**ESTABILIDADE TEMPORAL DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA
ARMAZENAGEM, DO GRADIENTE DE POTENCIAL TOTAL E
DO POTENCIAL MÁTRICO DA ÁGUA, EM UM SOLO
CULTIVADO COM CITROS**

GENELÍCIO CRUSOÉ ROCHA

Tese apresentada à Escola Superior de Agricultura
“Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, para
obtenção do título de Doutor em Agronomia, Área de
Concentração: Solos e Nutrição de Plantas.

P I R A C I C A B A
Estado de São Paulo – Brasil
Março – 2004

**ESTABILIDADE TEMPORAL DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA
ARMAZENAGEM, DO GRADIENTE DE POTENCIAL TOTAL E
DO POTENCIAL MÁTRICO DA ÁGUA, EM UM SOLO
CULTIVADO COM CITROS**

GENELÍCIO CRUSOÉ ROCHA

Engenheiro Agrônomo

Orientador: Prof. Dr. **PAULO LEONEL LIBARDI**

Tese apresentada à Escola Superior de Agricultura
“Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, para
obtenção do título de Doutor em Agronomia, Área de
Concentração: Solos e Nutrição de Plantas.

P I R A C I C A B A
Estado de São Paulo – Brasil
Março – 2004

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - ESALQ/USP

Rocha, Genelício Crusoé

Estabilidade temporal da distribuição espacial da armazenagem, do gradiente de potencial total e do potencial mátrico da água, em um solo cultivado com citros / Genelício Crusoé Rocha. - Piracicaba, 2004.

117 p. : il.

Tese (doutorado) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2004.
Bibliografia.

1. Água do solo 2. Estabilidade temporal 3. Fruta cítrica 4. Geoestatística
5. Potencial hídrico I. Título

CDD 634.3

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

“Põe um motivo sobrenatural na tua atividade profissional de cada dia, e terás santificado o trabalho”

São Josemaría Escrivá

OFEREÇO

À DEUS

Aos meus pais pelo
esforço e dedicação para
minha formação pessoal
e profissional

Aos meus irmãos Jeísa,
Myrian, Iêda e Rodrigo

DEDICO

À minha filha querida Beatriz

BIOGRAFIA

Genelício Crusoé Rocha, filho de Jenelício Gomes Rocha e Elisa Margarida Crusoé Rocha, nascido em 19 de agosto de 1974, na cidade de Salvador, Estado da Bahia, concluiu o curso de graduação em Engenharia Agrônômica pela Escola de Agronomia da Universidade Federal da Bahia em outubro de 1998, localizada em Cruz das Almas-BA. Em fevereiro de 1999 ingressou no curso de Pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, localizada em Piracicaba-SP, obtendo título de Mestre em dezembro de 2000. Em fevereiro de 2001 ingressou no curso de Doutorado também em Solos e Nutrição de Plantas da mesma Escola.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus por ter permitido chegar onde cheguei, com saúde, disposição e muita felicidade.

À minha família pelo carinho e atenção que sempre tiveram por mim.

Ao Prof. Paulo Leonel Libardi pela excelente orientação. Pelo exemplo de ser humano que é, pela sincera amizade em todos os momentos e pelo exemplo de profissional que tentarei seguir.

À Escola Superior de Agricultura “Luiz de “Queiroz”, em especial ao curso de Pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas e aos coordenadores do curso no período em que estive aqui: Prof. Francisco Monteiro e Prof. Álvaro Pires.

Ao Prof. Álvaro Pires da Silva pelas sugestões ao presente estudo, pelo apoio sempre presente e pela amizade que tive o prazer de compartilhar.

À CAPES pela bolsa concedida e o auxílio financeiro por meio do PROCAD 2000, Projeto n.º 0095/00-1.

Aos Professores Sérgio de Oliveira Moraes, Sylvia Imhoff e Antônio Carlos Gonçalves pelas valiosas contribuições a este estudo e pela amizade. Aos colegas que participaram do projeto “Movimento da água em solo cultivado com citros”: Eng. Agrônomo Laércio Alves de Carvalho e Eng. Agrônomo Antônio Carlos Rodrigues Cruz.

Ao Prof. José Fernandes por sempre me apoiar e acreditar no meu potencial e ao Prof. Jarbas pela amizade.

Aos amigos que tive o prazer de conviver pessoal e profissionalmente: Adriana Marlene, Edmilson Silva, Fábio Prata, Laércio Carvalho, Marcelo Miranda, Robson Barizon e Thiago Romanelli. Aos amigos do curso de Solos e nutrição de plantas, em especial à: Camila Jordão, Cláudia Liane, Dolorice Moretti, Flávia Carvalho, Herdjanina Lima, José Fernandes, LÍlian e Lúcia Pittol, Marcos Gama, Michael Cambri, Ricardo Romero, e Tairone Leão. Aos amigos dos outros cursos: Adriano Dicesar, Daniel Sarmento, Jonas Ortiz, Luciana Cunha, Marcela Engler e Rogério Chicotta.

Aos amigos que sempre terão lugar reservado no lado esquerdo do peito: Pedro e Edna Louça por me dar oportunidade de uma família em Piracicaba. Aos amigos do consulado baiano: Weliton, LÍlian, Estevão, Zezé, Maria Angélica, Guto, Aurora, Catula, Manoel, Glaudes, Elvis, Jaenes e Candinha, e outros que já foram aqui citados. Aos amigos Campassi e Dona Silvia.

Aos Funcionários do Depto. de Solos e Nutrição de Plantas Flávia Morales e Nancy, e do Depto. De Ciências Exatas Francisco Bernardo e Fernando Novello.

SUMÁRIO

	Página
RESUMO.....	ix
SUMMARY.....	xiii
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO DE LITERATURA.....	4
2.1 Movimento da água no solo.....	4
2.2 Variabilidade espaço-temporal.....	9
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	21
3.1 A parcela experimental e sua instrumentação.....	22
3.2 Armazenagem da água no solo.....	25
3.3 Gradiente de potencial total da água no solo.....	28
3.4 Análise dos dados.....	31
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	35
4.1 Tratamento dos dados.....	35
4.2 Granulometria do solo.....	37
4.3 Armazenagem da água no solo.....	47
4.4 Gradiente de potencial total da água no solo.....	65

4.5 Potencial mátrico.....	79
5 CONCLUSÕES.....	91
ANEXOS.....	93
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	112

ESTABILIDADE TEMPORAL DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA ARMAZENAGEM, DO GRADIENTE DE POTENCIAL TOTAL E DO POTENCIAL MÁTRICO DA ÁGUA, EM UM SOLO CULTIVADO COM CITROS

Autor: GENELÍCIO CRUSOÉ ROCHA

Orientador: Prof. Dr. PAULO LEONEL LIBARDI

RESUMO

O presente trabalho teve como objetivo quantificar e caracterizar a variabilidade espaço-temporal da armazenagem, do gradiente de potencial total e do potencial mátrico da água em um Latossolo Amarelo argissólico cultivado com citros. A parcela experimental foi montada em um solo sob uma cultura de citros com 10 anos de idade, consistindo de 40 pontos de observação ao longo de duas transeções, com espaçamento de 4 m x 7 m. Em cada ponto de observação foram instalados a) um tubo de acesso à sonda de nêutrons até a profundidade de 1,20 m, para a quantificação da armazenagem da água no solo, e b) três tensiômetros nas profundidades de 1,00 m, 1,10 m e 1,20 m, para a quantificação do potencial mátrico e do gradiente de potencial total da água no solo. As medições foram feitas ao longo de dois anos, em períodos compreendidos entre novembro e julho do ano seguinte. As medições de

potencial mátrico foram feitas diariamente e as de armazenagem semanalmente. Em cada ponto de observação foram retiradas amostras de solo com estrutura deformada para a quantificação das frações granulométricas ao longo do perfil. Em área adjacente instalou-se um pluviômetro acoplado a um “data logger” para a quantificação da entrada de água na área por precipitação pluvial. Os valores das frações granulométricas apresentaram distribuição normal e foram uniformes em todos os pontos, apontando para um gradiente entre o horizonte A e o B textural. Isso permitiu o uso da média dos valores dos 40 pontos por profundidade, para fins de comparação. Os valores de armazenagem, de gradiente de potencial total e de potencial mátrico da água no solo não tiveram correlação significativa a 5% de probabilidade com os valores de argila e areia, entretanto os valores de correlação entre armazenagem/gradiente e argila foram, na maioria das datas analisadas, positivos, enquanto que para os valores de areia a correlação foi negativa. A distribuição dos valores de gradiente de potencial tornou-se mais dispersa quanto mais seco o solo esteve. A estabilidade temporal foi observada pelo comportamento dos valores para os 40 pontos ao longo do tempo, mostrando que os pontos mantiveram a sua característica independentemente do tempo de amostragem, evidenciando desta forma a estabilidade temporal, o que pôde ser comprovado por meio do coeficiente de correlação de Pearson entre datas. Por meio da técnica da diferença relativa foi possível identificar os pontos que, independentemente tempo, estimam a média real do campo, os mais secos e os mais úmidos. O ponto 12 foi escolhido, em função do valor da diferença relativa, como o ponto representativo da média para o gradiente de potencial total, para os valores de armazenagem identificou-se como o ponto 15 como o mais seco e o 05 como o mais úmido. O teste não-paramétrico de Spearman,

como sugerido por Vachaud et al. (1985), não diferiu significativamente do teste paramétrico, mais simples, sugerido por Kachanoski & De Jong (1988).

TEMPORAL STABILITY OF THE SPATIAL DISTRIBUTION OF WATER STORAGE, TOTAL POTENTIAL GRADIENTE AND MATRIC POTENTIAL, IN A SOIL CROPPED TO CITRUS

Author: GENELÍCIO CRUSOÉ ROCHA

Adviser: Prof. Dr. PAULO LEONEL LIBARDI

SUMMARY

The objective of this work was to quantify and to characterize spatial and temporal variability of water storage, total potential gradient and matric potential in a yellow latosol cropped to citrus. The experiment was carried out at campus of Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, University of São Paulo, in the municipality of Piracicaba (22°42’43” S, 47°37’10” W, 546 m). The experimental plot was installed in the soil under a 10 years old citrus crop, being made up of 40 observation points along two transects in a 4 m x 7 m spacing. In each observation point were installed a) one aluminum tube to access a neutron probe till the depth of 1.20 m, to quantify the soil water storage and b) three mercury tensiometers at depths of 1.00 m, 1.10 m and 1.20 m to estimate matric potential and total potential gradient. Measurements were made during two years in the periods between November and July of the next year. Matric potential measurements were made daily and those of soil

water storage, weekly. From each observation point were also taken disturbed soil samples for soil mechanical analysis along the profile. A rain gage coupled to a data logger were also installed just beside the transects. The percent values of sand clay and silt were normal distributed and uniform in all points, which permitted the use of a mean of the 40 points in each sampled depth. Soil water storage, matric potential and total potential gradient values did not have significant correlation, at the level of 5% of probability, with the percent values of clay and sand, eventhough the correlation values between storage/gradient and clay were, in almost all analyzed date, positive, whereas those for sand, negative. The dispersion of matric potential and total potential gradient values was higher as the soil became dryer. All the 40 points showed temporal stability for the measured parameters, that is, they maintained their characteristics independently of sampling time; this was proven by means of the Pearson correlation coefficient among dates. By means of the relative difference technique, it was possible to identify the points that, independently of time, estimate the real field mean, the dryer points and the moister points. Point 12 was chosen, by this technique, as the representative for the mean total potential gradient; for the soil-water storage, point 15 was identified as the dryer point and point 05 was identified as the moister one. The non-parametric test of Spearman, as suggested by Vachaud et al. (1985), was not significantly different of the simpler parametric test, suggested by Kachanoski and De Jong (1988).

1 INTRODUÇÃO

O conhecimento detalhado do comportamento da água, durante o desenvolvimento de uma cultura, fornece elementos essenciais para o estabelecimento ou aprimoramento de práticas de manejo agrícola que visam a otimização da produtividade. A água é fator fundamental no desenvolvimento de uma cultura afetando, principalmente, o desenvolvimento do sistema radicular e a absorção e transferência de nutrientes para as plantas. Sua dinâmica tem sido estudada por meio de balanços hídricos, baseados principalmente em informações obtidas na atmosfera, deixando para segundo plano informações edáficas. Estudos da dinâmica da água em condições de campo, dando ênfase a fluxos de água na zona radicular da cultura já são menos freqüentes e muitas vezes incompletos, devido à grande complexidade dos procedimentos experimentais necessários.

O balanço hídrico de uma cultura é a contabilização das entradas e saídas de água num dado volume de solo, durante um certo período de tempo. O volume de solo considerado depende da cultura em estudo, pois ele deve englobar seu sistema radicular. Assim, é que se considera como limite superior deste volume a superfície do solo e como limite inferior, a profundidade do sistema radicular da cultura. A quantidade de água que entra neste volume de solo pode consistir da precipitação (chuva, orvalhada, etc.), da irrigação e da

ascensão capilar, esta última, através do seu limite inferior. A quantidade de água que sai deste volume de solo pode consistir da drenagem interna através do seu limite inferior e da evapotranspiração através do seu limite superior.

A quantificação do gradiente de potencial total da água e da armazenagem hídrica no solo, para uma determinada cultura, tem a sua importância fundamentada no comportamento da água durante as distintas fases de crescimento e desenvolvimento dessa cultura. Desta maneira, estudos dessa natureza, envolvendo a variabilidade, tornam-se importantes para o manejo racional dos recursos hídricos e edáficos e, conseqüentemente, para a maximização da produtividade, sem poluir a água subterrânea.

Uma vez que a armazenagem e o potencial mátrico da água no solo variam consideravelmente no espaço e no tempo e o esforço amostral demanda tempo e recursos, é usual a adoção de um valor médio como suposto representativo da média real da área. Tal procedimento pressupõe homogeneidade e independência espacial dos valores. Vachaud et al. (1985), buscando representar a umidade do solo, com reduzido esforço amostral, propõem o conceito de estabilidade temporal. Kachanoski & De Jong (1988) expandiram o conceito, mostrando que a correlação entre valores medidos em instantes consecutivos é um teste adequado para a estabilidade temporal. Esse teste, mais simples que o anterior, permite avaliar estatisticamente o grau de persistência temporal da distribuição espacial.

A armazenagem e o gradiente de potencial total da água no solo são importantes valores para a quantificação do balanço hídrico no solo de uma cultura. A escolha de um único ponto para medidas de ambos, assim como de potencial mátrico, torna-se importante uma vez que para a quantificação da

drenagem interna necessita-se da condutividade hidráulica do solo. Esse valor é medido em campo por meio do método do perfil instantâneo, método esse que requer tempo e recursos. Com a escolha de um ponto, ou de alguns pontos, tem-se a opção em realizar o método do perfil instantâneo nesse ou nesses pontos.

Como esse trabalho será desenvolvido em área com cultura de citros, ele servirá de base para futuras implantações de pomares e futuras análises de viabilidade de irrigação desta cultura pelos resultados dos processos do balanço hídrico e outras informações hídricas do solo, além de, pela técnica da estabilidade temporal, gerar também informações muito importantes sobre a redução do número de medidas de propriedades do solo e dos processos do balanço hídrico.

Visando um melhor esclarecimento do regime hídrico no solo para a cultura de citros na região, este trabalho será desenvolvido com os seguintes objetivos:

- a)** quantificar o gradiente de potencial total, a armazenagem e o potencial mátrico da água no solo ao longo do tempo;
- b)** avaliar as variabilidades espacial e temporal desses parâmetros; e
- c)** identificar, para eles, padrões de variabilidade ao longo de um período de dois anos.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Movimento da água

O entendimento de como as plantas utilizam a água retida no solo e de como respondem aos níveis de armazenagem, pode ser uma saída viável para o estabelecimento de estratégias eficazes de manejo visando o melhor uso possível das reservas de água no solo pelas culturas. O movimento cíclico da água na agricultura começa com sua penetração no solo por meio da infiltração, continua com seu armazenamento temporário na zona do sistema radicular e termina com sua remoção do solo por meio da drenagem, da evaporação e da absorção pelas raízes (Hillel, 1970).

O balanço hídrico de uma cultura agrícola é a contabilização das entradas e saídas de água num dado volume de solo, durante um certo período de tempo. O volume de solo considerado depende da cultura em estudo, pois deve englobar seu sistema radicular, assim é que se considera como limite superior deste volume a superfície do solo e como limite inferior, a profundidade do sistema radicular da cultura. Se a quantidade de água que entra (Q_e) neste volume de solo num período $t_2 - t_1$ for maior do que a

quantidade de água que dele sai (Q_s), durante o mesmo período, o saldo será positivo e se sair mais do que entrar, negativo. Este saldo é obtido pela variação de armazenagem (Δh) no perfil de solo, durante o período considerado. A variação de armazenagem e as quantidades de água que entra e que sai podem ser representadas, matematicamente, da seguinte maneira (Libardi, 2000):

$$\Delta h = P + I \pm D - ET \pm R \quad (01)$$

em que Δh é a variação de armazenagem, P e I é quantidade de água que entra no período pela precipitação pluvial ou irrigação, respectivamente, D é a quantidade de água que sai (drenagem interna) ou que entra (ascensão capilar) através do limite inferior, ET é a quantidade que sai por evapotranspiração e R , o deflúvio superficial e/ou sub-superficial, é a quantidade de água que pode entrar no volume e/ou sair do volume pelo escoamento sobre a superfície do solo e/ou sub-superficialmente.

A precipitação pluvial (P) é obtida por meio de pluviômetros instalados na área em estudo. A irrigação (I) é calculado por meio do próprio sistema de irrigação, os deflúvios superficial e sub-superficial (R), por meio de técnicas adequadas e a evapotranspiração (ET) por métodos climatológicos.

A variação de armazenagem (Δh) é obtida por meio da diferença de áreas sob perfis de umidade entre datas de amostragem, podendo-se integrar estas áreas por meio de duas regras: a do trapézio e a de Simpson.

Para o cálculo da drenagem interna ou ascensão capilar (D), no limite inferior do volume de solo considerado, necessita-se conhecer profundamente os processos hídricos do solo, ou seja, têm-se que conhecer $K(\theta)$ bem como $\partial\phi_t / \partial z$ na profundidade considerada, para então pela equação de Darcy-Buckingham, quantificar o movimento da água no solo. A equação de Darcy-Buckingham é escrita, na direção vertical, como:

$$\vec{q}_z = -K(\theta) \frac{\partial\phi_t}{\partial z} \hat{k} \quad (02)$$

em que q_z é a densidade de fluxo da água no solo, ou seja, quantidade de água que atravessa a unidade de área por unidade de tempo; $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica do solo; $\partial\phi_t / \partial z$ é o gradiente de potencial total da água no solo, força propulsora que faz a água mover; ϕ_t é o potencial total da água no solo, z é a coordenada vertical de posição e $\hat{k}$ é o vetor unitário na direção z . Para o cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$, o método para condições de campo é o do perfil instantâneo, que é o mais utilizado, no entanto requer mão-de-obra especializada e recursos para a sua execução. Para a obtenção de $\partial\phi_t / \partial z$, torna-se necessário saber como ϕ_t varia com z , pois $\partial\phi_t / \partial z$ é a tangente à curva ϕ_t versus z . Para tanto devem ser instalados, no mínimo, três tensiômetros: dois para o gradiente de potencial e um intermediário, na profundidade em que se quer conhecer $\vec{q}$. A condutividade hidráulica envolve o conhecimento da permeabilidade intrínseca, relacionada

ao volume total e distribuição do tamanho dos poros, além da tortuosidade e das características do fluido como densidade e viscosidade. O gradiente de potencial total, por sua vez, é avaliado por meio de dois componentes do potencial de água sendo um deles independente da matriz do solo, o componente gravitacional e outro que envolve as interações entre a água e a matriz do solo, o componente mátrico.

A aplicação da teoria do fluxo de água no solo não saturado tanto no campo como em laboratório requer, portanto, o conhecimento da condutividade hidráulica e das características de retenção de água dos solos envolvidos.

Segundo Hillel (1970) o movimento de água no solo é resultante do gradiente de potencial total, o qual ocorre no sentido de potencial total decrescente e, cuja intensidade, é afetada pelo meio físico, principalmente, pelas propriedades geométricas do solo em que ocorrerá o movimento. Este efeito do solo sobre o movimento da água, nada mais é do que o termo $K(\theta)$ da equação, definido por Libardi (2000), como um coeficiente que expressa a facilidade com que um fluido é transportado através de um meio poroso e que depende tanto das propriedades do meio como das do fluido.

Um exemplo de pesquisa na qual é dada ênfase a fluxos de drenagem abaixo do sistema radicular é a de Pereira et al (1974), na qual se estudou o balanço hídrico de duas culturas de café, uma de livre crescimento e outra decepada. Os resultados deste trabalho mostraram que a drenagem interna, no ciclo total de um ano, correspondeu a, aproximadamente, 30% do total de perdas de água. Um outro exemplo, é o trabalho de Reichardt et al (1979) que trata do estudo da água em um Latossolo de textura média, durante

todo o período de desenvolvimento de uma cultura de milho, com o objetivo de estabelecer um balanço hídrico completo no solo, conhecer sua dinâmica no solo e determinar a atividade radicular em função do tempo e da profundidade. Durante os 97 dias do ciclo da cultura, $P + I = 634,3$ mm; $D = -307,0$ (o sinal negativo indica fluxo descendente) e $ET = 318,9$ mm. Os altos valores mostram a importância dos fluxos de drenagem neste solo, que podem trazer grande implicação na lixiviação de fertilizantes, nutrientes do solo e, principalmente, herbicidas. A evapotranspiração diária da cultura, média de todo o período estudado, foi de $3,4 \text{ mm.dia}^{-1}$, bem abaixo da evapotranspiração potencial, que oscila em torno de 7 mm.dia^{-1} na época em que a cultura se desenvolveu, em Piracicaba, SP. Por meio de metodologia proposta por Rose e Stern (1967), estes autores também estudaram a contribuição das diferentes camadas do solo para o total da evapotranspiração e verificaram que num primeiro período (24/12/77 a 02/01/78), quando a cultura se encontrava com apenas um mês de idade, 85% da água perdida por evapotranspiração vinha da camada de 0-22,5 cm, e que no segundo período (21/02/78 a 27/02/78), houve uma maior contribuição das camadas mais profundas.

Com relação à cultura de citros, esses tipos de estudo, em que se procura medir todos os processos do balanço hídrico, são muito escassos. Pode-se citar o trabalho de Cintra et al (2000), no qual é feito um balanço hídrico completo no solo com citros, comparando diversos porta-enxertos.

2.2 Variabilidade espaço-temporal

A maneira como os solos são formados leva à variabilidade espacial na sua constituição e estruturação. No entanto, como os processos de formação não são pontuais, espera-se que medidas obtidas próximas umas das outras sejam mais semelhantes que medidas mais afastadas entre si. Outros atributos estão relacionados com variações do solo, clima e relevo.

A aplicação das ferramentas da estatística clássica de Fischer na experimentação agrícola, para que possam empregar testes de comparação entre tratamentos, está vinculada à observação dos pressupostos básicos da análise de variância, tais como: a) independência entre observações; b) independência e homogeneidade entre os erros entre observações; c) aditividade dos efeitos; d) normalidade dos resíduos. No entanto, vários trabalhos têm demonstrado que observações vizinhas, de variáveis do solo apresentam dependência espacial (Vieira et al., 1983, Prevedello, 1987; Scott et al., 1994 e Souza, 1999).

Valores obtidos em pontos mais próximos entre si são mais semelhantes, até um determinado limite, que aqueles tomados a maiores distâncias. Caso isto ocorra, os dados não podem ser tratados como independentes e um tratamento estatístico mais adequado será necessário (Ortiz, 2003). O problema está em que é impossível saber, antes de amostrar, de que maneira as amostras vão se comportar, dependentemente ou independentemente da outra. Devido a essas limitações da estatística clássica e pelo fato dos solos serem heterogêneos, pois a maioria de seus atributos varia

no espaço e no tempo, torna-se necessária a utilização de procedimentos estatísticos adicionais, que considerem e reflitam essas variações (Silva, 1988).

A metodologia proposta pela geoestatística difere da proposta pela estatística clássica, basicamente, na forma de avaliar a variação dos dados. Enquanto a estatística clássica pressupõe não haver relação entre a variação e a distância entre pontos de amostragem, isto é, as variações são aleatórias no espaço, a geoestatística considera existir uma dependência da variação com o espaço de amostragem e que, em parte, essas variações são sistemáticas (Silva, 1988).

Uma das maneiras de se examinar a estrutura espacial é através da análise de séries temporais, uma metodologia utilizada para estudar dados correlacionados no tempo, que também pode ser usada no espaço. As análises no domínio da frequência expressam observações em termos de função linear de dados passados e erros casualizados, e é utilizada para estimativa de processos uni e multivariados, igualmente espaçados (Box & Jenkins, 1970). Outra análise é a conhecida como “state-space”, introduzida por Kalman (1960) e Kalman & Bucy (1961), na qual são geradas duas equações lineares chamadas de observações e equações de estado que descrevem séries observadas. Folegatti (1996) comenta que dois tipos de erros são observados, o primeiro está relacionado com um erro de medida ou distúrbios nos dados que não estão relacionados com a variável em estudo, o segundo é o erro causado por fatores inerentes à variável em estudo. A análise de espectro estuda a frequência que contribui para a variável total, assumindo-se um valor esperado ou valor médio da variável.

Muitos trabalhos têm sido publicados sobre a variabilidade espacial de propriedades do solo mas muito pouco se sabe sobre a sua variabilidade temporal. Apesar disto, nos últimos anos têm-se aumentado o interesse pela análise da dinâmica temporal, principalmente da umidade do solo, especialmente após a publicação do artigo de Vachaud et al. (1985) (Martinez-Fernández & Ceballos, 2003).

Vachaud et al. (1985), buscando representar adequadamente a umidade do solo, com reduzido esforço amostral, propõem duas técnicas. A primeira, denominada de diferença relativa, faz uma análise dos desvios entre os valores observados individualmente e a média deles, medidos espacialmente. De acordo com os autores, igualdades ou pequenas variações da diferença relativa entre posições ao longo do tempo indica a estabilidade temporal. A segunda técnica é o teste não paramétrico de Spearman (Campos, 1983), que é utilizado como uma ferramenta estatística para indicar o grau de concordância da variabilidade espacial obtida em diferentes tempos. Os autores realizaram um estudo de estabilidade temporal dos valores de armazenagem da água, calculados a partir de medidas de umidade do solo, em pontos distribuídos espacialmente.

Kachanoski & De Jong (1988) refinaram o conceito de estabilidade temporal como definido por Vachaud et al. (1985), considerando dependência espacial entre as medidas. Concluíram que a armazenagem de água em um determinado local resulta da ocorrência de um conjunto de processos hidrológicos que operam em diferentes escalas espaciais e então, demonstraram que análises de coerência espacial poderiam ser usadas para examinar a estabilidade temporal como uma função da escala espacial de qualquer variável do solo. Suas conclusões significaram um avanço e ao

mesmo tempo simplificaram a proposta de Vachaud et al. (1985). Kachanoski & De Jong (1988) examinaram a persistência temporal da armazenagem da água no solo (0-1,7 m) medidas a cada 10 m ao longo de uma transeção de 720 m, em períodos de recarga e secagem. Segundo os autores, a estabilidade temporal é dependente da escala espacial, durante o período de recarga da água no solo; mas torna-se independente da escala espacial no período de secagem, demonstrando que a armazenagem, até certo ponto, é resultante de vários processos hidrológicos. Ainda, segundo os autores, a análise de coerência espacial pode ser utilizada para examinar a estabilidade temporal como uma função da escala espacial para qualquer variável do solo.

Outros autores já fizeram uso destas técnicas. Van Pelt & Wierenga (2001), estudaram a estabilidade temporal do potencial mátrico da água no solo, dentro e entre ciclos de irrigação. Os resultados mostraram estabilidade temporal dos padrões espaciais da armazenagem da água no solo e também indicaram estabilidade temporal dos padrões espaciais de potencial mátrico (ϕ_m) da água no solo. Entretanto, os autores condicionaram estes resultados às seguintes condições: (i) o solo estar bastante úmido no início do ciclo de irrigação e (ii) evapotranspiração uniforme entre as localizações. Várias localizações no campo estimaram a média de ϕ_m do campo. Outras localizações estimaram o maior e a menor ϕ_m .

Seguindo esta linha, Gonçalves et al (1999), trabalhando em solo Podzólico Vermelho-Escuro sob irrigação por pivô central, avaliou a umidade do solo em uma transeção radial nas profundidades de 0,15 e 0,30 m, por meio de uma sonda de nêutrons. Os autores constaram a persistência no tempo das distribuições de umidade, sendo possível identificar pontos de amostragem

cujos valores permitem estimar a média geral da umidade na área, a qualquer momento. A dependência espacial da umidade foi avaliada por meio de semivariogramas os quais demonstraram haver estrutura espacial bem definida para ambas profundidades, embora diferindo entre elas.

Outro exemplo é o trabalho de Wendroth et al (1999), estes, trabalhando com o potencial mátrico da água no solo em horizontes superficiais de dois solos, um argiloso e outro franco arenoso (0,10 e 0,30 m). Durante o evento de secagem do solo constataram haver um padrão de variação estável temporalmente para ambos solos. Os autores citam ainda que a duração da correlação temporal foi mais bem definida do que a correlação espacial. Para ambos perfis, as correlações para o solo franco arenoso foram maiores do que para o muito argiloso.

Recentemente, Silva et al. (2001) aplicando as modificações propostas por Kachanoski & De Jong (1988) ao método de Vachaud et al (1985) e análises de regressão múltipla, determinaram o conteúdo da água no solo (0-20 cm) ao longo de três anos agrícolas, comparando dois sistemas de cultivo do solo (convencional e mínimo), com o objetivo de identificar fatores com forte influência no padrão espacial da umidade do solo. Concluíram que o padrão espacial do conteúdo de água durante os eventos de umedecimento e secagem foi temporalmente estável, indicando que o conteúdo de água, determinado em todas as datas de medida, foi positivamente correlacionado com o teor de argila e carbono orgânico, e foi menor na linha de cultivo do que na entre linha.

Roth (1995) concluiu em seus estudos de simulações de fluxo estocástico bi-dimensional em condições de baixa e alta umidade do solo, que

a variabilidade dos processos de fluxo é menor para um estado de umidade alta e crítica, o qual é bastante homogêneo até mesmo em campo heterogêneo. Mas posteriormente, com a secagem, o fluxo volta a ficar heterogêneo novamente.

Turatti & Reichardt (1991) estudaram a variabilidade espacial e temporal da armazenagem da água no solo, encontrando estabilidade temporal para esse parâmetro. Concluem ainda que a estimativa da armazenagem da água no solo realizada pelo método de integração de Simpson se aproximou mais da armazenagem real, ao longo de um perfil de solo com medidas de umidade, por meio de uma sonda de nêutrons, até a profundidade de 1,50 m.

A última edição da publicação americana Soil Science Society of America Journal traz o trabalho de Martinez-Fernandez & Ceballos (2003) em que foi analisada a estabilidade temporal da umidade do solo em uma área de 1285 km², em uma malha de 23 estações de coleta de umidade do solo durante um período de 36 meses, esses pontos de medidas foram distribuídos seguindo critérios fisiográficos e pedológicos. Para a medida da umidade os autores usaram da técnica da TDR (“time domain reflectometry”). As estações foram agrupadas segundo as características de umidade do solo. Para as estações representativas para condições mais secas, a estabilidade temporal foi muito maior para todas as profundidades estudadas (5, 25, 50, e 100 cm), independentemente do período. Este comportamento também foi observado quando do re-umedecimento do solo, sendo este o período mais crítico quanto à estabilidade temporal.

Vários outros autores têm estudado a variabilidade espaço-temporal da umidade do solo (Van Wessenbeeck & Kachanoski, 1988; Janes &

Hunsaker, 1989; Comegna and Basile, 1994; Famiglietti et al., 1998; Hupet & Vanclooster, 2002; Gómez-Plaza et al., 1998). Os esquemas de amostragens e de análise são variados. Um procedimento comum tem sido o uso de transeções (Kachanoski & De Jong, 1988; Wesenbeeck & Kachanoski, 1988; Famiglietti et al., 1998; Jaques et al., 2001, e Gómez-Plaza et al., 2000). Ocasionalmente outros sistemas de amostragens tem sido adotados, como a amostragem em malha (Goovaerts and Chiang, 1993; Grayson and Western, 1998; Silva (2001); Van Pelt & Wierenga, 2001; Hupet & Van-Clooster, 2002). Outros autores têm combinado esquemas de transeções com amostragens em malha (Jaynes & Hunsaker, 1989; Comegna & Basile, 1994). O tamanho da área estudada também tem variado, desde poucos metros (Jacques et al., 2001) a algumas centenas de metros (Kachanoski & De Jong, 1988; Jaynes & Hunsaker, 1989; Famiglietti et al., 1998; Gómez-Plaza et al., 2000) para o caso de amostragens em transeções, e áreas menores que 1 ha (Vachaud et al., 1985; Goovaerts & Chiang, 1993; Comegna & Basile, 1994; Van Pelt & Wierenga, 2001; Hupet & Vanclooster, 2002) a poucos hectares (Famiglietti et al., 1998; Grayson & Western, 1998) em trabalhos envolvendo amostragens em malha, e muitos poucos trabalhos com áreas superiores a 1 km² (Grayson & Western, 1998).

Normalmente os estudos têm-se limitado a análises de camadas de 0 a 20cm e existem muito poucos trabalhos que se referem ao estudo do perfil do solo, os trabalhos, em sua maioria, de estabilidade temporal descrevem períodos de tempo entre 3 e 6 meses. Muito poucos trabalhos, entre os quais os de Grayson & Western (1998) e Gómez- Plaza et al. (2000), analisaram períodos maiores que um ano. Desta forma está claro que se torna

necessário conhecer a dinâmica temporal das propriedades hídricas do solo em períodos de tempo e em área maiores.

Uma das metas elaborada por Vachaud et al. (1985), com propósito de analisar a estabilidade temporal, era oferecer um método que pudesse reduzir o número de locais de medidas necessários para analisar o comportamento de um determinado solo. A determinação da umidade do solo requer sofisticadas técnicas que consomem tempo e custo. Alternativas de medida direta no campo são estimativas por sensores remotos ou o uso de modelos de simulação (Albertson & Kiely, 2001). Ambos os métodos requerem medidas “in situ” para calibração e validação dos dados juntamente com informações sobre a dinâmica temporal da variabilidade da umidade do solo. Por outro lado, a variabilidade temporal da umidade do solo pode introduzir erros sistemáticos em dados de umidade do solo obtidos por sensores remoto (Mohamty & Skaggs 2001). Como apontado por Kachanoski & De Jong (1998), os processos hidrológicos operam em diferentes escalas e conseqüentemente a estabilidade temporal do padrão espacial também será uma função da escala.

Libardi et al. (1986) estudaram a variabilidade espacial da umidade, da textura e da densidade de partículas ao longo de uma transeção de 150 m, em amostragens a cada 0,5 m. Identificaram que todas as variáveis foram normalmente distribuídas, uma vez que, o maior coeficiente de assimetria encontrado foi, em módulo, igual a 0,911 para areia, quando então o coeficiente de curtose foi também o maior, igual a 3,945. A partir da análise dos autocorrelogramas e semivariogramas construídos com esses dados, os autores concluíram que a dependência espacial para umidade foi de 16 m, argila 15 m, areia 10 m e silte 40 m.

Villagra et al. (1988) instalaram 30 tensiômetros distanciados entre si de 4 m e, junto a cada tensiômetro, instalou um tubo de acesso à sonda de nêutrons. O autor não encontrou distribuição normal para os valores de tensiometria e o semivariograma construído com os valores transformados utilizando-se o logaritmo natural não apresentou nenhuma tendência, permitindo aos autores concluir que os dados eram independentes. Lascano & Hatfield (1992) não encontraram estrutura de dependência espacial para valores de textura do solo ao longo de duas transeções perpendiculares de 50 m cada uma.

Silva (1988) trabalhando em um grid de 9 x 7 pontos em duas profundidades não encontrou estrutura de variância na maioria dos seus semivariogramas, que pode ser explicado devido a inexistência da estrutura, ou porque existe estrutura apenas a uma distância menor que o “lag” adotado, de 20 m. Para os teores de silte e argila, foi encontrada uma estrutura de variância para as duas profundidades estudadas. No entanto, para estas propriedades, não se atingiu um patamar para o semivariograma. Isto se deve ao fato de que a distância para a qual as variáveis são independentes não foi atingida na amostragem, segundo o autor.

Marques Junior et al. (2000) avaliaram a variabilidade espacial dos atributos granulométricos e químicos dos solos e da produção de café em diferentes superfícies geomórficas sobre solos altamente intemperizados, no município de Patrocínio (MG). Numa superfície plana, duas subáreas foram escolhidas e diferenciadas de acordo com critérios de separação de superfícies geomórficas. Em cada subárea foi instalada uma parcela de 200 m x 850 m, dividida numa malha com espaçamento regular de 50 m entre os pontos, resultando 68 pontos para cada malha. Os solos foram amostrados em duas

profundidades (0-20 cm e 60-80 cm), posteriormente as amostras foram submetidas a análises químicas e granulométricas. A variabilidade do solo foi inicialmente avaliada por estatística simples. A análise da dependência espacial foi feita por meio de hipótese intrínseca. Os resultados apontam que os valores do coeficiente de variação dos parâmetros granulométricos são menores que os químicos e que todos os semivariogramas construídos ajustaram-se bem ao modelo esférico, o mais adaptado para descrever o comportamento de semivariogramas de atributos de solo e plantas. Os autores concluem que os atributos químicos e granulométricos possuem dependência do relevo.

O Potencial da Água no solo ou na planta representa o estado de energia da água no solo ou na planta e governa todos os processos de transporte de água no sistema solo-planta-atmosfera. O entendimento e a aplicação desse conceito possibilitam uma visão global dos processos de absorção e transporte de água do solo para a planta, no interior da planta e das folhas para a atmosfera (transpiração). O potencial da água é afetado por todos os parâmetros que afetam a energia livre da água. Os principais parâmetros para o sistema solo-planta são: pressão hidrostática, solutos, interação da água com uma matriz sólida e força gravitacional.

Muitos estudos têm demonstrado que o conteúdo de água no solo varia com o tempo e com a localização espacial e que os padrões de variabilidade espacial não muda com o tempo quando as observações são ranqueadas, ou seja, são estáveis no tempo (Vachaud et al. (1985); Kachanoski & De Jong (1988); van Wesenbeeck & Kachanoski (1988); Martínez-Fernandez & Caballos (2003)). No entanto trabalhos que envolvam potencial mátrico são escassos na literatura (van Pelt & Wierenga, 2001). Assume-se que

os valores de potencial mátrico alteram-se com as mudanças no conteúdo de água no solo, no entanto estas alterações podem não ser lineares, e pode-se esperar uma variabilidade espacial e temporal maior (van Pelt & Wierenga, 2001). Problemas encontrados com as medidas de potencial mátrico utilizando tensiômetros tem sido incluídos na variabilidade das medidas para um único ponto de amostragem.

Hendrickx & Wierenga (1990) observaram que a estabilidade temporal do potencial mátrico persistiu apenas para um intervalo de irrigação. Eles utilizaram sete tensiômetros em uma determinada área para estimar o potencial mátrico. Em estudos posteriores, Hendrickx et al. (1994) determinaram que o tamanho da cápsula do tensiômetro tem grande influência na determinação da variabilidade e notaram que cápsulas grandes, com 82,3 cm² de área superficial pode ser utilizada para reduzir o número de locais de medidas requeridos para quatro, para estimar a média de potencial mátrico no campo.

Marciano et al. (1998) trabalhando com variabilidade do potencial mátrico em experimentos de manejo de irrigação encontrou elevada variabilidade e heterogeneidade de variância de potencial mátrico. Hendrickx et al (1990) também encontraram alta variabilidade do potencial mátrico, principalmente em condições de secamento do solo.

Van Pelt & Wierenga (2001) estudaram a estabilidade espaço-temporal do potencial mátrico em oito ciclos de irrigação. Seus resultados mostraram estabilidade temporal tanto dos padrões de potencial mátrico quanto de armazenagem da água no solo. Estes autores deram maior

importância aos pontos que superestimaram e subestimaram a média real do campo.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 A parcela experimental e sua instrumentação

O trabalho foi desenvolvido em área experimental de citros do Campus Luiz de Queiroz da Universidade de São Paulo, em Piracicaba, SP (22°42'43" S, 47°37'10" W, 546 m de altitude).

A parcela experimental consistiu de duas transeções de 20 pontos cada, espaçados de 4 m. Cada ponto localizou-se no centro da distância entre duas plantas ao longo de uma linha da cultura de citros, cuja distância entre linhas é de 7 m (Figura 1). A cultivar de citros é a Valência (*citros sinensis*, L. Osbeck), sobre porta-enxerto Cleopátra, com 10 anos de idade. Em local adjacente às transeções, abriu-se uma trincheira de 2 m x 4 m para a caracterização e descrição do solo, o qual foi classificado como Latossolo Vermelho Amarelo argissólico (Anexo A).

Nas duas transeções, em cada ponto, foram instalados (Figura 1): a) um tubo de alumínio (para acesso de uma sonda de nêutrons) de 1,5 m de comprimento (1,20 m abaixo da superfície do solo); todos os tubos tinham 45 mm de diâmetro interno e 1,5 mm de espessura de parede; a instalação desses tubos foi realizada com auxílio de um trado tipo holandês e, por ocasião da

instalação, amostras de solos foram coletadas a cada 0,10 m de profundidade para posterior análise granulométrica. b) três tensiômetros com manômetro de mercúrio, para medida do potencial mátrico, às profundidades de 1,0 m, 1,1 m e 1,2 m; para isto utilizaram-se trados específicos, isto é, um trado (Figura 3) de rosca com duas entradas (tipo pua) com diâmetro um pouco menor que o diâmetro da cápsula porosa para a abertura do orifício até o topo da cápsula porosa e outro, tipo pistão, com diâmetro um pouco maior que a da cápsula para alargamento do orifício até a profundidade correspondente a extremidade superior (fim do gargalo) da cápsula. Com esse procedimento (trado + pistão) a instalação era facilitada e obtinha-se um perfeito contato cápsula porosa-solo (Figura 2).

Figura 1 - Parcela experimental com dimensões e localização dos pontos nas duas transeções. O detalhe mostra a configuração de dois pontos de observação

Figura 2 - Diagrama de um ponto experimental, constituído de três tensiômetros com os respectivos manômetros de mercúrio e um tubo de acesso à sonda de nêutrons (a). Imagem de um ponto experimental no campo (b)

A entrada de água na parcela experimental foi contabilizada por meio de um pluviômetro automatizado e acoplado a um “data logger”, localizado próximo às duas transeções, que registrava a pluviosidade minuto a minuto. Desta maneira, obtiveram-se dados pluviométricos da área experimental total.

O método utilizado para a determinação das frações granulométricas nas amostras de solo coletadas a cada 0,10 m de profundidade de cada ponto de observação foi o de Bouyoucos (densímetro), conforme as recomendações de EMBRAPA (1999). Esse método baseia-se na velocidade de sedimentação das partículas sólidas do solo, em que são realizadas duas leituras, a primeira informa sobre o conteúdo de areia, a segunda sobre o conteúdo de argila e, por diferença, obtém-se o conteúdo de silte.

Figura 3- Trados específicos para instalação dos tensiômetros

Figura 4 - Sonda de nêutrons modelo 503 Hydroprobe da CPN Corporation

3.2 Armazenagem da água no solo

Para a avaliação da armazenagem de água no solo e sua respectiva variação temporal, utilizou-se do método da moderação de nêutrons por meio de uma sonda de nêutrons com fonte de **Americício-Berílio** (50mCi), modelo 503 Hydroprobe da CPN Corporation (Figura 4).

Este método tem a vantagem de ser um método de campo não destrutivo e funciona, resumidamente, assim: nêutrons rápidos (10keV a 20MeV) são emitidos de uma fonte de **Am-Be** que interagindo com os átomos de hidrogênio no solo são termalizados isto é, desacelerados ou tornados nêutrons lentos (0,01 a 0,3 eV). Esses nêutrons termalizados são identificados no interior do solo por outro componente presente na sonda, o detector de cintilação de lítio, e registrados por meio de um sistema eletrônico de contagem localizado na caixa de blindagem, na superfície do solo. Quanto maior a concentração de hidrogênio no solo (maior umidade do solo), maior a contagem de nêutrons no registrador (Figura 5). Após a elaboração de uma curva de calibração da contagem versus umidade do solo, mede-se a umidade do solo em qualquer profundidade no campo de maneira não destrutiva e em qualquer tempo.

Com a sonda de nêutrons foram feitas leituras semanais às profundidades de 0,2 m, 0,4 m, 0,6 m, 0,8 m, 1,00 m e 1,10 m para o cálculo da armazenagem de água na camada 0,0 m – 1,10 m de profundidade ao longo do tempo. Sempre antes e depois das leituras realizava-se uma contagem padrão com a sonda dentro da blindagem. Essa contagem servia para calcular a contagem relativa, isto é, relação entre a contagem atual e a padrão.

Figura 5 - Componentes e funcionamento da sonda de nêutrons

Para a calibração da sonda coletaram-se amostras deformadas de solo por meio de um trado tipo holandês para determinação da umidade gravimétrica, em pontos previamente escolhidos de acordo com a contagem da sonda, escolhendo-se os que apresentavam maiores e menores leituras. Ao longo de dois anos de leituras foram coletadas 230 amostras de solo em datas e pontos diferentes, obtendo-se dados de umidade do solo desde os mais baixos aos mais altos valores de umidades. Correlacionando-se esses dados com os respectivos dados de contagem relativa da data e do ponto amostrado obteve-se a seguinte equação de correlação:

$$U = 8,55488CR + 0,5299 \quad (r^2 = 0,71) \quad (03)$$

em que U é a umidade gravimétrica, CR é a contagem relativa. Por meio desta equação obtiveram-se os valores de umidade gravimétrica para as profundidades de medida. No caso do presente trabalho, como os valores de umidade medidos o foram à base de massa (U), a armazenagem de água no perfil de solo 0-Z m de profundidade, A_Z , foi calculada pela integral:

$$A_Z = \int_0^Z U dZ \rightarrow (kg/kg)m \quad (04)$$

a qual, como se pode notar, representa a quantidade de água armazenada (kg de água) por unidade de quantidade de sólidos do solo (kg de sólidos) no perfil 0-Z m, num determinado momento. A avaliação dessa integral para $Z = 1,10$ m foi feita pela regra de integração numérica de Simpson ($Z = 0,2$ m a $Z = 1,10$ m) e assumindo o mesmo valor de U em $Z = 0,2$ m para a camada 0-0,2 m e o mesmo valor de U em $Z=1,0$ m para a camada 1,0-1,1 m, resultando, portanto, a expressão:

$$A_{1,10} = (U_{0,20} 0,2) + 0,2/3 (U_{0,20} + (4U_{0,40}) + U_{0,60}) + 0,2/3 (U_{0,60} + (4U_{0,80}) + U_{1,00}) + U_{1,00} 0,10 \quad (05)$$

3.3 Gradiente de potencial total e potencial mátrico da água no solo

Para a determinação do potencial mátrico da água no solo em condições de campo, o equipamento mais utilizado é o tensiômetro. Dentre os tensiômetros hoje utilizados em pesquisa, o de manômetro de mercúrio tem a vantagem da sua alta sensibilidade, podendo ser considerado como padrão. Em situações em que se requer uma maior confiabilidade dos dados, como em pesquisas de movimento da água no solo, recomenda-se este tipo de equipamento.

Os tensiômetros (Figura 6) foram construídos artesanalmente utilizando-se tubos rígidos de PVC branco com diâmetro nominal de uma polegada e comprimento correspondente à profundidade de instalação acrescido 0,20 m (parte do equipamento que se localiza acima da superfície do solo). Na extremidade em contato com o solo acoplou-se e fixou-se com cola uma cápsula porosa garantindo-se perfeita vedação. Na outra extremidade, acima da superfície do solo, abriu-se rosca no tubo para uma tampa também em PVC. Para uma vedação eficiente do tensiômetro, confeccionou-se em PVC uma peça em forma de pistão com o diâmetro pouco inferior ao do tubo e com a parte superior em forma cônica com diâmetro pouco superior ao do tubo tendo na parte superior do pistão e inferior do cone um anel de borracha (“o ring”); denominou-se esta peça de “copex”. Para garantir a uniformidade, as cápsulas porosas de cerâmica foram previamente testadas e verificadas a quanto à sua condutância hidráulica e à sua pressão de borbulhamento até 1,0 atmosfera, que é o valor mínimo para o perfeito funcionamento do

tensiômetro (Libardi, 2001)¹. Para a conexão do tubo ao manômetro de mercúrio utilizou-se uma tubulação de “nylon”, denominada de “espaguete”, com diâmetro interno de 0,002 m e colada com a mesma preocupação que se teve com a colagem da cápsula ao tubo.

Figura 6 - Componentes do tensiômetro com manômetro de mercúrio e detalhes da sua montagem e funcionamento

O suporte do manômetro de mercúrio foi confeccionado em madeira e moldado para acondicionar a cuba e o espaguete (Figura 6). A cuba foi confeccionada em acrílico e fez-se uma marca onde o nível de mercúrio deveria estar antes do acionamento do tensiômetro.

¹ LIBARDI, P.L. **Condutância hidráulica de cápsulas porosas para tensiômetros**. Piracicaba: ESALQ, Depto de Ciências Exatas, 1999. (Roteiro de aula prática)

O potencial mátrico ϕ_m (m de água) foi calculado com base na medição da altura da coluna de mercúrio (Figuras 2 e 6) para cada ponto e profundidade correspondentes, por meio da expressão (Libardi, 2000):

$$\phi_m = -12,6H + h_c + Z \quad (06)$$

em que H é a leitura do tensiômetro (m de mercúrio), feita a partir da superfície do mercúrio na cuba, h_c (m de água) é a distância do nível de mercúrio na cuba à superfície do solo no momento da leitura (na figura 2, o h_c é o $h' + h''$) e Z (m de água) é a profundidade de instalação da cápsula. Para a aplicação direta desta fórmula teríamos que medir o H e o h_c conjuntamente, uma vez que conforme H aumenta ou diminui, h_c diminui ou aumenta e isto dificultaria o processo de leitura. Para contornar esta situação, Libardi (2000) sugere uma maneira simples para correção da variação de h_c e conseqüente variação de H, com base no fator de correção:

$$f = \left(\frac{d^2}{D^2 - d^2} \right) H^* \quad (07)$$

o qual deve ser subtraído de h_c^* para a obtenção de h_c e somado a H^* para obtenção de H. h_c^* é o valor fixo da distância da superfície do solo ao nível de mercúrio na cuba antes do acionamento do tensiômetro, d é o diâmetro interno do tubo de leitura (espaguete), D é o diâmetro interno da cuba de mercúrio e H^* é a leitura do tensiômetro a partir do nível de mercúrio na cuba antes do acionamento do tensiômetro.

Para o cálculo do gradiente de potencial total da água no solo, utilizou-se a seguinte equação:

$$grad\phi_t = \frac{\phi_{t_a} - \phi_{t_b}}{\Delta Z} \quad (08)$$

em que $grad\phi_t$ é o gradiente de potencial total da água no solo, ϕ_{t_a} é o potencial total da água no solo a 1,00 m de profundidade, ϕ_{t_b} é o potencial total da água no solo a 1,20 m de profundidade e $\Delta Z = 0,20$ m é a distância vertical entre as profundidades 1,0 m e 1,2 m.

3.4 Análise dos dados

Os dados obtidos neste trabalho foram interpretados com base na sua análise descritiva-exploratória, na análise das suas variabilidades espacial e temporal e na análise da sua estabilidade temporal.

As análises descritiva e exploratória dos dados foram feitas com o objetivo de observar o comportamento geral dos dados obtidos e auxiliar no planejamento de outras análises estatísticas e seguiram as indicações de Libardi et al. (1996). Para tanto se utilizou o “software” Statistica for Windows (Stat Soft, 1993). As seguintes medidas foram feitas: média, mediana, moda, desvio padrão, variância, coeficiente de variação, mínimo e máximo, amplitude total, primeiro e terceiro quartil, assimetria e curtose.

Paralelamente verificou-se a distribuição dos dados quanto a sua normalidade com base nos coeficientes de assimetria e curtose, “Box-plot”, teste de Kolmogorov-Smirnov e retas de Henry.

Para a análise da estabilidade temporal e variabilidade espaço-temporal da armazenagem, do gradiente de potencial total e do potencial mátrico da água no solo, ao longo de dois anos de monitoramento, primeiramente foi aplicado o procedimento sugerido por Vachaud et al. (1985) para verificar a estabilidade temporal da variabilidade espacial dos processos, isto é, quais e quantos são os locais adequados para ao monitoramento com precisão aceitável e reduzido esforço amostral. Estes autores introduziram o conceito de estabilidade temporal utilizando a técnica das diferenças médias relativas. Desta maneira, as diferenças relativas médias, expressas em termos percentuais, associadas ao respectivo desvio-padrão no tempo e ordenadas da menor para a maior, permitem identificar “a” ou “as” posições que representam a média geral do campo, ou as que superestimam ou subestimam essa média, em qualquer momento. Quanto menor o desvio padrão, maior a confiabilidade da medida naquele ponto em estimar a média geral, ou pontos extremos.

Para avaliar a estabilidade temporal do potencial mátrico, do gradiente de potencial total e da armazenagem de água no solo ao longo do tempo, utilizou-se de duas técnicas, como sugerido por Vachaud et al (1985). A primeira diz respeito à diferença Δ_{ij} entre uma determinação individual S_{ij} no local i ($i = 1-y$, y é o número de pontos de amostragem) no tempo j ($j = 1-x$, x é o número de leituras) e a média dos valores medidos S_j no mesmo tempo:

$$\Delta ij = Sij - \overline{Sj} \quad (09)$$

com

$$Sj = (1/y) \sum_{i=1}^{i=y} Sij \quad (10)$$

com o que se tem a diferença relativa:

$$\delta ij = \frac{\Delta ij}{\overline{Sj}} \quad (11)$$

De acordo com Vachaud et al (1985), uma pequena variação ou a igualdade de δ_{ij} , ao longo do tempo, para cada posição j , é a indicação de estabilidade temporal, que entre outras palavras significa independência temporal.

Na seqüência aplicou-se o teste não paramétrico de Spearman. Este teste é um procedimento eficiente que possibilita calcular o grau de dependência entre duas variáveis aleatórias. Um valor r igual 1 corresponderá a igualdade de posição para qualquer local ou estabilidade perfeita entre duas datas ou tempos. Quanto mais próximo de 1 for o r mais estável será o processo (Vachaud et al., 1985). O coeficiente de correlação de Spearman é dado por:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n (Rij - Rij')^2}{n(n^2 - 1)} \quad (12)$$

sendo n o número de observações, R_{ij} a posição da variável S_{ij} observada no local i na data j e R_{ij}' a posição da mesma variável, no mesmo local, mas na data j' .

A estabilidade temporal, como definida por Vachaud et al (1985) implica em uma relação linear entre a água armazenada em dois tempos diferentes, ao longo de todos os pontos de espaço em estudo. Tendo em vista esse comportamento, procurou-se correlacionar os dados obtidos de armazenagem e potencial mátrico com o tempo. A simples correlação entre esses parâmetros em diferentes tempos pode ser adotada como teste para verificação da estabilidade temporal, conforme proposto por Kachanoski & De Jong (1988). O coeficiente de correlação de Pearson ($r_{t_2-t_1}$) entre dois padrões, nos tempos t_2 e t_1 é dado por:

$$r_{t_2-t_1} = \frac{\text{cov}[S_{t_2}(j), S_{t_1}(j)]}{\{\text{var}[S_{t_2}(j)]\text{var}[S_{t_1}(j)]\}^{1/2}} \quad (13)$$

em que *cov* e *var* são a covariância e a variância, respectivamente.

Os dados da análise granulométrica (frações areia, silte e argila) foram utilizados com o intuito de se encontrar respostas ao comportamento dos pontos de amostragem com relação ao maior ou menor valor de armazenagem e/ou potencial mátrico. Para isso correlacionaram-se os valores de granulometria com os de armazenagem e depois com os de potencial mátrico da água no solo.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Tratamento dos dados

Para descrever estatisticamente os dados de armazenagem da água no solo ao longo do tempo preferiu-se dividir o período total de leitura em períodos de secagem e umedecimento do solo, ou recarga da água no solo, obtendo-se assim dois períodos de secagem e dois de recarga.

Considerando que os parâmetros que definem as principais características de um conjunto de dados também estão sujeitas a perturbações por valores atípicos, Libardi et al. (1996) sugerem o uso de técnicas complementares para a verificação da adequação das medidas por meio da identificação de valores candidatos a “outliers” e descrição espacial do comportamento das variáveis que formam o conjunto de dados. De acordo com os critérios definidos em Libardi et al. (1996) foram calculados os limites, inferior e superior, para a identificação de “outliers”, desta maneira foi possível visualizar a distribuição e o comportamento geral dos dados e detectar dados influentes, observações com valores extremos que destoam do conjunto de dados e alteram os valores de algumas medidas, assim como verificar a

normalidade dos dados, necessária para a aplicação dos testes estatísticos convencionais.

Para o cálculo do limite inferior (LI) e do limite superior (LS) foi adotado o critério sugerido por Hoaglin et al. (1992), que considera como prováveis dados discrepantes valores menores que a diferença entre o quartil inferior (Q_i) e 1,5 vez a amplitude interquartílica (A_i), ou seja, aqueles abaixo do LI, estimado por $LI = Q_i - 1,5 A_i$ e dados com valores maiores que a soma do quartil superior (Q_s) com 1,5 vez a amplitude interquartílica, ou seja, acima do LS, estimado por $LS = Q_s + 1,5 A_i$.

Os valores candidatos a “outliers” podem ser considerados como tal, se de fato assumirem um comportamento diferente do apresentado pela maioria dos dados (Hoaglin et al. 1992). Para a sua verificação, é conveniente fazer uso da distribuição espacial dos dados, verificando se os valores candidatos estão compatíveis com seus valores vizinhos ou se ocorre uma evidente descontinuidade no espaço entre esses (Libardi et al., 1996).

Nos casos em que os atributos estudados apresentaram observações com valores extremos, estas foram descartadas e nesta situação, foram aplicados novamente os procedimentos citados sem as observações com valores extremos. Os resultados obtidos com este conjunto de dados foram comparados com os resultados anteriores, verificando se a retirada das observações com valores extremos implicou em uma modificação significativa e positiva dos valores das medidas estatísticas. Se a modificação não foi significativa, os valores foram readmitidos; se foi significativa, foram excluídos do conjunto. A decisão final sobre excluir ou não qualquer observação foi tomada após confrontar os candidatos a dados influentes com seus vizinhos

mais próximos, nos gráficos de distribuição espacial , procedimento indicado por Libardi et al. (1996).

4.2 Granulometria do solo

A capacidade de armazenamento de água pelo solo e sua disponibilidade para as plantas são determinadas, de certa forma, pelas características físicas do solo, como textura e estrutura, e profundidade.

Na Tabela 1 são apresentados os valores de limite superior (LS) e limite inferior (LI) para os valores de argila, silte e areia. Nas Figuras 7, 8 e 9 são apresentados os valores originais e sem as observações influentes (“outliers”), para os teores de argila, silte e areia. Comparando-se os valores de LS e LI com as Figuras 7 (a), 8 (a) e 9 (a), torna-se fácil observar valores discrepantes. Valores estes que, quando retirados do conjunto de dados resultaram nas Figuras 7 (b), 8 (b) e 9 (b).

A estatística descritiva para os valores de frações granulométricas, para os 40 pontos, segundo a transeção com espaçamento entre pontos de 4 m e nas profundidades de 0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm, 30-40 cm, 40-50 cm, 50-60 cm, 60-70 cm, 70-80 cm, 90-100 cm, 100-110 cm, 110-120 cm, é apresentada na Tabela 2 para os valores de argila, na Tabela 3 para os valores de areia e na Tabela 4 para os valores de silte. Com relação à estrutura de variação destas propriedades no espaço, os semivariogramas não apresentaram estrutura bem definida (Anexo C). Uma vez que não se observou estrutura de

distribuição para os teores de areia, argila e silte, pode-se assumir como válida a hipótese de independência dos dados, pelo menos a este nível de amostragem.

Tabela 1. Limites inferior e superior para identificação de valores candidatos a “outliers” para granulometria do solo (%) em doze profundidades, segundo uma transeção de 40 pontos espaçados de 4 metros

Profundidade (cm)	argila		silte		areia	
	LS	LI	LS	LI	LS	LI
0-10	20.5	8.5	8.25	2.25	85.5	73.5
10-20	23	11	7.5	3.5	85.5	69.5
20-30	32.25	14.25	7.75	1.75	78.75	64.75
30-40	29	21	7.75	1.75	76.5	64.5
40-50	30.5	18.5	10.5	-1.5	77.75	63.75
50-60	33	17	8	0	77.5	65.5
60-70	31.25	17.25	8	0	78.75	64.75
70-80	30.5	18.5	8	0	77.5	65.5
80-90	30.5	18.5	8	0	77.5	65.5
90-100	30.5	18.5	8	0	75	67
100-110	30.5	18.5	8	0	77.5	65.5
110-120	30.5	18.5	8	0	77.5	65.5

LS = limite superior; LI = limite inferior

Pelos critérios adotados, observa-se que os pontos 33 e 36 foram praticamente excluídos da análise estatística descritiva pela identificação de “outliers” por apresentar teores de argila inferior ao limite inferior e areia superior ao limite superior, ao longo de todo o perfil de solo, sendo, portanto os dois pontos mais arenosos no conjunto de dados (Figuras 7 (a e b) e 8 (a e b)).

Figura 7- Valores de conteúdo de argila expressos em porcentagem, (a) com candidatos a “outliers” e (b) sem os “outliers”

a

b

Figura 8- Valores de conteúdo de areia expressos em porcentagem, (a) com candidatos a “outliers” e (b) sem os “outliers”

a

b

Figura 9- Valores de conteúdo de silte expressos em porcentagem, (a) com candidatos a “outliers” e (b) sem os “outliers”

Para o ponto 33, em relação aos teores de areia, verificou-se que apenas os valores para as profundidades de 10-20 e 20-30 cm permaneceram, e para argila apenas 20-30 cm, embora para estas profundidades, os valores estivessem bem próximos ao limite superior e inferior, respectivamente. No ponto 36 observa-se que, em relação aos valores de argila, apenas o valor referente a profundidade de 50-60 cm permaneceu; para areia, nenhum ponto esteve dentro dos limites estabelecidos, sendo completamente retirado do conjunto de dados.

De acordo com a estatística descritiva para areia, silte e argila apresentada nas Tabelas 2, 3 e 4, observa-se uma maior variação (c.v.) para os valores de argila nas primeiras profundidades amostradas, 0-10 cm, 10-20 cm e 30-40 cm, onde o solo, de um modo geral, apresentou maiores valores para areia. Tendência contrária foi observada para os valores de silte e semelhante, embora em menores proporções, para os valores de areia. Como não existiram variações significativas entre os pontos (Anexo B), optou-se por trabalhar com um perfil granulométrico médio único. Os valores médios obtidos permitem classificar este solo como de textura franco argilo-arenosa.

A semelhança entre os valores de média e mediana indica a simetria da distribuição dos dados, para todas as propriedades, uma vez que na distribuição normal a média aritmética e a mediana são iguais. Todas as distribuições apresentaram característica normal realizada pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (Campos, 1983), confirmando a homogeneidade deste solo ao longo da transeção.

Tabela 2. Resumo estatístico dos resultados obtidos para argila (%)

Prof. (cm)	n válido	Média	Mediana	Min.	Máx.	Quartil inferior	Quartil superior	Amplitude total	Desvio Padrão	C.v. (%)	Assimetria	Curtose
0-10	37	14.73	15	12	18	13	16	6	1.76	11.94	0.15	-0.68
10-20	36	17.31	17	12	22	16	18	10	2.28	13.16	0.20	-0.19
20-30	39	23.28	24	16	28	21	26	12	3.18	13.65	-0.74	-0.31
30-40	34	24.85	25	20	28	24	26	8	1.71	6.87	-0.61	1.03
40-50	38	24.95	25	20	30	23	26	10	2.22	8.89	0.53	0.68
50-60	39	24.97	25	17	29	23	27	12	2.51	10.04	-0.55	1.31
60-70	38	24.53	24	22	28	23	26	6	2.04	8.30	0.30	-1.19
70-80	38	24.74	24.5	22	28	23	26	6	1.73	7.01	0.36	-0.92
80-90	38	24.79	24	22	28	23	26	6	1.86	7.51	0.40	-0.93
90-100	37	24.89	25	21	29	23	26	8	1.87	7.50	0.14	-0.49
100-110	38	24.34	24	21	28	23	26	7	1.94	7.95	0.10	-1.11
110-120	38	24.53	24.5	21	28	23	26	7	1.91	7.80	-0.03	-0.80

Tabela 3. Resumo estatístico dos resultados obtidos para areia (%)

Prof. (cm)	n válido	Média	Mediana	Min.	Máx.	Quartil inferior	Quartil superior	Amplitude total	Desvio Padrão	C.v. (%)	Assimetria	Curtose
0-10	37	79.7	80	76	84	78	81	8	2.00	2.51	0.19	-0.20
10-20	39	77.3	78	70	85	75	79	15	3.36	4.34	-0.26	0.22
20-30	39	72.1	71	67	78	70	73	11	3.05	4.24	0.69	-0.26
30-40	38	70.6	70.5	65	76	69	72	11	2.33	3.30	-0.13	0.78
40-50	38	70.8	71	66	76	69	72	10	2.35	3.31	0.15	-0.29
50-60	38	70.8	71	66	74	70	72	8	2.28	3.21	-0.60	-0.42
60-70	38	71.1	71	66	75	69	73	9	2.47	3.48	-0.24	-0.68
70-80	38	71.1	71	66	75	70	72.5	9	2.06	2.90	-0.38	-0.01
80-90	38	71.0	71	66	74	70	72	8	2.14	3.01	-0.19	-0.47
90-100	37	70.8	71	68	74	69	72	6	1.76	2.48	0.07	-0.84
100-110	38	71.3	72	67	75	69	73	8	2.30	3.23	-0.47	-0.80
110-120	38	71.4	72	67	76	69	73	9	2.34	3.28	-0.19	-0.86

Uma vez que os valores das frações granulométricas mostram um solo homogêneo, optou-se por trabalhar com um valor médio de granulometria para todos os pontos. Na Figura 10 é apresentado o perfil granulométrico médio de todos 40 pontos de amostragem. O Anexo B mostra estes perfis para cada ponto. Esta homogeneidade permitiu o uso de uma única curva de calibração para a sonda de nêutrons utilizada neste trabalho.

Tabela 4. Resumo estatístico dos resultados obtidos para silte (%)

Prof. (cm)	n válido	Média	Mediana	Min.	Máx.	Quartil inferior	Quartil superior	Amplitude total	Desvio Padrão	C.v. (%)	Assimetria	Curtose
0-10	37	5.43	5.00	3	8	4	6	5	1.19	21.93	0.22	-0.31
10-20	35	5.46	6.00	4	7	5	6	3	0.85	15.61	-0.16	-0.53
20-30	40	4.68	5.00	2	7	4	6	5	1.19	25.35	-0.10	-0.46
30-40	40	4.45	4.00	2	7	4	6	5	1.40	31.35	0.26	-0.56
40-50	40	4.25	4.00	0	7	3	6	7	1.68	39.43	-0.62	-0.20
50-60	40	3.95	4.00	1	8	3	5	7	1.57	39.70	0.21	0.28
60-70	40	4.28	4.00	2	8	3	5	6	1.47	34.32	0.37	-0.37
70-80	40	4.13	4.00	2	7	3	5	5	1.38	33.48	0.26	-0.42
80-90	40	4.28	4.00	1	8	3	5	7	1.48	34.73	0.34	0.11
90-100	39	4.10	4.00	2	8	3	5	6	1.29	31.53	0.72	1.12
100-110	40	4.35	4.00	2	8	3	5	6	1.27	29.24	0.39	0.35
110-120	40	4.03	4.00	1	8	3	5	7	1.48	36.67	0.31	0.21

O aumento do teor de argila na camada de 20-30 cm em diante, confirma a descrição do perfil de solo obtida no campo, em que se classificou o solo como Latossolo Vermelho Amarelo argissólico.

Figura 10- Perfil granulométrico médio dos 40 pontos

A amplitude total para os valores de areia e argila foram semelhantes, embora o teor de areia tenha sido muito maior para todas as

profundidades, demonstrando maior dispersão dos dados para argila. Os valores de assimetria ficaram praticamente iguais para areia e argila, mostrando o comportamento de dispersão dos dados positivo para areia e negativo para argila, enquanto que os valores de assimetria para silte apresentaram valores próximos a zero, indicando, com exceção da profundidade 90-100 cm, uma distribuição próxima da média. O coeficiente de curtose indica o achatamento da distribuição dos dados, neste caso, quanto mais próximo de zero, mais a curva da distribuição se aproxima da normalidade, tendo formato da curva mesocúrtica.

Figura 11- "Box Plot" para areia, para as 12 profundidades estudadas

Figura 12- "Box Plot" para silte (a) e argila (b), para as 12 profundidades estudadas

As Figuras 11 e 12 mostram o diagrama "Box Plot" para os teores de areia, silte e argila, sem os valores influentes, nas quais é possível observar a dispersão dos dados ao longo do perfil de solo. Verifica-se que,

para os teores de areia, a maior dispersão ocorreu para os valores acima do quartil superior (assimetria positiva). Para a argila, a assimetria apresentou comportamento inverso, ou seja, negativo, apresentando maior dispersão dos valores para valores abaixo do quartil inferior. Para os valores de silte, não foi verificado uma tendência de dispersão dos dados, uma vez que as dispersões, segundo a profundidade, ora apresentou comportamento positivo ora negativo.

Para os valores de areia, a assimetria positiva indica a ocorrência de valores acima do quartil superior como possíveis dados discrepantes, porém esse afastamento não foi significativo a ponto de serem eliminados, bem como para os valores de argila, que apresentaram assimetria negativa

4.3 Armazenagem da água no solo

Vários fatores influenciam na retenção hídrica de um solo. No entanto, a retenção da água pelo solo depende primeiramente da textura do solo e da estrutura ou arranjo das partículas (Fietz, 1998). A capacidade de armazenamento de água geralmente está relacionada com a composição granulométrica do solo, aumentando à medida que a textura se torna mais fina.

O conteúdo de água no solo nas profundidades de 20 cm, 40 cm, 60 cm, 80 cm, 100 cm e 1,10 m foi medida usando-se uma sonda de nêutrons durante dois anos consecutivos. A armazenagem da água no perfil de solo foi calculada pelo método de integração de Simpson (Eq. 05).

Na Figura 13 são apresentados gráficos de precipitação pluvial na área divididos em período de secagem e de recarga. Observa-se maior volume de chuvas nos períodos de recarga entre os dias 315 e 20 do ano posterior. Na Tabela 5 é apresentado o resumo estatístico da análise exploratória dos valores de armazenagem ao longo do tempo. Observa-se que os valores da média e da mediana são semelhantes, indicando a simetria na distribuição dos dados, em todos os pontos. Os valores de assimetria ficaram próximos a zero, indicando que a distribuição dos dados se aproxima da distribuição normal. Os coeficientes de curtose, todos negativos, de um modo geral distanciam-se de zero em uma unidade, o que permite caracterizar essas distribuições como platicúrtica, uma vez que a distribuição com formato mesocúrtica teria o seu coeficiente de curtose próximo a zero.

Para uma primeira análise do comportamento de todos os pontos amostrados ao longo do tempo, numa escala espacial, é apresentada a Figura 14. Na Figura 14(a) são apresentados os valores de armazenagem média ao longo dos dois períodos de secagem (ano 01 e ano 02) ao longo da transeção, enquanto na Figura 14(b) são apresentados da mesma forma os valores para recarga da água no solo. Uma vez que a estacionaridade não pode ser testada estatisticamente, uma análise das Figuras 14(a e b) permite assumir que, embora a umidade varie no espaço, tendências de concentração de valores ou de variação em determinada direção não podem ser identificadas. Isso foi confirmado pelos semivariogramas (Anexo C), que não apresentaram estrutura de dependência espacial satisfatória para se assumir uma dependência espacial.

Ainda analisando a Figura 14, pode-se verificar visualmente que, exceto em alguns pontos, aqueles com maiores ou menores valores tendem a manter esse comportamento à medida que o solo seca (Figura 14 (a)) ou que o

Figura 13- Precipitação na área experimental para o período de recarga (a) e secagem da água no solo (b)

Tabela 5. Resumo estatístico dos valores de armazenagem da água no solo em cada ponto, à base de massa ($\text{kg kg}^{-1} \text{ m}$) para todas as datas de amostragem.

Ponto	Média	Mediana	Mín.	Máx.	Quartil inferior	Quartil superior	Amplitude total	Am.inter -quartil	Desvio Padrão	Assimetria	Curto-se
1	76.02	75.48	52.82	110.26	60.05	87.52	57.44	27.47	16.17	0.22	-1.23
2	71.00	70.44	50.16	101.93	56.68	83.89	51.77	27.21	14.54	0.20	-1.24
3	77.76	79.60	54.30	105.05	63.81	87.82	50.74	24.02	14.86	-0.02	-1.19
4	77.57	80.46	55.57	105.85	63.09	89.06	50.28	25.97	14.42	0.02	-1.29
5	83.38	86.70	55.86	111.80	69.37	94.34	55.94	24.97	15.82	-0.28	-1.02
6	73.92	73.20	54.29	103.51	61.28	84.37	49.22	23.09	13.12	0.27	-1.07
7	75.32	77.64	53.87	100.15	62.34	84.47	46.28	22.13	13.39	-0.12	-1.17
8	71.73	71.83	52.44	100.69	57.11	82.96	48.25	25.85	14.16	0.21	-1.25
9	74.38	75.31	51.85	102.76	62.50	83.86	50.91	21.36	13.48	0.05	-0.86
10	77.83	79.16	56.75	102.12	67.37	85.87	45.37	18.50	12.49	-0.08	-0.92
11	72.32	69.88	53.66	102.96	59.56	82.64	49.31	23.09	13.64	0.38	-1.13
12	72.67	73.80	51.91	101.48	59.65	82.18	49.57	22.53	13.53	0.20	-1.18
13	70.05	69.53	51.27	98.24	57.31	80.33	46.97	23.01	12.95	0.30	-0.97
14	68.67	68.25	50.91	97.62	56.63	78.35	46.71	21.71	12.59	0.32	-1.05
15	65.81	65.11	49.64	94.36	54.82	74.96	44.72	20.14	11.81	0.51	-0.85
16	73.81	74.18	53.97	98.37	61.51	82.38	44.41	20.87	12.58	0.10	-1.05
17	67.97	68.61	50.36	96.56	56.69	77.38	46.20	20.70	12.40	0.38	-0.95
18	71.35	70.25	53.04	98.81	59.11	81.26	45.76	22.15	13.26	0.44	-1.00
19	77.41	79.08	55.01	104.97	65.14	87.96	49.96	22.82	13.95	-0.06	-1.15
20	76.87	77.86	53.74	103.32	66.46	86.23	49.58	19.78	13.48	-0.05	-1.04
21	76.20	75.18	55.18	102.81	61.35	87.32	47.63	25.98	14.76	0.22	-1.33
22	77.66	79.18	52.23	105.84	61.50	89.49	53.60	27.99	16.37	-0.02	-1.33
23	72.70	71.00	50.99	103.40	57.68	84.67	52.41	26.99	15.25	0.28	-1.22
24	76.75	78.72	53.88	104.12	63.26	87.10	50.23	23.83	14.65	0.03	-1.25
25	79.06	82.57	52.67	106.83	62.72	90.41	54.16	27.69	16.14	-0.07	-1.27
26	74.76	75.09	54.03	101.20	61.00	84.84	47.17	23.84	14.02	0.17	-1.27
27	71.85	70.61	51.07	98.48	58.28	81.51	47.41	23.24	13.97	0.30	-1.15
28	74.41	75.22	53.19	102.86	61.66	83.36	49.67	21.70	14.64	0.23	-1.06
29	73.10	76.35	49.07	98.14	60.42	82.06	49.06	21.65	14.03	-0.19	-1.12
30	74.99	76.09	55.04	101.92	62.13	83.51	46.88	21.38	13.61	0.12	-1.05
31	74.33	73.71	55.52	101.13	61.14	84.71	45.61	23.57	13.07	0.26	-1.18
32	79.96	82.67	57.24	105.66	65.21	91.29	48.41	26.08	14.12	-0.10	-1.25
33	74.17	75.02	38.30	99.35	61.85	83.57	61.05	21.73	13.69	-0.07	-0.68
34	75.78	75.86	54.89	102.35	62.93	84.85	47.46	21.92	12.91	0.17	-1.09
35	73.15	77.24	51.84	97.61	61.53	82.23	45.76	20.69	13.36	0.03	-1.22
36	74.61	75.68	54.02	100.09	61.79	83.75	46.08	21.96	13.71	0.15	-1.08
37	66.82	67.50	46.28	96.36	52.60	78.19	50.08	25.59	14.37	0.16	-1.26
38	74.39	75.11	53.60	100.54	61.28	83.82	46.94	22.54	13.38	0.04	-1.18
39	75.96	78.13	53.95	102.74	62.67	83.97	48.79	21.30	13.80	0.02	-1.00
40	76.43	78.94	56.61	100.74	65.98	84.41	44.12	18.43	12.47	-0.08	-1.08

Figura 14- Armazenagem da água no solo a base de massa (kg/kg)m, para o período de secagem (a) e recarga da água no solo (b)

solo re-umedece. Para Gonçalves et al. (1999) este comportamento já indica a estabilidade temporal.

Para a verificação e quantificação da estabilidade temporal, foram utilizadas as técnicas propostas por Vachaud et al. (1985) e por Kachanoski & De Jong (1988), quais são: coeficiente de correlação de Spearman, coeficiente de correlação de Pearson e a simples análise dos dados ao longo do tempo, como proposto por Gonçalves et al. (1999). Para a análise do comportamento espacial ao longo do tempo utilizou-se a técnica proposta por Vachaud et al. (1985), da diferença relativa média.

O procedimento para se decidir objetivamente se a correlação é significativa ou não é o cálculo do coeficiente de correlação entre os valores das duas variáveis. O método tradicional é o coeficiente de correlação paramétrico de Pearson, que tem como pressuposto que os valores das duas variáveis apresentem distribuição normal e levam em conta parâmetros como média e variância dos dados. Como o número de unidades de amostras e/ou a natureza dos dados freqüentemente não permitem o cumprimento dessa premissa, uma alternativa é a utilização do método não-paramétrico correspondente, o coeficiente de correlação de Spearman. Para a aplicação do coeficiente de correlação de Spearman, atribuem-se postos, “ranks”. Para estudos de variabilidade temporal, a própria seqüência de datas já é o “ranqueamento” necessário para a aplicação do método.

Os coeficientes de correlação de Spearman (Vachaud et al., 1985) e os coeficientes de correlação de Pearson (Kachanoski & De Jong, 1988), foram semelhantes para todos os períodos estudados, desta forma, optou-se por trabalhar com os coeficientes de correlação de Pearson. As Tabelas

contendo os coeficientes de correlação de Spearman são apresentados no Anexo D.

Com relação aos coeficientes de correlação, se as variáveis apresentam uma perfeita relação linear, com declividade positiva da reta, então o coeficiente de correlação é igual ao valor 1, positivo. Se a relação linear ocorre, mas a declividade é negativa, então o valor do coeficiente é também 1, porém negativo. Se não há qualquer relação entre as variáveis, o coeficiente é nulo (Folegatti, 1996). É importante considerar que correlação linear não implica causa-efeito, apenas expressa o grau de semelhança entre a distribuição do conjunto de dados de duas variáveis.

Nas Tabela 6 a 9 são apresentadas as matrizes de correlação entre os valores de armazenagem a base de massa e entre estes e os conteúdos de argila e areia com os dados originais, sendo que as correlações com r igual ou maior que 0,30 são consideradas significativas ao nível de 5% de probabilidade ($P \leq 0,05$) e com r igual ou maior que 0,40 são consideradas significativas ao nível de 1% de probabilidade ($P \leq 0,01$).

Observa-se pela Tabela 6 que os três primeiros dias caracterizam-se por coeficientes de correlações maiores que 0,90. Com a ocorrência de precipitação, os valores de correlação se alteraram, havendo redução nos valores em alguns momentos, voltando a apresentar coeficientes altos no momento em que a umidade do solo voltou a ser alta e constante. Entre os dias 73 e 97, embora significativos, observam-se os menores valores para coeficientes de correlação. Correlações entre dias muito distantes apresentam menores coeficientes, chegando a ponto de não ser significativo a 5% de probabilidade.

Tabela 6. Coeficientes de correlação entre armazenagens e entre estas e os teores médios de argila e areia, durante o período de secagem do ano I. Todas as comparações acima de 0.31 foram significativas a $P < 0.05$

	30	46	54	60	67	73	82	88	97	100	108	118	122	131	136	142	152	158	163
30	1.00	0.91	0.90	0.93	0.78	0.84	0.52	0.93	0.88	0.81	0.74	0.64	0.61	0.46	0.50	0.29*	0.59	0.61	0.54
46		1.00	0.93	0.93	0.86	0.86	0.61	0.98	0.90	0.83	0.73	0.64	0.61	0.51	0.54	0.44	0.67	0.68	0.58
54			1.00	0.98	0.83	0.86	0.54	0.94	0.91	0.84	0.78	0.65	0.60	0.45	0.53	0.32	0.59	0.65	0.59
60				1.00	0.83	0.91	0.57	0.95	0.93	0.89	0.85	0.74	0.67	0.52	0.59	0.37	0.67	0.73	0.67
67					1.00	0.94	0.87	0.87	0.88	0.84	0.79	0.70	0.65	0.63	0.66	0.57	0.80	0.80	0.73
73						1.00	0.79	0.89	0.93	0.91	0.92	0.81	0.74	0.65	0.72	0.55	0.82	0.85	0.80
82							1.00	0.61	0.70	0.73	0.70	0.66	0.63	0.77	0.77	0.75	0.84	0.79	0.74
88								1.00	0.92	0.87	0.77	0.66	0.62	0.50	0.55	0.41	0.67	0.70	0.61
97									1.00	0.91	0.87	0.75	0.67	0.68	0.72	0.51	0.75	0.77	0.71
100										1.00	0.88	0.80	0.71	0.65	0.72	0.48	0.74	0.77	0.72
108											1.00	0.95	0.84	0.74	0.84	0.58	0.84	0.90	0.89
118												1.00	0.93	0.77	0.87	0.61	0.83	0.88	0.88
122													1.00	0.74	0.80	0.61	0.77	0.80	0.79
131														1.00	0.96	0.85	0.83	0.79	0.76
136															1.00	0.80	0.86	0.87	0.86
142																1.00	0.81	0.74	0.68
152																	1.00	0.97	0.94
158																		1.00	0.98
163																			1.00
Argila	-0.02	0.06	0.11	0.12	0.04	0.05	0.00	0.07	0.07	0.25	0.13	0.17	0.11	0.00	0.02	0.03	0.04	0.05	0.04
Areia	-0.11	-0.14	-0.16	-0.18	-0.09	-0.12	-0.06	-0.16	-0.16	-0.35	-0.20	-0.23	-0.20	-0.02	-0.06	0.02	-0.08	-0.08	-0.06

Os valores de argila e areia foram correlacionados com os valores de armazenagem para os 4 períodos. Em todos os períodos os coeficientes de correlação foram baixos, não sendo significativos a 5%, com algumas exceções (Tabelas 6, 7, 8 e 9). Observa-se que os coeficientes para argila foram positivos, enquanto que para areia foram negativos. Folegatti (1996) também encontrou valores similares de coeficientes de correlação entre umidade e datas. Gonçalves et al. (1999) encontraram baixos valores de coeficiente de correlação entre datas e teor de argila a 15 cm de profundidade e valores mais altos para 30 cm.

Para Wesenbeeck et al. (1988) e Gonçalves et al. (1999), há redução da correlação no período de secagem, e esta não é estável no tempo, podendo ser observados períodos distintos de redução no coeficiente de correlação relacionados com os estádios do processo evaporativo.

No período de recarga do ano seguinte, (Tabela 7), observou-se comportamento semelhante dos coeficientes de correlação, porém em menores valores, ou seja, para o segundo ano, houve menor estabilidade temporal, em função da maior variabilidade temporal da precipitação neste ano.

As Tabelas 7 e 9 apresentam os valores de coeficiente de correlação para os valores de armazenagem da água no solo no período de recarga. Por meio da Tabela 7 pode-se observar períodos em que o solo permanece úmido, apresentando maior estabilidade temporal, e outros em que a estabilidade é reduzida em função do processo evaporativo. Os períodos compreendidos entre os dias 221 e 234, 297 e 311, 332 e 360 são caracterizados por maior estabilidade temporal, enquanto 255 a 290, 318 a 326

Tabela 2. Coeficientes de correlação entre armazenagens e entre estas e os teores médios de argila e areia, durante o período de recarga da água no solo, no ano I. As comparações acima de 0.31 foram significativas a $P < 0.05$

	221	227	234	241	248	255	262	269	283	290	297	304	311	318	326	332	339	353	360	2	9	16	23
221	1.00	0.98	0.96	0.68	0.89	0.96	0.71	0.67	0.65	0.65	0.65	0.68	0.71	0.50	0.69	0.68	0.68	0.63	0.58	0.45	0.52	0.71	0.74
227		1.00	0.98	0.61	0.86	0.95	0.63	0.63	0.61	0.62	0.60	0.63	0.66	0.48	0.63	0.62	0.62	0.59	0.54	0.44	0.47	0.66	0.70
234			1.00	0.64	0.85	0.95	0.63	0.59	0.59	0.63	0.59	0.61	0.63	0.50	0.63	0.60	0.59	0.57	0.50	0.43	0.47	0.64	0.68
241				1.00	0.83	0.74	0.85	0.68	0.58	0.56	0.54	0.53	0.57	0.40	0.56	0.53	0.59	0.51	0.49	0.30*	0.44	0.46	0.48
248					1.00	0.93	0.82	0.82	0.68	0.70	0.69	0.74	0.78	0.50	0.74	0.74	0.76	0.68	0.67	0.52	0.56	0.67	0.72
255						1.00	0.74	0.71	0.64	0.66	0.65	0.66	0.69	0.47	0.67	0.65	0.64	0.60	0.57	0.48	0.51	0.70	0.72
262							1.00	0.84	0.74	0.59	0.60	0.58	0.63	0.41	0.64	0.66	0.75	0.74	0.73	0.41	0.64	0.52	0.54
269								1.00	0.67	0.60	0.61	0.64	0.72	0.39	0.65	0.69	0.76	0.66	0.71	0.42	0.58	0.48	0.51
283									1.00	0.84	0.84	0.79	0.80	0.76	0.82	0.80	0.84	0.79	0.71	0.63	0.80	0.62	0.62
290										1.00	0.93	0.91	0.89	0.80	0.93	0.87	0.80	0.69	0.62	0.69	0.72	0.69	0.71
297											1.00	0.94	0.92	0.78	0.92	0.86	0.80	0.70	0.64	0.73	0.75	0.71	0.71
304												1.00	0.97	0.73	0.93	0.91	0.82	0.68	0.64	0.65	0.66	0.75	0.79
311													1.00	0.69	0.93	0.95	0.89	0.75	0.72	0.66	0.69	0.70	0.74
318														1.00	0.83	0.70	0.62	0.54	0.41	0.68	0.75	0.59	0.58
326															1.00	0.96	0.87	0.76	0.70	0.74	0.78	0.77	0.78
332																1.00	0.94	0.84	0.82	0.73	0.75	0.71	0.76
339																	1.00	0.89	0.87	0.64	0.76	0.60	0.65
353																		1.00	0.96	0.74	0.79	0.53	0.56
360																			1.00	0.73	0.73	0.47	0.53
2																				1.00	0.81	0.55	0.54
9																					1.00	0.57	0.55
16																						1.00	0.96
23																							1.00
Argila	0.07	0.07	0.11	0.02	0.09	0.10	0.04	0.10	-0.11	-0.04	0.02	-0.04	-0.03	-0.05	0.00	0.01	0.01	0.08	0.07	0.09	-0.04	0.07	0.06
Areia	-0.13	-0.12	-0.15	-0.01	-0.19	-0.17	-0.08	-0.19	0.03	-0.08	-0.15	-0.11	-0.11	0.02	-0.12	-0.13	-0.12	-0.14	-0.16	-0.23	-0.07	-0.15	-0.14

e 2 a 16, são períodos de menor estabilidade temporal. No ano seguinte (Tabela 9), o período de maior estabilidade ocorre nas primeiras semanas, entre os dias 277 e 301, a partir deste momento observa-se uma maior variação em função do aumento da intensidade de precipitação.

Tabela 8. Coeficientes de correlação entre armazenagens e entre estas e os teores médios de argila e areia, durante o período de secagem no ano II. Valores acima de 0.30 são significativos a $P < 0.05$

	29	37	49	73	85	98	126	138	161	167
29	1.00	0.85	0.66	0.87	0.74	0.43	0.38	0.44	0.43	0.44
37		1.00	0.68	0.75	0.72	0.43	0.49	0.55	0.52	0.52
49			1.00	0.62	0.82	0.55	0.52	0.55	0.47	0.52
73				1.00	0.83	0.49	0.30	0.36	0.46	0.44
85					1.00	0.67	0.63	0.67	0.65	0.67
98						1.00	0.67	0.66	0.66	0.62
126							1.00	0.99	0.75	0.80
138								1.00	0.76	0.80
161									1.00	0.96
167										1.00
Argila	0.41	0.56	0.36	0.12	0.19	0.12	0.18	0.22	0.24	0.22
Areia	-0.22	-0.28	-0.25	-0.17	-0.14	-0.12	-0.20	-0.22	-0.20	-0.26

O período de recarga da água no solo, apresentou menor variação do que o período de secagem para os dois anos. O período de recarga é caracterizado pela estabilidade temporal da distribuição espacial de umidade do solo e sua redução depende da perda de água pela superfície do solo e do movimento lento de água sob a ação da gravidade, regido pela relação entre condutividade e umidade.

Tabela 9. Coeficientes de correlação de Pearson entre armazenagens e entre estas e os teores médios de argila e areia, durante o período de recarga no ano II. Valores acima de 0.31 são significativos a $P < 0.05$

	277	284	294	301	308	315	322	332	348	357	362	7	14
277	1.00	0.96	0.92	0.91	0.53	0.91	0.86	0.09	0.64	0.61	0.55	0.37	0.51
284		1.00	0.94	0.93	0.51	0.92	0.84	0.06	0.67	0.65	0.57	0.32	0.55
294			1.00	0.95	0.57	0.95	0.87	0.08	0.62	0.61	0.50	0.29	0.49
301				1.00	0.56	0.97	0.83	0.11	0.65	0.61	0.51	0.25	0.53
308					1.00	0.62	0.56	0.24	0.48	0.43	0.36	0.31	0.37
315						1.00	0.83	0.08	0.68	0.64	0.54	0.28	0.55
322							1.00	0.24	0.63	0.62	0.54	0.50	0.52
332								1.00	0.26	0.32	0.32	0.52	0.32
348									1.00	0.97	0.90	0.60	0.88
357										1.00	0.89	0.64	0.85
362											1.00	0.59	0.78
7												1.00	0.48
14													1.00
Argila	0.12	0.15	0.13	0.14	0.48	0.15	0.03	0.07	0.03	0.04	-0.01	0.05	-0.04
Areia	-0.11	-0.11	-0.15	-0.16	-0.53	-0.17	-0.09	-0.19	-0.14	-0.13	-0.10	-0.19	-0.02

Nas Figuras 15 e 16 são apresentados valores de armazenagem em função da posição na transeção, ao longo do tempo, respectivamente nos períodos de secagem ano 1 e ano 2 e, recarga, ano 1 e ano 2. O período de recarga para ano 1 corresponde ao intervalo entre os dias 221 e 23 do ano seguinte, para o ano 2 corresponde ao intervalo entre os dias 277 e 14 do ano seguinte. Enquanto que o período de secagem para o ano 1 corresponde ao intervalo entre os dias 30 e 163, para o ano 2 corresponde ao intervalo entre os dias 29 e 167.

Na Figura 17 é possível observar a manutenção de um padrão de armazenagem ao longo da transeção. Nos períodos iniciais de recarga, compreendidos entre os dias 221 e 260 para o ano 1 e entre os dias 277 e 325 para o ano 2, os valores de armazenagem entre os pontos são semelhantes, sem no entanto inexistir variações. Neste período observa-se um padrão de maior estabilidade no tempo e de semelhança entre os valores de armazenagem ao longo da transeção. O padrão é mantido durante praticamente todo o período.

Figura 15- Distribuição espacial da armazenagem, em (kg/kg)m, durante o período de secagem, no ano I (a) e no ano II (b)

Figura 16- Distribuição espacial da armazenagem, em (kg/kg)m, durante o período de recarga no ano I (a) e no ano II (b)

Para o período de secagem (Figura 16), observa-se que no ano 1 a variabilidade foi maior, sem no entanto alterar o padrão ao longo do tempo. Os padrões foram mantidos para os dois anos.

Caracterizada a estabilidade temporal da armazenagem pode-se tirar proveito desse fato. De acordo com Vachaud et al. (1985), é possível identificar na campo os pontos que estimem a média de umidade na área, qualquer que seja o período. Estes devem ser os pontos de monitoramento da umidade, para obter descrição segura da umidade média, pontos mais secos e outros mais úmidos da área, com reduzido esforço amostral. Com este propósito, foram calculadas as diferenças relativas (Eq. 11) para o ano 1, ano 2 e para o conjunto dos dois anos. As diferenças relativas médias e os respectivos desvios-padrão, calculados como descritos por Vachaud et al. (1985) são apresentados nas Figuras 17 e 18 (a e b).

As curvas de diferença relativa média dos valores de armazenagem em diferentes momentos permitem avaliar a estabilidade temporal do padrão de armazenagem do solo, conforme proposto por Vachaud et al. (1985). Entretanto, nada informa sobre uma estrutura espacial de variação de umidade, o que foi constatado por meio de semivariogramas (Anexo C). As estruturas dos semivariogramas construídos com os valores de armazenagem média no tempo não permitiram uma conclusão clara a respeito da dependência espacial, desta maneira, confirmou-se a independência dos valores no espaço. Para Kachanoski & De Jong (1988), os coeficientes de correlação obtidos em dois instantes consecutivos quantifica a estabilidade temporal destes.

Voltando à Figura 14, e também nas Figuras 15 e 16, 17 e 18, observa-se que, detalhando-se cada ponto, existe uma similaridade no comportamento das medidas entre os quatro períodos estudados. Fica bem claro que a maioria dos pontos mantêm sempre a mesma posição em relação ao conjunto de medidas. As mesmas ilustrações (Figuras 14, 15, 16, 17 e 18) também mostram que as medidas de armazenagem se distribuem ao longo da transeção com uma estacionaridade que revela a ausência de qualquer tendência para concentração de valores em determinada direção. Tal fato permite assumir que a estacionaridade definida pela hipótese intrínseca também pode ser aplicada a este conjunto de dados.

Figura 17- Diferença relativa percentual média no tempo, para os dois anos, da armazenagem da água no solo até 1,10 m de profundidade e respectivo desvio-padrão no tempo

Figura 18- Diferença relativa percentual média no tempo, para armazenagem da água no solo até 1,10 m de profundidade e respectivo desvio-padrão no tempo. (a) Ano I e (b) Ano II

Nas Figuras 18 e 17 são apresentados os valores das diferenças relativas médias com os seus respectivos desvios padrão, para o ano 1, ano 2 e para o conjunto dos dois anos, respectivamente. Analisando-as, observa-se que alguns locais, sistematicamente, ou superestimam ($DRM > 0$) ou subestimam ($DRM < 0$) as medidas médias de armazenagem obtidas no campo, independentemente do tempo de observação. Para Gonçalves et al. (1999), o local a ser escolhido para futuras amostragens, cujos valores sejam confiáveis e representativos, deve apresentar uma diferença relativa média igual ou muito próxima a zero e estar associada ao menor desvio padrão. Desta maneira, pode-se dizer que a armazenagem na posição 1, (ponto 15) é 11,2% ($\pm 4,59\%$) menor que a armazenagem média no campo, ao passo que na posição 40 (ponto 05) é 12,11% ($\pm 5,75\%$) maior que a armazenagem média no campo, isto considerando os valores obtidos para os dois anos de amostragens (Figura 17), embora os pontos citados permaneçam na mesma posição tanto para o ano I quanto para o ano II, os valores de DRM e respectivos desvios padrão são diferentes.

Observa-se que os pontos que representam a média no campo se alteram entre um ano e outro, no entanto não se distanciam muito da $DRM = 0$. Portanto, para uma amostragem segura do ponto que representa a média geral do campo, deve-se adotar um maior número possível de medições, como é apresentado na Figura 17 a qual foi construída com o conjunto total de amostragens. Melo Filho (2002) sugere que se pode escolher mais de um ponto como representante da média geral do campo para futuras medições e que, a existência de mais de um ponto com esta característica deve ser atribuída à variabilidade espacial da textura do solo, cuja influência nas medidas é bastante significativa. Para os valores de armazenagem, o ponto 28

foi aquele que, para o conjunto de dados do ano I e II (Figura 17) representou média no campo. Verifica-se também que, no ano I e no ano II (Figura 18 (a) e (b)) a posição do ponto 28 não se distancia muito da $DRM=0$.

Quanto aos pontos que superestimam a média ou que subestimam a média do campo, é possível observar que os pontos extremos se mantiveram independente do tempo. O ponto 05 foi o ponto que, independente do tempo, apresentou os maiores valores de armazenagem, enquanto que o ponto 15 apresentou os menores valores.

O método da estabilidade temporal proposto por Vachaud et al. (1985) apresenta alguns resultados importantes do ponto de vista econômico e de execução. Permite identificar com precisão os locais mais adequados para as amostragens, possibilitando a redução do número de amostras necessárias e do custo de execução do esforço amostral para o planejamento do uso e manejo da água e obtenção de conclusões em resultados experimentais de campo.

4.4 Gradiente de potencial total da água no solo

Para determinação do parâmetro D (drenagem interna) da equação do balanço hídrico é necessário um estudo amplo das propriedades do solo e do fluido que se move. O entendimento do conceito de potencial é essencial para a compreensão dos processos envolvidos durante o movimento da água no solo. Portanto, deve-se estar atento para o fato de que o

movimento de água no solo não deve ser visto apenas como um fenômeno de redistribuição.

A equação que melhor rege o movimento de água em solos não saturados, equação de Darcy-Buckingham, representada por $q = -K(\theta) \text{ grad} \phi_t$ estabelece que a densidade de fluxo da água q é diretamente proporcional ao do gradiente de potencial total da água ($\text{grad} \phi_t$), sendo $K(\theta)$, a condutividade hidráulica K , função da umidade do solo θ , a constante de proporcionalidade. A condutividade hidráulica envolve o conhecimento da permeabilidade intrínseca, relacionada ao volume total e distribuição dos tamanhos dos poros, além da tortuosidade e das características do fluido como densidade e viscosidade. O gradiente de potencial total da água no solo, por sua vez, é avaliado por meio de dois componentes do potencial de água sendo que um deles independente da matriz do solo, o componente gravitacional, e outro, que envolve as interações entre a água e a matriz do solo, o componente mátrico.

Figura 19- Gradiente de potencial total da água no solo e precipitação pluvial para o ano I

De acordo com a teoria dos potenciais, o movimento da água no solo é resultante do gradiente de potencial total, o qual ocorre no sentido crescente de potencial total e cuja intensidade é afetada pelo meio físico. Utilizando-se a Equação 02, em que $\partial\phi_t$ é a diferença entre o potencial total no ponto superior e o potencial total no ponto inferior, no caso 1,00 m e 1,20 m respectivamente, por convenção, se $\text{grad } \phi_t$ for positivo o sentido do movimento da água será de cima para baixo (descendente), e se $\text{grad } \phi_t$ for negativo, o sentido do movimento será de baixo para cima (ascendente), ou seja, no caso de sinal positivo tem-se que a camada de solo em questão estará perdendo água para camadas mais inferiores, enquanto que se o sinal for

negativo haverá ascensão capilar e a camada de solo em questão estará recebendo água da camada mais inferior.

Figura 20- Gradiente de potencial total da água no solo e precipitação pluvial para o ano I

Nas Figuras 19 e 20 são apresentados valores de gradiente de potencial da água no solo entre as profundidades 1,00 m e 1,20 m, juntamente com os valores de precipitação pluvial, para o ano I (2001/2002) e ano II (2002/2003), respectivamente. É possível observar que em períodos de baixa precipitação, observa-se valores de gradiente de potencial negativo, indicando que a demanda hídrica pela cultura não está sendo suprida pela precipitação pluvial, ocorrendo dessa forma a ascensão capilar. No ano I, no período compreendido pelo mês de maio de 2002 é possível observar a inversão

(ascensão) no sentido do fluxo da água no solo, o qual se constituiu praticamente só em drenagem ao longo de todo o período (06/11/01 a 16/07/02). O mesmo comportamento foi observado no ano II. Ocorreram dois períodos distintos em que os valores de gradiente de potencial total foram negativos, um entre os dias 28/02/03 (59) e 07/03/03 (66) e outro maior entre os dias 26/04/03 (114) e 01/06/03 (152).

Em relação à distribuição dos valores de gradiente de potencial total são apresentados diagramas “box plot” para os quatro períodos, Figuras 21 e 22. Por meio destas, observa-se que à medida que o solo umedece a distribuição dos valores apresenta-se mais concentrada, o que fica bem claro nas Figuras 21 (a e b) e 22 (a). Analisando-se estas Figuras os valores de gradiente de potencial total alteram-se ao longo do tempo, em função do volume de precipitação pluvial, como era de se esperar e que sua variabilidade é muito maior nos períodos mais secos.

Para avaliar a estabilidade temporal foram utilizadas as técnicas propostas por Vachaud et al. (1985) e por Kachanoski & De Jong (1988). Da mesma forma que o ocorrido para armazenagem da água no solo, optou-se pela análise do coeficiente de correlação de Pearson.

Figura 21- Diagrama “Box plot” para gradiente de potencial total da água no solo para o período de secagem do ano I (a) e ano II (b)

Figura 22- Diagrama “Box plot” para gradiente de potencial total da água no solo para o período de recarga do ano I (a) e ano II (b)

Nas Tabelas 10 e 11 são apresentados os coeficientes de correlação de Pearson para os períodos de recarga. Na Tabela 10 observa-se que a estabilidade temporal ocorre até o dia 15, sendo que o coeficiente de

correlação entre o dia 15 e o dia 8 foi bem abaixo (0.34) das outras. Isto se deve a maior intensidade pluviométrica neste período envolvendo estes dois últimos dias do período de recarga (Figuras 13, 14, 23 e 24). No segundo ano observou-se uma menor estabilidade temporal para os valores de gradiente de potencial total em função de um maior período de baixa precipitação associado a dois picos pluviométricos.

Tabela 10. Coeficientes de correlação de Pearson entre valores de gradiente de potencial total da água no solo e entre estes e os teores médios de argila e areia durante o período de recarga do ano I. Valores acima de 0.31 são significativos a $P < 0.05$

	308	315	322	329	336	343	350	357	1	8	15	22
308	1.00	0.88	0.80	0.65	0.53	0.24	0.16	-0.04	-0.14	0.00	-0.04	-0.22
315		1.00	0.88	0.74	0.68	0.49	0.34	0.05	-0.10	0.01	-0.09	-0.10
322			1.00	0.79	0.72	0.52	0.24	0.05	0.00	0.14	0.08	-0.01
329				1.00	0.96	0.68	0.35	0.10	0.07	0.11	0.15	0.18
336					1.00	0.83	0.49	0.13	0.09	0.11	0.14	0.19
343						1.00	0.61	0.12	0.08	0.08	0.04	0.16
350							1.00	0.55	0.35	0.32	0.23	0.04
357								1.00	0.81	0.65	0.45	0.17
1									1.00	0.91	0.36	0.03
8										1.00	0.34	-0.16
15											1.00	0.22
22												1.00
Argila	0.07	0.01	0.04	0.04	-0.02	-0.15	0.11	0.14	-0.06	-0.03	0.12	0.08
Areia	-0.05	0.00	-0.06	-0.09	-0.08	-0.01	-0.09	-0.09	0.08	0.05	-0.03	0.00

Tabela 11. Coeficientes de correlação de Pearson entre valores de gradiente de potencial total da água no solo e entre estes e os teores médios de argila e areia durante o período de recarga do ano II. Valores acima de 0.31 são significativos a $P < 0.05$

	311	318	325	332	339	346	353	360	2	9	17	24
311	1.00	0.86	0.76	0.16	0.03	0.27	0.06	0.09	0.09	0.08	0.25	-0.01
318		1.00	0.96	0.09	-0.03	0.07	0.03	0.06	-0.01	0.01	0.26	-0.02
325			1.00	0.05	0.01	-0.02	-0.01	-0.02	-0.08	-0.04	0.20	-0.05
332				1.00	0.16	0.28	0.11	0.10	0.03	0.04	0.46	0.12
339					1.00	0.22	0.06	-0.06	-0.06	-0.21	-0.30	0.14
346						1.00	0.50	-0.01	0.00	-0.14	0.25	0.24
353							1.00	-0.22	-0.18	-0.24	0.19	0.60
360								1.00	0.85	0.74	0.30	0.23
2									1.00	0.91	0.33	0.22
9										1.00	0.47	0.17
17											1.00	0.38
24												1.00
Argila	-0.09	-0.19	-0.16	-0.22	0.00	-0.10	0.21	-0.03	-0.05	-0.09	-0.09	0.08
Areia	0.00	0.12	0.15	0.21	0.10	-0.05	-0.20	-0.11	-0.01	0.01	-0.04	-0.11

Para o período de secagem são apresentadas as Tabelas, 12 e 13 com os valores do coeficiente de correlação de Pearson para o ano I e ano II, respectivamente. Por meio da Tabela 12 observa-se que a estabilidade temporal ocorre para a maior parte do período. Entre os dias 85 e 93 observa-se uma queda do coeficiente de correlação (0.19) em função de um pico pluviométrico de 150 mm, atípico para a região neste período, mais precisamente na semana do dia 85 (26/03/02). Valores menores de coeficiente de correlação são observados entre os quatro últimos dias do período, coincidindo com o início do período de menor umidade do solo e cessamento do índice pluviométrico.

Tabela 12. Coeficientes de correlação de Pearson entre valores de gradiente de potencial total da água no solo e entre estes e os teores médios de argila e areia durante o período de secagem do ano I. Valores acima de 0.31 são significativos a $P < 0.05$

	29	36	43	50	57	64	71	78	85	93	100	107	114	121	128	135	142	149	156	163	170	177	184	191	198	205
29	1.00	0.65	0.77	0.84	0.82	0.60	0.34	0.45	0.14	0.72	0.77	0.60	0.50	0.52	0.34	0.43	0.41	0.19	0.29	0.29	0.38	0.19	0.13	-0.06	-0.14	0.28
36		1.00	0.73	0.70	0.67	0.52	0.28	0.36	0.14	0.64	0.59	0.46	0.40	0.43	0.43	0.27	0.18	-0.07	0.04	0.00	0.03	-0.09	-0.16	-0.26	-0.29	0.31
43			1.00	0.92	0.91	0.52	0.17	0.41	-0.02	0.79	0.79	0.63	0.53	0.52	0.28	0.33	0.23	0.01	-0.04	0.03	0.06	-0.04	-0.06	-0.14	-0.21	0.36
50				1.00	0.92	0.58	0.25	0.41	0.08	0.89	0.85	0.64	0.52	0.52	0.30	0.35	0.28	0.08	0.07	0.10	0.11	-0.03	-0.06	-0.15	-0.18	0.32
57					1.00	0.61	0.22	0.53	0.03	0.83	0.90	0.77	0.66	0.63	0.42	0.49	0.38	0.11	0.10	0.10	0.19	0.05	0.00	-0.10	-0.19	0.36
64						1.00	0.71	0.71	0.57	0.57	0.58	0.51	0.50	0.50	0.28	0.30	0.26	0.14	0.16	0.08	0.23	0.04	-0.12	-0.24	-0.16	0.14
71							1.00	0.71	0.82	0.26	0.28	0.23	0.23	0.27	0.15	0.24	0.26	0.41	0.47	0.30	0.31	0.09	-0.02	-0.07	0.08	-0.19
78								1.00	0.59	0.45	0.65	0.73	0.72	0.67	0.50	0.61	0.53	0.37	0.41	0.27	0.30	0.10	-0.04	-0.12	-0.04	0.13
85									1.00	0.19	0.19	0.20	0.23	0.25	0.16	0.15	0.14	0.41	0.44	0.15	0.19	0.06	-0.05	-0.06	0.12	-0.13
93										1.00	0.86	0.71	0.62	0.63	0.41	0.45	0.34	0.10	0.04	0.01	0.12	-0.05	-0.10	-0.20	-0.25	0.35
100											1.00	0.93	0.81	0.76	0.53	0.62	0.50	0.18	0.23	0.21	0.24	0.03	-0.06	-0.15	-0.21	0.41
107												1.00	0.95	0.87	0.64	0.71	0.56	0.17	0.21	0.19	0.27	0.08	-0.04	-0.14	-0.20	0.42
114													1.00	0.95	0.72	0.74	0.59	0.21	0.12	0.08	0.27	0.15	0.01	-0.10	-0.16	0.39
121														1.00	0.78	0.78	0.65	0.23	0.13	0.04	0.31	0.22	0.09	-0.01	-0.06	0.26
128															1.00	0.80	0.76	0.35	0.18	0.05	0.39	0.36	0.25	0.12	0.03	0.17
135																1.00	0.96	0.38	0.37	0.31	0.49	0.40	0.33	0.26	0.18	0.03
142																	1.00	0.44	0.41	0.39	0.57	0.48	0.42	0.33	0.26	-0.09
149																		1.00	0.51	0.20	0.40	0.48	0.46	0.40	0.39	-0.16
156																			1.00	0.59	0.51	0.39	0.34	0.31	0.37	-0.28
163																				1.00	0.65	0.31	0.22	0.15	0.15	-0.07
170																					1.00	0.82	0.65	0.43	0.33	-0.21
177																						1.00	0.94	0.75	0.64	-0.40
184																							1.00	0.87	0.76	-0.48
191																								1.00	0.93	-0.71
198																									1.00	-0.78
205																										1.00
Argila	0.00	0.15	0.02	-0.02	0.10	0.26	0.10	0.28	0.11	0.13	0.17	0.29	0.37	0.34	0.32	0.29	0.18	-0.12	-0.12	-0.20	-0.08	-0.10	-0.15	-0.14	-0.14	0.09
Areia	-0.18	-0.16	-0.13	-0.14	-0.27	-0.44	-0.22	-0.46	-0.24	-0.27	-0.34	-0.44	-0.49	-0.42	-0.36	-0.35	-0.23	0.00	0.00	0.12	-0.06	-0.02	0.06	0.09	0.08	-0.14

No ano II observa-se coeficiente de correlação negativo entre dois dias (52 e 59, e 66 e 73), períodos estes correspondentes à primeira inversão no sentido do movimento da água no solo neste ano.

Tabela 13. Coeficientes de correlação de Pearson entre valores de gradiente de potencial total da água no solo e entre estes e os teores médios de argila e areia durante o período de secagem do ano II. Valores acima de 0.32 são significativos a $P < 0.05$

	31	35	44	52	59	66	73	80	87	94	101	114	124	131	138	145	152	159
31	1.00	0.60	0.45	0.27	-0.23	-0.21	0.08	0.49	0.57	0.51	0.35	0.34	0.18	0.07	0.00	-0.03	0.01	-0.25
35		1.00	0.75	0.63	-0.40	-0.47	0.26	0.71	0.82	0.79	0.67	0.60	0.51	0.45	0.38	0.33	0.35	-0.04
44			1.00	0.83	-0.64	-0.79	0.38	0.78	0.87	0.87	0.70	0.69	0.64	0.56	0.46	0.38	0.40	0.14
52				1.00	-0.53	-0.70	0.34	0.57	0.69	0.75	0.70	0.67	0.62	0.54	0.43	0.35	0.36	0.10
59					1.00	0.80	-0.38	-0.48	-0.56	-0.54	-0.47	-0.45	-0.37	-0.34	-0.28	-0.25	-0.26	-0.07
66						1.00	-0.48	-0.54	-0.64	-0.68	-0.62	-0.59	-0.51	-0.45	-0.35	-0.28	-0.29	-0.12
73							1.00	0.51	0.47	0.47	0.41	0.42	0.34	0.29	0.23	0.16	0.15	0.07
80								1.00	0.94	0.87	0.65	0.60	0.49	0.41	0.33	0.26	0.28	0.07
87									1.00	0.96	0.74	0.71	0.57	0.47	0.36	0.28	0.30	0.06
94										1.00	0.81	0.77	0.62	0.52	0.42	0.35	0.37	0.14
101											1.00	0.89	0.71	0.59	0.47	0.40	0.42	0.19
114												1.00	0.87	0.74	0.59	0.46	0.48	0.21
124													1.00	0.96	0.86	0.73	0.73	0.33
131														1.00	0.96	0.87	0.86	0.42
138															1.00	0.97	0.96	0.50
145																1.00	0.99	0.54
152																	1.00	0.51
159																		1.00
Argila	0.00	-0.04	-0.17	-0.07	0.04	0.10	0.15	-0.20	-0.19	-0.17	-0.05	0.00	0.06	0.06	0.11	0.14	0.14	0.13
Areia	-0.01	-0.06	0.15	0.01	-0.15	-0.17	-0.21	0.13	0.11	0.08	-0.04	-0.07	-0.10	-0.11	-0.16	-0.18	-0.18	-0.14

Para todos os períodos, os valores de coeficiente de correlação entre gradiente de potencial e argila e entre gradiente de potencial e areia não foram significativos a 95% de probabilidade, entretanto, os valores de coeficientes para argila tiveram tendência positiva, enquanto que os valores para areia, negativa. Esses resultados também foram encontrados por Folegatti (1996).

Tabela 14. Diferença relativa média (DRM), posição e desvio padrão (s) para o Ano I, Ano II e Ano I e II, para gradiente de potencial total da água no solo

Ordem	Ano I			Ano II			Ano I e II		
	posição	DRM	s	posição	DRM	s	posição	DRM	s
1	34	-55.49	39.26	19	-44.40	35.21	16	-42.81	35.07
2	9	-44.08	47.82	16	-44.20	37.32	35	-40.50	34.87
3	35	-44.03	28.23	31	-37.80	44.01	9	-40.28	46.04
4	16	-41.71	33.65	35	-36.04	41.89	34	-36.26	65.96
5	10	-40.31	46.00	9	-35.48	44.01	31	-35.99	41.09
6	38	-36.39	37.16	17	-30.05	62.31	10	-32.94	47.48
7	33	-35.14	60.17	7	-29.77	48.55	26	-31.47	48.92
8	31	-34.57	39.16	27	-29.43	41.61	38	-27.80	39.31
9	26	-33.34	54.01	26	-29.11	42.39	8	-25.47	57.95
10	32	-31.56	41.24	8	-28.91	39.82	32	-23.97	44.15
11	13	-22.86	51.82	25	-24.27	54.58	33	-22.81	62.94
12	8	-22.76	69.43	10	-23.62	48.45	13	-20.10	43.25
13	3	-18.60	41.40	20	-20.77	69.53	3	-16.79	49.61
14	1	-17.45	68.34	5	-18.78	53.94	20	-16.51	56.14
15	28	-15.44	93.11	40	-18.20	61.37	40	-16.04	55.90
16	39	-15.20	66.06	38	-16.93	39.87	7	-15.90	60.68
17	40	-14.34	51.97	13	-16.60	29.56	27	-10.71	82.41
18	20	-13.14	43.49	3	-14.49	59.07	39	-10.45	73.35
19	36	-9.26	75.87	32	-14.36	46.50	5	-10.33	66.66
20	7	-4.95	67.38	30	-11.98	58.96	19	-10.26	67.79
21	29	-4.67	86.78	34	-11.89	83.58	29	-6.30	77.71
22	5	-3.65	75.25	21	-11.73	57.21	1	-5.21	79.34
23	12	-3.22	59.34	29	-8.36	65.86	25	-4.65	57.42
24	23	1.04	82.30	33	-7.20	63.89	12	-3.65	79.32
25	27	4.07	102.13	39	-4.44	82.44	36	6.98	91.98
26	18	5.43	103.36	12	-4.20	100.22	17	8.10	106.66
27	25	10.83	55.47	14	6.09	103.86	21	8.63	95.94
28	11	14.12	116.48	1	10.29	90.22	30	18.20	95.80
29	37	15.83	91.62	2	16.28	61.41	23	19.74	98.17
30	19	16.69	75.23	15	18.35	114.32	28	21.38	148.77
31	15	24.42	90.94	36	27.56	106.86	15	21.74	101.16
32	21	24.71	116.20	6	28.12	70.03	2	24.56	106.98
33	2	31.10	132.92	22	28.76	82.91	11	25.50	118.23
34	17	38.22	124.27	11	39.91	120.83	37	33.45	109.26
35	30	42.03	112.12	23	43.43	112.19	18	33.91	128.20
36	24	45.45	78.90	37	55.76	126.29	22	38.84	108.58
37	22	46.79	125.75	4	66.33	114.26	6	43.42	92.93
38	6	55.50	107.03	28	68.01	189.86	14	44.34	114.38
39	14	74.53	114.52	18	69.98	148.10	24	66.93	95.60
40	4	111.36	117.00	24	94.13	108.65	4	91.49	117.13

Como já comentado para os dados de armazenagem, coeficiente de correlação de Pearson, ou de Spearman, possibilita verificar a existência da estabilidade temporal, mas não permite identificar os locais em que as medidas possam ser feitas para representar a média da variável em estudo para qualquer tempo e valor; para tanto, Vachaud et al. (1985) sugerem o cálculo das diferenças relativas e seus respectivos desvios padrão. As diferenças relativas, quando ordenadas e plotadas em um gráfico, possibilitam identificar os pontos cujos valores estejam próximos da média real e possam ser utilizados como referência amostral.

Figura 23 - Diferença relativa percentual média no tempo, para gradiente de potencial total da água no solo e respectivo desvio-padrão no tempo, para o ano I

Utilizando a técnica da diferença relativa, construíram-se gráficos para os valores de diferença relativa média (DRM) no tempo e seus respectivos desvios padrão para o ano I (Figura 23), ano II (Figura 24) e o conjunto dos dados dos dois anos (Figura 25). Para amostragens futuras, o ponto a ser amostrado é aquele que mais se aproxima da $DRM=0$, com o menor desvio padrão.

Na Tabela 14 são apresentados todos os valores de DRM e respectivos desvios padrão para os três conjuntos de dados analisados. Observa-se que os valores se alteram conforme o período, entretanto, não se afastam da sua posição. Observa-se que, sistematicamente, a semelhança da armazenagem, alguns pontos subestimam a média real do campo ($DRM < 0$), enquanto que outros a superestimam ($DRM > 0$), independente do tempo de observação.

Figura 24 - Diferença relativa percentual média no tempo, para gradiente de potencial total da água no solo e respectivo desvio-padrão no tempo, para o ano II

Figura 25 - Diferença relativa percentual média no tempo, para gradiente de potencial total da água no solo e respectivo desvio-padrão no tempo, para o ano I e II

Nas Figuras 23 e 24 são apresentados os gráficos com os valores de DRM ordenados e seus respectivos desvios padrão para o ano I e ano II, respectivamente. Para o ano I, o ponto que mais se aproximou da DRM=0 foi o 23, no entanto, seu vizinho, o ponto 12 apresenta menor desvio padrão, devendo este ser considerado como representativo da média real do campo, para o ano II. Para o conjunto dos dois anos (Figura 25), o mesmo ponto 12 apresentou diferença relativa média mais próxima de zero, e com menor desvio padrão. Por meio da Tabela 14, observa-se que, embora os pontos sejam diferentes entre os anos, eles não se distanciam muito entre um ano e outro. Esta alteração entre pontos mais próximos da DRM, para os valores de gradiente de potencial total pode ser explicada tanto por variações intrínsecas

do solo como estrutura do solo, quanto por variações climáticas interferindo nas propriedades hídricas do solo.

Quanto maior o conjunto de dados ao longo do tempo, maior a segurança na escolha de um único ou mais pontos a serem escolhidos para futuras amostragens, desta forma, o conjunto de dados dos dois anos fornece uma maior confiabilidade para esta escolha. Na Figura 25 são apresentados os valores de DRM ordenados com seus respectivos desvios padrão para o conjunto de dados dos dois anos, e o ponto que mais se aproximou da $DRM=0$ foi o ponto 12. Este, com uma maior confiabilidade, deverá ser escolhido para amostragens futuras. Por meio das Figuras 23, 24 e 25 observa-se também que quanto maior a DRM, maior também é o seu desvio padrão.

4.5 Potencial mátrico

O potencial mátrico da água no solo diz respeito às interações entre a matriz do solo (daí o nome mátrico) e a solução do solo, incluindo forças associadas com a adsorção e capilaridade, responsáveis pela retenção da solução no solo. Portanto, para remover a solução retida no solo por estas forças e torna-la livre da influência da matriz, é necessário despendar energia e, como se sabe, tanto maior é a energia despendida quanto mais baixa for a umidade do solo, ou seja, ϕ_m é função da umidade do solo (Libardi, 2000).

Por facilitar o entendimento e o processamento dos dados por meio de programas computacionais, os valores de potencial mátrico, negativos,

foram transformados em tensão, positivos. O valor da tensão, para os estudos aqui empregados, nada mais é do que o valor positivo do potencial mátrico.

Na Figura 26 são apresentados os diagramas “box plot” para os valores de tensão da água no solo e por meio destes, verifica-se que à semelhança dos autores Van Pelt & Verenga (2001), Marciano (1998), Hendrickx & Wierenga (1990) há uma alta variabilidade nos valores de potencial mátrico da água no solo do presente estudo.

Por meio dos diagramas “box plot” observa-se que a variabilidade dos dados é significativamente maior em períodos de secagem do solo, ao passo que em períodos em que o solo permanece úmido a variabilidade dos dados torna-se pequena.

Um comportamento que merece atenção é o referente a assimetria dos dados. Observa-se, por meio da Figura 26, que, quando o solo está em fase de recarga tem-se tendência de assimetria negativa, enquanto que para a fase de secagem, a assimetria apresenta-se positiva. Para ambos os anos foram verificados comportamento similar, ou seja, maior variabilidade para períodos de secagem e menor para períodos em que o solo permanece úmido.

Figura 26- Diagrama "Box plot" para tensão da água no solo para o ano I (a) e ano II (b)

Tabela 15. Coeficientes de correlação de Pearson entre datas para os valores de potencial mátrico a 1,10 m de profundidade, para o período de recarga da água no solo no ano I. Valores acima de 0.31 são significativos a $P < 0.05$

	308	315	322	329	336	343	350	357	1	8	15	22
308	1.00	0.95	0.90	0.84	0.81	0.70	0.46	0.05	-0.07	-0.10	0.40	0.11
315		1.00	0.94	0.92	0.90	0.81	0.57	0.10	-0.04	-0.16	0.38	0.14
322			1.00	0.96	0.94	0.85	0.64	0.18	0.02	0.00	0.48	0.19
329				1.00	0.98	0.87	0.67	0.18	0.00	-0.08	0.43	0.24
336					1.00	0.94	0.75	0.18	0.02	-0.02	0.46	0.26
343						1.00	0.90	0.23	0.10	0.11	0.58	0.23
350							1.00	0.42	0.31	0.33	0.58	0.26
357								1.00	0.92	0.56	0.10	0.13
1									1.00	0.71	0.03	0.15
8										1.00	0.31	0.17
15											1.00	0.39
22												1.00
Argila	-0.03	-0.02	0.01	-0.01	-0.01	-0.13	-0.25	-0.30	-0.19	0.00	-0.07	0.01
Areia	0.02	0.00	0.04	0.04	0.03	0.14	0.24	0.30	0.16	0.04	0.13	-0.04

As Tabelas 15 e 16 apresentam os valores de coeficiente de correlação de Pearson. Aqui, para os valores de tensão da água no solo, observou-se comportamento diferente em relação aos valores de armazenagem e de gradiente de potencial total. Algumas datas apresentam coeficiente de correlação baixo, como é o caso do coeficiente (0.31) apresentado entre os dias 8 e 15 (Tabela 15). Por meio do diagrama “box plot”, observa-se que o dia 15 foi o que apresentou maior variabilidade dos valores de potencial mátrico da água no solo (Figura 26(a)). Este período se caracterizou pelo reumedecimento do solo, o que não acontece uniformemente e pode ter resultado nessa maior variabilidade dos dados. Outro fator que pode ter causado a maior variabilidade neste período é a alta extração de água do solo pela cultura em função da elevada temperatura. A frente de molhamento é variável no espaço, sendo mais rápida, ou mais lenta, em função das

propriedades físicas do solo como estrutura, tamanho e tortuosidade dos poros.

Na Tabela 16 são apresentados os valores de coeficiente de correlação para o período de secagem do ano I. Observa-se que, diferentemente do ocorrido no período de recarga, os valores de potencial mátrico foram estáveis durante todo o tempo, com exceção para o coeficiente de correlação entre os dias 85 e 93, o que podem ser devido à precipitação atípica ocorrida nesta semana (Figura 13), no entanto, este valor pontual não descaracteriza a estabilidade temporal do padrão espacial para os valores de potencial mátrico. Van Pelt & Wierenga (2001) também encontraram estabilidade temporal para os valores de potencial mátrico, em seu estudo contendo seis locais de medidas com tensiômetros nas profundidades de 0,15 m, 0,30 m e 0,5 m, durante 46 dias de coleta de medidas.

Pode-se afirmar também que o processo de secagem foi uniforme e gradual ao longo do tempo em função dos altos coeficientes de correlação entre datas próximas e coeficientes muito baixos entre datas distantes (Tabela 16).

Na Tabela 17 são apresentados os valores de correlação de Pearson para os valores de potencial mátrico a 1,10 m de profundidade para o período de recarga no ano II. A exemplo do ocorrido para o ano I, alguns coeficientes de correlação entre datas foram baixos, chegando a ser não significativo a 95% de probabilidade entre os dias 325 e 332, e 353 e 360. No entanto a estabilidade temporal ocorreu para o padrão espacial do potencial mátrico nesse período.

Tabela 16. Coeficientes de correlação de Pearson entre datas para os valores de potencial mátrico a 1,10 m de profundidade, para o período de secagem da água no solo, no ano I. Valores acima de 0.30 são significativos a $P < 0.05$

22	29	36	43	50	57	64	71	78	85	93	100	107	114	121	128	135	142	149	156	163	170	177	184	191	198	205
29	1.00	0.81	0.81	0.87	0.92	0.87	0.67	0.74	0.48	0.86	0.87	0.81	0.65	0.51	0.38	0.29	0.26	0.17	0.10	0.13	0.20	0.30	0.38	0.31	0.36	0.34
36		1.00	0.85	0.91	0.89	0.66	0.42	0.49	0.16	0.87	0.78	0.64	0.42	0.24	0.09	0.02	0.00	-0.09	-0.14	-0.13	-0.07	0.07	0.11	0.02	0.11	0.22
43			1.00	0.96	0.93	0.74	0.41	0.50	0.18	0.96	0.91	0.77	0.55	0.38	0.26	0.16	0.12	-0.01	-0.10	-0.14	-0.07	0.09	0.12	0.02	0.13	0.25
50				1.00	0.96	0.79	0.49	0.54	0.23	0.97	0.91	0.77	0.54	0.37	0.23	0.15	0.10	0.01	-0.06	-0.08	0.01	0.17	0.19	0.10	0.21	0.31
57					1.00	0.86	0.56	0.66	0.33	0.96	0.95	0.87	0.69	0.52	0.36	0.26	0.20	0.03	-0.06	-0.05	0.04	0.19	0.25	0.17	0.26	0.35
64						1.00	0.80	0.83	0.64	0.82	0.87	0.88	0.79	0.66	0.49	0.42	0.34	0.17	0.08	0.11	0.19	0.28	0.35	0.30	0.37	0.36
71							1.00	0.90	0.86	0.50	0.57	0.64	0.64	0.56	0.43	0.36	0.28	0.23	0.20	0.28	0.31	0.31	0.36	0.36	0.40	0.27
78								1.00	0.88	0.57	0.70	0.79	0.79	0.70	0.62	0.53	0.46	0.25	0.16	0.26	0.29	0.29	0.38	0.38	0.40	0.26
85									1.00	0.28	0.42	0.56	0.65	0.62	0.59	0.54	0.46	0.34	0.34	0.45	0.42	0.33	0.39	0.43	0.41	0.18
93										1.00	0.95	0.83	0.62	0.45	0.30	0.20	0.14	-0.02	-0.10	-0.11	-0.04	0.11	0.16	0.09	0.21	0.29
100											1.00	0.94	0.78	0.65	0.49	0.39	0.33	0.07	-0.04	-0.03	0.06	0.21	0.27	0.21	0.29	0.35
107												1.00	0.94	0.84	0.67	0.56	0.48	0.14	0.01	0.05	0.13	0.25	0.35	0.33	0.39	0.40
114													1.00	0.95	0.80	0.69	0.59	0.22	0.11	0.14	0.20	0.28	0.41	0.42	0.45	0.42
121														1.00	0.89	0.82	0.74	0.40	0.27	0.27	0.34	0.39	0.51	0.53	0.55	0.48
128															1.00	0.94	0.87	0.55	0.43	0.40	0.39	0.38	0.51	0.55	0.57	0.48
135																1.00	0.97	0.65	0.53	0.48	0.47	0.45	0.57	0.63	0.63	0.50
142																	1.00	0.70	0.59	0.52	0.52	0.50	0.61	0.66	0.66	0.50
149																		1.00	0.89	0.72	0.70	0.63	0.67	0.67	0.63	0.46
156																			1.00	0.86	0.81	0.69	0.71	0.68	0.63	0.47
163																				1.00	0.92	0.78	0.82	0.79	0.70	0.48
170																					1.00	0.94	0.89	0.82	0.72	0.58
177																						1.00	0.93	0.84	0.76	0.71
184																							1.00	0.96	0.90	0.80
191																								1.00	0.96	0.79
198																									1.00	0.83
205																										1.00
Argila	-0.03	0.10	0.00	0.03	-0.03	-0.17	-0.15	-0.22	-0.21	0.01	-0.08	-0.19	-0.30	-0.28	-0.23	-0.17	-0.09	0.08	0.06	0.04	-0.03	-0.07	-0.04	-0.03	-0.02	-0.10
Areia	0.06	-0.03	0.06	0.02	0.09	0.24	0.21	0.28	0.32	0.07	0.17	0.27	0.36	0.30	0.23	0.17	0.08	-0.15	-0.10	-0.05	0.03	0.07	0.04	0.01	-0.05	0.09

Os coeficientes de correlação entre valores de potencial e granulometria do solo (areia e argila) foram baixos, não sendo significativos ao nível de 95% de probabilidade. No entanto, para o período de secagem, observa-se tendência de correlação negativa entre os valores de potencial mátrico e argila, enquanto para areia observa-se tendência positiva. Para os períodos de re-umedecimento do solo não se pode afirmar tendência de correlação entre estes valores.

Tabela 17. Coeficientes de correlação de Pearson entre datas para os valores de potencial mátrico a 1,10 m de profundidade, para o período de o período de recarga da água no solo, no ano II. Valores acima de 0.31 são significativos a $P < 0.05$

	311	318	325	332	339	346	353	360	2	9	17	24
311	1.00	0.89	0.87	0.00	-0.05	-0.14	-0.03	-0.01	-0.11	-0.28	-0.01	0.00
318		1.00	0.95	0.05	-0.01	-0.09	-0.05	-0.15	-0.26	-0.38	-0.09	-0.09
325			1.00	0.05	-0.01	-0.13	-0.10	-0.13	-0.27	-0.41	-0.10	-0.05
332				1.00	0.40	0.02	0.09	0.25	0.32	0.31	0.12	0.17
339					1.00	0.35	0.18	-0.10	0.00	0.10	0.23	0.17
346						1.00	0.59	-0.41	-0.38	-0.23	0.30	0.15
353							1.00	-0.04	0.01	0.01	0.48	0.57
360								1.00	0.91	0.51	-0.08	0.46
2									1.00	0.78	0.15	0.54
9										1.00	0.43	0.40
17											1.00	0.64
24												1.00
Argila	0.12	0.11	0.16	0.11	0.23	0.05	0.14	0.07	-0.02	-0.09	0.00	0.25
Areia	-0.17	-0.13	-0.19	0.09	-0.17	-0.10	-0.13	-0.01	0.14	0.30	0.10	-0.16

Na Tabela 18 são apresentados os valores correlação de Pearson para o período de secagem no ano II. Os valores de coeficiente foram altos, o mesmo comportamento foi observado para o ano I e, mais uma vez um valor de coeficiente de correlação foi baixo, entre os dias 73 e 80 (0.26), não sendo significativo ao nível de 95% de probabilidade. Este baixo valor de coeficiente entre estas datas pode ser explicado com o alto volume pluviométrico ocorrido na semana anterior (Figura 13). Todas as outras correlações entre datas foram altas, demonstrando, dessa forma, a estabilidade temporal do padrão espacial para os valores de potencial mátrico.

Tabela 18. Coeficientes de correlação de Pearson entre datas para os valores de potencial mátrico a 1,10 m de profundidade, para o período de secagem da água no solo, no ano II. Valores acima de 0.30 são significativos a $P < 0.05$

	31	35	44	52	59	66	73	80	87	94	101	114	124	131	138	145	152	159
31	1.00	0.94	0.77	0.51	0.18	0.09	-0.03	0.81	0.74	0.67	0.32	0.13	0.04	0.06	0.08	0.07	0.06	-0.01
35		1.00	0.88	0.63	0.26	0.20	0.04	0.90	0.85	0.79	0.43	0.26	0.14	0.17	0.18	0.15	0.15	0.05
44			1.00	0.89	0.57	0.56	0.31	0.91	0.93	0.94	0.72	0.56	0.42	0.44	0.43	0.40	0.39	0.25
52				1.00	0.83	0.83	0.53	0.72	0.81	0.88	0.85	0.78	0.65	0.67	0.65	0.61	0.60	0.47
59					1.00	0.91	0.68	0.36	0.49	0.59	0.73	0.75	0.64	0.66	0.62	0.58	0.57	0.48
66						1.00	0.72	0.40	0.54	0.66	0.83	0.86	0.78	0.79	0.75	0.71	0.70	0.59
73							1.00	0.26	0.36	0.41	0.58	0.63	0.61	0.52	0.46	0.43	0.42	0.34
80								1.00	0.97	0.92	0.62	0.48	0.37	0.36	0.35	0.31	0.31	0.14
87									1.00	0.98	0.75	0.63	0.51	0.51	0.50	0.45	0.44	0.26
94										1.00	0.83	0.74	0.62	0.64	0.62	0.57	0.57	0.40
101											1.00	0.93	0.86	0.87	0.84	0.81	0.81	0.62
114												1.00	0.94	0.95	0.91	0.86	0.85	0.68
124													1.00	0.95	0.94	0.91	0.90	0.77
131														1.00	0.99	0.96	0.95	0.81
138															1.00	0.99	0.99	0.86
145																1.00	1.00	0.89
152																	1.00	0.89
159																		1.00
Argila	0.13	0.02	-0.13	-0.23	-0.23	-0.39	-0.17	-0.06	-0.09	-0.14	-0.32	-0.33	-0.25	-0.24	-0.25	-0.26	-0.26	-0.25
Areia	-0.05	0.04	0.26	0.35	0.38	0.49	0.18	0.12	0.16	0.22	0.35	0.34	0.25	0.23	0.24	0.23	0.23	0.21

Na Figura 27 são apresentadas as diferenças relativas médias no tempo, para os valores de potencial mátrico da água no solo a 1,10 m de profundidade para os anos I (Figura 27 (a)) e II (Figura 27 (b)) e seus respectivos desvios padrão. Os pontos escolhidos como médios para os dois anos (ponto 07 para o ano I e ponto 11 para o ano II) não diferem substancialmente entre posições no “ranqueamento” das diferenças relativas médias para todos os pontos, bem como são pontos próximos espacialmente no campo.

Com relação aos pontos que superestimam a média no campo, ou que a subestimam, observa-se que os pontos 05 e 15 foram os que representaram, mais uma vez, os pontos extremos. No ano II o ponto 15 não foi aquele que representou o ponto de maior potencial mátrico ao longo do tempo, no entanto, sua posição juntamente com seu menor desvio padrão comparado com seus vizinhos, estes mais próximos da posição extrema, permite, com boa margem de segurança, escolhê-lo como ponto

representativo da posição que apresentou maiores valores de potencial mátrico ao longo do tempo, o que vem a ser confirmado pela Figura 28. Este ponto (15) no ano II ocupa a posição 37, existindo dessa forma três pontos acima dele que apresentaram maior potencial mátrico ao longo do tempo. O valor de potencial mátrico no ponto 15 é 17,00 % ($\pm 18,17\%$) maior que o potencial médio no campo, enquanto que o ponto 36, na posição 40, apresenta potencial mátrico 34,39% ($\pm 46,82$) maior que a média no campo, apresentando dessa forma desvio padrão maior que a própria diferença relativa média, para mais, ou para menos. No ano I, o ponto 15 apresentou valores de potencial mátrico 37,27% ($\pm 28,04$) maior que a média no campo. Analisando-se a distribuição espacial dos pontos no campo (Figura 1), observa-se que a posição geográfica do ponto 15 não difere em muito da do ponto 36, o que justifica a posição dos pontos em representar valores de potencial maiores ao longo do tempo.

O ponto 05 apresentou menores valores de potencial mátrico independente do ano. No ano I este ponto foi 40,95 ($\pm 26,64$) menor que a média no campo, e no ano II 22,91% ($\pm 26,64$). Como não poderia deixar de ser, na análise conjunta dos dois anos (Figura 28), este também representou o ponto de menor valor de potencial mátrico da água no solo.

Como já citado anteriormente, um maior número de dados fornecem uma maior confiabilidade na escolha de posições. Desta maneira, a Figura 28 apresenta o mesmo diagrama apresentado na Figura 27, agora com os valores dos dois anos conjuntamente.

Figura 27- Diferença relativa percentual média no tempo dos valores de potencial mátrico da água no solo à profundidade de 1,10 m para ao ano I (a) e o ano II (b) do potencial mátrico da água no solo a 1,10 m de profundidade e respectivo desvio-padrão no tempo

Figura 28- Diferença relativa percentual média no tempo dos valores de potencial mátrico da água no solo à profundidade de 1,10 m para ao o conjunto de valores dos dois anos do potencial mátrico da água no solo a 1,10 m de profundidade e respectivo desvio-padrão no tempo

Voltando nas Figuras 17 e 18, as quais apresentam as diferenças relativas médias e seus respectivos desvios para os valores de armazenagem da água no solo, observa-se que os pontos 05 e 15 também representam valores extremos. Desta vez o ponto 05 aparece como o que superestimou a média de armazenagem no campo e o ponto 15 o que subestimou a média para a armazenagem. Isto mostra coerência, uma vez que quanto menor o potencial mátrico, menor a umidade do solo. Desta forma, era de se esperar a inversão nas posições. Assim, pode-se concluir que o ponto 15 foi o mais seco, enquanto que o ponto 05 foi o mais úmido, independentemente da época amostrada.

Outro ponto que merece destaque é o ponto 12. Este ponto representou a média no campo ao longo do tempo para os valores de gradiente de potencial (Figuras 23, 24 e 25), aqui, ele volta muito próximo à $DRM=0$. Isto deve-se levar em consideração em estudos futuros sobre o movimento da água no solo para a área em estudo. Na Tabela 18 são apresentados os valores correlação de Pearson para o período de secagem no ano II. Os valores de coeficiente foram altos, o mesmo comportamento foi observado para o ano I e, mais uma vez um valor de coeficiente de correlação foi baixo, entre os dias 73 e 80 (0.26), não sendo significativo ao nível de 95% de probabilidade. Este baixo valor de coeficiente entre estas datas pode ser explicado com o alto volume pluviométrico ocorrido na semana anterior (Figura 13). Todas as outras correlações entre datas foram altas, demonstrando, dessa forma, a estabilidade temporal do padrão espacial para os valores de potencial mátrico.

5 CONCLUSÕES

A técnica da estabilidade temporal que possibilita a identificar, no campo, o ponto, ou os pontos, que representam a média e os pontos que superestimam ou subestimam a média real de determinada variável, com isso reduzindo o número de amostras necessárias para estimar uma média representativa com elevada precisão e reduzido esforço amostral, identificou, para os valores de armazenagem e de potencial mátrico do presente estudo, os pontos 05 e 15 como o mais úmido e o mais seco, respectivamente. A média geral no campo foi representada pelo ponto 12, para o gradiente de potencial total, pelos pontos 09, 30 e 28, para a armazenagem e pelos pontos 07, 11 e 12 para o potencial mátrico.

A posição entre os valores da diferença relativa média de armazenagem, gradiente de potencial total e potencial mátrico se alterou em função do período de amostragem, sem no entanto, deixar de representar sua característica de mais ou menos úmido.

A metodologia com base nos coeficientes de correlação de Spearman e de Pearson entre as datas permitiu concluir que os valores de armazenagem da água no solo, de gradiente de potencial total e de potencial mátrico, que apresentaram baixa correlação com a granulometria do solo, foram estáveis no tempo, para os 40 pontos amostrados.

Tanto o período de recarga quanto o de secagem do solo alteraram a dispersão dos dados em torno da média, mas não alteraram a estabilidade temporal.

ANEXOS

ANEXO - A

Caracterização morfológica do solo descrita em trincheira aberta em área adjacente ao experimento

Ap 0-5 cm; bruno avermelhado escuro (5YR 3/4, úmido); franco arenosa; estrutura modificada pelo uso agrícola, composto por blocos subangulares de tamanho variável; moderada a forte, não plástico e ligeiramente pegajoso; transição abrupta; plana.

A₂ 5-22 cm; bruno avermelhado escuro (5YR 3/4, úmido); franco arenosa; estrutura modificada pelo uso agrícola composta por blocos subangulares de tamanho variável; moderada, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição clara; plana.

Bw₁ 22-48 cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido); franco argilo arenosa; blocos subangulares de tamanho variável; moderada, plástico e muito pegajoso; transição clara; plana.

Bw₂ 48-72 cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido); franco argiloso arenosa; moderada; blocos subangulares; plástico e pegajoso. carvões pequenos esparsos; transição gradual; plana.

Bw₃ 72-100 cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido); franco argiloso arenosa; moderada a forte; blocos subangulares; plástico e ligeiramente pegajoso. carvões pequenos esparsos; transição gradual; plana.

Bw₄ 100-135 cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido); franco argiloso arenosa; moderada; blocos subangulares; plástico e pegajoso. carvões pequenos esparsos; transição gradual; plana.

Bw₅ 135 + cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido); franco argiloso arenosa; moderada; blocos subangulares; plástico e pegajoso. carvões pequenos esparsos.

Observações:

1) Raízes: muitas, médias e finas no **Ap**; comuns e finas no **Bw₁**; raras e muito finas nos demais horizontes.

2) Porosidade: são encontrados poros muito pequenos, comuns nos horizontes **Ap** e **Bw** e poros pequenos médios, abundantes nos demais horizontes.

3) O relevo local é levemente ondulado e o regional também.

Granulometria (areia, silte e argila) e classe textural dos horizontes pedológicos

Horizontes Pedológicos	Areia (g kg ⁻¹)	Silte (g kg ⁻¹)	Argila (g kg ⁻¹)	Classe Textural
Ap (0 – 0,05 m)	760	80	160	Franco – arenosa
A ₂ (0,05 – 0,22 m)	760	80	160	Franco – arenosa
Bw ₁ (0,22 – 0,48 m)	680	60	260	Franco – argilo – arenosa
Bw ₂ (0,48 – 0,72 m)	680	60	260	Franco – argilo – arenosa
Bw ₃ (0,74 – 1,0 m)	720	40	240	Franco – argilo – arenosa
Bw ₄ (1,01 – 1,35 m)	740	40	220	Franco – argilo – arenosa
Bw ₅ (1,35 m +)	740	40	220	Franco – argilo – arenosa

Teores de óxidos de Silício, Alumínio, Ferro, Titânio e Manganês dos horizontes pedológicos

Horizontes Pedológicos	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	TiO ₂	MnO	Ki	Kr
Ap (0 – 0,05 m)	5,10	3,62	2,31	0,65	0,03	2,40	1,70
A ₂ (0,05 – 0,22 m)	5,80	4,28	2,85	0,77	0,03	2,30	1,62
Bw ₁ (0,22 – 0,48 m)	7,50	7,09	3,61	0,78	0,03	1,80	1,36
Bw ₂ (0,48 – 0,72 m)	7,80	6,88	3,70	0,88	0,02	1,93	1,43
Bw ₃ (0,74 – 1,0 m)	9,90	7,08	3,86	0,86	0,02	2,38	1,76
Bw ₄ (1,01 – 1,35 m)	7,70	6,80	3,58	0,82	0,01	1,93	1,44
Bw ₅ (1,35 m +)	8,90	6,84	3,72	0,80	0,01	2,21	1,64

Características físicas do perfil de Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico argissólico textura média A moderado no sistema de cultivo convencional de citros

Hor	Prof.	Cor	Textura		Estrutura		Consistência				Transição		Cerosidade	
	cm				Tipo	Classe	Grau	Seca	Úmida	Molhada	Nitidez	Topog.	Grau	Quant.
Ap	0 – 5	5YR 3/4	Franco arenosa	Blocos Suban.	Média	Moderada a forte	Lig. dura	Muito friável	Não Plástico	Lig. Pegajosa	Abrupta	Plana	Ausente	----
A ₂	5-22	5YR 3/4	Franco arenosa	Blocos Suban.	Média a grande	Moderada	Dura	Muito friável	Lig. Plástico	Lig. pegajosa	Clara	Plana	Ausente	----
Bw ₁	22-48	2,5YR 3/6	Franco argilo arenosa	Blocos Suban.	Média a grande	Moderada	Muito dura	Muito friável	Plástico	Muito pegajosa	Clara	Plana	Ausente	----
Bw ₂	48-72	2,5YR 3/6	Franco argilo arenosa	Blocos Suban.	Média a Grande	Moderada	Lig. dura	Muito friável	Plástico	Pegajosa	Gradual	Plana	Ausente	
Bw ₃	72-100	2,5YR 3/6	Franco argilo arenosa	Blocos Suban.	Média	Moderada a forte	Lig. dura	Muito friável	Plástico	Lig. pegajosa	Gradual	Plana	Ausente	
Bw ₄	100-135	2,5YR 3/6	Franco argilo arenosa	Blocos Suban.	Pequena	Moderada	Lig. dura	Muito friável	Plástico	Pegajosa	Gradual	Plana	Ausente	
Bw ₅	135+	2,5YR 3/6	Franco argilo arenosa	Blocos Suban.	Pequena	Moderada	Lig. dura	Muito friável	Plástico	Pegajosa	----	----	Ausente	

Características químicas do perfil de Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico argissólico textura média A moderado no sistema de cultivo convencional de citros

Idendif	pH	M.O.	P	S	K	Ca	Mg	Al	H + Al	SB	T	V	m
	CaCl ₂	g dm ⁻³	mg dm ⁻³									%	
A _p	5,3	24	12	63	1,1	23	9	0	20	33,1	53,1	62	0
A ₂	4,5	15	5	10	1,1	10	4	3	22	15,1	37,1	41	17
Bw ₁	4,3	7	3	12	0,4	5	4	3	18	9,4	27,4	34	24
Bw ₂	4,4	7	3	22	0,3	6	4	3	18	10,3	28,3	36	23
Bw ₃	4,6	7	2	24	0,2	5	3	0	15	8,2	23,2	35	0
Bw ₄	4,8	7	2	19	0,4	6	2	0	15	8,4	23,4	36	0
Bw ₅	5,2	8	2	30	0,2	8	1	0	12	9,2	21,2	43	0

ANEXO - B

Perfis granulométricos para todos os perfis estudados

Perfis granulométricos para todos os perfis estudados

Perfis granulométricos para todos os perfis estudados

Perfis granulométricos para todos os perfis estudados

Perfis granulométricos para todos os perfis estudados

Perfis granulométricos médios para as duas transeções

ANEXO C

Semivariogramas para os valores médios de areia, argila, silte, gradiente de potencial, potencial mátrico e armazenagem da água no solo

ANEXO - D

Coeficiente de correlação de Spearman entre datas para os valores de armazenagem (kg/kg)m, para o período de secagem no ano I

	221	227	234	241	248	255	262	269	283	290	297	304	311	318	326	332	339	353	360	2	9	16	23
221	1.00	0.96	0.93	0.70	0.91	0.93	0.74	0.67	0.59	0.66	0.67	0.71	0.72	0.46	0.75	0.68	0.69	0.61	0.56	0.33	0.46	0.68	0.73
227		1.00	0.97	0.63	0.89	0.92	0.65	0.60	0.52	0.63	0.59	0.65	0.65	0.45	0.67	0.61	0.61	0.54	0.49	0.29	0.39	0.62	0.70
234			1.00	0.65	0.87	0.92	0.64	0.56	0.52	0.66	0.60	0.63	0.61	0.52	0.66	0.58	0.58	0.51	0.45	0.29	0.40	0.61	0.69
241				1.00	0.77	0.74	0.83	0.62	0.61	0.63	0.65	0.54	0.55	0.47	0.63	0.53	0.59	0.55	0.50	0.34	0.47	0.52	0.53
248					1.00	0.94	0.79	0.77	0.62	0.70	0.70	0.73	0.76	0.47	0.77	0.74	0.74	0.64	0.63	0.44	0.52	0.66	0.74
255						1.00	0.75	0.68	0.58	0.72	0.70	0.71	0.71	0.47	0.76	0.67	0.66	0.57	0.54	0.40	0.46	0.72	0.77
262							1.00	0.82	0.74	0.62	0.66	0.56	0.61	0.42	0.67	0.64	0.76	0.80	0.74	0.45	0.66	0.53	0.54
269								1.00	0.67	0.63	0.65	0.65	0.73	0.38	0.67	0.71	0.79	0.72	0.73	0.46	0.61	0.50	0.54
283									1.00	0.83	0.77	0.72	0.72	0.71	0.75	0.70	0.78	0.71	0.66	0.54	0.72	0.53	0.53
290										1.00	0.90	0.88	0.84	0.74	0.88	0.77	0.73	0.61	0.58	0.57	0.61	0.69	0.70
297											1.00	0.92	0.88	0.73	0.91	0.79	0.72	0.65	0.60	0.65	0.67	0.77	0.76
304												1.00	0.97	0.66	0.92	0.87	0.78	0.64	0.62	0.60	0.59	0.73	0.78
311													1.00	0.59	0.91	0.92	0.85	0.71	0.71	0.61	0.64	0.69	0.73
318														1.00	0.72	0.57	0.57	0.50	0.40	0.63	0.71	0.55	0.53
326															1.00	0.92	0.85	0.73	0.70	0.68	0.69	0.80	0.82
332																1.00	0.93	0.81	0.82	0.65	0.68	0.67	0.74
339																	1.00	0.87	0.86	0.60	0.74	0.56	0.61
353																		1.00	0.96	0.70	0.79	0.45	0.49
360																			1.00	0.73	0.75	0.39	0.46
2																				1.00	0.79	0.45	0.45
9																					1.00	0.51	0.48
16																						1.00	0.95
23																							1.00

Coeficiente de correlação de Spearman entre datas para os valores de armazenagem (kg/kg)m, para o período de recarga no ano I

	30	46	54	60	67	73	82	88	97	100	108	118	122	131	136	142	152	158	163
30	1.00	0.89	0.91	0.91	0.74	0.80	0.49	0.91	0.83	0.78	0.61	0.52	0.54	0.34*	0.36*	0.18*	0.52	0.51	0.44
46		1.00	0.92	0.94	0.89	0.89	0.67	0.97	0.87	0.85	0.68	0.61	0.63	0.46	0.47	0.40	0.69	0.65	0.56
54			1.00	0.96	0.84	0.88	0.58	0.95	0.90	0.85	0.73	0.63	0.61	0.43	0.47	0.23*	0.62	0.62	0.56
60				1.00	0.83	0.91	0.58	0.97	0.91	0.91	0.78	0.70	0.66	0.45	0.51	0.26*	0.67	0.68	0.62
67					1.00	0.91	0.83	0.86	0.82	0.83	0.71	0.65	0.65	0.52	0.56	0.45	0.79	0.76	0.68
73						1.00	0.75	0.89	0.89	0.91	0.88	0.80	0.76	0.59	0.65	0.43	0.81	0.81	0.76
82							1.00	0.62	0.62	0.72	0.65	0.63	0.65	0.65	0.66	0.64	0.79	0.72	0.65
88								1.00	0.90	0.88	0.71	0.62	0.62	0.40	0.44	0.31*	0.66	0.63	0.54
97									1.00	0.93	0.80	0.68	0.63	0.58	0.61	0.37	0.69	0.69	0.62
100										1.00	0.87	0.78	0.72	0.61	0.67	0.38	0.76	0.76	0.69
108											1.00	0.95	0.87	0.70	0.82	0.47	0.80	0.87	0.85
118												1.00	0.95	0.71	0.82	0.49	0.79	0.87	0.86
122													1.00	0.73	0.81	0.55	0.77	0.82	0.80
131														1.00	0.93	0.73	0.70	0.71	0.69
136															1.00	0.68	0.76	0.82	0.83
142																1.00	0.63	0.59	0.51
152																	1.00	0.96	0.91
158																		1.00	0.98
163																			1.00

Coeficiente de correlação de Spearman entre datas para os valores de armazenagem da água no solo (kg/kg)m, para o período de recarga no ano II

	277	284	294	301	308	315	322	332	348	357	362	7	14
277	1.00	0.91	0.87	0.83	0.84	0.87	0.88	0.05	0.62	0.56	0.50	0.33	0.53
284		1.00	0.93	0.92	0.84	0.92	0.85	0.02	0.67	0.63	0.53	0.25	0.58
294			1.00	0.92	0.91	0.93	0.86	0.10	0.63	0.59	0.47	0.27	0.51
301				1.00	0.87	0.95	0.84	0.11	0.64	0.59	0.49	0.21	0.53
308					1.00	0.94	0.91	0.13	0.62	0.58	0.47	0.32	0.52
315						1.00	0.88	0.12	0.68	0.64	0.54	0.28	0.56
322							1.00	0.17	0.59	0.59	0.51	0.41	0.49
332								1.00	0.22	0.29	0.25	0.47	0.23
348									1.00	0.97	0.90	0.56	0.84
357										1.00	0.91	0.61	0.83
362											1.00	0.61	0.72
7												1.00	0.41
14													1.00

Coeficiente de correlação de Spearman entre datas para os valores de armazenagem da água no solo (kg/kg)m, para o período de secagem no ano II.

	29	37	49	73	85	98	126	138	161	167
29	1.00	0.83	0.62	0.86	0.69	0.37	0.33	0.41	0.40	0.46
37		1.00	0.67	0.71	0.69	0.39	0.43	0.52	0.42	0.42
49			1.00	0.54	0.66	0.32	0.36	0.40	0.30	0.35
73				1.00	0.82	0.48	0.28	0.36	0.41	0.43
85					1.00	0.51	0.56	0.63	0.59	0.62
98						1.00	0.55	0.55	0.69	0.61
126							1.00	0.98	0.67	0.77
138								1.00	0.68	0.78
161									1.00	0.91
167										1.00

Coefficiente de correlação de Spearman para os valores de gradiente de potencial total para o período de recarga no ano I

	308	315	322	329	336	343	350	357	1	8	15	22
308	1.00	0.86	0.68	0.61	0.63	0.56	0.25	0.04	-0.21	-0.18	0.02	-0.02
315		1.00	0.79	0.72	0.76	0.74	0.41	0.16	-0.07	-0.03	-0.07	0.00
322			1.00	0.75	0.74	0.65	0.22	0.14	0.04	0.15	0.12	0.09
329				1.00	0.93	0.71	0.26	0.10	0.03	0.05	0.02	-0.07
336					1.00	0.85	0.43	0.18	0.06	0.05	0.05	-0.03
343						1.00	0.63	0.23	0.07	0.06	-0.01	0.02
350							1.00	0.62	0.34	0.28	0.18	0.11
357								1.00	0.78	0.64	0.39	0.02
1									1.00	0.92	0.34	-0.09
8										1.00	0.27	-0.15
15											1.00	0.15
22												1.00

Coefficiente de correlação de Spearman para os valores de gradiente de potencial total para o período de secagem no ano I

	29	36	43	50	57	64	71	78	85	93	100	107	114	121	128	135	142	149	156	163	170	177	184	191	198	205
29	1.00	0.68	0.67	0.74	0.76	0.51	0.31	0.53	0.27	0.67	0.75	0.70	0.63	0.57	0.31	0.44	0.40	0.21	0.23	0.39	0.48	0.34	0.25	0.18	0.19	0.10
36		1.00	0.73	0.68	0.67	0.43	0.20	0.34	0.22	0.66	0.66	0.58	0.54	0.51	0.40	0.36	0.28	-0.05	-0.06	0.14	0.12	-0.02	-0.11	-0.20	-0.21	0.30
43			1.00	0.81	0.85	0.37	0.11	0.41	0.03	0.68	0.72	0.64	0.61	0.57	0.32	0.43	0.31	-0.02	-0.11	0.01	0.13	0.04	-0.05	-0.12	-0.11	0.33
50				1.00	0.86	0.43	0.16	0.38	0.18	0.87	0.85	0.72	0.63	0.57	0.32	0.40	0.33	0.15	-0.01	0.18	0.24	0.13	0.08	0.00	0.08	0.24
57					1.00	0.47	0.15	0.50	0.08	0.81	0.86	0.82	0.75	0.68	0.47	0.57	0.48	0.18	0.08	0.22	0.35	0.26	0.16	0.08	0.03	0.25
64						1.00	0.65	0.71	0.58	0.49	0.53	0.51	0.54	0.50	0.25	0.30	0.27	0.19	0.13	0.27	0.25	0.10	-0.02	-0.13	-0.02	0.20
71							1.00	0.69	0.68	0.20	0.22	0.24	0.24	0.19	0.12	0.16	0.17	0.35	0.46	0.44	0.26	0.15	0.05	0.06	0.17	-0.05
78								1.00	0.61	0.46	0.62	0.69	0.68	0.61	0.50	0.63	0.58	0.45	0.42	0.41	0.41	0.31	0.22	0.09	0.14	0.19
85									1.00	0.24	0.26	0.26	0.31	0.31	0.24	0.20	0.18	0.41	0.38	0.29	0.25	0.28	0.26	0.12	0.26	0.01
93										1.00	0.92	0.83	0.76	0.71	0.44	0.51	0.43	0.21	0.07	0.29	0.27	0.15	0.11	0.00	-0.01	0.25
100											1.00	0.95	0.86	0.78	0.54	0.65	0.57	0.27	0.14	0.33	0.35	0.23	0.16	0.03	0.01	0.29
107												1.00	0.95	0.87	0.67	0.76	0.67	0.31	0.21	0.37	0.44	0.34	0.27	0.13	0.07	0.20
114													1.00	0.96	0.75	0.81	0.70	0.26	0.14	0.26	0.41	0.37	0.32	0.16	0.10	0.13
121														1.00	0.76	0.78	0.67	0.20	0.08	0.19	0.37	0.35	0.33	0.15	0.11	0.11
128															1.00	0.82	0.79	0.28	0.12	0.19	0.42	0.44	0.40	0.26	0.15	-0.01
135																1.00	0.95	0.36	0.28	0.32	0.46	0.47	0.46	0.39	0.26	-0.10
142																	1.00	0.44	0.33	0.38	0.53	0.52	0.50	0.45	0.31	-0.20
149																		1.00	0.62	0.39	0.45	0.50	0.46	0.39	0.37	-0.18
156																			1.00	0.72	0.55	0.52	0.49	0.47	0.42	-0.27
163																				1.00	0.78	0.59	0.49	0.41	0.36	-0.13
170																					1.00	0.90	0.78	0.60	0.49	-0.24
177																						1.00	0.95	0.77	0.62	-0.41
184																							1.00	0.86	0.69	-0.50
191																								1.00	0.83	-0.75
198																									1.00	-0.62
205																										1.00

Coeficiente de correlação de Spearman entre datas para os valores de gradiente de potencial total, para o período de recarga no ano II

	311	318	325	332	339	346	353	360	2	9	17	24
311	1.00	0.78	0.71	0.22	0.08	0.03	0.13	0.01	0.07	0.11	0.23	0.01
318		1.00	0.90	0.20	0.06	-0.17	0.11	0.11	0.01	0.11	0.38	0.13
325			1.00	0.20	0.21	-0.21	-0.01	0.08	-0.01	0.08	0.29	0.03
332				1.00	0.59	0.26	0.17	-0.09	-0.17	-0.15	0.07	0.07
339					1.00	0.14	0.13	-0.14	-0.10	-0.18	0.10	0.16
346						1.00	0.64	-0.09	0.00	-0.23	0.12	0.28
353							1.00	0.00	0.05	-0.11	0.32	0.53
360								1.00	0.80	0.70	0.30	0.48
2									1.00	0.87	0.37	0.37
9										1.00	0.49	0.25
17											1.00	0.56
24												1.00

Coeficiente de correlação de Spearman entre datas para os valores de gradiente de potencial total, para o período de secagem no ano II

	31	35	44	52	59	66	73	80	87	94	101	114	124	131	138	145	152	159
31	1.00	0.72	0.45	0.32	-0.10	-0.06	0.16	0.58	0.60	0.51	0.50	0.37	0.22	0.15	0.15	0.18	0.21	-0.10
35		1.00	0.74	0.63	-0.42	-0.43	0.37	0.61	0.78	0.75	0.69	0.57	0.44	0.37	0.36	0.36	0.36	0.06
44			1.00	0.73	-0.57	-0.73	0.51	0.80	0.87	0.81	0.57	0.56	0.53	0.47	0.36	0.24	0.26	0.15
52				1.00	-0.53	-0.59	0.31	0.53	0.64	0.68	0.59	0.52	0.41	0.32	0.27	0.17	0.17	0.01
59					1.00	0.80	-0.28	-0.34	-0.48	-0.43	-0.28	-0.27	-0.21	-0.15	-0.10	-0.05	-0.12	0.01
66						1.00	-0.30	-0.39	-0.53	-0.53	-0.39	-0.41	-0.39	-0.33	-0.26	-0.19	-0.23	-0.11
73							1.00	0.65	0.60	0.54	0.32	0.31	0.32	0.27	0.22	0.09	0.07	0.04
80								1.00	0.90	0.81	0.54	0.52	0.49	0.43	0.35	0.24	0.25	0.15
87									1.00	0.92	0.63	0.60	0.51	0.41	0.34	0.21	0.21	0.07
94										1.00	0.71	0.66	0.51	0.39	0.34	0.24	0.24	0.12
101											1.00	0.83	0.62	0.53	0.48	0.43	0.43	0.23
114												1.00	0.87	0.75	0.68	0.56	0.57	0.25
124													1.00	0.96	0.91	0.77	0.76	0.44
131														1.00	0.96	0.84	0.82	0.50
138															1.00	0.93	0.91	0.54
145																1.00	0.99	0.55
152																	1.00	0.55
159																		1.00

Coeficiente de correlação de Spearman entre datas para os valores de potencial mátrico, para o período de recarga no ano I

	308	315	322	329	336	343	350	357	1	8	15	22
308	1.00	0.95	0.93	0.88	0.85	0.78	0.53	0.15	0.07	-0.02	0.43	0.28
315		1.00	0.94	0.93	0.90	0.86	0.60	0.16	0.06	-0.07	0.42	0.31
322			1.00	0.94	0.90	0.85	0.60	0.25	0.14	0.02	0.46	0.27
329				1.00	0.98	0.92	0.74	0.23	0.10	-0.06	0.47	0.26
336					1.00	0.94	0.80	0.23	0.09	-0.08	0.43	0.24
343						1.00	0.81	0.14	0.06	0.00	0.43	0.19
350							1.00	0.35	0.25	0.23	0.44	0.28
357								1.00	0.90	0.53	0.06	0.19
1									1.00	0.73	0.02	0.13
8										1.00	0.26	0.06
15											1.00	0.03
22												1.00

Coeficiente de correlação de Spearman entre datas para os valores de potencial mátrico, para o período de secagem no ano I

	29	36	43	50	57	64	71	78	85	93	100	107	114	121	128	135	142	149	156	163	170	177	184	191	198	205
29	1.00	0.69	0.77	0.85	0.90	0.88	0.67	0.76	0.60	0.84	0.84	0.80	0.66	0.47	0.32	0.27	0.32	0.22	0.33	0.36	0.44	0.47	0.40	0.33	0.38	0.37
36		1.00	0.65	0.73	0.77	0.53	0.31	0.44	0.21	0.70	0.66	0.60	0.42	0.21	0.13	0.08	0.14	-0.01	0.05	0.13	0.15	0.17	0.16	0.13	0.15	0.23
43			1.00	0.95	0.90	0.75	0.42	0.54	0.38	0.94	0.91	0.84	0.66	0.46	0.33	0.25	0.25	0.14	0.21	0.18	0.25	0.28	0.22	0.16	0.23	0.23
50				1.00	0.94	0.82	0.52	0.60	0.45	0.96	0.91	0.83	0.64	0.45	0.32	0.26	0.28	0.15	0.26	0.28	0.36	0.40	0.33	0.27	0.33	0.33
57					1.00	0.85	0.57	0.71	0.50	0.94	0.95	0.92	0.77	0.56	0.41	0.34	0.35	0.17	0.25	0.28	0.37	0.42	0.36	0.30	0.36	0.36
64						1.00	0.79	0.83	0.71	0.83	0.84	0.82	0.72	0.55	0.36	0.35	0.34	0.22	0.29	0.30	0.37	0.42	0.36	0.27	0.35	0.34
71							1.00	0.88	0.88	0.52	0.54	0.53	0.49	0.41	0.28	0.29	0.30	0.31	0.43	0.47	0.49	0.46	0.41	0.33	0.40	0.31
78								1.00	0.89	0.61	0.70	0.73	0.70	0.61	0.48	0.46	0.46	0.37	0.43	0.45	0.49	0.46	0.41	0.35	0.41	0.28
85									1.00	0.46	0.52	0.51	0.51	0.50	0.41	0.45	0.46	0.48	0.57	0.59	0.60	0.52	0.48	0.42	0.46	0.28
93										1.00	0.95	0.87	0.69	0.50	0.35	0.26	0.26	0.08	0.18	0.22	0.27	0.31	0.26	0.20	0.28	0.27
100											1.00	0.97	0.84	0.66	0.50	0.41	0.39	0.18	0.25	0.26	0.33	0.37	0.32	0.27	0.34	0.32
107												1.00	0.93	0.78	0.62	0.53	0.50	0.26	0.30	0.29	0.37	0.43	0.38	0.34	0.40	0.39
114													1.00	0.92	0.80	0.71	0.65	0.42	0.42	0.37	0.47	0.52	0.49	0.45	0.49	0.48
121														1.00	0.93	0.86	0.82	0.56	0.51	0.46	0.54	0.57	0.57	0.56	0.58	0.49
128															1.00	0.95	0.89	0.62	0.58	0.50	0.56	0.56	0.57	0.57	0.58	0.52
135																1.00	0.97	0.69	0.63	0.57	0.59	0.59	0.63	0.63	0.63	0.54
142																	1.00	0.73	0.67	0.60	0.63	0.62	0.65	0.66	0.66	0.55
149																		1.00	0.93	0.72	0.80	0.74	0.67	0.64	0.63	0.51
156																			1.00	0.86	0.92	0.84	0.79	0.75	0.74	0.62
163																				1.00	0.92	0.87	0.92	0.90	0.88	0.70
170																					1.00	0.96	0.91	0.86	0.84	0.72
177																						1.00	0.95	0.88	0.88	0.82
184																							1.00	0.98	0.95	0.87
191																								1.00	0.96	0.85
198																									1.00	0.87
205																										1.00

Coefficiente de correlação de Spearman entre datas para os valores de potencial mátrico, para o período de recarga no ano II

	311	318	325	332	339	346	353	360	2	9	17	24
311	1.00	0.74	0.65	-0.13	-0.37	-0.17	-0.04	0.09	-0.05	-0.16	0.02	-0.02
318		1.00	0.82	-0.09	-0.22	-0.12	-0.15	-0.20	-0.30	-0.31	-0.14	-0.25
325			1.00	0.06	-0.13	-0.11	-0.12	-0.18	-0.26	-0.27	-0.08	-0.16
332				1.00	0.65	0.07	0.25	0.32	0.35	0.32	0.22	0.18
339					1.00	0.48	0.36	0.05	0.11	0.13	0.27	0.27
346						1.00	0.48	-0.14	-0.17	-0.18	0.18	0.30
353							1.00	0.41	0.38	0.20	0.58	0.79
360								1.00	0.89	0.62	0.28	0.65
2									1.00	0.85	0.45	0.61
9										1.00	0.54	0.45
17											1.00	0.55
24												1.00

Coefficiente de correlação de Spearman entre datas para os valores de potencial mátrico, para o período de secagem no ano II

	31	35	44	52	59	66	73	80	87	94	101	114	124	131	138	145	152	159
31	1.00	0.86	0.74	0.52	0.12	0.11	0.14	0.79	0.77	0.72	0.38	0.23	0.17	0.15	0.14	0.16	0.18	0.01
35		1.00	0.88	0.66	0.20	0.23	0.19	0.90	0.87	0.83	0.52	0.38	0.29	0.28	0.28	0.30	0.32	0.12
44			1.00	0.86	0.46	0.49	0.33	0.87	0.89	0.92	0.71	0.53	0.44	0.45	0.45	0.46	0.47	0.29
52				1.00	0.74	0.76	0.43	0.65	0.73	0.82	0.81	0.71	0.62	0.63	0.63	0.64	0.64	0.53
59					1.00	0.87	0.57	0.22	0.33	0.44	0.62	0.67	0.61	0.65	0.64	0.62	0.60	0.57
66						1.00	0.55	0.30	0.40	0.55	0.75	0.81	0.79	0.82	0.81	0.79	0.76	0.76
73							1.00	0.30	0.34	0.35	0.43	0.57	0.54	0.50	0.47	0.42	0.40	0.32
80								1.00	0.97	0.91	0.65	0.51	0.43	0.41	0.41	0.41	0.41	0.20
87									1.00	0.96	0.73	0.60	0.51	0.51	0.51	0.51	0.50	0.29
94										1.00	0.81	0.68	0.60	0.61	0.61	0.62	0.61	0.43
101											1.00	0.93	0.89	0.90	0.89	0.90	0.89	0.74
114												1.00	0.97	0.97	0.95	0.94	0.93	0.81
124													1.00	0.97	0.96	0.95	0.94	0.87
131														1.00	0.99	0.98	0.97	0.88
138															1.00	0.99	0.98	0.90
145																1.00	0.99	0.91
152																	1.00	0.92
159																		1.00

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBERTSON, J.D; KIELY, G. On the structure of soil moisture time series in the context of land surface models. **Journal of Hydrology**, v.243, p.101-119, 2001.
- BOX, G. E. P.; JENKINS, G.M. Times series analysis forecasting and control. Ca Holden-Day, San Francisco, 1970, 102p.
- CAMPOS, H. **Estatística experimental não-paramétrica**. 4 ed. Piracicaba: ESALQ, Departamento de Matemática e Estatística, 1983. 349 p.
- CINTRA, F.L.D.; LIBARDI, P.L.; SAAD, A.M. Balanço hídrico no solo para porta-enxertos de citros em ecossistema de tabuleiro costeiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola**, v.4, n.1, p.23-28, 2000.
- COMEGNA, V.; A. BASILIE,. Temporal stability of spatial patterns of soil water storage in a cultivated Vesuvian soil. **Geoderma**, v.62, p.299-310, 1994.
- FAMIGLIETTI, J.S.; RUDNICK, J.W.; RODELL, M. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. **Journal of Hidrology**, v.210, p.259-281, 1998.
- FIETZ, C.R. Variabilidade espacial do armazenamento de água no solo visando o manejo da irrigação por aspersão. Piracicaba, 1998. 97p. Tese (Doutorado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

- FOLEGATTI, M. V., Estabilidade temporal e variabilidade espacial da umidade e do armazenamento de água em solo siltoso. Piracicaba, 1996. 84p. Tese (Livre Docência) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- GÓMEZ-PLAZA, A.; ALVAREZ-ROGEL, J.; ALABALADEJO, J.; CASTILLO, V.M. Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment. **Hydrological Proceedings**, v.14, p.1261-1277, 2000.
- GONÇALVES, A. C. A.; FOLEGATTI, M.V.; SILVA, A.P. Estabilidade temporal da distribuição espacial da umidade do solo em área irrigada por pivô-central. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.23, p.155-164, 1999.
- GOOVAERTS, P.; C.N. CHIANG. Temporal persistence of spatial patterns for mineralizable nitrogen and selected soil properties. **Soil Science Society of America Journal**, v.57, p.372-381, 1993.
- GRAYSON, R. B; A. W. WESTERN. Towards area estimation of soil water content from point measurements: Time and space stability of mean response. **Journal of Hydrology**, v.207, p.68-82, 1998.
- HENDRICKY, J. M. H; WIERENGA. P.J. Variability of soil water tension in a trickle irrigated Chile pepper field. **Irrigation Science**, v.11, p.23-30, 1990.
- HENDRICKY, J. M. H.; NIEBER, J.L.; SICCAMA, P.D. Effect of tensiometer cup size on field water tension variability. **Soil Science Society of America Journal**, v. 65, p.668-677, 1994.
- HENDRICKY, J. M. H.; WIERENGA, P.J.; NASH, M.S.; NIELSEN, D.R. Boundary location from texture, soil moisture, and infiltration data. **Soil Science Society of America Journal**, v.50, p.1515-1520, 1986.
- HILLEL, D. **Solo e água: fenômenos e princípios físicos**. Porto Alegre: UFRGS, Departamento de solos, 1970. 231p.

- HOAGLIN, D.C.; MOSTELLER, F.; TUKEY, J.W. **Análise exploratória de dados: Técnicas robustas: um guia.** Lisboa: Edições Salamandra, 1992. 446p.
- HUPET, F.; VANCLOOSTER, M. Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field. **Journal of Hydrology**, v.261, p.86-101, 2002.
- JAIQUES, D.; MOHANTY, B.; TIMMERMAN, A.; FEYEN, J. Study of time dependency of factors affecting the spatial distribution of soil water content in a field-plot. **Physics Chemical Earth**, v.26, p.629-634, 2001.
- JAYNES, D. B.; HUNSAKER, D. J. Spatial and temporal variability of water content and infiltration on a flood irrigated field. **Transaction ASAE Journal**, v.32, p.1229-1238, 1989.
- KACHANOSKI, R. G.; DE JONG, E. Scale dependence and the temporal persistence of spatial patterns of soil water storage. **Water Resources Research**, v.24, p.85-91, 1988.
- KACHANOSKI, R.G.; ROLSTON, D.E.; DE JONG, E. Spatial variability of a cultivated soil as affected by past and present micro topography. **Soil Science Society of America Journal**, v.49, p.1082-1087, 1985.
- KALMAN, R. E.; BUCY, R. S. New results in linear filtering and prediction theory. **Transaction ASME American Journal of Fluids Engineering Journal**, Basic Engineering, v.83, p.95-108, 1961.
- KALMAN, R.. E. A new approach to linear filtering and prediction theory. **Transaction ASME American Journal of Fluids Engineering Journal**, Basic Engineering, v.82, p.35-45, 1960.
- KRAMER, P.J. Water relations of plants. New York, Academic Press, 1983.
- LASCANO, R. J.; HATFIELD, J. L. Spatial variability of evaporation along two transects of a bare soil. **Soil Science Society of America Journal**, v.56, p.341-346, 1992.
- LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo.** 2.ed. Piracicaba, O Autor, 2000. 509p.

- LIBARDI, P. L.; PREVEDELLO, C.L.; PAULETTO, E.A; MORAES, S.O.
Variabilidade espacial da umidade, textura e densidade de partículas ao longo de uma transeção. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.10, p.85-90, 1986.
- LIBARDI, P.L.; MANFRON, P.A.; MORAES, S.O.; TUON, R.L.
Variabilidade da umidade gravimétrica de um solo hidromórfico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.20, n.1, p.1-12, 1996.
- MARCIANO, C. R.; MORAES, S.O.; SAAD, A. M; LIBARDI, P. L.
Variabilidade do potencial mátrico e do conteúdo de água no solo em experimento de manejo de irrigação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.22, p.563-571, 1998.
- MARQUES JUNIOR, J.; SANCHEZ, R. B .; PEREIRA, G.T.; CORÁ, J.E.
Variabilidade espacial de propriedade químicas e físicas de latossolos em áreas de cerrado sob cultivo de café, em Patrocino, MG. In: BALASTRIERE, L.A. **O estado da arte da agricultura de precisão no Brasil**. Piracicaba: O autor, 2000.p.105-112.
- MARTINEZ-FERNÁNDEZ,J; CEBALLOS, A. Temporal stability of soil in a large-field experiment in Spain. **Soil Science Society of America Journal**, v.67, p.1647-1656, 2003.
- MELO FILHO, J. F de. Variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica em função da umidade de um latossolo sob condições de campo, Piracicaba, 2002. 145p. Tese (Doutorado) - “Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- MOHAMTY,B.P.; T.H. SKAGGS. Spatio-temporal evolution and time-stable characteristics of soil moisture within remote sensing footprints whit varying soil, slope, and vegetation. Adv. **Water Resources Research**, v.24, p.1051-1067, 2001.
- ORTIZ, J.L Emprego do geoprocessamento no estudo da relação entre potencial produtivo de um povoamento de eucalipto e atributos do solo e do relevo. Piracicaba, 2003. 205p. Dissertação (Mestrado) - “Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- PEREIRA, A.R.; FERRAZ, E.S.B; REICHARDT, K; LIBARDI, P.L.
Estimativa da evapotranspiração e da drenagem profunda em cafezais

- cultivados em solos podzolizados Lins e Marília. Piracicaba: CENA, 1974. 28 p.
- PREVEDELLO, B.M.S. Variabilidade espacial de parâmetros de solo e planta. Piracicaba, 1987. 166p. Tese (Doutorado) - “Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- REICHARDT, K.; LIBARDI, P.L.; SAUNDERS, L.C.U.; CADIMA, Z. Dinâmica da água em cultura de milho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.3, p.1-5, 1979.
- ROSE, C.W.; STERN, W.R. Determination of withdrawal of water from soil by crops roots as a function of depth and time. Australian. **Journal of Soil Resources**, v.5, p.11-19, 1967.
- ROTH, K., Steady state flow in an unsaturated, two-dimensional, macroscopically homogeneous Miller-similar medium. **Water Resources Research**, v.31, p.2127-2140, 1995.
- SCOTT, H.D.; MAROMOUSTAKOS, A.; HANDAYANI, I.P.; MILLER, D.M. Temporal variability of selected properties of loessial soil as affected by cropping. **Soil Science Society of America Journal**, v.58, p.1531-1538, 1994.
- SILVA, A.P da,; NADLER, A.; KAY, B.D. Factors contributing to temporal stability in spatial patterns of water content in the tillage zone. **Soil & Tillage Research**, v. 58, p.207-218, 2001.
- SILVA, A.P. da, Variabilidade espacial de atributos físicos do solo. Piracicaba, 1988. 105p. Tese (Doutorado) - “Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- SOUZA, L. C de. Variabilidade espacial da salinidade de um solo aluvial no semi-árido paraibano. Campina Grande, 1999. 77p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal da Paraíba.
- TURATTI, A.L.; REICHARDT, K. Variabilidade do armazenamento de água em terra roxa estruturada. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.15, p.253-257, 1991.

- VACHAUD, G., PASSERAT DE SILANS, A., BALABANIS, P.; VAUCLIN, M. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. **Soil Science Society of America Journal**, v. 49, p.822-827, 1985.
- VAN PELT, R.S.; WIERENGA, P.J. Temporal stability of spatially measured soil matric potential probability density function. **Soil Science Society of America Journal**, v. 65, p.668-677, 2001.
- VAN WESENBEECK, I. J.; KACHANOSKI, R.G. Spatial and temporal distribution of soil water in the tiled layer under a corn crop. **Soil Science Society of America Journal**, v.52, p.363-368, 1988.
- VIEIRA, S.R.; HATFIELD, J.L.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. **Hilgardia**, v. 51, n.3, p.73, 1983.
- VILLAGRA, M.M.; MATSUMOTO, O. M.; BACCHI, O.; MORAES, S.O.; LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K. Tensiometria e variabilidade espacial em terra roxa estruturada. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.12, p.205-210, 1988.
- WARRICK, A. W., P.J. WIERENGA, M.H. YOUNG, S.A. MUSIL. Diurnal Fluctuations of tensiometric readings due to surface temperature changes. **Water Resources Research**, v.34, p.2863-2869, 1998.
- WENDROTH, O.; POHL, W.; KOSZINSKI, S.; ROGASIK, H.; RITSEMA C.J.; NIELSEN D.R. Spatio-temporal patterns and covariance structures of soil water status in two Northeast-German field sites. **Journal of Hydrology**, v. 215, p.38-58, 1999.
- WESTERN, A. W.; G. BLOSCHL. On the spatial scaling of soil moisture. **Journal of Hydrology**, v.217, p.203-224, 1999.