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

**Avaliação espaço-temporal de processos do balanço de água em um solo com
citros**

Dolorice Moreti

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

**Piracicaba
2006**

Dolorice Moreti
Engenheiro Agrônomo

Avaliação espaço-temporal de processos do balanço de água em um solo com citros

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

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

Piracicaba
2006

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

Moreti, Dolorice

Avaliação espaço-temporal de processos do balanços de água em um solo com
citros / Dolorice Moreti. - - Piracicaba, 2006.
138 p. : il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2006.
Bibliografia.

1. Água do solo 2. Citricultura 3. Geoestatística 4. Solos 5. Sonda de nêutron
6. Tensiômetro I. Título

CDD 634.3

AGRADEÇO

A DEUS, que pela tua bondade e misericórdia está sempre presente em minha vida e que me iluminou a porta da oportunidade para me qualificar e permitir esta caminhada.

DEDICO

Aos meus pais, Francisco Moreti (in memorium) e Valdira Boiago Moreti pelo exemplo de vida, de luta pelo objetivo, seriedade, honestidade e respeito ao próximo e, por todo apoio dado por acreditar e confiar em mim durante esse tempo.

Aos meus irmãos: Dalva, Luiz, José Roberto e Dirceu;
Sobrinhos: Vivan, Lílían, Matheus, Mário, Fábio, Bruno,
Aline, Amanda, Murilo e Bruno e a sobrinha neta Giovana,
Pela ajuda, carinho, compreensão e apoio.

AGRADECIMENTOS

- À Empresa Matogrossense de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural pela liberação, apoio e oportunidade oferecida para realização do curso.
- À Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo pela concessão da vaga e pelas condições de trabalho oferecidas durante o transcorrer do curso.
- Ao Professor Dr. Paulo Leonel Libardi, pela orientação, pela amizade, carinho, confiança e apoio na realização deste trabalho.
- Aos professores, doutores e membros da Comissão de Pós-Graduação do Departamento de solos e Nutrição de Plantas, Álvaro Pires da Silva, Pablo Vidal e Paulo Leonel Libardi.
- Aos professores do Departamento de Solos e Nutrição de Plantas e de outros Departamentos que contribuíram para o meu aprendizado, pela amizade, carinho e respeito durante este tempo de curso.
- Aos professores do Departamento de Ciência Exatas, Jarbas Honório de Miranda, Sérgio Oliveira Moraes e Quirijn de Jong Van Lier, os quais fizeram parte de minha vida, pela contribuição, carinho e amizade.
- Aos funcionários do Departamento de solos e Nutrição de Plantas e Ciências Exatas, em especial a Nancy, Francisco B. Dias e Luiz Fernando Novello pela ajuda constante e amizade ao longo do curso.
- Ao amigo Genelício Crusoé Rocha pela amizade, convivência, colaboração na coleta de dados por dois anos e contribuição nas informações necessárias para o andamento do projeto experimental e também aos estagiários da graduação Laura I. Giasseti e Márcio Lovatti pela colaboração na execução experimental; Alexandre S.Silva (estatística) e Alexsandro.
- Aos companheiros de sala: Adriano Dicesar, Alexsandro, Elimoel Elias, Genelício, Laura, Luciana, Marcela, Márcio, Mônica, Laércio, Rogério Cichota e Pablo Ghiberto pela ajuda, apoio, compreensão e laços de amizade.
- A todos os meus amigos e companheiros dos departamentos de solos e Nutrição de Plantas, Fitotecnia, Irrigação, genética, ciências exatas, entomologia e demais departamentos pelos laços de amizade, convivência, companheirismo e apoio nos momentos difíceis e em especial a Angélica Maria de C. M. Pitelli.
- Aos funcionários da biblioteca por todo apoio e colaboração.

- A todas as pessoas amigas que fizeram parte de minha vida e muito contribuíram pela minha estada nesta Universidade e cidade de Piracicaba.

“Não pretenda que todos pensem como você.

Cada pessoa está em um grau diferente de evolução, num degrau diverso da grande subida.

Ninguém possui a verdade total, porque a verdade Absoluta e total é DEUS, o Infinito”.

Carlos Torres Pastorino

“Todas as pessoas que chegaram aonde estão tiveram que começar por onde estavam”

Robert Louis Stevenson

SUMÁRIO

RESUMO.....	8
ABSTRACT.....	9
LISTA DE FIGURAS.....	10
LISTA DE TABELAS.....	13
1 INTRODUÇÃO.....	15
2 DESENVOLVIMENTO.....	17
2.1 Importância da cultura de citros.....	17
2.2 Balanço hídrico.....	17
2.3 Curva de retenção.....	23
2.4 Condutividade hidráulica.....	25
2.5 Variabilidade espacial dos atributos do solo.....	26
2.5.1 Análise descritiva dos dados.....	28
2.5.2 Geoestatística.....	31
2.5.2.1 - Semivariograma.....	33
2.5.2.2 Modelos e ajustes de semivariograma.....	35
2.5.2.3 Krigagem.....	36
2.5.2.4 Aplicação da Geoestatística.....	36
2.6 Estabilidade espacial e temporal dos atributos do solo.....	38
2.7 Material e métodos.....	42
2.8 Resultados e discussão.....	58
2.8.1 Armazenagem de água no solo.....	58
2.8.2 Densidade do solo.....	81
2.8.3 Condutividade hidráulica saturada.....	83
2.8.4 Potencial mátrico ou tensão da água no solo a 1,10 m de profundidade.....	87
2.8.5 Densidade de fluxo.....	96
2.8.6 Evapotranspiração real.....	107
3 CONCLUSÕES.....	111
REFERÊNCIAS.....	112
ANEXOS.....	124

RESUMO

Avaliação espaço-temporal de processos do balanço de água em um solo com citros

O presente trabalho teve por objetivo quantificar e caracterizar a variabilidade espacial e temporal da armazenagem de água no solo, do potencial mátrico, densidade de fluxo e evapotranspiração da água em um Latossolo Vermelho Amarelo Argissólico cultivado com citros. A parcela experimental constitui-se de duas transeções com 20 pontos de observação espaçados de 4,0 m, cada um deles localizado no centro da distância entre duas plantas ao longo da linha. A cultura de citros foi implantada em março de 1991 com espaçamento de 4,0 m entre plantas e 7,0 m entre linhas. Em cada ponto de observação foram instalados a) um tubo de acesso à uma 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 medidas foram feitas ao longo de três anos. As medidas dos potenciais mátricos foram realizadas diariamente e as da armazenagem semanalmente. De cada ponto de observação e profundidade de 0,30 m, 0,50 m, 0,70 m, 0,90 m e 1,10 m foram coletadas amostras de solo com estrutura indeformada para a determinação da condutividade hidráulica saturada, da curva de retenção e a densidade do solo. Por meio da geoestatística, verificou-se uma dependência espacial para a armazenagem de água no solo com um alcance de 17,0 m em média e, para a densidade do solo, potencial mátrico e condutividade hidráulica saturada não se verificou estrutura de dependência espacial. A técnica da estabilidade temporal possibilita identificar no campo o ponto ou os pontos que, subestimam, superestimam ou representam a média de uma determinada variável. Pelo coeficiente de correlação de Spearman entre as datas, os valores de armazenagem e de potencial mátrico foram estáveis no tempo; para a armazenagem de água no solo, a correlação foi maior no período de recarga e, para o potencial mátrico, os coeficientes de correlação foram maiores para os períodos de secagem, ou seja, a estabilidade temporal foi maior para os períodos de secagem. Por meio da diferença relativa foi possível identificar no estudo da estabilidade temporal, os pontos que mais se aproximaram da média que foram: o ponto 29 nos três anos, para a armazenagem de água no solo, pontos 24, 13 e 11 para o potencial mátrico da água no solo nos anos 1, 2 e 3, respectivamente. Por meio do balanço hídrico, verificou-se um consumo da água pela cultura de citros (evapotranspiração real) de 1.340 mm (consumo médio diário de 3,49 mm) e uma perda por drenagem interna que correspondeu a 10 %, em média nos três anos, da precipitação, para o solo e cultura em estudo.

Palavras-chave: transeção, geoestatística, estabilidade temporal, sonda de nêutrons, tensiômetro

ABSTRACT

Spatial and temporal evaluation of water balance processes in a soil with citrus

The objective of the present work was to quantify and characterize spatial and temporal variability of water storage, matric potential, water flux density and actual evapotranspiration in an oxisol cropped to citrus. The experimental plot consisted of two transects with 20 observation points in a spacing of four meters. Each observation point was located in the central distance between two plants in the plant line. The citrus crop was installed in March of 1991 in a spacing of 4 x 7 m (four meters among plants in the line and seven meters among lines). In each observation point were installed a) one aluminium tube to access a neutron probe till the depth of 1.2 m to determine water storage in the 0-1.2 m soil profile and b) three tensiometers at the depths of 1.0, 1.1 and 1.2 m to determine soil matric potential and soil water total potential gradient at the depth of 1.1 m then to calculate soil water flux density at the 1.1 m soil depth by means of Darcy-Buckingham equation. Measurements were made during three years, those of matric potential, daily, and those of soil water content, weekly. In each observation point, undisturbed soil samples were removed from 0.3, 0.5, 0.7, 0.9 e 1.1 m soil depths to determine saturated soil hydraulic conductivity, soil water retention curve and soil bulk density. By means of geostatistical techniques, spatial dependence for soil water storage was verified with a range of 17 m in average. It was observed time stability for both soil water storage and matric potential that from the Spearman rank coefficients among dates. For the soil water storage, this coefficient showed higher values during the recharge period, that this, time stability for soil water storage was higher during the recharge period. For the matric potential occurred the inverse: time stability was higher during the drying period. By means of the relative difference from the mean, in the time stability study the following points closer were to the mean: point 29 (for the three years) for soil water storage and points 24, 13 and 11 for soil water matric potential for years 1, 2 and 3, respectively. By means of the soil water storage methodology, it was quantified a water consumption (actual evapotranspiration) for the citrus crop of 1,340 mm (daily average value of 3.49 mm) and a water loss by internal drainage that corresponded to 10 % in average, for the three years of experiment.

Keywords: transect, geostatistics, time stability, neutron probe, tensiometer

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Esquema da parcela experimental.....	43
Figura 2 –	Imagem de um ponto experimental no campo (a) e diagrama de um ponto experimental com os tensiômetros de mercúrio e tubos de acesso à sonda de nêutrons (b).....	44
Figura 3 –	Sonda de nêutrons modelo 503 Hydroprobe da CNP Corporation e seus componentes.....	45
Figura 4 –	Coleta de amostras indeformadas ao longo do perfil na área experimental.....	45
Figura 5 –	Equipamentos utilizados para a obtenção da curva de retenção.....	46
Figura 6 –	Determinação da condutividade hidráulica saturada – permeâmetro de carga constante.....	47
Figura 7 –	Ilustração esquemática dos componentes do balanço hídrico na cultura de citros.....	48
Figura 8 –	Pluviômetro acoplado a um “data logger” - Model TB3.....	48
Figura 9 –	Tensiômetro e seus componentes com o manômetro de mercúrio e detalhes de montagem e funcionamento.....	54
Figura 10 –	Semivariograma experimental e modelo matemático ajustado.....	56
Figura 11 –	Teste de Kolmogorov-Smirnov da armazenagem de água no solo para o ano 1, ano 2 e, ano 3 e média dos três anos de observação.....	61
Figura 12 –	Distribuição de probabilidade para a armazenagem de água no solo para ano 1, ano 2, ano 3 e média dos 3 anos de observação.....	62
Figura 13 –	Gráfico Box-plot para a armazenagem de água no solo para o ano 1, ano 2, ano 3 e média dos 3 anos de observação.....	63
Figura 14 –	Distribuição das chuvas durante os três anos para o período de recarga (a) e secagem (b).....	64
Figura 15 –	Armazenagem média de água no solo durante os três anos de observação.....	65
Figura 16 –	Gráfico da análise de regressão da armazenagem entre os anos 1 e 2, 1 e 3 e 2 e 3.....	66
Figura 17 –	Semivariogramas para o ano 1 (a), ano 2(b), ano 3(c) e média dos três anos (d) para o armazenamento médio de água no solo.....	67

Figura 18 – Distribuição da média de armazenagem de água do solo (a) e do alcance (b) para os três anos de observação.	68
Figura 19 – Distribuição do efeito pepita, estrutura e patamar para o ano 1 (a), 2 (b), 3 (c) e a média dos três anos (d) do armazenamento de água do solo.	89
Figura 20 – Valores dos desvios relativos, ao longo do período de três anos, com base na armazenagem da água do solo, listada do menor para o maior. Os números referem-se aos locais de medidas.	77
Figura 21 – Diferença relativa média e desvio padrão da média para o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c) com base na armazenagem de água no solo, listada do menor para o maior valor. Os números referem-se aos locais de medidas.	79
Figura 22 – Comparação entre o armazenamento médio de água no solo e o armazenamento de água nas posições com estabilidade temporal para o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c).	80
Figura 23 – Condutividade hidráulica saturada (mm h^{-1}) para as cinco profundidades avaliadas.	84
Figura 24 – Diferença relativa para as profundidades 0,30 e 0,50 m (a), 0,70 e 0,90 m (b) e 1,10 m (c) com base na condutividade hidráulica saturada, listada do menor para o maior valor. Os números referem-se aos locais de medidas.	89
Figura 25 – Diagrama “Box plot” para tensão da água no solo para o ano 1 e ano 2.....	90
Figura 26 – Diagrama “Box plot” para tensão da água no solo para o ano 3.	91
Figura 27 – Diferença relativa média e desvio padrão da média para o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c) com base potencial mátrico do solo, listada do menor para o maior valor. Os números referem-se aos locais de medidas.	98
Figura 28 – Umidade volumétrica (a) e umidade volumétrica média (b) do perfil do solo ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) na profundidade de 1,10 m em função do tempo (Ln t).	100
Figura 29 – Drenagem média da água para os períodos analisados no o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c).	103
Figura 30 – Precipitação pluviométrica para os períodos analisados no o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c)	104
Figura 31 – Diferença relativa e desvio padrão da média para o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c) da densidade de fluxo da água no solo, listada do menor para o maior valor.	

Os números referem-se aos locais de medidas.	106
Figura 32 – Evapotranspiração da cultura de citros para os períodos analisado durante o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c).	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Resumo estatístico dos valores de armazenagem da água no solo (m) em cada ponto, para o período de amostragem.....	60
Tabela 2 –	Coeficiente de correlação para parâmetros do semivariograma obtidos durante os três anos de observação, para a armazenagem de água no solo.....	67
Tabela 3 –	Coeficientes do modelo ajustado aos semivariogramas para os anos de observação.	89
Tabela 4 –	Coeficientes de correlação de Spearman entre armazenagens de água durante o ano 1.	73
Tabela 5 –	Coeficientes de correlação de Spearman entre armazenagens de água durante o ano 2.	74
Tabela 6 –	Coeficientes de correlação de Spearman entre armazenagens de água durante o ano 31.	75
Tabela 7 –	Valores da diferença relativa média ($\overline{\delta_i}$ - %) em ordem crescente e desvio padrão do armazenamento de água no solo durante o período de observação.	78
Tabela 8 –	Posição de cada local (ponto) de medida em termos do desvio relativo $\overline{\delta_i}$ para a armazenagem de água (S_i) – coluna (1) e a armazenagem de água disponível aparente (A_i) – coluna (2).	82
Tabela 9 –	Resumo estatístico dos valores de densidade do solo (kg m^{-3}), para cada profundidade de amostragem.	83
Tabela 10 –	Resumo estatístico dos valores da condutividade hidráulica saturada (mm h^{-1}) do solo para cada profundidade de amostragem.	85
Tabela 11 –	Resumo estatístico dos valores da condutividade hidráulica saturada (mm h^{-1}) do solo para cada profundidade de amostragem, após a transformação dos valores por $\text{Ln}(K)$	86
Tabela 12 –	Valores da diferença relativa (δ_i - %) em ordem crescente da condutividade hidráulica saturada do solo.	88
Tabela 13 –	Coeficientes de correlação de Spearman para o potencial mátrico a 1,10 m de profundidade para o ano 1.	92

Tabela 14 –	Coefficientes de correlação de Spearman para o potencial mátrico a 1,10 m de profundidade para o ano 2.	93
Tabela 15 –	Coefficientes de correlação de Spearman para o potencial mátrico a 1,10 m de profundidade para o ano 3.	94
Tabela 16 –	Valores da diferença relativa δ_i - %) em ordem crescente e desvio padrão do potencial mátrico do solo a 1,10 m de profundidade.	97
Tabela 17 –	Curva de retenção (umidade x tensão) à 1,10 m de profundidade.	99
Tabela 18 –	Resumo estatístico dos valores da drenagem de água no solo (mm) para os 14 períodos monitorados nos três anos de estudo.	102
Tabela 19 –	Valores da diferença relativa média (δ_i - %) em ordem crescente e desvio padrão da densidade de fluxo durante o período de observação.	105
Tabela 20 –	Resumo estatístico dos valores da evapotranspiração (mm) para os períodos analisados durante os três anos de estudo.	108

1 INTRODUÇÃO

A água é um dos mais importantes fatores para o adequado desenvolvimento de uma cultura agrícola e o conhecimento detalhado da sua dinâmica no solo é indispensável para o aprimoramento de práticas de manejo que visam à otimização da produtividade da cultura.

Para estudar a dinâmica da água no solo cultivado é necessário, de maneira geral, considerar o balanço hídrico, que 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: considera-se como limite superior deste volume a superfície do solo e como limite inferior a profundidade do sistema radicular.

O balanço de água pode ser positivo se, no volume de solo considerado, nele entrar mais água que sair e negativo, se ao contrário. Na ausência de fluxos laterais, a entrada de água corresponde normalmente à água de chuva e de irrigação através do limite superior e da ascensão capilar através do limite inferior e a quantidade de água que sai pode consistir da drenagem interna e da evapotranspiração. Em função do tipo de solo e das condições de relevo e da intensidade das chuvas, podem ocorrer também deflúvio superficial e subsuperficial de entrada e saída.

Estudos nos quais se medem todos os processos do balanço hídrico são escassos e levando em conta o aspecto da variabilidade espaço-temporal, mais escassos ainda.

Sabe-se da literatura que, no intuito de minimizar o impacto da heterogeneidade espacial e temporal dos solos no campo, áreas homogêneas são escolhidas, mas em muitos trabalhos de campo, em solos assumidos homogêneos antes do experimento, tem se verificado um alto coeficiente de variação, na estatística tradicional. Por considerar que as áreas são homogêneas, os pesquisadores frequentemente ignoram as hipóteses básicas da análise clássica de variância de que as observações devam ser independentes e possuem distribuição normal. Pelo mesmo motivo, as coordenadas das observações não são consideradas. Se a distribuição espacial ou temporal das medidas for observada e levada em consideração, pode-se tirar vantagem da variabilidade pela análise dos dados pela Geoestatística.

Os métodos geoestatísticos exigem um grande número de observações para a sua correta aplicação. Com o intuito de reduzir o número de medidas, começaram a ser desenvolvidos na década de 1980, trabalhos em que se avaliava a estabilidade temporal da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo.

A hipótese deste trabalho é que a avaliação espaço-temporal da armazenagem e do potencial mátrico da água no solo facilita a determinação do balanço de água no solo.

Os objetivos do trabalho foram: a) Analisar, pela técnica da análise espacial dos dados, propriedades físico-hídricas do solo e b) gerar informações sobre a redução do número de medidas, pela técnica de análise da estabilidade temporal da variabilidade espacial, do conteúdo de água e da energia de retenção da água no solo, essenciais na avaliação dos processos do balanço de água no solo.

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 Importância da cultura de citros

Desde a introdução da cultura de citros no Brasil (1530 e 1540), esta passou a ter importância significativa nos hábitos de consumo, quando, em meados de 1980, o Brasil passou a ser o maior produtor mundial. Atualmente a produção brasileira atinge cerca de 30 % da safra mundial, com 17 milhões de toneladas numa área, aproximadamente, de 814.000 ha (AGRIANUAL, 2006).

A laranja representa, atualmente, 49 % da fruticultura brasileira e, no Estado de São Paulo, responsável por 95 % da produção sudeste, ocupa o terceiro lugar em valor de produção, sendo superada apenas pela cana-de-açúcar e a pecuária. No país, São Paulo é responsável por 80 % da produção de laranja com 71,62 % da área plantada (580.485 ha) (AGRIANUAL, 2006). A cultura também tem importância na geração de empregos diretos e indiretos e na balança comercial, contribuindo com U\$\$ 1,5 bilhões (TOMAZELA; XAVIER, 2004).

Sendo o citros uma das culturas de maior importância econômica, é importante que o seu manejo seja racional e adequado para reduzir os custos com insumos e o consumo de energia, bem como para evitar os riscos de contaminação do lençol freático com produtos químicos e fertilizantes e otimizar os recursos hídricos.

2.2 Balanço hídrico

A água é um recurso distribuído desigualmente na natureza e sua disponibilidade, uso e gerenciamento adequado são fundamentais para o futuro sustentável da humanidade. Com a escassez da água, a tecnologia para a obtenção de mais água, diminuição do desperdício e do consumo excessivo, e as técnicas de reuso e para a conservação e proteção de mananciais de sustentabilidade devem ser consideradas (TUNDISI, 2003).

Estudos têm sido realizados para incrementar a produção e melhorar a eficiência do uso da água reduzindo a contaminação do lençol freático. O conteúdo de água no solo é necessário ser monitorado e o seu ajustamento deve ser realizado de maneira a reduzir a drenagem e a

lixiviação dos produtos químicos utilizados na agricultura abaixo do sistema radicular (lençol freático) e também de forma a não provocar o estresse hídrico na planta (SCHAFFER, 1998).

Neste contexto, o estudo do balanço hídrico é de importância fundamental.

A água das chuvas pode seguir diversos caminhos. Parte dela, dependendo da cultura, pode ser interceptada pela vegetação e evaporar, sem chegar ao solo. A maior quantidade dela, entretanto, chega ao solo e ao chegar, pode infiltrar evaporar e, dependendo da declividade do terreno e cobertura vegetal, escorrer sobre a superfície do solo levando consigo partículas de solo, nutrientes e outros que poderão interferir no ambiente. Da água que é infiltrada, parte pode sofrer o processo de drenagem chegando até o lençol freático e parte ficar retida no solo e sendo absorvida pelas raízes das plantas durante o seu ciclo e ser perdida para a atmosfera pela transpiração. Vários são os fatores que podem interferir na absorção de água pelas plantas, sendo que a quantidade de água armazenada é um dos principais.

A variação da armazenagem de água na planta é consequência da defasagem temporal entre a absorção de água e a perda na fase de vapor pela planta, que conduz ao desenvolvimento de déficits hídrico a curto e a longo prazo. As variações de armazenagem e déficit hídrico da planta dependem de um conjunto de fatores que afetam a absorção e transpiração. Dentre os fatores que afetam a absorção temos os 1)- fatores ambientais (disponibilidade hídrica, temperatura do solo, aeração do solo e concentração de solução do solo) e os 2)- fatores da planta (sistema radicular). A extensão e a ramificação do sistema radicular variam enormemente entre as espécies e com as diferentes condições físicas do solo. Já os fatores que afetam a transpiração, são, 1)- os fatores ambientais (a energia radiante, umidade do ar e do vento, temperatura do ar e disponibilidade hídrica) e, 2)- fatores das plantas (o tamanho e a forma das folhas, bem como sua orientação e exposição, área e característica foliar, estrutura anatômica e relação área foliar/sistema radicular) (ANGELOCCI, 2002).

Cintra; Libardi e Saad (2000) verificaram que na cultura de citros na região dos tabuleiros costeiros, a maior demanda hídrica da laranjeira aconteceu nos meses de outubro a novembro e, que com base na taxa de evapotranspiração, a Tangerina Cleópatra foi o porta-enxerto que menos se adaptou a área estudada em relação ao Limão Cravo. Para as espécies de citros cultivadas nos tabuleiros costeiros, a baixa produtividade está relacionada a distribuição irregular das chuvas, as quais se concentram, em torno de 80 %, nos meses de abril e setembro. Entre seus efeitos mais

importantes encontram-se as alterações no potencial mátrico da água, na aeração, na temperatura do solo e na resistência do solo à penetração de raízes.

A determinação da evapotranspiração das culturas torna-se de grande importância, principalmente quando se trata de áreas irrigadas para melhor manejo e consumo de água. Para Andrade Junior (2000), os resultados do balanço hídrico podem ser utilizados no zoneamento agroclimático de cada região, demanda potencial da água das culturas irrigadas, definição de prioridade no planejamento de pesquisas ou para o conhecimento do regime hídrico. Na determinação da evapotranspiração e K_c da lima ácida “tahiti” (*Citrus latifolia* Tan), em Piracicaba, Alves Junior et al. (2003) verificaram um consumo médio de água, na projeção da copa (evapotranspiração localizada) em plantas com 18 meses de idade, de $13,57 \text{ L pl}^{-1}\text{dia}^{-1}$. Oliveira (2003), estudando a evapotranspiração e o coeficiente de cultura do cafeeiro com 16 anos de idade, irrigado por gotejamento, na cidade de Lavras, obteve uma evapotranspiração diária variando de $2,52$ a $3,50 \text{ mm dia}^{-1}$ e um valor médio de $2,85 \text{ mm dia}^{-1}$. No caso do cafeeiro recepado, para as mesmas condições, a evapotranspiração variou de $1,55$ a $2,01$ com um valor médio de $1,68 \text{ mm dia}^{-1}$.

Verificando a estimativa da evapotranspiração e da drenagem interna em cafezais, livres de crescimento e recepados, cultivados em solo podzolizados Lins e Marília, Pereira et al. (1974), verificaram que, quando as plantas estavam em repouso vegetativo (maio a setembro), a drenagem interna atingiu 30 a 40 % do total da água perdida; no período em que houve um aumento exponencial da área foliar (setembro a janeiro) a água perdida pelo perfil foi através da evapotranspiração; já no período que corresponde ao início de queda de folhas, maturação e colheita (fevereiro a maio) a perda por drenagem interna atingiu de 40 a 50 % do total. Portanto, é importante considerar a fase de desenvolvimento da planta durante o balanço hídrico, pois no ciclo total houve uma variação de aproximadamente de 30 a 35 %, mas variou 10 % no período de crescimento vegetativo a 60 % no período de maturação. Pela análise dos dados obtidos observou-se que a porcentagem de cobertura da superfície do solo teve influência sobre a evapotranspiração somente no período seco (maio a setembro), a partir de setembro as chuvas mascararam o efeito da cobertura.

Outros trabalhos, em diferentes culturas têm sido realizados com a finalidade de realizar o balanço hídrico e obter a evapotranspiração como, Silva (2005) que, com a utilização do lisímetro de pesagem hidráulica, determinou o consumo de água por dia e os valores de K_c para cada

estágio de desenvolvimento da cultura do maracujá. Silva et al. (2001) realizando o balanço hídrico em um pomar de mangueiras em produção, estimaram a evapotranspiração da cultura para um período de sete dias com uma margem de erro de 8 % (que diminui com o aumento do período analisado) e verificaram que o consumo de água foi de 4,6 e 4,1 mm dia⁻¹, para os anos de 1998 e 1999 e, Soares; Xavier e Almeida (2005) realizaram o balanço de água em eucalipto com a caracterização do dossel por técnicas de sensoriamento remoto.

Para estudar o ciclo da água em uma cultura, de maneira geral, é necessário, portanto, considerar o balanço hídrico no solo, que é a contabilização das entradas (Q_e) e saídas (Q_s) de água num dado volume de solo ou volume de controle, durante certo período de tempo ($t_f - t_i$). O volume de solo considerado depende da cultura em estudo, pois deve englobar seu sistema radicular. Assim, o balanço é dado por:

$$\text{Balanço} = Q_e + Q_s$$

A quantidade de água que entra (Q_e) pode consistir de precipitação (P) e/ou irrigação (I). A quantidade de água que sai (Q_s) pode consistir da drenagem interna (D), da evapotranspiração (ET) e dos deflúvios superficial e subsuperficial (R). A drenagem interna representa a água para fora da zona radicular através do limite inferior de solo considerado, porém dependendo das condições, podemos ter entrada de água ao invés de saída, havendo uma drenagem positiva. Portanto, convencionando $Q_e > 0$ e $Q_s < 0$, tem-se a seguinte equação para o balanço de água no solo (Libardi, 2000):

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

em que Δh é o balanço propriamente dito de água no volume de controle, no período, e denominado variação de armazenagem. A precipitação P é avaliada por meio de pluviômetro, I pelo controle de irrigação, D estimada pela equação de Darcy-Buckingham e Δh calculada a partir de perfis de umidade. Os deflúvios R são normalmente desprezíveis em áreas com baixa declividade e a evapotranspiração ET, pode ser calculada como incógnita da equação do balanço. O ideal, para a obtenção de D, é calcular a densidade de fluxo de água diariamente e depois integrar para cada período de tempo selecionado (LIBARDI, 2000, 2005).

Na determinação da evapotranspiração podem ser utilizados métodos diretos e indiretos. O método mais comum é o do evapotranspirômetro ou lisímetro em que a evapotranspiração é determinada pela chuva e/ou irrigação realizada menos a água percolada (drenada). Grebet e Cuenca (1991) detalham aspectos da instalação e limitações no uso dos lisímetros. Os métodos indiretos são também utilizados, visto que, a evapotranspiração depende exclusivamente das condições climáticas; dentre eles temos o métodos de Blaney-Criddle e Thornthwaite que se baseia nos dados de temperatura do ar e comprimento do dia e o método de Penman-Monteith que se baseia nos dados de radiação solar, vento e umidade. Outra forma indireta de medir a evapotranspiração é por meio do tanque classe A (REICHARDT; TIMM, 2004).

A taxa de movimento de água em direção as raízes é dependente do gradiente de potencial da água no solo, da superfície radicular bem como a condutividade desse caminho. As propriedades básicas do solo relacionadas ao transporte são textura, estrutura e porosidade, além do teor de água disponível (CAD) às plantas. No transporte de água há uma interação contínua entre o solo, a planta e a atmosfera, que atuam como um sistema contínuo, em que a absorção é função das condições hídricas do solo, dos fatores ligados ao sistema radicular (densidade e profundidade das raízes) e a parte aérea da planta, principalmente a área foliar e a própria demanda atmosférica que condiciona a transpiração (ANGELOCCI, 2002).

Para estudar o balanço da água no solo com uma cultura agrícola é necessário considerar a profundidade do sistema radicular da cultura. O desenvolvimento das raízes da cultura de citros depende da variedade, tipo de porta-enxerto, idade da planta, tipo de solo e manejo adotado durante a condução do pomar (sistema de cultivo, adubação, cobertura morta, etc). Com relação às condições edáficas, podem interferir, a composição química e as condições físicas, como aeração, temperatura, estrutura, textura, densidade, água disponível, resistência à penetração, etc. De acordo com os estudos realizados, as profundidades recomendadas para o balanço são: para a cultura de feijão deve ser 0,40-0,50 m; para a cultura do algodão de 0,50-0,70 m; para a cultura de cana-de-açúcar de 1,00-1,50 m e para as culturas perenes ou florestas pode alcançar alguns metros. O critério mais adotado para a escolha da profundidade é que a camada 0-L deve incluir 95 % ou mais do sistema radicular ativo (REICHARDT; TIMM, 2004). Para a realização do balanço hídrico na cultura de manga em produção, Silva et al. (2001) utilizaram uma profundidade de 1,80 m durante as amostragens.

Segundo estudos realizados por Cruz (2003), a camada de 0,40 à 0,60 m de profundidade é aquela em que a cultura de citros apresenta maior volume de raízes e a distância para irrigação por gotejamento mais recomendada é de 0,40 m do tronco da planta, para as plantas estudadas com 12 anos de implantação. Outros estudos afirmam que a maior concentração de raízes da cultura de citros está até a profundidade de 0,90 m. Estudos realizados por Moreira (1983, 1988) com a cultivar “Pêra” sobre o porta enxerto limão cravo, foi constatado que as radículas concentravam-se superficialmente com aproximadamente 50 % delas nos primeiros 30 cm de profundidade do solo e 73 % aos 60 cm. Segundo Jones e Embleton (1973), as plantas cítricas em solos com uma boa drenagem podem apresentar um sistema radicular nas profundidades de 1,20 a 1,50 m com uma maior concentração entre 0,60 – 0,90 m.

Estudando a distribuição do sistema radicular das laranjeiras, Montenegro (1960) verificou que 75 a 94 % das radículas estão concentradas num raio de 2,0 m do tronco e que nas laranjeiras “Bainhinha” e “Pêra”, enxertadas em diversos porta-enxertos, constatou que em árvores de 10 anos de idade, 90 % das raízes estão na camada de solo que vai da superfície à 60 cm de profundidade, exceto para as laranjeiras “Hamlin” sobre Poncirus e limeira-da pérsia, para as quais 90 % do sistema radicular foi atingido aos 90 cm de profundidade. Para as árvores com 23 anos de idade, 90 % das raízes estão localizadas até a 90 cm de profundidade. O mesmo autor aconselha utilizar um raio de 2,0 m para realização das adubações em plantas de citros e, para a quantificação da água a ser adicionada na irrigação. Montenegro (1960) e Pires (1992) recomendam a profundidade de 60 cm para as plantas com 10 anos e 90 cm para as plantas com 23 anos de idade. Ford (1954), estudando a influência do porta enxerto e a distribuição do sistema radicular em citros na Flórida, verificou que as raízes do limão rústico como porta enxerto atingiu uma profundidade de 0,35 a 0,40 m até os 15 anos de idade e aos 25 anos a maior parte das raízes atingiu de 0,75 a 1,5 m de profundidade. Paiva et al. (1998), trabalhando numa cultura de laranja “Hamlin” com 10 anos de idade, em uma topossequência de solos de tabuleiro do Estado da Bahia, determinou os valores de água disponível no solo nas profundidades de 0,30, 0,50, 0,70, 0,90, 1,10, 1,30 e 1,50 m e verificaram que a maior quantidade de água disponível ocorrem nas profundidades maiores, ou seja, em 1,30 e 1,50 m.

2.3 Curva de retenção

A curva de retenção da água no solo é o gráfico que relaciona a quantidade de água no solo (a base de massa ou volume) com a tensão ou potencial mátrico, ou ainda, é a curva que relaciona a quantidade de solução no solo em equilíbrio com a tensão aplicada (LIBARDI, 2000, 2005).

As curvas de retenção da água no solo são específicas para cada solo e expressam a capacidade que um determinado solo possui em reter água, permitindo uma avaliação rápida da disponibilidade da água dos solos para as plantas que é de fundamental importância no manejo de irrigação e para o desenvolvimento de estudos relacionados com a dinâmica da água, a modelagem de processos físicos do solo e o crescimento das plantas (TORMENA; SILVA, 2002). A curva de retenção tem sido muito estudada há bastante tempo (BUCKINGHAM, 1907; RICHARDS, 1928; NIELSEN et al., 1973; MUALEM, 1976; WARRICK; NIELSEN, 1980; van GENUCHTEN (1980); LIBARDI, 2000, 2005; CICHOTA; de JONG VAN LIER, 2004), mas muitos estudos necessitam ainda serem desenvolvidos, notadamente em função da variabilidade espacial dos solos e da variabilidade geral dos pontos experimentais da curva (CHICHOTA de JONG VAN LIER, 2004). Diversas são as dificuldades para a confecção das curvas de retenção, desde a coleta das amostras bem como os processos laboratoriais e, também se questionam o número de amostras necessárias e a maneira de coleta para se obter uma curva de retenção representativa.

Baseado no modelo de Mualen (1976), de estimativa da condutividade hidráulica em solo não saturado, a partir da curva de retenção, van Genuchten (1980) apresenta uma equação que se ajusta bem à curva de retenção. Uma outra importância da curva de retenção é poder utilizá-la para calcular a distribuição dos tamanhos dos poros do solo. Para alguns trabalhos, a porosidade do solo foi classificada de acordo com o diâmetro dos poros a partir da curva de retenção da água no solo (KLEIN; LIBARDI, 2002; KIEHL, 1979).

Por simplicidade, a porosidade do solo pode ser dividida em duas partes: porosidade textural e porosidade estrutural (GUÉRIF, et al., 2001). A porosidade textural ocorre entre as partículas minerais primárias e a porosidade estrutural ocorre entre e microagregados, nos bioporos e entre as macroestruturas produzidas pelo manejo. A porosidade textural é pouco afetada pelo manejo do solo enquanto que a porosidade estrutural é sensível ao manejo do solo.

A retenção de água no solo, a baixas tensões, está relacionada com a geometria e o tamanho dos poros sendo, neste caso, função da estrutura do solo ou estado de agregação das partículas (macroporos) do solo. No caso das altas tensões esta está relacionada com a textura do solo e a superfície específica. De acordo com Libardi (2000, 2005), a retenção de água nos microporos dos agregados está associada às forças capilares e de adsorção às quais juntas denominam-se forças mátricas e que dão origem ao potencial mátrico.

Rotineiramente, a curva de retenção é determinada no laboratório por meio de funis de placa porosa (tensões menores que 10 KPa) e câmaras de pressão de Richards (tensões de 10 até 2000 KPa) (LIBARDI, 2005).

As amostras de solo para a determinação da curva de retenção podem ser deformadas ou indeformadas. Apesar das amostras deformadas serem mais fáceis de serem coletadas, Klute; Dirksen (1986) recomenda a utilização de amostras indeformadas, principalmente para baixas tensões, pois, a estrutura afeta a retenção de água nos macroporos do solo, ou seja, a retenção de água sob baixas tensões depende basicamente estrutura do solo. Para a determinação do teor de água sob altas tensões, tem-se utilizado amostras deformadas, visto que o procedimento é mais prático, rápido e o potencial mátrico independe da geometria dos poros, sendo a estrutura de pouca importância.

O trabalho realizado por Chichota e de Jong Van Lier. (2004) objetivou explorar os procedimentos de análise de pontos amostrais da curva de retenção da água no solo, visando melhor descrever sua variabilidade espacial por meio da análise descritiva e exploratória e eliminando-se os dados discrepantes, o que aumentou a normalidade dos dados.

Fietz (1998) estudando a variabilidade espacial da armazenagem de água no solo (Latossolo) visando o manejo da irrigação por aspersão, verificou que os dados de umidade do solo em todas as tensões apresentaram distribuição normal, baixo grau de variabilidade e estrutura de dependência espacial, com valores de efeito pepita de 14 e 56 % da variação total e alcance de 22 m. Ao ajustar as curvas verificou que houve ajuste das curvas de retenção ao modelo van Genuchten. Os parâmetros α e n apresentaram uma grande assimetria, não ajustando à distribuição normal.

2.4 Condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica é um coeficiente que expressa a intensidade com que um fluido é transportado através de um meio poroso e depende das propriedades do meio e do fluido. As propriedades do meio poroso mais importantes são a distribuição e forma de suas partículas, a tortuosidade, a superfície específica, a porosidade, enfim, todas as propriedades que têm reflexo na geometria dos poros. Normalmente a condutividade hidráulica do solo saturado é simbolizada por K_0 , sendo esta, o valor máximo de K e decresce rapidamente com a redução da umidade, normalmente de forma exponencial (LIBARDI, 2000, 2005).

Além da diminuição da área útil por causa da redução de θ , a tortuosidade do solo e os fenômenos de retenção de água fazem K diminuir drasticamente. Como K depende da geometria do espaço poroso, ele varia de solo para solo e também para um mesmo tipo de solo com variações estruturais, de compactação, etc (REICHARDT; TIMM, 2004).

A condutividade hidráulica é reconhecida como a propriedade que apresenta maior variabilidade espacial e está diretamente relacionada com a drenagem interna no solo. Ruiz e Utset (1999) verificaram um coeficiente de variação de 120,5 % e Warrick e Nielsen (1980) encontraram um valor de 420 %. Mallants et al. (1996), estudando a variabilidade espacial das propriedades hidráulicas do solo, obtiveram um coeficiente máximo de variação para K_s de 599, 322 e 879 % para as profundidades de 0,1, 0,5 e 0,9 m; para o conteúdo residual de água e porosidade no solo, a variação foi de 53 e 156 %, respectivamente.

Há vários métodos de determinação da condutividade: os métodos diretos e indiretos. Dentre os métodos diretos tem-se a determinação em laboratório e em campo, sendo que a determinação da condutividade no campo é a mais indicada, principalmente para a determinação de espaçamento de drenos (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2004).

Silva et al. (2001), ao realizar o balanço hídrico com o objetivo de estimar a evapotranspiração real na cultura de mangueira, determinaram a condutividade hidráulica do solo não-saturado $K(\theta)$ pelo método de Mualen (1976) utilizando os parâmetros obtidos na curva de retenção de acordo com van Genhuchten (1980) que, se mostrou eficiente para as condições de clima e solo do projeto Irrigado de Bebedouro em Petrolina, Pernambuco.

O método de campo mais utilizado é o do perfil instantâneo (ROSE; STERN; DRUMMOND, 1965 e WATSON, 1966) o qual tem sido utilizado em diversos trabalhos sob

nossas condições, por exemplo, Cintra; Libardi e Saad (2000), Maciel Neto et al. (2000), Klein e Libardi (2002), Carvalho (2003) e Cruz (2003). Esta técnica sofreu várias modificações, em particular a de Libardi et al (1980) que será a utilizada nesse trabalho.

2.5 Variabilidade espacial dos atributos do solo

O uso inadequado de técnicas e/ou o manejo incorreto no sistema de produção traz reflexos diretos e indiretos que são percebidos pelas respostas de retorno e pelo ambiente. Isso quando as agressões ao sistema atingiram um limite que este não consegue responder mais aos meios de produção utilizados. Portanto, é importante a utilização de um sistema produtivo sustentável que garanta a sobrevivência das gerações futuras (MORETI, 2002). Neste contexto, visando a maximização dos recursos com um mínimo de custo, é importante que se conheça o manejo regionalizado pela avaliação do comportamento das variáveis do processo produtivo no tempo e no espaço.

A agricultura de precisão é um conceito ainda recente de manejo solo-planta-atmosfera, baseado em princípios de gerenciamento agrícola de informação sobre as variabilidades espacial e temporal dos fatores de produção e da produtividade (MERCANTE; URIBE-OPAZO; SOUZA, 2003). Para os referidos pesquisadores, conhecer a variabilidade espacial dos atributos do solo que controlam a produtividade das culturas é um fator indispensável à instalação de um programa de agricultura de precisão.

A variabilidade espacial da capacidade da armazenagem de água no solo, associada a uma série de outras grandezas que variam no espaço, como a profundidade do solo, a capacidade de infiltração de água no solo, a topografia, a fertilidade, a ocorrências de pragas e doenças e o microclima, contribui para a variação na eficiência de aplicação de água na irrigação, assim como a taxa de evapotranspiração (GONÇALVES; FOLEGATTI; VIANA, 2001). O conhecimento da variação espacial de atributos do solo e da planta pode contribuir para o planejamento e otimização na condução de experimentos, locação das unidades experimentais, coleta de amostras e interpretação de resultados, levantamento e classificação de solos e também como para o planejamento de lavouras comerciais, objetivando a agricultura de precisão (SILVA et al., 2003).

Na maioria dos trabalhos de pesquisa de campo, a escolha da área para a implantação do experimento é feita escolhendo-se áreas homogêneas para evitar a interferência da variabilidade

que o solo apresenta em seus atributos. Às vezes, as variações dos parâmetros são minimizadas pela casualização e repetição e, seus dados são analisados pela estatística clássica. Mesmo nas áreas bem escolhidas com aparência de homogeneidade do solo, sempre há certa heterogeneidade dos parâmetros que ainda são poucos estudados.

Beckett e Webster (1971) apud Prevedello (1987) mostraram como a variância e o coeficiente de variação de diferentes propriedades do solo aumenta à medida que cresce o tamanho da área. Isto é válido tanto para características físicas como químicas do solo e, tem valores de CV entre 20 e 65 % em áreas > 10 ha.

Diversos trabalhos têm mostrado que os atributos do solo são heterogêneos e variam no tempo e no espaço, resultantes dos processos de formação do solo (geológico) e pela ação antrópica, levando assim, a utilização de uma outra ferramenta estatística “a teoria das variáveis regionalizadas” – a Geoestatística, pois, na estatística clássica assume-se inicialmente a independência dos dados, ou seja, que a variabilidade é casual ou aleatória e com distribuição normal. Para Webster e Olivier (1990), as propriedades físicas do solo variam no espaço e geralmente os valores em locais mais próximos entre si tendem a ser mais semelhantes que aqueles tomados a distâncias maiores.

A geoestatística teve seu início a partir dos trabalhos realizados por Krige (1951) e melhoradas por Matheron (1963), cujos procedimentos para análise e estimativa exigem que as variáveis sejam especialmente dependentes, ou seja, a geoestatística é uma ferramenta que leva em consideração a posição de cada valor no espaço onde a dependência ou continuidade espacial dos dados pode ser estimada por meio dos semivariogramas.

Muitos atributos não variam de forma aleatória, mas apresentam correlação espacial entre os pontos amostrais que pode ser identificada e quantificada. A dependência espacial, quando ocorre, possibilita obter informações de locais não amostrados a partir de dados coletados.

Os métodos geoestatísticos estão sendo utilizados com mais frequência, tanto para as análises da dependência espacial como para a interpolação pela krigagem (VIEIRA et al., 1983; TRAGMAR; YOST; UEHARAA, 1985, GONÇALVES, 1997 e SOUZA et al., 2001). Esta permite verificar se um atributo apresenta ou não dependência espacial e depois de conhecido o seu modelo da dependência é possível mapear a área estudada.

2.5.1 Análise descritiva dos dados

Uma análise descritiva tem um papel fundamental para o entendimento do conjunto de dados analisados. A forma de distribuição e os padrões espaciais no conjunto de dados auxiliam na decisão das hipóteses assumidas e orienta a escolha da análise a ser utilizada.

A hipótese de estacionaridade é fundamental na geoestatística e a análise exploratória auxilia na decisão do tipo de estacionaridade que pode ser assumida. Quando se assume a estacionaridade de primeira ordem para a construção e interpretação dos semivariogramas, às vezes a função de semivariância não atende a esta condição, podendo o semivariograma experimental assumir forma totalmente diferente da verdadeira para a propriedade em estudo (RIBEIRO JUNIOR, 1995). Portanto, é necessária uma cuidadosa análise inicial dos dados antes da construção e interpretação dos semivariogramas. Hamlett; Horton e Cressie (1986) usam o histograma como meio de indicar a simetria da distribuição e mostram que o uso dos resíduos conduz à distribuição mais simétrica, melhor para as análises espaciais. Descrevem também técnicas para análise exploratória dos dados como gráfico caule-folhas, dispersão média-variância e a transformação dos dados para ajustá-los; também como alternativa ao ajuste polinomial, apresentam técnica de refinamento pela mediana, em que os resíduos são obtidos a partir dos dados originais pela remoção da mediana das linhas e, se for o caso, pela remoção das medianas das colunas. Já Isaaks e Srivastava (1989) apresentam técnicas de descrição espacial como mapas de contorno de dados e de símbolos, bem como a técnica de janelas móveis, as quais permitem a identificação visual de tendências na região em estudo.

A análise descritiva dos dados pode ser realizada em duas etapas: (1) o resumo estatístico que é composto da determinação das medidas de posição ou tendência central e medidas de dispersão ou variabilidade e, (2) a análise exploratória dos dados como o dispositivo de ramos e folhas, histogramas, Boxplot e resumo de cinco números (LIBARDI et al., 1996) em que, como medidas de posição, temos: a) média aritmética, b) mediana, c) moda e, como medidas de dispersão: a) amplitude total, b) desvio padrão, c) coeficiente de variação, d) assimetria e e) curtose .

As medidas de posição ou tendência central são aquelas que objetivam representar o conjunto dos dados observados por um único valor. A média aritmética é a mais conhecida, fácil de cálculo e compreensão e é uma medida não tendenciosa. A moda em um conjunto de

observações é o valor de maior ocorrência dentro deste conjunto. Quando os dados estão agrupados em uma determinada distribuição de frequência, a moda é o valor no qual a distribuição atinge o pico, ou seja, representa os dados de maior frequência. Por outro lado, a mediana é o valor que divide o conjunto ordenado em duas partes iguais. Em geral, tem-se uma medida de tendência central, mas não o centro. Quando os três valores das medidas (média, mediana e moda), coincidirem, tem-se uma distribuição simétrica (LIBARDI et al., 1996).

Para Beiguelman (2002) a média, a variância, a assimetria e curtose são consideradas momento centrado na média de primeira, segunda, terceira e quarta ordem, respectivamente. As medidas de dispersão visam fornecer o grau de variabilidade das observações, enquanto que uma medida de tendência central indica a posição de uma distribuição; uma medida de dispersão indica o formato dessa distribuição. A variância (s^2) é definida como sendo a média dos quadrados dos desvios em relação à média aritmética. Esta é aplicada para a comparação simultânea entre médias de diversas amostras ou para estimar a variabilidade associada a diferentes fontes de variação. Uma outra medida de dispersão é a raiz quadrada da variância, denominada de desvio padrão (s) (BEIGUELMAN, 2002).

O coeficiente de variação (CV) que é a relação do desvio padrão pela média faz com que a variabilidade das amostras com a média e desvios padrão numericamente diferentes se tornem comparáveis. Portanto, pode-se verificar com o coeficiente de variação se duas amostras têm ou não seus valores distribuídos do mesmo modo em torno de suas médias apesar de ambas diferirem numericamente quanto a média e desvio padrão. O coeficiente de variação pode ser utilizado quando se tem interesse em comparar variabilidades e isso, torna difícil quando as médias são muito desiguais ou as unidades de medidas são diferentes (ISAAKS; SRIVASTAVA, 1989) e, para coeficiente de variação maior que 100 % indica algo extremamente errado nos valores da amostra e que isso pode refletir em um impacto muito significativo na análise final. Para Warrick e Nielsen (1980) o coeficiente de variação tem a vantagem de apresentar a dispersão independente das unidades de medidas envolvidas, permitindo a comparação da dispersão entre diferentes variáveis.

O coeficiente de assimetria mostra o afastamento da variável em relação a um valor central, ou seja, a distribuição simétrica apresenta seus valores em que 50 % estão acima e 50 % abaixo da observação central. O coeficiente de assimetria é utilizado para caracterizar o quanto e como a distribuição se afasta da simetria e, quando este coeficiente for positivo tem-se uma

distribuição assimétrica a direita; quando o coeficiente for negativo a distribuição é assimétrica a esquerda e quando for igual a zero a distribuição é simétrica (normal).

A dispersão da distribuição em relação a um padrão é representada pelo coeficiente de curtose. A curtose é o grau de achatamento de uma curva em relação a uma curva representativa de uma distribuição normal. A curva é leptocúrtica quando apresentar um pico elevado, platicúrtica, curva achatada e mesocúrtica, curva intermediária. Com relação aos pacotes estatísticos utilizados, como o Excel, SAS, Statistica e o GS+, o valor do coeficiente de curtose e de assimetria é zero quando a distribuição é normal já no GEO-EAS o coeficiente de assimetria é zero e o coeficiente de curtose é igual a três.

A amplitude total é obtida quando os conjuntos de dados estão ordenados para a análise exploratória, cuja utilização está relacionada à simetria dos dados ou presença de valores discrepantes (candidatos a “outliers”).

Na maior parte das observações, o modelo de ajuste se mostra adequado, mas em alguns casos não. Na realidade é freqüente serem detectadas observações atípicas em relação ao conjunto de dados, muitas vezes designados por *outliers*. Essas observações podem ser provenientes de erros de registro ou de outro tipo de erros, mas, em geral, podem conter mais informação, muito útil para análise - podem ser observações extremas de acordo com o modelo, mas com baixa probabilidade de ocorrência, podem indicar que existe algum padrão nos dados que, por questões de amostragem, não foi detectado de outro modo, ou podem significar que a distribuição dos erros não é aquela que foi suposta. Tendo em conta esses aspectos, tais observações devem merecer uma atenção detalhada e não devem ser postas de lado, pelo menos de imediato. No entanto, as observações discordantes podem passar despercebidas e ter um efeito diminuto sobre a análise da regressão, mas, também, podem exercer uma influência grande sobre os parâmetros estimados, provocando estimativas desastrosas; há muitas situações em que um único ponto pode ser determinante para a reta de regressão estimada. Assim, é necessário recorrer a técnicas que permitam diagnosticar eventuais *outliers* e pontos de elevada influência, sobretudo em Modelo Regressão Linear Múltipla, onde não é possível visualizá-los como em Modelo de Regressão Linear Simples.

Em função da presença destes valores discrepantes (*outliers*), há uma amplitude no intervalo de variação dos dados, alteração na assimetria, coeficiente de variação, desvio padrão,

erro padrão da média, valores de máximo e mínimo, média, curtose (LIBARDI et al., 1996) e também refletindo na dispersão dos dados no variograma.

A análise exploratória dos dados, aliada a um conjunto de variáveis obtidas, é utilizada para a confirmação ou não da validade dessas medidas de posição ou dispersão obtidas na primeira etapa da análise estatística (LIBARDI et al., 1996).

2.5.2 Geoestatística

A geoestatística é uma estatística que surgiu na África do Sul, quando Krige (1951), trabalhando com dados de concentração de minério, concluiu que não conseguia encontrar sentido nas variâncias, se não levasse em conta a distância entre as amostras. Esta ferramenta leva em conta a presença de dependência espacial e, portanto, não é recomendada a utilização da estatística clássica. Baseado nestas observações desenvolveu uma teoria, a qual ele chamou de Teoria das Variáveis Regionalizadas que contém os fundamentos da Geoestatística. Este termo, variável regionalizada, visa alertar para os aspectos aleatório e estruturado dos fenômenos estudados, em que, é aleatório no sentido de que, os valores das medições feitas podem variar consideravelmente entre si, e sua característica regionalizada, estruturada segundo certa lei no espaço, é evidente se considerarmos que os valores das observações com que se trabalha não são completamente independentes de sua localização geográfica. Portanto, define Variável Regionalizada como uma função espacial numérica, que varia de um local para outro, com uma continuidade aparente e cuja variação não pode ser representada por uma função matemática simples. Essa continuidade ou dependência espacial pode ser estimada através do semivariograma (MATHERON, 1963, 1971).

As técnicas geoestatísticas podem ser utilizadas para descrever e modelizar padrões espaciais (variografia), para predizer valores em locais não amostrados (Krigagem), para obter a incerteza associada a um valor estimado em local não amostrado (variância de krigagem) e para otimizar malhas de amostragem. Utilizam-se os dados duas vezes, primeiramente para determinar a autocorrelação espacial e depois para estimar (ANDRIOTTI, 2004).

Todos os conceitos teóricos da Geoestatística têm suas bases em funções, variáveis aleatórias e estacionaridade, que são fundamentais. Uma variável é qualquer propriedade ou característica que possa ser medida, como um pH do solo, teor de argila, etc, que varia de local para local; e uma variável aleatória pode ser entendida como função que associa a cada valor s de um espaço

amostral S , um número real do conjunto $Z(s)$. Uma medida de uma propriedade do solo em uma posição qualquer pode ser entendida como uma realização de uma variável aleatória (v.a.) a qual deve variar segundo alguma lei de distribuição de propriedade que pode ser descrita pelos seus parâmetros. Uma variável regionalizada é definida como uma variável aleatória que assume diferentes valores de z em função da posição s dentro de uma certa região. Esta definição de variável regionalizada, segundo Andriotti (2004), é puramente descritiva e não envolve qualquer interpretação probabilística. A função aleatória é o conjunto infinito das variáveis aleatórias e é por meio delas que estudamos as variáveis regionalizadas. De acordo com Truog; Yost e Uehara, (1985), uma variável de $Z(s)$ pode ser considerada como uma realização particular de uma variável aleatória de Z para uma dada localização s dentro de certa região. A região pode ser uni, bi ou tridimensional, sendo s a representação simplificada das coordenadas x , y e z , da posição.

Uma função aleatória sendo contínua pode ser submetida a uma grande gama de hipóteses, sem as quais a dedução de equações é impossível. O que se deve então esperar é que, com pontos discretos de amostragem, possa-se satisfazer as hipóteses às quais as funções aleatórias estão sujeitas. Com uma única amostragem, tudo o que se sabe de uma função aleatória $Z(k_i)$ é uma única realização. Então, se quiser estimar valores para os locais não amostrados, ter-se-á que introduzir a restrição de que a variável regionalizada seja, necessariamente, estacionária estatisticamente. Formalmente, uma variável regionalizada é estacionária se os momentos estatísticos da variável aleatória $Z(x_i+h)$ forem os mesmos para qualquer vetor h (VIEIRA, 1995), ou seja, uma função é estacionária quando a lei de distribuição de probabilidades é invariante por translação, ou seja, os fatores controladores do seu comportamento agiram de forma similar em toda a área estudada, por outro lado, uma função aleatória é não-estacionária quando apresenta uma deriva, ou seja, apresenta esperança matemática não-constante em todo o campo estudado. Entre as causas da não-estacionariedade estão a presença das tendências (*trends*) e a heterogeneidade acentuada da variável regionalizada (VR) entre certas zonas da área em estudo (ANDRIOTTI, 2004).

Para verificar a existência de estacionariedade, tem-se que avaliar os momentos de primeira (média) e segunda ordem (variância). Assumir que em cada ponto s tem-se uma variável aleatória e que todas elas apresentam a mesma distribuição de frequência seria uma hipótese de estacionariedade extremamente forte, denominada estacionariedade estrita (JOURNAL; HUIJBREGTS, 1978). Um processo estocástico $Z(s)$ representa um conjunto de variáveis aleatórias ocorrendo dentro de um espaço amostral s e é dito estritamente estacionário se $Z(s)$ e $Z(s + h)$ têm os mesmos momentos

estatísticos, qualquer que seja h (UNLU; KAMVAS; NIELSEN, 1989). Um processo estocástico é a mesma coisa que função aleatória, de comportamento imprevisível, randômico.

2.5.2.1 - Semivariograma

Ao analisar os dados, se aprovada a correlação espacial, a hipótese de independência dos dados é fracassada. Um dos métodos mais antigos de se estimar a dependência no espaço ou no tempo, de amostras vizinhas, é por meio da autocorrelação. Este método tem suas origens em análise de séries temporais e tem sido muito utilizado em Ciência do Solo (WEBSTER, 1973; VIEIRA; NIELSEN; BIGGAR, 1981), principalmente para medições efetuadas em uma linha reta (transeção). A sua análise pode auxiliar na localização de divisas entre dois tipos de solos, ou na análise de periodicidade nos dados, pela análise espectral (VAUCLIN et al. 1982). Porém, quando as amostras forem coletadas nas duas dimensões do campo e interpolação entre locais medidos for necessário para a construção de mapas de isolinhas, será preciso usar uma ferramenta mais adequada para medir a dependência espacial. Esta ferramenta é o semivariograma (VIEIRA et al., 1983).

Em análise geoestatística é comum o uso de semivariogramas para descrever a dependência espacial (RIBEIRO JUNIOR, 1995) e os Covariogramas e correlogramas de forma geral quase não são utilizados. Essa preferência se deve ao fato de que freqüentemente em ciência do solo as variáveis espacialmente distribuídas parecem não ter variância e nem covariância *a priori* definidas. Então, o semivariograma pode existir sem a covariância correspondente e isto justifica seu uso predominante nas análises (WEBSTER, 1985).

Uma descrição da estrutura espacial pode ser dada pela função de covariância que serve como uma medida de associação espacial entre as observações, mas para isso é necessário que a hipótese de estacionaridade de segunda ordem seja assumida (hipótese restritiva) (UNLU et al, 1990). Sendo válida a hipótese intrínseca (hipótese menos restrita), o semivariograma contém todas as informações sobre a variabilidade espacial do atributo em estudo (MCBRATNEY; WEBSTER, 1986).

A hipótese intrínseca muitas vezes assumidas, $E\{Z(s)\} = m$ é constante em toda a região mas, na realidade muitos fenômenos naturais não exibem tal comportamento, pois, é comum a ocorrência de tendências, ou seja, uma esperança não estacionária $E\{Z(s)\}=m(s)$ em que $m(s)$ depende de s , dentro da região. A tendência acaba por provocar um viés na estimação do

semivariograma, sendo que esta pode assumir formas totalmente diferente das verdadeiras (RIBEIRO JUNIOR, 1995).

Normalmente em cada posição s usualmente tem-se apenas uma realização da variável aleatória, apenas um dos valores $[S(s), Z(s+h)]$ existe para cada posição s (GONÇALVES, 1997). Para contornar este problema é introduzida a hipótese intrínseca, segundo a qual a função de semivariância é função apenas da distância de separação h entre os pontos de medida, e não da localização na região. Isto torna possível estimar a semivariância $\gamma(h)$ a partir dos dados disponíveis, definindo-se um estimador $\gamma(h)$ igual a média aritmética das diferenças quadradas entre dois valores experimentais $[Z(s_i), Z(s_i+h)]$, em todos os pontos separados pela distância h (JOURNEL; HUIJBREGTS, 1978).

Quando um semivariograma apresenta efeito pepita puro, significa que, dentro da escala utilizada para o semivariograma experimental, com efeito pepita, este pode esconder uma continuidade espacial presente em uma escala menor. À medida que h tende para 0 (zero), $\gamma(h)$ se aproxima de um valor positivo e que recebe o símbolo C_0 . Resultados com valores de efeito pepita maiores que zero foram encontrados para precipitação pluvial (DELHOMME, 1976) apud Vieira (1995) e distribuição de tamanho de partículas (VIEIRA et al., 1983). O efeito pepita pura significa a ausência de completa correlação espacial entre os pontos amostrados e significa não haver possibilidade de diferenciar quais amostras estão mais próximas e quais estão mais distantes. Em observações experimentais, o efeito pepita puro apresenta como propriedade a proporcionalidade inversa em relação ao volume de amostras e sua presença pode alertar, simplesmente, a carência de pontos de observação na malha implantada ou à variabilidade natural do fenômeno em estudo (ANDRIOTTI, 2004).

Quando o gráfico do semivariograma é idêntico para qualquer direção de h ele é chamado isotrópico (UNLU; KAMVAS; NIELSEN, 1989) e representa uma situação bem mais simples do que quando é anisotrópico. Neste último caso, o semivariograma deve sofrer transformações antes de ser usado. É importante notar que, a maioria das variáveis de ciência do solo poderá ter um comportamento anisotrópico, isto é, mudar de maneira diferente para direções diferentes. É óbvio que isto depende muito da propriedade em estudo, das dimensões do campo de estudos, e do tipo de solo envolvido. Em geral, a precisão da interpolação ou o tipo de hipótese satisfeita não são afetados se, ao invés de se preocupar com escolha de método de transformação de anisotropia, apenas limitar a faixa de distância na qual se utiliza o semivariograma. De qualquer maneira é sempre aconselhável

examinar semivariogramas para várias direções, antes de tomar decisões. As principais direções que devem ser examinadas são: 0° - na direção do eixo X, 90° - na direção do eixo Y, 45° e -45° - nas duas diagonais. Quando os dados forem coletados em transeção, o semivariograma é unidirecional e nada pode ser dito a respeito de anisotropia, mas por outro lado, é uma preocupação a menos. (VIEIRA, 1995).

2.5.2.2 Modelos e ajustes de semivariograma

O ajuste de um modelo teórico ao semivariograma experimental é um dos aspectos mais importantes das aplicações da Teoria das Variáveis Regionalizadas e pode ser uma das maiores fontes de ambigüidade e polêmica nestas aplicações. Todos os cálculos de Geoestatística dependem do valor do modelo do semivariograma para cada distância especificada (VIEIRA; NIELSEN; BIGGAR, 1981). Por isto, se o modelo ajustado estiver errado, todos os cálculos seguintes também o estarão. Atualmente, existem programas comerciais que fazem ajuste pelo método dos quadrados mínimos considerando o número de pares como pesos nas ponderações. O outro método é o de tentativa e erro aliado ao exame dos resultados do "jack-knifing", que são suficientes. O método "Jack-knifing" é também de grande utilidade para se determinar a faixa de distância na qual o semivariograma pode ser, na prática, considerado isotrópico. O modelo ajustado quanto mais simples puder ser, melhor, e deve conter três parâmetros: o intercepto ou efeito pepita, o patamar e o alcance (WEBSTER, 1985).

É importante que os modelos matemáticos usados, atendam algumas condições: a matriz da covariância no processo de krigagem (ver conceito a seguir) deve ser positiva, garantindo que o sistema de krigagem tenha solução única. Se usar a semivariância na matriz ao invés da covariância, o modelo de semivariograma deve garantir esta condição que é denominado de “negativo semi-definido condicional” (NSDC). As funções que atendam esta condição são denominadas de modelos autorizados (MCBRATNEY; WEBSTER, 1986).

Os modelos matemáticos podem ser: 1) modelo linear com patamar para problema que envolve apenas uma dimensão, 2) modelo esférico que atende à condição imposta para as três dimensões, 3) modelo exponencial e 4) modelo gaussiano. A escolha de alguns desses modelos não é um procedimento automático, é comum o ajuste visual do modelo selecionado. Normalmente os ajustes realizados (minimização dos quadrados dos desvios, assumindo a normalidade e

independência dos resíduos e homogeneidade da variância) são ainda muito criticados em função das hipóteses assumidas. O método dos mínimos quadrados generalizado é trabalhoso, porém o método dos mínimos quadrados ponderados, no qual o peso associado a cada ponto experimental é função do número de pares de observações que o originou é uma alternativa que vem sendo adotada (MCBRATNEY; WEBSTER, 1986).

2.5.2.3 Krigagem

Krigagem refere-se ao método de interpolação para estimativas de valores de uma propriedade em locais não amostrados, a partir de valores vizinhos resultantes da amostragem realizada. A krigagem, no entanto, faz uso de um interpolador linear não viesado e de variância mínima, que assegura a melhor estimativa. Este estimador tem como base os dados amostrais da variável regionalizada e as propriedades estruturais do semivariograma obtido a partir destes dados.

No método da krigagem, os pesos são variáveis de acordo com a variabilidade espacial expressa no semivariograma. Esse estimador nada mais é que uma média móvel ponderada. O que torna a krigagem um interpolador ótimo, então, é a maneira como os pesos são distribuídos. Para que o estimador seja ótimo, ele não pode ser viesado e deve ter variância mínima. Estas duas condições devem ser rigorosamente satisfeitas e, para tanto, são usadas como ponto de partida para a dedução das equações. A condição de não viés significa que, em média, a diferença entre valores estimados e medidos para o mesmo ponto deve ser nula. A condição de variância mínima significa que, embora possam existir diferenças ponto por ponto entre o valor estimado e o medido, essas diferenças devem ser mínimas. Portanto, essas duas condições garantem que o estimador de krigagem seja “BLUE” = Best Linear Unbiased Estimator, ou seja, o melhor estimador linear não viesado, por assegurar que o somatório dos pesos é igual à unidade (WEBSTER; OLIVIER, 1990).

2.5.2.4 Aplicação da Geoestatística

A teoria das variáveis regionalizadas, a geoestatística, tem sido aplicada atualmente em diversos trabalhos na ciência da agricultura, uma vez que a estatística clássica ignora as consequências da heterogeneidade espacial sobre a representatividade dos valores médios de

amostras. Nos últimos anos tem sido aplicada para quantificar a variabilidade espacial de diferentes propriedades do solo. Dentre as propriedades físicas do solo, a taxa de infiltração por Vieira; Nielsen e Biggar (1981); a temperatura da superfície do solo foi estudada por Vauclin et al. (1982); a distribuição do tamanho das partículas do solo, água disponível e densidade do solo por Vauclin et al (1983). Propriedades químicas foram estudadas: pH, Al e P (UEAHARA et al, 1985 apud LASCANO; HATFIELD, 1992); P, M.O. e N (LI et al., 2000) e, a variabilidade espacial da evapotranspiração em um solo descoberto (LASCANO; HATFIELD, 1992).

Santos e Silva (2005) estudando a variabilidade espacial dos atributos químicos de um Latossolo Amarelo coeso realizaram a estatística descritiva com identificação dos valores extremos seguidos da análise estatística espacial a partir da qual foram ajustados modelos de equações para as variáveis e construídos os semivariogramas. Determinou-se também o número de subamostras necessárias para formar uma amostra composta e o índice de dependência espacial. A maioria das variáveis apresentou distribuição não normal, CV com moderada variação, ajuste ao modelo esférico, moderada dependência espacial e alcance variando de 15 a 20 m. Com um erro de 30%, seriam suficientes 15 amostras para representar a média dos parâmetros de fertilidade com relativa precisão e economia nos Latossolos Amarelos Coesos no ambiente dos Tabuleiros Costeiros.

Greninger; Sud e Nielsen (1985) estudaram a variabilidade espacial das características de umidade do solo no campo com a utilização da sonda de nêutrons e de tensiômetros. Os dados mostraram que a autocorrelação espacial, a cross-correlação da umidade com o potencial mátrico e a porcentagem de areia manifestaram coeficientes significativos para a distância de 10 m. A significância prática deste estudo foi verificar a distância entre os tubos de acesso de sonda e entre os tensiômetros, para medir com precisão a curva de retenção da água solo, sendo esta de 10 m.

A variabilidade espacial da erosão do solo e os índices de qualidade do solo (matéria orgânica do solo, densidade do solo e nutrientes viáveis), na China, foram determinados ao longo de duas transeções com o objetivo de quantificar o padrão espacial, os processos de redistribuição do solo devido à erosão provocada pela água e pela erosão conseqüente de cultivos e também quantificar os parâmetros de correlação do solo com a redistribuição ao longo das transeções nos diferentes sistemas de manejo do solo. Os resultados mostraram que as perdas de solo provocadas pela erosão da água e a deposição do solo proveniente de cultivo dominaram no processo de

redistribuição na linha de 23 a 40 m e a deposição de solo pela erosão da água e a perda de solo pelos cultivos foi dominante por mais de 80 m dentro do cultivo na paisagem. Foi verificada uma forte correlação entre o padrão espacial dos processos de erosão do solo e os índices de qualidade. No trabalho foi concluído que a perda de solos pela erosão da água e a deposição pelo cultivo, em geral, foram as causas pela ocorrência da escala de dependência espacial da variabilidade espacial da qualidade do solo ao longo do transecto (LI, et al, 2000).

Silva (1988) estudando a variabilidade espacial de atributos físicos do solo, por meio da estatística clássica e da geoestatística, verificou que a variabilidade das propriedades físicas do solo (densidade do solo, porosidade do solo, curva de retenção, densidade das partículas e granulometria), pela estatística clássica foi considerada pequena e a geoestatística não permitiu encontrar a estrutura de variação, mas, as pequenas variações nos dados da curva de retenção de água originaram grandes variações na utilização desses dados para a determinação dos parâmetros ligados a irrigação. Já Fietz (1998) verificou que a variabilidade da armazenagem de água no solo pode ser identificada e descrita por técnicas descritivas da estatística clássica e por métodos geoestatísticos, nos quais a umidade do solo, para todas as tensões apresentou distribuição normal, baixo grau de variabilidade e estrutura de dependência espacial com valores de efeito pepita de 14 e 56 % da variação total e alcance de 22 m.

2.6 Estabilidade espacial e temporal dos atributos do solo

Há uma grande classe de fenômenos físicos, químicos e biológicos, cuja quantificação numérica e tempo de observação produzem uma sequência de dados distribuídos no tempo e no espaço. A sequência de dados ordenada segundo o parâmetro tempo é denominada série temporal, como: valores mensais de temperatura do ar, valores diários de precipitação em um dado local, dados de produção anual de uma cultura em uma dada área. Da mesma maneira, uma sequência de dados dispostos em ordem espacial é denominada série espacial, como: valores de umidade de solo ao longo de uma linha de cultura de milho, dados de produção de cana-de-açúcar ao longo de uma faixa, valores de pH do solo medidos ao longo de uma transeção (RECHARDT; TIMM, 2004).

As séries temporais podem ser discretas ou contínuas, dadas por $Z(t_i)$, $t=1, 2, \dots, n$ compostos de um conjunto de observações discretas em tempos equidistantes $t_i - t_{i-1} = \alpha$, que apresentam

dependência serial entre elas. Um dos primeiros cuidados ao analisar uma série de dados é: planejamento, transformações, observações perdidas ou irregulares, “outliers” e registros curtos.

Uma série temporal pode ser analisada de duas maneiras:

- 1 – Análise de domínio de tempo: tem por objetivo de identificar os modelos para os componentes estacionários (variáveis aleatórias) e não estacionárias (função média), sendo que neste caso os modelos propostos são modelos paramétricos (com número finito de parâmetros), que são: modelos AR (auto-regressivo), modelos MA (média móvel), modelo de Espaço de Estados (state space models), etc;
- 2 – Análise de domínio de frequência: neste caso os modelos propostos são os não-paramétricos que consistem em decompor a série dada em componentes de frequência, em que a existência do espectro é a característica fundamental. A análise espectral é um modelo não-paramétrico em que se estuda a periodicidade dos dados, com grandes aplicações em ciências do solo (REICHARDT; TIMM, 2004).

Ao fazer uma análise de uma série de dados no domínio do tempo, a suposição é que esta série seja estacionária, ou seja, desenvolva no tempo aleatoriamente onde a média e a variância dessas propriedades estatísticas não variam, porém, quando essa condição não ocorre, há necessidade da transformação dos dados originais. Nas análises de séries temporais que é uma metodologia para estudar dados correlacionados no tempo, descartam-se os dados independentes e identicamente distribuídos – estatística clássica (SOUZA, 1989). Na estatística clássica, as observações de uma propriedade são consideradas independentes, ignorando a dependência espacial ou temporal que possa existir.

Vários são os trabalhos realizados estudando a variabilidade espacial dos atributos do solo, mas poucos são os estudos sobre a variabilidade ou estabilidade temporal. Normalmente estes trabalhos se restringem as análises das camadas superficiais no perfil do solo e a avaliação da estabilidade temporal é por pouco tempo (3-6 meses) como os trabalhos de Vachaud et al (1985).

Nas últimas décadas houve um importante avanço na física do solo, na mineração, engenharia de petróleo e hidrologia superficial para averiguar os processos de transferência no solo incluindo aspectos local e regional da variabilidade espacial. Para isso requer um grande número de medidas para a obtenção de um valor médio com dada precisão e que esses valores sejam autocorrelacionados.

Em face de as análises de variabilidade espacial de solo no campo necessitar um grande número de observações, pesquisas para o desenvolvimento de tecnologias tornaram-se prioritárias, para minimizar o número de observações sem prejuízo das informações. Com isso Vachaud et al. (1985) introduziu um método de reduzir um número de observações de forma que caracterize o comportamento do solo no campo definindo o conceito de estabilidade temporal como a associação invariável no tempo entre local no espaço e valores de parâmetros da estatística clássica. Seus dados mostraram que, a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo no campo pode ser explicada pela variabilidade da textura do solo: os locais com maior teor de argila permaneceram sempre mais úmidos ao longo do tempo.

Para avaliar a estabilidade temporal da distribuição da água no solo, duas técnicas foram usadas (VACHAUD et al, 1985):

- 1) Obtenção da diferença relativa (δ_{ij}) entre a determinação individual da armazenagem de água (S_{ij}) no local i e no tempo j e a média da armazenagem de água ($\bar{S}_j$) no mesmo tempo. Essas diferenças relativas, quando apresentam igualdade ou pequenas variações entre as posições ao longo do tempo indicam estabilidade temporal e, quando associadas ao respectivo desvio-padrão, permitem identificar uma ou mais posições que representam à média geral do campo, assim como mostram os valores sub e superestimados. Quanto menor for o desvio padrão, maior é a confiabilidade de utilizar o referido ponto para estimar a média geral.
- 2) A segunda técnica aplicada é o teste não paramétrico de Sperman, em que quanto mais próximo for o r_s de 1, maior a estabilidade do processo e para um valor $r_s = 1$ corresponde uma perfeita estabilidade entre os tempos j e j' .

O coeficiente de correlação de Sperman tem como objetivo verificar se a característica tempo não varia e se as propriedades da função de probabilidade podem ser asseguradas para indivíduos locais (dados locais). Neste trabalho de Vachaud et al. (1985), os dados mostraram a existência de alta significância de estabilidade temporal em particular das características locais de alguns parâmetros na distribuição estatística de algumas observações de campo. Verificaram que não ocorreram valores extremos para o conteúdo de água no solo e algumas observações locais conservaram as propriedades de maneira que foi possível representar à média do conteúdo de água no campo, no tempo de estudo. Esta estabilidade pode ser explicada pela grande extensão da relação entre a textura do solo e o conteúdo de água.

A distribuição espacial e temporal da água do solo na camada superficial de um solo cultivado com milho foi estudada por van Wesenbeeck e Kachanoski (1988). A umidade foi determinada com o uso do TDR na linha e entre linha da cultura, sendo observada diferença espacial sistemática no conteúdo de umidade, em que, na entrelinhas a umidade é maior que na linha de cultivo. A densidade do solo apresentou significância menor na linha quando comparada nas entrelinhas no início da estação de produção e a recarga de água no solo pelas chuvas foi maior que na entrelinhas; isso foi atribuído à interceptação das folhas das plantas na linha. A preferência de secagem na linha e a recarga causaram a variabilidade espacial, por ser dependente no tempo, e a variabilidade temporal, por ser dependente do espaço. A análise de dependência temporal da variabilidade espacial e variabilidade temporal da dependência espacial da água superficial do solo não atendeu a estacionaridade requerida na geoestatística e aos métodos de análises dos dados da série no tempo. Portanto, os autores sugerem que as amostragens para determinar o conteúdo de água no solo na superfície devem ser selecionadas de forma cuidadosa e a sistemática do padrão espacial sugere que as amostragens casualizadas devem ser evitadas.

Para Kaschanoski e De Jong (1988), a estabilidade temporal é descrita como a persistência temporal de um padrão espacial e é avaliado usando as análises de correlação dos dados medidos de forma sucessiva. O conhecimento da interação entre os processos e as escalas espacial e temporal é fundamental no entendimento do comportamento do sistema solo, portanto, a escala de dependência da estabilidade temporal foi utilizada para avaliar as alterações espacial e temporal da armazenagem de água no solo. Os autores determinaram a estabilidade no tempo pelas diferenças relativas e o coeficiente de correlação, de acordo com Vachaud et al. (1985), e verificaram que as análises podem ser utilizadas para relatar a escala espacial dos processos para os fatores independentes.

O conteúdo de água no solo varia com o tempo em função do clima, da paisagem, dos sistemas de produção e precisa ser melhor estudado. Analisando os fatores que contribuem para a estabilidade temporal no padrão espacial do conteúdo da água em área de produção, Silva; Nadler e Kay (2001), mediram o conteúdo da água em três ciclos de produção, numa área de produção de milho cultivado em sistema de plantio direto e convencional com o objetivo de identificar os fatores que influenciam fortemente no padrão espacial do conteúdo de água. Verificaram que na área de produção o conteúdo de argila variou de 5,8 a 37,4 % e o carbono orgânico variou de 0,9 a 3,9 %, já o padrão espacial do conteúdo de água durante o período de secagem e recarga foi

estável temporariamente com um coeficiente de correlação (r^2) maior que 0,7. Pela análise de regressão múltipla verificaram que o conteúdo de água correlacionou positivamente com a estabilidade espacial das propriedades do solo (conteúdo de argila e carbono orgânico), sendo que o carbono orgânico foi menor na linha que na entrelinha e a redução do conteúdo de água no sistema convencional de cultivo foi reduzida com o aumento do carbono orgânico.

Chichota; Hurtado e van Lier (2005) estudando a variabilidade espaço-temporal da água no solo verificaram que a variabilidade da tensão de água no solo pode ser explicada pela tendência temporal e uma micro-variação casual. A análise de autocorrelação mostrou uma forte estabilidade temporal, o coeficiente de correlação de Spearman foi alto em todas as comparações mostrando a dependência temporal dos dados transformados e as diferenças relativas também mostraram um grande número com alta estabilidade, embora houvesse um decréscimo com a profundidade. Os semivariogramas mostraram uma dependência espacial em torno de 4,0 m. O procedimento pareceu ser apropriado por combinar as escalas temporal e espacial para explicar a dependência da variabilidade das propriedades hidráulicas do solo.

2.7 Material e métodos

O estudo experimental foi realizado em uma área de citros do Campus Luiz de Queiroz da Universidade de São Paulo, em Piracicaba-SP (22°42'43" S, 47°37'10" W e 546 m de altitude). O solo da referida área, de acordo com a nova nomenclatura do Sistema Brasileiro de Classificação, é um Latossolo Vermelho Amarelo argissólico (CRUZ, 2003).

A parcela experimental (Figura 1) constitui-se de duas transeções (duas linhas) com 20 pontos de observação espaçados de 4,0 m, cada um deles localizado no centro da distância entre duas plantas ao longo da linha. A cultura de citros foi implantada em março de 1991 com espaçamento de 4,0 m entre plantas e 7,0 m entre linhas. A cultivar é a valência *citrus sinensis*, L Osbeck, sobre o porta enxerto Cleópatra.

Em cada ponto de observação foram instalados: 1) três tensiômetros com manômetro de mercúrio às profundidades de 1,0 m, 1,10 m e 1,20 m (Figura 2) e 2) um tubo de alumínio de 1,50 m de comprimento (1,20 m abaixo da superfície do solo) com 45 mm de diâmetro interno e 1,5 mm de espessura de parede, para acesso de uma sonda de nêutrons, modelo Hydroprobe 503 – CNP Coroporation (Figura 3). A instalação desses tubos, de acesso à sonda de nêutrons, foi

realizada com o auxílio de um trado do tipo holandês. Para facilitar a instalação dos tensiômetros de mercúrio nas profundidades de 1,0, 1,10 e 1,20 m e obter um perfeito contato da cápsula porosa com o solo, utilizou-se um trado de rosca com duas entradas (tipo pua) com diâmetro menor que o diâmetro da cápsula porosa e, para a abertura do orifício até o topo da cápsula porosa outro, tipo pistão com diâmetro um pouco maior que o da cápsula para o alargamento do orifício até a profundidade correspondente a extremidade superior da cápsula.

Figura 1 – Esquema da parcela experimental

Com a sonda de nêutrons foram realizadas leituras semanais às profundidades de 0,20, 0,40, 0,60, 0,80, 1,0 e 1,10 m para o cálculo da armazenagem de água no solo no perfil de 0,00 m - 1,10 m ao longo de tempo. Os tensiômetros foram lidos diariamente; com as leituras dos tensiômetros às profundidades de 1,00 e 1,20 m foram calculados os valores diários de gradiente de potencial total na profundidade de 1,10 m ao longo do tempo e, com as dos tensiômetros à profundidade de 1,10 m, valores diários de potencial mátrico na mesma profundidade ao longo do tempo.

Foram coletadas amostras de solo com estrutura indeformada ao longo do perfil para cada ponto de observação nas profundidades de 0,30, 0,50, 0,70, 0,90 e 1,10 m (Figura 4). O amostrador utilizado foi tipo Uhland com anel de 50 mm de altura, 48 mm de diâmetro interno e

2 mm de espessura de parede. As amostras retiradas nos 40 pontos, perfazendo um total de 200 amostras foram utilizadas para determinação da densidade do solo, curvas de retenção, a condutividade hidráulica, em cada ponto nas referidas profundidades. A determinação da densidade do solo foi de acordo com o método desenvolvido pela Embrapa (1997). Para a obtenção da curva de retenção, cada amostra foi submetida às tensões de 1, 3, 5 e 10 KPa utilizando-se o funil de Haines (Figura 5a) e às tensões de 30, 50 e 100 KPa, e 1.500 KPa somente para a profundidade de 1,10 m utilizando as câmaras de pressão de Richards (Figura 5b), (LIBARDI, 2005).

Figura 2 – Imagem de um ponto experimental no campo (a) e diagrama de um ponto experimental com os tensiômetros de mercúrio e tubos de acesso à sonda de nêutrons (b)

Figura 3 – Sonda de nêutrons modelo 503 Hydroprobe da CNP Corporation e seus componentes

Figura 4 – Coleta de amostras indeformadas ao longo do perfil na área experimental

Figura 5 – Equipamentos utilizados para a obtenção da curva de retenção

Em cada uma das 40 amostras a 1,10 m de profundidade foi determinada também a condutividade hidráulica saturada do solo K_0 pelo método de laboratório utilizando o permeâmetro de carga constante (Figura 6).

A densidade do solo (D_s) em cada ponto e profundidade foi utilizada para obter a umidade volumétrica (θ) do solo a partir da umidade gravimétrica do solo (U_g) obtida com a sonda de nêutrons (equação 11), isto é,

$$\theta = U_g * (D_s / D_a) \quad (02)$$

em que D_a =densidade da água, assumindo o valor de 1000 Kg m^{-3} .

O balanço hídrico no solo em estudo (Figura 7) foi determinado por meio da equação:

$$\Delta h = P \pm D - ET \quad (03)$$

em que:

P = precipitação (mm)

I = irrigação (mm)

D = drenagem interna (mm)

ET = evapotranspiração (mm)

R = deflúvio superficial (mm)

Δh = variação de armazenagem (mm)

Figura 6 – Determinação da condutividade hidráulica saturada – permeâmetro de carga constante

Precipitação (P)

A contabilização da entrada de água no solo pela precipitação pluvial foi obtida por meio de um pluviômetro acoplado a um “data logger”, tipo “Tipping Bucket Rainguage - Model TB3 – Hydrological Services Pety Ltd, para o armazenamento dos valores de quantidade de chuva (mm hora⁻¹), instalado próximo as transeções” (Figura 8).

A sua determinação foi obtida da seguinte forma:

$$P = \int_{t_i}^{t_f} p dt \quad (04)$$

sendo p a intensidade de precipitação em mm dia^{-1} .

Figura 7 – Ilustração esquemática dos componentes do balanço hídrico na cultura de citros

Figura 8 – Pluviômetro acoplado a um “data logger” - Model TB3

Drenagem interna (-D) ou ascensão capilar (+D)

A densidade de fluxo diária, na profundidade de 1,10 m, foi avaliada diretamente pela equação de Darcy-Buckingham, que, para as condições deste trabalho, pode ser descrita, como:

$$q_z = -K(\theta) \left[\frac{\phi_m(1,0) - \phi_m(1,2)}{0,2} + 1 \right] \quad (05)$$

sendo, $\phi_{m(1,0)}$ o potencial mátrico (m) obtido a partir das leituras dos tensiômetros a 1,0 m de profundidade, $\phi_{m(1,2)}$ o potencial mátrico (m) obtido a partir das leituras dos tensiômetros a 1,20 m, 0,2 é a distância vertical (m), entre os dois tensiômetros e $K(\theta)$ a relação entre a condutividade hidráulica K e a umidade volumétrica θ para a profundidade de 1,1 m.

A drenagem interna (-D) ou ascensão capilar (+D) foi calculada da seguinte forma:

$$\pm D = \int_{t_i}^{t_f} q_z dt \quad (06)$$

A condutividade hidráulica, em função da umidade do solo, na profundidade de 1,10 m, foi determinada pelo método da umidade sugerida por Libardi et al. (1980). Nesse método, que é uma simplificação do método do perfil instantâneo (VACHAUD; DONE, 2002), os autores assumem gradiente de potencial total unitário e que a condutividade hidráulica K varia com a umidade, segundo a equação:

$$K = K_0 * e^{\gamma(\theta - \theta_0)} \quad (07)$$

em que K_0 e θ_0 são a condutividade hidráulica e a umidade volumétrica do solo, respectivamente, no tempo $t=0$ de redistribuição da água. Em sua proposição, LIBARDI et al. (1980) demonstram também que a umidade média $\bar{\theta}$ da camada 0-Z m relaciona-se linearmente com a umidade do solo θ na profundidade Z : $\bar{\theta} = a\theta + b$. Com isso, concluem que, durante o processo de redistribuição da água,

$$\theta = \theta_0 - \frac{1}{\gamma} \ln \left(1 + \frac{\gamma K_0}{aZ} t \right) \quad (08)$$

e

$$\bar{\theta} = \bar{\theta}_0 - \frac{1}{\bar{\gamma}} \ln \left(1 + \frac{\bar{\gamma} K_0}{Z} t \right) \quad (09)$$

Sendo $a = \gamma / \bar{\gamma}$.

A partir da relação de θ em função do tempo de redistribuição t , conforme a equação (08), determina-se γ , uma vez que $\gamma = 1/A$ e A é o coeficiente angular da relação de θ em função de $\ln t$. A partir da relação $\bar{\theta}$ em função de $\ln t$, conforme a equação (09), determina-se K_0 a partir de

$$B = \bar{\theta}_0 - \frac{1}{\bar{\gamma}} \ln \frac{\bar{\gamma} K_0}{Z} t \quad (10)$$

em que B é o coeficiente linear da regressão de $\bar{\theta}$ em função de $\ln t$; $\bar{\theta}_0$ é o valor médio da umidade em $t=0$. Assim, com os valores de K_0 , θ_0 e γ do solo em questão, obtém-se, automaticamente, a relação de K em função de θ dada pela equação (07).

Variação da armazenagem de água

A variação da armazenagem de água no solo (Δh) foi determinada utilizando-se os dados de conteúdo de água obtidos pelas leituras realizadas com a sonda de nêutrons.

Para a avaliação da armazenagem de água no solo, durante o período de três anos, foi utilizado o método da moderação de nêutrons por meio de uma sonda contendo fonte de Amerício e Berílio (50 mCi), modelo 503 Hydroprobe da CPN Corporation (Figura 3). A

vantagem deste método é que é utilizado no campo de maneira não destrutiva. Para efetuar as medições de umidade com a sonda de nêutrons, a fonte radioativa é colocada na profundidade desejada no perfil do solo através do tubo de acesso de alumínio. As partículas α do Amerício bombardeiam os núcleos de Berílio ocorrendo a seguinte reação nuclear:

Os nêutrons 1_0n rápidos (10 keV a 20 MeV), que são produtos da reação (Amerício-Berílio) atravessam a parede do tubo e, por atenuação com os átomos de hidrogênio do solo, formam uma “nuvem de nêutrons” lentos de 20 a 30 cm diâmetro ao redor da fonte, detectados por um detector específico de nêutrons lentos.

No presente trabalho, o detector do aparelho utilizado é um detector de cintilação de lítio com as contagens registradas por meio de um sistema eletrônico localizado na caixa de blindagem (ROCHA, 2004). Relacionando esta leitura obtida no solo com a contagem padrão, na blindagem da sonda, obtém-se a contagem relativa e, com a curva de calibração do equipamento, obtém-se a umidade gravimétrica no solo. A realização da contagem padrão (leituras antes e depois das leituras no campo), obtidas na blindagem da sonda é feita para evitar possíveis distorções causadas por efeitos de variações de temperatura e problemas eletrônicos (BACCHI; REICHARDT, 1990).

Para a determinação da curva de calibração da sonda de nêutrons foram coletas 261 amostras de solo por meio de um trado tipo holandês em diferentes profundidades e épocas. Os pontos amostrados eram onde as leituras da sonda apresentavam grandes diferenças de leituras de uma para outra, na ordem de 2000 unidades por causa da sensibilidade de leitura da sonda, obtendo-se variações nos dados de umidades desde os mais altos aos mais baixos.

A umidade das amostras de solo foi obtida pelo método padrão, realizando-se a pesagem antes e depois da estufa (105° por 24 h) e fazendo-se a relação da quantidade de água pelo peso da amostra de solo seco (g de água por g de solo seco) obtendo-se a umidade gravimétrica. Na sequência, correlacionou-se esses dados com os respectivos dados de contagem relativa da data e do ponto amostrado obtendo-se a seguinte equação, que foi utilizada para a determinação da umidade do solo nas respectivas profundidades em cada ponto:

$$U = 7,5188CR + 0,5949 \quad (r^2 = 0,756; r = 0,87) \quad (11)$$

em que U é a umidade gravimétrica, CR é a contagem relativa. Por meio desta equação obtiveram-se os valores de umidade gravimétrica (g de água por g de solo seco) e em seguida transformados em umidade volumétrica θ (m^3 de água por m^3 de solo seco) utilizando a equação 02.

A armazenagem de água no perfil (profundidade de 0 a Z m) foi calculada pela integral (LIBARDI, 2000, 2005).

$$h = \int_0^z \theta dZ \rightarrow (m^3 m^{-3}) \quad (12)$$

Esta equação representa a quantidade de água armazenada (m^3 de água m^{-3} de solo) no perfil de profundidade de 0 a Z, num determinado momento. Na avaliação de h, pela regra de integração numérica de Simpson, assumiu-se o valor correspondente de θ em $Z = 0,20$ m para a camada de 0,0 – 0,20 m e o mesmo valor de θ em $Z = 1,0$ m para a camada de 0,90-1,10 m resultando na seguinte expressão:

$$h_{1,10} = (\theta_{0,20} \cdot 0,2) + \frac{0,20}{3} [\theta_{0,20} + (4 \cdot \theta_{0,40}) + (2 \cdot \theta_{0,60}) + (4 \cdot \theta_{0,80}) + \theta_{1,0}] + (\theta_{1,0} \cdot 0,10) \quad (13)$$

A variação da armazenagem (Δh_z) é dada por

$$\Delta h_z = h_z(t_f) - h_z(t_i) = \int_{t_1}^{t_2} \int_0^z \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dz dt \quad (14)$$

e foi também calculada pela regra de Simpson (equação 13) com $t_2 - t_1 \simeq 7$ dias.

Evapotranspiração (ET)

A evapotranspiração foi obtida por diferença, ou seja, foi a incógnita da equação do balanço; isto é:

$$ET = P \pm D \pm \Delta h \quad (15)$$

Nas equações (03) e (15) não aparecem os processos *irrigação* e *deflúvios* porque o pomar não é irrigado e o relevo do terreno, na área do experimento, é plano.

A avaliação da evapotranspiração foi realizada durante o ciclo anual da cultura de citros. O monitoramento foi realizado nos três anos (2001 a 2002; 2002 a 2003 e 2003 a 2004) em 14 períodos a seguir:

Período 1 -	09/08 a 05/09/01	Período 8 -	23/01 a 23/02/02
Período 2 -	05/09 a 26/09/01	Período 9 -	23/02 a 14/03/02
Período 3 -	26/09 a 24/10/01	Período 10 -	14/03 a 07/04/02
Período 4 -	24/10 a 14/11/01	Período 11 -	07/04 a 28/04/02
Período 5 -	14/11 a 05/12/01	Período 12 -	28/04 a 16/05/02
Período 6 -	05/12 /01 a 02/01/02	Período 13 -	16/05 a 07/06/02
Período 7 -	02/01 a 23/01/02	Período 14 -	07/06 a 21/08/02

Os períodos de 1 a 5 correspondem ao estágio de pré-florescimento e florescimento das plantas; os períodos de 6 a 8, ao estágio fenológico de pegamento do fruto; os períodos de 9 a 12, ao estágio de seu crescimento e, os períodos 13 e 14, ao estágio de maturação do fruto (CRUZ et al, 2005).

Tensiometria

Para a determinação do potencial mátrico da água no solo nas condições de campo foi utilizado o tensiômetro com manômetro de mercúrio, que apresenta uma alta sensibilidade, sendo considerado padrão, apesar dos cuidados que se deve ter durante a sua utilização para não contaminação do ambiente.

Os tensiômetros foram construídos de forma artesanal utilizando tubos rígidos e brancos de PVC com diâmetro interno de $\frac{3}{4}$ de polegada. O comprimento é o valor correspondente a cada profundidade de instalação (1,0; 1,10 e 1,20 m) acrescido de 0,20 m acima da superfície do solo.

Na parte superior do tubo de PVC confeccionou-se uma rosca para uma tampa também de PVC. Para uma vedação de forma segura, ou seja, para não ocorrer entrada de ar, confeccionou-se uma peça cilíndrica (“rolha”) com diâmetro um pouco inferior ao do tubo e com a parte superior em forma cônica cujo diâmetro da base era maior que a “rolha”. Encaixado sob essa base, foi colocado um anel de borracha (“o-ring”) para uma completa vedação denominando a este conjunto de “copex” (Figura 9).

Figura 9 – Tensiômetro e seus componentes com o manômetro de mercúrio e detalhes de montagem e funcionamento

Na extremidade inferior do tubo, parte de contato com o solo, fixou-se com cola uma cápsula porosa. Para garantir a uniformidade, as cápsulas porosas foram previamente testadas e verificadas quanto à condutância hidráulica e a sua pressão de borbulhamento até a 1,0 atmosfera, que é o valor mínimo para o perfeito funcionamento do tensiômetro (LIBARDI, 2001 apud ROCHA, 2004). Para a conexão do tubo ao manômetro de mercúrio utilizou-se um tubo de “nylon” com diâmetro interno de 0,002 m, denominado de “espaguete” e colado ao tubo de forma que não houvesse entrada de ar.

Para a confecção do manômetro foi utilizado um sarrafo de madeira convenientemente moldado para acondicionar a cuba em acrílico (reservatório de mercúrio) e os três espaguets. Durante a instalação, fez-se uma marca onde o nível de mercúrio deveria estar antes do acionamento do tensiômetro.

Após a instalação dos tensiômetros e dos manômetros de mercúrio, os tensiômetros foram acionados colocando água destilada sob pressão por meio de uma pisceta dentro do tubo de PVC até que fosse eliminado todo ar interno, o que era verificado pela saída de apenas água através da extremidade do espagete mergulhado na cuba de mercúrio. As leituras H^* nos manômetros (medidas da altura da coluna de mercúrio a partir da marca feita na cuba), para cada ponto e profundidade correspondente, foram feitas diariamente às 8 h e o cálculo do potencial mátrico da água no solo (ϕ_m), em m de água, pela equação (16) (Libardi, 2005),

$$\phi_m = -12,6H^*(1 + f) + h_c^* - f + Z, \quad (16)$$

na qual é h_c^* é a distância (m) da marca feita na cuba à superfície do solo, Z é a profundidade de instalação da cápsula (m) e f um fator de correção dado por

$$f = \frac{d^2}{(D^2 - d^2)} \cdot H^*. \quad (17)$$

Na equação (17), d é diâmetro interno do espagete (tubo de leitura) e D o diâmetro da cuba.

Análise estatística dos dados

No que diz respeito à análise dos dados, que foram obtidos por um período de três anos, estes primeiramente foram interpretados com base na análise descritiva-exploratória de dados (LIBARDI et al 1996) utilizando-se o “software” Statitica (StatSoft, 2005). Observado o comportamento geral dos dados por esta análise, procedeu-se, então, à sua avaliação e interpretação conforme a metodologia geoestatística (MATHERON, 1971) obtendo-se o

semivariograma experimental utilizando o programa GeoR (RIBEIRO Jr; DIGGLE, 2001) para a verificação da dependência espacial dos dados.

A semivariância foi obtida pela equação

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(s_i) - z(s_i + h)]^2 \quad (18)$$

em que $N(h)$ é o número de pares de pontos separados pela distância h , cujo valor mínimo (“lag”), no caso presente, foi de 4 m.

Num gráfico de γ em função de h ou semivariograma clássico (Figura 10) tem-se que:

- C_0 = valor mais baixo do semivariograma, denominado efeito “pepita” ou *nugget* e cresce à medida que h cresce, até a uma distância “a”, denominada “alcance” ou *range*.
- a = distância máxima para a qual a dependência espacial se manifesta.
- C = componente estrutural, ou seja, a porção da variação total dos dados que é devida à continuidade espacial.
- $C + C_0$ = patamar ou *sill*, valor este para distâncias maiores que o alcance, o semivariograma tende a estabilizar.

Figura 10 - Semivariograma experimental e modelo matemático ajustado (GONÇALVES, 2004)

Para avaliar a estabilidade temporal e espacial da distribuição da água no solo, duas técnicas foram utilizadas (VACHAUD et al, 1985):

- 1) Obtenção da diferença relativa (δ_{ij}), que corresponde à diferença Δ_{ij} entre a determinação individual da armazenagem de água (S_{ij}) no local i e no tempo j e a média da armazenagem de água ($\bar{S}_j$) no mesmo tempo dividida por $\bar{S}_j$:

$$\delta_{ij} = \frac{\Delta_{ij}}{\bar{S}_j} \quad (19)$$

sendo:

$$\Delta_{ij} = S_{ij} - \bar{S}_j \quad (20)$$

e

$$\bar{S}_j = \left(\frac{1}{n} \right) \sum_{i=1}^{i=n} S_{ij} \quad (21)$$

em que n é o número de pontos amostragem (local).

Quando essa diferença relativa apresentar pequena variação temporal entre as posições é indicação de estabilidade temporal e a média no tempo dessa diferença relativa para cada local i , ou diferença relativa média, associada ao respectivo desvio-padrão, permite identificar uma ou mais posições que representam à média geral do campo, assim como os valores sub e superestimados: onde o desvio padrão for menor, maior é a confiabilidade de utilizar o referido ponto para estimar a média geral.

- 2) A segunda técnica aplicada foi o teste não paramétrico de Spearman, em que para um valor $r_s = 1$ corresponde uma perfeita estabilidade entre os tempos j e j' e quanto mais próximo for o r_s de 1, maior a estabilidade do processo. O coeficiente de correlação de Spearman é dado por:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n (R_{ij} - R_{ij'})}{n(n^2 - 1)} \quad (22)$$

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

2.8 Resultados e discussão

2.8.1 Armazenagem de água no solo

Para a avaliação inicial dos dados de armazenagem de água no solo, determinada pela equação (13), foi realizada a análise descritiva, que tem um papel fundamental para visualizar o comportamento geral dos dados e identificar possíveis valores discrepantes, para a tomada de decisões sobre os procedimentos a serem realizados ao conjunto de dados. Na Tabela 1. está apresentado o resumo estatístico da análise exploratória dos valores de armazenagem ao longo do tempo (08.2001 a 07.2004). Pelos valores encontrados das medidas de tendência central (média e mediana) verifica-se que os valores são semelhantes, indicando simetria na distribuição dos dados em todos os pontos analisados. Os valores de assimetria e curtose ficaram próximos a zero, indicando que os dados se aproximam da normal, sendo aceito os valores que ficam entre -2 e $+2$. Os coeficientes de curtose são quase todos negativos e com valor máximo próximo de um e mostra o achatamento de uma curva em relação a curva representativa de uma distribuição normal (quando os dados estão concentrados em torno da média e seu valor é zero). Neste caso, coeficientes de curtose representam uma distribuição leptocúrtica. Os coeficientes de variação para os três anos de observação ficaram entre 10,64 e 15,66 %; segundo Andriotti (2004), valores de coeficientes de variação abaixo de 40 % refletem homogeneidade da amostra.

Na análise exploratória dos dados de armazenagem de água no solo (teste de Kolmogorov-Smirnov, distribuição de probabilidade e Box-plot, Figuras 11, 12 e 13, respectivamente) verifica-se que os valores estão próximos a normalidade. Estas medidas, em conjunto com a distribuição dos dados no espaço permitiram avaliar a viabilidade de assumir o atendimento da hipótese de estacionaridade estatística para a armazenagem de água no solo.

Na Figura 14 são apresentados os gráficos de precipitação pluvial da área durante os três anos consecutivos (ano 1, ano 2 e ano 3). O ano 1 compreende o período de 01.09.2001 a 31.08.2002; o ano 2 de 01.09.2002 a 31.08.2003 e o ano 3 de 01.09.2003 a 30.07.2004. Separando os períodos em recarga e secagem, foi verificada uma precipitação acumulada diferenciada para os três anos observados. A precipitação acumulada para os períodos de 01.09.01 a 28.02.02; 01.03.02 a 31.08.02; 01.09.02 a 28.02.03; 01.03.03 a 31.08.03; 01.09.03 a 28.02.04 e 01.03.04 a 31.08.04 foram respectivamente de 961,70; 457,90; 715,60; 304,50; 696,70

e 333,40 mm, sendo que para os períodos de recarga temos: 961,70; 715,60 e 696,70 e para os períodos de secagem: 457,90; 304,50 e 333,40 para os anos de 2001/02, 02/03 e 03/04, respectivamente. As chuvas que, embora no terceiro ano tenham sido menores no período de recarga, foram melhor distribuídas ao longo do tempo, assim como no período de secagem (Anexo A).

A armazenagem média de água no solo para os três anos está representada na Figura 15, na qual se verifica que, apesar de os valores em cada ponto não serem os mesmos, a sua distribuição ao longo do tempo, tanto para o período de recarga como para secagem, apresenta comportamento semelhante, indicando a existência de estabilidade temporal.

Analizando a correlação entre os dados de armazenagem de cada ano, pela análise de regressão, verifica-se que os coeficientes de correlação foram altos: 0,91; 0,78 e 0,88 entre os anos 1 e 2, 1 e 3 e 2 e 3, respectivamente (Figura 16). Esses resultados mostram que aproximadamente 83 % da variabilidade espacial observada no ano 2 e 60 % da observada no ano 3 são explicadas pela variabilidade presente no ano 1 e que aproximadamente 77 % da variabilidade observada no ano 3 explicadas pela variabilidade presente no ano 2 (KACHANOSK; DE JONG, 1988).

Uma vez que a estatística descritiva mostrou normalidade dos dados e a estacionaridade não pode ser testada estatisticamente, tendências de concentração de valores ou de variação em determinada direção não podem ser identificadas, embora a umidade varie no espaço (GONÇALVES; FOLEGATTI; SILVA, 1999). Portanto, com base nessas observações, admite-se que a estacionaridade descrita pela hipótese intrínseca seja aceitável.

Inicialmente foram elaborados os semivariogramas da armazenagem para cada data observada, ou seja, 98 semanas, utilizando o programa GeoR versão 1.5-5 (RIBEIRO Jr; DIGGLE, 2001). O ajuste dos semivariogramas foi pela verossimilhança dos dados usando a função de correlação exponencial, suavizado, sendo o semivariograma condicionado ao atendimento da condição de estacionaridade dos dados caracterizada como hipótese intrínseca.

Tabela 1 - Resumo estatístico dos valores de armazenagem da água no solo (m) em cada ponto, para o período de amostragem

Ponto	Média	Mediana	L.max.	L.mín.	Amp.tot.	Desvio Padrão	Curtose	Assimetria	C.V (%)
1	0.18	0.18	0.27	0.13	0.14	0.028	0,08	-0,54	15,66
2	0.17	0.17	0.22	0.13	0.09	0.023	-1,01	-0,45	13,44
3	0.18	0.18	0.23	0.14	0.09	0.024	-0,82	-0,44	13,04
4	0.18	0.19	0.23	0.14	0.09	0.023	-0,90	-0,38	12,33
5	0.19	0.19	0.24	0.14	0.10	0.024	-0,43	-0,41	12,59
6	0.17	0.18	0.22	0.13	0.09	0.022	-0,86	-0,43	12,60
7	0.17	0.17	0.21	0.13	0.08	0.020	-0,68	-0,24	11,70
8	0.16	0.16	0.21	0.13	0.08	0.021	-0,98	-0,18	12,93
9	0.17	0.17	0.22	0.13	0.09	0.021	-0,46	-0,29	12,13
10	0.18	0.18	0.22	0.14	0.08	0.019	-0,43	-0,25	10,64
11	0.16	0.16	0.21	0.13	0.08	0.020	-0,95	-0,09	12,53
12	0.17	0.17	0.22	0.13	0.09	0.021	-0,77	-0,38	12,80
13	0.17	0.17	0.22	0.13	0.09	0.022	-0,76	-0,33	12,67
14	0.17	0.17	0.22	0.14	0.09	0.022	-0,91	-0,30	12,83
15	0.15	0.15	0.20	0.12	0.07	0.018	-0,74	-0,01	12,05
16	0.17	0.17	0.22	0.14	0.08	0.020	-0,63	-0,14	11,35
17	0.16	0.16	0.20	0.13	0.08	0.019	-0,81	-0,02	12,07
18	0.16	0.16	0.20	0.13	0.08	0.020	-0,97	0,11	12,22
19	0.17	0.18	0.22	0.13	0.08	0.021	-0,73	-0,16	12,16
20	0.17	0.17	0.21	0.13	0.08	0.020	-0,64	-0,12	11,80
21	0.18	0.18	0.22	0.14	0.09	0.024	-1,09	-0,39	13,41
22	0.17	0.17	0.26	0.13	0.13	0.025	0,35	-0,09	14,76
23	0.17	0.17	0.22	0.13	0.09	0.024	-1,10	-0,09	14,24
24	0.18	0.18	0.22	0.13	0.08	0.022	-0,89	-0,55	12,63
25	0.18	0.18	0.22	0.13	0.09	0.024	-0,89	-0,53	13,37
26	0.17	0.17	0.21	0.13	0.08	0.021	-1,01	-0,38	12,57
27	0.16	0.16	0.21	0.13	0.09	0.022	-0,98	-0,06	13,24
28	0.17	0.17	0.22	0.13	0.09	0.022	-0,82	-0,48	13,15
29	0.17	0.18	0.21	0.13	0.08	0.021	-0,63	-0,78	12,43
30	0.17	0.17	0.21	0.13	0.08	0.021	-0,76	-0,54	12,40
31	0.17	0.18	0.21	0.14	0.08	0.022	-1,08	-0,61	12,45
32	0.18	0.18	0.22	0.14	0.08	0.021	-0,70	-0,51	11,76
33	0.17	0.17	0.21	0.11	0.10	0.021	-0,34	-0,33	12,10
34	0.17	0.17	0.21	0.13	0.08	0.019	-0,85	-0,01	11,27
35	0.17	0.17	0.21	0.13	0.08	0.020	-0,82	-0,51	12,17
36	0.17	0.17	0.21	0.13	0.08	0.021	-0,87	-0,59	12,36
37	0.16	0.17	0.21	0.12	0.09	0.023	-0,95	-0,37	14,10
38	0.17	0.18	0.22	0.13	0.09	0.021	-0,79	-0,73	12,17
39	0.17	0.17	0.21	0.13	0.09	0.021	-0,72	-0,42	12,39
40	0.17	0.17	0.21	0.13	0.07	0.018	-0,64	-0,37	10,84

Figuras 11 - Teste de Kolmogorov-Smirnov da armazenagem de água no solo para o ano 1, ano 2 e, ano 3 e média dos três anos de observação

Figuras 12 - Distribuição de probabilidade para a armazenagem de água no solo para ano 1, ano 2, ano 3 e média dos 3 anos de observação

Figuras 13 - Gráfico Box-plot para a armazenagem de água no solo para o ano 1, ano 2, ano 3 e média dos 3 anos de observação

Figura 15 - Armazenagem média de água no solo durante os três anos de observação

Os valores de alcance, estrutura e efeito pepita, foram armazenados para estudo de comportamento ao longo do período. Os valores para cada ano mostraram dependência espacial para a armazenagem de água no solo de 16,92; 16,20; 18,11 e 17,10 m para o ano 1, ano 2, ano 3 e a média dos três anos, respectivamente. Na Figura 17 estão os semivariogramas para o período todo de observação.

Analisando os valores de efeito pepita, alcance, patamar e estrutura das 98 semanas, no intuito de verificar o comportamento desses no decorrer do tempo, observa-se que alguns parâmetros se correlacionam significativamente. Na Tabela 2. estão os coeficientes de correlação que mostram uma alta correlação entre a armazenagem de água no solo e o alcance, ou seja, a variação do alcance segue exatamente a variação da armazenagem de água no solo (Figura 18). Também pode ser verificada (Figura 19) correlação para patamar e efeito pepita; para os outros parâmetros, não houve boa correlação (Tabela 2).

O menor valor do alcance é de 13,22 m (18.11.02) e o maior alcance de 21,24 m (29.01.03) que correspondem a menor e a maior armazenagem média de água no solo. Portanto, as amostragens de solo poderiam ser realizadas em diferentes espaçamentos em função do período de chuvas, sendo menor os espaçamentos no período seco e maior no período de maior precipitação pluviométrica.

Figura 16 - Gráfico da análise de regressão da armazenagem entre os anos 1 e 2, 1 e 3 e 2 e 3

No trabalho realizado por Gonçalves; Folegatti e Silva (1999) ajustou-se um modelo esférico para a umidade do solo cujo alcance foi de 28 m para a profundidade de 0,15 m e 22 m para a profundidade de 0,30 m, sendo que para esta última profundidade a estrutura de dependência espacial correlacionou com o teor de argila que apresentou um alcance de 20 m. Camargo (2001) avaliando o comportamento espacial e temporal da umidade do solo para o uso em agricultura de precisão, os semivariogramas revelaram maior dependência espacial e temporal para as amostras à 0,90 m de profundidade, indicando que, quanto maior é a umidade do solo maior é a dependência espacial.

Figura 17 - Semivariogramas para o ano 1 (a), ano 2(b), ano 3(c) e média dos três anos (d) para o armazenamento médio de água no solo

Tabela 2 - Coeficiente de correlação para parâmetros do semivariograma obtidos durante os três anos de observação, para a armazenagem de água no solo

	Alcance	Efeito Pepita	Estrutura	Patamar	Média - 3 anos	Dias juliano
Alcance	1					
Ef. Pepita	0.17	1				
Estrutura	0.28	-0.37	1			
Patamar	0.37	0.78	0.29	1		
Média -3 anos	1.00	0.18	0.27	0.37	1	
Dias juliano	-0.56	0.12	-0.03	0.14	0.56	1

Figura 18 - Distribuição da média de armazenagem de água do solo (a) e do alcance (b) para os três anos de observação

Na Tabela 3 estão os valores dos coeficientes do modelo ajustado aos semivariogramas para o ano 1, ano 2, ano 3 e média dos três anos. O alcance variou de 16 a 18 m e o efeito pepita correspondeu de 43 a 57 % do patamar, ou seja, a estrutura de dependência espacial é responsável por cerca de 57 a 43% da variação total.

Figura 19 - Distribuição do efeito pepita, estrutura e patamar para o ano 1 (a), 2 (b), 3 (c) e a média dos três anos (d) do armazenamento de água do solo

Tabela 3 - Coeficientes do modelo ajustado aos semivariogramas para os anos de observação

Ano	Alcance	Efeito pepita	Estrutura	Patamar	E.pepita/Patamar	Modelo
		m			%	
1	17	0.24	0.26	0.50	48	exponencial
2	16	0.14	0.18	0.32	43	exponencial
3	18	0.36	0.27	0.64	57	exponencial
3 anos	17	0.25	0.19	0.44	57	exponencial

Em um semivariograma ajustado, normalmente o valor de semivariância aumenta à medida que aumenta a distância de separação entre os pontos, até estabilizar-se atingindo um patamar. O patamar (*sill*) é atingido quando a variância dos dados se torna constante com a distância entre as amostras. O valor da variância em função da distância nesse ponto é aproximadamente igual a variância total dos dados. Este parâmetro é importante, pois, determina a distância limite entre dependência e independência espacial entre das amostras.

O efeito pepita, que é um parâmetro importante do semivariograma, reflete o erro analítico, indicando uma variabilidade não explicada (ao acaso) de um ponto para o outro. Sendo este 0 % indica que o erro experimental é praticamente nulo e que não existe variação significativa a distâncias menores que a amostrada (TRANGMAR; YOST; UEHARAA, 1985) e, quanto menor a proporção do efeito pepita para o patamar, maior será a semelhança entre os valores vizinhos e a continuidade do fenômeno, menor a variância da estimativa, portanto, maior é a confiança que se pode ter nas estimativas (VIEIRA, 1997).

Para a análise do grau de dependência espacial das variáveis pode-se utilizar a classificação de Cambardella et al. (1994), na qual são considerados de forte dependência espacial os semivariogramas que têm efeito pepita $\leq 25\%$ do patamar, moderada quando entre 25 e 75% e de fraca quando $>75\%$. Para os referidos dados observados a dependência espacial foi classificada como moderada, visto que, a relação efeito pepita e patamar são de 48,0; 43,0 e 57,0 % para o ano 1, ano 2 e ano 3, respectivamente.

Para o cálculo do coeficiente de correlação foi utilizado o “coeficiente de correlação de Spearman”, no qual os dados estão dispostos em “rank”, ou seja, ordenados em uma sequência, dispensa a normalidade dos dados, homogeneidade das variâncias e apresenta simplicidade de aplicação, sendo este mais eficiente quando se tem uma grande amostra (DOWNING e CLARK, 2002). Rocha (2004) estudando a estabilidade temporal para uma série de dados de dois anos verificou que os coeficientes de correlação de Spearman foram semelhantes aos coeficientes de correlação de Pearson.

O coeficiente de correlação de Spearman não pode ser usado diretamente para prever os locais de medida, deve ser analisado apenas como uma ferramenta estatística de medida do grau de concordância entre duas listas de valores de posição (VACHAUD et al., 1985).

Quando o coeficiente de correlação de Spearman r_s for igual a um ($r_s=1$) corresponderá a identidade de posição para qualquer área, ou estabilidade perfeita entre duas datas, portanto quanto mais próximo o r_s for de um mais estável será o processo (VACHAUD et al, 1985).

Nas tabelas 4, 5 e 6 são mostrados os coeficientes de correlação de posição de Spearman correspondentes para os três anos avaliados representando a faixa de variação de armazenagem de água durante todo o período de medidas (2001 e 2002, 2002 e 2003 e 2003 e 2004). Observando-se os valores nas referidas tabelas, para todo o período analisado principalmente para as datas mais próximas, os valores de r_s estão próximos de um. Praticamente todos os valores são

significativos para o nível de probabilidade de 0,5 % em que o valor crítico é de 0,412 e ao nível de 0,1 % para o valor crítico é 0,49 ($n=40$, (CONOVER, 1980)), podendo, portanto, assumir uma estabilidade temporal dos locais de observação. Correlações entre dias muito distantes podem apresentar menor valor e nem chegando a ser significativo ao nível de 0,5 % de probabilidade. Outro fator que também pode alterar os valores do coeficiente de correlação é a ocorrência de precipitação podendo reduzir os valores em algum momento (ROCHA, 2004). Para Gonçalves; Folegatti e Silva (1999) há uma redução da correlação no período de secagem, podendo observar períodos distintos da redução no coeficiente de correlação relacionados com os estádios do processo evaporativo.

Martínez-Fernández e Cebalho (2003) estudando a estabilidade temporal da umidade do solo, na Espanha utilizando a metodologia de Vachaud et al. (1985) verificaram que houve estabilidade para todas as profundidades em estudo, mas a estabilidade foi maior para as condições em que o solo se apresentava mais seco que quando úmido. Diversos fatores podem contribuir para afetar a estabilidade temporal, como a textura do solo, a topografia, a vegetação e o clima, principalmente a precipitação (STARKS et al., 2006). Pachepsky; Guber e Jacques (2005) estudando a persistência temporal da distribuição da umidade do solo no perfil verificaram que correção para persistência temporal pode ser usada para estimar o conteúdo de água nas camadas médias do perfil e seus erros.

Quando comparado o período de recarga (de 244 a 54; 244 a 59 e 244 a 60 dias Juliano para os anos 1, 2 e 3, respectivamente) com o de secagem (de 60 a 243; 60 a 243 e 61 a 213 dias Juliano para os anos 1, 2 e 3, respectivamente), verifica-se que os valores de correlação para a recarga são maiores, ou seja, estão mais próximos de um que o período de secagem. Isto pode ser devido a maior estabilidade da umidade no solo no tempo (período de chuvas) e já a estabilidade reduzida pode ser função do processo de evaporação.

Analisando os dados ano a ano, na Tabela 4 verifica-se o período de maior estabilidade para o primeiro ano para o período de recarga, que são: 290 e 297, 303 e 311, 326 e 332, 343 e 360, 16 e 60, e para o período de secagem foram: 67 e 73, 88 e 122, 131 e 136 e, 152 e 163. O período de menor estabilidade temporal na recarga foi de 9 e 16, mas, significativo (valor crítico = 0,412 para $P<0,5\%$) e para a secagem foi de 82 a 88 que pode ter sido em função da alta intensidade de chuva no período de 79,5 e 125,0 mm, respectivamente, assim como aconteceu nos outros períodos. Na Tabela 5 estão os coeficientes de correlação para o segundo ano e

observa-se que os períodos de maior estabilidade temporal na recarga foram: 261 e 301, 308 e 315, 348 e 362 e para a secagem foi 125 e 138, enquanto que o período de menor estabilidade para a recarga foi: 14 e 29 e para secagem de 49 e 73 e, 73 e 98. Na Tabela 6, na qual estão os coeficientes de correlação para o terceiro ano verifica-se que os períodos de maior estabilidade temporal, para o período de recarga, são: 341 e 353, 21 e 25, 32 e 45 e para o período de secagem são: 72 e 93, 128 e 149, 182 e 190 e, 197 e 204. Já o período de menor estabilidade para a recarga foi de 362 e 4 e para a secagem foram: 93 e 99 e 156 e 161.

Comparando-se os valores de correlação do terceiro ano de armazenagem de água no solo verifica-se que este apresentou correlação em praticamente todas as datas e com alta significância, isto porque houve uma maior regularidade das chuvas neste período.

A técnica proposta por Vachaud et al. (1985) foi utilizada para identificar pontos de amostragens facilitando a avaliação e o monitoramento da umidade média da área representativa. As diferenças relativas médias expressas em percentagem, associadas ao desvio padrão no tempo, permitem identificar a posição cujos valores se aproximam da média em qualquer momento. Quanto menor o desvio padrão, maior a confiabilidade da medida naquele ponto para estimar a média geral (GONÇALVES; FOLEGATTI; SILVA, 1999). Na Figura 20 e Tabela 7 estão os resultados dos valores da $\overline{\delta_i}$ (diferença relativa média) da armazenagem de água no solo para a média dos três anos, na qual os valores de $\overline{\delta_i}$ estão listados do menor para o maior. Na Figura 21 estes dados são mostrados para cada ano. Note que há valores que, ou subestimam ($\overline{\delta_i} < 0$) ou superestimam ($\overline{\delta_i} > 0$) a armazenagem de água média no campo, independente da época da observação. Verifica-se que o local 15 é 9,90; 8,85; 11,26 e 10,09 % menor que a média para os valores médios do primeiro ano, segundo ano, terceiro ano e média dos três anos consecutivos, respectivamente, enquanto que o local 5 é 13,15; 9,74, 8,83 e 10,93 % maior que a média para o primeiro ano, segundo ano, terceiro ano e média dos três anos consecutivos, respectivamente.

Tabela 4 - Coeficientes de correlação de Spearman entre armazenagens de água durante o ano 1

Dias Juliano																																						
	248	255	262	269	283	290	297	303	311	318	326	332	339	343	360	9	16	23	30	46	54	60	67	73	82	88	97	100	108	118	122	131	136	152	158	163	233	
248	1																																					
255	0.934	1																																				
262	0.868	0.805	1																																			
269	0.844	0.761	0.851	1																																		
283	0.672	0.593	0.766	0.683	1																																	
290	0.651	0.602	0.592	0.627	0.811	1																																
297	0.695	0.634	0.642	0.668	0.816	0.927	1																															
303	0.691	0.574	0.566	0.655	0.746	0.858	0.892	1																														
311	0.698	0.589	0.601	0.702	0.744	0.848	0.870	0.962	1																													
318	0.468	0.390	0.453	0.350	0.738	0.714	0.752	0.697	0.653	1																												
326	0.720	0.625	0.640	0.684	0.798	0.906	0.930	0.906	0.899	0.786	1																											
332	0.657	0.532	0.583	0.660	0.725	0.798	0.800	0.876	0.923	0.654	0.907	1																										
339	0.691	0.554	0.685	0.736	0.763	0.707	0.685	0.757	0.804	0.501	0.797	0.896	1																									
343	0.682	0.582	0.800	0.739	0.763	0.654	0.697	0.665	0.728	0.522	0.735	0.816	0.873	1																								
360	0.647	0.540	0.765	0.735	0.670	0.568	0.594	0.601	0.678	0.420	0.638	0.772	0.838	0.944	1																							
9	0.502	0.437	0.621	0.573	0.758	0.660	0.724	0.616	0.675	0.684	0.759	0.710	0.687	0.749	0.669	1																						
16	0.765	0.770	0.672	0.622	0.621	0.619	0.698	0.672	0.633	0.602	0.721	0.588	0.531	0.475	0.452	0.476	1																					
23	0.787	0.765	0.652	0.614	0.606	0.633	0.697	0.715	0.675	0.638	0.741	0.644	0.552	0.491	0.481	0.482	0.968	1																				
30	0.707	0.682	0.622	0.571	0.561	0.603	0.641	0.672	0.652	0.593	0.702	0.611	0.503	0.474	0.475	0.460	0.925	0.945	1																			
46	0.760	0.759	0.626	0.602	0.575	0.648	0.706	0.691	0.641	0.585	0.730	0.607	0.515	0.459	0.432	0.447	0.974	0.974	0.924	1																		
54	0.714	0.721	0.630	0.596	0.546	0.627	0.686	0.659	0.647	0.589	0.716	0.637	0.513	0.527	0.540	0.489	0.921	0.940	0.932	0.944	1																	
60	0.772	0.762	0.671	0.637	0.573	0.642	0.701	0.683	0.670	0.590	0.744	0.671	0.577	0.563	0.556	0.531	0.931	0.959	0.936	0.963	0.979	1																
67	0.652	0.647	0.602	0.564	0.599	0.692	0.751	0.637	0.583	0.518	0.728	0.579	0.534	0.500	0.465	0.509	0.820	0.808	0.715	0.861	0.805	0.825	1															
73	0.764	0.714	0.671	0.657	0.630	0.726	0.737	0.708	0.687	0.520	0.786	0.713	0.681	0.601	0.573	0.580	0.838	0.876	0.824	0.897	0.875	0.920	0.903	1														
82	0.476	0.532	0.438	0.412	0.503	0.641	0.597	0.426	0.408	0.370	0.580	0.455	0.437	0.386	0.322	0.501	0.529	0.525	0.451	0.593	0.552	0.588	0.810	0.752	1													
88	0.730	0.724	0.624	0.594	0.572	0.655	0.690	0.690	0.652	0.611	0.732	0.626	0.536	0.480	0.468	0.461	0.956	0.966	0.942	0.974	0.967	0.975	0.814	0.891	0.557	1												
97	0.757	0.717	0.656	0.616	0.599	0.642	0.702	0.658	0.623	0.621	0.731	0.632	0.557	0.552	0.553	0.549	0.878	0.917	0.872	0.915	0.939	0.955	0.814	0.902	0.602	0.930	1											
100	0.756	0.714	0.658	0.651	0.604	0.693	0.709	0.660	0.643	0.578	0.773	0.694	0.637	0.591	0.575	0.568	0.831	0.870	0.833	0.892	0.891	0.938	0.836	0.940	0.692	0.904	0.934	1										
108	0.795	0.722	0.692	0.710	0.642	0.742	0.722	0.677	0.703	0.494	0.770	0.766	0.784	0.728	0.710	0.625	0.672	0.723	0.678	0.739	0.751	0.815	0.738	0.892	0.649	0.746	0.818	0.895	1									
118	0.803	0.736	0.690	0.723	0.656	0.720	0.722	0.658	0.700	0.459	0.753	0.763	0.797	0.746	0.703	0.610	0.616	0.662	0.594	0.675	0.663	0.739	0.707	0.830	0.652	0.658	0.735	0.819	0.968	1								
122	0.714	0.636	0.624	0.618	0.655	0.645	0.624	0.590	0.656	0.453	0.666	0.719	0.770	0.675	0.644	0.547	0.550	0.589	0.529	0.582	0.549	0.629	0.596	0.703	0.557	0.562	0.588	0.684	0.848	0.922	1							
131	0.549	0.532	0.475	0.409	0.663	0.638	0.584	0.425	0.429	0.561	0.592	0.521	0.511	0.500	0.403	0.571	0.408	0.456	0.367	0.464	0.433	0.494	0.532	0.592	0.701	0.434	0.600	0.616	0.690	0.732	0.679	1						
136	0.636	0.622	0.575	0.550	0.693	0.694	0.650	0.512	0.536	0.501	0.651	0.630	0.628	0.635	0.553	0.580	0.458	0.506	0.430	0.519	0.525	0.579	0.589	0.672	0.705	0.506	0.656	0.696	0.809	0.854	0.784	0.932	1					
152	0.720	0.745	0.692	0.687	0.745	0.775	0.758	0.603	0.599	0.481	0.718	0.592	0.652	0.621	0.553	0.627	0.661	0.633	0.546	0.682	0.617	0.665	0.781	0.769	0.775	0.638	0.698	0.730	0.816	0.839	0.727	0.772	0.822	1				
158	0.711	0.725	0.684	0.692	0.763	0.805	0.794	0.650	0.653	0.483	0.750	0.654	0.688	0.680	0.620	0.629	0.654	0.634	0.564	0.681	0.645	0.677	0.765	0.770	0.710	0.646	0.706	0.728	0.832	0.852	0.741	0.748	0.833	0.972	1			
163	0.691	0.704	0.671	0.692	0.731	0.779	0.752	0.617	0.638	0.417	0.730	0.682	0.725	0.722	0.669	0.591	0.575	0.564	0.503	0.609	0.593	0.632	0.716	0.734	0.687	0.583	0.644	0.706	0.835	0.867	0.765	0.734	0.855	0.926	0.974	1		
233	0.603	0.631	0.709	0.621	0.725	0.577	0.582	0.454	0.517	0.391	0.573	0.605	0.719	0.780	0.698	0.626	0.478	0.465	0.396	0.457	0.441	0.501	0.518	0.562	0.525	0.426	0.497	0.529	0.675	0.746	0.716	0.678	0.773	0.792	0.806	0.835	1	

Tabela 5 - Coeficientes de correlação de Spearman entre armazenagens de água durante o ano 2

Dias Juliano																							
	261	273	277	284	294	301	308	315	322	348	357	362	14	29	37	49	73	85	98	125	138	161	167
261	1																						
273	0.949	1																					
277	0.925	0.970	1																				
284	0.887	0.923	0.950	1																			
294	0.829	0.869	0.901	0.943	1																		
301	0.853	0.889	0.918	0.946	0.947	1																	
308	0.783	0.835	0.871	0.868	0.920	0.898	1																
315	0.823	0.877	0.917	0.934	0.960	0.967	0.949	1															
322	0.829	0.877	0.889	0.886	0.888	0.870	0.885	0.887	1														
348	0.623	0.602	0.675	0.715	0.679	0.704	0.700	0.732	0.689	1													
357	0.616	0.584	0.653	0.713	0.668	0.686	0.669	0.705	0.684	0.982	1												
362	0.542	0.519	0.602	0.646	0.583	0.619	0.596	0.632	0.624	0.932	0.938	1											
14	0.524	0.514	0.578	0.613	0.528	0.619	0.548	0.623	0.577	0.859	0.844	0.794	1										
29	0.685	0.669	0.682	0.697	0.653	0.709	0.695	0.708	0.756	0.828	0.852	0.769	0.680	1									
37	0.583	0.560	0.567	0.617	0.576	0.627	0.639	0.618	0.681	0.724	0.767	0.769	0.545	0.882	1								
49	0.593	0.579	0.576	0.537	0.454	0.477	0.535	0.506	0.626	0.684	0.700	0.711	0.605	0.773	0.794	1							
73	0.637	0.595	0.664	0.728	0.680	0.730	0.689	0.740	0.683	0.961	0.972	0.911	0.841	0.860	0.794	0.671	1						
85	0.668	0.635	0.689	0.707	0.650	0.665	0.675	0.696	0.682	0.832	0.828	0.835	0.701	0.754	0.800	0.814	0.840	1					
98	0.566	0.536	0.565	0.590	0.496	0.623	0.558	0.567	0.491	0.529	0.513	0.509	0.632	0.544	0.548	0.576	0.589	0.652	1				
125	0.729	0.693	0.702	0.694	0.653	0.702	0.684	0.688	0.647	0.439	0.414	0.416	0.401	0.503	0.578	0.520	0.466	0.666	0.715	1			
138	0.751	0.714	0.724	0.722	0.681	0.722	0.710	0.709	0.673	0.477	0.461	0.463	0.405	0.561	0.636	0.559	0.512	0.707	0.718	0.991	1		
161	0.634	0.654	0.710	0.695	0.605	0.681	0.644	0.663	0.583	0.507	0.484	0.478	0.429	0.513	0.551	0.502	0.557	0.691	0.758	0.787	0.791	1	
167	0.731	0.726	0.773	0.749	0.659	0.724	0.707	0.712	0.660	0.531	0.511	0.498	0.466	0.551	0.581	0.576	0.565	0.724	0.722	0.852	0.856	0.943	1

Tabela 6 - Coeficientes de correlação de Spearman entre armazenagens de água durante o ano 3

Dias Juliano																															
	341	353	362	4	10	21	25	32	39	45	52	64	72	79	86	93	99	107	114	121	128	135	142	149	156	161	182	190	197	204	
341	1																														
353	0.940	1																													
362	0.775	0.870	1																												
4	0.575	0.603	0.672	1																											
10	0.720	0.735	0.778	0.797	1																										
21	0.648	0.718	0.848	0.851	0.801	1																									
25	0.679	0.746	0.866	0.856	0.795	0.983	1																								
32	0.519	0.601	0.734	0.868	0.750	0.905	0.895	1																							
39	0.603	0.694	0.791	0.830	0.792	0.941	0.932	0.953	1																						
45	0.613	0.701	0.828	0.805	0.788	0.938	0.924	0.919	0.956	1																					
52	0.615	0.681	0.792	0.639	0.705	0.782	0.767	0.739	0.795	0.823	1																				
64	0.413	0.498	0.663	0.717	0.760	0.767	0.770	0.851	0.819	0.814	0.753	1																			
72	0.482	0.564	0.721	0.867	0.733	0.916	0.902	0.969	0.950	0.930	0.772	0.871	1																		
79	0.426	0.524	0.712	0.818	0.695	0.910	0.890	0.938	0.943	0.915	0.806	0.826	0.964	1																	
86	0.430	0.535	0.726	0.791	0.662	0.902	0.889	0.903	0.925	0.912	0.831	0.800	0.941	0.986	1																
93	0.425	0.516	0.650	0.661	0.508	0.795	0.780	0.723	0.783	0.807	0.786	0.610	0.780	0.850	0.901	1															
99	0.256	0.313	0.462	0.592	0.602	0.604	0.572	0.551	0.569	0.576	0.547	0.579	0.576	0.667	0.645	0.650	1														
107	0.380	0.436	0.573	0.698	0.559	0.735	0.718	0.691	0.694	0.720	0.694	0.664	0.746	0.806	0.830	0.879	0.829	1													
114	0.310	0.391	0.577	0.729	0.580	0.768	0.735	0.751	0.763	0.763	0.681	0.720	0.809	0.845	0.837	0.796	0.775	0.849	1												
121	0.444	0.512	0.629	0.621	0.488	0.681	0.674	0.647	0.672	0.702	0.741	0.627	0.699	0.742	0.785	0.904	0.675	0.901	0.794	1											
128	0.429	0.521	0.608	0.558	0.431	0.645	0.652	0.599	0.637	0.652	0.676	0.573	0.643	0.698	0.749	0.885	0.632	0.866	0.738	0.972	1										
135	0.493	0.587	0.647	0.576	0.471	0.667	0.668	0.623	0.672	0.702	0.716	0.586	0.667	0.707	0.758	0.888	0.592	0.844	0.726	0.968	0.983	1									
142	0.509	0.577	0.600	0.533	0.427	0.593	0.599	0.540	0.592	0.627	0.681	0.514	0.580	0.623	0.677	0.841	0.562	0.812	0.705	0.949	0.957	0.978	1								
149	0.478	0.558	0.608	0.490	0.421	0.566	0.575	0.530	0.575	0.618	0.712	0.545	0.577	0.616	0.673	0.822	0.543	0.776	0.684	0.940	0.945	0.963	0.974	1							
156	0.509	0.559	0.625	0.457	0.469	0.524	0.559	0.531	0.525	0.570	0.684	0.668	0.553	0.549	0.581	0.662	0.504	0.664	0.589	0.826	0.811	0.818	0.823	0.891	1						
161	0.589	0.621	0.692	0.806	0.646	0.836	0.859	0.858	0.843	0.790	0.734	0.731	0.850	0.836	0.841	0.802	0.535	0.759	0.647	0.784	0.756	0.752	0.688	0.676	0.676	1					
182	0.519	0.621	0.730	0.822	0.677	0.862	0.863	0.895	0.890	0.895	0.763	0.749	0.901	0.899	0.894	0.817	0.544	0.752	0.744	0.769	0.750	0.781	0.715	0.703	0.600	0.838	1				
190	0.577	0.685	0.765	0.758	0.640	0.846	0.858	0.821	0.848	0.876	0.781	0.708	0.838	0.842	0.873	0.863	0.497	0.757	0.704	0.804	0.808	0.844	0.788	0.773	0.673	0.832	0.948	1			
197	0.512	0.593	0.648	0.613	0.538	0.632	0.661	0.702	0.649	0.687	0.714	0.745	0.688	0.666	0.677	0.675	0.430	0.644	0.613	0.764	0.757	0.769	0.755	0.793	0.866	0.738	0.788	0.819	1		
204	0.470	0.565	0.658	0.618	0.519	0.651	0.681	0.742	0.690	0.718	0.703	0.742	0.718	0.716	0.727	0.713	0.464	0.658	0.651	0.777	0.777	0.778	0.758	0.791	0.836	0.751	0.808	0.824	0.972	1	

Na Tabela 7 verifica-se que, para todos os pontos e períodos analisados, o desvio padrão pode ser considerado pequeno. Vachaud et al. (1985) encontraram valores de $\pm 1,5 \%$ a $\pm 4,4 \%$ para desvio padrão sendo $\pm 4,3$ e $\pm 4,4 \%$ para os locais com menor e maior variação em relação a média e, os desvios de $\pm 1,5 \%$ para os locais em que seus valores estão praticamente próximos a média. Ao analisar anualmente, por todo o período de observação, a diferença relativa média, tanto o ponto 15 como o ponto 5 representam a maior diferença em relação a média, sendo o primeiro abaixo da média e o segundo acima da média, confirmando os resultados obtidos por Rocha (2004) que trabalharam no mesmo local por um período menor. Para os valores que estão mais próximos da média houve uma variação de um ano para outro, mas para alguns pontos, repetiram o mesmo comportamento. Para o ano 1 e ano 2 o ponto 29 foi o que apresentou valor mais próximo da média, com diferença relativa de 0,07 e 0,16 % e para o ano 3 foi o ponto 16 com uma diferença relativa de 0,02 % e desvio padrão de 1,73, o ponto 39 com diferença relativa de 0,06 e desvio padrão de 3,59, enquanto que o ponto 29 aparece bem próximo da média, com diferença relativa de 0,48 % e com menor desvio padrão (3,10) que o ponto 39, podendo este ser representativo para o local. Na média dos três anos, o ponto 36 foi o que apresentou seu valor mais próximo da média com uma diferença relativa média de 0,09 % e desvio padrão de 2,75, mas o ponto 29 também apresentou uma baixa diferença relativa de 0,17 % e um desvio padrão de 2,98, bem próximo da média dos pontos amostrados (Figura 21). Portanto, o ponto 29 poderia ser utilizado para o monitoramento da umidade no solo visto que, de acordo com Vachaud et al (1985), uma pequena variação temporal de $\overline{\delta}_i$ é uma indicação de estabilidade temporal dos dados no tempo, independente da umidade no solo.

Na Figura 22 está a representação gráfica da média geral da armazenagem de água no solo e os pontos que mais se aproximaram da média, ou seja, os pontos que apresentaram estabilidade temporal pela técnica da estabilidade de Vachaud et al. (1985). Esta representação possibilita melhor visualizar o comportamento dos pontos em relação a média confirmando a escolha deles, cuja diferença relativa foi mais próxima de zero e com menor desvio padrão.

Esta metodologia de escolha do ponto amostral tem uma aplicação bastante prática, visto que, com ela, pode-se realizar a amostragem com segurança da representatividade da área e reduzindo o número de amostragens, mesmo para parâmetros de grande variabilidade, diminuindo o custo e o tempo despendido. Qualquer um dos pontos escolhidos mostrou estabilidade temporal e poderiam ser escolhidos para representar a área, sendo que o ponto 29 foi

o que mais se aproximou da média nos três anos de avaliação, portanto, poderia ser o ponto de amostragem representativo da área no monitoramento da armazenagem de água no solo para fins de estudo de balanço hídrico da cultura e outras aplicações.

Figura 20 - Valores dos desvios relativos, ao longo do período de três anos, com base na armazenagem da água do solo, listada do menor para o maior. Os números referem-se aos locais de medidas

Uma análise semelhante foi realizada para a água disponível aparente armazenada (A_{ij}) em cada local, subtraindo a menor armazenagem de água observada naquela área ao longo do período de medidas da armazenagem de água S_{ij} em qualquer data. Na Tabela 8 estão as posições dos 40 locais (plantas), baseada nos desvios relativos δ calculados para os valores de armazenagem de água (S_i) e armazenagem de água disponível aparente do solo (A_i). O teste de Spearman ($r_s = 1,0$), assim como a correlação linear simples, leva a considerar que essas duas listas de valores de posição como diretamente proporcional com alto nível de confiança, ou seja, a medida que aumenta a armazenagem de água no solo em um determinado ponto a armazenagem de água disponível aparente também aumentou. Por exemplo, os locais 15 e 5 foram os que apresentaram menor e maior armazenagem de água no solo assim como apresentaram também a menor e a maior armazenagem de água disponível aparente.

Tabela 7 - Valores da diferença relativa média ($\overline{\delta_i}$ - %) em ordem crescente e desvio padrão do armazenamento de água no solo durante o período de observação

Armazemamento Rank	Média dos 3 anos			Média do ano 1			Média do ano 2			Média do ano 3		
	Ponto	$\overline{\delta_i}$	Desvio Padrão	Ponto	$\overline{\delta_i}$	Desvio Padrão	Ponto	$\overline{\delta_i}$	Desvio Padrão	Ponto	$\overline{\delta_i}$	Desvio Padrão
1	15	-10,09	3,65	15	-9,90	3,17	15	-8,85	3,78	15	-11,26	3,77
2	17	-8,33	3,51	17	-7,34	2,79	17	-6,66	2,40	17	-10,91	3,56
3	18	-5,13	3,55	37	-5,98	2,39	37	-4,65	4,01	18	-6,94	3,65
4	11	-5,05	2,96	11	-5,67	2,77	27	-4,13	2,25	11	-5,57	3,27
5	8	-4,52	3,38	27	-4,81	2,64	18	-4,10	3,08	8	-5,50	3,91
6	37	-4,40	3,29	8	-4,49	2,79	8	-3,25	3,34	27	-3,24	3,96
7	27	-4,14	3,05	18	-4,36	3,19	11	-3,22	2,04	9	-2,53	2,31
8	28	-2,28	3,24	30	-3,38	2,19	28	-2,89	1,63	34	-2,50	2,18
9	30	-2,02	2,51	12	-3,35	1,71	39	-2,62	3,32	28	-2,37	4,45
10	12	-1,94	2,29	2	-2,78	3,15	36	-1,81	1,90	40	-2,18	2,03
11	2	-1,52	3,36	28	-1,88	2,94	33	-1,80	4,49	37	-2,09	2,29
12	35	-1,46	1,67	23	-1,80	3,83	30	-1,79	2,22	35	-1,84	2,05
13	40	-0,99	2,81	13	-1,72	3,56	35	-1,47	1,37	7	-1,35	2,38
14	39	-0,79	3,19	35	-1,16	1,48	40	-1,44	2,50	22	-1,33	10,09
15	23	-0,78	4,33	31	-1,07	4,61	12	-1,19	1,80	20	-1,04	2,46
16	26	-0,69	2,61	26	-1,00	2,67	22	-1,14	3,63	33	-1,04	1,46
17	9	-0,49	3,17	14	-1,00	3,15	34	-0,58	3,26	2	-0,70	2,41
18	33	-0,34	3,12	6	-0,60	3,82	2	-0,35	4,09	12	-0,61	2,41
19	29	-0,17	2,98	39	-0,30	2,44	26	-0,30	1,91	26	-0,57	3,04
20	7	-0,15	2,21	36	-0,16	2,94	9	-0,25	2,27	29	-0,48	3,10
21	34	-0,10	3,13	29	0,07	2,54	23	-0,25	4,31	30	-0,36	2,11
22	36	-0,09	2,75	40	0,15	2,98	7	-0,21	1,46	39	-0,06	3,59
23	22	0,32	6,39	7	0,78	2,00	29	-0,16	3,56	16	-0,02	1,73
24	13	0,71	3,78	9	0,91	3,28	38	0,79	3,13	23	0,19	4,87
25	20	0,76	2,72	33	0,98	2,41	16	0,79	2,11	19	1,04	2,35
26	16	0,78	2,06	1	0,99	5,11	6	1,05	2,81	10	1,09	1,43
27	14	1,13	3,55	38	1,19	2,71	20	1,32	2,73	36	1,28	2,43
28	6	1,13	3,50	16	1,37	2,01	14	1,45	3,64	24	2,06	2,13
29	31	1,20	4,05	20	1,80	2,09	1	1,96	4,11	38	2,30	2,99
30	38	1,45	2,93	34	1,96	1,89	19	1,97	1,66	25	2,57	2,74
31	19	2,06	2,50	22	2,35	2,94	31	2,07	2,62	13	2,78	2,56
32	24	2,68	2,22	19	2,88	2,71	25	2,09	2,17	32	2,94	1,86
33	10	3,37	3,34	24	3,04	1,90	13	2,33	3,03	6	3,51	2,13
34	32	3,43	2,44	32	3,83	2,81	24	2,84	2,69	31	3,60	2,18
35	25	3,49	3,24	10	4,48	3,40	32	3,34	2,30	14	3,73	2,04
36	1	3,60	5,80	21	4,76	2,75	21	3,41	2,41	4	5,65	2,59
37	21	5,22	3,03	25	4,96	3,54	10	4,43	3,23	21	7,17	2,91
38	3	6,17	3,64	3	5,39	3,85	3	5,93	3,97	3	7,41	2,69
39	4	7,01	2,65	4	7,68	2,79	4	7,63	1,72	1	8,34	5,05
40	5	10,93	4,53	5	13,15	5,12	5	9,74	3,79	5	8,83	2,38

Figura 21 - Diferença relativa média e desvio padrão da média para o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c) com base na armazenagem de água no solo, listada do menor para o maior valor. Os números referem-se aos locais de medidas

Figura 22 - Comparação entre a armazenagem média de água no solo e a armazenagem da água nas posições com estabilidade temporal para o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c)

Vachaud et al. (1985) trabalhando com um solo muito heterogêneo (lentes de areia entre camadas de silte e argila), observaram grandes variações nos valores do conteúdo de água e ao comparar as diferenças relativas entre a armazenagem de água no solo e a armazenagem de água disponível aparente os resultados foram contrários, ou seja, nos locais que apresentaram maior e menor armazenagem de água apresentou a menor a maior armazenagem de água disponível aparente, respectivamente. Isso foi explicado pelos autores pela variação na textura do solo nesses pontos de 60 e 49 % de argila afirmando existir uma correlação positiva entre o conteúdo de água no solo e o conteúdo de silte e argila do perfil e uma correlação negativa entre a variação de armazenagem de água e os mesmos fatores.

Os resultados obtidos na Tabela 8 podem ser devidos ao fato de o solo apresentar um teor de argila bem mais homogêneo quando comparado com os solos trabalhados por Vachaud et al. (1985), em que a variação foi de 160 a 260 g kg⁻¹ de argila no perfil de 0 a 1,35 m de profundidade.

2.8.2 Densidade do solo

A densidade do solo é a relação da massa de solo seco pelo volume do solo e pode ser variável para um mesmo tipo de solo, alterando-se de acordo com a textura e estruturação do solo devido ao tipo de uso e manejo. As práticas de manejo do solo podem afetar diretamente a densidade do solo devido a compactação provocada durante o seu uso, alterando a estrutura, porosidade e, conseqüentemente no efeito da água no solo.

Para a avaliação inicial dos dados de densidade do solo foi realizada a análise descritiva, que tem um papel fundamental para visualizar o comportamento geral dos dados e identificar possíveis valores discrepantes, para a tomada de decisões sobre os procedimentos a serem realizados ao conjunto de dados. Na Tabela 9 está apresentado o resumo estatístico da análise exploratória dos valores de densidade do solo para as cinco profundidades (0,30; 0,50; 0,70; 0,90 e 1,10 m) nos 40 pontos. Pelos valores encontrados das medidas de tendência central (média e mediana) verifica-se que os valores são semelhantes, indicando simetria na distribuição dos dados em todos os pontos analisados. Os valores de assimetria e curtose ficaram próximos a zero, indicando que os dados se aproximam da normal, sendo aceito os valores que ficam entre -2 e +2, exceto para a profundidade de 1,10 m em que a curtose foi de 7,33. Neste caso, coeficientes de

curtose representam uma distribuição leptocúrtica. Os coeficientes de variação para os três anos de observação ficaram entre 3,02 e 4,11 %; segundo Andriotti (2004), valores de coeficientes de variação abaixo de 40 % refletem homogeneidade amostral.

Tabela 8 - Posição de cada local (ponto) de medida em termos do desvio relativo $\overline{\delta_i}$ para a armazenagem de água (S_i) – coluna (1) e a armazenagem de água disponível aparente (A_i) – coluna (2)

local (i)	(1) S_i	(2) A_i
1	5	5
2	30	30
3	3	3
4	2	2
5	1	1
6	13	13
7	21	21
8	36	36
9	24	24
10	8	8
11	37	37
12	31	31
13	17	17
14	14	14
15	40	40
16	15	15
17	39	39
18	38	38
19	10	10
20	16	16
21	4	4
22	18	18
23	26	26
24	9	9
25	6	6
26	25	25
27	34	34
28	33	33
29	22	22
30	32	32
31	12	12
32	7	7
33	23	23
34	20	20
35	29	29
36	19	19
37	35	35
38	11	11
39	27	27
40	28	28

Tabela 9 - Resumo estatístico dos valores de densidade do solo (kg m^{-3}), para cada profundidade de amostragem

Prof.	Média	Mediana	L.Mín.	L.Máx.	Amp. Total	Desvio padrão	Curtose	Assimetria	C.V %
0,30 m	1709	1704	1553	1842	288	70.26	-0.32	0.25	4.11
0,50 m	1659	1653	1532	1801	269	50.14	0.96	0.40	3.02
0,70 m	1617	1621	1499	1758	259	58.66	-0.30	-0.17	3.63
0,90 m	1583	1583	1464	1681	218	52.39	-0.19	0.02	3.31
1,10 m	1581	1574	1469	1852	383	63.69	7.33	0.33	4.03

Na análise exploratória dos dados de armazenagem de água no solo teste de Kolmogorov-Smirnov, Box-plot e, distribuição de probabilidade (Anexos B, C e D, respectivamente) verifica-se que os valores estão próximos a normalidade. Estas medidas, em conjunto com a distribuição dos dados no espaço permitiram avaliar a viabilidade de assumir o atendimento da hipótese de estacionaridade estatística para a densidade do solo.

Portanto, com base nessas observações, admite-se que a estacionaridade descrita pela hipótese intrínseca seja aceitável. Assim, foi verificada a dependência espacial da densidade do solo para as 5 profundidades utilizando o programa GeoR versão 1.5-5 (RIBEIRO Jr; DIGGLE, 2001). O ajuste dos semivariogramas mostrou que não houve dependência espacial para a densidade do solo nas profundidades de 0,30; 0,50; 0,70; 0,9 e 1,10 m (Anexo E).

Com o objetivo de avaliar a variabilidade espacial da resistência mecânica à penetração do solo, umidade e densidade do solo em um Latossolo Vermelho eutrófico sob cultivo de cana-de-açúcar, Souza et al. (2004) verificaram que o coeficiente de variação indicou baixa variabilidade para a umidade e densidade do solo nas profundidades de 0-0,2 e 0,2-0,4 m. Observaram um grau forte de dependência espacial para todas as variáveis, exceto para a densidade do solo na profundidade de 0,2-0,4 m que apresentou grau moderado de dependência espacial, enquanto que, Lascano e Hatfield (1992) estudando a variabilidade da evaporação e a variabilidade espacial das propriedades do solo ao longo de duas transeções verificaram que, para a densidade do solo, os dados apresentaram distribuição normal, mas sem estrutura espacial, concordando com os resultados obtidos.

2.8.3 Condutividade hidráulica saturada

A condutividade hidráulica (K) de um meio poroso é um coeficiente que expressa a intensidade com que a água é transportada através desse meio e é função da umidade (θ); a

condutividade hidráulica saturada, simbolizada por K_0 é o valor máximo de K o qual decresce rapidamente com a redução da umidade, normalmente de forma exponencial (LIBARDI, 2000, 2005). A relação funcional entre K e θ ou função $K(\theta)$ é tida como a propriedade que apresenta maior variabilidade espacial e está diretamente relacionada com a drenagem interna no solo (Figura 23).

À semelhança dos parâmetros anteriores (itens 2.8.1 e 2.8.2), na avaliação inicial dos dados da condutividade hidráulica saturada do solo foi realizada a análise descritiva, para visualizar o comportamento geral dos dados e tomada de decisões sobre os procedimentos a serem realizados. Na Tabela 10 está apresentado o resumo estatístico da análise exploratória dos valores da condutividade hidráulica saturada do solo para as cinco profundidades (0,30; 0,50; 0,70; 0,90 e 1,10 m).

Figura 23 - Condutividade hidráulica saturada (mm h^{-1}) para as cinco profundidades avaliadas

Tabela 10 - Resumo estatístico dos valores da condutividade hidráulica saturada (mm h^{-1}) do solo para cada profundidade de amostragem

	Profundidade (m)				
	0,30	0,50	0,70	0,9	1,10
Média	21.25	17.23	32.10	22.45	18.10
Mediana	17.11	15.74	21.97	21.66	17.42
Desvio padrão	17.89	11.20	27.67	10.04	11.34
Variância da amostra	320.22	125.53	765.40	100.74	128.71
Curtose	2.67	1.96	4.68	2.59	2.22
Assimetria	1.39	1.15	2.15	1.40	1.36
Intervalo	83.28	53.48	122.87	47.79	51.98
Mínimo	0.95	1.03	1.84	7.45	0.34
Máximo	84.23	54.51	124.70	55.24	52.32
CV %	84.23	65.04	86.17	44.70	62.68

Pelos valores encontrados das medidas de tendência central (média e mediana) verifica-se que os valores não são semelhantes, indicando assimetria na distribuição dos dados em todos os pontos analisados. Na análise exploratória dos dados teste de Kolmogorov-Smirnov, Box-plot e distribuição de probabilidade: Anexos F, G e H, respectivamente, verifica-se que os valores não apresentam distribuição normal. Mesquita; Moraes e Corrente (2003), realizando a caracterização estatística das variáveis físicas do solo visando indicar a melhor forma e parâmetros para a representação das variáveis em estudo, verificaram que os valores encontrados para a condutividade hidráulica saturada não apresentaram distribuição normal, apresentando uma alta dispersão dos dados observada pelos valores do desvio padrão e coeficiente de variação (75 %) e que os valores considerados discrepantes não deveriam ser eliminados (“outliers”), uma vez que são valores devido a variabilidade do solo e não devido a erros. Com o objetivo de adequar a função de probabilidade para a condutividade hidráulica saturada, Mesquita (2001) verificou que a distribuição lognormal é uma alternativa para a representação da condutividade hidráulica saturada, permitindo avaliar o erro na estimativa das medidas dependentes.

Portanto, neste caso, realizou-se a transformação dos dados por $\ln K$ e em seguida a determinação da dependência espacial dos dados.

Analisando a Tabela 10, verifica-se uma alta variância amostral para todas as profundidades, confirmando com os resultados obtidos por Ruiz e Utset (1999) e Mallants et al. (1996). Segundo Mesquita e Moraes (2004) a condutividade hidráulica saturada, determinada em

campo e laboratório, resulta em elevada dispersão, indicando que esta propriedade é altamente variável.

Portanto, após a transformação dos valores, verifica-se pelos valores encontrados das medidas de tendência central (média e mediana), a normalidade dos dados (Tabela 11). Segundo Andriotti (2004) uma curva terá sido bem ajustada ao modelo normal se tiver assimetria entre $\pm 3(6/n)^{1/2}$ e curtose entre $\pm 6(6/n)^{1/2}$, sendo que, no caso, os respectivos valores correspondem a $\pm 1,16$ e $\pm 2,32$. Foi verificado também que não há presença de valores canditados a “outliers”, portanto, admite-se que a estacionaridade descrita pela hipótese intrínseca seja aceitável. Assim, como nos casos anteriores, foi verificada a dependência espacial da condutividade hidráulica saturada do solo para as 5 profundidades utilizando o programa GeoR versão 1.5-5 (RIBEIRO Jr; DIGGLE, 2001). O ajuste dos semivariogramas (Anexo I), modelo exponencial, mostrou a não dependência espacial da condutividade hidráulica saturada do solo nas profundidades de 0,30; 0,50; 0,70; 0,90 e 1,10 m

Tabela 11 - Resumo estatístico dos valores da condutividade hidráulica saturada (mm h^{-1}) do solo para cada profundidade de amostragem, após a transformação dos valores para $\text{Ln}(K)$

	Profundidade (m)				
	0,30	0,50	0,70	0,9	1,10
Média	2,8	3,0	3,2	2,6	2,6
Mediana	2,9	3,1	3,1	2,8	2,8
Desvio padrão	0,57	0,43	0,77	0,80	1,13
Variância da amostra	0,32	0,18	0,59	0,64	1,28
Curtose	-0,50	0,54	2,42	1,68	0,22
Assimetria	-0,11	-0,07	-0,36	-1,06	-0,88
Amplitude	2,21	2,00	4,22	3,97	4,49
Mínimo	1,75	2,01	0,61	0,03	0,05
Máximo	3,96	4,01	4,83	4,00	4,43
CV %	20,47	14,16	24,18	30,75	47,59

Na Tabela 12 estão apresentados os valores da diferença relativa (δ_i - %) em ordem crescente da condutividade hidráulica saturada do solo para as cinco profundidades. Os pontos, cujos valores de condutividade hidráulica saturada que mais se aproximaram da média foram: 17, 25, 33, 5 e 15 para as profundidades de 0,30; 0,50; 0,70; 0,90 e 1,10 m, respectivamente, (Figura

24). Portanto, esses pontos poderiam ser escolhidos para realizar as futuras amostragens ou monitoramentos na área, que tenham relação com o K_o .

2.8.4 Potencial mátrico ou tensão da água no solo a 1,10 m de profundidade.

Nas Figuras 24 e 25 são apresentados os diagramas “Box-plot” para os valores de tensão da água no solo, na profundidade de 1,10 m, e verifica-se que há uma alta variabilidade, a semelhança do que verificaram Van Pelt e Wierenga (2001) e Marciano et al. (1998).

Por meio do diagramas “Box-Plot” verifica-se que nos períodos de menor precipitação (secagem) há uma menor variabilidade dos valores enquanto que para os períodos de maior precipitação (recarga), a variabilidade torna-se, maior. Este comportamento é presente para os três anos de observação, mostrando uma estabilidade no tempo. Outro fator que é possível observar é que para o período de recarga a assimetria dos dados tende mais a esquerda, enquanto que para o período de secagem tende a direita.

A dependência espacial para o potencial mátrico da água foi verificada para os três anos pelos semivariogramas (RIBEIRO Jr; DIGGLE, 2001). Os valores encontrados dos coeficientes do modelo ajustado confirmaram a não dependência espacial (Anexo J).

Nas Tabelas 13, 14 e 15 estão os valores dos coeficientes de correlação de Spearman para os anos 1, 2 e 3, respectivamente, cuja, valor crítico é 0,412 para $p < 0,5\%$ (CONOVER, 1980). De maneira geral observa-se que os coeficientes de correlação apresentaram um comportamento diferente quando comparados com os da armazenagem de água no solo

Em algumas datas, no período de recarga (255 a 55), os valores dos coeficientes de correlação são baixos, como por exemplo, para o valor de 0,19 entre os dias 9 e 16 (Tabela 13). Por meio do “Box plot” (Figura 25) observa-se que esse período foi o que apresentou uma das maiores variabilidades dos valores de potencial mátrico da água no solo. Como é um período de reumedecimento do solo, e isto não ocorre uniformemente, resulta em uma maior variabilidade dos dados. A frente de umedecimento do solo é variável no espaço em função das propriedades físicas do solo (estrutura, tamanho e tortuosidade dos poros). Outro fator que pode ter causado a variabilidade neste período é a alta extração de água no solo pela cultura em função da elevada temperatura (ROCHA, 2004).

Tabela 12 - Valores da diferença relativa (δ_i - %) em ordem crescente da condutividade hidráulica saturada do solo

Rank	Prof. 0,30 m		Prof. 0,50 m		Prof. 0,70 m		Prof. 0,90 m		Prof. 1,10 m	
	δ_i - %	Ponto	δ_i - %	Ponto	δ_i - %	Ponto	δ_i - %	Ponto	δ_i - %	Ponto
1	-95.54	10	-94.04	22	-94.28	22	-66.83	13	-98.12	22
2	-95.29	3	-85.36	4	-70.46	5	-64.34	35	-68.25	31
3	-95.20	9	-80.69	14	-70.11	38	-50.44	3	-65.17	21
4	-89.87	14	-74.02	18	-62.64	25	-49.24	37	-64.17	29
5	-85.60	6	-69.41	23	-61.93	3	-45.42	24	-60.46	25
6	-85.08	16	-61.82	3	-58.48	14	-37.86	11	-59.20	24
7	-77.43	8	-61.33	2	-57.93	37	-32.51	19	-54.01	23
8	-72.60	13	-61.17	7	-54.93	13	-31.99	38	-51.72	26
9	-69.55	7	-58.13	1	-54.67	4	-31.49	34	-49.16	30
10	-69.02	2	-56.62	21	-53.91	10	-31.02	23	-48.78	17
11	-67.59	29	-48.57	24	-52.66	6	-30.88	30	-47.05	13
12	-64.82	20	-41.49	16	-50.62	19	-28.42	33	-44.88	38
13	-59.68	4	-37.38	5	-45.28	9	-23.83	4	-40.26	33
14	-46.32	33	-24.50	34	-43.42	29	-21.58	21	-39.31	18
15	-41.14	1	-24.02	38	-41.65	18	-21.16	27	-28.65	14
16	-40.10	21	-21.25	8	-40.48	2	-19.13	28	-25.51	12
17	-39.22	31	-19.74	6	-37.50	36	-18.21	36	-16.07	16
18	-27.74	26	-17.35	15	-36.88	15	-14.46	25	-15.33	27
19	-20.86	19	-14.95	20	-33.99	21	-6.78	31	-14.76	39
20	-19.74	15	-9.75	19	-32.42	17	-4.51	40	-6.16	28
21	-19.21	24	-7.51	30	-30.74	31	-2.60	14	-1.37	37
22	-14.78	11	-1.58	10	-25.06	20	-2.45	6	0.41	15
23	-12.47	17	0.85	25	-24.79	16	-1.02	10	1.65	5
24	14.38	5	0.93	12	-24.67	32	-0.69	2	1.94	34
25	22.42	37	6.58	9	-20.34	12	0.08	5	3.21	36
26	26.77	40	9.18	29	-10.61	1	1.92	29	4.06	32
27	27.32	30	12.29	33	0.34	33	9.73	22	6.12	40
28	27.60	25	13.15	13	1.33	26	14.85	32	10.32	6
29	30.31	34	15.92	35	3.76	24	16.84	18	12.43	8
30	54.67	35	32.37	37	14.34	11	19.19	26	20.22	4
31	55.48	22	35.77	31	21.58	34	20.47	1	22.58	20
32	55.90	32	39.57	36	23.72	7	20.84	7	29.19	35
33	56.61	36	53.44	28	51.30	35	21.75	39	45.01	2
34	60.48	28	55.07	39	58.02	39	24.75	12	49.28	9
35	62.82	23	72.92	11	73.94	30	28.14	15	57.16	10
36	65.30	12	78.10	32	74.82	8	37.36	20	57.55	19
37	145.88	38	86.33	17	117.37	27	66.88	9	84.38	1
38	151.82	18	104.89	27	182.43	40	98.40	8	126.78	3
39	154.62	27	136.90	26	279.09	28	109.64	17	177.04	7
40	296.45	39	216.43	40	288.43	23	146.01	16	189.08	11

Figura 24 - Diferença relativa para as profundidades 0,30 e 0,50 m (a), 0,70 e 0,90 m (b) e 1,10 m (c), com base na condutividade hidráulica saturada, listada do menor para o maior valor. Os números referem-se aos locais de medidas

Figura 25 - Diagrama "Box plot" para tensão da água no solo para o ano 1 e ano 2

Figura 26 - Diagrama “Box plot” para tensão da água no solo para o ano 3

Para o período de secagem (6 a 163), os valores do coeficiente (de Spearman) para o ano 1 (Tabela 13) foram altos para quase todo o período, exceto para as datas de 82 e 88 e, 142 e 152 que pode ter sido em função da precipitação atípica ocorrida nesta semana. Pelo “Box plot” (Figura 25), verifica-se, para o período de secagem, que, os potenciais apresentaram menor variabilidade, sendo mais estáveis, isto devido a que, o processo de secagem foi gradual e uniforme ao longo do tempo, assim, os coeficientes foram mais altos neste período entre datas próximas e mais baixos entre as datas distantes e de maior precipitação.

Na Tabela 14 são apresentados os valores dos coeficientes de correlação de Spearman para o potencial mátrico da água a 1,10 m de profundidade para o ano 2. O mesmo fato ocorrido no ano 1, ocorreu para o ano 2. O período de recarga (249 a 49) apresentou maior variabilidade dos valores de potenciais mátrico que no período de secagem (73 a 167) e para algumas datas, os coeficientes de correlação foram muito baixos chegando a não ser significativo a 95 % de probabilidade (dias 249 e 261, 294 e 302, 316 e 326, 332 e 349, 7 e 14, 14 e 29). Para o período de secagem, os coeficientes de correlação de Spearman foram significativos para as datas mais próximas.

Tabela 13 - Coeficientes de correlação de Spearman para o potencial mátrico a 1,10 m de profundidade para o ano 1

	255	261	269	311	318	329	332	336	352	360	1	9	16	23	30	46	55	60	67	73	82	88	97	100	108	118	122	131	136	142	152	158	163
255	1																																
261	0.58	1																															
269	-0.33	-0.27	1																														
311	-0.37	-0.37	0.81	1																													
318	-0.24	-0.35	0.57	0.75	1																												
329	-0.33	-0.28	0.44	0.50	0.61	1																											
332	-0.33	-0.28	0.32	0.53	0.63	0.89	1																										
336	-0.17	-0.31	0.17	0.40	0.64	0.71	0.76	1																									
352	-0.17	-0.28	0.28	0.35	0.55	0.45	0.42	0.48	1																								
360	-0.31	-0.33	0.24	0.32	0.48	0.21	0.27	0.32	0.52	1																							
1	-0.20	-0.16	-0.09	-0.01	0.08	0.24	0.31	0.16	0.29	0.41	1																						
9	-0.08	-0.30	0.23	0.18	0.30	0.04	0.02	0.17	0.37	0.20	0.01	1																					
16	0.08	0.07	-0.22	-0.03	0.23	0.18	0.15	0.21	0.21	0.04	-0.05	0.19	1																				
23	-0.04	-0.07	0.02	0.21	0.34	0.17	0.15	0.17	0.32	0.17	0.14	0.14	0.63	1																			
30	0.07	0.15	0.05	0.11	0.30	0.04	0.06	0.00	0.28	0.15	0.18	0.05	0.33	0.53	1																		
46	-0.04	0.00	-0.08	0.06	0.28	0.01	0.01	0.08	0.32	0.27	0.09	0.15	0.60	0.85	0.47	1																	
55	0.04	0.11	-0.12	0.00	0.20	0.06	0.04	0.11	0.29	0.12	0.09	0.10	0.59	0.87	0.45	0.92	1																
60	-0.07	-0.02	-0.06	0.10	0.27	0.14	0.14	0.17	0.36	0.19	0.11	0.18	0.58	0.86	0.48	0.87	0.94	1															
67	-0.01	0.08	0.04	0.13	0.12	0.00	-0.01	0.02	0.20	0.12	-0.14	-0.01	0.33	0.53	0.63	0.53	0.54	0.62	1														
73	0.01	0.12	0.03	0.14	0.18	0.11	0.10	0.07	0.28	0.12	0.00	-0.08	0.36	0.64	0.71	0.58	0.65	0.74	0.95	1													
82	-0.04	0.07	0.15	0.17	0.19	0.13	0.10	0.05	0.26	0.19	-0.14	-0.02	0.27	0.37	0.55	0.41	0.40	0.47	0.88	0.83	1												
88	0.04	0.13	0.00	0.07	0.25	0.03	-0.05	-0.04	0.22	0.21	0.06	-0.03	0.54	0.79	0.34	0.89	0.88	0.78	0.44	0.51	0.35	1											
97	0.14	0.22	-0.13	-0.04	0.17	0.07	0.05	0.02	0.22	0.16	0.17	0.02	0.53	0.78	0.40	0.86	0.93	0.89	0.49	0.62	0.41	0.87	1										
100	0.08	0.13	-0.06	0.05	0.23	0.10	0.08	0.05	0.29	0.20	0.16	0.05	0.56	0.81	0.48	0.88	0.94	0.92	0.58	0.69	0.49	0.87	0.98	1									
108	0.17	0.16	-0.07	0.08	0.26	0.18	0.19	0.17	0.33	0.22	0.16	0.07	0.55	0.76	0.42	0.78	0.87	0.89	0.54	0.68	0.46	0.76	0.93	0.95	1								
118	0.06	0.01	0.18	0.33	0.42	0.43	0.42	0.46	0.56	0.31	0.21	0.09	0.31	0.50	0.31	0.45	0.54	0.61	0.40	0.54	0.46	0.39	0.60	0.64	0.76	1							
122	0.11	0.07	0.19	0.31	0.37	0.42	0.37	0.44	0.51	0.30	0.17	0.02	0.25	0.40	0.23	0.35	0.43	0.46	0.36	0.47	0.45	0.30	0.50	0.53	0.66	0.96	1						
131	0.05	0.03	0.19	0.28	0.35	0.36	0.32	0.41	0.54	0.32	0.22	0.06	0.14	0.33	0.27	0.33	0.39	0.45	0.33	0.44	0.42	0.27	0.46	0.50	0.61	0.92	0.93	1					
136	0.01	0.01	0.21	0.28	0.36	0.36	0.30	0.42	0.53	0.38	0.24	0.07	0.15	0.28	0.28	0.29	0.34	0.40	0.31	0.40	0.38	0.24	0.39	0.44	0.54	0.86	0.87	0.98	1				
142	0.00	-0.08	0.23	0.31	0.38	0.39	0.33	0.47	0.53	0.33	0.20	0.10	0.13	0.26	0.27	0.24	0.29	0.36	0.30	0.38	0.39	0.20	0.33	0.39	0.48	0.83	0.83	0.95	0.98	1			
152	-0.24	0.02	0.13	0.19	0.27	0.23	0.19	0.09	0.29	0.10	0.10	0.28	0.23	0.24	0.49	0.29	0.25	0.27	0.36	0.33	0.36	0.14	0.17	0.22	0.14	0.14	0.12	0.19	0.25	0.25	1		
158	-0.26	-0.03	0.24	0.34	0.28	0.25	0.22	0.08	0.41	0.24	0.20	0.22	0.17	0.33	0.55	0.31	0.25	0.33	0.50	0.47	0.46	0.20	0.22	0.32	0.28	0.30	0.27	0.33	0.37	0.36	0.86	1	
163	-0.14	-0.05	0.16	0.28	0.41	0.23	0.21	0.22	0.53	0.37	0.20	0.34	0.31	0.43	0.63	0.47	0.42	0.48	0.53	0.51	0.48	0.31	0.37	0.46	0.43	0.42	0.38	0.42	0.47	0.46	0.82	0.90	1

Tabela 14 - Coeficientes de correlação de Spearman para o potencial mátrico a 1,10 m de profundidade para o ano 2

	249	261	273	279	286	294	302	316	326	332	349	357	362	7	14	29	37	49	73	85	97	126	138	159	167
249	1																								
261	0.31	1																							
273	0.40	0.69	1																						
279	0.33	0.51	0.90	1																					
286	0.29	0.32	0.68	0.76	1																				
294	-0.07	0.06	0.43	0.45	0.52	1																			
302	-0.23	-0.25	0.05	0.18	0.21	0.37	1																		
316	-0.32	-0.36	-0.30	-0.18	-0.01	0.03	0.59	1																	
326	-0.09	-0.01	0.07	0.15	0.18	0.15	0.37	0.38	1																
332	-0.17	0.29	0.18	0.20	0.11	0.11	0.23	0.17	0.72	1															
349	0.20	-0.14	-0.13	-0.09	-0.15	-0.24	0.08	0.09	0.24	0.16	1														
357	0.06	-0.17	-0.15	-0.12	-0.12	-0.12	0.15	0.01	0.27	0.21	0.62	1													
362	0.04	-0.16	-0.16	-0.10	-0.16	-0.14	0.12	0.10	0.36	0.25	0.68	0.91	1												
7	-0.02	-0.16	-0.27	-0.27	-0.21	-0.06	0.10	0.28	0.18	0.11	0.49	0.61	0.67	1											
14	0.20	0.02	-0.08	-0.03	0.03	-0.02	0.10	0.01	0.09	-0.04	0.42	0.15	0.22	0.08	1										
29	0.06	-0.21	-0.14	-0.05	-0.09	-0.18	0.13	0.10	0.43	0.16	0.42	0.55	0.68	0.30	0.08	1									
37	-0.04	-0.21	-0.15	-0.14	-0.13	-0.04	0.23	0.21	0.37	0.31	0.64	0.89	0.92	0.71	0.16	0.59	1								
49	0.10	-0.05	-0.12	-0.13	-0.10	-0.04	0.08	0.13	0.25	0.22	0.63	0.83	0.84	0.79	0.30	0.41	0.87	1							
73	0.26	-0.12	-0.08	-0.07	-0.01	-0.21	0.15	0.09	0.21	-0.07	0.59	0.56	0.55	0.43	0.25	0.56	0.50	0.44	1						
85	0.09	-0.13	-0.13	-0.13	-0.11	-0.13	0.12	0.16	0.22	0.18	0.68	0.88	0.89	0.71	0.25	0.51	0.90	0.92	0.56	1					
97	0.11	-0.04	-0.12	-0.18	-0.20	-0.17	0.04	0.07	0.06	0.15	0.60	0.61	0.60	0.66	0.28	0.29	0.71	0.80	0.35	0.77	1				
126	0.18	0.04	-0.22	-0.35	-0.31	-0.22	-0.04	0.00	-0.09	0.05	0.54	0.41	0.38	0.54	0.38	0.07	0.44	0.64	0.33	0.60	0.84	1			
138	0.17	0.06	-0.21	-0.35	-0.28	-0.18	-0.07	-0.03	-0.11	0.04	0.47	0.35	0.32	0.51	0.37	0.01	0.39	0.60	0.28	0.55	0.80	0.99	1		
159	0.27	0.19	-0.09	-0.20	-0.11	-0.17	-0.33	-0.10	-0.31	-0.02	0.17	0.15	0.02	0.25	0.13	-0.32	0.04	0.32	-0.03	0.23	0.40	0.59	0.62	1	
167	0.26	0.08	-0.25	-0.41	-0.26	-0.23	-0.10	-0.06	-0.12	0.05	0.45	0.39	0.32	0.56	0.24	0.03	0.39	0.58	0.27	0.54	0.74	0.92	0.94	0.63	1

Tabela 15 - Coeficientes de correlação de Spearman para o potencial mátrico a 1,10 m de profundidade para o ano 3

	341	343	362	4	10	21	25	32	39	45	52	64	72	79	86	93	99	107	114	121	128	135	142	149	156	161	182	190	197	204
341	1																													
343	0.37	1																												
362	0.01	0.47	1																											
4	-0.07	0.15	0.12	1																										
10	-0.11	0.12	0.31	0.49	1																									
21	0.07	0.13	0.25	0.12	0.33	1																								
25	-0.03	0.03	0.22	0.10	0.37	0.96	1																							
32	-0.33	0.00	0.26	0.07	0.28	0.66	0.67	1																						
39	-0.21	-0.07	0.23	0.15	0.34	0.75	0.78	0.82	1																					
45	-0.16	0.02	0.34	0.21	0.44	0.81	0.82	0.76	0.87	1																				
52	-0.16	0.09	0.42	0.27	0.52	0.78	0.80	0.70	0.82	0.96	1																			
64	-0.19	-0.01	0.27	0.13	0.41	0.70	0.70	0.83	0.91	0.83	0.78	1																		
72	-0.19	-0.04	0.26	0.13	0.36	0.72	0.71	0.82	0.91	0.84	0.78	0.90	1																	
79	-0.22	0.02	0.26	0.15	0.36	0.76	0.77	0.85	0.96	0.87	0.82	0.92	0.95	1																
86	-0.22	0.04	0.31	0.15	0.36	0.76	0.79	0.85	0.93	0.88	0.85	0.86	0.94	0.98	1															
93	-0.19	0.11	0.42	0.26	0.47	0.68	0.71	0.61	0.76	0.82	0.90	0.67	0.71	0.78	0.82	1														
99	-0.18	0.10	0.56	0.31	0.46	0.60	0.60	0.50	0.62	0.71	0.81	0.64	0.58	0.63	0.63	0.75	1													
107	-0.14	0.16	0.56	0.25	0.45	0.59	0.59	0.47	0.55	0.67	0.76	0.57	0.56	0.59	0.63	0.75	0.88	1												
114	-0.17	0.15	0.55	0.25	0.49	0.64	0.66	0.55	0.63	0.73	0.81	0.62	0.65	0.68	0.72	0.82	0.86	0.97	1											
121	-0.16	0.13	0.53	0.25	0.49	0.65	0.67	0.55	0.64	0.72	0.81	0.61	0.66	0.69	0.72	0.83	0.82	0.95	0.98	1										
128	0.01	0.11	0.45	0.19	0.39	0.78	0.78	0.45	0.57	0.66	0.74	0.51	0.55	0.60	0.62	0.77	0.75	0.85	0.87	0.90	1									
135	-0.06	0.14	0.52	0.26	0.50	0.67	0.68	0.52	0.62	0.73	0.82	0.61	0.67	0.66	0.70	0.84	0.82	0.90	0.94	0.97	0.90	1								
142	-0.06	0.14	0.52	0.29	0.51	0.68	0.69	0.50	0.62	0.73	0.83	0.60	0.64	0.66	0.69	0.87	0.80	0.88	0.93	0.96	0.90	0.99	1							
149	0.01	0.13	0.53	0.29	0.52	0.62	0.62	0.42	0.55	0.67	0.77	0.55	0.58	0.59	0.62	0.80	0.75	0.82	0.87	0.91	0.85	0.95	0.96	1						
156	-0.31	0.09	0.29	0.26	0.52	0.33	0.34	0.17	0.29	0.35	0.43	0.35	0.31	0.31	0.30	0.44	0.50	0.51	0.53	0.55	0.49	0.57	0.59	0.57	1					
161	-0.13	0.08	0.27	0.26	0.47	0.71	0.72	0.67	0.81	0.77	0.72	0.76	0.82	0.81	0.82	0.65	0.53	0.49	0.59	0.57	0.50	0.60	0.60	0.53	0.36	1				
182	-0.11	0.00	0.21	0.12	0.34	0.83	0.84	0.76	0.88	0.86	0.81	0.83	0.81	0.87	0.86	0.75	0.56	0.44	0.54	0.55	0.59	0.58	0.60	0.53	0.23	0.81	1			
190	-0.06	0.01	0.20	0.15	0.33	0.82	0.82	0.66	0.82	0.83	0.78	0.77	0.76	0.82	0.82	0.75	0.54	0.45	0.55	0.54	0.60	0.59	0.62	0.56	0.23	0.83	0.97	1		
197	-0.08	-0.06	0.32	0.22	0.41	0.77	0.79	0.59	0.73	0.79	0.79	0.76	0.71	0.76	0.75	0.71	0.65	0.59	0.63	0.67	0.71	0.68	0.70	0.69	0.37	0.67	0.85	0.85	1	
204	0.07	0.01	0.30	0.14	0.28	0.62	0.59	0.31	0.42	0.51	0.51	0.44	0.41	0.44	0.40	0.48	0.45	0.51	0.55	0.60	0.68	0.62	0.64	0.68	0.50	0.39	0.50	0.53	0.70	1

Na Tabela 15, são apresentados os valores dos coeficientes de correlação de Spearman para o potencial mátrico da água no solo a 1,10 m de profundidade para o ano 3. Nota-se que ocorreu o oposto ao que ocorreu com a armazenagem de água no solo em algumas datas. No período de recarga (341 a 52) observa-se que os valores foram mais baixos e variáveis que para o período de secagem (64 a 204). Para algumas datas, no período de recarga, os coeficientes foram baixos a ponto de não serem significativos a 95 % de probabilidade (341 e 343, 362 e 4, 10 e 21). Nesse período verifica-se também pelo “Box plot” (Figura 26) que os valores de potenciais mátricos apresentaram maior variabilidade. Para a fase de secagem, em apenas um período ocorreu baixo coeficiente de correlação (156 e 161), que pode ter sido em função da precipitação ocorrida na semana e isto pode ser conferido pela maior variabilidade dos dados pelo “Box plot” (Figura 26).

Para os três anos verifica-se que, apesar de algumas variações nos coeficientes, ocorreu estabilidade temporal para o padrão espacial do potencial mátrico neste período a 1,10 m de profundidade, confirmando os resultados obtidos por Van Pelt e Weirenga (2001) para os valores de potencial mátrico nas profundidades de 0,15; 0,30 e 0,50 m de profundidade, durante 46 dias de coleta de dados, em uma área irrigada.

As diferenças relativas médias expressas em percentagem, para o potencial mátrico da água no solo que, associadas ao desvio padrão, permitem identificar a posição cujos valores se aproximam da média em qualquer momento, estão apresentadas na Tabela 16 e na Figura 27.

Os valores que subestimam a média são os pontos 5, 9, 1 e 5 para os anos 1, 2, 3 e média dos três anos, respectivamente, e os valores que superestimam a média são o ponto 2, 21, 17 e 21 para os anos 1, 2, 3 e média dos três anos, respectivamente. Assim, os pontos que superestimam a média apresentam maior valor de tensão da água, já os que subestimam são os que apresentam menor valor da referida tensão. O ponto 5 que subestima a média no ano 1 e na média dos três anos apresenta-se próximo ao menor valor no segundo e terceiro ano; o ponto 9 apresenta-se como primeiro em menor diferença para o segundo ano e próximo ao menor valor na média dos 3 anos. O ponto 21 que superestima a tensão no segundo ano e na média dos 3 anos, ele tende a se aproximar para o maior para o ano 1 e ano 3 enquanto o ponto 17 também se aproxima do maior valor nos anos 1, 2 e na média.

Para os valores de potenciais mátricos que mais se aproximaram da média temos os pontos 24 e 26 para o ano 1, os pontos 13 e 28 para o ano 2, os pontos 11 e 33 para o ano 3 e os

pontos 22 e 24 para a média dos três anos, sendo o ponto 24 o mais próximo para o ano 1 e a média para os três anos.

Analisando os pontos que superestimaram e subestimaram a armazenagem de água no solo (ponto 5 e 15, respectivamente), era de se esperar que os pontos que subestimavam e superestimavam a tensão da água no solo fossem os pontos 5 e 15, ou seja, esperava-se uma inversão de posição. Isso porque, quanto maior a armazenagem de água no solo menor a tensão da água. Ao analisar os pontos 5 e 15 para a tensão (Tabela 16), verifica-se que eles tendem a ficarem próximos as posições esperadas sendo coerente os valores esperados.

2.8.5 Densidade de fluxo

Face à grande similaridade das curvas de retenção dos quarenta pontos à profundidade de 1,10 m (Tabela 17) decidiu-se por calcular a densidade de fluxo nessa profundidade, por meio da equação de Darcy-Buckingham, em cada um dos pontos e para os três anos de medidas diárias do potencial, a partir da função $K(\theta)$ determinada em área adjacente às transeções pelo método do perfil instantâneo. Os valores de potencial mátrico e umidade nas diversas profundidades para os diversos tempos de redistribuição t encontram-se no apêndice (Anexo K) e os gráficos de θ em função de $\ln t$ e $\bar{\theta}$ em função de $\ln t$ podem ser vistos nas Figuras (28a) e (28b) segundo as quais se pode perceber o bom ajuste dos dados; θ é o conteúdo volumétrico da água no solo na profundidade 1,10 m e $\bar{\theta}$ conteúdo de água médio da camada 0-1,10 m. A partir desses dados, obteve-se, por meio do método da umidade proposto por Libardi et al. (1980), a seguinte equação para a função $K(\theta)$

$$K = 412,80 * \exp^{69,44(\theta - 0,320)} \quad (23)$$

em que K é expresso em mm dia^{-1} .

Os valores da densidade de fluxo em $Z=1,10$ m foram calculados diariamente e a partir deles a drenagem interna para os 14 períodos selecionados (ver página 54).

Tabela 16 - Valores da diferença relativa média ($\bar{\delta}_i$ - %) em ordem crescente e desvio padrão do potencial mátrico do solo a 1,10 m de profundidade

PM Rank	Média do 1º ano			Média do 2º ano			Média do 3º ano			Média dos 3 anos		
	Ponto	δ_i	Desvio padrão	Ponto	δ_i	Desvio padrão	Ponto	δ_i	Desvio padrão	Ponto	δ_i	Desvio padrão
1	5	-44,25	22,09	9	-32,22	20,22	1	-36,07	12,51	5	-26,76	24,43
2	34	-21,96	24,69	12	-25,80	11,08	29	-35,22	19,36	31	-18,71	23,40
3	31	-21,27	23,52	4	-23,29	6,83	12	-33,18	18,29	9	-17,82	24,36
4	10	-20,33	24,18	32	-14,56	15,45	31	-33,01	18,63	29	-15,20	19,39
5	25	-19,94	24,26	10	-12,45	20,03	30	-32,02	26,14	3	-13,93	19,71
6	29	-19,77	19,99	31	-8,31	18,03	13	-31,96	20,50	10	-13,86	23,19
7	33	-17,62	21,52	1	-7,77	15,83	39	-30,37	23,33	32	-12,83	19,36
8	22	-15,98	21,27	39	-7,64	11,38	27	-28,51	46,04	27	-12,46	18,79
9	3	-15,23	20,07	20	-7,62	19,51	3	-28,32	24,38	25	-11,88	35,13
10	9	-13,05	26,62	5	-5,77	16,06	38	-25,11	19,19	4	-11,15	20,36
11	27	-12,86	20,07	15	-4,46	15,34	5	-20,05	23,03	37	-8,71	22,55
12	35	-11,58	20,98	3	-3,75	13,71	26	-19,64	24,87	38	-8,20	21,86
13	20	-10,85	20,04	38	-3,47	46,60	32	-16,69	28,98	39	-6,71	22,61
14	32	-10,47	20,18	14	-1,33	12,98	37	-15,80	18,21	20	-6,48	23,39
15	40	-10,28	20,36	25	-1,28	15,38	9	-12,02	44,00	33	-5,44	20,45
16	37	-10,12	17,28	40	-0,61	9,70	36	-11,71	10,88	40	-5,09	19,74
17	4	-7,41	25,72	13	-0,20	19,18	24	-8,87	27,27	12	-3,64	30,60
18	38	-5,71	22,96	28	0,55	24,96	10	-7,84	56,31	13	-3,61	29,52
19	28	-2,57	35,37	2	1,15	12,54	6	-6,25	52,38	30	-3,15	21,48
20	24	-0,70	22,62	27	1,52	14,15	25	-2,21	25,24	35	-0,41	20,89
21	26	0,76	28,10	16	1,72	6,20	11	0,28	73,90	22	-0,26	55,60
22	30	1,09	16,11	11	2,14	8,62	33	0,94	82,20	24	0,35	19,55
23	39	2,92	22,68	22	2,18	17,23	40	1,84	81,49	1	0,45	48,38
24	16	3,14	23,43	37	2,63	16,70	14	5,86	19,77	34	1,50	26,08
25	7	3,99	10,76	18	3,30	33,42	16	6,88	51,00	36	1,72	33,04
26	36	5,11	36,06	29	3,39	11,11	2	8,32	21,95	26	2,08	23,86
27	13	8,15	27,26	33	4,48	19,81	20	9,86	17,27	28	2,55	60,33
28	19	11,33	43,73	6	4,51	23,62	4	10,09	93,81	16	5,48	18,01
29	15	15,59	20,73	24	5,18	11,21	35	10,90	20,46	6	7,23	33,66
30	6	15,94	42,48	7	5,69	9,62	7	15,75	23,11	7	8,21	17,60
31	1	19,76	49,10	36	5,74	25,96	28	18,22	24,79	14	8,93	16,36
32	23	20,06	37,17	23	8,68	26,24	8	24,19	20,35	11	12,29	25,78
33	17	20,51	26,35	35	9,05	12,62	21	26,17	13,80	15	12,60	33,14
34	11	20,68	30,90	17	9,15	17,66	19	27,42	22,96	19	13,70	42,34
35	8	21,14	44,22	30	10,33	6,33	34	29,61	23,30	2	15,12	39,48
36	12	22,42	27,52	8	10,35	7,77	22	34,88	26,73	8	17,67	40,15
37	14	22,56	14,22	19	10,49	10,98	15	37,94	28,74	23	22,76	57,77
38	21	23,14	21,07	34	17,24	15,50	18	51,30	22,14	18	23,13	49,72
39	18	24,57	49,57	26	17,51	9,93	23	55,00	21,17	17	24,68	28,33
40	2	29,08	52,92	21	23,52	37,71	17	59,42	20,18	21	25,83	47,53

Figura 27 - Diferença relativa média e desvio padrão do potencial mátrico a 1,10 m de profundidade para o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c). Os números referem-se aos locais de medidas

Tabela 17 – Curva de retenção (umidade x tensão) à 1,10 m de profundidade

Amostra campo	UMIDADE VOLUMÉTRICA - m ³ m ⁻³							
	tensões - Bar							
nº	0,01	0,03	0,05	0,10	0,30	0,50	1,00	15,00
1	0,3261	0,3010	0,2604	0,2030	0,1588	0,1442	0,1354	0,1029
2	0,3253	0,3006	0,2671	0,2162	0,1655	0,1521	0,1411	0,1099
3	0,3275	0,3033	0,2589	0,1989	0,1555	0,1430	0,1374	0,1062
4	0,3166	0,2933	0,2612	0,2082	0,1599	0,1483	0,1387	0,1073
5	0,3260	0,3104	0,2787	0,2226	0,1869	0,1571	0,1469	0,1136
6	0,3178	0,2727	0,2648	0,2210	0,1743	0,1530	0,1414	0,1094
7	0,3324	0,3072	0,2672	0,2083	0,1643	0,1483	0,1356	0,1068
8	0,3199	0,3086	0,2769	0,2226	0,1741	0,1527	0,1404	0,1098
9	0,3224	0,3036	0,2744	0,2104	0,1621	0,1494	0,1396	0,1106
10	0,3291	0,3141	0,2793	0,2225	0,1645	0,1519	0,1427	0,1115
11	0,3374	0,3132	0,2721	0,2022	0,1536	0,1414	0,1307	0,1037
12	0,2853	0,2697	0,2607	0,2307	0,2012	0,1782	0,1621	0,1254
13	0,3091	0,2896	0,2656	0,2208	0,1870	0,1741	0,1641	0,1196
14	0,3262	0,3119	0,2971	0,2669	0,228	0,1900	0,1715	0,1430
15	0,3478	0,3243	0,2906	0,2247	0,1688	0,1538	0,1450	0,1114
16	0,3290	0,3096	0,2816	0,2242	0,1874	0,1672	0,1521	0,1144
17	0,3191	0,3020	0,2696	0,2079	0,1617	0,1478	0,1393	0,1041
18	0,3083	0,2973	0,2729	0,2163	0,1797	0,1656	0,1520	0,1162
19	0,3239	0,3051	0,2758	0,2152	0,1675	0,1552	0,1470	0,1128
20	0,3315	0,3115	0,2742	0,2094	0,1639	0,1500	0,1370	0,1085
21	0,3091	0,2923	0,2685	0,2130	0,1815	0,1721	0,1568	0,1136
22	0,3198	0,2994	0,2722	0,2103	0,1668	0,1500	0,1400	0,1040
23	0,2956	0,2682	0,2347	0,2021	0,1844	0,1683	0,1593	0,1187
24	0,2808	0,2646	0,2352	0,1938	0,1704	0,1574	0,1458	0,1097
25	0,3220	0,3003	0,2739	0,2286	0,1738	0,1591	0,1511	0,1155
26	0,3186	0,2979	0,2672	0,2020	0,1711	0,1582	0,1465	0,1102
27	0,3205	0,2989	0,2650	0,1989	0,1687	0,1583	0,1468	0,1084
28	0,3199	0,2984	0,2699	0,1995	0,1628	0,1512	0,1391	0,1032
29	0,3133	0,2926	0,2607	0,2085	0,1707	0,1496	0,1396	0,1051
30	0,3093	0,2911	0,2585	0,2003	0,1759	0,1639	0,1517	0,1115
31	0,3071	0,2884	0,2547	0,1917	0,1678	0,1551	0,1447	0,1063
32	0,3149	0,2918	0,2589	0,1915	0,1643	0,1507	0,1411	0,1039
33	0,3231	0,3067	0,2711	0,2049	0,1648	0,1503	0,1386	0,1042
34	0,3453	0,3197	0,2824	0,2153	0,1787	0,1657	0,1594	0,1199
35	0,3450	0,3189	0,2768	0,2107	0,1573	0,1441	0,1366	0,1031
36	0,3255	0,2946	0,2776	0,2113	0,1707	0,1597	0,1496	0,1098
37	0,3344	0,3033	0,2809	0,1998	0,1594	0,1468	0,1336	0,0987
38	0,3022	0,2741	0,2648	0,2102	0,1698	0,1541	0,1424	0,1023
39	0,3204	0,2885	0,2704	0,2047	0,1721	0,1604	0,1474	0,1084
40	0,3189	0,2922	0,2800	0,2134	0,1677	0,1546	0,1461	0,1041
média	0,320	0,2998	0,270	0,210	0,170	0,154	0,144	0,110
Desvio Padrão	0,0140	0,0140	0,0120	0,0134	0,0135	0,0102	0,0090	0,0078

Figura 28 - Umidade volumétrica na profundidade de 1,10 m (a) e umidade volumétrica média (b) do perfil do solo (0-1,10 m) em função do tempo de redistribuição

Na Tabela 18 está apresentado o resumo estatístico da análise exploratória dos valores de drenagem interna para os períodos analisados durante os três anos de ciclo da cultura (2001/2002, 2002/2003 e 2003/2004). Os valores encontrados para a densidade de fluxo médio a cada ano

foram diferentes, isto porque, como a área não foi irrigada, esta variação foi em função das precipitações pluviométricas. Observa-se que os maiores valores encontrados para a drenagem, ou seja, movimento de água descendente no solo foram para os períodos de maior precipitação. Já nos períodos secos não houve drenagem; em alguns períodos houve uma pequena ascensão capilar. O mesmo aconteceu com o desvio padrão, cujos valores foram maiores para a época de maior precipitação chegando a 18,53 mm.

A Figura 29 mostra a drenagem da água no solo e a Figura 30 a precipitação pluvial para os períodos analisados durante os três anos de estudo. Para o ano 1 a maior drenagem foi verificada para os períodos 8, 10 e 7 (24,40, 11,63 e 10,72 mm, respectivamente) para precipitações de 280,3, 201,0 e 149,1 mm, correspondentes aos mesmos períodos. No ano 2 a maior drenagem ocorreu nos períodos 7 e 6 (22,47 e 15,69 mm, respectivamente) para precipitações de 274,9 e 143,50 mm para os mesmos períodos e para o ano 3 foi nos período 9 e 8 (40,60 e 25,13 mm, respectivamente) para precipitações de 137,2 e 177,3 mm nos mesmos períodos. Com relação a quantidade de água que entrou no solo pela precipitação, 5, 6 e 14 %, em média, no ano 1, 2 e 3 foi perdida pela drenagem, respectivamente. Em média a drenagem ficou próxima de 10 %. Portanto, é importante que seja levado em consideração, nas estimativas da evapotranspiração, a perda por drenagem interna, mesmo numa profundidade relativamente alta, como no caso em questão (1,10 m). Alguns autores encontraram valores de drenagem interna da ordem de 30 % da precipitação pluvial (VACHAUD et al, 1973; STONE et al, 1973 apud CRUZ, 2003).

Na Tabela 19 e Figura 31 estão apresentados os valores das diferenças relativas médias, expressas em percentagem, para a densidade de fluxo, e os valores de desvio padrão associados. Para os anos 1 e 2, os pontos 11 e 5 foram os que mais se distanciaram da média, sendo o primeiro abaixo da média e o segundo acima da média e para o terceiro ano foram os pontos 21 e 12, respectivamente. Os pontos com menor diferença relativa associado ao desvio padrão foram: ano 1 o ponto 40; ano 2 o ponto 6, mas os pontos 19 e 40 também estão próximos a média e com baixo desvio padrão e para o ano 3 o ponto 36.

Tabela 18 - Resumo estatístico dos valores da drenagem de água no solo (mm) para os 14 períodos monitorados nos três anos de estudo

Períodos	nº	Média	Desvio padrão	Variância	Curtose	Assimetria	Mínimo	Máximo
2001/2002					Ano 1			
Per. 1	39	0,02	0,16	0,03	15,68	0,29	-0,29	0,83
Per. 2	19	-0,01	0,13	0,02	0,75	-0,20	-0,31	0,22
Per. 3	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Per. 4	33	-1,28	2,23	4,97	15,88	-1,07	-11,82	0,48
Per. 5	38	-1,10	2,33	5,45	23,16	-0,81	-13,59	0,22
Per. 6	40	-0,49	1,62	2,63	7,13	-0,59	-4,57	5,83
Per. 7	40	-10,72	10,98	120,53	8,58	-0,82	-55,74	-1,42
Per. 8	40	-26,40	18,53	343,50	9,66	-0,85	-101,91	-8,99
Per. 9	40	-5,78	8,59	73,71	15,69	-0,68	-47,61	2,29
Per. 10	40	-11,63	13,05	170,33	19,19	-0,60	-79,18	-2,19
Per. 11	40	-0,99	3,34	11,13	10,09	-0,24	-12,83	12,31
Per. 12	40	0,12	1,22	1,49	13,30	0,24	-2,02	5,96
Per. 13	40	-2,96	5,31	28,24	19,56	-0,72	-30,80	2,03
Per. 14	40	-5,01	14,90	221,88	30,07	-0,75	-90,99	4,25
2002/2003					Ano 2			
Per. 2	39	-0,09	0,43	0,19	24,89	-0,54	-2,46	0,83
Per. 3	34	-0,04	0,53	0,28	7,56	-0,12	-1,24	2,05
Per. 4	14	-0,07	0,27	0,08	1,98	0,41	-0,49	0,61
Per. 5	40	-0,14	0,41	0,17	25,39	-0,75	-2,43	0,25
Per. 6	40	-15,69	7,79	60,70	4,28	-1,00	-43,70	-9,06
Per. 7	40	-22,47	8,12	65,97	-0,62	-0,97	-39,59	-7,35
Per. 8	40	-13,06	6,52	42,46	2,16	-0,54	-35,36	-4,23
Per. 9	40	-4,04	3,15	9,92	9,45	-0,32	-18,05	2,60
Per. 10	40	-5,83	4,58	21,02	4,06	-0,88	-22,03	-0,86
Per. 11	40	-0,64	3,87	14,97	13,65	-0,28	-16,00	15,58
Per. 12	40	0,00	0,75	0,56	13,36	-0,13	-2,19	3,47
Per. 13	40	-0,05	1,08	1,17	18,36	-0,31	-5,59	2,19
2003/2004					Ano 3			
Per. 5	40	-1,02	2,92	8,54	10,80	-0,94	-12,91	1,28
Per. 6	39	-3,06	12,49	155,94	4,60	-0,60	-44,49	33,01
Per. 7	40	-22,79	16,69	278,50	8,94	-0,36	-96,18	0,04
Per. 8	40	-25,13	13,72	188,30	3,33	-0,65	-70,54	-1,66
Per. 9	39	-40,60	17,21	296,22	-0,10	-0,64	-79,21	-5,67
Per. 10	40	-11,30	11,36	129,07	8,29	-0,91	-59,49	0,57
Per. 11	40	-6,93	11,66	135,91	6,96	-1,37	-54,24	2,60
Per. 12	40	-2,03	3,58	12,81	3,55	-0,77	-13,56	5,80
Per. 13	40	-8,23	11,89	141,29	4,91	-0,51	-50,53	20,78
Per. 14	40	-25,28	12,78	163,39	1,05	-0,67	-59,90	-9,19

Figura 29 – Drenagem média da água para os períodos analisados no o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c)

Figura 30 – Precipitação pluvial para os períodos analisados no o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c)

Tabela 19 - Valores da diferença relativa média ($\bar{\delta}_i$ - %) em ordem crescente e desvio padrão da densidade de fluxo durante o período de observação

Densidade de fluxo Rank	Média do ano 1			Média do ano 2			Média do ano 3		
	Ponto	δ_i	Desvio Padrão	Ponto	δ_i	Desvio Padrão	Ponto	δ_i	Desvio Padrão
1	11	-67,87	5,08	11	-56,80	4,31	21	-77,89	10,07
2	28	-67,13	4,15	28	-47,18	5,25	20	-69,09	4,85
3	3	-56,99	4,46	29	-39,28	4,92	17	-56,46	8,27
4	17	-52,91	4,33	30	-39,14	5,28	35	-53,56	7,55
5	35	-52,83	4,09	35	-38,66	5,58	34	-44,02	10,63
6	21	-51,39	7,94	33	-38,49	6,52	19	-43,56	9,83
7	7	-50,28	4,50	7	-37,62	6,06	33	-41,62	10,27
8	36	-49,69	4,40	24	-37,04	4,21	24	-34,10	8,31
9	33	-49,66	5,18	3	-35,67	5,10	7	-33,01	10,18
10	30	-48,99	3,82	32	-33,73	5,71	32	-32,95	8,47
11	32	-47,64	3,93	38	-33,39	5,33	29	-32,77	8,11
12	24	-45,63	3,06	17	-32,88	6,40	40	-31,19	12,35
13	31	-39,38	4,53	31	-28,15	5,28	22	-29,11	13,77
14	26	-39,19	5,56	20	-26,15	6,26	37	-25,77	11,86
15	20	-37,21	6,23	26	-17,69	6,81	23	-24,73	16,02
16	38	-33,66	5,46	36	-17,29	7,90	10	-23,67	21,31
17	9	-33,29	5,44	39	-17,07	6,34	11	-22,78	11,49
18	18	-30,37	10,27	34	-13,49	8,92	15	-11,61	16,65
19	2	-27,09	8,11	27	-11,24	7,90	30	-8,31	11,51
20	19	-26,82	6,19	37	-10,84	6,76	18	-7,65	19,72
21	34	-22,82	7,18	21	-8,14	7,21	28	-7,39	16,97
22	37	-21,26	6,37	1	-4,34	7,53	26	-4,61	12,61
23	23	-20,48	7,68	40	-2,87	7,63	31	-2,43	11,16
24	15	-19,49	8,09	4	-1,93	9,31	36	1,05	11,22
25	27	-18,97	5,94	6	-0,47	7,51	38	2,50	11,30
26	4	-13,86	8,55	19	0,56	9,84	6	5,52	16,36
27	39	-12,34	6,45	18	1,55	9,02	16	6,79	18,92
28	6	-12,04	8,10	9	2,37	8,47	4	8,62	19,17
29	8	-4,58	9,45	15	4,47	8,84	8	9,93	19,81
30	22	-3,35	7,18	23	4,74	8,44	2	11,69	17,78
31	40	-1,34	7,06	10	12,05	10,02	3	12,69	22,79
32	29	3,10	11,11	2	27,27	10,81	39	13,71	9,98
33	13	7,34	8,86	22	38,50	11,05	27	19,76	17,10
34	10	8,65	8,54	16	43,31	12,64	1	22,32	17,84
35	16	8,83	9,38	8	44,38	12,49	9	22,36	17,58
36	1	13,02	12,62	13	55,93	10,46	14	92,70	42,98
37	12	85,40	12,56	14	73,21	18,23	13	94,01	17,41
38	25	123,25	14,74	25	92,44	13,40	5	114,59	24,51
39	14	358,80	37,05	12	111,72	15,14	25	118,66	24,37
40	5	450,19	32,80	5	117,04	12,98	12	161,41	23,00

Figura 31 - Diferença relativa média e desvio padrão para o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c) da densidade de fluxo da água no solo, listada do menor para o maior valor. Os números referem-se aos locais de medidas

2.8.6 Evapotranspiração real

A totalização do consumo de água pela cultura de citros e pela evaporação (evapotranspiração real) foi realizada para três anos, 2001/2002, 2002/2003 e 2003/2004, baseando-se no ciclo fenológico da cultura e aplicando-se a equação 15. Após obter os valores de precipitação e de densidade de fluxo para os períodos fenológicos da cultura, calcularam-se os valores da evapotranspiração. Na Tabela 20 está apresentado o resumo da estatística descritiva para os valores de evapotranspiração para os períodos analisados durante os três anos.

A proximidade entre os valores da média e mediana sinaliza que a evapotranspiração apresenta distribuição aproximadamente simétrica para todos os períodos. Os valores de assimetria indicam o grau de afastamento da média em relação a mediana ou moda, sendo que para uma distribuição normal simétrica tem-se o valor de assimetria mais próximo de zero e, os valores obtidos foram todos próximos de zero (entre $-0,77$ e $0,58$). Os valores de curtose para alguns períodos ficaram acima do valor limite $2,32$. O coeficiente de variação variou de $3,72$ a $30,81$ e, quando este, for abaixo de 40% , refletem em homogeneidade da amostra (ANDREOTTI, 2004).

Para o ano 1 foi determinado o valor da evapotranspiração para todos os períodos da cultura, já para o ano 2 e 3 não foi possível sua determinação para todos os períodos devido a ausência de leituras nos tensiômetros para a determinação da densidade de fluxo e determinação da umidade para o cálculo da variação de armazenagem.

De acordo com os valores obtidos de evapotranspiração verifica-se um valor médio por período de $95,78$; $76,43$ e $76,02$ mm e uma média diária de $3,67$; $3,49$ e $3,31$ mm para os anos 1, 2 e 3, respectivamente. Para o 1, a evapotranspiração foi de 1.341 mm durante o ciclo anual da cultura; para o ano 2 (12 períodos) e ano 3 (8 períodos) a evapotranspiração correspondeu a 917 e 608 mm, respectivamente. Estudos realizados por Azevedo (2003) mostram que o consumo de água aproxima-se de 3 mm.dia^{-1} em pomares irrigados e de $1,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ nos não irrigados para o Estado de São Paulo. Os dados de diferentes regiões do mundo mostram que o consumo dos citros no período de inverno é de $1,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ e no período de verão é de $3,2$ a $4,7 \text{ mm.dia}^{-1}$. À semelhança do que ocorre com as culturas agrícolas em geral, a necessidade de água dos citros varia conforme o estágio fenológico das plantas. Na brotação, emissão de botões florais, frutificação e início de desenvolvimento dos frutos há maior demanda de água e as plantas são muito sensíveis ao déficit hídrico nesse período, sendo que o aumento no tamanho dos frutos está

altamente relacionado com a absorção de água. Na fase de maturação, colheita e semi-dormência a demanda hídrica é menor.

Tabela 20- - Resumo estatístico dos valores da evapotranspiração (mm) para os períodos analisados durante os três anos de estudo

2001/2002	Nº	Média	Mediana	Desvio padrão	Variância	Curtose	Assimetria	Mín.	Máx.	CV %
Ano 1										
Per. 1	40	37,63	37,96	1,92	3,69	0,90	-0,52	32,40	40,75	5,11
Per. 2	40	37,79	38,09	3,72	13,83	2,91	-0,24	31,01	51,15	9,84
Per. 3	40	113,13	113,25	7,27	52,78	1,01	-0,05	92,50	126,62	6,42
Per. 4	40	101,70	103,06	9,33	87,12	0,63	-0,44	74,09	114,72	9,18
Per. 5	40	68,24	66,99	11,81	139,53	1,16	0,32	49,56	103,80	17,31
Per. 6	40	181,76	180,48	10,92	119,17	-0,49	0,35	155,82	203,04	6,01
Per. 7	40	116,34	117,42	14,01	196,22	5,63	-0,23	60,57	146,91	12,04
Per. 8	40	248,62	252,54	18,55	344,17	9,86	-0,63	172,23	266,39	7,46
Per. 9	40	78,64	80,19	9,64	92,93	10,38	-0,48	35,21	98,35	12,26
Per. 10	40	186,80	190,20	14,07	198,04	16,73	-0,72	116,08	200,92	7,53
Per. 11	40	29,48	28,91	6,27	39,28	0,17	0,28	17,95	46,80	21,26
Per. 12	40	25,99	25,42	5,07	25,68	-0,45	0,34	16,78	37,35	19,50
Per. 13	40	40,49	40,55	5,31	28,20	1,69	-0,04	22,75	47,77	13,12
Per. 14	40	88,87	90,87	15,86	251,62	25,03	-0,38	1,08	108,97	17,85
Ano 2										
Per. 2	40	25,99	25,96	1,68	2,82	2,55	0,05	20,33	29,92	6,46
Per. 3	40	18,65	18,21	2,26	5,13	1,96	0,58	15,11	25,86	12,14
Per. 4	40	34,60	34,43	1,29	1,65	1,46	0,41	31,79	38,68	3,72
Per. 5	40	95,05	96,62	12,02	144,54	-0,59	-0,39	72,60	117,48	12,65
Per. 6	40	127,79	128,71	14,04	196,98	1,42	-0,19	84,03	151,20	10,98
Per. 7	40	213,25	214,92	10,17	103,39	-0,42	-0,49	190,81	233,74	4,77
Per. 8	40	103,30	103,54	8,27	68,37	0,14	-0,09	87,06	122,22	8,00
Per. 9	40	88,17	88,63	5,97	35,67	0,42	-0,23	71,87	101,94	6,77
Per. 10	40	86,91	88,15	8,81	77,68	0,49	-0,42	65,32	109,65	10,14
Per. 11	40	78,65	78,75	7,92	62,68	0,20	-0,04	60,00	94,57	10,07
Per. 12	40	6,13	6,35	1,63	2,66	4,52	-0,41	0,95	10,20	26,62
Per. 13	40	38,70	38,79	5,69	32,43	0,82	-0,04	27,21	56,06	14,71
Ano 3										
Per. 5	40	96,00	95,64	8,36	69,96	-0,31	0,13	78,93	115,05	8,71
Per. 6	40	95,89	97,07	13,00	169,12	3,43	-0,27	61,18	135,87	13,56
Per. 7	40	76,90	79,68	17,71	313,62	6,79	-0,47	3,57	100,96	23,03
Per. 8	40	145,10	148,86	14,64	214,44	2,72	-0,77	94,10	166,85	10,09
Per. 9	39	79,48	82,60	16,78	281,48	-0,10	-0,56	44,99	121,55	21,11
Per. 10	40	43,51	46,19	13,41	179,72	2,67	-0,60	-2,94	64,45	30,81
Per. 11	40	48,01	50,90	14,65	214,70	1,67	-0,59	1,33	71,29	30,52
Per. 12	40	24,35	24,74	6,06	36,76	5,79	-0,19	0,33	37,58	24,90

Figura 32 – Evapotranspiração da cultura de citros para os períodos analisado durante o ano 1 (a), ano 2 (b) e ano 3 (c)

A Figura 32 mostra os valores de evapotranspiração para todos os períodos estudados durante os três anos. Verifica-se um comportamento diferente para os 3 anos, sendo que os maiores valores foram para os períodos 6, 8 e 10 para o ano 1, os períodos 6, 7 e 8 para o ano 2 e os períodos 8, 5 e 6 para o ano 3. Os períodos 6 a 8 e, o 9 correspondem a fase de pegamento e início do crescimento do fruto, respectivamente, e que ocorre a maior demanda de água pela cultura.

Ao analisar as Figuras 30 e 32 observa-se que a evapotranspiração apresentou uma tendência de aumentar seus valores para os períodos em que ocorreu maior precipitação pluvial, não apresentando um mesmo padrão de comportamento para os três anos de estudo, ou seja, não foi estável no tempo. Isso pode ter ocorrido provavelmente devido ao fato de a evapotranspiração depender fortemente de fatores climatológicos, e da planta, como tipo, idade, fenologia, etc.

3 CONCLUSÕES

Dentre os parâmetros estudados verificou-se uma dependência espacial para a armazenagem de água no solo, com um alcance de 17,0 m na média dos três anos. Para a densidade do solo, condutividade hidráulica saturada e potencial mátrico do solo não houve dependência espacial.

Por meio do coeficiente de correlação de Spearman entre as datas sucessivas, os valores de armazenagem e de potencial mátrico foram estáveis no tempo e que, para a armazenagem de água no solo, a correlação foi maior no período de recarga; no estudo do potencial mátrico, os coeficientes de correlação foram maiores para os períodos de secagem, ou seja, a estabilidade temporal foi maior para o os períodos de secagem.

Os pontos 24, 11 e 29 são os indicados, pela estabilidade temporal da armazenagem e do potencial mátrico da água no solo como os mais representativos da área.

Na realização do balanço hídrico durante três anos verificou um consumo da água pela cultura de citros (evapotranspiração real) de 1340 mm e um consumo médio diário de 3,49 mm; a drenagem interna correspondeu a 10 %, em média, da precipitação, para o solo e cultura em estudo.

REFERÊNCIAS

ALVES JUNIOR, J.; CAMPECHE, F.S.M.; COELHO FILHO, M.A.; SILVA, C.R.; SILVA, T.J.A.; FOLEGATTI, M.V. Determinação da evapotranspiração da cultura de lima ácida “tahiti” (*Citrus latifolia* Tan.) e estimativa do coeficiente de cultivo (kc) e cobertura do solo (kr) no período de formação das plantas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 32. 2003. Goiânia. **Anais...** Goiânia: Sociedade Brasileira de Engenharia Agrícola-Engenharia de Água e Solo; SBEA, 2003. 1 CD-ROM.

ANDRADE JUNIOR, A. S.de. **Viabilidade da irrigação, sob risco climático e econômico, nas microrregiões de Teresina e litoral Piauiense**. 2000. 566p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2000.

ANDRIOTTI, J.L.S. **Fundamentos de estatística e geoestatística**. São Leopoldo: Unisinos, 2004. 165p.

ANGELOCCI, L. R. **Água na planta e trocas gasosas/energéticas com a atmosfera: Introdução ao tratamento biofísico**. Piracicaba: o autor, 2002. 272p.

FNP CONSULTORIA & COMÉRCIO. **Agrianual 2006**: anuário da agricultura brasileira. São Paulo, 2006. 504p.

AZEVEDO, C.L.L. Sistema de produção de citros para o Nordeste: Recursos hídricos e irrigação. Embrapa Mandioca e Fruticultura, 2003. Disponível em: <<http://sistemasdeproducao.cnptia.embrapa.br/FontesHTML/Citros/CitrosNordeste/irrigacao.htm>>. Acesso em: 31 maio 2006.

BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. **A sonda de nêutrons e seu uso na pesquisa agrônoma**. Piracicaba: CENA, 1990. 48p. (CENA. Boletim Didático, 22).

BEIGUELMAN, B. **Curso prático de bioestatística**. 3.ed. Ribeirão Preto: Sociedade Brasileira de Genética, 2002. 272p.

BUCKINGHAN, R.C. **Studies of the movement of soil moisture**. Washington: USDA. Government Printing Office, 1907. 1v. (Bur Soil Bull, 38).

CAMARGO, F.T. Variabilidade espacial e temporal da umidade do solo para aplicações em agricultura de precisão. Disponível em: <http://www.usp.br/siicusp/9osiicusp/cs_2001/ficha1862.htm> Acesso em: 03 fev. 2004.

CAMBARDELLA, C.A.; MOORMAN, T.B.; NOVAK, J.M.; PARKIN, T.B.; KARLEN, D.L.; TURCO, R.F.; KONOPKA, A.E. Field-scale variability of soil properties in Central Iowa soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.58, n.5, p.1501-1511, sep./oct. 1994.

CARVALHO, L.A. **Condutividade hidráulica do solo no campo: as simplificações do método do perfil instantâneo**. 2003. 89p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2003.

CICHOTA, R.; de JONG VAN LIER, Q. Análise da variabilidade espacial de pontos amostrais da curva de retenção da água no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.28, n. 4, p.585-596, jul./ago. 2004.

CICHOTA, R.; HURTADO, A.L.B.; de JONG VAN LIER. Spatial-temporal variability of soil water tension in a tropical soil in Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, accepted 15 jul.2005. 13p. No prelo.

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 e Ambiental**, Campina Grande, v.4, n.1, p.23-28, 2000.

CONOVER, W.J. **Practical nonparametric statistics**. 2nd.ed. New York: W.I.E, 1980. 493p.

CRUZ, A. C. R **Consumo de água por cultura de citros cultivada em Latossolo Vermelho amarelo**. 2003. 92p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2003.

CRUZ, A. C. R; LIBARDI, P.L.; ROCHA, G.C.; CARVALHO, L.A. Evapotranspiração real de uma cultura de laranja em produção num Latossolo Vermelho Amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, Viçosa, v.29, n.5, p.659-831, set./out. 2005.

DOWNING, D.; CLARK, J. **Estatística aplicada**. 2.ed. Tradução de A. A. de Farias. São Paulo: Saraiva, 2002. 351p.

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

FIETZ, C. R. **Variabilidade espacial do armazenamento de água no solo visando o manejo da irrigação por aspersão**. 1998. 97p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1998.

FORD, H.W. The influence of rootstock and tree age on root distribution of citrus. **Proceedings of the American Society for Horticultural Science**, Ithaca, New York, v.63, p.137-142, jun. 1954.

GONÇALVES, A.C.A. **Variabilidade espacial de propriedades físicas do solo para fins de manejo de irrigação**. 1997. 118p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1997.

GONÇALVES, A.C.A. **Uso da geoestatística para o manejo da água na agricultura irrigada**. Piracicaba: Esalq, Depto de Engenharia Rural, 2004. (Apostila de aula teórica).

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**, Viçosa, v.23, n.1, p.155-164, jan./mar. 1999.

GONÇALVES, A.C.A.; FOLEGATTI, M.V.; VIANA, J.D. Análises exploratória e geoestatística da variabilidade de propriedades físicas de um Argissolo Vermelho. **Acta Scientiarum: Agronomy**, Maringá, v.23, n.5, p.1149-1157, 2001.

GREBET, P.; CUENCA, R.H. Hystory of lysimeter design of environmental disturbances. In: ALLEN, R.G.; HOWELL, T.A.; PRUITT, W.O.; WALTER, I.A.; JENSEN, M.E. **Lysimeters for evapotranspiration and environmental measurements**. New York: American Society of Civil Engineers, 1991. p.10-18.

GREMINGER, P.J.; SUD, Y.K.; NIELSEN, D.R. Spatial variability of field-measured soil-water characteristics. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.49, n.5, p.1075-1082, Sep./oct. 1985.

GUERIF, J.; DURR, C.; MCHET, J. M.; RECOUS, S.; ROGER-ESTRADE, J.A Review of tillage effects on crop residue management, seedbed conditions and seedling establishment. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v.61, p.13-32, Aug, 2001.

HAMLETT, J.M.; HORTON, R.; CRESSIE, N.A.C. Resistant and exploratory techniques for use in semivariogram analyses. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.50, n.3, p.868-875, mai./jun. 1986.

ISSAKS, E.; SRIVASTAVA, R.M. **An Introduction to Applied Geoestistics**. New York: Oxford University Press, 1989. 561p.

JONES, W.W.; EMBLETON, T.W. Soil management and cover crops. In: REUTHER, W. (Ed). **The citrus industry**. Berkeley: University of California, 1973. v. 3, cap. 4, p.98-121.

JOURNEL, A.G.; HUIJBREGTS, C.J. **Mining Geostatistics**. London: Academic Press, 1978. 600p.

KACHANOSKI, R.G.; De JONG, E. Scale dependence and the temporal persistence of spatial patterns of soil water storage. **Water Resources Research**, Washington, v. 24, n.1, p. 85-91, jan.1988.

KIEHL, E. J. **Manual de Edafologia**. São Paulo: CERES, 1979. 264p.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Densidade e distribuição do tamanho de poros de um Latossolo Vermelho, sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.26, n.4, p.857-867, out./dez. 2002.

KLUTE, A. Water retention: laboratory methods. In: KLUTE, A. 2nd.ed. **Methods of soils analysis I, physical and mineralogical methods**. Madison: **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.1, p.635-662, 1986.

KLUTE, A.; DIRKSEN, C. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: KLUTE, A. **Methods of soils analysis**, (Ed). 2.ed. Madison: **Soil Science Society of America Journal**. 1986.chap. 28, p. 687-734.

KRIGE, D.G. A statistical approach to some basic mine evaluation problems on the witwatersrand. **Journal of Chemical Metallurgical and Mining Society of Society of Africa**, Johannesburg, v. 52, p.119-139, 1951.

LASCANO, R.J.; HATFIELD, J.L. Spatial variability of evaporation along two transects of a bare soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.56, p.341-346, mar./abr. 1992.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. 2 ed. Piracicaba: O autor, 2000. 509p.

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

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

LIBARDI, L. P.; MANFRON, P. A.; MORAES, S. O.; TUON, R. L. Variabilidade da umidade gravimétrica de um solo hidromórfico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, SP. v.20, n.1, p.1-12, jan./abr. 1996.

LI, Y.; LINDSTROM, M.J.; ZHANG, J. YANG, J. Spatial variability of soil erosion and soil quality on hillslopes in the Chinese loess plateau. **Acta Geologica Hispanica**, Barcelona, v.35, n.3/4, p.261-270, 2000.

MACIEL NETTO, A.; ANTONINO, A. C. D.; AUDRY, P.; CARNEIRO, C. J. G.; DALL'OLIO, A. Condutividade hidráulica não saturada de um Podzólico Amarelo da zona da mata de Pernambuco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.35, n.6, p.1221-1228, jun. 2000.

MALLANTS, D.; MOHANTY, B.P.; JACQUES, D.; FEYEN, J. Spatial variability of hydraulic properties in a multi-layered soil profile. **Soil Science**, Baltimore, v.161, n. 3, mar.1996, p.167-181.

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**, Viçosa, v.22, n.4 p.563-571, out/dez. 1998.

MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, J.; CEBALHOS, A. Temporal stability of soil in a large-field experiment in Spain. **Soil Science Society America Journal**, Madison, v.67, p.1647-1656, nov/dez. 2003

MATHERON, G. Principles of geostatistics. **Economic Geology**, Keystone, Colorado, v.58, n.8, p.1246-1266, dez.1963.

MATHERON, G. **The theory of regionalized variables and its application**. Fontainebleau: Les Cahiers du centre de Morphologie Mathematique, 1971. Fas. 5, C. G.

McBRATNEY, A.B.; WEBSTER, R. Choosing functions for semivariograms of soil properties and fitting them to sample estimates. **Journal of Soil Science**, Oxford, v.37, p.617-639, 1986.

MERCANTE, E.; URIBE-OPAZO, M.A.; SOUZA, E.G. Variabilidade espacial e temporal da resistência mecânica do solo à penetração em áreas com e sem manejo químico localizado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.27, n.6, p.1149-1159, nov./dez. 2003.

MESQUITA, M.G.B.F. **Caracterização estatística da condutividade hidráulica saturada do solo**. 2001. 110p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2001.

MESQUITA, M.G.B.F; MORAES, S.O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v.34, n.3, p.963-969, mai/jun. 2004.

MESQUITA, M.G.B.F; MORAES, S.O.; CORRENTE, J.E. Caracterização estatística de variáveis físicas do solo. **Acta Scientiarum: Agronomy**, Maringá, v.25, n.1, p.35-44, 2003.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. Condutividade hidráulica: Conceituação e aspectos gerais. Cap. 9, p.97-101, 2004. Disponível em: <<http://www.mmc.gov.br/port/srh/acervo/publica/doc.dona/cap09.pdf>> Acesso em: 27 jan. 2004.

MONTENEGRO, H. W.S. **Contribuição ao estudo do sistema radicular das plantas cítricas**. 1960. 147p. Tese (Cátedra) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1960.

MOREIRA, C. S. **Estudo da distribuição do sistema radicular da Laranja Pêra (*Citrus sinensis* Osbeck) com diferentes manejos de solo**. 1983. 143p. Dissertação (Mestrado em agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1983.

MOREIRA, C.S. Manejo do solo em pomar cítrico. **Revista Técnica Científica de Citricultura**. Cordeirópolis, n.9, p.423-435, nov. 1988.

MORETI, D. **Propriedades físicas e químicas de um Latossolo Vermelho cultivado com feijão e algodão, sob diferentes sistemas de preparo, adubações e plantas de cobertura.** 2002. 70p. Dissertação (Mestrado em Sistema de Produção) – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Campus de Ilha solteira, 2002.

MUALLEN, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resource Research**. Washington, v. 12, p.513-522, 1976.

NIELSEN, D.R; BIGGAR, J.W.; ERH, R.T. Spatial variability of field-measured soil water properties. **Hilgardia**, Berkeley, v.42, n.7, p.215-260, nov. 1973.

OLIVEIRA, P. M. de. **Estimativa da evapotranspiração e do coeficiente de cultura do cafeeiro (*Coffea arabica* L.).** 2003. 86p. Dissertação (Mestrado em engenharia Agrícola) – Universidade federal de Lavras, 2003.

PACHEPSKY, Y.A.; GUBER, A.K.; JACQUES, D. Temporal persistence in vertical distributions of soil moisture contents. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.69, p.347-352, mar/abr. 2005.

PAIVA, A.Q.; SOUZA, L.S.; RIBEIRO, A.C.; COSTA, L.M. Disponibilidade de água em uma topossequência de solos de tabuleiro do Estado da Bahia e sua relação com indicadores do crescimento da laranjeira. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.22, n.3, p.367-377, jul./set. 1998.

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/USP, fev.1974. 28p. (Boletim Científico).

PIRES, R.C.de M. Manejo da água na irrigação dos citros. **Laranja**. Cordeirópolis, v.13, n.1, p.237-260, 1992.

PREVEDELLO, B. M.S. **Variabilidade espacial de parâmetros de solo e planta.** 1987. 166p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1987.

REICHAHRDS, L.A. The usefulness of capillarity potential to soil moisture and plant investigators. **Journal Agriculture Research**, v. 37, p.719-742, 1928.

REICHARDT, K; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri-SP: Manole, 2004. 478p.

RIBEIRO JUNIOR, P.J. **Métodos geoestatísticos no estudo da variabilidade espacial de parâmetros do solo**. 1995, 99p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1995.

RIBEIRO JUNIOR, P.J.; DIGGLE, P.J. GeoR: a package for geostatistical analysis. **R-News**. Wien, Áustria, v.1, n.2, p.15-18, jun., 2001.

ROCHA, G. C. **Estabilidade temporal da distribuição espacial da armazenagem, do gradiente de potencial total e do potencial mátrico da água, em um solo cultivado com citros**. 2004. 117p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2004.

ROSE, C.W.; STERN, W.R.; DRUMMOND, J.E. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil *in situ*. **Australian Journal Soil Research**, Australia, v.3, p.1-9, 1965.

RUIZ, P. M. E.; UTSET, S. A. uso del modelo swacrop en la estimación de las necesidades hídricas de la papa (*Solanum tuberosum* L.), determinación de las propiedades hidráulicas del suelos. **Revista Ciências Técnicas Agropecuárias**, v. 18, n. 1, 1999. Disponível em:<<http://www.redepapa.org/propiedadesuelo.pdf>>. Acesso em: 06 set. 2005.

SANTOS, H.G. dos; SILVA, J.P.A. da. Variabilidade espacial dos atributos químicos em um Latossolo Amarelo coeso. 2005. Disponível em:<http://www.semppg.ufba.br/seminario/principal.php3?f_funcao=exibe_resumo&a_resumo=51703-6C5> Acesso em: 26 set. 2005.

SCHAFFER, B. Flooding responses and water-use efficiency of subtropical and tropical fruit trees in an environmentally-sensitive wetland. London: ACADEMIC PRESS, v.81, n.4, p.475-481, APR 1998. Disponível em:<<http://portal02.isiknowledge.com/portal.cgi?DestApp=WOS&Func=Frame>> Acesso em: 26 sept. 2005.

SILVA, A. P. **Variabilidade espacial de atributos físicos do solo**. 1988, 104p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1988.

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**, Amsterdam, v.58, p.207-218, 2001.

SILVA, T.J.A da. **Evapotranspiração e coeficiente de cultivo de maracujazeiros determinados pelo método do balanço de radiação e lisimetria de pesagem**. 2005. 99p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.

SILVA, V.P. R. da; AZEVEDO, P.V. de; SILVA, B.B. da; BASSOI, L.H.; TEIXEIRA, A.H.C.; SOARES, J.M.; SILVA, J.A.M. Estimativa da evapotranspiração da mangueira com base no balanço hídrico do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e ambiental**. Campina Grande, v.5, n.3, p.456-462, 2001.

SILVA, V.R.; REICHERT, J.M.; STORCK, L.; FEIJÓ, S. Variabilidade espacial das características químicas do solo e produtividade de milho em um Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico arênico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.27, n. 6, p.1013-1020, nov./dez.2003.

SOARES, J.V.; XAVIER, A.C; ALMEIDA, A.C de. Balanço de água em eucalipto com a caracterização do dossel por técnicas de sensoriamento remoto. 2005. Disponível em: <http://www.ltid.inpe.br/dsr/vianeip_simposios/BH-Eucalypt.pdf> Acesso em: 12 set.2005.

SOUZA, R.C. Modelos estruturais para previsão de séries temporais: abordagens clássica e bayesiana. In: COLÓQUIO BRASILEIRO DE MATEMÁTICA, Instituto de Matemática Pura e aplicada do CNPq. 17., 1989, Rio de Janeiro. 171p.

SOUZA, Z.M.; SILVA, M.L.; GUIMARÃES, G.L.; CAMPOS, D.T.S.; CARVALHO. M.P. PEREIRA, G.T. Variabilidade espacial de atributos físicos em um Latossolo Vermelho Distrófico sob semeadura em Selvíria (MS). **Revista Brasileira de Ciência do solo**, Viçosa, v.25, n.3, p.699-707, jul./set. 2001.

SOUZA, Z.M.; MARQUES Junior, J.; PEREIRA, G.T.; MOREIRA, L.F. Influência da pedoforma na variabilidade espacial de alguns atributos físicos e hídricos de um Latossolo sob cultivo da cana-de-açúcar. **IRRIGA**, Botucatu, v.9, n.1, p.1-11, jan./abr. 2004.

STARKS, P.J; HEATHMAN, G.C.; JACKSON, T.J.; COSH, M.H. Temporal stability of soil moisture profile. **Journal of Hydrology**, Amsterdam v.324, n.1, p.400-411, jun. 2006.

STATSOFT. Statistica Release 7.1. Tulsa, Oklahoma - USA, 2005.

TOMAZELA, M. S.; XAVIER, N. J. D. Certificação de mudas cítricas, garantia de qualidade. *Visão Agrícola*, Piracicaba, n.2, p.11-13, jul./dez. 2004. (in *Visão Agrícola – Citros*).

TORMENA, C. A.; SILVA, A. P. Incorporação da densidade no ajuste de dois modelos à curva de retenção da água no solo. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, Viçosa, v.26, n.2, p.305-314, abr./jun. 2002.

TRANGMAR, B.B.; YOST, R.S.; UEHARAA, G. Application of geoestistics to spatial studies of soil properties. **Advances in Agronomy**, New York, v. 38, p.45-94, 1985.

TUNDISI, J. G. **A água no século XXI**: Enfrentando a escassez. 2.ed. São Carlos: RiMa, 2003, 248p.

UNLU, K.; KAMVAS, M.L.; NIELSEN, D.R. Stochastic analysis of field measured unsaturated hydraulic conductivity. **Water Resources Research**, Washington, n.12, p.2511-2519, 1989.

UNLU, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W.; MORKOC, F. Statistical parameters characterizing the spatial variability of selected soil hydraulic properties. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v.54, n.6, p.1537-1547, nov./dec. 1990.

VACHAUD, G.; DANE, J.H.; Field. Instantaneous profile. In: DANE, J.H; TOPP, G.C. **Methods of Soil Analysis**, (Ed). Madison, Wisconsin, 2002. Chap.4, p.937-945.

VACHAUD, G.; PASSERAT, A. S.; BALABANIS, P.; VAUCLIN, M. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, n.3, p.822-828, mai./jun. 1985.

van GENUCHTEN, M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.44, p.892-898, 1980.

VAN PELT, R.S.; WIERENGA, P.J. Temporal stability of spatially measured soil matric potential probability density function. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 65, n.3, p. 668-667, mai./jun. 2001.

Van WESENBEEK. I.J.; KACHANOSKI R.G. Spatial and temporal distribuição of soil water in the tilled layer under a corn crop. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 52, n.1, p. 363-368, jan./fev. 1988.

VAUCLIN, M.; VIEIRA, S.R.; BERNARD, R.; HATFIELD, J.L. Spatial variability two transects of a bare soil. **Water Resources Research**, Washington, v.18, n.6, p.1677-1686, 1982.

VAUCLIN, M.; VIEIRA, S. R.; VACHAUD, G.; NIELSEN, D. R. The use of cokriging with limited field soil observations, **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 47, n. 2, p.175-184, mar./abr. 1983

VIEIRA,S.R. Uso da geoestatística em estudos de variabilidade espacial. In: CURSO DE ATUALIZAÇÃO EM CONSERVAÇÃO DO SOLO. Campinas: IAC, 1995. 61p.

VIEIRA, S.R. Variabilidade espacial de argila, silte e atributos químicos em uma parcela experimental de um latossolo roxo de Campinas (SP). **Bragantia**, Campinas, v.56, n.1, p.181-190, 1997.

VIEIRA, S.R.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Spatial variability of field-measured infiltration rate. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.45, n.5, p.1040-1048. sep./oct. 1981.

VIEIRA, S.R.; HATFIELD, J.L.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Geoestatistical theory and applications to variability of some agronomical properties. **Hilgardia**, Berkeley, v. 51, n.3, p.1-75, 1983.

WARRICK, A. W.; NIELSEN, D. R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. **Applications of soil physics**. New York: Academic Press, 1980. Chap. 13. p. 319-344.

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

WEBSTER, R. Automatic soil boundary location for transect data. **Mathematical Geology**, New York, v.5, n.1, p.27-37, 1973.

WEBSTER, R. Quantitative spatial analysis of soil in field. **Advance in soil Science**, New York, v.3, p.1-70, 1985.

WEBSTER, R.; OLIVIER, M.A. **Statistical methods in soil and land resource survey**. Oxford: Oxford University Press, 1990. 316p.

ANEXOS

ANEXO A - Ocorrência de precipitação pluviométrica (mm) nos respectivos dias

(continua)

precipitação								
Dia Juliano	Dia	mm	Dia Juliano	Dia	mm	Dia Juliano	Dia	mm
256	13/9/01	2.60	356	22/12/01	14.00	57	27/2/02	0.25
257	14/9/01	34.80	357	23/12/01	5.80	58	28/2/02	2.29
258	15/9/01	5.60	361	27/12/01	12.10	59	1/3/02	0.25
265	22/9/01	2.20	362	28/12/01	49.80	61	3/3/02	38.10
268	25/9/01	0.40	363	29/12/01	10.92	62	4/3/02	0.25
270	27/9/01	2.70	1	1/1/02	18.80	63	5/3/02	0.10
274	1/10/01	9.00	2	2/1/02	0.25	64	6/3/02	11.70
275	2/10/01	39.60	6	6/1/02	14.48	71	13/3/02	0.10
281	8/10/01	23.70	7	7/1/02	11.43	72	14/3/02	20.32
283	10/10/01	22.00	8	8/1/02	27.94	73	15/3/02	5.84
284	11/10/01	6.30	9	9/1/02	16.51	75	17/3/02	17.27
290	17/10/01	18.80	10	10/1/02	2.03	76	18/3/02	0.51
291	18/10/01	1.80	12	12/1/02	24.89	77	19/3/02	0.25
292	19/10/01	18.54	13	13/1/02	28.19	79	21/3/02	29.46
293	20/10/01	2.29	14	14/1/02	4.83	82	24/3/02	14.99
294	21/10/01	6.35	15	15/1/02	3.05	83	25/3/02	104.90
295	22/10/01	8.38	19	19/1/02	1.78	85	27/3/02	5.20
308	4/11/01	4.83	20	20/1/02	1.27	92	3/4/02	17.10
315	11/11/01	38.90	21	21/1/02	0.25	93	4/4/02	0.20
316	12/11/01	0.60	22	22/1/02	1.00	95	6/4/02	5.30
317	13/11/01	30.50	23	23/1/02	2.40	118	29/4/02	0.20
318	14/11/01	10.92	24	25/1/02	12.00	119	30/4/02	3.90
319	15/11/01	3.81	25	26/1/02	9.80	121	2/5/02	3.60
321	17/11/01	1.78	26	27/1/02	20.50	122	3/5/02	11.50
322	18/11/01	0.25	27	28/1/02	49.80	123	4/5/02	1.10
323	19/11/01	1.78	28	29/1/02	14.70	124	5/5/02	11.80
326	22/11/01	1.02	29	1/2/02	47.24	125	6/5/02	0.30
327	23/11/01	8.13	32	2/2/02	0.25	136	17/5/02	1.02
332	28/11/01	6.80	36	6/2/02	24.64	137	18/5/02	0.25
333	29/11/01	18.70	37	7/2/02	13.72	138	19/5/02	16.76
334	30/11/01	2.70	38	8/2/02	21.34	139	20/5/02	0.51
335	1/12/01	1.70	39	9/2/02	17.78	140	21/5/02	39.37
339	5/12/01	0.25	40	10/2/02	3.81	141	22/5/02	1.27
340	6/12/01	5.08	41	11/2/02	0.25	191	11/7/02	3.20
341	7/12/01	5.59	42	12/2/02	11.43	192	12/7/02	0.40
343	9/12/01	14.22	44	14/2/02	3.56	193	13/7/02	2.40
344	10/12/01	2.54	45	15/2/02	0.25	201	21/7/02	2.50
346	12/12/01	0.90	46	16/2/02	0.25	202	22/7/02	2.10
347	13/12/01	8.30	47	17/2/02	0.51	211	31/7/02	12.80
348	14/12/01	11.00	50	20/2/02	4.83	212	1/8/02	28.45
349	15/12/01	17.40	51	21/2/02	11.68	213	2/8/02	16.76
350	16/12/01	23.30	52	22/2/02	10.92	214	3/8/02	1.78
351	17/12/01	0.20	53	23/2/02	1.02	215	4/8/02	0.25
355	21/12/01	0.60	54	24/2/02	0.25	217	6/8/02	3.05

ANEXO A - Ocorrência de precipitação pluviométrica (mm) nos respectivos dias

(continuação)

precipitação								
Dia Juliano	Dia	mm	Dia Juliano	Dia	mm	Dia Juliano	Dia	mm
240	29/8/02	13.50	352	19/12/02	0.76	78	20/3/03	7.00
241	30/8/02	2.10	353	20/12/02	0.25	79	21/3/03	17.00
242	31/8/02	5.20	354	21/12/02	0.76	85	27/3/03	27.00
249	7/9/02	7.37	357	24/12/02	4.57	93	4/4/03	6.00
256	14/9/02	0.76	358	25/12/02	2.54	95	6/4/03	27.00
258	16/9/02	0.51	2	3/1/03	8.80	99	10/4/03	4.00
260	18/9/02	3.56	3	4/1/03	30.30	100	11/4/03	2.00
262	20/9/02	18.80	4	5/1/03	13.10	108	19/4/03	14.00
263	21/9/02	3.56	5	6/1/03	0.25	121	2/5/03	24.20
273	1/10/02	2.29	9	10/1/03	6.10	124	5/5/03	8.80
278	6/10/02	0.76	10	11/1/03	22.35	125	6/5/03	0.20
285	13/10/02	1.02	11	12/1/03	37.59	132	13/5/03	0.10
292	20/10/02	0.20	12	13/1/03	1.52	142	23/5/03	20.20
293	21/10/02	6.35	15	16/1/03	5.80	143	24/5/03	0.25
294	22/10/02	1.78	16	17/1/03	5.20	146	27/5/03	0.10
297	25/10/02	8.38	17	18/1/03	19.00	147	28/5/03	0.10
298	26/10/02	0.51	18	19/1/03	0.10	149	30/5/03	0.10
301	29/10/02	13.46	19	20/1/03	17.00	150	31/5/03	0.10
302	30/10/02	4.83	20	21/1/03	28.00	152	2/6/03	0.10
308	5/11/02	0.76	21	22/1/03	9.65	154	4/6/03	4.10
313	10/11/02	3.81	22	23/1/03	7.11	155	5/6/03	4.10
314	11/11/02	2.03	23	24/1/03	15.24	156	6/6/03	0.10
315	12/11/02	0.25	24	25/1/03	1.02	166	16/6/03	0.10
316	13/11/02	3.05	25	26/1/03	0.76	171	21/6/03	0.10
317	14/11/02	18.54	26	27/1/03	23.11	172	22/6/03	0.10
318	15/11/02	5.59	27	28/1/03	12.70	173	23/6/03	0.10
321	18/11/02	23.88	28	29/1/03	10.16	178	28/6/03	0.10
322	19/11/02	0.25	29	30/1/03	8.89	181	1/7/03	0.10
326	23/11/02	2.03	30	31/1/03	0.76	190	10/7/03	15.50
327	24/11/02	0.51	34	4/2/03	1.00	191	11/7/03	0.60
328	25/11/02	0.76	35	5/2/03	2.00	197	17/7/03	0.10
329	26/11/02	20.32	42	12/2/03	8.00	198	18/7/03	0.10
330	27/11/02	18.03	43	13/2/03	7.11	218	7/8/03	8.00
331	28/11/02	40.89	44	14/2/03	1.78	219	8/8/03	0.30
333	30/11/02	0.76	45	15/2/03	18.80	220	9/8/03	6.00
334	1/12/02	9.91	47	17/2/03	13.46	225	14/8/03	0.10
335	2/12/02	1.78	48	18/2/03	20.07	226	15/8/03	0.90
337	4/12/02	39.88	49	19/2/03	0.51	227	16/8/03	0.20
338	5/12/02	2.29	63	5/3/03	19.00	236	25/8/03	1.90
339	6/12/02	3.30	64	6/3/03	4.00	237	26/8/03	0.10
341	8/12/02	6.10	65	7/3/03	43.94	238	27/8/03	0.10
346	13/12/02	3.30	66	8/3/03	20.83	252	10/9/03	3.90
347	14/12/02	23.11	67	9/3/03	7.37	253	11/9/03	0.90
348	15/12/02	24.38	68	10/3/03	3.05	254	12/9/03	1.00
349	16/12/02	17.27	69	11/3/03	3.30	255	13/9/03	0.30
350	17/12/02	2.54	70	12/3/03	2.00	258	16/9/03	5.10

ANEXO A - Ocorrência de precipitação pluviométrica (mm) nos respectivos dias

(conclusão)

precipitação								
Dia Juliano	Dia	mm	Dia Juliano	Dia	mm	Dia Juliano	Dia	mm
269	27/9/03	0.70	354	21/12/03	3.30	97	6/4/04	38.10
270	28/9/03	0.10	355	22/12/03	17.90	105	14/4/04	10.16
279	7/10/03	15.30	356	23/12/03	1.40	106	15/4/04	2.79
280	8/10/03	1.70	360	27/12/03	0.10	110	19/4/04	16.00
281	9/10/03	7.10	362	29/12/03	0.10	111	20/4/04	0.25
282	10/10/03	0.10	364	31/12/03	32.40	115	24/4/04	5.33
283	11/10/03	37.60	1	1/1/04	23.60	116	25/4/04	6.60
293	21/10/03	1.10	2	2/1/04	0.51	117	26/4/04	0.25
294	22/10/03	0.20	7	7/1/04	6.86	125	4/5/04	4.32
298	26/10/03	0.10	8	8/1/04	15.49	126	5/5/04	0.51
299	27/10/03	20.70	9	9/1/04	14.73	127	6/5/04	6.35
300	28/10/03	3.30	15	15/1/04	0.76	128	7/5/04	5.33
301	29/10/03	1.30	22	22/1/04	0.25	129	8/5/04	0.25
302	30/10/03	0.10	23	23/1/04	7.37	134	13/5/04	1.27
304	1/11/03	2.40	24	24/1/04	1.27	135	14/5/04	1.02
305	2/11/03	2.00	25	25/1/04	23.11	136	15/5/04	5.84
308	5/11/03	0.30	26	26/1/04	58.68	137	16/5/04	0.25
310	7/11/03	5.30	27	27/1/04	14.48	139	18/5/04	4.06
311	8/11/03	0.10	28	28/1/04	1.78	140	19/5/04	0.76
316	13/11/03	9.70	29	29/1/04	1.02	141	20/5/04	0.51
319	16/11/03	2.90	31	31/1/04	0.25	142	21/5/04	4.83
320	17/11/03	53.60	36	5/2/04	11.43	144	23/5/04	0.76
321	18/11/03	4.30	37	6/2/04	0.76	145	24/5/04	2.79
326	23/11/03	5.08	38	7/2/04	0.76	146	25/5/04	18.29
327	24/11/03	16.76	41	10/2/04	0.25	151	30/5/04	1.02
329	26/11/03	2.79	44	13/2/04	0.30	152	31/5/04	15.24
330	27/11/03	0.76	45	14/2/04	29.40	154	2/6/04	8.64
331	28/11/03	3.30	46	15/2/04	4.40	155	3/6/04	17.52
332	29/11/03	1.30	51	20/2/04	10.30	156	4/6/04	4.83
333	30/11/03	0.10	52	21/2/04	43.50	161	9/6/04	0.25
334	1/12/03	28.10	53	22/2/04	48.90	164	12/6/04	5.84
335	2/12/03	0.10	54	23/2/04	8.50	165	13/6/04	0.25
336	3/12/03	0.70	55	24/2/04	5.10	167	15/6/04	0.25
337	4/12/03	3.70	56	25/2/04	13.90	171	19/6/04	0.25
338	5/12/03	1.70	59	28/2/04	5.00	176	24/6/04	0.25
340	7/12/03	4.30	63	3/3/04	33.20	177	25/6/04	0.51
341	8/12/03	0.10	65	5/3/04	0.51	178	26/6/04	0.25
342	9/12/03	15.20	66	6/3/04	16.00	190	8/7/04	4.83
343	10/12/03	0.30	67	7/3/04	0.25	191	9/7/04	2.79
345	12/12/03	12.90	70	10/3/04	5.84	192	10/7/04	26.41
347	14/12/03	0.10	74	14/3/04	5.33	198	16/7/04	0.76
348	15/12/03	5.60	79	19/3/04	9.65	199	17/7/04	3.30
349	16/12/03	2.80	80	20/3/04	0.25	200	18/7/04	0.25
353	20/12/03	1.90	96	5/4/04	0.25	201	19/7/04	32.00

ANEXO B - Teste de Kolmogorov-Smirnov da densidade do solo para as profundidades de 0,30 m (PROF_1), 0,50 m (PROF_2), 0,70 m (PROF_3), 0,90 m (PROF_4 e 1,10 m (PROF_5)

ANEXO C - Gráfico Box-plot da densidade do solo para as profundidades de 0,30 m (PROF_1), 0,50 m (PROF_2), 0,70 m (PROF_3), 0,90 m (PROF_4 e 1,10 m (PROF_5)

ANEXO D - Distribuição de probabilidade da densidade do solo para as profundidades de 0,30 m (PROF_1), 0,50 m (PROF_2), 0,70 m (PROF_3), 0,90 m (PROF_4 e 1,10 m (PROF_5)

ANEXO E - Semivariogramas da densidade do solo para as profundidades de 0,30 m (a), 0,50 m (b), 0,70 m (c), 0,90 m (d) e 1,10 m (e)

ANEXO F - Teste de Kolmogorov-Smirnov da condutividade hidráulica saturada do solo para as profundidades 0,30 m, 0,50 m, 0,70 m, 0,90 m e 1,10 m

ANEXO G - Distribuição de probabilidade da condutividade hidráulica saturada do solo para as profundidade de 0,30 m, 0,50 m, 0,70 m, 0,90 m e 1,10 m

ANEXO H - Gráfico Box-plot da condutividade hidráulica saturada do solo para as profundidades de 0,30 m, 0,50 m, 0,70 m, 0,90 m e 1,10 m

ANEXO I - Semivariogramas da condutividade hidráulica saturada para as profundidades 0,30 (a); 0,50 (b); 0,70 (c); 0,90 (d) e 1,10 m (e)

ANEXO J - Semivariogramas do potencial mátrico para os anos 1 (a), 2 (b) , 3 (c) e média (d) dos anos de observação

ANEXO K - Umidade e potencial mátrico para o período de redistribuição

(continua)

Tempo (horas)	Potencial mátrico $ \phi_m $	Umidade média do perfil instantâneo ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	Umidade a 1,10 m ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)
1,0	0,441	0,276	0,276
2,0	0,476	0,270	0,270
3,0	0,511	0,265	0,264
4,0	0,532	0,260	0,261
5,0	0,558	0,255	0,257
6,0	0,571	0,252	0,256
7,0	0,601	0,251	0,251
8,0	0,631	0,246	0,248
9,0	0,640	0,245	0,246
10,0	0,657	0,243	0,244
11,0	0,653	0,242	0,245
12,0	0,683	0,240	0,241
13,0	0,679	0,240	0,242
14,0	0,670	0,239	0,243
15,0	0,709	0,237	0,239
16,0	0,718	0,236	0,238
17,0	0,718	0,236	0,238
18,0	0,744	0,234	0,235
19,0	0,752	0,233	0,234
20,0	0,765	0,232	0,233
21,0	0,765	0,232	0,233
22,0	0,761	0,232	0,233
23,0	0,774	0,230	0,232
41,0	0,873	0,221	0,223
65,0	0,972	0,214	0,216
89,0	1,032	0,210	0,212
113,0	1,088	0,205	0,209

ANEXO K - Umidade e potencial mátrico para o período de redistribuição

(conclusão)

Tempo (horas)	Potencial mátrico $ \phi_m $	Umidade média do perfil instantâneo ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	Umidade a 1,10 m ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)
137,0	1,136	0,202	0,207
161,0	1,183	0,200	0,204
185,0	1,213	0,197	0,203
209,0	1,261	0,195	0,201
233,0	1,304	0,194	0,199
257,0	1,325	0,193	0,198
281,0	1,386	0,191	0,196
305,0	1,421	0,189	0,195
329,0	1,421	0,189	0,195
353,0	1,438	0,188	0,194
377,0	1,481	0,186	0,193
401,0	1,486	0,186	0,193
425,0	1,525	0,184	0,191
449,0	1,512	0,185	0,192
473,0	1,560	0,183	0,190
497,0	1,608	0,182	0,189
521,0	1,599	0,182	0,189
545,0	1,661	0,180	0,187
593,0	1,687	0,177	0,187
617,0	1,700	0,179	0,186
641,0	1,727	0,178	0,186
665,0	1,762	0,177	0,185
689,0	1,767	0,177	0,185
713,0	1,784	0,177	0,184