

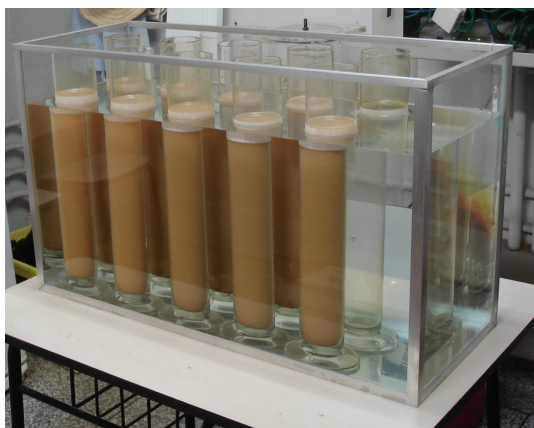


Figura 3 – Recipiente de vidro preenchido com água, no qual as provetas (1000 mL) com amostras de solo e dispersante foram dispostas para a realização do processo de sedimentação da análise granulométrica

2.2.2.2 Densidade do solo e das partículas

A densidade do solo foi determinada pelo método do anel volumétrico para os 60 pontos amostrais, utilizando um extrator tipo Uhland, com anéis volumétricos apresentando aproximadamente 0,05 m de altura e 0,047 m de diâmetro. Entretanto, a altura e o diâmetro de todos os anéis foram previamente medidos, em três repetições, utilizando um paquímetro digital.

No laboratório, as amostras foram preparadas, sendo removido o excesso de solo do anel e fixando, com borracha, uma tela “silk screen” na base da amostra para evitar perda de material. Dessa forma, as amostras foram colocadas em estufa (105°C, por 48 horas), e pesadas para determinação da massa de solo seco e, conseqüentemente, da densidade do solo.

A densidade das partículas foi determinada por Martins (2006), utilizando a metodologia do deslocamento de gás (FLINT e FLINT, 2002) e o picnômetro a gás, modelo ACCUPIC 1330 (Micromeritics Instrument Corporation®). Essas determinações foram feitas em amostras de solo coletadas nos horizontes pedológicos.

2.2.2.3 Curva de retenção e curva de frequência de volume de poros

Para a confecção da curva de retenção de água no solo na profundidade de 0,80 m, foi utilizada uma repetição de cada ponto amostral. As amostras foram devidamente preparadas, com a retirada do excesso de solo dos anéis volumétricos e utilização de papel mata-borrão, com o mesmo diâmetro do anel volumétrico e colado na extremidade do anel, para evitar perda de material.

As amostras de solo com estrutura indeformada foram colocadas nos funis de Haines, onde se procedeu à saturação com água deionizada, elevando-se o nível de água gradativamente e onde as amostras permaneceram por 24 horas, sendo que para as demais tensões apenas elevou-se o nível de água até aproximadamente metade do anel volumétrico. O funil de Haines foi utilizado para as tensões de 1 a 10 kPa, realizando-se medidas a cada 1 kPa, totalizando 10 pontos de medida. Após esse procedimento, utilizaram-se as câmaras de Richards para a determinação dos pontos de 30; 50; 70 e 100 kPa. Portanto, as curvas de retenção foram confeccionadas até a tensão de 100 kPa, contendo 14 pontos de medidas. O ajuste das curvas de retenção foi feito utilizando-se o modelo proposto por van Genuchten (1980) e o programa computacional TableCurve 2D (Jandel Scientific, Copyright 1989-1994), versão 5.01 (Trial).

As curvas de distribuição de frequência de volume de poros foram feitas segundo Libardi (2005), substituindo inicialmente, no eixo das ordenadas, o θ pela razão θ/α (razão entre o conteúdo de água e a porosidade total), a qual corresponde à fração do volume de poros ocupado pela água. O ajuste da relação θ/α em função do potencial mátrico, originando a curva da frequência acumulada do tamanho de poros, também foi feito utilizando-se o modelo de van Genuchten (1980). Elaborando-se a curva diferencial da curva da frequência acumulada do tamanho de poros, ou seja, $d\theta/\alpha d\phi_m$ em função ϕ_m , tem-se a curva de distribuição da frequência do volume de poros. Essas curvas também foram elaboradas utilizando-se o programa computacional TableCurve 2D (Jandel Scientific, Copyright 1989-1994), versão 5.01 (Trial).

Os poros foram classificados, segundo Koorevaar et al. (1983), em macroporos

(poros com raio maior do que 50 μm , cuja principal função é a aeração do solo e a condução de água durante o processo de infiltração), mesoporos (poros com raio entre 15 e 50 μm , com a função principal de conduzir a água durante o processo de redistribuição) e microporos (poros com raio menor do que 15 μm , tendo a função principal de retenção e armazenagem de água no solo).

2.2.3 Condutividade hidráulica do solo

A determinação da condutividade hidráulica do solo a 0,80 m de profundidade foi realizada pelo método do perfil instantâneo, descrito por Watson (1966) e desenvolvido em condições de campo por Hillel (1972) e Libardi et al. (1980). Para execução do estudo proposto, foram realizados 60 ensaios deste método, conforme croqui apresentado na Figura 1. A coluna de solo delimitada no campo teve 3 m de diâmetro e sua superfície lateral foi revestida por uma chapa galvanizada (2 mm de espessura) até a profundidade de 0,40 m, com o objetivo de se obter apenas fluxo vertical, sobretudo na porção central da coluna (Figura 3). As dimensões das chapas de zinco utilizadas foram de 9,42 m de comprimento por 0,6 m de largura, aproximadamente. Dessa forma, 0,20 m da largura da chapa foi deixado acima da superfície do solo, com o objetivo de se manter uma lâmina de água de aproximadamente 0,20 m, propiciando a infiltração da água no solo.

No dia anterior ao início de cada ensaio, a chapa era instalada; os tensiômetros escorvados (fluxão) e o tubo de acesso verificado quanto à presença de água. A superfície do solo era nivelada e escarificada para o rompimento de crostas. A água usada para saturar as colunas de solo no campo (Figura 4) era trazida por um caminhão pipa, o qual abastecia dois tanques de 7.500 litros localizados no centro da área experimental.



A



B



C



D



E



F

Figura 4 – Limpeza da área experimental (A, B e C) e instalação das chapas das seis primeiras parcelas experimentais (D, E e F)

Cada coluna de solo foi saturada até alcançar o maior conteúdo de água no solo,

indicado pela maior contagem detectada pela sonda de nêutrons e a menor leitura dos tensiômetros a 0,75 e 0,85 m de profundidade. O tubo de acesso (alumínio) à sonda de nêutrons possui 2,0 metros de comprimento e foi instalado no centro da coluna de solo (Figura 5). Antes de iniciar a saturação da coluna de solo, era feita uma leitura inicial com a sonda de nêutrons e dos tensiômetros. A lâmina de saturação foi mantida com nível constante até que se registrasse contagem constante e os tensiômetros mostrassem leitura que indicasse máxima saturação. Após os indicativos de saturação, cessava-se o fornecimento de água e quando ainda existia uma pequena lâmina de água, procedia-se a uma leitura com a sonda de nêutrons e dos manômetros de mercúrio dos tensiômetros, uma vez que o processo de drenagem poderia ser muito rápido, ocasionando medidas de conteúdo de água menores que o da saturação no campo.

Após ter-se realizada uma saturação adequada e após a lâmina de água sobre a coluna de solo ter se infiltrado, era colocada uma lona impermeável sobre o solo, a qual tinha as bordas enterradas nos limites da coluna de solo, e outra lona (lonil) com a finalidade de evitar a entrada (precipitação pluvial) e a saída (evaporação) de água, uma vez que se desejava estudar o processo de redistribuição da água no solo (Figura 5).



A



B

Figura 5 – Procedimento de saturação da coluna de solo no campo (A) e do fechamento da superfície da coluna com uma primeira lona plástica (lonax) e com lona mais resistente (lonil) para evitar fluxo de água (B)

Com a colocação da primeira lona plástica, momento em que a lâminha de água infiltrava no solo, foram realizadas leituras com sonda de nêutrons e dos tensiômetros a cada hora, no primeiro dia, após o início do processo de redistribuição da água no perfil do solo e, do segundo dia em diante, foram realizadas leituras com menor frequência. As leituras com a sonda foram realizadas nas profundidades de 0,20; 0,40; 0,60 e 0,80 m, com a finalidade de calcular a armazenagem de água na camada de 0 - 0,80 m do solo e as dos tensiômetros para determinação do gradiente de potencial total na profundidade de 0,8 m.

Para a medida do conteúdo de água e, conseqüentemente, da armazenagem de água no solo, foram feitas três repetições de contagem com a sonda de nêutrons em cada profundidade e em função do tempo de redistribuição da água no solo, sempre realizando-se a leitura da contagem na posição padrão, ou seja, em cima da caixa da sonda de nêutrons. Cada parcela experimental foi monitorada por 20 dias, período esse satisfatório para o estudo da condutividade hidráulica, uma vez que para esse solo a redistribuição da água no perfil, partindo de um conteúdo de água próximo à saturação, praticamente cessa com 18 a 20 dias.

Para o cálculo da condutividade hidráulica do solo em cada parcela experimental, foi utilizado o procedimento proposto por Hillel et al. (1972), para o cálculo da função $K(\theta)$ pela equação

$$K(\theta)_z = \frac{-\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ}{\left. \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right|_z}, \quad (7)$$

do método do perfil instantâneo.

O numerador do segundo membro da equação (7) representa, pelas condições de contorno do experimento, a densidade de fluxo na profundidade Z. O procedimento descrito por Hillel et al. (1972) consiste na elaboração de duas tabelas, uma para determinação da densidade de fluxo de água no solo na(s) profundidade(s) de interesse e para diversos tempos e outra para o cálculo da condutividade hidráulica para a(s) profundidade(s) e para os diversos tempos de redistribuição da água no perfil do solo, dividindo as densidades de fluxo pelos gradientes de potencial total da água no solo

(denominador do segundo membro da equação 7). O conteúdo de água medido em cada profundidade (0,2; 0,4; 0,6 e 0,8 m) foi obtido com o uso das equações de calibração da sonda de nêutrons para as respectivas profundidades (maiores detalhes no item 2.2.3.1).

Dessa maneira, foi possível escrever a equação de condutividade hidráulica para a profundidade de 0,80 m, conforme Libardi et al. (1980):

$$K(\theta) = K_0 \times e^{\gamma(\theta - \theta_0)}, \quad (8)$$

na qual K_0 e θ_0 são a condutividade hidráulica e o conteúdo de água volumétrico do solo no tempo zero de redistribuição, respectivamente. O γ é o coeficiente angular determinado pela regressão linear de $\ln K$ em função do conteúdo de água.

Os tensiômetros utilizados para a medida do potencial mátrico (instalados nas profundidades de 0,75 e 0,85 m, em cada parcela experimental) e conseqüentemente do potencial total da água no solo tiveram suas cápsulas submetidas ao teste de pressão de borbulhamento, para verificar a sua funcionalidade, e à medida da condutância hidráulica, feita em três repetições. A condutância hidráulica das cápsulas foram divididas em 10 classes (ANEXO A), sendo que o critério de classificação foi uma diferença de $0,5 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ em seu valor, ou seja, as cápsulas porosas da primeira classe foram aquelas com condutância entre $2 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ e $2,5 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ e as da décima classe com condutância entre $6,5 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ e $7 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. A finalidade dessa classificação foi selecionar cápsulas mais uniformes para os tensiômetros que foram instalados no mesmo ponto, evitando grandes diferenças no tempo de resposta, principalmente nas primeiras horas de redistribuição da água no solo. Para a realização desse teste foi construído um instrumento especial, constituído de manômetro analógico e um regulador de pressão de precisão.

2.2.3.1 Calibração da sonda de nêutrons

A avaliação do conteúdo de água nas profundidades de 0,2; 0,4; 0,6 e 0,8 m em função do tempo de redistribuição da água no solo foi feita pelo método da moderação

de nêutrons (método não destrutivo), utilizando uma sonda de nêutrons, modelo 503 Hydropobe da CPN Corporation, a qual dispõe de uma fonte de Amerício-Berílio e de um detector de cintilação de lítio. Os nêutrons rápidos (10 keV a 20 MeV) são atenuados ao se chocarem com átomos de hidrogênio, ou seja, tornam-se nêutrons lentos (0,01 a 0,3 eV), podendo ser detectados e registrados no sistema eletrônico da própria sonda de nêutrons. Como no solo uma grande parte dos átomos de hidrogênio está presente na molécula da água, há uma relação direta entre a quantidade de nêutrons atenuados e o conteúdo de água no solo. Para tanto, é necessário que se faça uma calibração para o solo em estudo, uma vez que cada solo possui características morfológicas e constituição específicas.

A calibração da sonda de nêutrons para o solo da área experimental foi feita após a execução dos 60 ensaios para determinação da condutividade hidráulica. Para tanto, realizou-se uma amostragem nas profundidades de 0,2; 0,4; 0,6 e 0,8 m dos 60 pontos em diferentes datas, registrando a contagem da sonda, com tempo de leitura de 30 segundos, para seleção de pontos com contagens distintas, uma vez que a contagem é diretamente proporcional ao conteúdo de água no solo e o objetivo foi de ter uma equação (regressão linear) que abrangesse a maior faixa de conteúdo de água possível. Portanto, o trabalho de calibração começou a ser executado um pouco antes da estação chuvosa.

Para a realização desse procedimento, utilizou-se o Programa Estatístico R e o Pacote GeoR (RIBEIRO JÚNIOR; DIGGLE, 2001), função "points", sempre tomando a contagem da profundidade de 0,4 m como variável resposta e demais contagens como covariáveis, para elaborar o mapa de contagens dos 60 pontos (Figura 6), categorizadas em cinco níveis (subfunção "pt.div=quint"). Após seleção dos pontos, procedeu-se à coleta de amostras deformadas e de novos registros de contagem com a sonda de nêutrons, tendo-se o cuidado de registrar a contagem da sonda na posição padrão (em cima da própria caixa da sonda) e no ponto amostral em três repetições, tornando possível o cálculo da contagem relativa - CR (razão entre a contagem no ponto amostral e a contagem no estado padrão) com maior exatidão (Figura 7).

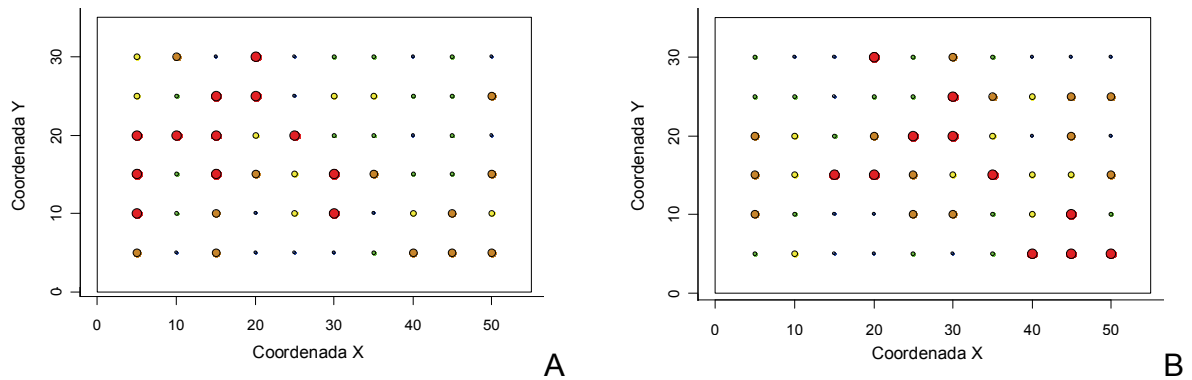


Figura 6 – Croqui de seleção de pontos para a primeira (A) e terceira (B) amostragens, com cinco categorias, sendo o tamanho dos círculos proporcionais à contagem feita com a sonda de nêutrons



A



B

Figura 7 – Sonda de nêutrons na posição de leitura padrão (A) e no tubo de acesso (B), no qual se realizou as leituras nas profundidades de 0,2; 0,4; 0,6 e 0,8 m

Esse procedimento foi realizado em 13 datas, entretanto, em apenas oito dessas foram coletadas amostras de solo, por causa da coincidência no perfil de conteúdo de água com datas anteriores (um total de 128 amostras de solo com estrutura deformada foi coletado a 0,60 m de distância do tubo de acesso da sonda de nêutrons). Dessa maneira, aproveitou-se de períodos secos e úmidos, para que a curva de calibração abrangesse a maior faixa de conteúdo de água no solo, elaborando-se a curva de calibração da sonda de nêutrons para cada profundidade, além da curva de calibração média e com todos os pontos, relacionando o conteúdo de água no solo e a CR (Figura 8). Os conteúdos de água a base de massa foram transformados à base de volume com a determinação da densidade do solo em cada ponto amostral.

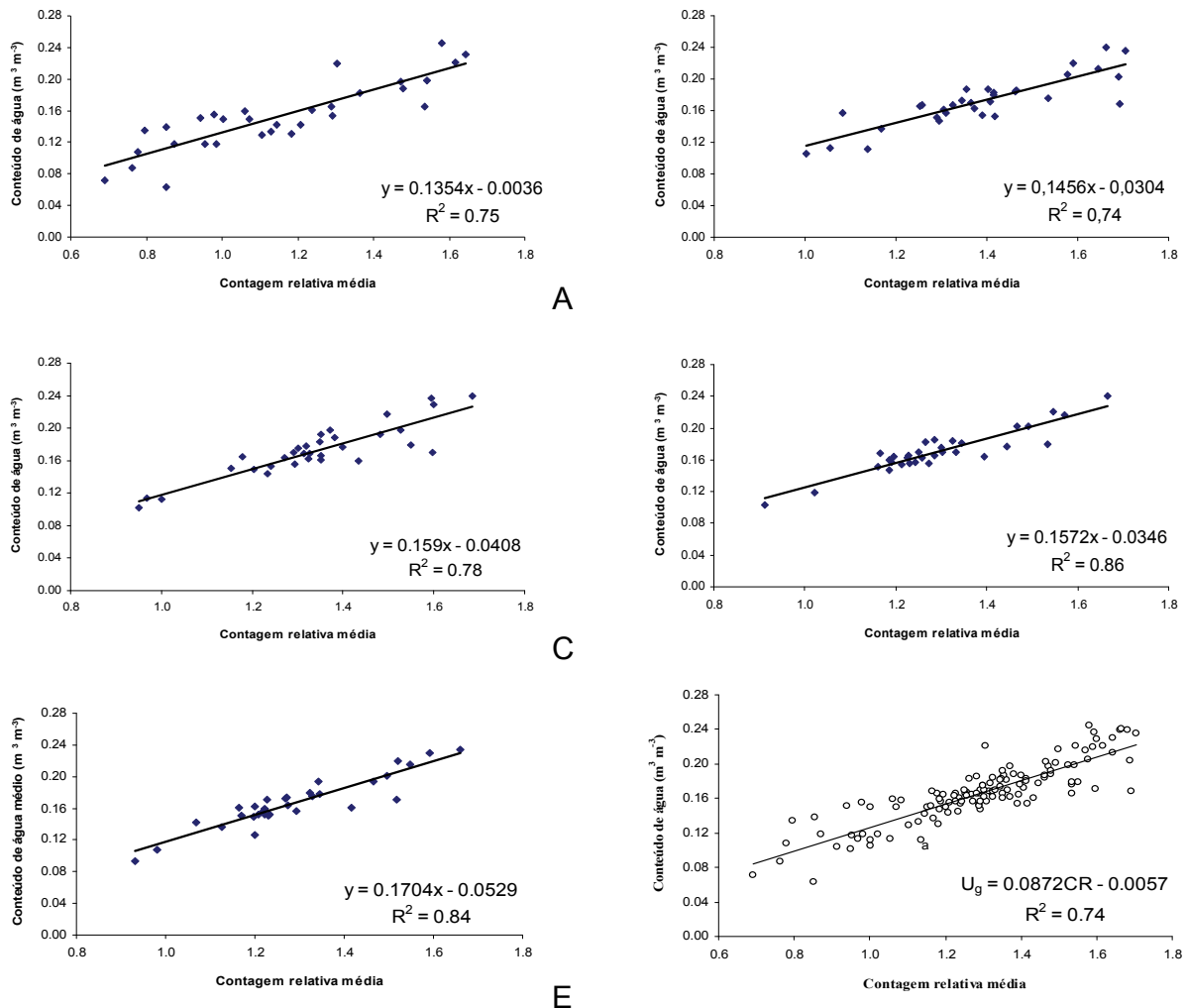


Figura 8 – Curvas de calibração da sonda de nêutrons para profundidades de 0,20 (A); 0,40 (B); 0,60 (C); 0,80 m (D); média (E) e para todas as amostragens, em diferentes pontos amostrais e em todas as profundidades (F)

2.2.4 Permeabilidade intrínseca do solo ao ar

Para o estudo do movimento do ar no solo foi utilizada a metodologia desenvolvida por Kirkham (1946), utilizando amostra de solo com estrutura indeformada para a medida da permeabilidade intrínseca do solo ao ar, que passamos a denominar apenas de permeabilidade solo ao ar.

A permeabilidade do solo ao ar foi medida em amostras com estrutura

indeformada, coletadas à profundidade de 0,80 m (3 repetições) em cada ponto amostral, após realização dos ensaios para determinação da condutividade hidráulica. Essas amostras foram coletadas com um extrator tipo Uhland e anéis volumétricos com as seguintes dimensões médias: 0,047 m de diâmetro e 0,05 m de altura. Para o transporte ao laboratório, as amostras com estrutura indeformada foram envolvidas por filme plástico não poroso e colocadas em caixa plástica com o interior revestido por plástico bolha, para evitar alterações durante o transporte.

No laboratório, as amostras foram convenientemente preparadas, retirando-se o excesso de solo, de forma ao volume de solo ser igual ao volume do anel volumétrico, e colando-se na sua base um recorte, com diâmetro igual ao do anel volumétrico, de papel mata-borrão, para evitar perda de solo e melhorar o contato da amostra com a placa porosa, durante o processo de estabilização nas tensões em funil de Haines. Após esse preparo, as amostras foram saturadas, utilizando-se um recipiente de mesma altura dos anéis, no qual foi adicionada água deionizada, elevando-se o nível de água gradativamente, até atingir 2/3 da altura do anel, com o objetivo de expulsar todo o ar presente nos poros. As amostras foram deixadas em processo de saturação durante 24 horas.

As amostras foram, primeiramente, equilibradas nas tensões de 6 e 10 kPa em funis de Haines. Como a permeabilidade do solo ao ar é prejudicada por excesso de água ou por uma estrutura do solo degradada ou mesmo maciça, que pode ser originada de um processo de adensamento ou compactação, a escolha dessas tensões torna-se mais importante para a avaliação desse atributo do solo.

Após o equilíbrio em cada tensão, a amostra foi pesada em balança de duas casas decimais, o mata-borrão foi removido, com auxílio de um estilete, e foi realizada uma leve escarificação da extremidade da amostra de solo que ficou em contato com a placa porosa. Então, a amostra foi acoplada ao permeâmetro para determinação da permeabilidade do solo ao ar. O permeâmetro é constituído por três núcleos: 1) compartimento de injeção e desumidificação do ar; 2) cilindro de ar pressurizado (volume de 0,031 m³) e 3) sistema de aquisição e processamento de dados. O equipamento está esquematizado na Figura 9 e foi confeccionado com base no modelo desenvolvido por Neves, Silva e Leão (2004).

A confecção do sistema de aquisição de dados, composto do módulo eletrônico e do programa computacional (*PermeAR v.1.0*), foi realizada nos Laboratórios de Eletrônica e de Física do Solo do Departamento de Engenharia de Biosistemas da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” - Esalq/USP.

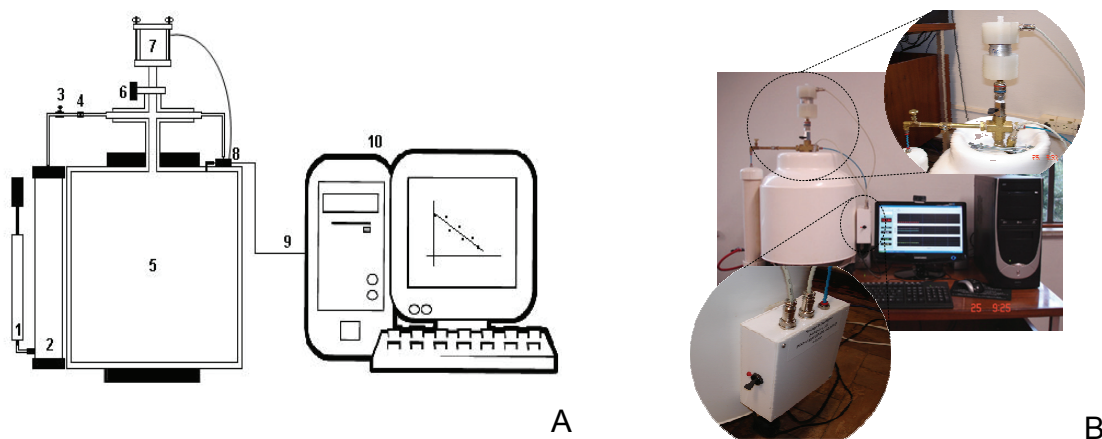
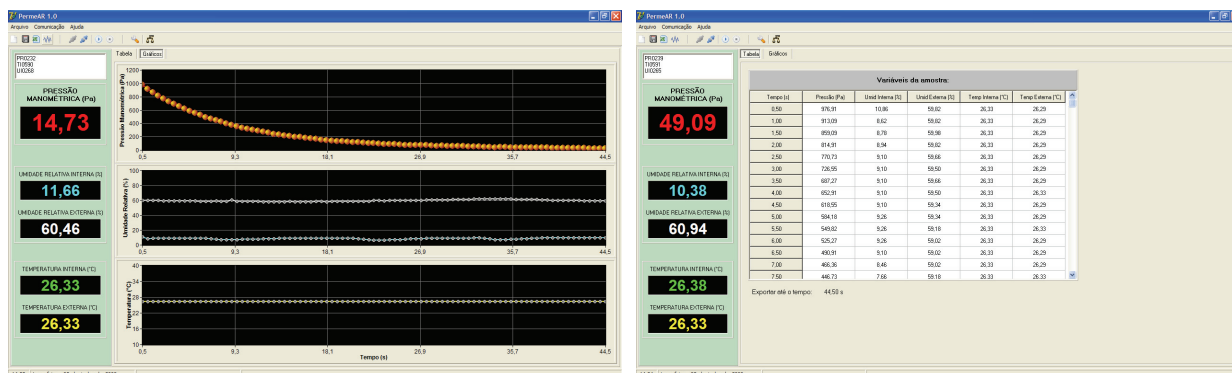


Figura 9 – Diagrama esquemático (A) constituído por: 1 – bomba de ar; 2 – cilindro de desumidificação do ar preenchido com sílica gel; 3 – válvula de controle de fluxo; 4 – válvula de escape para ajuste fino da pressão interna; 5 – cilindro de ar; 6 – válvula de controle de fluxo; 7 – compartimento de alocação da amostra indeformada de solo; 8 – sistema de aquisição de dados constituído por transdutor de pressão e sensores de temperatura e umidade; 9 – cabo de transmissão de dados (DB 9); 10 – microcomputador para processamento dos dados; e fotografia do equipamento para medida da permeabilidade do solo ao ar (B)

No módulo eletrônico do sistema de aquisição foram utilizados: dois sensores de temperatura de silício (modelo LM35, National Semiconductor); dois sensores de umidade relativa capacitivos (modelo HIH-4000, Honeywell) e um transdutor de pressão diferencial (modelo MPXV5004DP, Freescale) com faixa de operação de 0 a 3,92 kPa, sensibilidade de $1,0 \text{ mV Pa}^{-1}$ e acurácia de $\pm 1,5\%$ da voltagem de fundo de escala. Todos os sensores foram interligados a um microcomputador, por intermédio de um microcontrolador (modelo Basic Step M8, Tato ind.) que possui conversor A/D interno de 10 bits (oito canais) e referência de voltagem interna.

O programa computacional (*PermeAR v.1.0*) foi desenvolvido com a utilização de ferramentas livres, como o compilador Delphi 7 Personal (Borland 2002), a biblioteca de comunicação serial ComPort v.3.10 (CRNILA, 2005), a biblioteca para gráficos Sgraph

v.2.4 (POD'YACHEV, 2001), além de ícones gratuitos e outros que foram criados (Figura 10).



A

B

Figura 10 – Janelas principais do programa computacional *PermeAR v.1.0* com mostradores instantâneos da pressão manométrica, temperaturas e umidades relativas internas e externas, e gráficos obtidos durante o processo de medição

A pressão de ar, no interior do cilindro, no início de cada medida foi equilibrada em 1 kPa (1 kPa acima da pressão atmosférica local), fazendo com que o fluxo de ar fosse laminar e não provocasse modificações significativas nos filmes de água dispostos nas superfícies dos agregados do solo.

O modelo de determinação da permeabilidade do solo ao ar, pelo método da pressão decrescente desenvolvido por Kirkham (1946), se baseou no modelo de Darcy. Dessa forma, exige-se que o regime de fluxo seja laminar e para o caso do fluxo de gás, exige-se que o processo de fluxo seja isotérmico. Dessa forma, a diminuição da pressão interna (pressão manométrica) no cilindro de ar é dada pela seguinte equação (9):

$$\ln P_{a1} - \ln P_{a2} = \frac{k_a A P_{atm}}{L \eta V} (t_2 - t_1), \quad (9)$$

na qual P_{a1} e P_{a2} são as pressões manométricas (acima da pressão atmosférica) nos tempos t_1 e t_2 , respectivamente; k_a é a permeabilidade do solo ao ar; A é a área da secção da amostra de solo indeformada; P_{atm} é a pressão atmosférica local; L a altura da amostra de solo; η é a viscosidade do ar e V é o volume do cilindro de ar.

Denominando $\frac{kAP_{atm}}{L\eta V}$ de S e reconhecendo que esse termo representa o coeficiente angular da regressão linear da pressão (*ln pressão*) em função do tempo, a equação (9) pode ser reescrita na forma:

$$\ln P_{a2} = -St + \ln P_{a1} . \quad (10)$$

Pode-se, então, calcular a permeabilidade (k) a partir da regressão $\ln P_a \times t$, que permite obter o coeficiente angular (S) e à partir dele a permeabilidade do solo ao ar:

$$k = \frac{L\eta V}{AP_{atm}} \times S . \quad (11)$$

Os sensores de temperatura e umidade relativa foram utilizados para o monitoramento das condições de cada determinação de permeabilidade, no que diz respeito à condição térmica e à possível perda de água na amostra de solo, devida ao fluxo de ar.

A pressão de ar para a determinação da permeabilidade é muito baixa em comparação a P_{atm} e a temperatura é a ambiente, o que permite tratar o ar no cilindro como um gás ideal. Além disso, existe a possibilidade de calcular a pressão de saturação do vapor d'água – e_s (antes e após passar pela amostra de solo), utilizando as medidas de temperatura na equação de Tétens (equação 12, temperatura – t em °C),

$$e_s = 610,8 \text{ Pa} \times \exp^{\frac{17,3 \times 22^\circ\text{C}}{237,3 + 22^\circ\text{C}}} , \quad (12)$$

e a pressão parcial absoluta do vapor d'água (e_a , antes e após o ar passar pela amostra de solo, conforme equação 13), utilizando a medida de umidade relativa (UR) e a e_s (equação 12),

$$e_a = (UR \times e_s) / 100 . \quad (13)$$

Com o valor da pressão parcial absoluta do vapor d'água calculada, é possível calcular a massa de vapor d'água (m_v) contida no ar antes e após a passagem pela amostra de solo, conforme a equação 14:

$$m_v = (\overline{M}_{H_2O} \times e_a / R \times T) \times V, \quad (14)$$

na qual \overline{M}_{H_2O} é a massa molar da água = 18 g mol⁻¹; R a constante universal dos gases ideais = 8,314 Pa m³ mol⁻¹ K⁻¹; T a temperatura em Kelvin e V o volume parcial de ar que passa pela amostra de solo.

Assim, tem-se que durante o processo de queda da pressão (Pa) haverá uma massa ou um volume de ar (V) proporcional, que, passando pela amostra de solo, removerá certa massa de água (m_r), o que possibilita descrever o processo pela seguinte equação:

$$m_r = \frac{\overline{M}_v \times V}{RT} \int_{e_a}^{e'_a} de_a, \quad (15)$$

na qual e_a e e'_a são as pressões parciais do vapor d'água do ar antes e depois de passar pela amostra de solo.

Com o objetivo de identificar se as diferenças nos valores da permeabilidade do solo ao ar são devidas somente às diferenças na porosidade de aeração ou se elas devem ser atribuídas, em parte, a outros aspectos da geometria do espaço poroso, calculou-se o índice de organização dos macroporos (O) proposto por Blackwell et al. (1990), conforme a equação (16):

$$O = \frac{k_a}{\varepsilon} \quad (16)$$

na qual k_a e ε correspondem, respectivamente, à permeabilidade do solo ao ar e à porosidade de aeração, medidas em amostra de solo equilibradas no potencial mátrico de -10 kPa.

2.2.5 Análise dos dados

A análise dos dados consistiu de uma análise exploratória ou não espacial e de uma análise espacial, utilizando ferramentas geoestatísticas. A análise exploratória foi feita utilizando métodos da estatística clássica, como a) aplicação de teste de distribuição de probabilidade dos dados (Shapiro-Wilk) e construção de gráficos quantis-quantis (“qqplot”), com o objetivo de confirmar se os dados seguem uma distribuição normal, b) estudo da relação dos dados em relação às coordenadas vertical e horizontal da área experimental e c) gráficos de caixa (*boxplot*) para estudar a dispersão e a presença de valores discrepantes (*outliers*).

A análise espacial foi feita, inicialmente, utilizando a função “points” do pacote GeoR (RIBEIRO JÚNIOR; DIGGLER, 2001) para verificar a disposição dos dados nos seus locais de medida e o semivariograma experimental, como ferramenta para investigar a dependência espacial. Após essas análises iniciais, passou-se para a etapa de elaboração do modelo, com estimativa dos parâmetros e estudo da necessidade de transformação dos dados ou utilização de uma covariável que possibilitasse uma maior discriminação da estrutura espacial.

A escolha dos modelos para as variáveis estudadas foi realizada usando a função de máxima verossimilhança (função “*likfit*” do pacote GeoR), tendo a função de correlação de Matérn (17) como modelo de variação inicial:

$$\rho(u) = \{2^{k-1} \Gamma(k)\}^{-1} (u/\phi)^k K_k(u/\phi), \quad (17)$$

na qual, $K_k(\cdot)$ denota uma função de Bessel modificada de ordem k (*kappa*); $\phi > 0$ é um parâmetro de escala com as dimensões de distância e $k > 0$, denominado ordem, é um parâmetro de forma, o qual determina a suavização do processo subjacente ou o sinal. O método de estimativa da função “*likfit*” é máxima verossimilhança, usando procedimentos de maximização numérica (DIGGLER; RIBEIRO JÚNIOR, 2007).

A função de correlação de Matérn tem sido sugerida como um modelo de variação geral, uma vez que é capaz de descrever a estrutura espacial de várias

propriedades do solo (MINASNY; MCBRATNEY, 2005; MINASNY; MCBRATNEY, 2007). Além disso, o parâmetro de suavidade, $kappa$, oferece a essa função uma maior flexibilidade em modelar a covariância espacial, particularmente no decaimento da função para pequenas distâncias relativas, como é o caso das funções esférica e exponencial que decaem linearmente quando a distância relativa tende a zero (MARCHANT; LARK, 2007).

O parâmetro k foi o primeiro a ser estimado utilizando a função “*likfit*”, usando os valores de 0,5; 1,5 e 2,5. Quando o valor de $kappa$ é 0,5, a função de correlação de Matérn torna-se a função exponencial,

$$\rho(u) = \exp(u/\phi); \quad (18)$$

quando $kappa$ é igual a 1, a função torna-se a de Whittle e quando $kappa$ tende ao infinito, tem-se a função de correlação Gaussiana (DIGGLER; RIBEIRO JÚNIOR, 2007; MARCHANT; LARK, 2007).

Além da modelagem do parâmetro $kappa$, fez-se também variando o valor do $kappa$ com a utilização de covariáveis espacialmente referenciadas como tendências espaciais (cota altimétrica, teor médio de argila no perfil, densidade do solo, porosidade total, índice de organização dos macroporos), com o objetivo de alcançar um melhor ajuste individualmente e em conjunto. Na estimativa do parâmetro $kappa$ é necessário escolher valores iniciais para os parâmetros ϕ (phi), efeito pepita - τ^2 (*nugget effect*) e σ^2 (sigma, sendo a soma $\sigma^2 + \tau^2$ correspondente ao patamar – *sill*).

Com os valores estimados para os parâmetros ϕ , σ^2 e τ^2 quando da estimativa do melhor valor de $kappa$, passou-se para a etapa de estimativa do melhor valor desses parâmetros, usando um conjunto de valores próximos dos valores sugeridos. Nessa etapa, é importante observar se o algoritmo do pacote *GeoR* está conseguindo convergir o valor do parâmetro ϕ , novamente utilizando o método da máxima verossimilhança.

As análises foram feitas utilizando o Programa Estatístico R (R Development Core Team, 2009) com seus pacotes *MASS* (análise exploratória não espacial), *GeoR*

(análise exploratória espacial, modelagem de parâmetros e da estrutura de correlação espacial e krigagem), *AKIMA* (interpolação de covariáveis na malha de predição). O editor de código R utilizado foi o Tinn-R.

Quanto ao sistema de aquisição de dados do permeâmetro, os testes e análises feitas constaram desde comparação da medida da pressão manométrica feita com o transdutor de pressão diferencial e com um manômetro diferencial de água. O sensor de temperatura também foi comparado com um termômetro de mercúrio. Para o sensor de umidade relativa não foi feita nenhuma comparação. Entretanto, esses sensores já vêm com uma calibração de fábrica. Para verificar o erro do equipamento na determinação da permeabilidade do solo ao ar, foi confeccionada uma amostra padrão, utilizando um anel volumétrico (com diâmetro e altura de 0,05 m) preenchido com areia (diâmetro entre 0,250 e 0,106 mm) e com as extremidades delimitadas por uma tela “silk screen” (120 fios). Com essa amostra padrão procedeu-se à análise da influência da viscosidade do ar em função da temperatura, utilizando os sensores de temperatura, e considerou-se a permeabilidade com viscosidade fixa e com viscosidade em função da temperatura como tratamentos (40 repetições), sendo testados pelo teste *F*. Essas análises foram feitas utilizando-se o Programa estatístico SAS (2002).

2.3 Resultados e discussão

2.3.1 Caracterização físico-hídrica

O relevo do terreno é considerado plano, mas com a presença de porções mais altas (Figura 2) e com uma diferença de 0,76 m entre a maior e a menor cotas altimétricas. Analisando o mapa planialtimétrico com os resultados das análises granulométricas (Figura 11), verifica-se, claramente, que os pontos amostrais localizados nas maiores cotas altimétricas do terreno apresentaram, sistematicamente, maiores quantidades de areia nas profundidades de 0,2 e 0,4 m, enquanto aqueles localizados em cotas altimétricas menores apresentam maiores quantidades de argila. Para as profundidades de 0,6 e 0,8 m, observa-se uma pequena variação das frações

granulométricas.

Kachanoski e De Jong (1988), estudando a estabilidade temporal da armazenagem de água no solo, sugerem que o estudo englobe a análise do relevo e de características físicas do solo, como é o caso da quantidade de argila, que estão ligados a uma maior ou menor armazenagem de água, chamados pelos autores de fatores determinísticos. Para esse estudo, esses fatores também foram preponderantes, possibilitando uma interpretação mais clara dos resultados. O ponto 28, por exemplo, localizado em uma das cotas mais baixas e ao entorno de porções mais altas da área experimental, apresentou uma teor médio de argila no perfil de solo de 199 g kg^{-1} , enquanto os pontos 11 e 19, localizados em cota média e alta, respectivamente, apresentaram 190 e 144 g kg^{-1} .

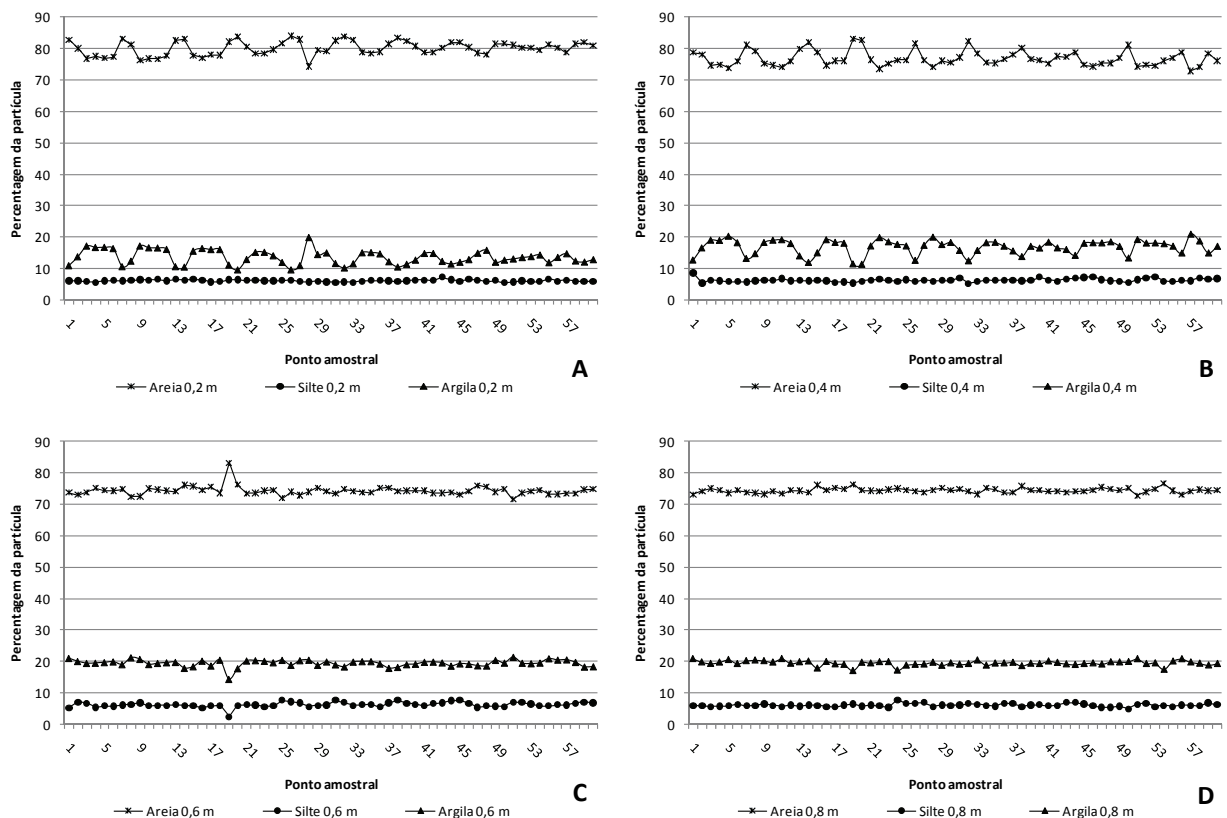


Figura 11 – Percentagem de areia, silte e argila nas profundidades de 0,2 m (A); 0,4 m (B); 0,6 m (C) e 0,8 m (D) nos 60 pontos amostrais

O relevo ainda pode ocasionar um deflúvio lateral da água para os pontos mais

baixos do terreno, principalmente em eventos chuvosos intensos ou quando o solo já apresenta uma armazenagem de água alta e, conseqüentemente, uma taxa de infiltração da água menor, ocasionando um maior acúmulo nas porções mais baixas. Já a maior quantidade de argila proporciona uma maior retenção da água.

Com a interferência desses fatores de pequena escala, a armazenagem de água apresentada pelo ponto 28, durante o período de estudo, foi em média 15,5 e 26,1% superior às armazenagens de água dos pontos 11 e 19, respectivamente, sendo diferenças consideráveis e que podem ocasionar variações nos aspectos produtivos das culturas (BRITO et al., 2009). Melo Filho e Libardi (2005) e Brocca et al. (2009) também salientam a contribuição da textura do solo, de propriedades estruturais e do deflúvio superficial advindo de porções mais altas do terreno na estabilidade temporal de propriedades do solo, como o conteúdo de água, em certos pontos amostrais. Para áreas com relevo mais plano, a existência dessas variações tendem a ser bem menos acentuadas, uma vez que, além do relevo, a variabilidade espacial nos teores de argila também é menos acentuada, como observado por Rocha et al. (2005).

Nesse aspecto, as práticas mecânicas utilizadas para o preparo do solo podem modificar drasticamente as características naturais do solo. Um exemplo disso é o preparo do solo com subsolagem feita a 1,0 metro de profundidade, seguida por gradagem, a qual tem causado deposição de solo da camada superficial, mais arenosa, dentro das fendas provocadas pela haste subsoladora, ocasionando aumento e diminuição relativos no teor de areia e argila, respectivamente, nas camadas subsuperficiais de Latossolo Amarelo distrocoeso do Estado da Bahia, fato esse não verificado para a subsolagem feita a 0,5 m de profundidade (NACIF et al., 2008). Essas práticas comumente utilizadas pelos produtores tendem a proporcionar uma maior uniformidade quanto aos aspectos físicos, com influência no comportamento hídrico do solo. Por exemplo, o conteúdo de água na camada de 0-0,15 m é mais variável no sistema de plantio direto, ocasionando uma menor dependência espacial em comparação ao sistema de plantio convencional (ZANETTE et al., 2007). Schaffrath et al. (2008) também constataram esse resultado para outros atributos físicos do solo e relataram que isso é provocado pela ação mecânica da aração e gradagem, causando uma maior uniformização, enquanto no plantio direto a atuação de processos biológicos

é mais predominante e aleatória no espaço, causando uma maior variabilidade.

Quanto à densidade do solo, como a área estava em pousio, sem cultivos e com vegetação espontânea há quatro anos, e como não foi feita nenhuma prática de preparo do solo, apenas algumas passadas com a roçadeira para limpeza, a camada superficial (0 – 0,3 m) apresentou densidade do solo alta, evidenciando um leve processo de compactação (Tabela 1), uma vez que em solos arenosos, como é o caso da camada superficial desse solo, a densidade do solo pode variar de 1250 a 1750 kg m⁻³ (BRADY; WEIL, 2002).

Tabela 1 – Densidade do solo em função da profundidade para os 60 pontos amostrais

(continua)

Ponto amostral	Densidade do solo (kg m ⁻³)			
	0,2 m	0,4 m	0,6 m	0,8 m
1	1618,2	1591,1	1513,7	1504,0
2	1665,8	1584,8	1496,0	1547,5
3	1718,9	1755,4	1508,4	1509,9
4	1643,4	1679,3	1493,5	1515,4
5	1743,6	1619,8	1569,5	1575,6
6	1693,8	1584,6	1619,0	1532,4
7	1757,3	1778,3	1582,6	1589,6
8	1691,5	1694,4	1544,3	1631,6
9	1708,6	1555,6	1542,7	1549,3
10	1754,7	1589,1	1512,6	1508,4
11	1714,6	1589,3	1555,9	1544,0
12	1683,4	1641,6	1432,2	1535,3
13	1627,3	1721,0	1608,5	1543,1
14	1666,4	1646,1	1574,6	1483,3
15	1751,5	1547,4	1519,9	1535,9
16	1665,8	1556,1	1479,6	1514,0
17	1680,6	1598,0	1460,1	1519,3
18	1717,9	1657,9	1494,5	1556,4
19	1755,8	1679,9	1548,0	1512,3
20	1568,6	1701,8	1559,2	1527,2
21	1700,9	1555,9	1508,0	1542,4
22	1654,5	1577,4	1439,7	1544,0
23	1697,7	1733,5	1561,4	1565,3
24	1685,2	1548,3	1505,2	1546,5

Tabela 1 – Densidade do solo em função da profundidade para os 60 pontos amostrais

(conclusão)

Ponto amostral	Densidade do solo (kg m ⁻³)			
	0,2 m	0,4 m	0,6 m	0,8 m
25	1685,5	1632,1	1430,6	1531,4
26	1648,4	1632,4	1496,9	1419,9
27	1699,3	1526,5	1554,1	1575,7
28	1717,7	1645,3	1582,8	1557,5
29	1661,3	1629,5	1497,2	1551,8
30	1664,1	1618,5	1507,7	1582,5
31	1705,0	1583,7	1478,3	1460,4
32	1629,4	1606,3	1482,1	1472,9
33	1672,9	1571,8	1556,5	1516,1
34	1710,9	1637,8	1536,6	1555,5
35	1654,1	1592,9	1560,4	1540,9
36	1595,1	1621,8	1505,3	1510,0
37	1703,0	1657,4	1371,5	1511,3
38	1600,4	1613,4	1464,6	1500,5
39	1657,9	1525,9	1551,6	1563,7
40	1675,5	1565,8	1477,5	1534,4
41	1616,5	1510,7	1444,2	1503,8
42	1588,0	1605,0	1510,1	1568,9
43	1671,2	1655,5	1464,8	1456,1
44	1622,9	1734,7	1497,1	1497,4
45	1622,9	1614,2	1459,3	1461,5
46	1653,8	1538,7	1449,9	1512,7
47	1739,4	1533,6	1566,0	1504,4
48	1634,3	1549,4	1400,9	1531,7
49	1650,7	1670,3	1546,8	1493,0
50	1639,8	1721,8	1496,6	1555,6
51	1682,9	1527,0	1548,1	1473,7
52	1770,9	1610,1	1466,2	1543,1
53	1636,5	1468,8	1552,2	1474,4
54	1671,5	1545,6	1480,8	1523,9
55	1745,2	1400,4	1531,8	1504,8
56	1623,5	1799,2	1510,5	1494,4
57	1598,7	1545,5	1568,5	1537,5
58	1694,7	1533,3	1451,5	1498,6
59	1669,9	1586,1	1532,1	1506,4
60	1658,8	1610,5	1488,3	1482,1

Os parâmetros de ajuste da curva de retenção da água no solo são apresentados na Tabela 2 e o ajuste das curvas aos pontos experimentais pode ser observado nas curvas de distribuição acumulada do volume de poros, que são apresentadas nas Figuras 12 a 19, em conjunto com as curvas de distribuição de frequência do volume de poros.

Observa-se, com exceção do ponto amostral 19, que as curvas de retenção apresentaram-se bastante semelhantes, com o conteúdo de água do solo saturado estando em torno de $0,35 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e a determinada para o potencial mátrico de -100 kPa se concentrando em torno de $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Curvas de retenção da água no solo elaboradas para a faixa de tensão de $0 - 100 \text{ kPa}$ são fortemente influenciadas pela estrutura do solo e distribuição de tamanho dos poros (HILLEL, 2004), indicando que comportamentos semelhantes entre os pontos amostrais podem ser devidos à uniformidade quanto a aspectos estruturais do solo.

O raio médio do poro mais frequente para todos os pontos foi de $37,97 \pm 3,73 \mu\text{m}$, sendo importante ressaltar, conforme Hillel (2004) e Libardi (2005), que esse valor representa um raio de poro equivalente, uma vez que o solo é constituído por uma rede irregular de poros, tanto no aspecto morfológico, como no dimensional. Os menores raios dos poros mais frequentes foram representados pelos pontos 2, 4 e 5 e os maiores pelos pontos 14, 21 e 32. Relacionando esses resultados com a disposição dos pontos amostrais no mapa planialtimétrico, observa-se que os pontos amostrais com menores e maiores raios localizam-se em cotas altimétricas menores e maiores, respectivamente. Entretanto, não existe uma tendência bem definida, mesmo os locais mais baixos da área experimental possuindo uma quantidade de argila maior, o que poderia levar a um acúmulo dessas partículas nesses locais, principalmente argila dispersa, podendo ocasionar entupimento dos poros.

Como houve problema com a confecção da curva de retenção do ponto amostral 19, não foi possível confeccionar as curvas de distribuição de frequência de poros e de frequência de volume de poros para esse ponto.

Tabela 2 – Parâmetros de ajuste das curvas de retenção para os 60 pontos amostrais, segundo van Genuchten (1980)

(continua)

Ponto amostral	Parâmetros de ajuste				
	θ_r	θ_s	α	m	n
1	0,147	0,344	0,302	0,258	3,239
2	0,137	0,378	0,187	0,513	3,009
3	0,134	0,391	0,227	0,542	2,730
4	0,132	0,314	0,179	0,400	2,471
5	0,133	0,342	0,223	0,267	4,558
6	0,133	0,330	0,226	0,394	3,549
7	0,143	0,320	0,267	0,280	3,251
8	0,136	0,348	0,296	0,272	3,403
9	0,136	0,346	0,233	0,404	3,018
10	0,133	0,365	0,217	0,429	3,132
11	0,133	0,363	0,232	0,360	4,005
12	0,116	0,359	0,264	0,312	3,580
13	0,093	0,320	0,302	0,114	3,770
14	0,138	0,325	0,311	0,260	2,884
15	0,120	0,345	0,297	0,300	2,644
16	0,131	0,351	0,298	0,281	3,887
17	0,133	0,338	0,243	0,383	3,226
18	0,126	0,371	0,243	0,438	3,224
19	0,325	0,485	0,283	0,123	5,048
20	0,144	0,348	0,268	0,341	3,127
21	0,136	0,369	0,300	0,354	2,751
22	0,118	0,331	0,153	0,652	2,019
23	0,112	0,353	0,152	0,725	1,996
24	0,103	0,358	0,295	0,160	6,122
25	0,113	0,381	0,260	0,372	3,330
26	0,113	0,388	0,275	0,359	3,551
27	0,118	0,364	0,203	0,494	3,000
28	0,116	0,353	0,066	1,837	1,496
29	0,108	0,364	0,242	0,403	3,000
30	0,113	0,401	0,260	0,382	3,445
31	0,147	0,344	0,302	0,258	3,239
32	0,113	0,383	0,336	0,260	3,680
33	0,118	0,372	0,286	0,249	4,307
34	0,121	0,368	0,306	0,263	4,616
35	0,114	0,360	0,312	0,273	3,803
36	0,115	0,368	0,279	0,289	4,277
37	0,124	0,380	0,284	0,296	3,607
38	0,114	0,412	0,301	0,377	3,474
39	0,120	0,346	0,289	0,199	4,975

Tabela 2 – Parâmetros de ajuste das curvas de retenção para os 60 pontos amostrais, segundo van Genuchten (1980)

Ponto amostral	Parâmetros de ajuste					(conclusão)
	θ_r	θ_s	α	m	n	
40	0,117	0,375	0,310	0,221	5,000	
41	0,124	0,345	0,270	0,254	3,903	
42	0,122	0,349	0,223	0,324	3,422	
43	0,128	0,369	0,268	0,253	4,533	
44	0,124	0,386	0,260	0,341	3,484	
45	0,116	0,348	0,279	0,194	4,176	
46	0,124	0,368	0,314	0,217	4,495	
47	0,132	0,360	0,259	0,335	3,498	
48	0,126	0,381	0,255	0,412	3,228	
49	0,126	0,370	0,277	0,266	3,714	
50	0,075	0,337	0,317	0,084	5,869	
51	0,126	0,370	0,292	0,239	4,243	
52	0,124	0,357	0,284	0,266	3,095	
53	0,122	0,374	0,273	0,261	3,707	
54	0,122	0,365	0,306	0,214	4,770	
55	0,135	0,340	0,272	0,278	3,205	
56	0,132	0,368	0,289	0,336	3,013	
57	0,113	0,338	0,333	0,129	4,318	
58	0,120	0,382	0,309	0,216	4,696	
59	0,132	0,370	0,286	0,275	3,592	
60	0,120	0,365	0,317	0,235	3,894	

A distribuição do tamanho de poros do ponto amostral 28 foi a que mais se distinguiu das demais, conforme pode ser observado nas Figuras 12 a 19. A proporção de microporos foi bastante superior às demais (Figura 20), em detrimento dos mesoporos, o que pode estar relacionado com a cota altimétrica, sendo um dos pontos mais baixos, e sua posição na área, a qual se localiza no entorno de porções mais elevadas, o que pode acarretar em um maior acúmulo de água. Nesse ponto amostral, também foi observada uma maior quantidade de argila e, segundo Brito et al. (2009), esse ponto foi o que mais representou a armazenagem de água máxima no estudo de estabilidade temporal da armazenagem de água no solo.

A distribuição do tamanho de poros, conforme Koorevaar et al. (1983), em macro (poros com raio maior que 50 μm), meso (poros com raio entre 15 e 50 μm) e microporos (poro com raio menor que 15 μm) para todos os pontos, na profundidade de 0,8 m, é apresentada na Figura 20, sendo que a proporção média desses poros foi de

23,32% de macroporos, 28,39% de mesoporos e 48,29% de microporos.

O volume, o tamanho, a forma e o tipo de poros do solo, bem como a conectividade e a distribuição, afetam o movimento da água e do ar no solo. Essas características do espaço poroso são usadas para predição de propriedades do solo, como é o caso da condutividade hidráulica (AMER et al., 2009), possibilitando uma redução de tempo na sua determinação. Nesse aspecto, a textura, a estrutura e as características químicas do solo influenciam bastante na distribuição do tamanho dos poros. A condutividade hidráulica do solo saturado pode ser afetada por outras características como a quantidade de sais, ocasionando redução drástica da condutividade hidráulica (AMER et al., 2009), uma vez que o sódio pode dispersar as partículas de argila e modificar a distribuição do tamanho de poros. O sistema de manejo do solo também é um aspecto importante, pois modifica substancialmente a distribuição do tamanho dos poros, fazendo com que haja impedimento ao movimento de água e ar no perfil do solo, quando é feito de forma inadequada (CAVALIERI et al., 2009). Este efeito é agravado quando a estrutura do solo é fraca, podendo acarretar aumento de 40% na densidade do solo e reduzindo a condutividade hidráulica do solo saturado em 10 vezes, por causa do cultivo convencional, ou seja, ocasionando uma situação mais prejudicial do que o não revolvimento do solo (ALLETO; COQUET, 2009).

A estrutura da microporosidade se modifica também com o movimento da água e do ar, flutuações de temperatura, intemperismo e ações gravimétricas a longo prazo. Quanto à utilização de amostras de solo com estrutura indeformada, ainda têm-se dúvidas sobre a formação e a evolução da microporosidade durante a preparação das amostras e processos de umedecimento e secagem, envolvendo muitos valores de sucção de equilíbrio na elaboração de curvas de retenção da água no solo (LI; ZHANG, 2009). Esses autores verificaram que os processos de umedecimento e secagem das amostras de solo provocam modificações nos poros intra-agregados, podendo ocorrer evolução para uma estrutura de porosidade bimodal durante o processo de saturação.

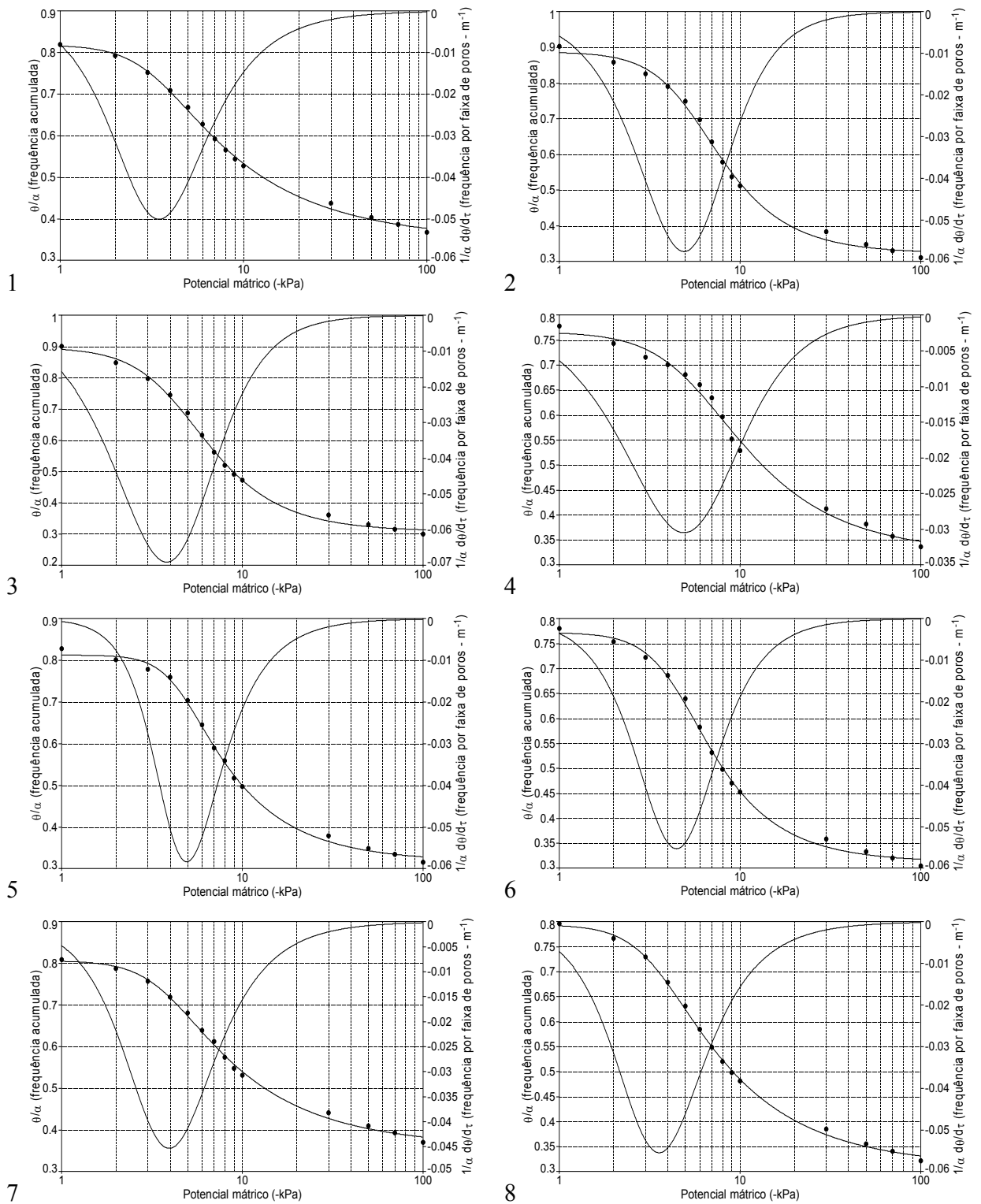


Figura 12 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 1 a 8

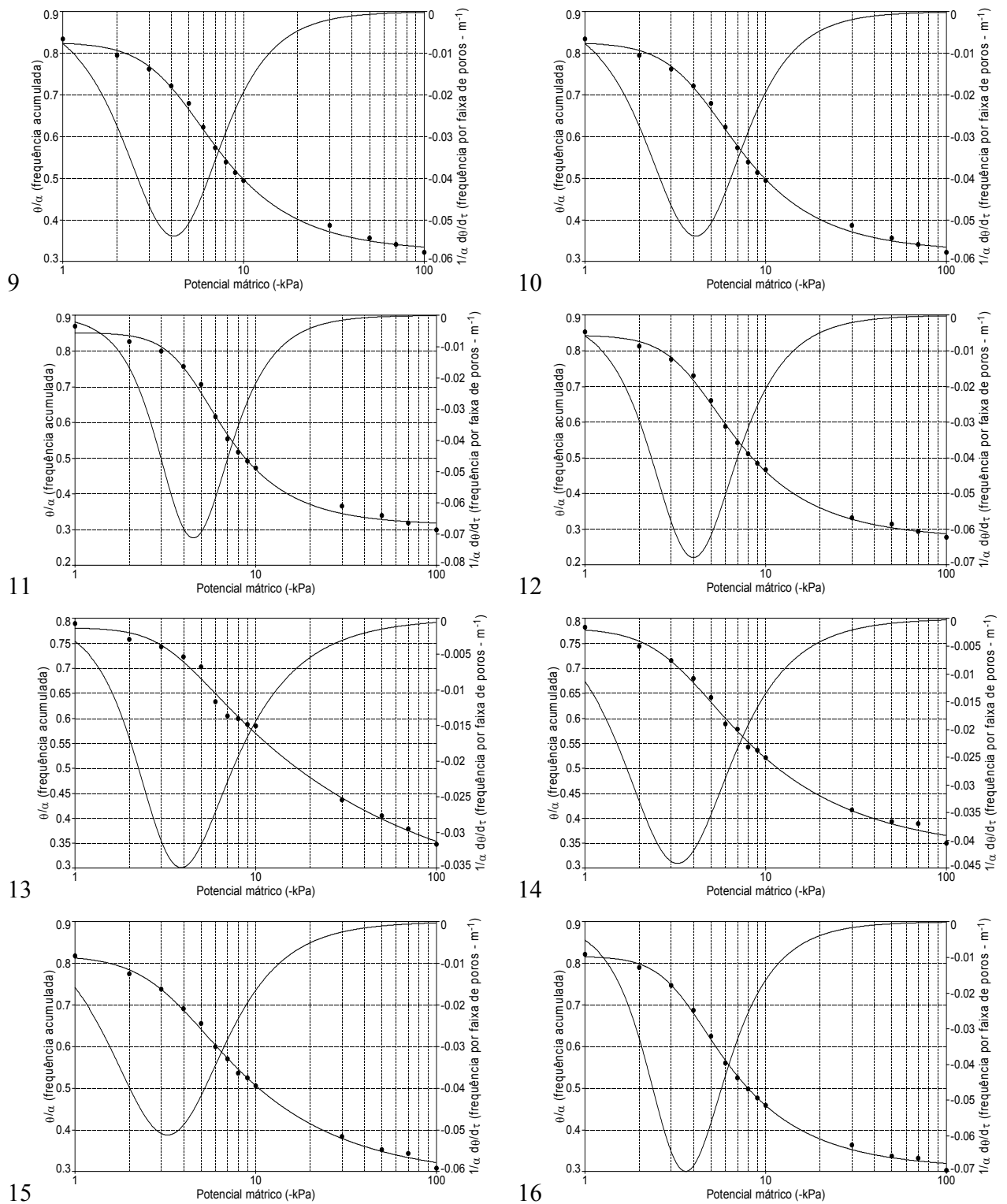
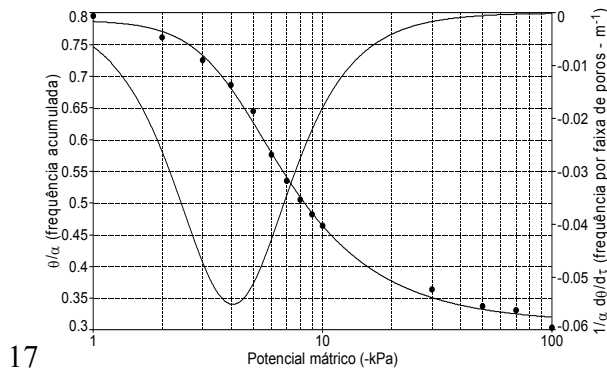
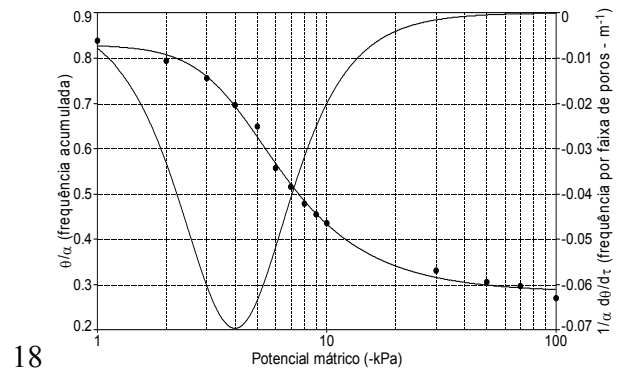


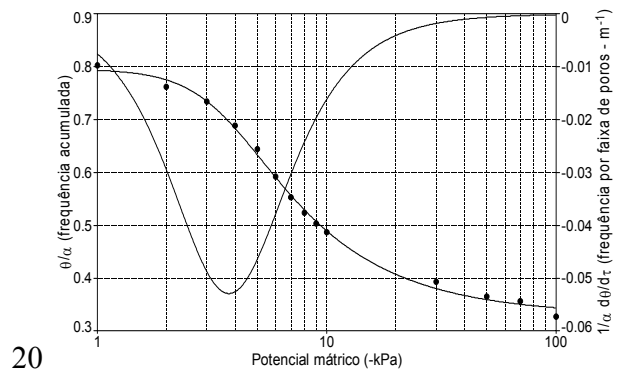
Figura 13 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 9 a 16



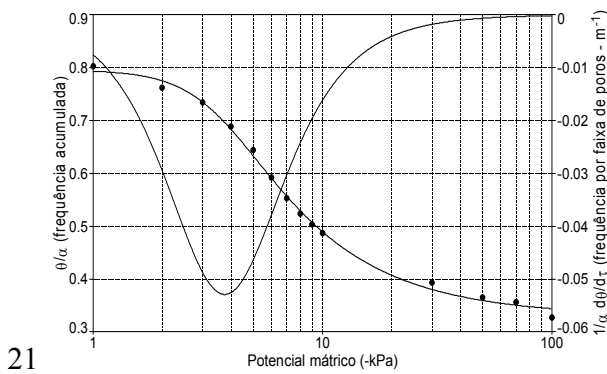
17



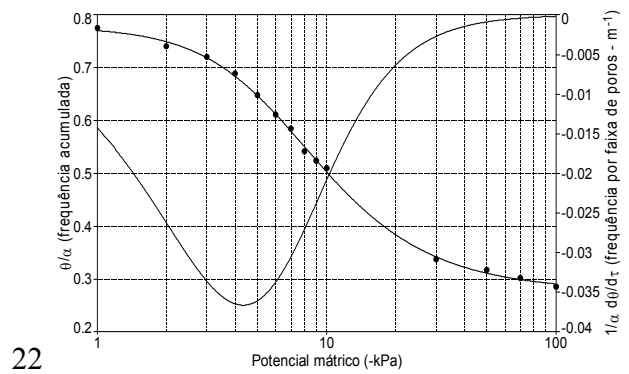
18



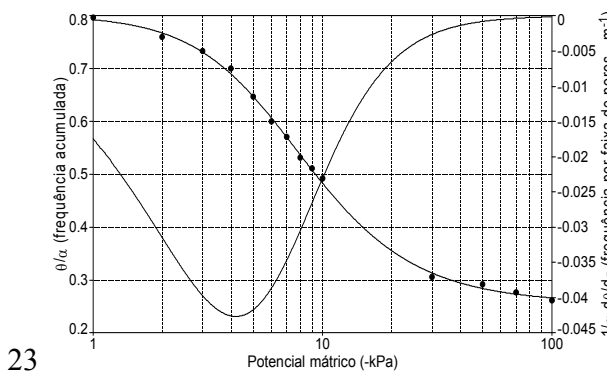
20



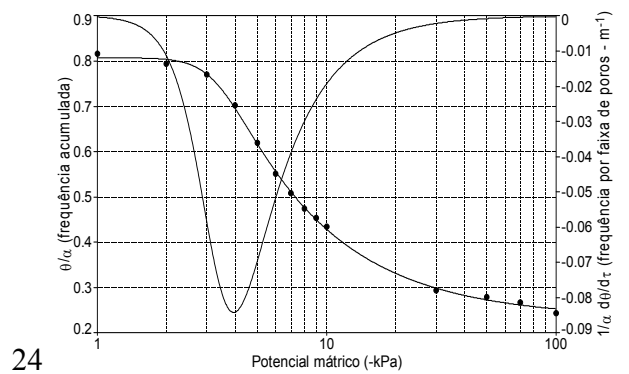
21



22



23



24

Figura 14 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 17 a 24

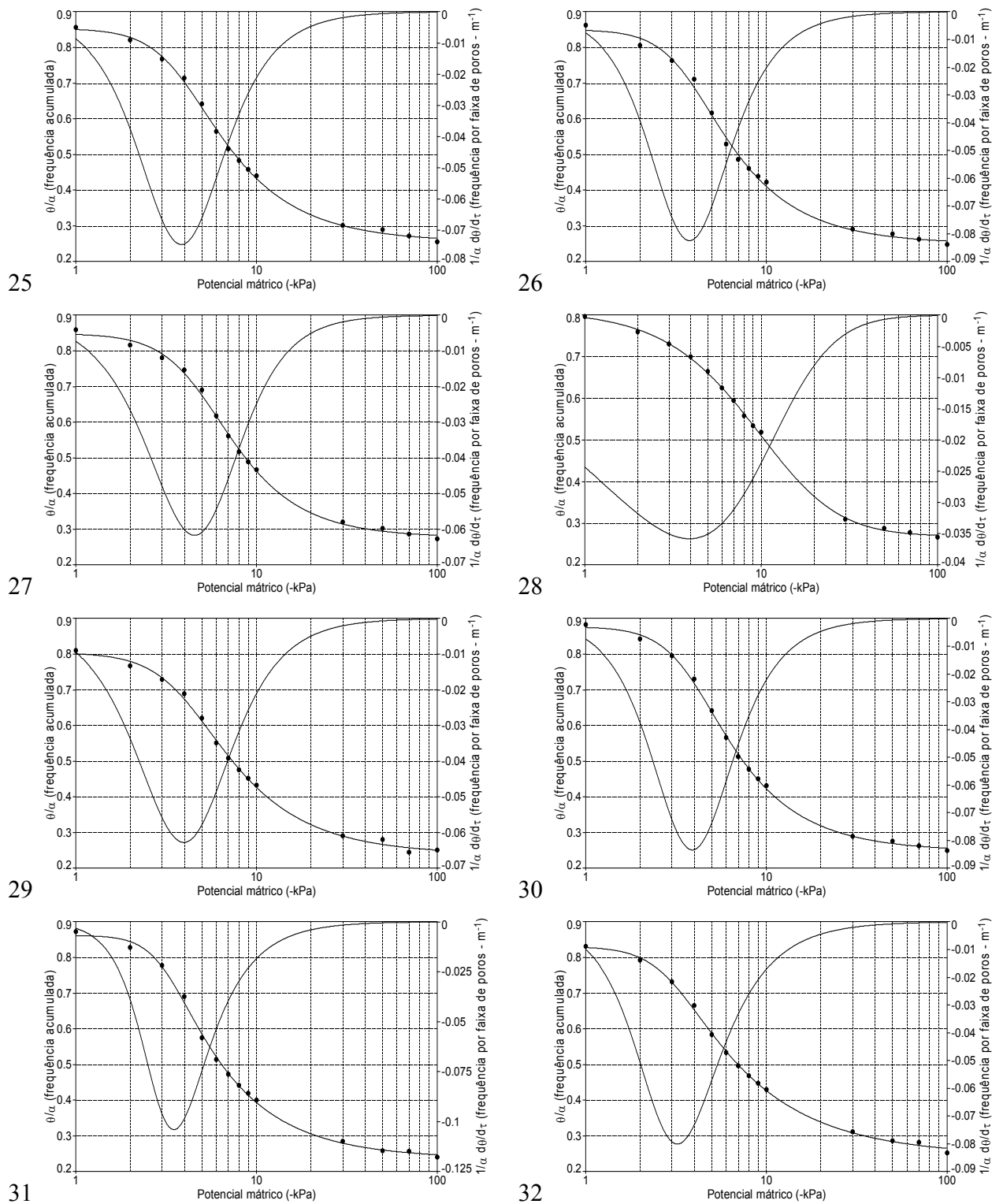


Figura 15 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 25 a 32

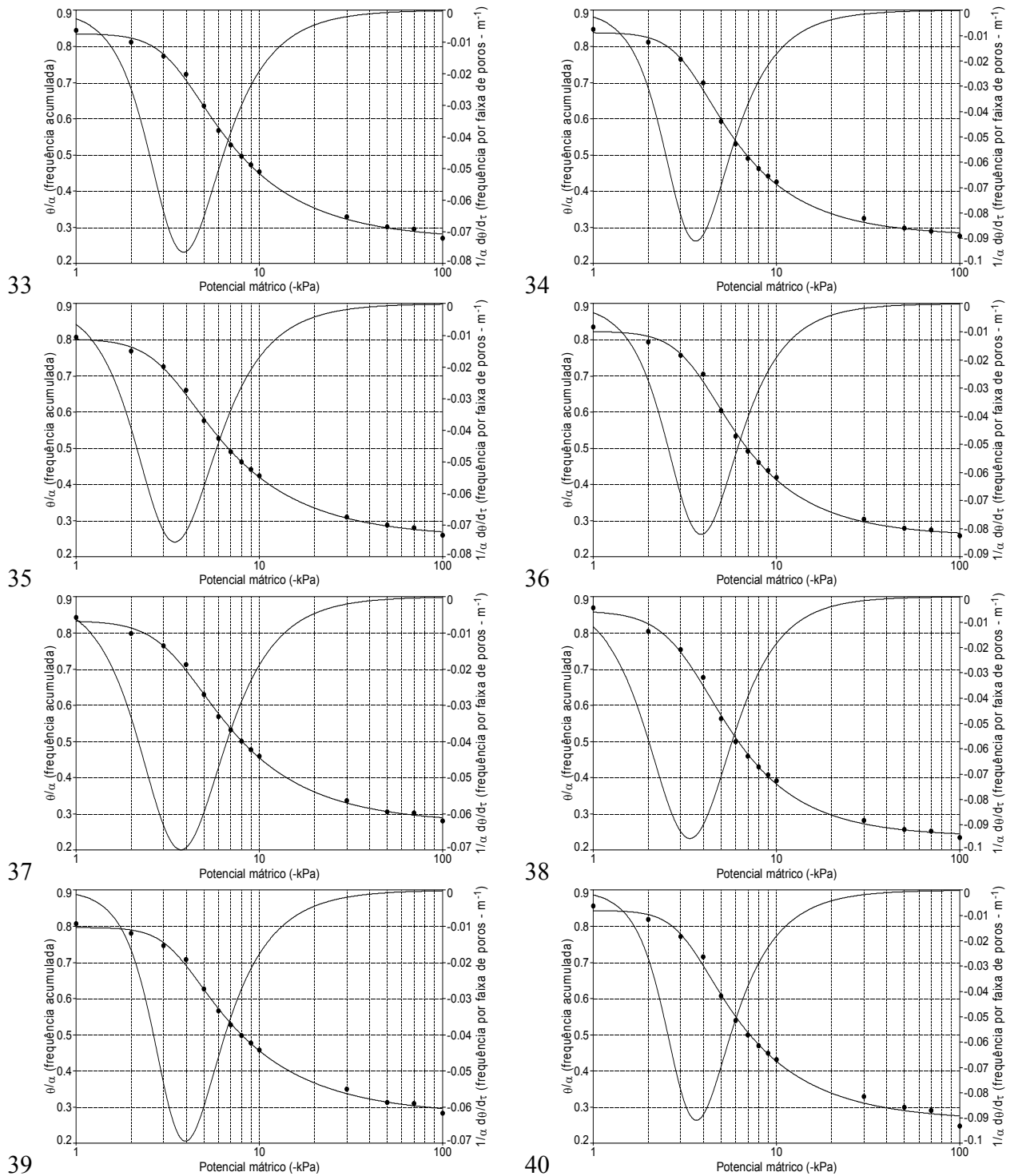


Figura 16 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 33 a 40

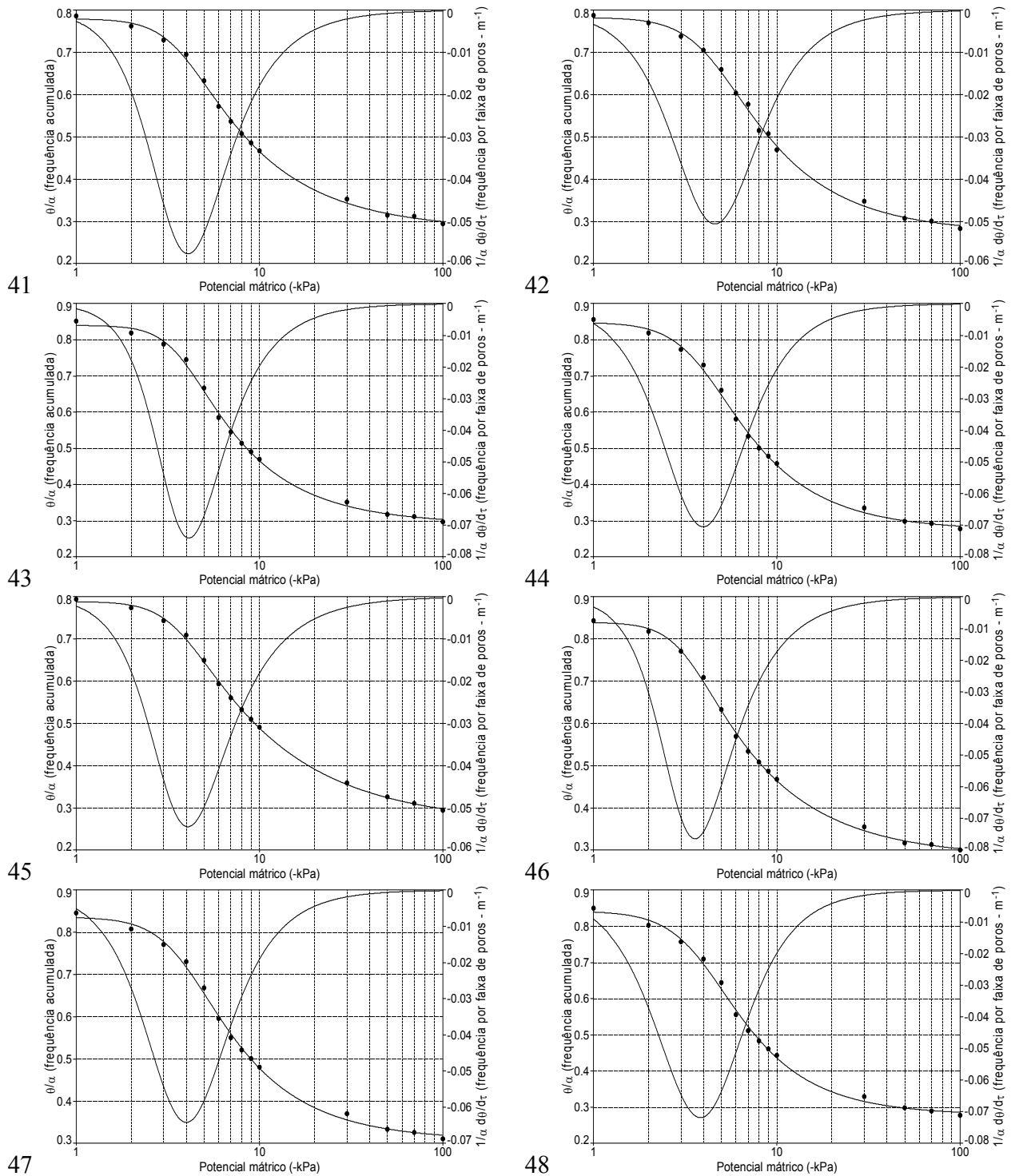


Figura 17 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 41 a 48

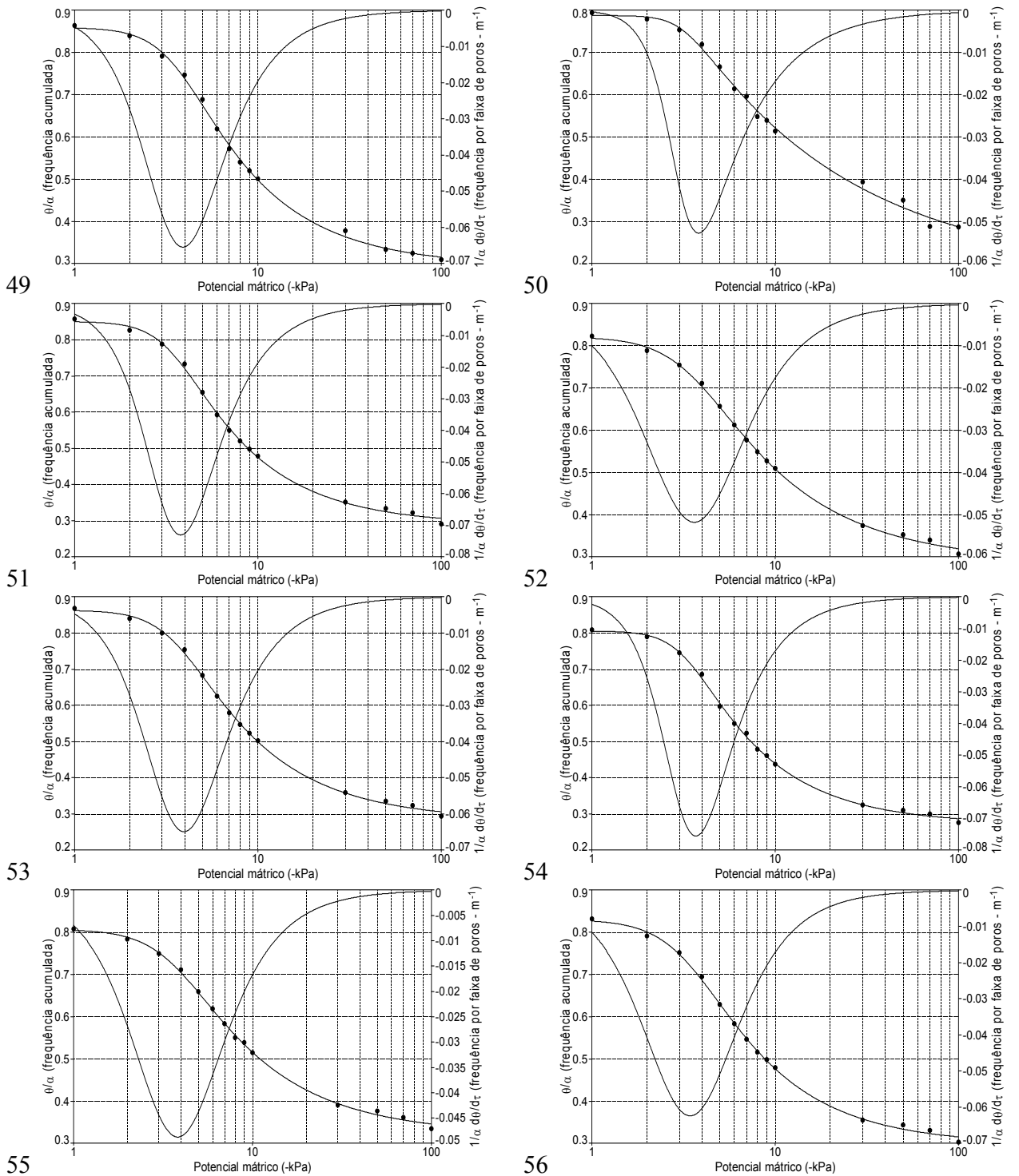


Figura 18 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 49 a 56

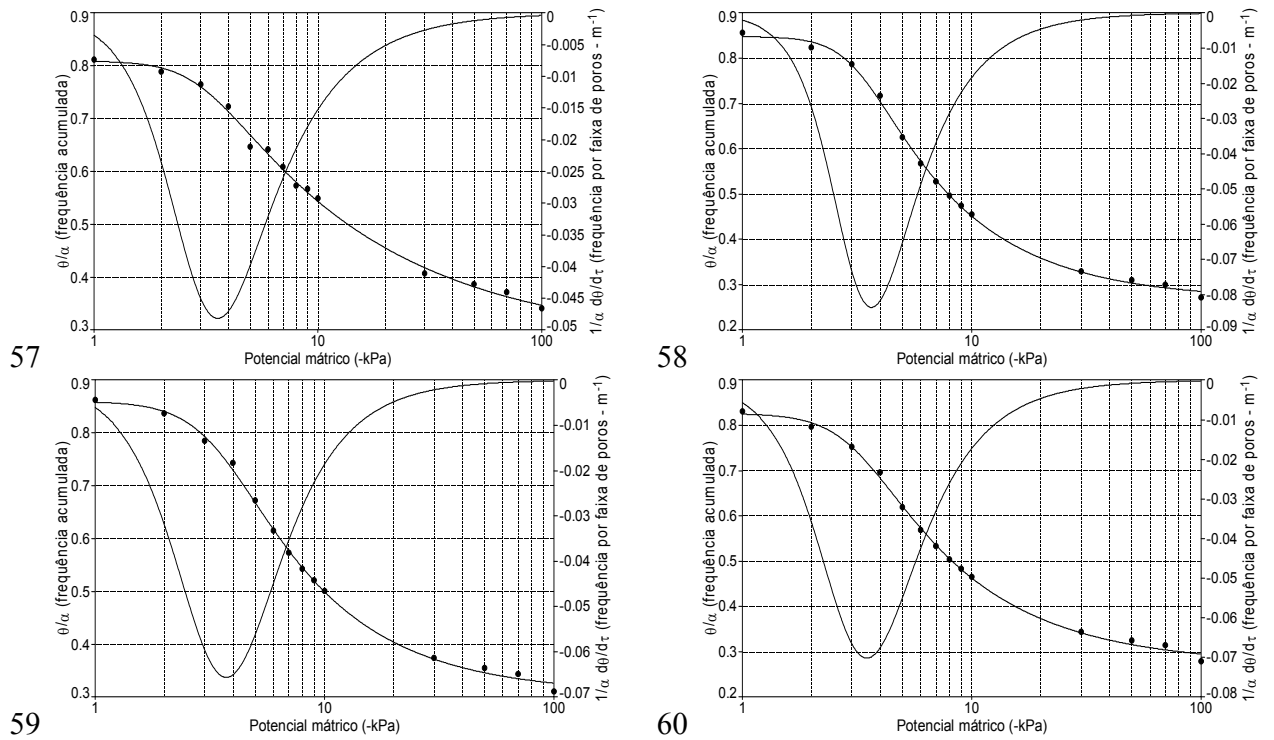


Figura 19 – Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros dos pontos amostrais 57 a 60

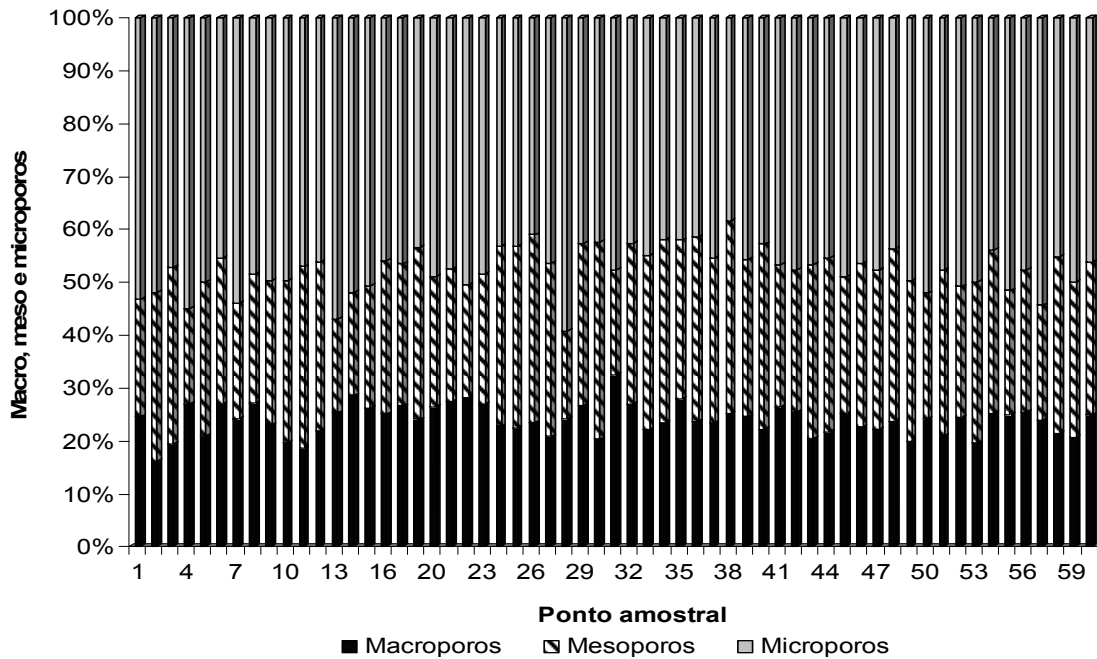


Figura 20 – Distribuição dos macro, meso e microporos do solo para cada ponto amostral na profundidade de 0,8 m

2.3.2 Condutividade hidráulica do solo

Os 60 experimentos de condutividade hidráulica do solo foram realizados durante o período seco, abrangendo os meses de abril a outubro. Na Figura 21, são apresentadas fotografias de toda área experimental, com pontos amostrais em fase de monitoramento (pontos cobertos com lonil) e pontos amostrais nos quais o método do perfil instantâneo já havia sido executado (pontos cobertos apenas com lona plástica preta – lonax).



A



B



C



D

Figura 21 – Área experimental durante a execução das determinações de condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo, com pontos amostrais em fase de monitoramento (pontos cobertos com lonil) e pontos finalizados (cobertos com lona plástica preta – lonax)

Os gráficos de condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de água e os parâmetros de ajuste são apresentados nas Figuras 22 a 29 e na Tabela 3.

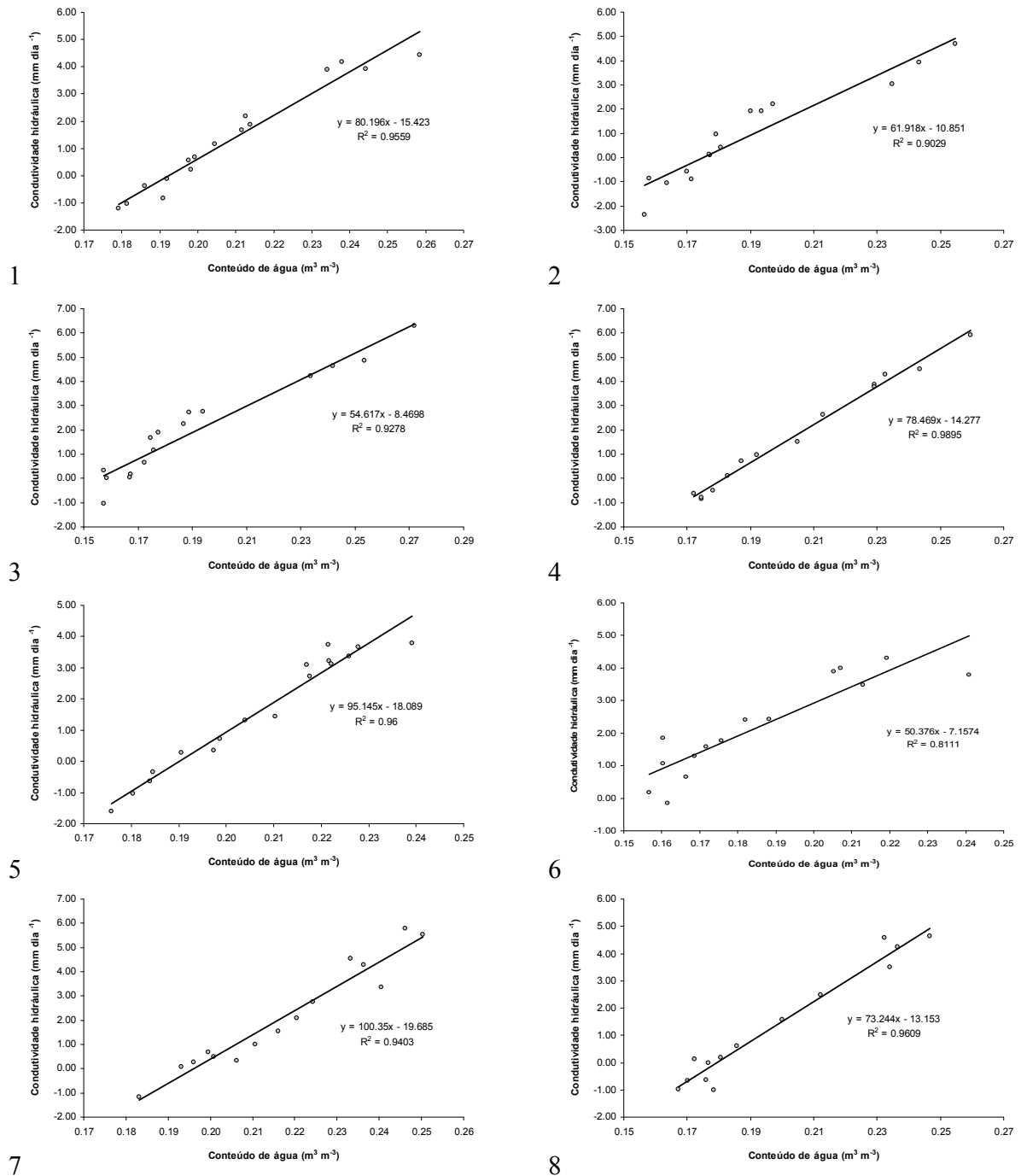


Figura 22 – Condutividade hidráulica do solo (Ln K) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 1 a 8

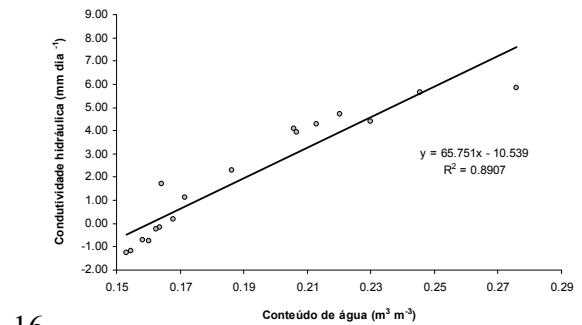
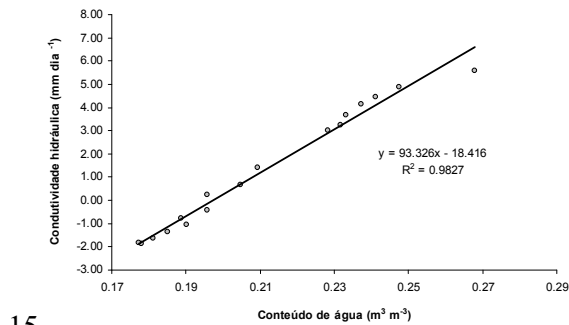
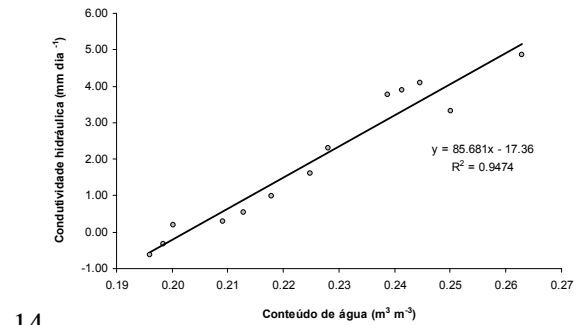
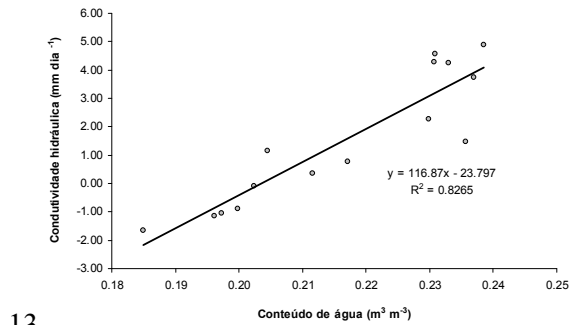
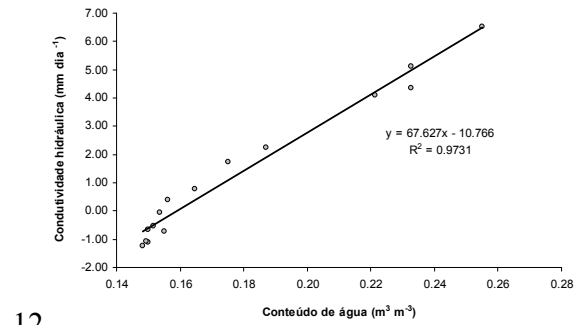
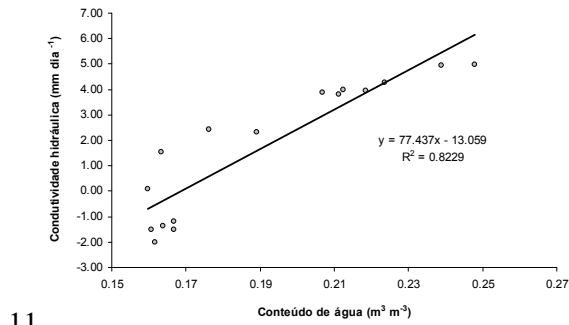
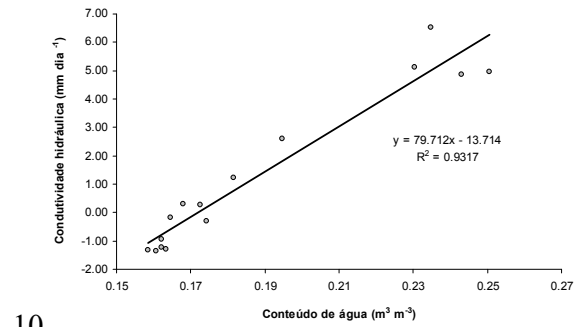
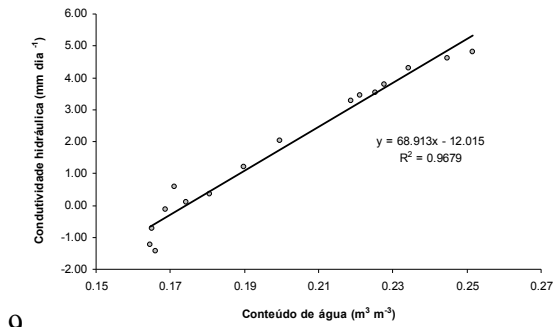


Figura 23 – Condutividade hidráulica do solo (Ln K) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 9 a 16

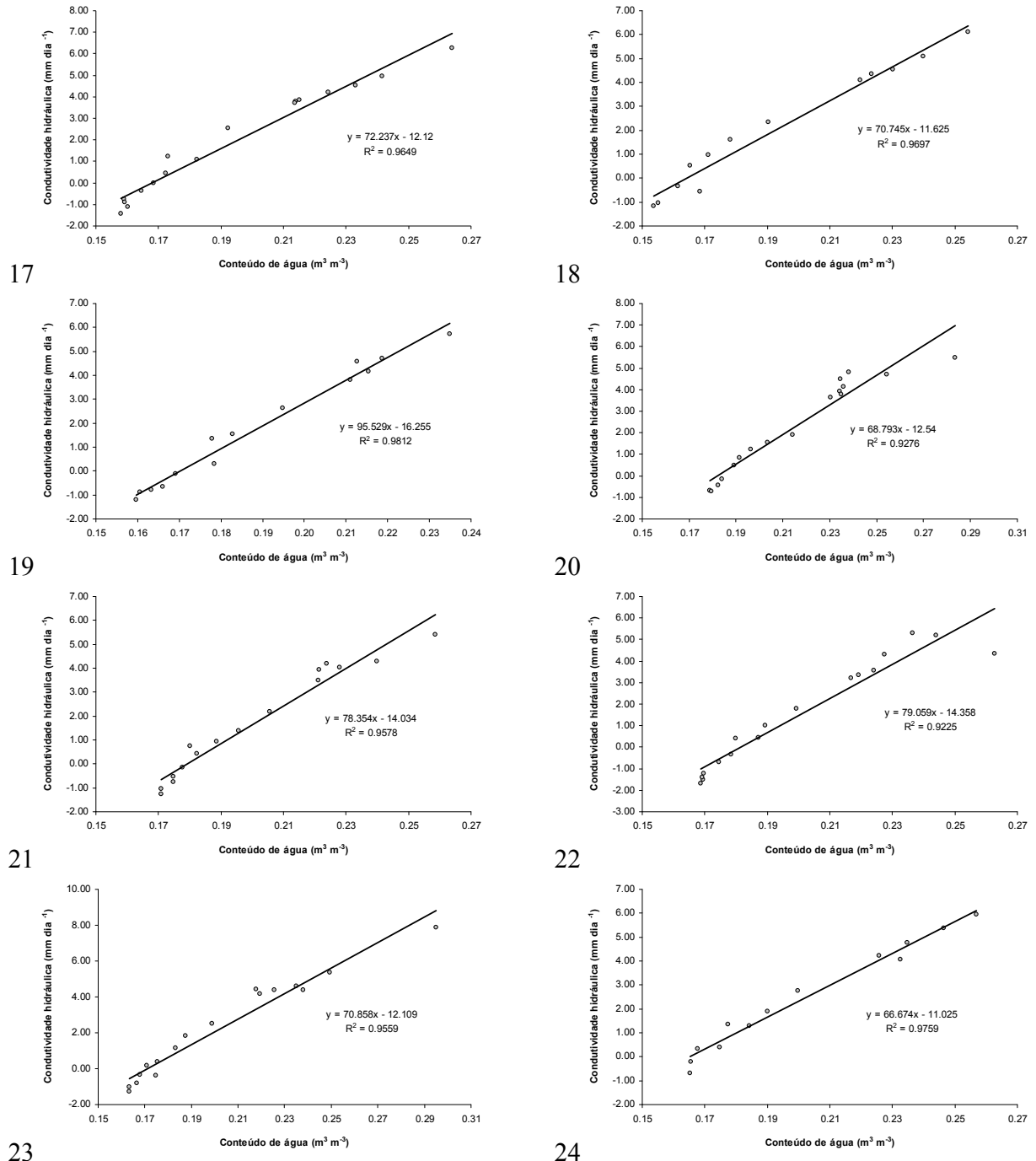


Figura 24 – Condutividade hidráulica do solo (Ln K) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 17 a 24

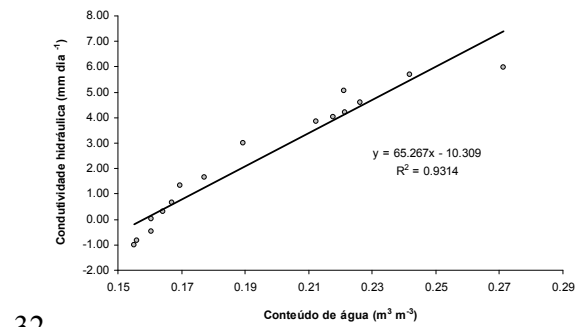
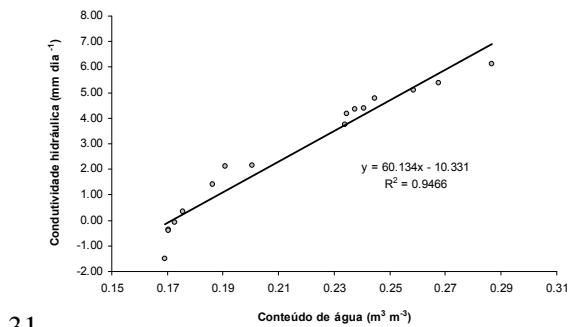
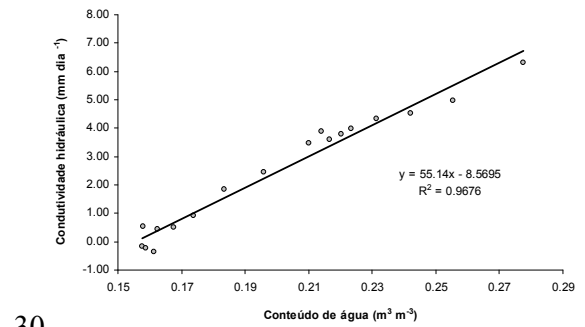
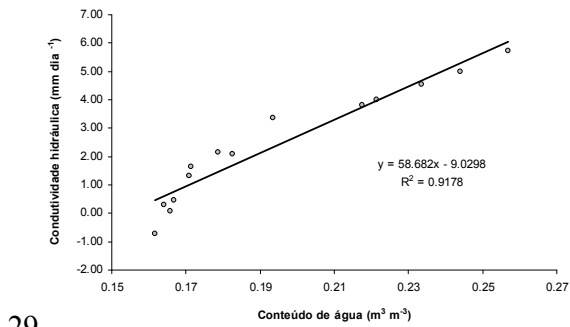
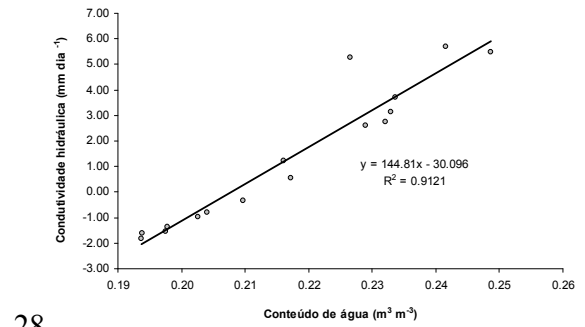
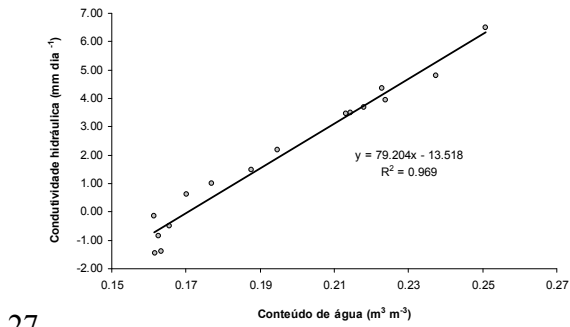
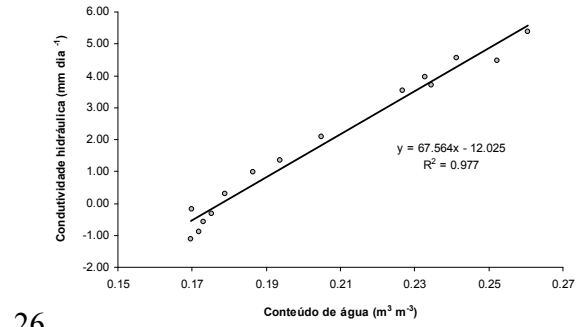
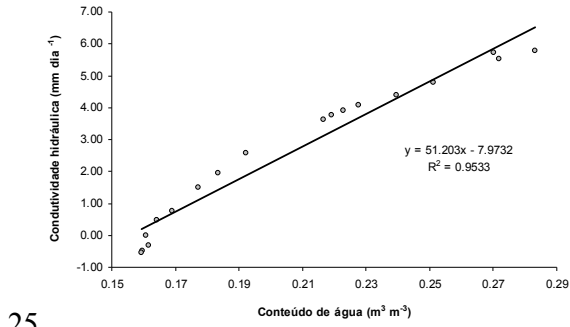


Figura 25 – Condutividade hidráulica do solo (Ln K) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 25 a 32

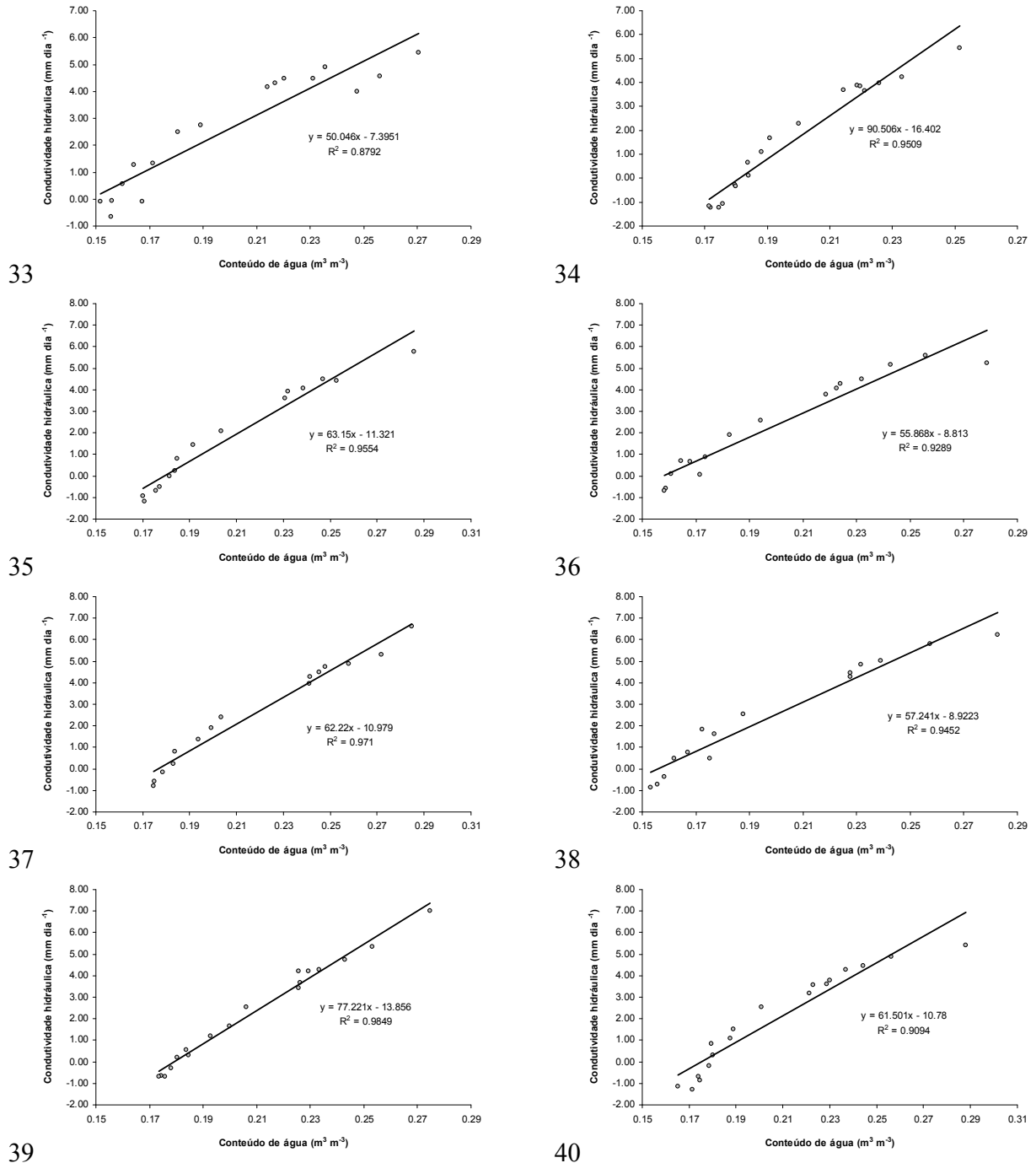


Figura 26 – Condutividade hidráulica do solo ($\ln K$) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 33 a 40

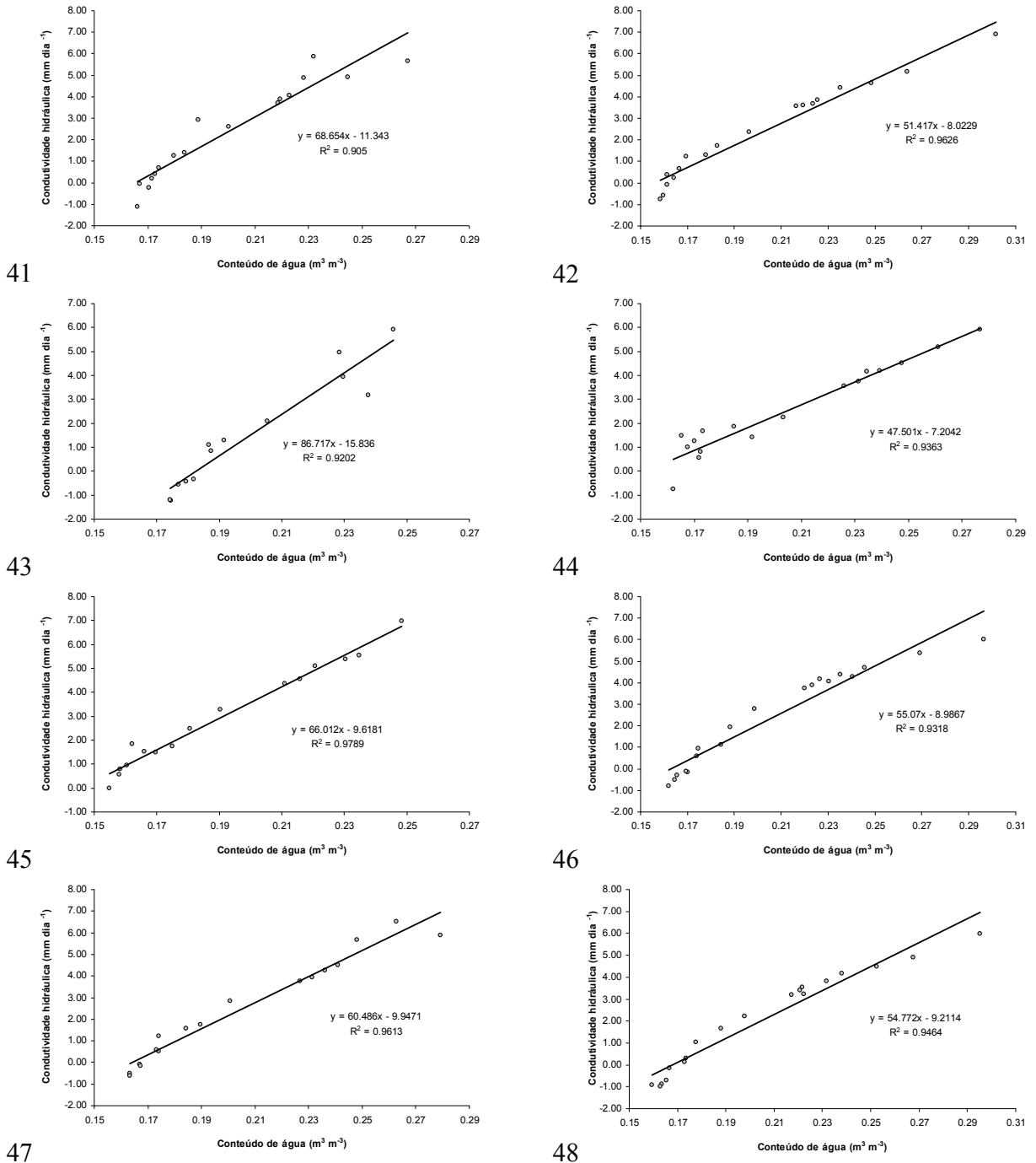


Figura 27 – Condutividade hidráulica do solo (Ln K) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 41 a 48

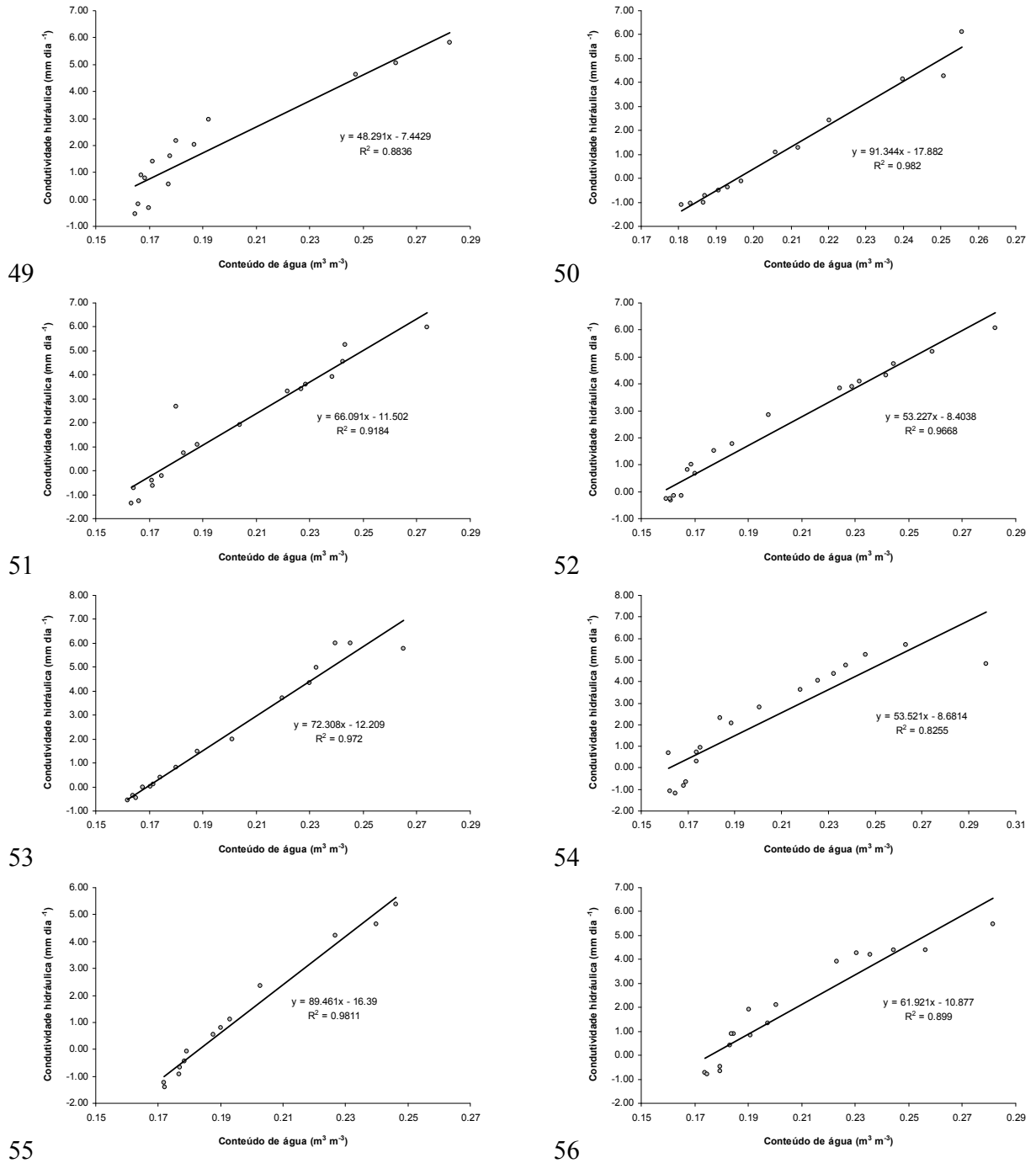


Figura 28 – Condutividade hidráulica do solo ($\ln K$) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 49 a 56

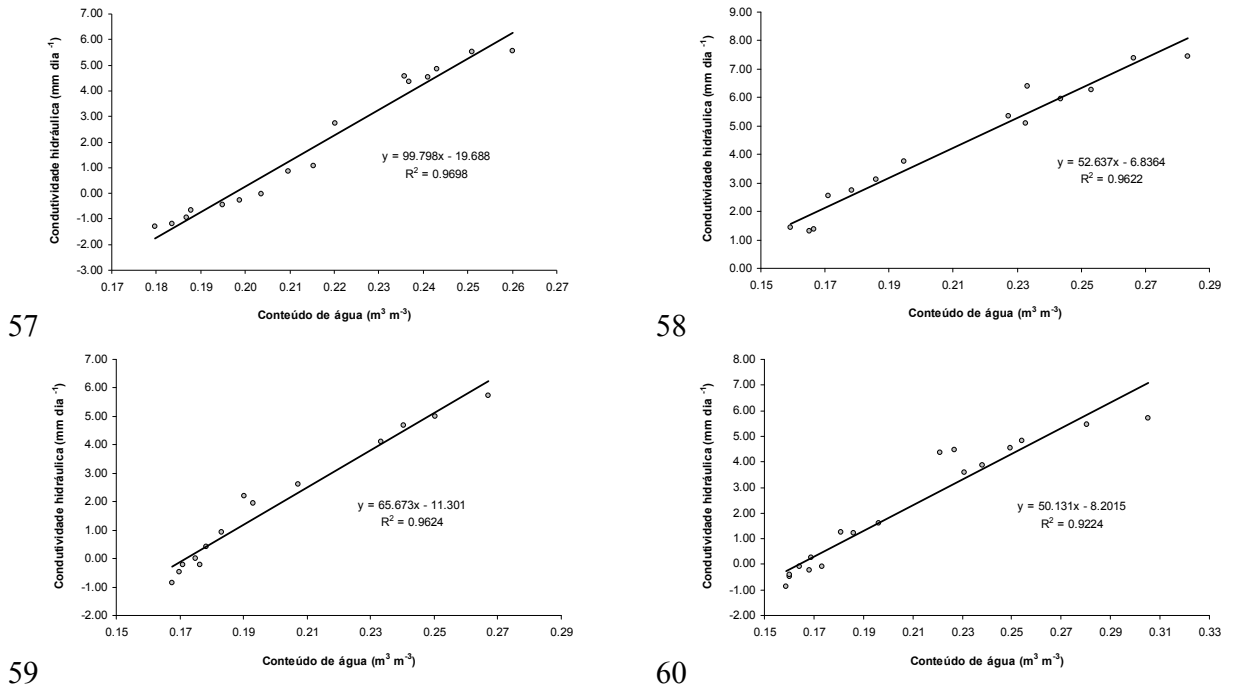


Figura 29 – Condutividade hidráulica do solo ($\ln K$) em função do conteúdo de água pelo método do perfil instantâneo para os pontos amostrais 57 a 60

Tabela 3 – Parâmetros de ajuste da equação da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo

Ponto amostral	K_0 (mm dia ⁻¹)	θ_0 (m ³ m ⁻³)	γ (gama)	r^2
1	289,59	0,263	80,196	0,95
2	167,97	0,258	61,918	0,90
3	1501,94	0,289	54,617	0,92
4	285,46	0,254	78,469	0,98
5	124,41	0,240	95,469	0,96
6	197,44	0,247	50,376	0,81
7	331,59	0,254	100,35	0,94
8	139,52	0,247	73,244	0,96
9	225,87	0,253	68,913	0,96
10	744,38	0,255	79,712	0,93
11	1490,59	0,263	77,440	0,83
12	704,17	0,260	66,620	0,97
13	159,15	0,247	116,870	0,82
14	228,41	0,266	85,681	0,94
15	1406,20	0,275	93,326	0,98
16	3034,42	0,275	66,750	0,89
17	1043,74	0,264	72,237	0,96
18	1154,79	0,264	70,745	0,96
19	652,55	0,238	95,529	0,98
20	1439,97	0,288	68,790	0,92
21	611,79	0,261	78,354	0,95

(continua)

Tabela 3 – Parâmetros de ajuste da equação da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo

Ponto amostral	K_0 (mm dia ⁻¹)	θ_0 (m ³ m ⁻³)	γ (gama)	r^2 (conclusão)
22	789,73	0,266	79,059	0,92
23	6595,28	0,295	70,858	0,95
24	820,80	0,266	66,674	0,97
25	676,71	0,283	51,203	0,95
26	312,41	0,263	67,564	0,97
27	579,52	0,251	79,204	0,97
28	518,69	0,251	144,810	0,91
29	477,63	0,259	58,682	0,92
30	1135,83	0,283	55,140	0,96
31	1150,24	0,289	60,134	0,94
32	2368,37	0,277	65,267	0,93
33	476,92	0,271	50,046	0,87
34	605,17	0,252	90,506	0,95
35	1159,39	0,291	63,150	0,95
36	952,22	0,280	55,868	0,92
37	912,25	0,286	62,220	0,97
38	1366,02	0,282	57,241	0,94
39	1603,22	0,275	77,221	0,98
40	1232,48	0,291	61,501	0,90
41	1083,13	0,267	68,654	0,90
42	1913,04	0,303	51,417	0,96
43	344,89	0,250	86,717	0,92
44	403,86	0,278	47,501	0,94
45	1115,35	0,252	66,012	0,97
46	1977,06	0,301	55,070	0,93
47	1084,61	0,280	60,486	0,96
48	1039,33	0,295	54,772	0,94
49	611,92	0,287	48,291	0,88
50	245,19	0,256	91,344	0,98
51	740,21	0,274	66,091	0,92
52	780,11	0,283	53,227	0,96
53	1045,88	0,265	72,308	0,97
54	1775,68	0,302	53,521	0,82
55	359,88	0,249	89,461	0,98
56	871,73	0,285	61,921	0,90
57	705,47	0,263	99,798	0,96
58	3516,23	0,285	52,637	0,96
59	509,63	0,267	65,673	0,96
60	1464,07	0,309	50,131	0,92

Os coeficientes de determinação foram considerados satisfatórios e entre os parâmetros de ajuste da função $K(\theta)$, a condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) foi a que apresentou maior variabilidade, quando comparada com os demais parâmetros de ajuste, com uma média de 1020,90 mm dia⁻¹ e um coeficiente de variação (CV) de 97%. Quando retirado o valor da condutividade hidráulica do solo saturado do ponto amostral 23 (6595,28 mm dia⁻¹), considerado discrepante pela

análise exploratória dos dados, além dos pontos 16 (3034,42 mm dia⁻¹) e 58 (3516,23 mm dia⁻¹), a média e o coeficiente de variação caíram para 844,00 mm dia⁻¹ e 62,13%, respectivamente. Variabilidades semelhantes (CV=110,24 e 62,7%) foram encontradas por Scherpinski et al. (2010), em um Latossolo Vermelho distroférico, no Oeste do Estado do Paraná, onde o relevo foi considerado suave ondulado e por Abreu et al. (2003), em Argissolo franco arenoso. Segundo a classificação proposta por Warrick e Nielsen (1980), na qual coeficientes de variação menores que 12% são considerados baixos, entre 12 e 60% médios e acima de 60% altos, tem-se que o valor encontrado é alto, mas próximo ao nível médio, mesmo quando os valores discrepantes foram removidos. É relatado na literatura valores oscilando de 48 a 420% (WARRICK; NIELSEN, 1980; JURY et al., 1991).

A condutividade hidráulica do solo saturado depende do espaço poroso, e este parâmetro varia bastante de solo para solo e, também, para o mesmo solo em função das variações estruturais (SCHERPINSKI et al., 2010), principalmente pela variabilidade do tamanho, geometria e distribuição dos macroporos (BUTTLER; HOUSE, 1997; LOGSDON; JAYNES, 1996).

O conteúdo de água do solo saturado (θ_0) apresentou uma média de 0,27 m³ m⁻³ e um CV de 6,4%, considerado baixo, mas, mesmo assim, a variabilidade apresentada pelo parâmetro Gama foi pronunciada: média de 70,78 e um CV de 25,7%. Diferenças muito pequenas nos perfis de conteúdo de água podem causar grandes variações no K_0 e no Gama, como observado por Falleiros et al. (1998), indicando a sensibilidade da medida do conteúdo de água no solo e da forma da curva de θ em função do tempo, na estimativa das relações da função $K(\theta)$.

A análise exploratória ou não espacial iniciou-se com a construção dos gráficos de distribuição dos dados nos locais de medida, gráficos de dispersão dos dados em função dos eixos ou da orientação da área experimental e histograma de densidades, apresentada na Figura 30, sendo a variável condutividade hidráulica transformada em logaritmo natural. Nessa figura (A), observa-se que os dados, classificados em símbolos e cores, se distribuem de forma segregada. Os valores elevados encontram-se reunidos, o mesmo acontecendo com os valores baixos, o que caracteriza uma variável regionalizada. As variáveis regionalizadas, termo criado por Matheron, são estruturadas

conforme certa lei no espaço, evidenciando que os valores não são completamente independentes da sua localização geográfica (ANDRIOTTI, 2005).

Nos gráficos (B e C) da Figura 30, observa-se que os valores tendem a ser maiores no sentido do ponto amostral 1 a 60. Conforme croqui e mapa planialtimétrico (Figuras 1 e 2), essa tendência vai da porção mais alta para a mais baixa da área experimental.

A distribuição de probabilidade dos desvios, apresentada no histograma de densidade da probabilidade, Figura 30D, assemelha-se a uma distribuição de probabilidade normal. Entretanto, para confirmar se os dados transformados seguem uma distribuição normal, construiu-se o gráfico quantis-quantis (Figura 31) que faz uma comparação entre os quantis esperados para uma distribuição normal (linha vermelha) e os quantis dos desvios do conjunto de dados. Portanto, observa-se que com os dados originais a distribuição foge da normalidade, assemelhando-se a uma relação exponencial, enquanto para os dados transformados em logaritmos naturais, a distribuição é normal. Isso confirma o conhecimento científico prévio de que a condutividade hidráulica do solo tem uma distribuição de probabilidade log-normal.

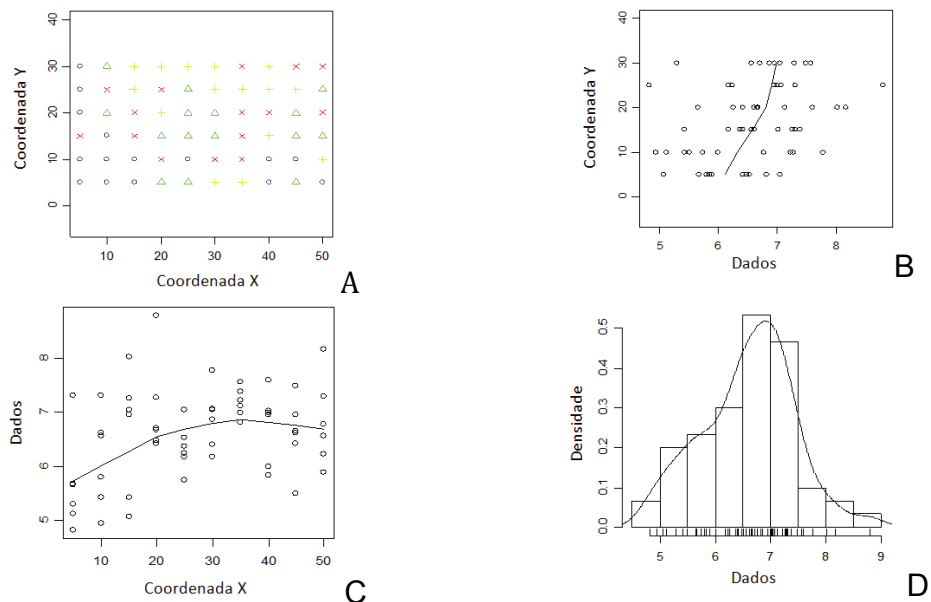


Figura 30 – Gráficos de distribuição dos valores de condutividade hidráulica do solo saturado ($\ln K_0$) nos locais de medida (A), relação dos dados com os eixos da área experimental (B e C) e histograma da densidade de probabilidades (D) para os 60 pontos amostrais

Para uma definição conclusiva sobre a normalidade dos dados transformados, procedeu-se ainda à aplicação do teste de Shapiro-Wilk, o qual confirmou a distribuição normal ($W=0,98$, valor $p=0,55$), uma vez que rejeita-se a hipótese de normalidade dos dados quando o valor p for menor que o nível de significância (α), utilizado comumente nas ciências agrárias como $\alpha=0,05$.

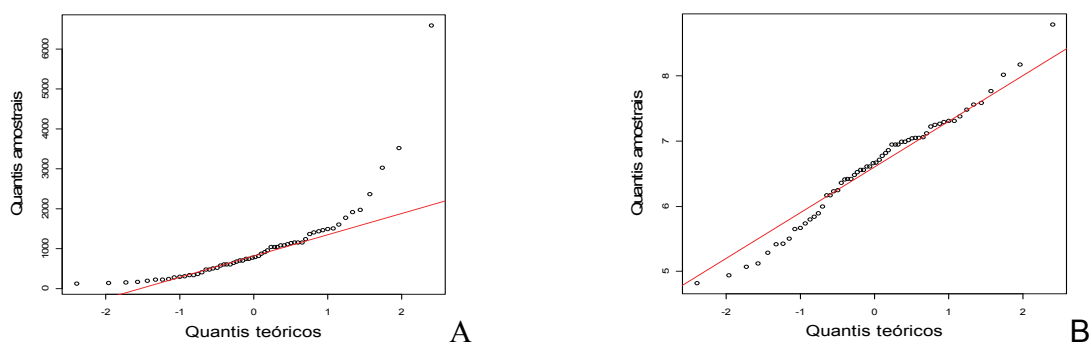


Figura 31 – Gráficos quantis-quantis da condutividade hidráulica do solo saturado com os dados originais (A) e com os dados transformados em logaritmo natural (B), medida pelo método do perfil instantâneo

A última análise exploratória foi feita com o gráfico de caixa (“boxplot”), o qual foi alocado junto com os gráficos de pontos (Figura 32 B), pertencentes à análise espacial, por comodidade, uma vez que o gráfico de caixa indica, entre outras características da distribuição de frequência dos dados, a existência de dado(s) discrepante(s) (outliers), podendo o mesmo ser identificado na função “points”. O gráfico de caixa confirma uma distribuição normal e apresenta um dado discrepante, com valor acima de 8,5. Esse valor correspondeu ao ponto amostral de número 23 ($6595,28 \text{ mm dia}^{-1}$), como já citado acima.

Com a análise não espacial feita, iniciou-se a análise espacial com a construção dos gráficos de distribuição dos dados amostrais nos locais de medida, utilizando a função “points” e subfunção “quint” do pacote GeoR (RIBEIRO JÚNIOR; DIGGLER, 2001), mostrada na Figura 32 (A). Nesse gráfico, observa-se que os dados, classificados pela cor e pelo diâmetro dos pontos, estão segregados na área experimental, ou seja, valores menores próximos uns dos outros; a mesma coisa

acontecendo para os valores intermediários e maiores. Isso denota a existência de uma dependência entre as medidas no espaço. Entretanto, além do ponto 23, preferiu-se eliminar os pontos 16 e 58, como mostrado na Figura 32 (C e D), na etapa de formulação do modelo de correção espacial, mas mantidos quando da etapa de predição (krigagem). Com a eliminação dos valores desses três pontos amostrais, criou-se um subconjunto de dados, o qual foi utilizado para a realização de simulações e estimativas dos parâmetros do modelo.

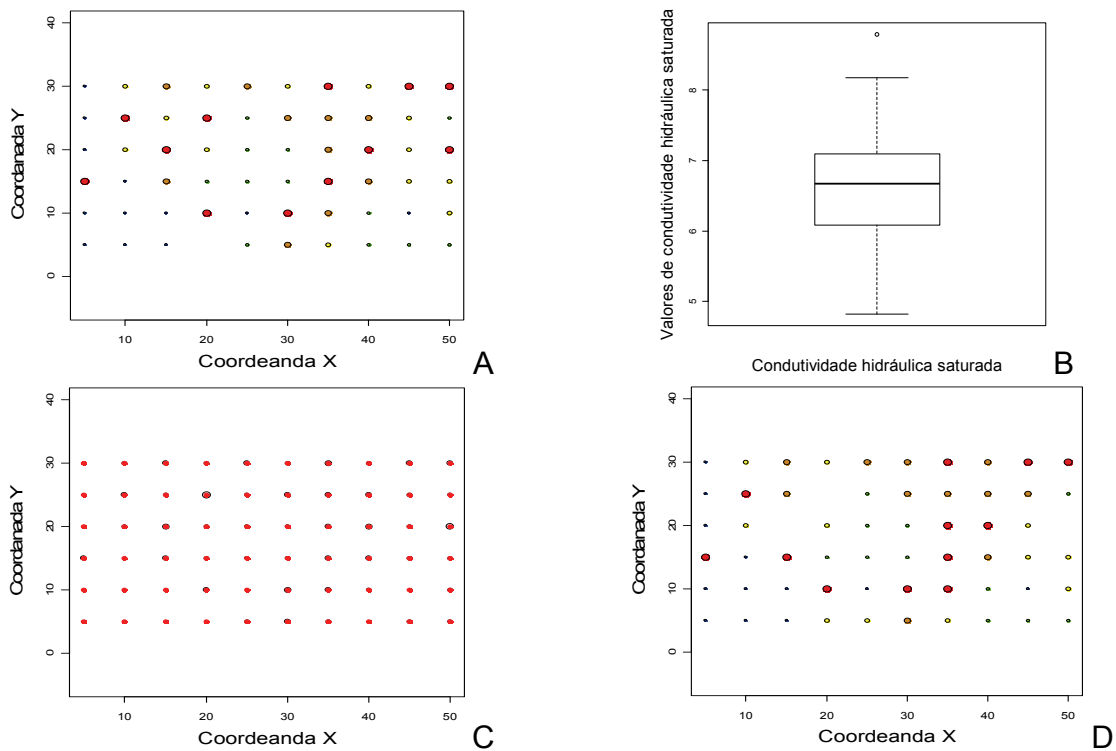


Figura 32 – Gráfico de distribuição das medidas de K_0 nos respectivos pontos amostrais (A), gráfico de caixa evidenciando a presença de valor discrepante (B) e gráficos de distribuição das medidas com os pontos eliminados (C e D)

A segunda ferramenta utilizada na análise exploratória espacial foi o semivariograma experimental (Figura 33). Por esse semivariograma é possível observar que há um crescimento inicial das semivariâncias em função do passo ou da distância entre os pontos, mas as semivariâncias alcançam um patamar, a partir do qual se estabilizam. Esse ponto é chamado de “alcance” e representa a distância a partir da

qual as amostras passam a ser independentes, ou seja, a partir da qual a variação média entre duas observações não é mais função da distância entre elas, não existindo mais nenhuma correlação espacial (ANDRIOTTI, 2005).

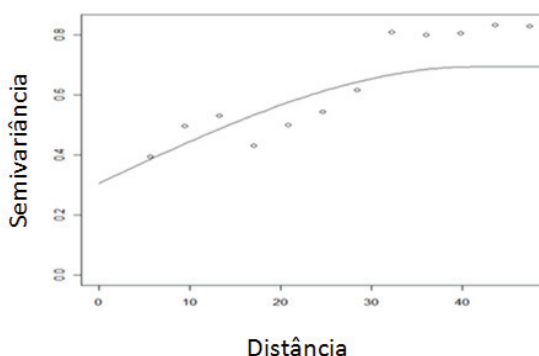


Figura 33 – Semivariogramas experimental e ajustado da condutividade hidráulica do solo saturado ($\ln K_{\theta}$), determinada pelo método do perfil instantâneo

Para os dados de condutividade hidráulica do solo saturado, o modelo que melhor se ajustou foi o esférico. Os valores de ϕ convergiram corretamente, assumindo o valor de 41 m, o qual, portanto, corresponde ao alcance prático para esse modelo. O efeito pepita (parâmetro τ^2 no pacote GeoR) foi de 0,30 e o patamar (somatório dos parâmetros σ^2 e τ^2 , no pacote GeoR) foi 0,69. Para testar o nível de dependência espacial, calculou-se o índice de dependência espacial ($IDE = \sigma^2 / \tau^2 + \sigma^2$) proposto por Zimback (2001), sendo que índices menores ou iguais a 0,25 são considerados fracos, entre 0,25 e 0,75 tidos como moderados e acima de 0,75 considerados como fortes. Esse índice é bastante semelhante ao efeito pepita relativo proposto por Issaks e Srivastava (1989) e classificado por Cambardella (1994). Dessa forma, o IDE para a condutividade hidráulica do solo saturado foi de 0,56, classificada, dessa forma, como moderada. Valor do IDE semelhante (IDE=0,65) foi encontrado em um Latossolo Vermelho distroférico localizado na cidade de Cascavel – PR e com relevo suave ondulado (SCHERPINSKI et al., 2010).

Com o modelo ajustado, criou-se uma malha de predição sobre a área experimental com pontos de predição a cada 0,2 m, totalizando 48.576 pontos, para o qual se procedeu à realização da krigagem, feita como krigagem ordinária.

O mapa de predição (krigagem) é apresentado na Figura 34. Observa-se que os menores valores de condutividade hidráulica do solo saturado localizam-se nas porções mais altas da área experimental (pontos 1, 2, 5, 6, 7, 8, 13, 14, 19, 20, 25, 26, 49 e 50), enquanto os maiores valores foram encontrados nas porções mais baixas. Segundo Dexter et al. (2004), estudando o efeito da estrutura na condutividade hidráulica do solo saturado, altos valores dessa propriedade estão relacionados com a presença de mesoporos criados por raízes e/ou minhocas, entretanto, nesse estudo observou-se apenas uma fraca relação direta entre as propriedades.

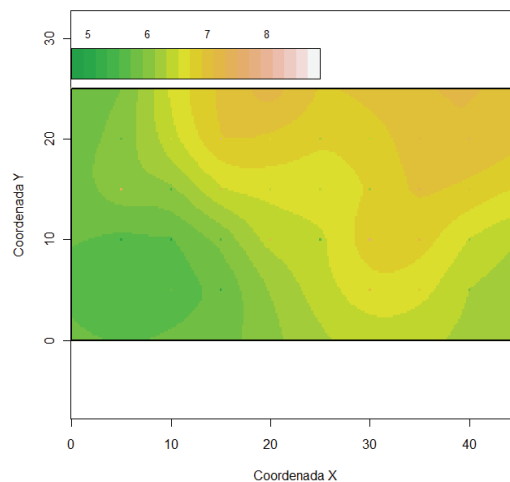


Figura 34 – Mapa de predição (krigagem) da condutividade hidráulica do solo saturado, determinada pelo método do perfil instantâneo

Correlações mais pronunciadas foram encontradas com relação à cota altimétrica (Figura 35 A), densidade do solo na profundidade de 0,8 m (Figura 35 B) e a porosidade total na profundidade de 0,8 m (Figura 36), sendo que com a cota altimétrica e a densidade do solo a relação foi inversa e com a porosidade total, direta.

Outro parâmetro da função $K(\theta)$ analisado foi o coeficiente angular da curva constituída pela condutividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo, denominado de Gama (γ). A distribuição de probabilidade também é log-normal, como apresentado na Figura 37. Entretanto, mesmo com a transformação logarítmica, a distribuição dos dados foi classificada como normal, com um nível de significância próximo ao limite da não normalidade, segundo o teste de Shapiro-Wilk ($W=0,96$, valor

$p=0,052$) e evidenciado também pela dispersão dos dados no entorno da linha do gráfico quantis-quantis (Figura 37 B).

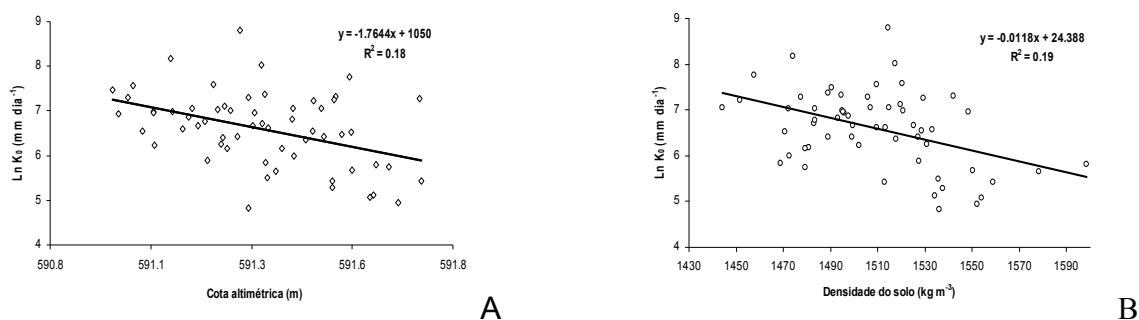


Figura 35 – Regressão linear da condutividade hidráulica do solo saturado ($\ln K_0$) em função da cota altimétrica (A) e da densidade do solo na profundidade de 0,8 m (B)

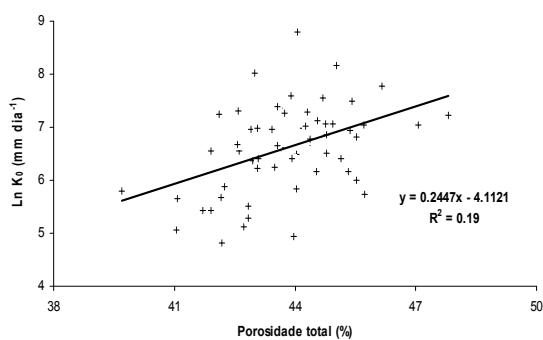


Figura 36 – Regressão linear da condutividade hidráulica do solo saturado ($\ln K_0$) em função da porosidade total do solo na profundidade de 0,8 m

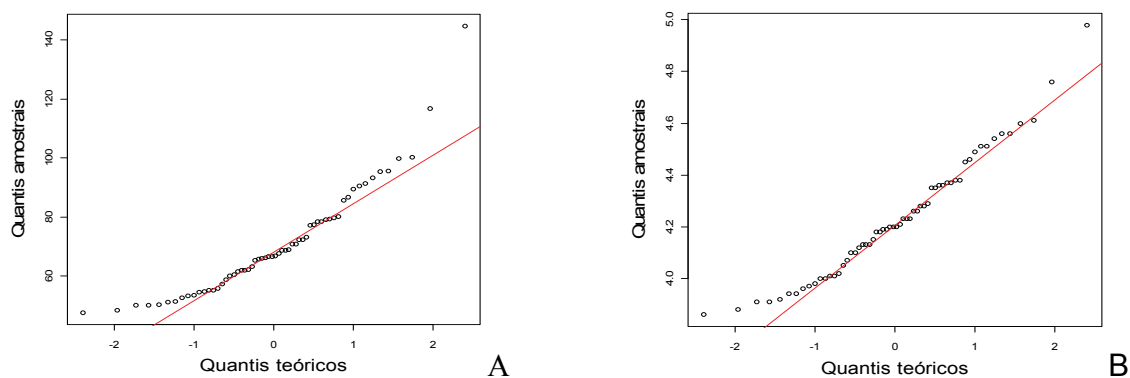


Figura 37 – Gráficos quantis-quantis do parâmetro de ajuste (Gama) da equação da condutividade hidráulica do solo medida pelo método do perfil instantâneo, com os dados originais (A) e com os dados transformados – \ln Gama (B)

No gráfico de distribuição dos valores do Gama nos locais de medida (Figura 38, canto superior esquerdo) observa-se zonas com pontos segregados e nos gráficos de dispersão dos valores em função dos eixos (Figura 38 B e C) verificam-se tendências de valores mais baixos próximos aos pontos 6, 12, 18 e 24 (eixo y) e valores maiores próximos aos pontos 4, 5, 9 e 10 (eixo x). Quanto ao histograma de probabilidades (Figura 38 D), os dados seguem uma tendência de distribuição normal.

No gráfico de pontos (Figura 39 A) observa-se, com maior definição, o agrupamento dos dados de forma segregada, sendo que o gráfico de caixa (Figura 39 B) mostra a existência de um valor discrepante, correspondente ao ponto amostral de número 28, o qual foi removido da formulação do modelo de correlação espacial (Figura 39 C e D).

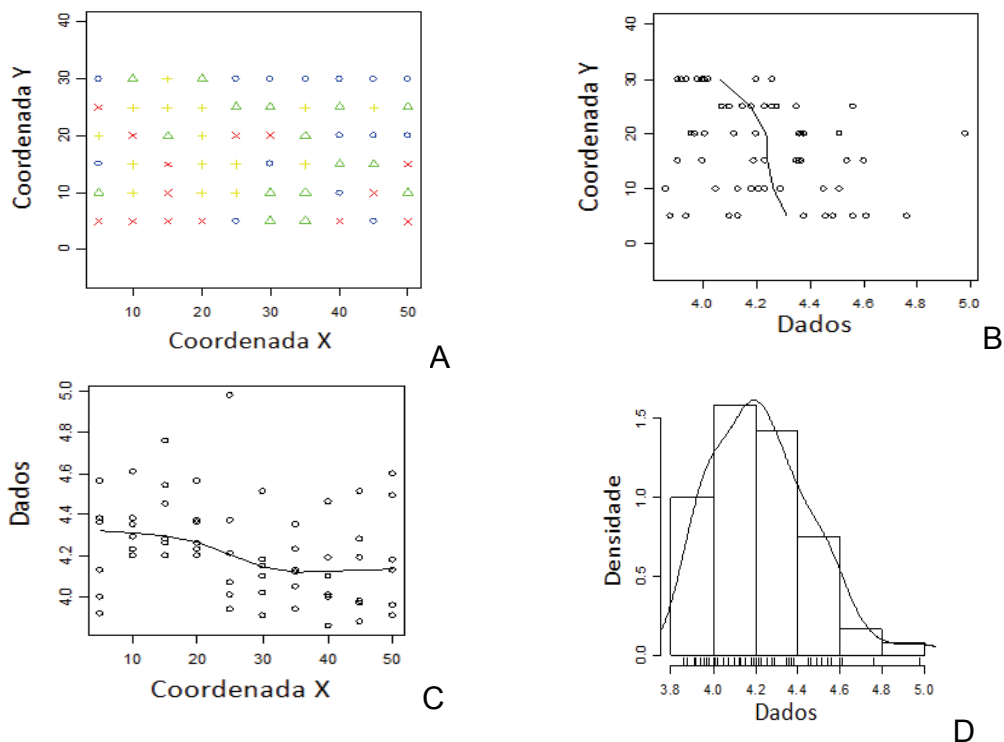


Figura 38 – Gráficos de distribuição dos valores parâmetro *Gama* nos locais de medida (A), relação dos dados com os eixos da área experimental (B e C) e histograma da densidade de probabilidades (D) para os 60 pontos amostrais

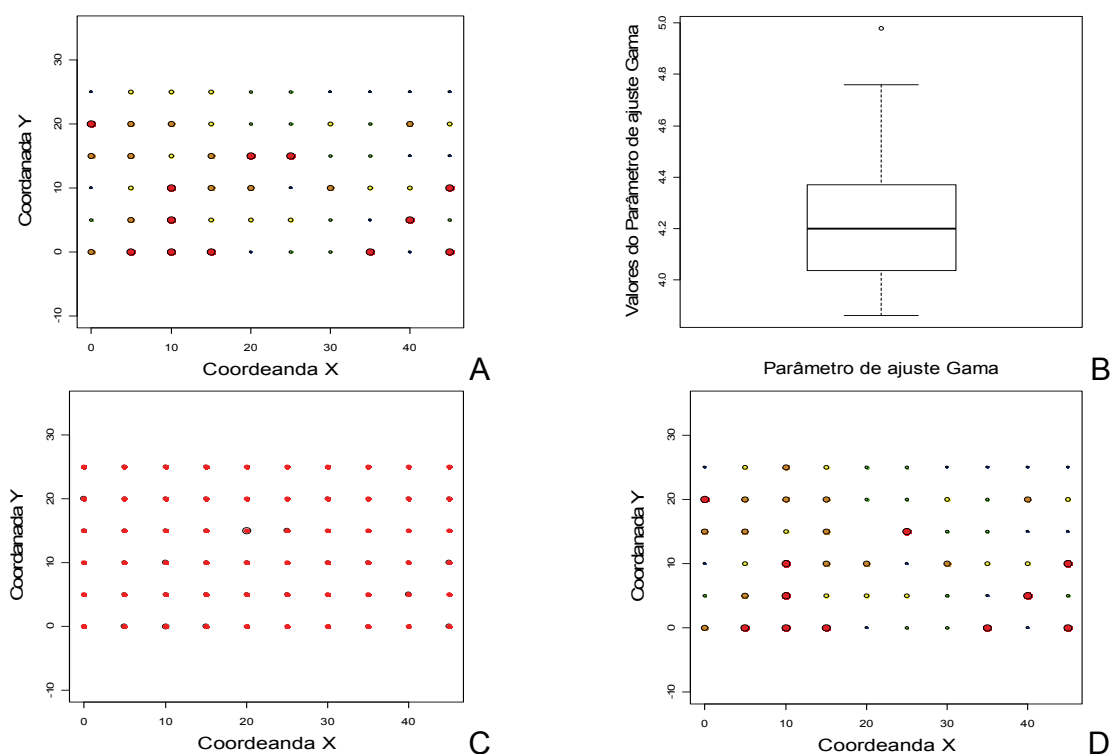


Figura 39 – Gráfico de distribuição das medidas de *Gama* nos respectivos pontos amostrais (A), gráfico de caixa evidenciando a presença de valor discrepante (B) e gráficos de distribuição das medidas com o ponto eliminado (C e D)

No semivariograma experimental para o parâmetro *Gama* (Figura 40 A) é possível verificar que a estrutura é diferente da apresentada para a K_0 , onde se observa que a estabilização da semivariância se dá com um valor de alcance maior. O modelo de correlação espacial melhor ajustado foi o de Matérn, com o parâmetro *kappa* igual a 2,5. Para esse modelo, a estimativa dos parâmetros da função de correlação espacial resultou em um ϕ igual a 5,1 (correspondente a um alcance prático de 30,2 m, uma vez que a relação do alcance com o parâmetro ϕ , para *kappa* = 2,5, é $5,92 \phi$), verificando-se que o mesmo convergiu corretamente. Os valores de τ^2 e σ^2 foram 0,035 e 0,0109, respectivamente. O IDE foi de 0,24, correspondendo a um nível de dependência espacial fraco.

Com a formulação do modelo, procedeu-se à etapa de predição dos valores de *Gama* e a confecção do mapa de predição (Figura 40 B), no qual pode ser observado que os maiores valores foram estimados para as cotas altimétricas mais altas da área

experimental, tendo, dessa forma, um comportamento inverso ao da condutividade hidráulica do solo saturado. Uma distribuição relativa semelhante a essa foi verificado por Vauclin et al. (1994), sendo que esses autores estudaram o parâmetro de ajuste denominado alfa, o qual é estimado a partir do ajuste da condutividade hidráulica em função do potencial mátrico. Esses autores verificaram alcances da dependência espacial de 25 e 20 metros para a condutividade hidráulica do solo saturado e parâmetro alfa, respectivamente, ressaltando que divergências na estimação dos parâmetros envolvidos nos padrões espaciais em diferentes áreas são devidas às características do solo, da escala de amostragem e da faixa de medida do potencial mátrico. Além dessas influências, salienta-se que a configuração do relevo e as suas conseqüentes implicações nas propriedades do solo, podem acarretar modificações pontuais na área experimental e distribuição espacial diferente de outras áreas com solos semelhantes. As diferenças entre os alcances encontrados neste trabalho e no de Vauclin et al. (1994) podem está relacionadas à grande diferença de conteúdo de silte nos solos estudados (diferença de 400 g kg^{-1}).

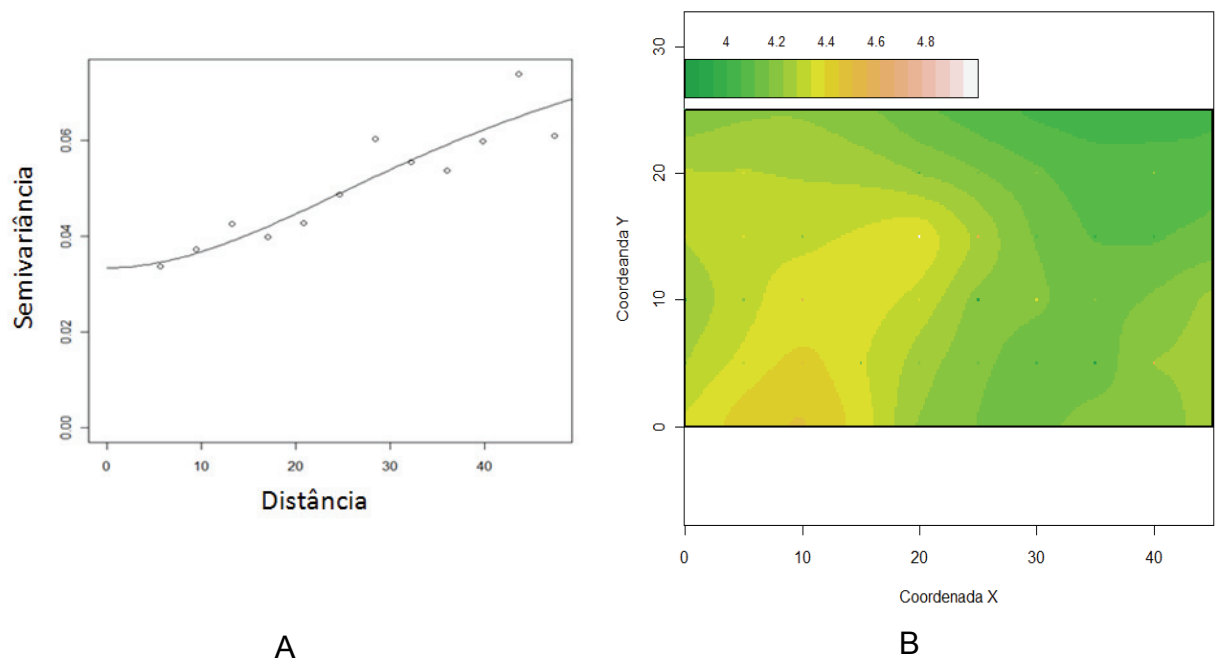


Figura 40 – Semivariogramas experimental e ajustado (A) e mapa de predição do parâmetro Gama, da função $K(\theta)$, determinada pelo método do perfil instantâneo

É possível verificar a prevalência de menores valores do parâmetro de ajuste Gama em porções da área experimental nas quais obtiveram-se maiores valores de condutividade hidráulica do solo saturado. Brito (2006) e Mota et al. (2007) verificaram que esse parâmetro está relacionado diretamente com algum fator impeditivo à redistribuição da água no solo, como a compactação do perfil ou de alguma camada do solo.

Outro parâmetro de ajuste da função $K(\theta)$ é o conteúdo de água do solo saturado (θ_0). Esse parâmetro apresentou uma distribuição normal com os dados originais apresentados em porcentagem, como mostrado no gráfico de quantis-quantis (Figura 41). A normalidade dos dados transformados foi confirmada com a aplicação do teste de Shapiro-Wilk, com valor $W=0,973$ e valor $p=0,20$.

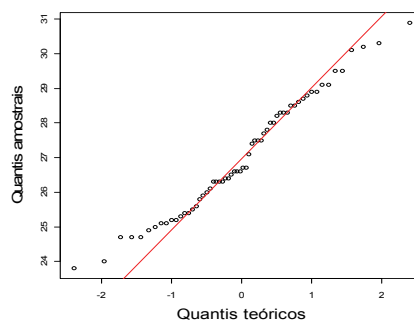


Figura 41 – Gráfico quantis-quantis do conteúdo de água do solo saturado, medido durante a execução do método do perfil instantâneo

Nos gráficos apresentados na Figura 42, verifica-se que os valores de θ_0 estão agrupados com maior intensidade na porção esquerda da área experimental (nas proximidades dos 24 primeiros pontos) e uma tendência de maiores valores na direção dos pontos 53, 54, 59 e 60. O histograma de densidade das probabilidades dos erros mostra-se com dois picos, apesar de os testes de normalidade confirmarem uma distribuição normal dos dados. Frente a isso e a um comportamento linear do semivariograma, testou-se a influência do uso de covariáveis, verificando-se que a porosidade total na profundidade de 0,8 m melhorou a distribuição de probabilidade (Figura 43), sendo utilizada para a análise espacial.

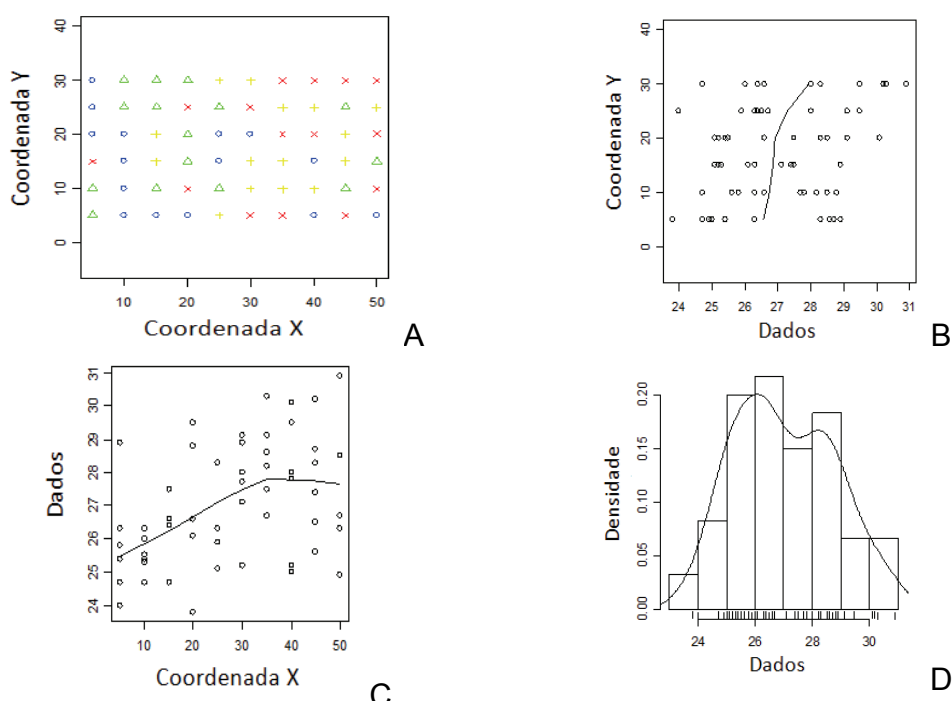


Figura 42 – Gráficos de distribuição dos valores do conteúdo de água do solo saturado nos locais de medida (A), relação dos dados com os eixos da área experimental (B e C) e histograma da densidade de probabilidades (D) para os 60 pontos amostrais

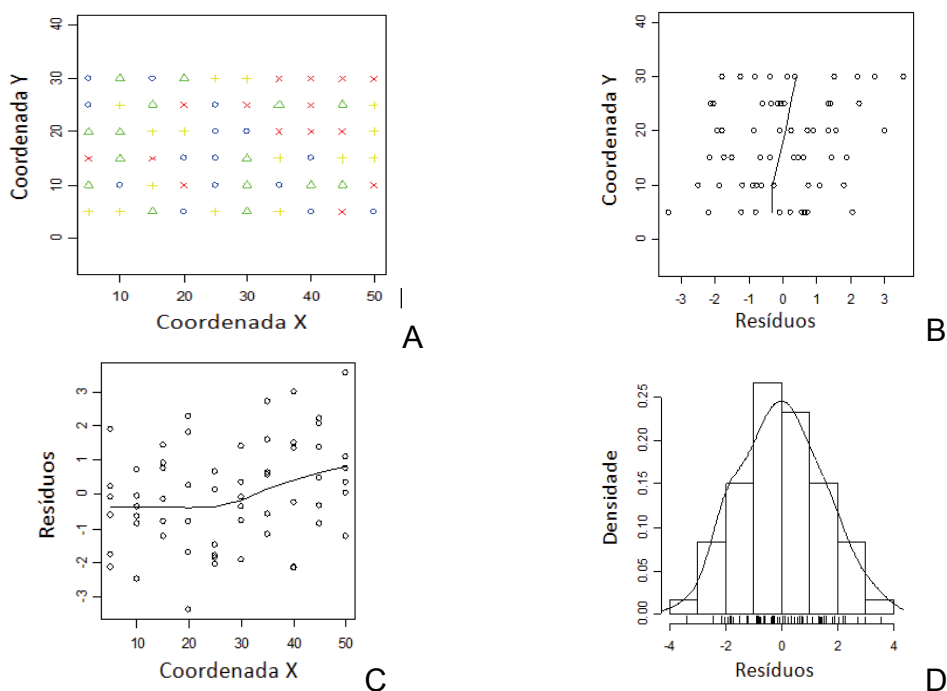


Figura 43 – Gráficos de distribuição dos valores do conteúdo de água do solo saturado nos locais de medida (A), relação dos dados com os eixos da área experimental (B e C) e histograma da densidade de probabilidades (D) para os 60 pontos amostrais, com a porosidade total como covariável

No gráfico de caixa (Figura 44 A) observa-se maiores detalhes da distribuição dos dados como a média centralizada entre os quartis ($Q_1=25\%$ e $Q_3=75\%$) e a não existência de valores discrepantes. Já no gráfico de pontos (Figura 44 B), verifica-se a disposição dos valores de θ_0 nos respectivos locais de medição, classificados em cinco categorias, utilizando-se a densidade do solo na profundidade de 0,8 m como covariável. Verificam-se valores altos próximos aos pontos 40, 41, 42, 46, 47, 48, 52, 53, 54, 58, 59 e 60; e valores baixos segregados nas demais porções da área experimental.

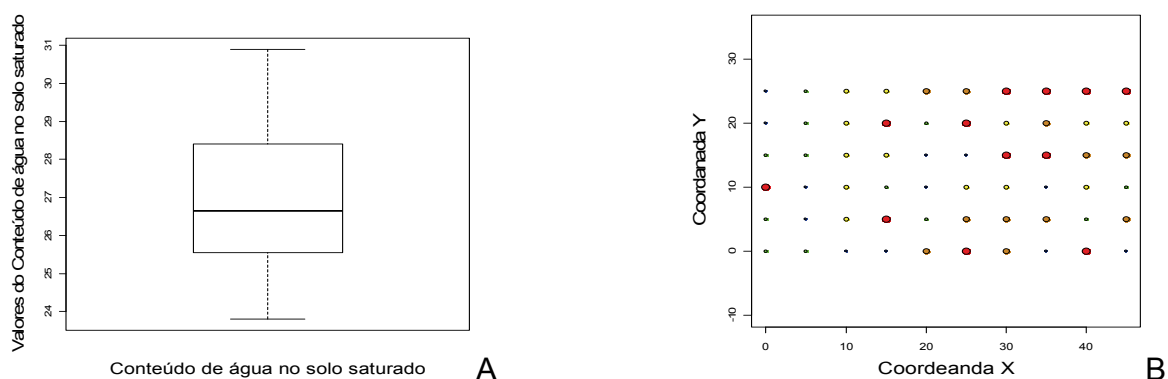


Figura 44 – Gráfico de caixa (A) e de pontos (B) dos dados de conteúdo de água no solo saturado, determinado pelo método do perfil instantâneo

O semivariograma construído para o conteúdo de água no solo saturado apresentou comportamento linear, no qual não se alcança o patamar. O semivariograma experimental é apresentado na Figura 45 (A), utilizando a porosidade total como covariável, sendo que o processo posterior de predição é denominado de krigagem com uma tendência externa (covariável). Nesse semivariograma, não se verifica um comportamento típico de dados com correlação espacial. Essa observação é confirmada com os parâmetros de ajuste do modelo de Matérn (com parâmetro $kappa$ igual a 2,5), que foi o que melhor se ajustou aos dados espaciais ($\tau^2=1,89$; $\sigma^2=0,44$ e $\phi=8,35$ m, sendo o valor do alcance igual a 49,42 m). O efeito pepita foi maior do que a metade da semivariância total. Quando isso ocorre com alguma variável aleatória, sua interpretação pode ser: pode ter existido um erro de medida ou uma variação espacial numa escala menor do que a menor distância entre dois pontos de medição ou também

uma combinação das duas (DIGGLER; RIBEIRO JÚNIOR, 2007). Uma vez que o processo de saturação do perfil do solo, quando da inundação das parcelas, foi rigorosamente padronizado mediante leituras com a sonda de nêutrons e dos tensiômetros, além do controle do volume de água aplicado, é possível que a maior contribuição para o efeito pepita tenha sido a existência de uma variação espacial numa escala menor do que a medida para essa variável.

Com o modelo ajustado, passou-se para a etapa de construção do mapa de predição (Figura 45 B), no qual observam-se maiores valores de θ_0 na porção superior direita da área experimental (pontos 40, 41, 42, 46, 47, 48, 52, 53, 54, 58, 59 e 60) e menores valores entre os pontos 1 e 24. Esse comportamento está condizente com o mapa de predição da condutividade hidráulica do solo saturado, mostrando que pontos com altos valores de θ_0 também apresentaram altos valores de condutividade hidráulica do solo saturado.

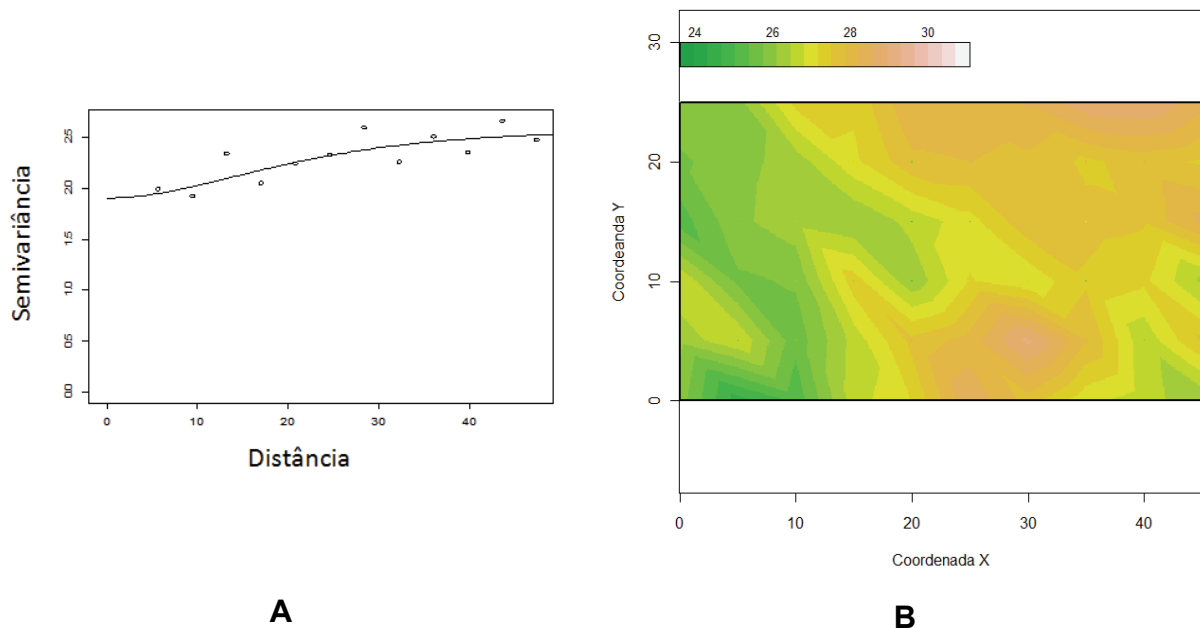


Figura 45 – Semivariogramas experimental e ajustado (A) e mapa de predição (B) do conteúdo de água do solo saturado, da função $K(\theta)$, determinada pelo método do perfil instantâneo

2.3.3 Permeabilidade do solo ao ar

O teste feito com a amostra padrão mostrou que o sistema de aquisição de

dados funcionou de forma eficiente. O intervalo de confiança da permeabilidade ao ar, ao nível de 95%, foi de $9,25 \pm 0,087 \mu\text{m}^2$ (40 repetições), com valor fixo de viscosidade dinâmica do ar. Estimando a viscosidade do ar em função da temperatura média, ao longo do processo de medida, o intervalo de confiança da permeabilidade foi de $9,42 \pm 0,085 \mu\text{m}^2$. Pela análise estatística exploratória, verificou-se que a distribuição de probabilidade dos dados é normal (teste de Shapiro-Wilk: $W=0,98$ e valor $p=0,246$). As médias dos tratamentos, com e sem viscosidade dinâmica do ar fixa, foram estatisticamente diferentes pelo teste F (valor $p=0,0327$), revelando a influência da temperatura na determinação da permeabilidade do solo ao ar.

O cálculo da viscosidade do ar em função da temperatura média, durante o processo de determinação da permeabilidade, pode minimizar parte dos efeitos externos ao equipamento e à amostra de solo. Essa melhoria na estimativa da permeabilidade se deu numa faixa de variação da temperatura do ar de 20,36 a 22,54 °C, a qual é considerada pequena, o que demonstra a importância de se utilizar esse procedimento, principalmente em medidas feitas ao longo do dia e quando a oscilação térmica for intensa. Mudanças na temperatura causam variações opostas na viscosidade de gases e líquidos: uma diminuição na temperatura causa uma diminuição na viscosidade de um gás (LMNO, 2009), enquanto para um líquido há um aumento. Há exceção para gases a altas pressões, para os quais um aumento de temperatura causa diminuição da viscosidade (BEAR, 1972; LIBARDI, 2005). Dessa maneira, quanto maior a temperatura, maior é o valor da viscosidade dinâmica do ar (Figura 46 A) e, conseqüentemente, menor será a estimativa da permeabilidade do solo ao ar, resultando numa correlação negativa entre a permeabilidade e a temperatura (Figura 46 B). Essa relação pode ser observada pela própria equação de Darcy-Buckingham, na qual a condutividade é diretamente proporcional à permeabilidade intrínseca e inversamente proporcional à viscosidade do fluido, e também pela própria equação da permeabilidade intrínseca, ressaltando que o modelo assume o valor modular do coeficiente angular da regressão linear entre a diminuição da pressão manométrica e o tempo.

A renovação do ar no solo pode ser feita devido a diferenças de temperatura entre porções do solo, causando a contração e expansão do ar dentro do espaço poroso,

assim como o movimento ascendente de ar quente pode causar troca entre porções do solo e também com a atmosfera. Além desses efeitos no interior do solo, a diferença de temperatura comumente observada na interface solo-atmosfera pode causar a troca de certo volume de ar (JURY; HORTON, 2004). Como salientado por esses autores, existem contradições quanto ao real efeito da temperatura no movimento convectivo do ar no solo: estudos mais remotos indicam que a temperatura pode contribuir com 0,13 e 0,5% para a aeração normal no interior solo e na interface solo-atmosfera, respectivamente, mas que estudo mais recente (PARLANGE et al., 1998) demonstrou que o fluxo de vapor é fortemente subestimado quando é calculado apenas por difusão e que o fluxo convectivo, além de contribuir fortemente para o fluxo total de vapores, segue a tendência do balanço de energia do solo, principalmente próximo à interface solo-atmosfera.

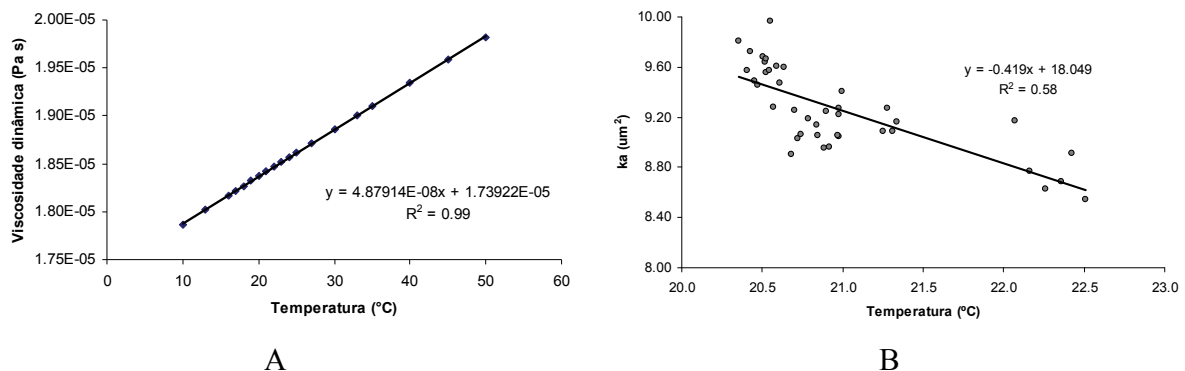


Figura 46 – Regressão linear da viscosidade dinâmica do ar (A) e da permeabilidade intrínseca do solo ao ar (B) em função da temperatura ambiente

A utilização dos sensores de temperatura e de umidade relativa no permeâmetro com o objetivo de monitorar as condições nas quais as medições de permeabilidade do solo ao ar foram realizadas, também permitiu avaliar a remoção de água da amostra de solo com estrutura indeformada. Entretanto, a remoção média de água de 6,2 mg (CV= 3%, n=180 amostras) foi baixa, uma vez que o tempo de medição da permeabilidade pelo método do gradiente decrescente, para o solo avaliado, foi relativamente pequeno. Levando-se em conta que a diferença de conteúdo de água de uma amostra de solo entre potenciais mátricos variando de 1 em 1 kPa até -10 kPa é aproximadamente 1,5 g

(para um solo de textura média), essa perda de água não é considerada alta e não deve alterar significativamente a estimativa da permeabilidade. Entretanto, é possível que mesmo para solos com textura média, e principalmente para os com textura mais argilosa, e estimativas feitas em potenciais mátricos próximos à saturação, a remoção de água cause modificações significativas na estimativa da permeabilidade ao ar, uma vez que o conteúdo de água e a duração da análise são mais altas.

Tyner et al. (2005) avaliaram a umidade relativa durante a medição da permeabilidade ao ar em colunas de solo (0,051 m de diâmetro por 0,152 m de altura), pelo método do gradiente constante, e verificaram que a umidade relativa do ar após passar pelo solo permaneceu próxima a 100% até aproximadamente 27 horas de medição, quando começou a cair rapidamente, igualando-se à umidade relativa do ar na entrada da amostras (1,5%).

Os gráficos do decréscimo da pressão de ar do cilindro em função do tempo gasto para que a massa de ar, correspondente à pressão, atravessasse a amostra de solo com estrutura indeformada, referentes aos 60 pontos amostrais da área experimental, são apresentados nas Figuras 47 a 54, para a determinação da permeabilidade intrínseca do solo ao ar em amostras estabilizadas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa. Esses gráficos representam o processo de medição da permeabilidade do solo ao ar de uma repetição da malha de amostragem.

É importante observar, nesses gráficos, se o comportamento do processo de decréscimo da pressão em função do tempo é linear ou parabólico, uma vez que o linear é um indicativo de um fluxo laminar, enquanto o parabólico é um sinal de regime de fluxo turbulento. Como o método de carga decrescente utilizado para a determinação da permeabilidade é derivado da equação de Darcy-Buckingham, é necessário que o regime seja laminar (Bear, 1988). Como pode ser observado, o comportamento de regime de fluxo laminar foi atendido para as permeabilidades determinadas para as amostras nas duas tensões utilizadas. As amostras que apresentaram regime turbulento, por algum problema com a amostra de solo com estrutura indeformada, foram removidas do conjunto de dados, após a análise exploratória.

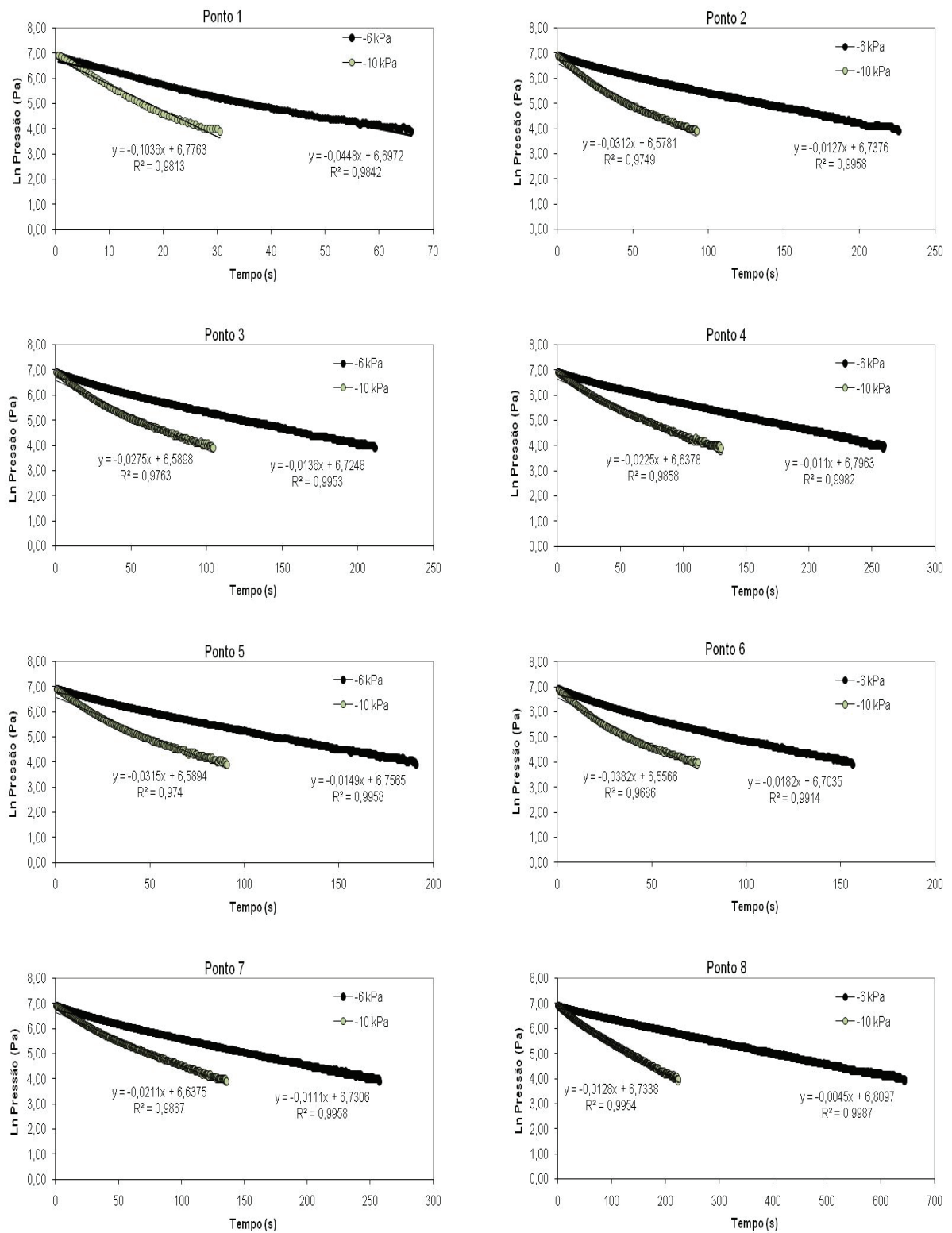


Figura 47 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 1 a 8, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa

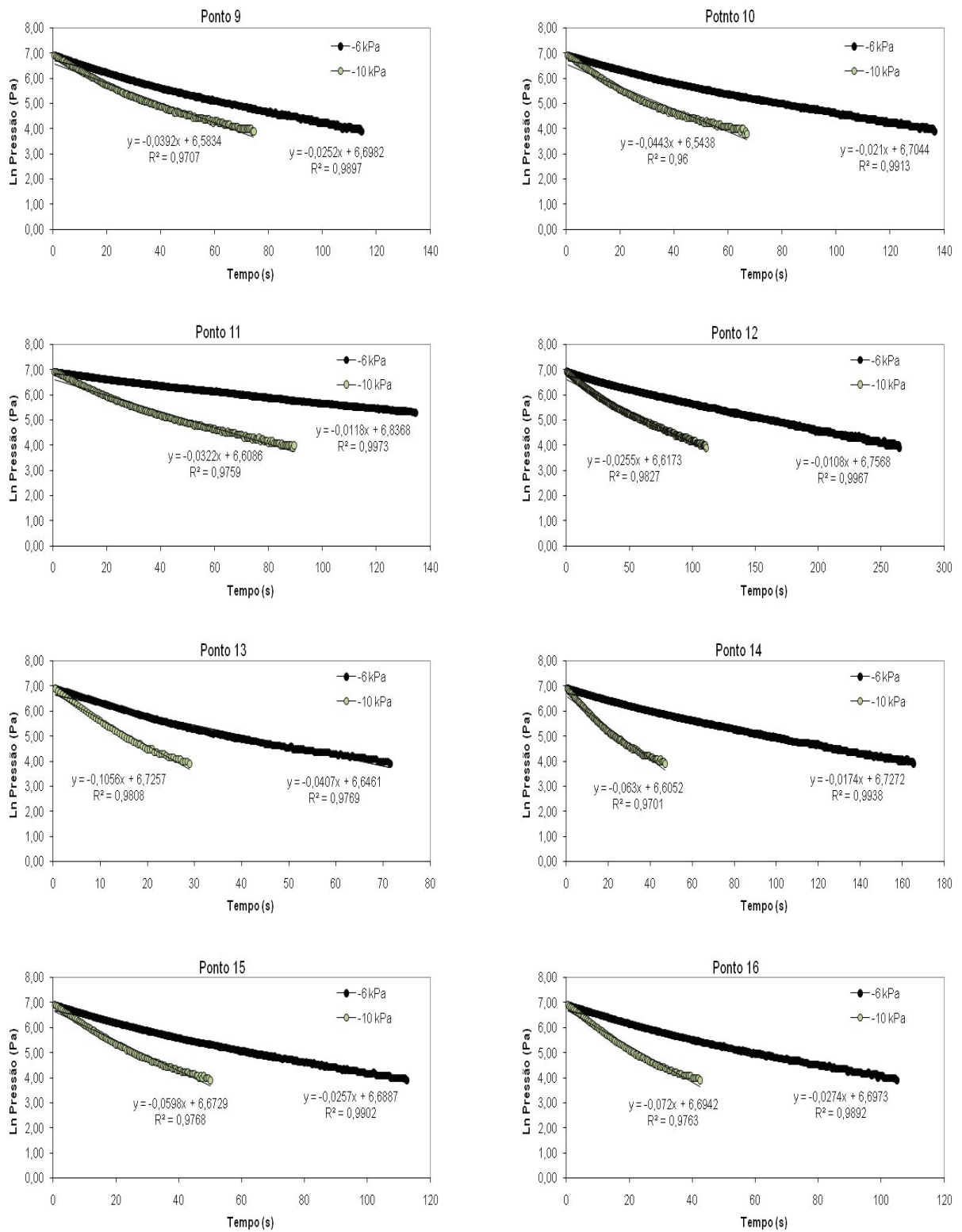


Figura 48 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 9 a 16, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa

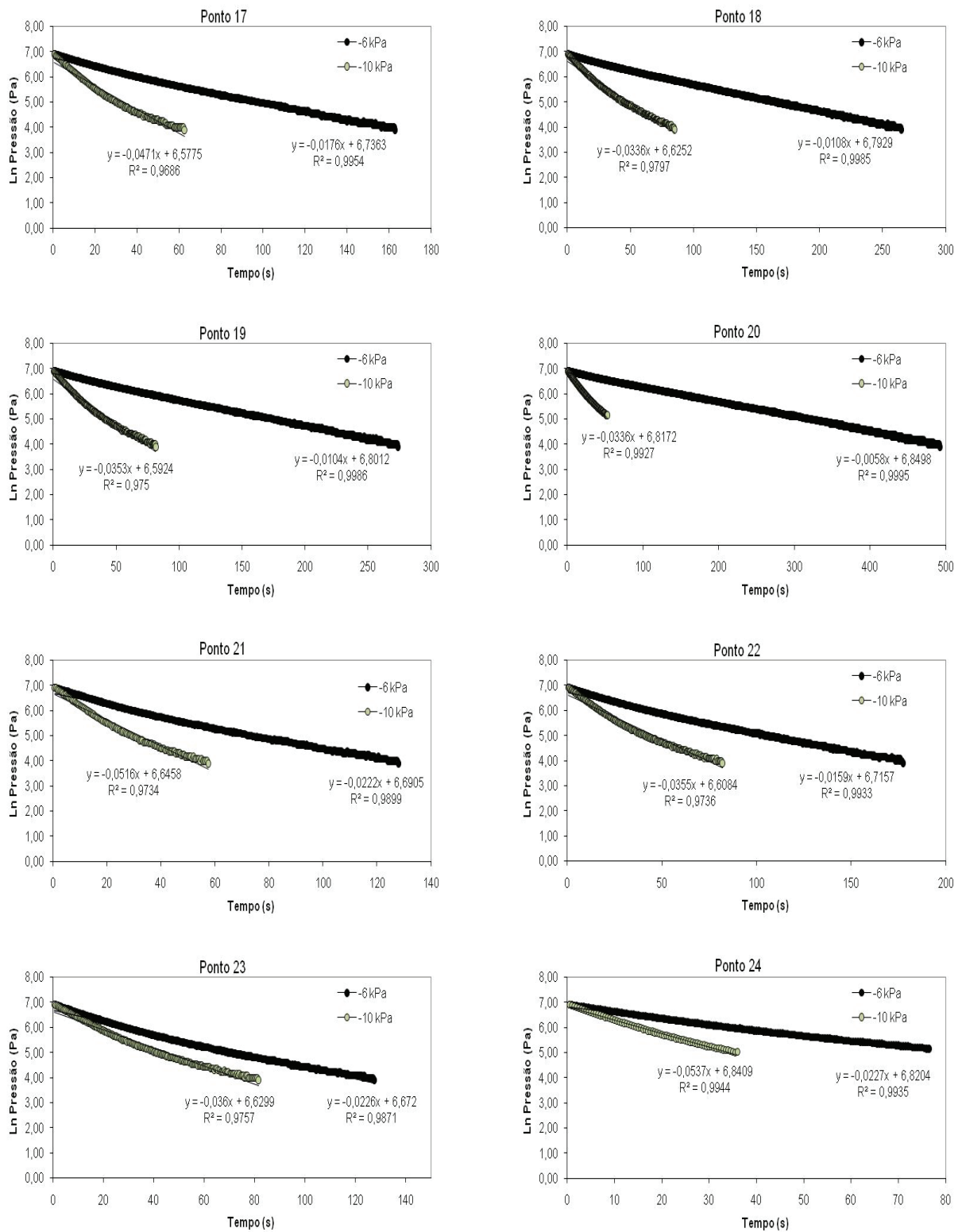


Figura 49 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao para os pontos amostrais 17 a 24, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa

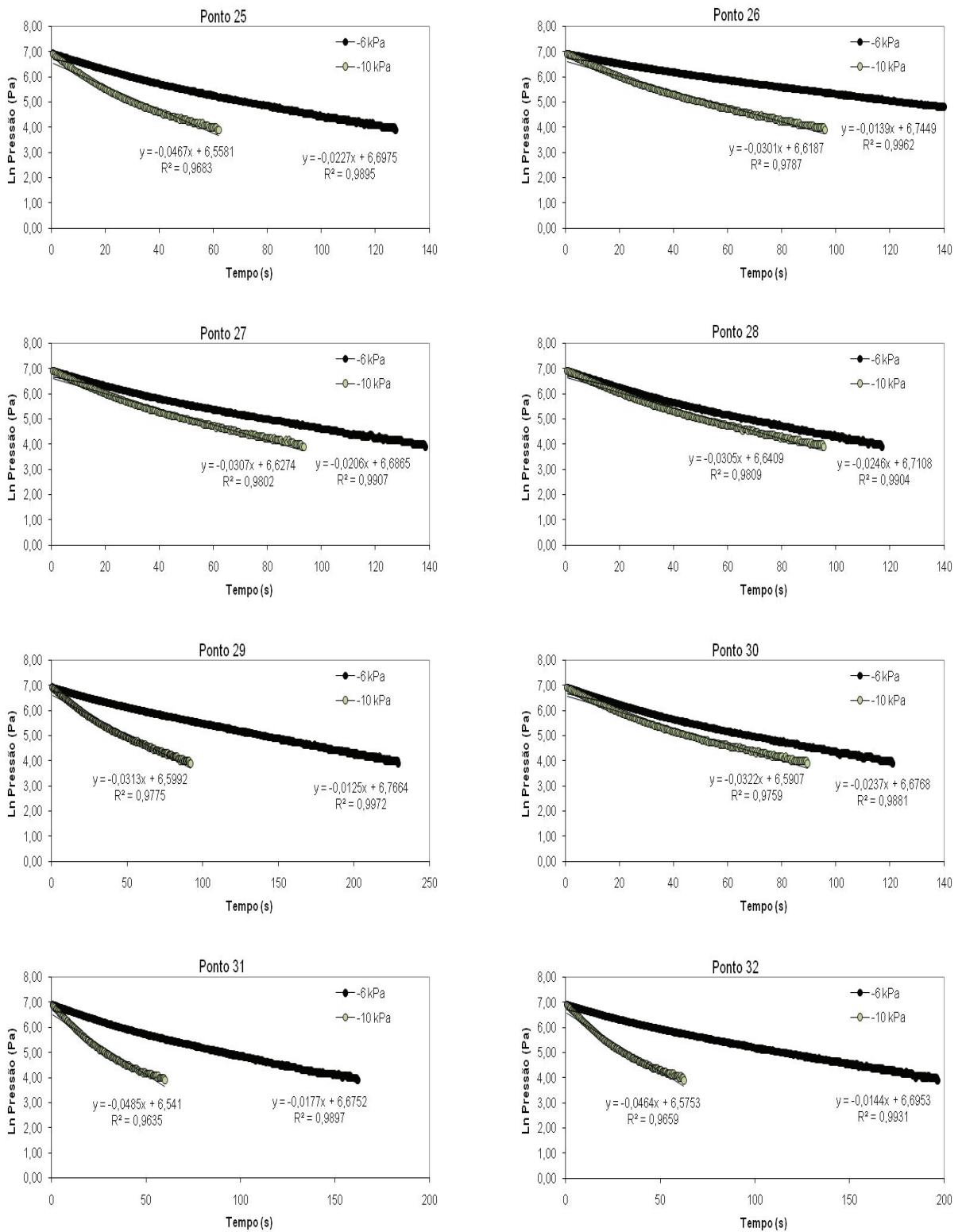


Figura 50 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 25 a 32, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa

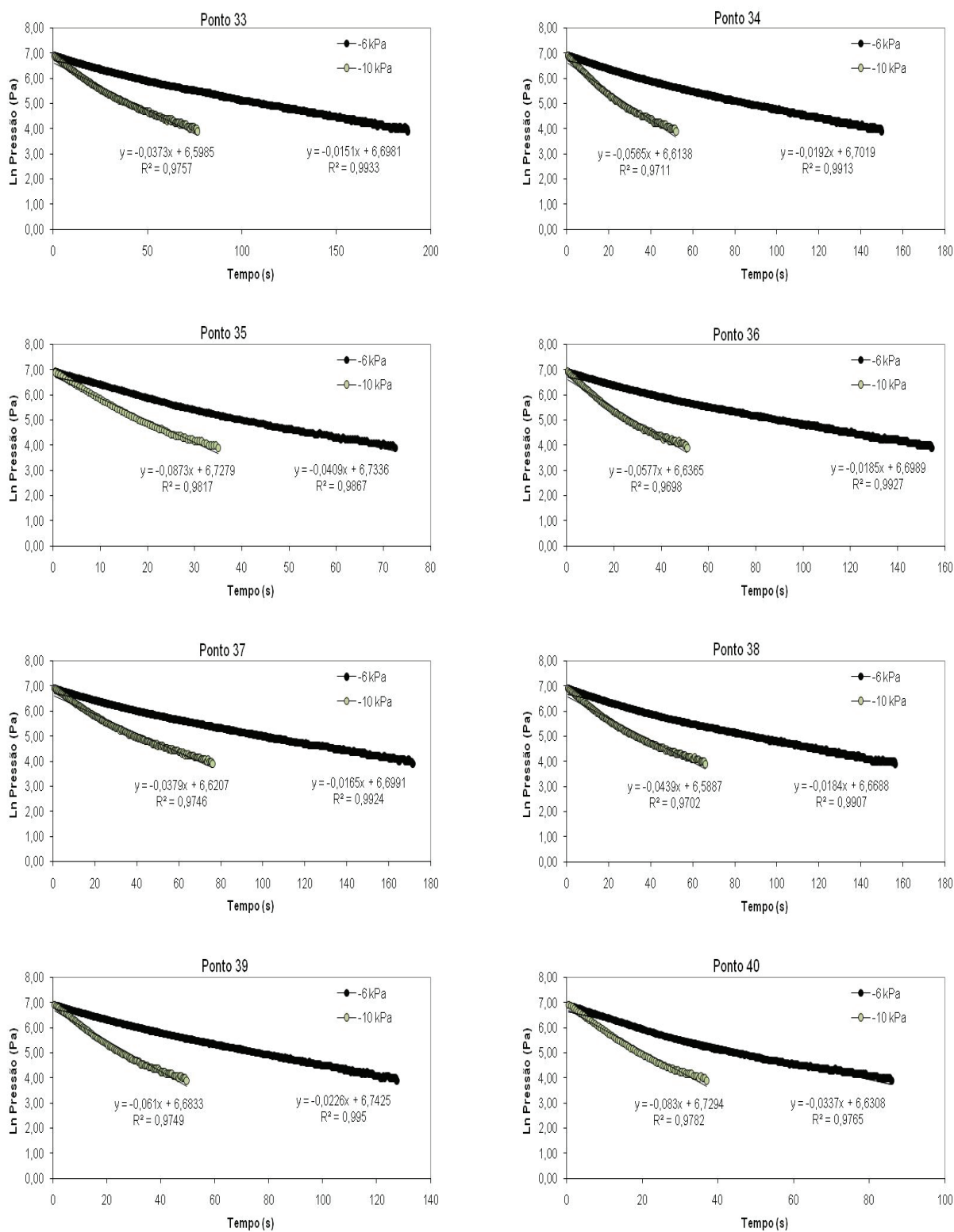


Figura 51 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 33 a 40, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa

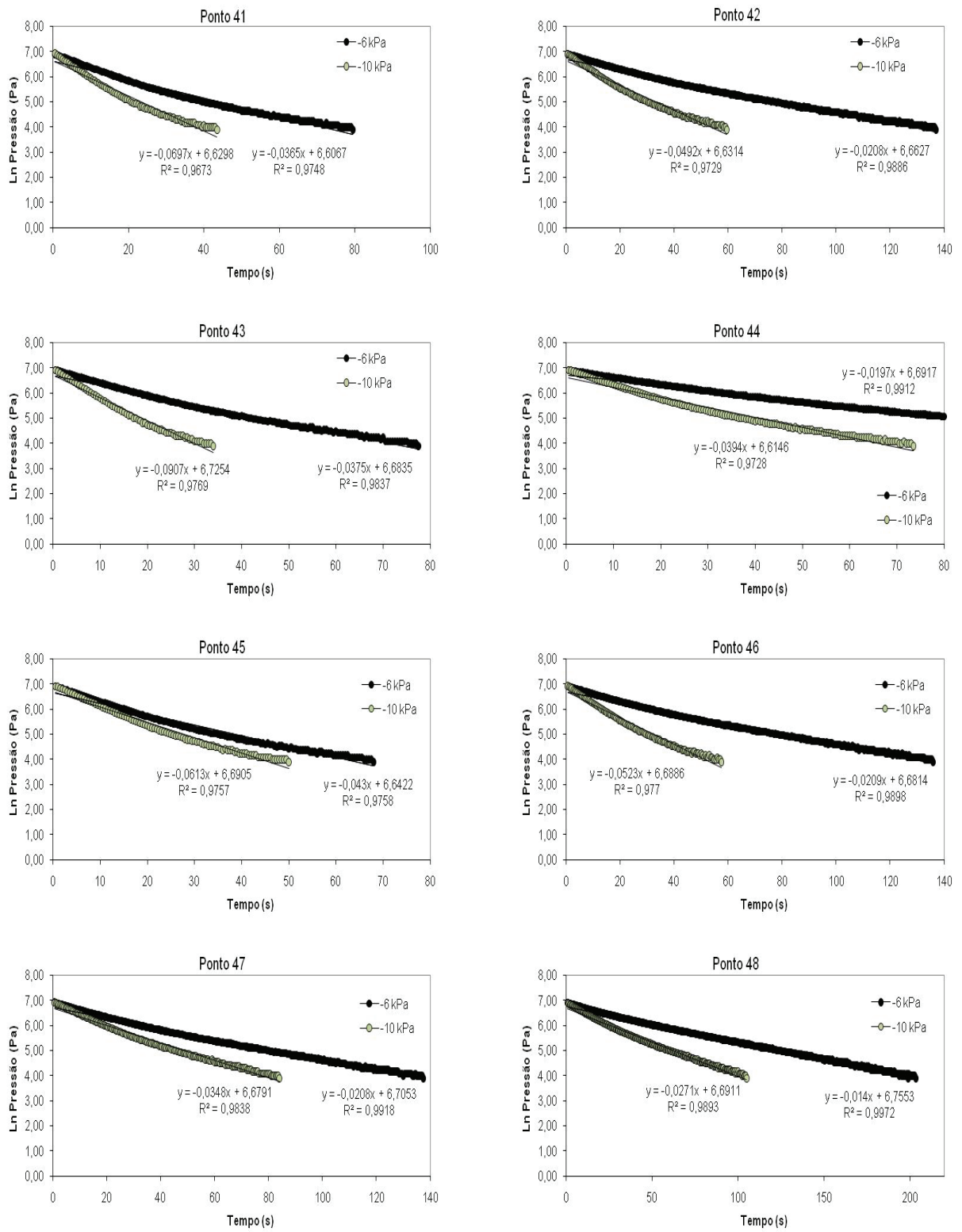


Figura 52 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 41 a 48, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa

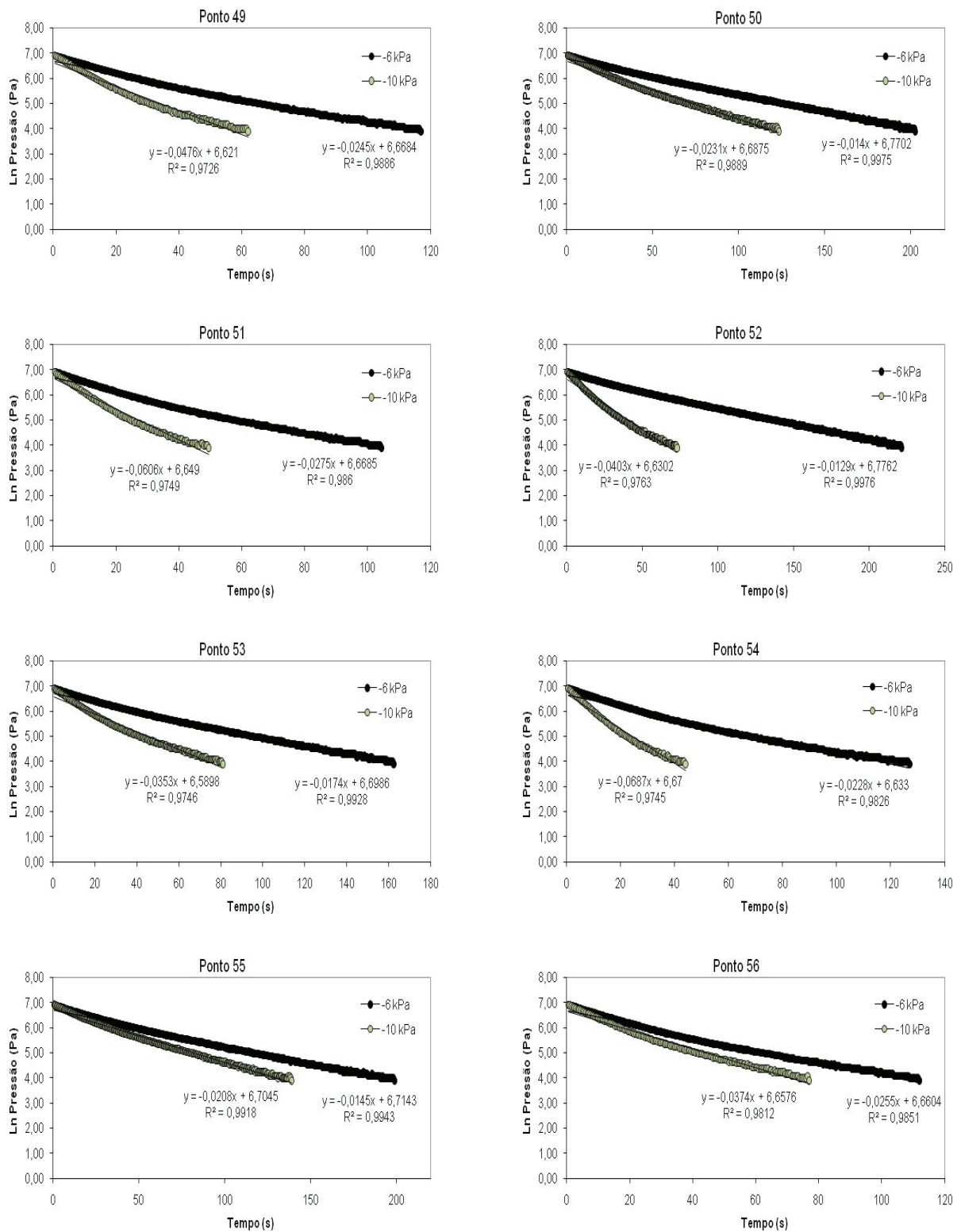


Figura 53 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 49 a 56, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa

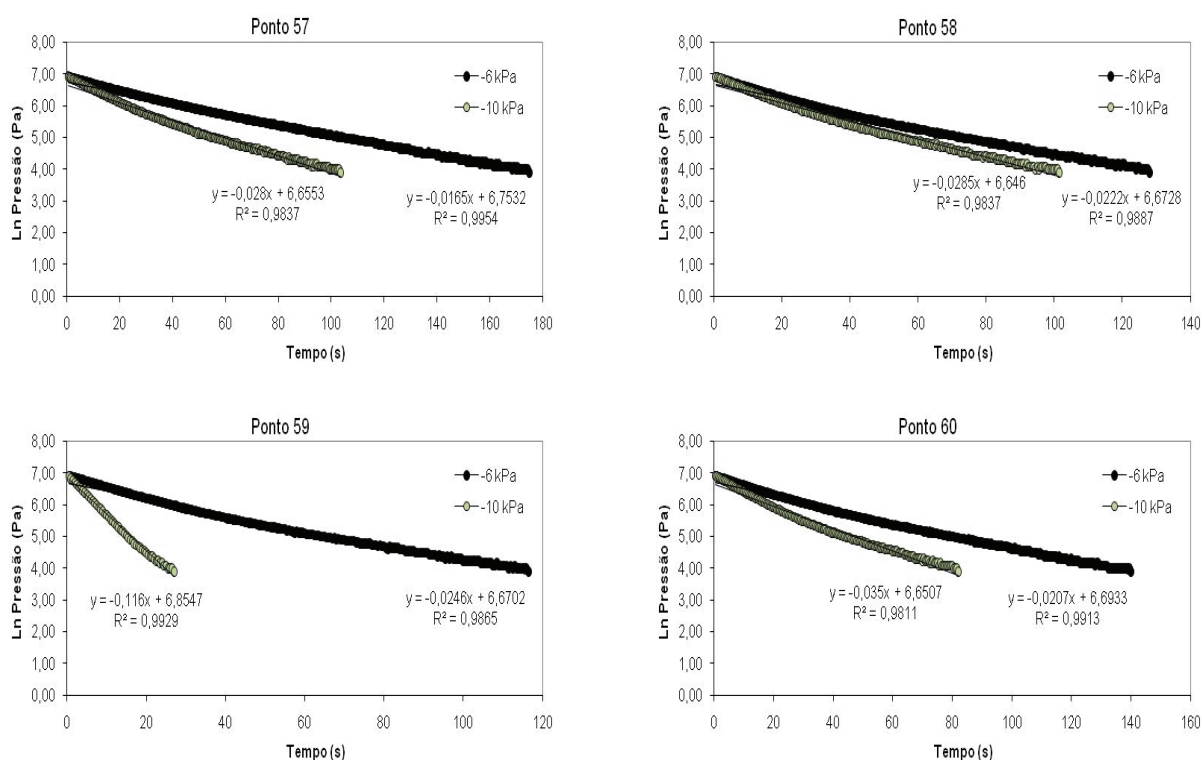


Figura 54 – Processo de medida da permeabilidade do solo ao ar para os pontos amostrais 57 a 60, com amostras equilibradas nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa

A análise exploratória dos dados (3 repetições, 180 análises) para as permeabilidades do solo ao ar (transformados em logaritmos naturais) apontou a existência de valores discrepantes em algumas repetições, como pode ser observado no gráfico de caixa (Figura 55 A e B).

As amostras com valores de permeabilidade discrepantes, sob tensão de 6 kPa foram as seguintes: pontos 8, 20, 21 e 58 na repetição 1, ponto 39 na repetição 2 e ponto 3 na repetição 3. Já aquelas submetidas à tensão de 10 kPa, as que apresentaram valores discrepantes foram: pontos 8, 21 e 58 na repetição 1, pontos 28 e 39 na repetição 2 e pontos 3 e 59 na repetição 3. As três repetições por ponto de amostragem (Tabela 4) foram utilizadas para se ter um valor médio por ponto mais confiável. A média espacial das permeabilidades do solo ao ar, retirando-se os valores discrepantes, foi de 3,34 e 6,26 μm^2 para amostras equilibradas nas tensões de 6 e 10 kPa, respectivamente. Os coeficientes de variação foram praticamente iguais, 33,5 e 21,2 %, respectivamente. Na Tabela 4 também são apresentadas as densidades do

solo das três repetições.

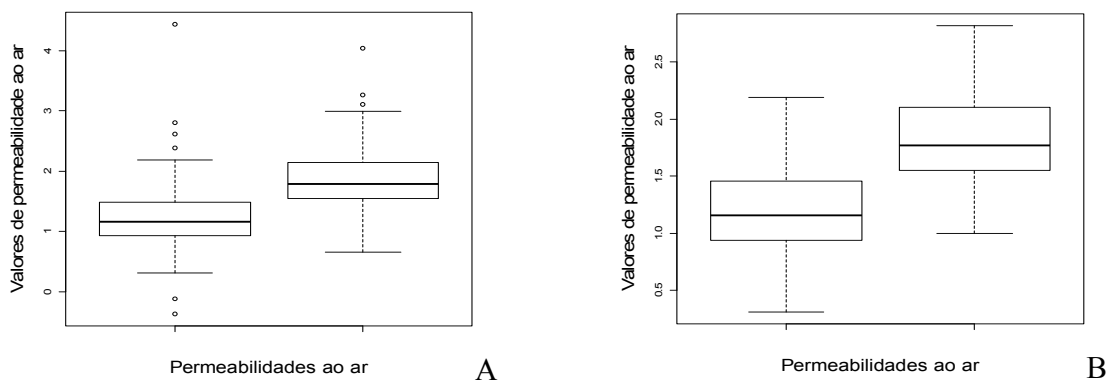


Figura 55 – Gráficos de caixa de todas as amostras utilizadas para a determinação da permeabilidade do solo ao ar, indicando a presença de valores discrepantes (A) e após a remoção desses valores (B)

De acordo com a literatura científica, na maioria dos trabalhos são utilizadas amostras de solo com estrutura indeformada equilibradas em potencial mátrico compreendidos na faixa de -5 a -10 kPa e dimensão de amostras de $0,0001 \text{ m}^3$ (BLACKWELL et al., 1990; LOLL et al., 1999; IVERSEN et al., 2001; POULSEN et al., 2001; IVERSEN et al., 2003; TULI et al., 2005; CHIEF; FERRÉ; NIJSSEN, 2008) para realizar a caracterização da permeabilidade do solo ao ar e elaboração de relações com outras propriedades do solo, principalmente a condutividade hidráulica saturada. Entretanto, em poucos trabalhos foi estudada a influência do tamanho da amostra nessa medida. Iversen et al. (2001) verificaram que a medida é mais precisa quando se utiliza amostras de solo com estrutura indeformada com volume de $0,0001 \text{ m}^3$, em comparação às amostras com volume de $0,00628 \text{ m}^3$ para os solos estudados. Já Poulsen et al. (2001) verificaram valores semelhantes para medidas feitas em amostras com volumes de $0,0001$ e $0,00314 \text{ m}^3$. Como discutidos por esses autores, os valores de permeabilidade são semelhantes para diferentes tamanhos de amostras quando o solo estudado é homogêneo e possui estrutura fraca; para solos mais estruturados, amostras com tamanhos pequenos não são representativas, sendo necessário utilizar amostras maiores. Portanto, a caracterização do volume elementar representativo faz-se necessária, uma vez que a utilização de amostras muito pequenas pode englobar

parte da variabilidade de micro escala, principalmente em solos heterogêneos (BEAR, 1988).

Tabela 4 – Densidade do solo e permeabilidade do solo ao ar medidas com amostras de solo com estrutura indeformada em três repetições, equilibradas nas tensões de 6 e 10 kPa

(continua)

Ponto amostral	Densidade do solo			Permeabilidade do solo ao ar (μm^2)					
	(kg m ⁻³)			Repetições (6 kPa)			Repetições (10 kPa)		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1	1491	1563	1582	6,82	7,32	6,87	15,75	12,02	10,54
2	1534	1547	1505	1,92	3,32	2,33	4,75	5,73	5,22
3	1497	1501	1455	2,06	4,99	10,85	4,19	9,03	19,97
4	1502	1683	1533	1,67	2,12	4,80	3,42	4,09	9,05
5	1562	1516	1502	2,26	3,06	4,65	4,80	5,36	12,32
6	1519	1564	1521	2,77	8,47	2,03	5,81	8,66	4,28
7	1576	1610	1576	1,67	3,06	6,86	3,21	7,32	8,97
8	1618	1563	1510	0,69	3,16	2,70	1,93	4,99	5,06
9	1536	1575	1553	3,84	3,77	2,95	5,97	5,26	4,96
10	1495	1514	1476	3,19	1,97	2,01	6,74	5,44	6,47
11	1525	1578	1505	1,61	2,65	3,39	4,90	4,58	5,88
12	1516	1531	1508	1,64	2,14	2,93	3,88	3,83	7,20
13	1524	1558	1533	6,18	1,36	2,66	16,06	3,06	6,18
14	1465	1512	1492	2,65	4,81	6,12	9,59	9,85	10,55
15	1517	1494	1535	3,91	2,80	3,66	9,09	7,12	5,79
16	1495	1510	1515	4,18	4,90	2,91	10,96	8,45	6,62
17	1501	1548	1594	2,68	1,69	2,46	7,17	4,70	4,22
18	1536	1519	1469	1,64	2,36	4,44	5,11	3,45	6,61
19	1494	1546	1473	1,58	2,81	4,97	5,36	3,95	7,00
20	1507	1470	1517	0,89	2,49	2,70	3,98	5,55	5,22
21	1496	1526	1495	84,39	3,38	4,06	56,59	7,85	6,14
22	1472	1464	1514	2,42	6,36	3,59	5,39	11,29	5,93
23	1490	1517	1543	3,44	4,39	4,12	5,48	8,13	6,46
24	1495	1498	1440	2,80	3,97	4,92	5,95	7,39	16,72
25	1391	1500	1504	3,45	2,23	2,55	7,10	2,97	5,63
26	1439	1498	1518	2,11	8,91	1,80	4,58	15,60	3,10
27	1479	1542	1513	3,14	1,71	4,11	4,68	4,72	5,57
28	1519	1573	1508	3,75	2,19	3,25	4,63	26,10	3,29
29	1502	1472	1476	1,90	3,81	5,25	4,76	8,08	7,03
30	1480	1467	1479	3,60	5,87	4,11	4,90	8,33	7,20
31	1454	1412	1484	2,70	3,26	3,50	7,38	6,24	4,09
32	1467	1477	1436	2,19	1,99	3,58	7,05	4,25	5,24
33	1510	1426	1486	2,29	4,54	3,55	5,67	8,57	6,90
34	1549	1561	1488	2,91	3,08	4,47	8,59	4,06	8,70
35	1535	1543	1497	6,23	2,69	5,08	13,28	5,31	9,31
36	1504	1521	1477	2,81	7,34	6,19	8,78	8,33	9,18
37	1505	1510	1489	2,50	2,15	5,11	5,77	4,58	9,05

Tabela 4 – Densidade do solo e permeabilidade do solo ao ar medidas com amostras indeformadas em três repetições, equilibradas nas tensões de 6 e 10 kPa

(conclusão)

Ponto amostral	Densidade do solo			Permeabilidade do solo ao ar (μm^2)					
	(kg m ⁻³)			Repetições (6 kPa)			Repetições (10 kPa)		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
38	1494	1481	1424	2,79	2,80	6,06	6,67	5,11	11,15
39	1558	1448	1429	3,43	13,59	4,49	9,28	22,53	7,73
40	1528	1541	1516	5,13	4,35	7,28	12,62	8,47	14,13
41	1498	1483	1495	5,56	2,92	4,32	10,60	6,40	7,52
42	1563	1536	1449	3,16	4,11	8,35	7,48	6,46	13,79
43	1450	1469	1448	5,71	2,89	4,83	13,80	4,44	6,17
44	1491	1447	1483	3,00	3,07	2,31	6,00	5,02	4,24
45	1455	1468	1508	6,54	4,09	5,41	9,32	7,86	5,54
46	1507	1533	1531	3,17	3,22	7,65	7,96	5,15	12,04
47	1498	1498	1552	3,16	2,47	6,69	5,29	4,37	12,76
48	1526	1489	1497	2,13	4,03	5,03	4,12	5,80	6,87
49	1487	1448	1488	3,73	3,39	2,97	7,24	6,96	5,48
50	1549	1536	1518	2,13	4,03	2,66	3,52	6,58	4,58
51	1468	1501	1566	4,19	3,90	2,67	9,22	7,48	2,72
52	1537	1492	1550	1,96	2,66	3,57	6,12	5,63	4,72
53	1468	1459	1530	2,65	5,79	3,35	5,36	12,82	4,57
54	1518	1487	1486	3,47	1,87	3,16	10,45	4,68	6,38
55	1499	1502	1553	2,19	1,59	2,68	3,16	3,07	4,27
56	1488	1487	1459	3,88	2,26	8,12	5,69	5,78	11,81
57	1531	1492	1545	2,51	2,93	3,58	4,25	3,83	4,75
58	1493	1448	1475	16,49	3,37	3,57	19,22	4,33	5,73
59	1500	1463	1511	3,74	2,45	3,03	4,31	3,83	19,18
60	1476	1450	1482	3,14	3,19	2,75	5,32	4,52	4,46

A análise exploratória dos dados foi complementada pelo monitoramento do conteúdo de água nas amostras usadas na determinação da permeabilidade do solo ao ar, equilibradas sob as tensões de 6 e 10 kPa. Para tanto, construiu-se uma curva de retenção com os pontos mínimos, médios e máximos, obtidos das 60 curvas de retenção, com o objetivo de visualizar seu traçado médio e sua amplitude. Os pontos experimentais das amostras usadas para a permeabilidade foram plotados na mesma curva (Figura 56). Observa-se que a dispersão dos conteúdos de água é menor para o potencial mátrico de -6 kPa e que em ambos os potenciais mátricos a variação foi maior do que a obtida para os 60 pontos amostrais, com mais intensidade para o potencial mátrico de -10 kPa. Apesar dessa maior variação para o potencial mátrico de -10 kPa, a permeabilidade do solo ao ar nesse mesmo potencial apresentou menor variação, o que

mostra a importância e a influência da curva de frequência do volume de poros, além dos aspectos ligados à tortuosidade e à conectividade da rede de poros.

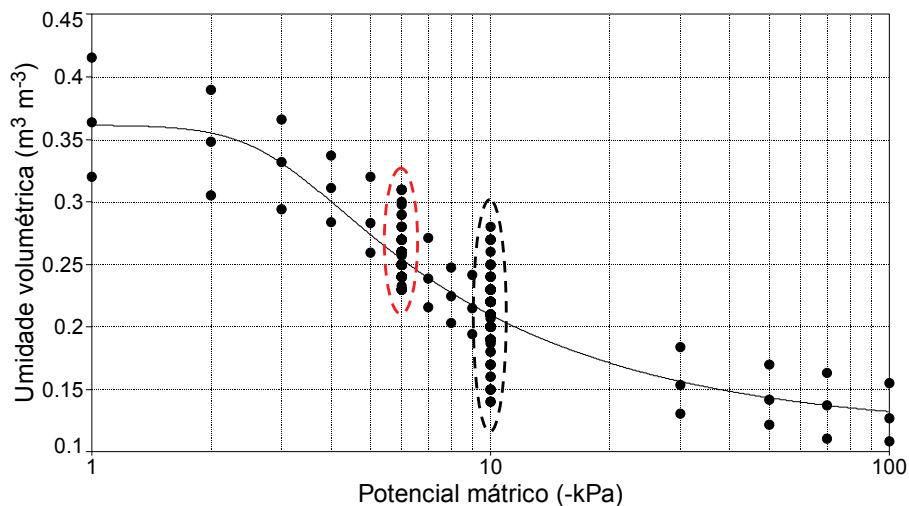


Figura 56 – Curva de retenção média (pontos pretos ao longo da curva) e valores mínimos e máximos das 60 curvas de retenção, plotados com os pontos das repetições utilizadas para a determinação da permeabilidade do solo ao ar nos potenciais mátricos de -6 e -10 kPa

A distribuição espacial do índice de organização da macroporosidade, também denominado de índice de continuidade dos poros (RODRIGUES, 2009), foi coerente com o relevo do terreno, principalmente na porção mais ondulada (entre os pontos 1 e 38), com valores menores encontrados nos pontos com cotas mais baixas (Figura 57). Esse fato pode estar ligado à iluviação de argila dispersa no perfil do solo, uma vez que nesses pontos ocorre maior acúmulo de água durante a estação chuvosa.

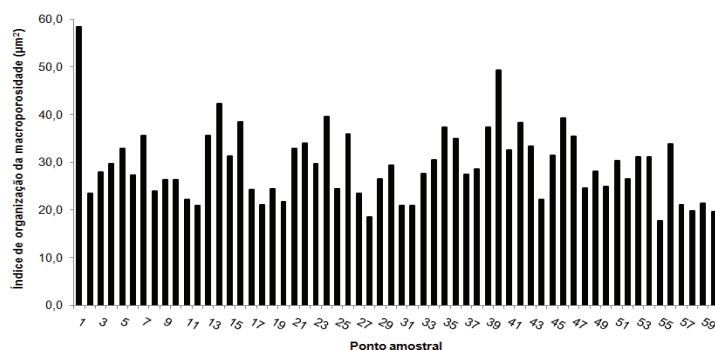


Figura 57 – Índice de organização da macroporosidade (O) para os 60 pontos amostrais

Os dados de permeabilidade têm uma distribuição de probabilidades log-normal (BALL, 1981), fazendo-se necessária a transformação logarítmica ($\ln k_a$), como apresentado na Figura 58. O teste de Shapiro-Wilk confirmou a normalidade dos dados transformados, apresentando os seguintes valores: $W=0,98$ e valor $p=0,89$ para $k_a(\phi_m=-6 \text{ kPa})$ e $W=0,98$, valor $p=0,56$ para $k_a(\phi_m=-10 \text{ kPa})$.

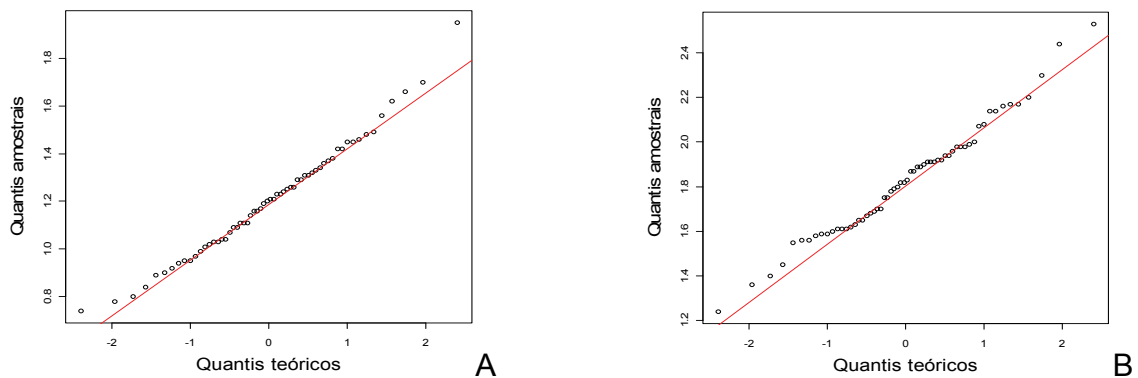


Figura 58 – Gráficos de quantis-quantis da permeabilidade do solo ao ar medida com amostras de solo equilibradas nas tensões de 6 kPa (A) e 10 kPa (B)

As Figuras 59 e 60 apresentam os gráficos de distribuição dos pontos nos locais de medida (A) e com relação aos eixos da área experimental (B e C), além do histograma de densidade das probabilidades (D).

Observa-se que os dados estão segregados na área experimental e que não se distribuíram em torno da média em relação ao eixo Y, além de apresentarem um histograma típico de uma distribuição normal, em ambas as medidas de permeabilidade ao ar. Quanto à distribuição em relação ao eixo X, observa-se um aumento dos valores no centro da área, seguido por uma diminuição na direção dos pontos 49 e 54 nas duas determinações de permeabilidade, entretanto, mais pronunciada para $k_a(\phi_m=-10 \text{ kPa})$. Os histogramas de probabilidades apresentam a forma semelhante à distribuição normal, com já definido pelos gráficos de quantis-quantis e teste de Shapiro-Wilk.

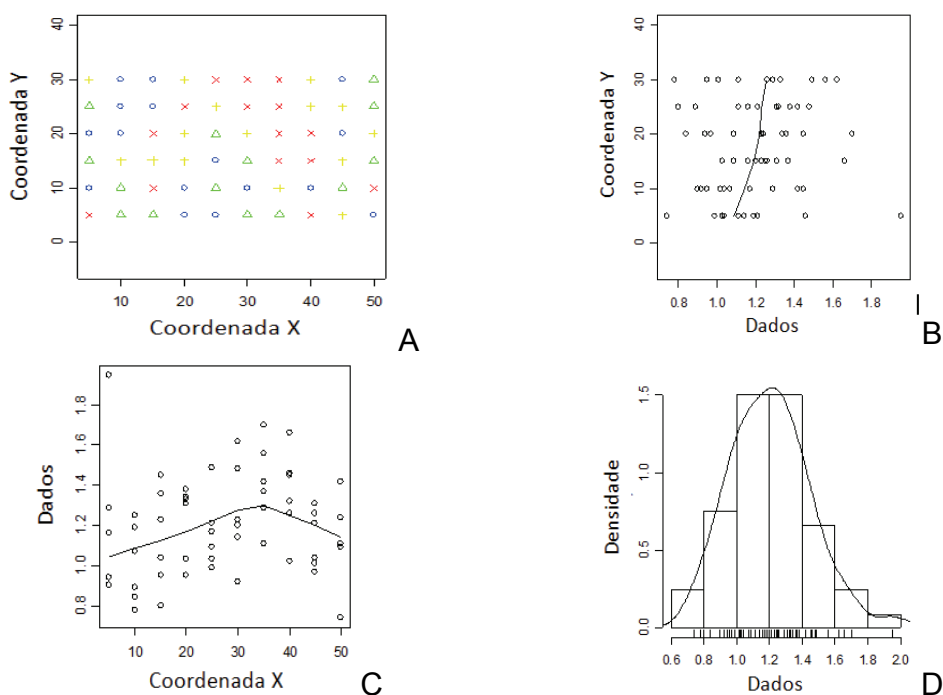


Figura 59 – Gráficos de distribuição dos valores de permeabilidade ao ar ($\text{Ln } k_a$) nos locais de medida (A), relação dos dados com os eixos da área experimental (B e C) e histograma da densidade de probabilidades (D) para as amostras equilibradas na tensão de 6 kPa

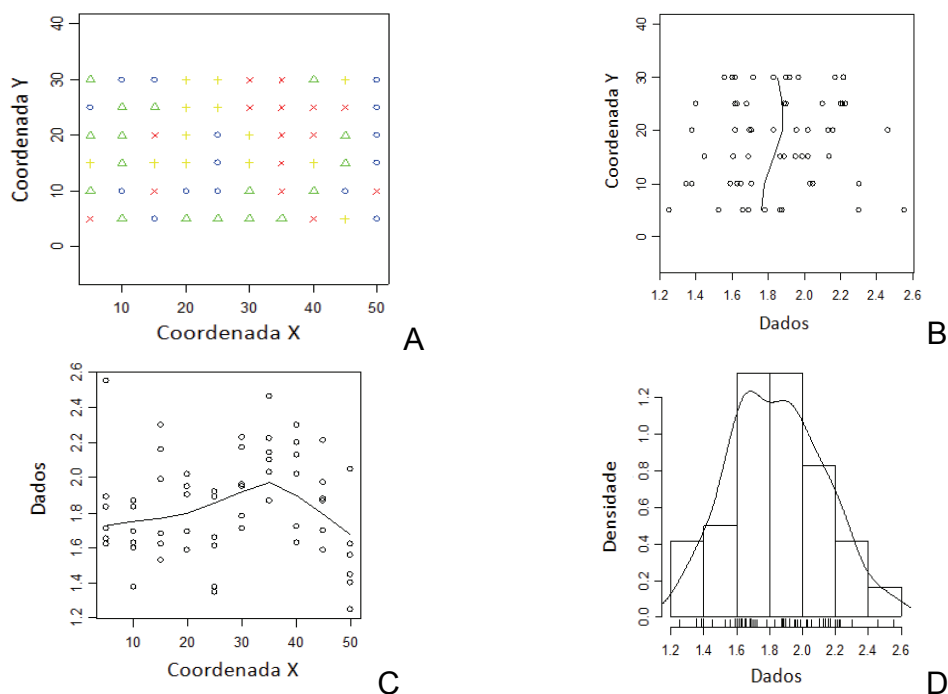


Figura 60 – Gráficos de distribuição dos valores de permeabilidade ao ar ($\text{Ln } k_a$) nos locais de medida (A), relação dos dados com os eixos da área experimental (B e C) e histograma da densidade de probabilidades (D) para as amostras equilibradas na tensão de 10 kPa

A remoção de valores discrepantes do conjunto de dados, constituído pelas três repetições (180 amostras) para a composição de uma média mais confiável para cada ponto amostral da malha de amostragem, não foi suficiente para evitar a remoção de pontos da malha de amostragem. No gráfico de caixa (Figuras 61 B e 62 B) observa-se a necessidade de remoção do valor de permeabilidade do ponto amostral 1, em ambas as tensões (6 e 10 kPa).

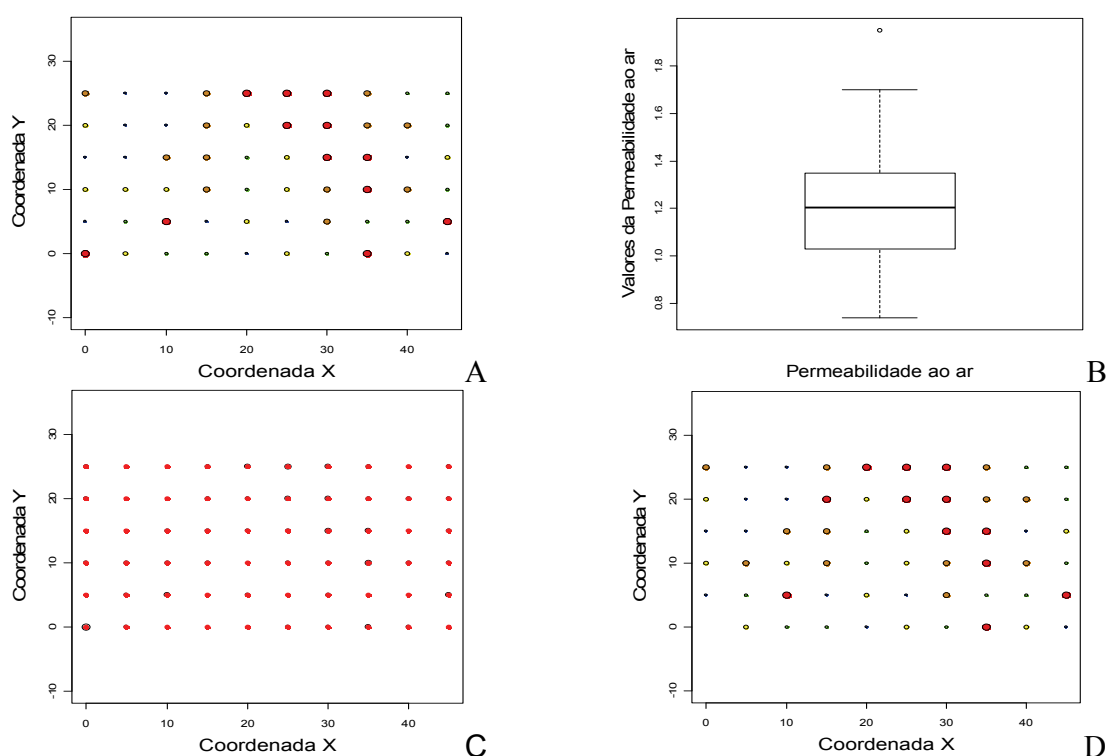


Figura 61 – Gráfico de distribuição das medidas de $k_a(\phi_m=6 \text{ kPa})$ nos respectivos pontos amostrais (A), gráfico de caixa evidenciando a presença de valor discrepante (B) e gráficos de distribuição das medidas com o ponto eliminado (C e D)

Esse gráfico de caixa, à semelhança das outras propriedades do solo e dos parâmetros analisados que não possuíram mais de uma amostra, é aplicado no conjunto espacial de dados do pacote GeoR, denominado Geodata. Dessa forma, o ponto 1 é espacialmente considerado um valor discrepante, como pode ser observado pelo gráfico de pontos (Figuras 61 A e 62 A).

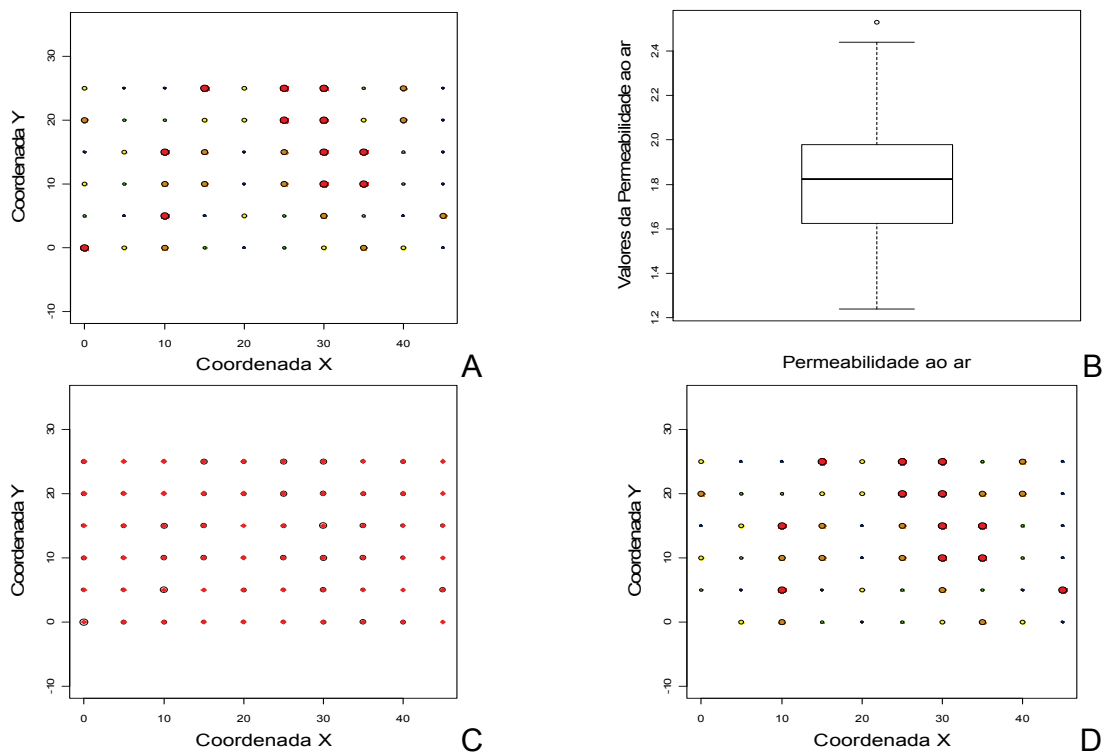


Figura 62 – Gráfico de distribuição das medidas de $k_a(\phi_m=-10 \text{ kPa})$ nos respectivos pontos amostrais (A), gráfico de caixa evidenciando a presença de valor discrepante (B) e gráficos de distribuição das medidas com o ponto eliminado (C e D)

Os semivariogramas experimentais e ajustados das permeabilidades com amostras equilibradas nas tensões de 6 e 10 kPa são apresentados na Figura 63 (A e B). O modelo espacial que melhor ajustou as permeabilidades foi o de Matérn, com parâmetro $kappa = 1,5$ para $k_a(\phi_m=-6 \text{ kPa})$ e 0,5 para $k_a(\phi_m=-10 \text{ kPa})$, além de utilizar o índice de organização da macroporosidade na profundidade de 0,8 m como covariável, nos dois modelos. Os parâmetros de ajuste da correlação espacial para $k_a(\phi_m=-6 \text{ kPa})$ foram os seguintes: o efeito pepita (τ^2) igual a 0,0145; patamar ($\tau^2+\sigma^2$) igual a 0,0345 e o $\phi = 10,00$, sendo que para o modelo de Matérn com $kappa=1,5$; o alcance é igual a 4,75 ϕ , ou seja, 47,5 metros. Para $k_a(\phi_m=-10 \text{ kPa})$, o $\tau^2 = 0$, $\tau^2+\sigma^2 = 0,0128$ e $\phi = 2,38$. Como para $k_a(\phi_m=-10 \text{ kPa})$ o parâmetro $kappa = 0,5$; o alcance é igual a 3 ϕ , ou seja, 7,14 metros. O IDE para $k_a(\phi_m=-6 \text{ kPa})$ e $k_a(\phi_m=-10 \text{ kPa})$ foram iguais a 0,58 e 1,00, respectivamente, ambos considerados de alta correlação espacial.

Resurreccion et al. (2007) observaram grande variação da permeabilidade do solo ao ar, ressaltando que os parâmetros de transporte convectivo (k_a e K_0) não apresentam a mesma variabilidade espacial dos correspondentes conteúdos dos fluidos (ε e θ_s), o que sugere que esses parâmetros são menos influenciados pelos conteúdos dos fluidos e influenciados principalmente pela estrutura do solo e pelo fluxo de gás preferencial nos grandes poros. Um indicativo desse fato é a boa correlação entre esses dois parâmetros (BLACKWELL et al., 1990; LOLL et al., 1999; IVERSEN et al., 2001; IVERSEN et al., 2003; TULI et al., 2005; CHIEF; FERRÉ; NIJSSEN, 2008).

Avaliações da variabilidade espacial da permeabilidade do solo ao ar, feitas em transeções, apresentaram coeficientes de variação oscilando de 16,8 a 20,5% e alcances da dependência espacial oscilando de 12 a 24 metros (POULSEN et al., 2001; RESURRECCION et al., 2007). Nesses trabalhos, a permeabilidade do solo ao ar foi medida em amostras equilibradas no potencial mátrico de -10 kPa, mostrando pequenos alcances, como também foi observado no presente trabalho. Entretanto, com as amostras de solo equilibradas no potencial mátrico de -6 kPa, a dependência espacial foi mais elevada.

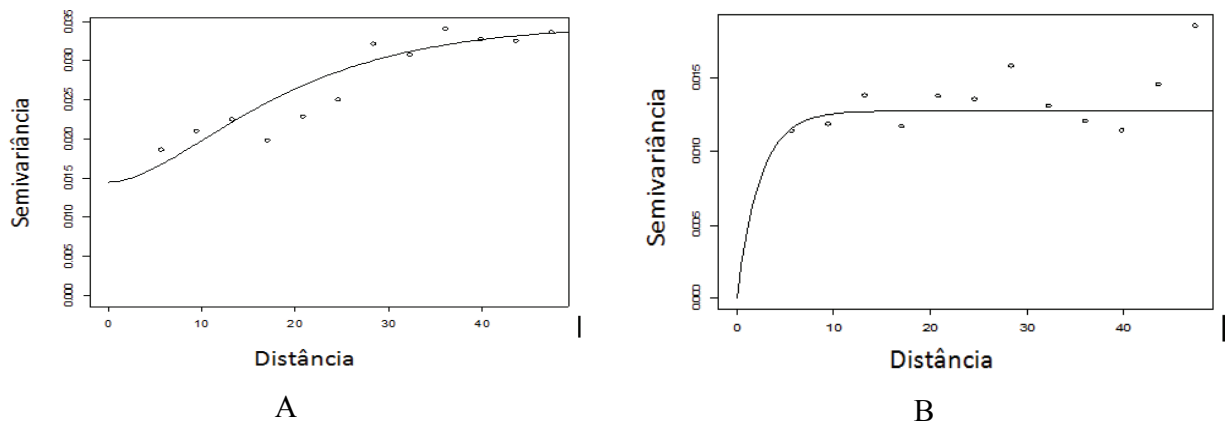


Figura 63 – Semivariogramas experimentais e ajustados da $k_a(\phi_m = -6 \text{ kPa})$ e $k_a(\phi_m = -10 \text{ kPa})$, A e B, respectivamente

Com o modelo de correlação espacial ajustado, passou-se à etapa de construção dos mapas de predição (Figura 64), os quais utilizaram o método de interpolação por krigagem ordinária, à semelhança dos mapas de predição das outras propriedades do

solo e parâmetros de ajustes analisados. Para esses mapas também foi criada uma malha de predição com pontos a cada 0,2 m, totalizando 48.576 pontos.

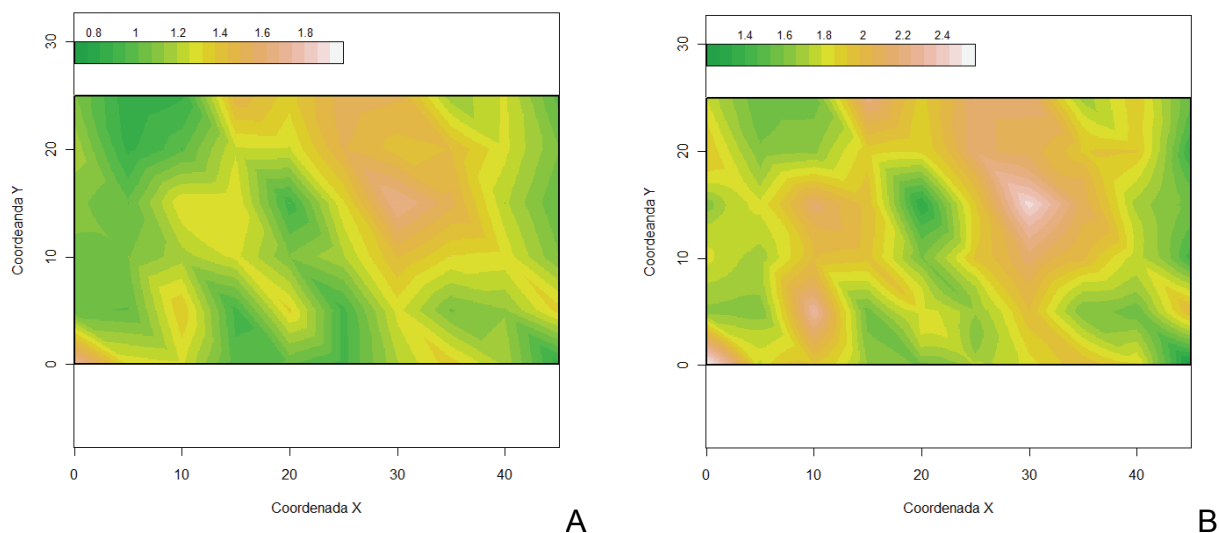


Figura 64 – Mapa de predição (krigagem) da permeabilidade do solo ao ar para amostras de solo com estrutura indeformada equilibradas nas tensões de 6 (A) e 10 kPa (B)

Os mapas de predição apresentam-se bastante semelhantes, sendo que para $k_a(\phi_m=10 \text{ kPa})$ houve uma expansão dos altos valores de permeabilidade em comparação à $k_a(\phi_m=6 \text{ kPa})$. Com a aplicação de uma tensão mais alta, provoca-se o esvaziamento de poros com raios menores, o que aumenta a conectividade e conseqüentemente o fluxo de ar.

Analisando os mapas de predição da condutividade hidráulica do solo saturado, verifica-se também que os valores mais elevados na porção central e nas proximidades dos pontos 36, 48, 54 e 60 que correspondem às porções mais baixas da área experimental. A exceção nessa comparação é que nas proximidades do ponto 1, a condutividade hidráulica saturada foi relativamente baixa, enquanto as permeabilidades ao ar foram relativamente altas.

3 CONCLUSÕES

“Agora estamos aqui com o pé no campo das afirmações, que só farão sentido quando um mar de interrogações e contestações se fizer presente”

O solo estudado possui, em termos médios, um perfil homogêneo, caracterizado por uma densidade do solo de $1576 \pm 144 \text{ kg m}^{-3}$ e um conteúdo de argila de $178 \pm 46 \text{ g kg}^{-1}$, ocasionando uma variabilidade espacial relativamente baixa das propriedades dinâmicas avaliadas, com um coeficiente de variação de 62% para a condutividade hidráulica do solo saturado, e de 33 e 21% para as permeabilidades do solo ao ar determinadas para amostras de solo estabilizadas nas tensões de 6 e 10 kPa, respectivamente.

Com exceção da permeabilidade do solo ao ar na tensão de 10 kPa, para a qual obteve-se um alcance baixo (7,14 m), para a condutividade hidráulica do solo saturado, para o conteúdo de água de saturação, para o coeficiente angular da curva do logaritmo da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo e para a permeabilidade do solo ao ar na tensão 6 kPa, os alcances foram altos (41; 49; 30 e 47 m, respectivamente).

Os valores mais elevados de condutividade hidráulica do solo saturado e das permeabilidades do solo ao ar foram encontrados nas porções da área experimental com menores cotas altimétricas, o que indica uma influência da morfologia do terreno na estrutura do solo, principalmente porque nessas porções há uma maior quantidade de argila.

Considerando os 60 pontos estudados, a condutividade hidráulica do solo, na condição de saturação, correlacionou-se diretamente com o conteúdo de água nesta condição e inversamente com o coeficiente angular da curva do seu logaritmo em função do conteúdo de água no solo.

Os mapas de predição das permeabilidades do solo ao ar foram semelhantes quanto à localização dos maiores e menores valores, mas houve um aumento das

porções de área com valores mais elevados da permeabilidade do solo ao ar na tensão de 10 kPa em comparação aos da tensão de 6 kPa, devido ao esvaziamento de poros com raios menores, o que aumenta a conectividade e conseqüentemente o fluxo de ar.

REFERÊNCIAS

ABREU, S.L.; REICHERT, J.M.; SILVA, V.R.; REINERT, D.J.; BLUME, E. Variabilidade espacial de propriedades físico-hídricas do solo, da produtividade e da qualidade de grão de trigo em Argissolo franco arenoso sob plantio direto. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 33, n. 2, p. 275-282, 2003.

AHUJA, L.R.; NANEY, J.W.; GREEN, R.E.; NIELSEN, D.R. Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 48, n. 4, p. 699-702, Jul./Aug., 1984.

ALLETTO, L.; COQUET, Y. Temporal and spatial variability of soil bulk density and near-saturated hydraulic conductivity under two contrasted tillage management systems. **Geoderma**, Amsterdam, v. 152, n. 1/2, p. 85-94, 2009.

AMER, A.M.M.; LOGSDON, S.D.; DAVIS, D. Prediction of Hydraulic Conductivity as Related to Pore Size Distribution in Unsaturated Soils. **Soil Science**, Baltimore, v. 174, n. 9, p. 508-515, Sept., 2009.

ANDRIOTTI, L.S.J. **Fundamentos de Estatística e Geoestatística**. São Leopoldo/RS:Unisinos, 2005. 165 p.

BALL, B.C.; HARRIS, W.; BURFORD, J.R. A laboratory method to measure gas diffusion and flow in soil and other porous materials. **Journal of Soil Science**, London, v. 32, n. 3, p. 323-333, 1981.

BALL, B. C. Pore characteristics of soils from two cultivation experiments as shown by gas diffusivities and permeabilities and air-filled porosities. **Journal of Soil Science**, London, v. 32, n.4, p.483-498, 1981.

BEAR, J. **Dynamics of fluids in porous media**. New York: Elsevier, 1988. 764p.

BLAKE; G.R.; HARTGE, K.H. Bulk density. In: KLUTE, A., (Ed.). **Methods of soil analysis**. 2nd. Madison: ASA/SSSA, 1986. pt. 1, p. 363-375. (Agronomy Monography, 9).

BRADY, N.; WEIL, R.R. **The nature and properties of soils**. 13nd. Prentice Hall, Upper Saddle River, 2002. 960p.

BRITO, A.S. **Balço de água em um Latossolo vermelho cultivado com cana-de-açúcar**. 2006. 82 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2006.

BRITO, A.S.; LIBARDI, P.L.; GHIBERTO, P.J. Water Balance Components in Soils Cropped to Sugarcane, with and without Nitrogen Fertilization. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, n. 2, p. 295-303, Mar./Apr., 2009.

BRITO, A.S.; LIBARDI, P.L.; MOTA, J.C.A.; MORAES, S.O. Estabilidade temporal da armazenagem de água em um Latossolo Vermelho Amarelo. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 32., 2009, Fortaleza-CE. **O solo e a produção de bioenergia: perspectivas e desafios: trabalhos...** Fortaleza; SBCS, 2009. 1 CD-ROM.

BROCCA, L.; MELONE, F.; MORAMARCO, T.; MORBIDELLI, R. Soil moisture temporal stability over experimental áreas n Central Italy. **Geoderma**, Amsterdam, v.148, p. 364-374, 2009.

BUTTLE, J.M.; HOUSE, D.A. Spatial variability of saturated hydraulic conductivity in shallow macroporous soils in a forested basin. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 203, n. 1/4, p. 127-142, Dec.; 1997.

CADIMA, A.Z.; LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica em um Latossolo vermelho-amarelo, textura média, no campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.4, n.2, p.63-66, Mai/Ago., 1980.

CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas**. Campinas: Instituto Agronômico, 1986. 94p. (Boletim Técnico, 106).

CAMBARDELLA, C.A.; MOORMAN, T.B.; NOVAK, J.M.; PARKIN, T.B.; KARLEN, D.L.; TURCO, R.F.; KONOPKA, A.E. Fieldscale variability of soil properties in Central Iowa soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 58, n. 5, p. 1501-1511, 1978.

CARVALHO, L.A.; LIBARDI, P.L.; ROCHA, G.C.; CRUZ, A.C.R. Caracterização hidráulica de um Latossolo Vermelho associada à caracterização pedológica do perfil. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 37, n. 4, p.1008-1013, Jul./Ago, 2007.

CHIEF, K.; FERRÉ, T.P.A.; NIJSSEN, B. Field testing of a soil corer air permeameter (SCAP) in desert soils. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 5, n. 4, p.1257-1263, Nov., 2006.

COLLIS-GEORGE, N. Relationship between air and water permeabilities in porous media. **Soil Science**, Baltimore, v. 76, n. 4, p.239-250, Oct., 1953.

CRESSIE, N.A.C. **Statistics for spatial data**. New York: Wiley, 1993. 900p.

CRNILA, D. **ComPort Library version 3.10**. Disponível em: <http://sourceforge.net/projects/comport>. Acesso em: 12 Jul 2007.

DEXTER, A.R.; CZYZ, E.A.; GATE, O.P. Soil structure and the saturated hydraulic conductivity of subsoils. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 79, n. 2, p. 185-189, Dec., 2004.

DEXTER, A.R. Soil physical quality - Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. **Geoderma**, Amsterdam, v. 120, n. 3/4, p. 201-214, Jun., 2004.

EMBRAPA - Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro – RJ). **Manual de métodos de análise de solo**. 2 ed., Rio de Janeiro, 1997. 212p. (EMBRAPA-CNPS. Documentos, 1).

EVANS, D.D.; KIRKHAM, D. Measurement of the air permeability of soil in situ. **Soil Science Society Proceedings**, Madison, v. 14, p. 55-61, 1949.

FALLEIROS, M.C; PORTEZAN, O.; OLIVEIRA, J.C.M.; BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. Spatial and temporal variability of soil hydraulic conductivity in relation to soil water distribution, using an exponential model. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 45, p. 279-285, May, 1998.

FISH, A.N.; KOPPI, A.J. The use of a simple field air permeameter as a rapid indicator of functional soil pore space. **Geoderma**, Amsterdam, v. 63, p. 255-264, 1994.

FLINT, A.L.; FLINT, L.E. Particle-size analysis. In: DANE, J. H.; TOPP, G. C (Ed). **Methods of soil analysis: Physical methods**. Madison: American Society of Agronomy, 2002. p. 235-240.

GEE, G.W.; OR, D. Particle-size analysis. In: DANE, J.H.; TOPP, G.C (Ed). **Methods of soil analysis: Physical methods**. Madison: American Society of Agronomy, 2002. p. 255-289.

GANDIN, L. S. **Objective analysis of meteorological fields**. Leningrad: Gidrometeorologicheskoe Izdatel'stvo (GIMIZ), 1963. 240p.

GHIBERTO, P.J. ; LIBARDI, P.L. ; BRITO, A.S. ; TRIVELIN, P.C.O. Leaching of nutrients from a sugarcane crop growing on an Ultisol in Brazil. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 96, p. 1443-1448, 2009.

HENGL, T.; MINASNY, B.; GOULD, M.A geostatistical analysis of geostatistics. **Scientometrics**, New York, v. 80, n. 2, p. 491-514, Aug., 2009.

HILLEL, D.; KRENTOS, V.K.; STILIANOV, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science**, Baltimore, v.114, p.395-400, 1972.

HILLEL, D. **Introduction to environmental soil physics**. San Diego: Elsevier Academic Press, 2004. 494 p.

IVERSEN, B.V.; MOLDRUP, P.; SCHJONNING, P.; LOLL, P. Air and water permeability in differently textured soils at two measurement scales. **Soil Science**, Baltimore, v. 166, n. 10, p. 643-659, Oct., 2001.

IVERSEN, B.V.; MOLDRUP, P.; SCHJONNING, P.; JACOBSEN, O.H. Field application of a portable air permeameter to characterize spatial variability in air and water permeability. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 2, p. 618-626, 2003.

ISAAKS, E.H.; SRIVASTAVA, R.M. **An introduction to applied Geostatistics**. New York: Oxford University Press, 1989. 561p.

JOURNEL, A.G. Mining geostatistics. **Mathematical Geology**, New York, v.18, p.119–140, 1986.

JOURNEL, A.G.; HUIJBREGTS, C.J. **Mining Geostatistics**. London: Academic Press, 1978. 612p.

KIRKHAM, D. Field method for determination of air permeability of soil in its undisturbed state . **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 11, p. 93 – 99, 1946.

KOOREVAAR, P.; MENELIK, G; DIRKSEN, C. **Elements of soil physics**. Amsterdam: ELSEVIER, 1999. 228 p.

LI, X.; ZHANG, L.M. Characterization of dual-structure pore-size distribution of soil. **Canadian Geotechnical Journal**, Ontario, v. 46, n. 2, p. 129-141, Feb., 2009.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: EDUSP, 2005. 335p.

LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.44, n. 1, p. 3-7, 1980.

LMNO - Engineering, Research, and Software. **Gas viscosity calculator**. Disponível em: <<http://www.lmnoeng.com/Flow/GasViscosity.htm>>. Acesso em: 10 maio 2009.

LOGSDON, S.D.; JAYNES, D.B. Spatial variability of hydraulic conductivity in a cultivated field at different times. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 60, n. 3, p. 703-709, May/Jun., 1996.

MARCHANT, B.P.; LARK, R.M. The Matérn variogram model: Implications for uncertainty propagation and sampling in geostatistical surveys. **Geoderma**, Amsterdam, v. 140, n. 4, p. 337-345, Aug., 2007.

MARTINS, M.V. **Influência da distância de instalação de tensiômetros no campo para o cálculo do gradiente de potencial total no método do perfil instantâneo.** 2009. 77p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2009.

MATHERON, G. *Traité de géostatistique appliquée.* **Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières**, 1962. 334p.

MCKENZIE, B.M.; DEXTER, A.R. Methods for Studying the Permeability of Individual Soil Aggregates. **Journal of Agricultural Engineering Research**, Amsterdam, v. 65, n. 1, p. 23-28, 1996.

MELO FILHO, J.F.; LIBARDI, P.L. Estabilidade temporal de medidas do teor e do potencial mátrico da água no solo em uma transeção. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 4, p. 497-506, Jul./Ago., 2005.

MINASNY, B.; MCBRATNEY, A.B. The Matérn function as a general model for soil variograms. **Geoderma**, Amsterdam, v. 128, n. 3/4, p. 192-207, Oct., 2005.

MINASNY, B.; MCBRATNEY, A.B. Spatial prediction of soil properties using EBLUP with the Matern covariance function. **Geoderma**, Amsterdam, v. 140, n. 4, p. 324-336, Aug., 2007.

MOLDRUP, P.; OLESEN, T.; KOMATSU, T.; SCHJONNING, P.; ROLSTON, D.E. Tortuosity, Diffusivity, and Permeability in the Soil Liquid and Gaseous Phases. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 65, n. 3, p. 613-623, 2001.

MOTA, J.C.A.; LIBARDI, P.L.; ASSIS JÚNIOR, R.N.; AMARO FILHO, J.; BRITO, A.S. Condutividade hidráulica de um Cambissolo da Chapada do Apodi, Estado do Rio Grande do Norte. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 31, 2007, Gramado-RS. **Conquistas e desafios da Ciência do solo brasileira: trabalhos...** Gramado-RS:

SBCS, 2007. 1 CD-ROM.

NACIF, P.G.S.; REZENDE, J.O.; FONTES, L.E.F; COSTA, L.M.; COSTA, O.V. Efeitos da subsolagem em propriedades físico-hídricas de um Latossolo amarelo distrocoeso do Estado da Bahia. **Magistra**, Cruz das Almas, v. 20, n. 2, p. 186-192, Abr./Jun., 2008.

NEVES, C.M.N.; SILVA, A.P.; LEÃO, T.P. Permeabilidade ao ar em amostras de solo pelo método de pressão decrescente. In: Reunião Brasileira de Manejo e Conservação do Solo e Água, 15., 2004, Santa Maria-RS. **Manejo: integrando a ciência do solo na produção de alimentos: trabalhos...** Santa Maria; SBCS, 2004. 1 CD-ROM.

PARDO-IGUZQUIZA, E.; CHICA-OLMO, M. Geostatistics with the Matern semivariogram model: A library of computer programs for inference, kriging and simulation. **Computer & Geoscience**, Amsterdam, v. 34, n. 9, p. 1073-1079, Sept., 2008.

PARDO-IGUZQUIZA, E.; MARDIA, K. V.; CHICA-OLMO, M. MLMATERN: A computer program for maximum likelihood inference with the spatial Matérn covariance model. **Computer & Geoscience**, Amsterdam, v. 35, n. 6, p. 1139-1150, Jun., 2009.

PARLANGE, M.B.; CAHILL, A.T.; NIELSEN, D.R.; HOPMANS, J.W.; WENDROTH, O. Review of heat and water movement in field soils. **Soil Tillage Research**, Amsterdam, v. 47, n. 1/2, p. 5-10, Jun., 1998.

PEREIRA, A.A.A.; CRUCIANI, D.E. Estimativa de variações no coeficiente relativo de difusão dos gases no solo com base na análise da curva de retenção de água. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 31, n. 2, p. 245-249, 2001.

POD'YACHEV, S.P. **Sgraph version 2.4**. 2001. Disponível em: <<http://pod0.chat.ru>>. Acesso em: 10 Jul. 2007.

POULSEN, T.G.; IVERSEN, B.V.; YAMAGUCHI, T.; MOLDRUP, P.; SCHJONNING, P. Spatial and temporal dynamics of air permeability in a constructed field. **Soil Science**, Baltimore, v. 166, n. 3, p. 153-162, Mar., 2001.

POULSEN, T.G.; MOLDRUP, P.; WENDROTH, O.; NIELSEN, D.R. Estimating saturated hydraulic conductivity and air permeability from soil physical properties using state-space analysis. **Soil Science**, Baltimore, v. 168, n. 5, p. 311-320, May, 2003.

R DEVELOPMENT CORE TEAM. **R: a language and environment for statistical computing**. Vienna: R Foundation for Statistical Computing, 2009. Disponível em: <<http://www.r-project.org>>. Acesso em: 20 set. 2008.

REICHARDT, K.; LIBARDI, P.L.; NASCIMENTO FILHO, V.F. Condutividade hidráulica saturada de um perfil de terra roxa estruturada (ALFISOL). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 2, p.21-24, 1978.

RESURRECCION, A.C.; KAWAMOTO, K.; KOMATSU, T.; MOLDRUP, P.; OZAKI, N.; ROLSTON, D.E. Gas transport parameters along field transects of a volcanic ash soil. **Soil Science**, Baltimore, v. 172, n. 1, p. 3-16, 2007.

RIBEIRO JÚNIOR, P.J.; DIGGLE, P.J. GeoR: a package for geostatistical analysis. **R-NEWS**, v. 1; p.15-18, 2001.

ROCHA, G.C.; LIBARDI, P. L.; CARVALHO, L. A.; CRUZ, A.C.R. Estabilidade temporal da distribuição espacial da armazenagem de água em um solo cultivado com citros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 1, p. 41-50, Jan./Fev., 2005.

RODRIGUES, S. **Permeabilidade ao ar em Latossolo vermelho sob plantio direto e preparo convencional**. 2009. 66p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2009.

SAS INSTITUTE INC. **The SAS System**. Release 9.1.3, SAS Institute, Cary, 2002.

SCHAFFRATH, V.R.; TORMENA, C.A.; FIDALSHI, J.; GONÇALVES, A.C.A. Variabilidade e correlação espacial de propriedades físicas de solo sob plantio direto e preparo convencional. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, p.1369-1377, 2008.

SCHERPINSKI, C.; URIBE-OPAZO, M.A.; BOAS, M.A.V.; SAMPAIO, S.C.; JOHANN, J.A. Spatial variability of hydraulic conductivity and water infiltration in the soil. **Acta Scientiarum Agronomy**, Maringá, v. 32, n. 1, p. 7-13, Jan./Mar., 2010.

SILVA, A.P.; LEO, T.P.; TORMENA, C.A.; GONCALVES, A.C.A. Determination of air permeability in undisturbed soil samples by the decreasing pressure method. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, n. 6, p. 1535-1545, 2009.

STEIN, M.L. **Interpolation of Spatial Data: Some Theory for Kriging**. New York: Springer: Series in Statistics, 1999. 247p.

STEINBERNNER, E.C.A portable air permeability for forest soils. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 23, p. 478-481, 1959.

TULI, A.; HOPMANS, J.W.; ROLSTON, D.E; MOLDRUP, P. Comparison of air and water permeability between disturbed and undisturbed soils. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 69, n. 5, p. 1361-1371, 2005.

TYNER, J.S. et al. A dynamic air permeameter for coarse-textured soil columns and cores. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 4, p. 428-433, 2005.

VAUCLIN, M.; VIEIRA, G.; VACHAUD, G.; NIELSEN, D.R. The use of cokriging with limited field soil observations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 47, n. 2, Mar./Apr., 1983.

VAUCLIN, M., et al. Hydraulic conductivity measurements of the spatial variability of a loamy soil. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 7, n. 3, p. 181-195, Oct., 1994.

van GENUCHTEN, M.T.A Closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 892-898, Sept./Oct., 1980.

ZANETTE, S.V.; SILVESTRE, M.G.; BOAS, M.A.V.; UIRBE-OPAZO, M.A.; QUEIROZ, M.M.F. Spatial analysis of soil moisture with soybean under two management systems. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 11, n. 3, p. 239-247, 2007.

ZIMBACK, C.R.L. **Análise espacial de atributos químicos de solos para fins de mapeamento da fertilidade**. 2001. 144p. Tese de Livre-Docência (Livre-Docência em Levantamento do solo e fotopedologia), Universidade Paulista "Júlio de Mesquita", Faculdade de Ciências Agrárias, Botucatu, 2001.

ZIMMERMANN, B.; ELSENBEER, H. Spatial and temporal variability of soil saturated hydraulic conductivity in gradients of disturbance. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 361, n. 1-2, p. 78-95, 2008.

YOUTEN, W.J. **Statistical Methods for Chemists**. New York: John Wiley, 1951.126p.

WARRICK, A.W; NIELSEN, D.R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. (ed.) **Applications of soil physics**. New York: Academic Press, 1980. p. 319-344.

WATSON, K.K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. **Water Resources Research**, v. 2, p. 709-715, 1966.

WEBSTER, R., OLIVER, M.A. **Geostatistics for Environmental Scientists**.
Chichester: Wiley: Statistics in Practice, 2001. 286p.

WILSON, G.V.; ALFONSI, J.M.; JARDINE, P.M. Spatial variability of saturated hydraulic conductivity of the subsoil of 2 forested watersheds. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 53, n. 3, p. 679-685, may/jun., 1989.

ANEXOS

ANEXO A – Classificação de cápsulas porosas baseada na condutância de um conjunto de 145 unidades, com objetivo de selecionar as mais uniformes

(continua)

Observação	Número da cápsula	Condutância ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)				Classe
		Rep 1	Rep 2	Rep 3	Média	
1	133	2,53E-10	2,53E-06	2,54E-05	2,53E-06	2
2	31	2,62E-06	2,62E-06	2,63E-05	2,62E-06	2
3	16	3,03E-06	3,03E-06	3,04E-05	3,03E-06	3
4	70	3,03E-06	3,08E-06	3,11E-05	3,08E-06	3
5	124	3,32E-06	3,31E-06	3,31E-05	3,31E-06	3
6	134	3,33E-06	3,33E-06	3,33E-05	3,33E-06	3
7	121	3,33E-06	3,34E-06	3,38E-06	3,34E-06	3
8	51	3,33E-06	3,34E-06	3,34E-05	3,34E-06	3
9	61	3,41E-10	3,39E-06	3,40E-05	3,40E-06	3
10	71	3,45E-06	3,43E-06	3,43E-05	3,43E-06	3
11	34	3,45E-06	3,46E-06	3,46E-05	3,46E-06	3
12	64	3,49E-06	3,47E-07	3,46E-05	3,47E-07	3
13	102	3,50E-06	3,48E-06	3,47E-06	3,48E-06	3
14	103	3,46E-06	3,48E-06	3,50E-05	3,48E-06	3
15	54	3,47E-06	3,48E-06	3,49E-05	3,48E-06	3
16	1	3,51E-06	3,49E-06	3,49E-05	3,49E-06	3
17	76	3,50E-06	3,50E-06	3,51E-05	3,50E-06	4
18	107	3,51E-10	3,51E-06	3,53E-05	3,51E-06	4
19	123	3,52E-06	3,52E-07	3,55E-05	3,52E-07	4
20	5	3,52E-06	3,54E-06	3,53E-05	3,53E-06	4
21	33	3,53E-06	3,54E-06	3,54E-05	3,54E-06	4
22	10	3,53E-06	3,55E-06	3,54E-05	3,54E-06	4
23	87	3,57E-06	3,56E-06	3,56E-05	3,56E-06	4
24	111	3,56E-06	3,56E-06	3,58E-05	3,56E-06	4
25	88	3,57E-06	3,56E-06	3,57E-05	3,57E-06	4
26	141	3,57E-10	3,56E-06	3,59E-05	3,57E-10	4
27	78	3,58E-06	3,58E-06	3,53E-05	3,58E-06	4
28	57	3,57E-10	3,59E-06	3,60E-05	3,59E-06	4
29	27	3,61E-06	3,61E-06	3,61E-05	3,61E-06	4
30	46	3,58E-07	3,61E-06	3,64E-06	3,61E-06	4
31	55	3,62E-06	3,61E-06	3,64E-05	3,62E-06	4
32	22	3,63E-06	3,62E-06	3,64E-05	3,63E-06	4
33	63	3,64E-06	3,62E-07	3,63E-05	3,63E-06	4
34	35	3,64E-06	3,64E-06	3,65E-05	3,64E-06	4
35	110	3,63E-06	3,64E-06	3,66E-05	3,64E-06	4
36	65	3,65E-06	3,65E-06	3,66E-06	3,65E-06	4
37	142	3,67E-06	3,67E-06	3,70E-06	3,67E-06	4
38	28	3,68E-06	3,67E-06	3,69E-05	3,68E-06	4
39	118	3,69E-06	3,70E-06	3,68E-05	3,69E-06	4
40	21	3,69E-06	3,67E-06	3,69E-05	3,69E-06	4
41	62	3,70E-06	3,69E-06	3,70E-05	3,70E-06	4
42	129	3,72E-06	3,69E-06	3,71E-05	3,71E-06	4
43	122	3,73E-06	3,71E-06	3,71E-05	3,71E-06	4
44	95	3,72E-06	3,71E-06	3,71E-05	3,71E-06	4

ANEXO A – Classificação de cápsulas porosas baseada na condutância de um conjunto de 145 unidades, com objetivo de selecionar as mais uniformes

(continua)

Observação	Número da cápsula	Condutância ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)				Classe
		Rep 1	Rep 2	Rep 3	Média	
45	140	3,72E-06	3,71E-06	3,74E-05	3,72E-06	4
46	7	3,70E-07	3,73E-06	3,74E-05	3,73E-06	4
47	68	3,75E-06	3,73E-06	3,74E-05	3,74E-06	4
48	50	3,74E-06	3,74E-06	3,75E-05	3,74E-06	4
49	135	3,74E-06	3,75E-06	3,77E-05	3,75E-06	4
50	36	3,75E-06	3,75E-06	3,77E-05	3,75E-06	4
51	24	3,76E-06	3,75E-07	3,74E-05	3,75E-07	4
52	125	3,75E-06	3,76E-06	3,76E-05	3,76E-06	4
53	56	3,79E-06	3,76E-06	3,77E-05	3,77E-06	4
54	90	3,77E-06	3,75E-06	3,77E-05	3,77E-06	4
55	42	3,77E-06	3,77E-06	3,78E-05	3,77E-06	4
56	4	3,77E-06	3,78E-06	3,80E-05	3,78E-06	4
57	41	3,78E-06	3,76E-06	3,78E-05	3,78E-06	4
58	75	3,84E-06	3,78E-06	3,79E-05	3,79E-06	4
59	59	3,81E-06	3,80E-06	3,81E-05	3,81E-06	4
60	128	3,83E-06	3,85E-06	3,84E-05	3,84E-06	4
61	132	3,87E-06	3,84E-06	3,86E-05	3,86E-06	4
62	89	3,85E-06	3,88E-06	3,87E-05	3,87E-06	4
63	19	3,88E-06	3,87E-06	3,86E-05	3,87E-06	4
64	53	3,87E-06	3,87E-06	3,88E-05	3,87E-06	4
65	18	3,88E-06	3,88E-06	3,89E-05	3,88E-06	4
66	69	3,87E-06	3,88E-06	3,93E-05	3,88E-06	4
67	66	3,88E-06	3,89E-06	3,91E-06	3,89E-06	4
68	20	3,90E-06	3,89E-06	3,89E-05	3,89E-06	4
69	97	3,90E-06	3,90E-07	3,91E-05	3,90E-07	4
70	38	3,92E-06	3,90E-07	3,91E-05	3,91E-06	4
71	44	3,91E-07	3,88E-06	3,91E-06	3,91E-07	4
72	98	3,96E-07	3,95E-07	3,96E-05	3,96E-06	4
73	84	3,96E-06	3,93E-06	3,97E-05	3,96E-06	4
74	58	3,96E-06	3,97E-06	3,98E-05	3,97E-06	4
75	85	3,97E-06	3,96E-07	3,98E-05	3,97E-06	4
76	8	3,97E-06	3,96E-06	3,98E-05	3,97E-06	4
77	13	3,97E-06	3,97E-06	4,00E-05	3,97E-06	4
78	26	3,97E-06	3,97E-06	3,98E-05	3,97E-06	4
79	120	3,95E-06	3,97E-06	3,98E-05	3,97E-06	4
80	67	4,02E-06	4,01E-06	4,01E-05	4,01E-06	5
81	93	4,02E-06	4,00E-06	4,01E-06	4,01E-07	5
82	2	3,99E-06	4,05E-06	4,04E-05	4,04E-06	5
83	114	4,06E-06	4,06E-06	4,06E-05	4,06E-06	5
84	127	4,09E-06	4,08E-06	4,12E-06	4,09E-06	5
85	115	4,09E-06	4,10E-06	4,11E-05	4,10E-06	5
86	139	4,10E-06	4,11E-06	4,12E-05	4,11E-06	5
87	126	4,13E-06	4,13E-06	4,15E-05	4,13E-06	5
88	131	4,15E-06	4,15E-06	4,19E-05	4,15E-06	5

ANEXO A – Classificação de cápsulas porosas baseada na condutância de um conjunto de 145 unidades, com objetivo de selecionar as mais uniformes

(continua)

Observação	Número da cápsula	Condutância ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)				Classe
		Rep 1	Rep 2	Rep 3	Média	
89	45	4,16E-07	4,15E-06	4,16E-06	4,16E-07	5
90	11	4,15E-06	4,16E-07	4,18E-05	4,16E-07	5
91	136	4,15E-06	4,17E-06	4,16E-06	4,16E-07	5
92	40	4,18E-06	4,15E-06	4,17E-05	4,17E-06	5
93	138	4,19E-06	4,19E-06	4,20E-05	4,19E-06	5
94	29	4,19E-06	4,19E-06	4,21E-06	4,19E-06	5
95	86	4,20E-06	4,20E-06	4,23E-05	4,20E-06	5
96	72	4,21E-07	4,19E-06	4,20E-05	4,20E-06	5
97	117	4,19E-06	4,20E-06	4,22E-05	4,20E-06	5
98	109	4,19E-06	4,21E-06	4,23E-05	4,21E-06	5
99	32	4,20E-06	4,24E-06	4,23E-05	4,23E-06	5
100	15	4,23E-07	4,22E-06	4,24E-05	4,23E-07	5
101	23	4,25E-06	4,24E-06	4,23E-06	4,24E-06	5
102	91	4,27E-06	4,24E-06	4,24E-05	4,24E-06	5
103	9	4,24E-06	4,26E-06	4,28E-05	4,26E-06	5
104	47	4,26E-06	4,27E-06	4,29E-06	4,27E-06	5
105	113	4,28E-06	4,28E-06	4,28E-05	4,28E-06	5
106	6	4,24E-06	4,29E-07	4,31E-05	4,29E-07	5
107	105	4,28E-06	4,30E-06	4,30E-05	4,30E-06	5
108	12	4,30E-06	4,32E-06	4,31E-05	4,31E-06	5
109	101	4,33E-06	4,31E-06	4,31E-05	4,31E-06	5
110	137	4,3E-10	4,32E-06	4,35E-06	4,32E-06	5
111	49	4,35E-06	4,35E-06	4,37E-05	4,35E-06	5
112	60	4,31E-06	4,35E-06	4,38E-05	4,35E-06	5
113	83	4,36E-06	4,35E-06	4,36E-05	4,36E-06	5
114	116	4,36E-07	4,37E-06	4,38E-05	4,37E-06	5
115	106	4,36E-06	4,37E-06	4,39E-05	4,37E-06	5
116	81	4,38E-06	4,37E-06	4,38E-05	4,38E-06	5
117	17	4,37E-06	4,39E-06	4,38E-05	4,38E-06	5
118	37	4,38E-06	4,38E-06	4,37E-05	4,38E-06	5
119	119	4,40E-06	4,39E-06	4,41E-05	4,40E-06	5
120	74	4,41E-06	4,40E-06	4,40E-05	4,40E-06	5
121	77	4,39E-06	4,41E-06	4,45E-05	4,41E-06	5
122	100	4,43E-06	4,40E-06	4,42E-05	4,42E-06	5
123	48	4,43E-06	4,42E-06	4,44E-05	4,43E-06	5
124	112	4,43E-06	4,43E-06	4,44E-05	4,43E-06	5
125	3	4,43E-06	4,44E-06	4,45E-05	4,44E-06	5
126	94	4,45E-06	4,44E-07	4,46E-05	4,45E-06	5
127	108	4,48E-06	4,49E-06	4,50E-05	4,49E-06	5
128	99	4,51E-06	4,48E-06	4,50E-05	4,50E-06	6
129	82	4,51E-07	4,50E-06	4,52E-05	4,51E-07	6
130	14	4,49E-06	4,51E-06	4,51E-05	4,51E-06	6
131	96	4,55E-06	4,51E-06	4,52E-05	4,52E-06	6
132	80	4,53E-07	4,54E-06	4,53E-05	4,53E-06	6

ANEXO A – Classificação de cápsulas porosas baseada na condutância de um conjunto de 145 unidades, com objetivo de selecionar as mais uniformes

(conclusão)

Observação	Número da cápsula	Condutância ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)				Classe
		Rep 1	Rep 2	Rep 3	Média	
133	25	4,56E-06	4,55E-06	4,55E-05	4,55E-06	6
134	92	4,66E-06	4,62E-06	4,65E-05	4,65E-06	6
135	104	4,66E-06	4,64E-06	4,68E-05	4,66E-06	6
136	30	4,66E-06	4,65E-06	4,69E-05	4,66E-06	6
137	73	4,66E-06	4,65E-06	4,68E-05	4,66E-06	6
138	52	4,67E-06	4,66E-06	4,67E-05	4,67E-06	6
139	130	4,68E-06	4,66E-06	4,71E-05	4,68E-06	6
140	43	4,79E-06	4,79E-07	4,77E-05	4,79E-07	6
141	145	5,30E-06	5,26E-06	5,27E-06	5,27E-07	7
142	143	5,28E-06	5,32E-06	5,36E-05	5,32E-06	7
143	79	5,46E-06	5,39E-06	5,42E-05	5,42E-06	7
144	144	5,70E-06	5,73E-06	5,76E-05	5,73E-06	8
145	39	6,23E-06	6,23E-06	6,23E-05	6,23E-06	9

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)