

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENERGIA NUCLEAR**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM TECNOLOGIAS
ENERGÉTICAS E NUCLEARES**

**CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA NA ESCALA LOCAL E DA PARCELA
AGRÍCOLA DE DOIS SOLOS DO ESTADO DA PARAÍBA: VARIABILIDADE
ESPACIAL E TEMPORAL, E MEIO HOMOGENEO EQUIVALENTE**

EDUARDO SOARES DE SOUZA

**RECIFE – PERNAMBUCO – BRASIL
FEVEREIRO 2005**

EDUARDO SOARES DE SOUZA

**CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA NA ESCALA LOCAL E DA PARCELA
AGRÍCOLA DE DOIS SOLOS DO ESTADO DA PARAÍBA: VARIABILIDADE
ESPACIAL E TEMPORAL, E MEIO HOMOGENEO EQUIVALENTE**

**Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Tecnologia energéticas e Nucleares PROTEN,
do Departamento de Energia Nuclear, da
Universidade Federal de Pernambuco, para
obtenção do título de Doutor em Ciências. Área de
Concentração: Aplicação de Radioisótopos/Física
do Solo.**

ORIENTADOR: Prof. Dr. ANTONIO CELSO DANTAS ANTONINO

ORIENTADOR EXTERNO: Dr. RAFAEL ANGULO-JARAMILLO

RECIFE – PERNAMBUCO – BRASIL

FEVEREIRO - 2005

Souza, Eduardo Soares de

Caracterização hidrodinâmica na escala local e da parcela agrícola de dois solos do Estado da Paraíba : variabilidade espacial e temporal, e meio homogêneo equivalente / Eduardo Soares de Souza. – Recife : O Autor, 2005.

xiii, 138 + xxxiv folhas : il., fig., tab.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Energia Nuclear, 2005.

Inclui bibliografia, anexos e apêndices.

1. Energia nuclear – Radioagronomia – Física do solo. 2. Solo não saturado – Caracterização hidrodinâmica – Variabilidade espacial e temporal. 3. Infiltração de água no solo – Condutividade hidráulica e sorvidade – Evaporação e parâmetros efetivos. I. Título.

621.039

CDU (2.ed.)

UFPE

631.43

CDD (22.ed.)

BC2005-430

CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA NA ESCALA LOCAL E DA PARCELA AGRÍCOLA DE DOIS SOLOS DO ESTADO DA PARAÍBA: VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL, E MEIO HOMOGÊNEO EQUIVALENTE

Eduardo Soares de Souza

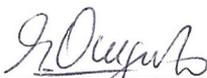
APROVADO EM: 21.02.2005

ORIENTADORES: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino
Prof. Dr. Rafael Angulo-Jaramillo

COMISSÃO EXAMINADORA:



Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino - DEN/UFPE



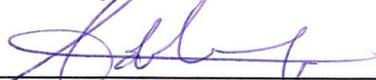
Prof. Dr. Rafael Angulo-Jaramillo – LTHE-GRENOBLE-FRANÇA



Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro - DEC/UFPE



Prof. Dr. Thierry Winiarski – ENTPE-LYON-FRANÇA



Prof. Dr. Alain Marie Bernard Passerat de Silans - DTCC/UFPB



Prof. Dr. José Júlio Vilar Rodrigues - DA/UFRPE



Prof. Dr. André Maciel Netto – DEN/UFPE

Visto e permitida a impressão



Coordenador do PROTEN/DEN/UFPE

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Antônio Celso Dantas Antonino por suas orientações e amizade durante a realização desse trabalho.

Ao Professor André Maciel Netto, pelas valorosas sugestões na realização deste trabalho e principalmente nas correções da tese.

À Pesquisadora Edvane Borges, pelas valorosas sugestões para a instalação e condução dos experimentos, pelo apoio dado nas determinações de campo, bem como pelo excelente convívio.

Aos colegas de pós-graduação do DEN pelo convívio durante o curso: Aldrin Perez, Eliane, Ioneide, Josilene, Luciano José, Mônica Milfont, Paulo Franssinet, Peter M. Fleming, Romualdo, Suzete Silva, Tácio Oliveira e Willames.

Aos professores e funcionários do Departamento de Energia Nuclear (DEN), pelo excelente convívio.

Ao Professor e Coordenador do PROTEN/DEN, Carlos Alberto Brayner, por toda ajuda dispensada.

Aos amigos do laboratório de Física do Solo do DEN: Antonio Marques, Paulo Vigberto e Ricardo Paixão pelo grande apoio nas determinações de campo e de laboratório, bem como pela excelente convivência.

Ao Pesquisador José Romualdo e ao Doutorando Willames de Souza, pela grande ajuda dispensada na aquisição dos dados de evaporação, no ensinamento e na aplicação do modelo SiSPAT, nas críticas e sugestões do texto.

Aos Professores Thierry Winiarski, Alain Passerat de Silans, José Julio Vilar, André Maciel Netto e a Professora Suzana Montenegro, pela participação na comissão examinadora, através das críticas e sugestões.

Ao Centro de Ciências Agrárias, UFPB, pela utilização da área experimental.

À Marcleide, minha esposa, por ter me acompanhado em todos os momentos.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier le directeur du LTHE Jean-Dominique Creutin pour son accueil dans le laboratoire.

Je tiens également à remercier M. Randel Haverkamp, qui à donné à ce travail sa première impulsion au sein du LTHE.

Je remercie également tous les chercheurs et fonctionnaires du LTHE.

Je souhaite exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de thèse, Rafael Angulo-Jaramillo, pour les connaissances qu'il m'a transmises et pour son attention et sa disponibilité.

Un grand merci enfin aux collègues doctorants et stagiaires pour l'ambiance très agréable qu'ils ont maintenue au laboratoire : Adam, Alexis, Alfonso, Christophe, David, Duc, Emmanuel Lawin, Eric-Pascal, Gaël, Guillaume Nord, Latif, Katia, Marine, Moctar Camara.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS.....	iii
LISTA DE TABELAS.....	v
LISTA DE SÍMBOLOS.....	vi
RESUMO.....	viii
RÉSUMÉ.....	x
ABSTRACT:.....	xii
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	5
2.1. <i>Solo: Definições, propriedades físicas e variáveis hidráulicas do solo.....</i>	<i>5</i>
2.2. <i>Propriedades hidráulicas do solo.....</i>	<i>7</i>
2.3. <i>Descrições do movimento de água no solo não saturado.....</i>	<i>10</i>
2.4. <i>Determinação das propriedades hidráulicas $\theta(h)$ e $K(\theta)$.....</i>	<i>11</i>
2.4.1. <i>Formas indiretas para determinar as propriedades hidrodinâmicas do solo.....</i>	<i>13</i>
2.4.2. <i>Estimativas dos parâmetros hidrodinâmicos a partir de modelos simplificados da infiltração da água no solo.....</i>	<i>18</i>
2.5. <i>Análise dos processos hidrodinâmicos a diferentes escalas de espaço e de tempo.....</i>	<i>25</i>
2.5.1. <i>Os problemas sob diferentes escalas.....</i>	<i>25</i>
2.5.2. <i>Heterogeneidade, variabilidade e mudança de escala.....</i>	<i>27</i>
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	43
3.1. <i>Descrição dos sítios experimentais.....</i>	<i>43</i>
3.1.1. <i>Procedimentos experimentais.....</i>	<i>44</i>
3.2. <i>Metodologia BEERKAN.....</i>	<i>52</i>
3.3. <i>Análise geoestatística.....</i>	<i>57</i>
3.4. <i>Modelagem da evaporação do solo nu na escala da parcela.....</i>	<i>61</i>
3.4.1. <i>Obtenção das propriedades efetivas a partir das medidas locais.....</i>	<i>61</i>
3.4.2. <i>Descrição resumida do modelo SiSPAT.....</i>	<i>65</i>
3.4.3. <i>Monitoramento e método utilizado na determinação da evaporação do solo.....</i>	<i>67</i>
3.4.3. <i>Desempenho das simulações.....</i>	<i>72</i>
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	74
4.1. <i>Comportamento das componentes texturais e da infiltração nos dois locais.....</i>	<i>74</i>
4.2. <i>Variação espacial e temporal das propriedades hidráulicas dos dois sítios.....</i>	<i>83</i>
4.3. <i>Modelagem da evaporação do solo nu na escala da parcela.....</i>	<i>113</i>
5. CONCLUSÕES.....	117

6. LITERATURA CITADA.....	120
ANEXO A - Determinação do parâmetro textural, c_p, para o caso onde $\theta_0 = 0$.....	I
ANEXO B - Balanço de Energia - método aerodinâmico combinado	III
ANEXO C – Medidas de tendência central e da variabilidade dos dados	VI
ANEXO D – Análise de variância da caracterização físico-hídrica.....	XXV
ANEXO E – Análise da variância para a evaporação acumulada em função do tempo.....	XXXII

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Diagrama para determinação da classe textural do solo, segundo a classificação do USDA e adotado pela Sociedade Brasileira de Ciências do Solo (SBCS). **6**
- Figura 2. Descrição dos fenômenos de transição nas análises dos semivariogramas (Guerra, 1988). **29**
- Figura 3. Localização dos sítios experimentais. **44**
- Figura 4. Distribuição dos pontos onde foram realizados os ensaios de infiltração e as coletas de solos no NF (a) e LA (b). **45**
- Figura 5. NF: Campo experimental após a gradagem (a) e (b); Diferenças texturais e estruturais significantes no terreno (c); Ensaio de infiltração num solo de textura franco arenoso; Ensaio de infiltração num solo de textura areia franca (e) e ensaio de infiltração num solo de textura franco argilo-arenoso (f). **47**
- Figura 6. NF: Semeadura (a), Surgimento das primeiras folhas (b), Fase de crescimento vegetativo (c), Torre meteorológica automatizada para realização do balanço de energia (d) e (e). **49**
- Figura 7. LA: Campo experimental após a gradagem (a), Plantio (b); Camada superficial do solo demonstrando uniformidade até os primeiros 20 cm (c); Fase de maior crescimento vegetativo / maio de 20 02 (d) e (e). **51**
- Figura 8. Estágios fenológicos e tratos culturais no Latossolo Amarelo no ano de 2002. S – semeadura; LI – Limpa; CO – Colheita. **52**
- Figura 9. Teste de infiltração tridimensional com infiltrômetro de anel (150 mm de diâmetro). **54**
- Figura 10. Determinação da distribuição granulométrica do solo por peneiramento (a) e por sedimentação (b). **54**
- Figura 11. Curvas de distribuição granulométrica e a curva média utilizada na determinação de PE2 e PE3. a) NF e b) LA **63**
- Figura 12. Curvas de infiltração acumulada em função do tempo e as curvas da média aritmética (PE2) e da geométrica (PE3). a) NF e b) LA **64**
- Figura 13. Perfis de temperatura e potencial matricial do solo em $t = 0$, a) NF e b) LA. **69**
- Figura 14. Dados atmosféricos de entrada do modelo SiSPAT, obtidos no NF no período de 23/04/2001 a 30/04/2001. **71**
- Figura 15. Dados atmosféricos de entrada do modelo SiSPAT, obtidos no LA no período de 17 a 24/02/2002. **72**
- Figura 16. Classes texturais dominantes dos solos nos sítios experimentais, (a) NF e (b) LA. **75**
- Figura 17. Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais e teóricos das frações argila, silte e areia dos dois sítios experimentais. **77**
- Figura 18. Mapa de isolinhas para as percentagens de argila, silte e areia no NF e no LA. **79**

Figura 19. Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais de N e D_g no NF (a e b) e LA (c e d).	81
Figura 20. Infiltrações acumuladas em função do tempo para os dois sítios experimentais: NF - (a) abril, (b) junho e (c) dezembro de 2001 e LA - (d) fevereiro, (e) maio e (f) setembro de 2002.	82
Figura 21. Distribuição pluviométrica e comportamento da massa específica no Neossolo Flúvico em 2001 (a) e do Latossolo Amarelo em 2002 (b).	86
Figura 22. NF: Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais e teóricos das propriedades físico-hídricas.	87
Figura 23. LA: Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais das propriedades físico-hídricas.	88
Figura 24. NF: Mapas de isolinhas de ρ_d ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) e θ_0 ($\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$).	92
Figura 25. NF: Mapas de isolinhas de θ_s ($\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$) e da variância de Krigagem $(\sigma_{KR})^2$.	93
Figura 26. LA: Mapas de isolinhas de ρ_s ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) e da variância de Krigagem $(\sigma_{KR})^2$.	95
Figura 27. LA: Mapas de isolinhas de θ_0 ($\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$) e θ_s ($\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$).	96
Figura 28. Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais dos parâmetros de forma n e η .	98
Figura 29. NF: Mapas de isolinhas dos parâmetros de forma n e η .	100
Figura 30. LA: Mapas de isolinhas dos parâmetros de forma n e η .	101
Figura 31. NF: Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais e teóricos de $\ln S$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1/2}$), $\ln K_s$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$), $\ln h_g $ (mm) e $\ln\lambda_m$ (mm).	104
Figura 32. LA: Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais e teóricos de $\ln S$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1/2}$), $\ln K_s$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$), $\ln h_g $ (mm) e $\ln\lambda_m$ (mm).	106
Figura 33. NF: Mapas de isolinhas do $\ln S$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1/2}$) e do $\ln K_s$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$).	108
Figura 34. NF: Mapas de isolinhas do $\ln h_g $ (mm) e do $\ln\lambda_m$ (mm).	109
Figura 35. LA: Mapas de isolinhas do $\ln S$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1/2}$) e do $\ln K_s$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$).	111
Figura 36. LA: Mapas de isolinhas do $\ln h_g $ (mm) e do $\ln\lambda_m$ (mm).	112
Figura 37. Evaporação acumulada em função do tempo determinada pelo método aerodinâmico misto e as simuladas pelo SiSPAT usando as propriedades efetivas PE1, PE2, PE3 e PE4, a) NF e b) LA.	114

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Escalas de fração do solo (Prevedello, 1996).	5
Tabela 2. Publicações sobre a estrutura espacial de K_s . Adaptado de Sobieraj et al. (2004).	36
Tabela 3. Campanhas de infiltração nos dois campos experimentais.	45
Tabela 4. Valores dos parâmetros das curvas $h(\theta)$ (van Genuchten, 1980) e de $K(\theta)$ (Brooks & Corey, 1964) para as propriedades efetivas PE1, PE2, PE3 e PE4 das áreas de NF e LA.	65
Tabela 5. Estatística dos componentes texturais.	76
Tabela 6. Geoestatística dos componentes texturais.	77
Tabela 7. Estatística dos parâmetros de $F(D)$	78
Tabela 8. Geoestatísticos parâmetros de $F(D)$	81
Tabela 9. Estatística das propriedades físico-hídricas.	85
Tabela 10: Geoestatística das propriedades físico-hídricas.	89
Tabela 11: Estatística dos parâmetros de forma n e η .	97
Tabela 12. Geoestatística dos parâmetros de forma n e η .	99
Tabela 13. NF: Estatística de $\ln S$ ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1/2}$), $\ln K_s$ ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$), $\ln h_g $ (mm) e $\ln \lambda_m$ (mm).	102
Tabela 14. LA: Estatística de $\ln S$ ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1/2}$), $\ln K_s$ ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$), $\ln h_g $ (mm) e $\ln \lambda_m$ (mm).	103
Tabela 15. NF: Geoestatística de $\ln S$ ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1/2}$), $\ln K_s$ ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$), $\ln h_g $ (mm) e $\ln \lambda_m$ (mm).	105
Tabela 16. LA: Geoestatística de $\ln S$ ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1/2}$), $\ln K_s$ ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$), $\ln h_g $ (mm) e $\ln \lambda_m$ (mm).	107
Tabela 17. Resultados sobre a comparação entre os valores simulados da evaporação acumulada em função do tempo, obtidas com as cinco propriedades efetivas, e os valores obtidos com o método aerodinâmico misto.	116

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Alcance	[m]
$C(h)$	Capacidade capilar	
C_0	Efeito pepita	
C_1	Variância de dispersão	
c_k	Calor específico do ar em pressão constante	[1013 J kg ⁻¹ °C ⁻¹]
D	Diâmetro efetivo de uma partícula de solo	[µm]
$D(\theta)$	Difusividade	[m.s ⁻¹]
D_f	Dimensão fractal do solo	
D_g	Parâmetro de escala do tamanho das partículas	[µm]
e_a	Pressão atual de vapor	[kPa]
$F(D)$	Distribuição do tamanho das partículas	
g	Aceleração da gravidade	[m.s ⁻²]
H_A	Fluxo de calor sensível	[W.m ⁻²]
h	Potencial matricial	[m]
$h(\theta)$	Curva de retenção da água no solo	
h_{ea}	Potencial de entrada de ar	[mm]
h_f	Pressão matricial na frente da infiltração	[mm]
h_g	Parâmetro de normalização	[mm]
J	Escala integral	[m]
k_{vk}	a constante de von Kármán	
K	Condutividade hidráulica do solo	[mm.s ⁻¹]
LE_C	Fluxo de calor latente	[W.m ⁻²]
$K(\theta)/K(h)$	Condutividade hidráulica não saturada	[mm.s ⁻¹]
K_s	Condutividade hidráulica saturada do solo	[mm.s ⁻¹]
$M e N$	Parâmetros de forma da curva de $F(D)$	
m_l	Massa da solução do solo	[M]
m_s	Massa das partículas sólidas	[M]
m_t	Massa total da amostra	[M]
$n e m$	Parâmetros de forma de $h(\theta)$	
p	Parâmetro de tortuosidade	
P	Precipitação pluviométrica	[mm]
P_{atm}	Pressão atmosférica	[kPa]
q	Densidade de fluxo de água	[mm.s ⁻¹]
q	Umidade específica	[g.g ⁻¹]
r_a	Resistência aerodinâmica.	[s m ⁻¹]
R	Raio efetivo de um poro no solo	[µm]
Ra	Radiação atmosférica	[W.m ⁻²]
Rg	Radiação global	[W.m ⁻²]
s	Dimensão fractal relativa do solo	
S	Sorvidade do solo	[mm.s ^{-1/2}]
$S(R)$	Curva porosimétrica	
Ta	Temperatura do ar	[°C]
u^*	Velocidade de fricção	[m s ⁻¹]
U	Velocidade do vento	[m. s ⁻¹]
V_g	Volume ocupado pelos gases	[cm ³]
V_l	Volume ocupado pela água	[cm ³]

V_p	Volume dos poros	[cm ³]
V_s	Volume ocupado pelas partículas sólidas	[cm ³]
V_t	Volume total da amostra	[cm ³]
w_0	Umidade gravimétrica inicial	[g.g ⁻¹]
w_f	Umidade gravimétrica final	[g.g ⁻¹]
ϕ	Porosidade total do solo	
ψ	Potencial Total da água no solo	[m]
ε	Emissividade da atmosfera	[W.m ⁻² .K ⁻⁴]
$\Theta/\Theta(h)$	Umidade efetiva	
ρ_{ag}	Massa específica da água	[g.cm ⁻³]
σ	Constante de Stefan – Boltzman	[W.m ⁻² .K ⁻⁴]
ψ_g	Potencial gravitacional	[m]
ψ_{os}	Potencial osmótico	[m]
ψ_p	Potencial de pressão	[m]
θ_0	Umidade volumétrica inicial	[cm ³ .cm ⁻³]
θ_r	Umidade residual	[cm ³ .cm ⁻³]
θ_s	Umidade volumétrica na saturação	[cm ³ .cm ⁻³]
σ_{ts}	Tensão superficial da água	[g.s ⁻²]
λ_{tp}	Índice de distribuição do tamanho de poros	
μ_{vd}	Coefficiente de viscosidade dinâmica	[Kg.mm ⁻¹ s ⁻¹]
$\gamma(L)$	Semivariância	
$\gamma^*(L)$	Semivariância normalizado/escalonado	
$\Delta\theta$	Variação de umidade	
η	Parâmetro de forma de $K(\theta)$ da eq. de Brooks & Corey	
ρ_a	Densidade do ar	[1285 kg m ⁻³]
ρ_l / ρ_{ag}	Massa específica da água	[g.cm ⁻³]
ρ_p	Massa específica das partículas do solo	[g.cm ⁻³]
ρ_d	Massa específica do solo	[g.cm ⁻³]
λ_c	Escala de comprimento capilar	[mm]
λ_m	Raio característico de poros	[mm]

CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA NA ESCALA LOCAL E DA PARCELA AGRÍCOLA DE DOIS SOLOS DO ESTADO DA PARAÍBA: VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL, E MEIO HOMOGÊNEO EQUIVALENTE.

RESUMO

O conhecimento das características hidráulicas dos solos, curva de retenção $h(\theta)$ e de condutividade hidráulica $K(\theta)$, é indispensável para a descrição e a modelagem do transporte de água e de poluentes em sistemas agrícolas. O trabalho teve como objetivo a caracterização hidrodinâmica na escala local e da parcela agrícola de dois solos do estado da Paraíba, tendo sido: i) analisada a variabilidade espacial e temporal dos cinco parâmetros que descrevem as curvas $h(\theta)$ e $K(\theta)$, obtidos com o método Beerkan, isto é, dois parâmetros de forma dependentes da textura (n e η) e três parâmetros de normalização dependentes da estrutura (θ_s , K_s , h_g); e ii) deduzida a hipótese de um meio homogêneo equivalente a partir da caracterização Beerkan, e que permite reproduzir a evaporação acumulada da parcela. Os ensaios Beerkan (ensaios de infiltração simples anel, com carga próxima de zero) foram conduzidos em duas áreas experimentais cultivadas com feijão (*Vigna Unguiculata (L.) Walp.*) (\approx 4ha), com condições ambientais distintas. A primeira foi num Neossolo Flúvico (NF) da Fazenda Várzea Grande (FVG), e a segunda parcela foi num Latossolo Amarelo (LA) da Fazenda Experimental Chã de Jardim (FECJ). Nas duas áreas foram realizadas três campanhas de ensaios de infiltração, a primeira, logo após o preparo do solo; a segunda, na fase de maior crescimento vegetativo, e a última após a colheita, quando o solo se encontrava em pousio. Os dados foram coletados em uma malha regular de 25 x 25 m para ambas as áreas. Para os solos NF e LA, os parâmetros de forma n e η , apresentaram dependência espacial semelhante, e por serem relacionados a textura, apresentaram uma certa estabilidade temporal. Os valores de $\ln K_s$ no NF apresentaram dependência espacial e relativa estabilidade temporal, enquanto no LA, apenas dependência espacial para a primeira campanha. A análise de $\ln K_s$ no LA demonstrou uma alta variação entre as campanhas. Os parâmetros $\ln |h_g|$ e $\ln \lambda_m$ foram os mais sensíveis à variação a curta distância para ambas as áreas. No NF, eles foram completamente aleatórios e não apresentaram dependência espacial nem temporal, enquanto que no LA apresentaram fraca dependência espacial e uma alta instabilidade temporal. A evaporação acumulada de cada parcela foi obtida pelo método aerodinâmico misto (método aerodinâmico combinado ao balanço de energia). Ela é comparada aos resultados da evaporação calculada com o modelo SiSPAT, considerando quatro procedimentos de

obtenção das propriedades hidrodinâmicas efetivas: PE1 - corresponde aos valores da média aritmética dos parâmetros θ_s , n , η , h_g e K_s das curvas $h(\theta)$ e $K(\theta)$ obtidos nos N_{VC} pontos de cada parcela; PE2 - corresponde aos valores de n e η obtidos pelo ajuste da equação de $F(D)$ às curvas de distribuição granulométrica experimentais, e h_g e K_s a partir da média aritmética das curvas de infiltração acumulada experimentais $\bar{I}(t)$; PE3 - corresponde aos valores de n e η obtidos pelo ajuste da equação de $F(D)$ as curva de distribuição granulométrica experimentais, e h_g e K_s a partir da média geométrica das curvas de infiltração acumulada experimentais $\bar{I}(t)$; PE4 - corresponde aos valores efetivos dos parâmetros θ_s , n , η , h_g e K_s obtidos a partir dos mapas de isolinhas de cada parâmetro. As propriedades hidrodinâmicas efetivas que melhor descreveram os dados experimentais de evaporação acumulada foram a PE2 e PE3 (para ambos os solos) e PE4 (apenas para o NF), enquanto a que a menos adaptada para todos os casos foi a PE1. A escala da parcela, é, portanto, possível construir propriedades hidrodinâmicas efetivas a partir do método Beerkan.

Palavras chaves: Propriedades hidráulicas de solos não saturados, Variabilidade espacial e temporal, Parâmetros efetivos, infiltração pelo método Beerkan

CARACTÉRISATION HYDRODYNAMIQUE DES SOLS À L'ÉCHELLE LOCALE ET DE LA PARCELLE AGRICOLE DE DEUX SOLS DE L'ÉTAT DE LA PARAÍBA : VARIABILITÉ SPATIALE ET TEMPORELLE, ET MILIEU HOMOGENE ÉQUIVALENT

RÉSUMÉ

La connaissance des caractéristiques hydrodynamiques des sols, courbe de rétention, $h(\theta)$ et de conductivité hydraulique, $K(\theta)$, est indispensable pour la description et la modélisation du transport d'eau et de polluants en systèmes agricoles. L'objectif du travail est donc la caractérisation hydrodynamique à l'échelle locale et de la parcelle agricole de deux sols : i) en analysant la variabilité spatiale et temporelle des cinq paramètres décrivant les courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$, obtenus à l'aide de la méthode d'infiltration Beerkan, i.e. deux paramètres de forme dépendant de la texture, n , et η , et trois paramètres de normalisation dépendant de la structure du sol, θ_s , h_g et K_s ; et, ii) en déduisant l'hypothèse de milieu homogène équivalent, issue de la caractérisation Beerkan, et qui permet de reproduire l'évaporation cumulée de la parcelle. Les essais Beerkan (essais d'infiltration simple anneau, sous charge proche de zéro) ont été réalisés sur deux parcelles cultivées avec des haricots (*Vigna Unguiculata (L.) Walp.*) (4 ha environ), et situées dans des régions aux climats contrastés de l'état de la Paraíba. La première, composée d'un sol Alluvionnaire (NF), se situe dans la ferme expérimentale Várzea Grande, et la seconde, formée par un sol appelé Latosol (LA), forme partie de la ferme expérimentale Chã de Jardim. Trois périodes du cycle cultural ont été retenues pour les essais Beerkan (échantillonnage sur une maille carrée de 25x25 m²) : la première, après le labour et le semis ; la deuxième, pendant la phase de croissance végétal maximum, et la troisième après la récolte. Pour les sols NF et LA, les paramètres de forme des courbes caractéristiques, n et η , présentent une similitude dans leur dépendance spatiale et une relative stabilité temporelle. Ils apparaissent clairement liés à la texture des sols. Quant aux paramètres de structure, $\ln K_s$ présente une dépendance spatiale et une relative stabilité temporelle pour le sol NF. Pour le sol LA, la dépendance spatiale n'apparaît que pour la première période de mesure ; l'analyse de $\ln K_s$ du sol LA montre une grande variation entre les trois périodes. Les paramètres $\ln |h_g|$ et $\ln |\lambda_m|$ (λ_m étant le rayon de pores hydrauliquement fonctionnels) des deux sites sont les plus sensibles aux variations à courte distance. Pour le sol NF, ils ont une structure aléatoire sans dépendance spatiale ou temporelle ; tandis que pour le sol LA, ils présentent une faible dépendance spatiale et une grande variabilité temporelle. L'évaporation cumulée de chaque parcelle a été obtenue par la méthode aérodynamique mixte (méthode aérodynamique

combinée au bilan d'énergie). Elle est comparée aux résultats de l'évaporation calculée à l'aide du modèle SiSPAT, en considérant quatre hypothèses de détermination des propriétés effectives du sol, à savoir : PE1 - les courbes effectives sont construites avec les moyennes arithmétiques de chaque paramètre, θ_s , n , η , h_g et K_s ; PE2 - les courbes effectives correspondent aux valeurs de n et η estimées à partir de la granulométrie moyenne de la parcelle, et aux valeurs de h_g et K_s estimées à partir de la courbe moyenne arithmétique d'infiltration, $\bar{I}(t)$; PE3 - les courbes effectives correspondent aux valeurs n et η estimées à partir de la granulométrie moyenne de la parcelle, et aux valeurs de h_g et K_s estimées à partir de la courbe moyenne géométrique d'infiltration, $\bar{I}(t)$; PE4 - les caractéristiques effectives sont construites avec les valeurs des paramètres n , η , θ_s , h_g et K_s , obtenus à partir des cartes d'isovaleurs de chacun de ces paramètres. Les hypothèses de modélisation qui décrivent le mieux l'évaporation sont PE2 et PE3 pour les deux sols, plus PE4 pour le sol NF seulement. L'hypothèse la moins bien adaptée pour tous les cas est PE1. A l'échelle de la parcelle, il est donc possible de construire des propriétés hydrodynamiques effectives issues de la méthode Beerkan.

Mots clés : Propriétés hydriques des sols non saturés, variabilité spatiale et temporelle, paramètres effectifs, infiltration par la méthode Beerkan

HYDRODYNAMIC CHARACTERIZATION ON THE LOCAL AND AGRICULTURAL FIELD SCALE OF TWO SOILS IN PARAIBA STATE: SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY, AND EQUIVALENT HOMOGENEOUS MEDIA

ABSTRACT:

The knowledge of the soil hydraulic characteristics, soil-water retention curve $h(\theta)$ and hydraulic conductivity $K(\theta)$, is of major importance for water and pollutant transport description and modeling in agricultural systems. The objective of this research was the hydrodynamic characterization on the local and agricultural field scale of two soils in Paraíba state, being: i) the analysis of the spatial and temporal variability of the five parameters that describe the $h(\theta)$ and $K(\theta)$ curves, obtained with the Beerkan method, i.e. two form parameters dependent on the texture (n and η) and three normalization parameters dependent on the structure (θ_s , K_s and h_g); and ii) the deduction of the hypothesis of the equivalent homogeneous medium resulting from the Beerkan characterization that allows to reproduce the cumulated evaporation. The Beerkan tests (simple ring infiltration tests, with a water load close to zero) were carried out at two experimental areas (≈ 4 ha) cultivated with beans (*Vigna Unguiculata (L.) Walp.*), under different climatic conditions. The first was in a Fluvent soil (NF) in the Várzea Grande farm (VGF), and the second in an Oxisoil (LA) in the Experimental farm Chã de Jardim (EFCJ). In the two areas three experiments of infiltration measurements were carried out, the first subsequent to the soil tillage, the second at the phase of greatest vegetative growth, and the latter after harvest, when the soil was fallow. The data were collected in a 25 x 25 m grid for both areas. For NF and LA soils, the parameters n and η presented similar spatial dependence, and being related to texture presented a certain temporal stability. At NF, the values of $\ln K_s$ presented spatial dependence and relative temporal stability, while at LA there was only spatial dependence for the first experiment. The analysis of $\ln K_s$ at LA showed a high temporal instability. The parameters $\ln |h_g|$ and $\ln \lambda_m$ were the most sensitive to variation for short distances in both areas. At NF, they were completely random and did not maintain any spatial or temporal pattern, while LA presented weak spatial dependence and a high temporal instability. The cumulative evaporation of each experimental area was obtained by the aerodynamic method combined with energy balance. It is compared with the results of the evaporation calculated using the SiSPAT model, by considering four procedures for obtaining effective hydrodynamic properties: PE1 -

corresponds to the values of the average arithmetic of the parameters θ_s , n , η , h_g e K_s and K_s of the curves $h(\theta)$ and $K(\theta)$ obtained in the N_{VC} points of each site; PE2 - corresponds to the values of n and η obtained by the adjustment of the equation of the curves of experimental particle-size distribution $F(D)$, h_g and K_s arising from the arithmetic mean of the curves of experimental accumulated infiltration; PE3 - corresponds to the values of n and η obtained by the adjustment of the equation of the curves of experimental particle-size distribution $F(D)$, h_g and K_s arising from the geometric mean of the curves of experimental accumulated infiltration; PE4 - corresponds to the effective values of the parameters θ_s , n , η , h_g and K_s are obtained arising from the isolines of each parameter. The effective hydrodynamic properties that best described the experimental data of accumulated evaporation were PE2 and PE3 (for both soils) and PE4 (just for NF), while the least advisable was PE1. On the field scale, it is thus possible to build effective hydrodynamic properties resulting from the Beerkan method.

Keywords: Hydraulic properties of unsaturated soil; Spatial and temporal variability; Effective parameters, Infiltration from the Beerkan method.

1. INTRODUÇÃO

O conhecimento da dinâmica e dos mecanismos de escoamento de água em solos não saturados é de fundamental importância para a agricultura no Nordeste do Brasil, seja ela de sequeiro ou irrigada. Poucos são os estudos, nesta região, que dizem respeito à caracterização dos principais parâmetros hídricos ou ao desenvolvimento de modelos apropriados às condições locais. Como acontece em qualquer outro regime climático, o solo e a planta devem manter uma relação equilibrada e harmônica, específica do ecossistema. Porém, para a implementação de técnicas agrícolas favoráveis, além de se levar em conta o que a planta precisa para produzir, deve-se também considerar o que os solos precisam para manter a sua capacidade produtiva. Por essa razão, a caracterização hidrodinâmica dos solos não saturados no Nordeste do Brasil é essencial para avaliar as condições naturais e antrópicas às quais estes solos estão submetidos.

As aplicações teóricas da física do solo para descrever ou prever os processos da dinâmica da água e de sais no solo em condição de campo (em processos de irrigação, drenagem, conservação de água, recarga e contaminação do lençol freático, e infiltração e escoamento superficial) precisam do conhecimento das características hidráulicas do solo, incluindo a relação funcional entre a condutividade hidráulica e o potencial matricial, e este a umidade do solo (Hillel, 1998).

Normalmente, para fazer inferências do valor verdadeiro das propriedades hidrodinâmicas do solo $h(\theta)$ e $K(\theta)$ no campo, é necessário coletar um grande número de informações. No caso da caracterização hidrodinâmica dos solos, isso implica em ensaios de campo e de laboratório bastante dispendiosos e demandam um tempo longo de execução. O custo efetivo dessas determinações levou alguns pesquisadores a utilizarem métodos indiretos que se baseiam em dados do solo prontamente disponíveis, usuais e de baixo custo, tais como, a textura, a massa específica dos solos, a porosidade, o teor de matéria orgânica e outros (Wagner et al., 1998; Minasny et al. 1999; Minasny & McBratney, 2002). Estas relações são comumente chamadas de funções de pedotransferência, FPT, (*pedotransfer functions*). Entretanto, o desempenho dessas funções depende essencialmente de fatores, tais como, a analogia entre a região de aplicação e a região da base de dados na qual foram geradas as FPT, do clima, da geologia e das técnicas de medidas empregadas (Wagner et al., 2001; Wösten, et al., 2001).

Haverkamp et al. (1996) baseados na teoria do escalonamento, por intermédio da análise dinâmica aplicada a equação de fluxo não saturado, mostraram que a completa identificação dos fatores de escala da equação do fluxo não saturado pode ser efetuada

independente da equação de infiltração considerada e das condições de fronteiras impostas. Este trabalho deu origem a um método denominado "Beerkan" (Haverkamp et al., 1998; Soria, 2003; Braud et al., 2004; Lassabatère et al., 2004) que se baseia principalmente em ensaios simplificados de infiltração e na análise da distribuição dos tamanhos das partículas do solo. Nesse método, as curvas de retenção da água no solo, $h(\theta)$, e da condutividade hidráulica, $K(\theta)$, podem ser descritas analiticamente por cinco parâmetros: dois de forma e três de normalização. Em comparação a outros métodos experimentais, o método Beerkan é eficiente, de baixo custo, e apresenta uma grande vantagem, pois sua aplicação é bem mais simples e mais rápida. Tanto as FPT como o método Beerkan surgiram com a proposta de melhorar as perspectivas nas análises de variabilidade espacial das propriedades hidráulicas dos solos, a partir das quantidades e qualidades nas estimativas dessas propriedades.

Muitos estudos foram realizados no que concerne à variação temporal ou apenas a variabilidade espacial da condutividade hidráulica saturada (Sobieraj et al., 2004) ou da taxa de infiltração (Vieira et al., 1981; Haws et al., 2004), poucos estudaram a variabilidade espacial dos parâmetros seja de $h(\theta)$ e ou de $K(\theta)$, ou de ambas as curvas, e raros os que estudaram a variabilidade espacial e temporal dos parâmetros de $h(\theta)$ e $K(\theta)$.

As propriedades hidráulicas do solo são afetadas por numerosas fontes de variabilidade (pela ausência ou presença das plantas, pela diversidade da fauna microbológica, pelo preparo do solo, pela exposição do solo à ação direta das chuvas, etc.), principalmente associadas a fatores espacial e temporal relacionados ao manejo agrícola. A importância delas pode ser considerada de duas diferentes perspectivas: i) o efeito da magnitude dessas fontes de variabilidade sobre as propriedades hidráulicas do solo, e ii) o impacto da variação nas propriedades hidráulicas do solo sobre os processos simulados, os quais são altamente não lineares (van Es et al., 1999).

As aplicações de modelos que simulam o movimento da água, de sais e de calor nas camadas superficiais de solos agrícolas requerem especificações mais detalhadas dos processos de interação solo-atmosfera, que estabelecem condições limites essenciais nas previsões desses modelos. Por isso, é importante uma estimativa fiel dos fluxos hidrológicos na superfície do solo em uma escala maior, tal como a evaporação e a infiltração, cuja parametrização correta é baseada numa descrição adequada do movimento de água em solos não saturados. Portanto, torna-se necessário avaliar a adequação da dinâmica da água do solo na escala da parcela com as escalas de pontos sistemáticos, importantes para a simulação da zona não saturada e para a interação solo-atmosfera. A dificuldade na parametrização do

movimento da água no solo não está apenas na não-linearização das equações de fluxos saturados/não saturados, mas também, na concordância entre a escala do ponto medido e a escala do modelo de predição (Braud et al. 2001).

Nesse contexto, o trabalho teve como objetivo geral a caracterização hidrodinâmica na escala local e da parcela agrícola de dois solos do Estado da Paraíba, com os seguintes objetivos específicos: i) analisar a variabilidade espacial e temporal dos parâmetros de $h(\theta)$ e $K(\theta)$, obtidos com o método Beerkan, de solos apresentando características texturais e estruturais distintas, em duas áreas experimentais cultivadas com feijão (*Vigna Unguiculata* (L.) Walp.) com condições climáticas contrastantes, e ii) analisar a hipótese de um meio homogêneo equivalente, considerando quatro procedimentos de obtenção das propriedades hidrodinâmicas efetivas, por intermédio da comparação entre a evaporação acumulada na escala da parcela determinada por meio do método aerodinâmico combinado com o balanço de energia (método aerodinâmico misto), e a simulada utilizando o modelo SiSPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer Model) (Antonino, 1992; Braud et al., 1995b).

Deve-se ressaltar, que o presente trabalho foi desenvolvido em regime de co-tutela e se insere no seguimento de pesquisa relativa à observação da zona não saturada e caracterização *in-situ* dos solos agrícolas do projeto de cooperação internacional CAPES/COFECUB, N° 350/01, intitulado “Transferência Preferencial de Água e de Solutos em Solos não Saturados da Região Semi-Árida do Nordeste do Brasil”, convênio entre a Universidade Federal de Pernambuco-UFPE, por meio do Departamento de Energia Nuclear – DEN, e o Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG por meio do Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement - LTHE (Grenoble, França).

Esse trabalho apresenta o seguinte desenvolvimento:

2. Revisão de Literatura. Este capítulo é composto por duas partes. Na primeira, são apresentados, sucintamente, o conceito de solo e as definições das principais propriedades físicas, e de maneira mais ampla, as características hidrodinâmicas e seus métodos de determinação. A segunda parte apresenta um levantamento atualizado do que se tem sido feito para estudar os processos hidráulicos do solo sob diferentes escalas, ressaltando os estudos realizados relativos à heterogeneidade, à variabilidade espaço-temporal e à mudança de escala das propriedades hidráulicas, os problemas e suas limitações.

3. Materiais e Métodos. O terceiro capítulo é composto por quatro partes. A primeira, apresenta uma descrição dos dois sítios, como também dos procedimentos experimentais. Na segunda é apresentado, detalhadamente, todo o procedimento experimental necessário para a

aplicação do “método Beerkan”, bem como, os cálculos para a obtenção dos parâmetros hidrodinâmicos (m , n , η , θ_s , K_s e h_g). A terceira, apresenta as ferramentas utilizadas na análise da variabilidade espacial. Na última parte, a hipótese de um meio homogêneo equivalente, considerando quatro procedimentos de obtenção das propriedades hidrodinâmicas efetivas, será analisada por intermédio da comparação entre a evaporação acumulada determinada por intermédio do método aerodinâmico combinado com o balanço de energia (método aerodinâmico misto), na escala da parcela e a simulada, utilizando o modelo SiSPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer Model) (Antonino, 1992; Braud et al., 1995b).

4. Resultados e Discussões. Este capítulo é composto de três partes. Na primeira parte, são analisados os parâmetros das curvas granulométricas $F(D)$ e de infiltração da água no solo $I(t)$ nos dois solos, Neossolo Flúvico (NF) e Latossolo Amarelo (LA). Além de fazer inferência sobre os dados de entradas do método, analisou-se o comportamento dos efeitos texturais e estruturais nos dois sítios experimentais. Por esta razão, as componentes texturais (percentagens de argila, de silte e de areia), os parâmetros de ajuste de $F(D)$ (N e D_g), como também, os resultados das infiltrações acumuladas nos dois sítios, são confrontados.

Na segunda parte, os resultados do estudo da variabilidade espacial e temporal das seguintes variáveis são apresentados:

- Propriedades físico-hídricas – (ρ_d , θ_0 , θ_s);
- Parâmetros de formas de $h(\theta)$ e $K(\theta)$ – (n , η e c_p);
- Parâmetros hidrodinâmicos – (S , K_s , h_g e λ_m);

As análises dos resultados são ordenadas de tal forma que acompanhem as campanhas de infiltração realizadas durante o ciclo da cultura nos dois sítios experimentais.

Na terceira parte, é apresentada a comparação entre a evaporação acumulada determinada por meio do método aerodinâmico combinado com o balanço de energia (método aerodinâmico misto), na escala da parcela e as simuladas com as propriedades efetivas PE1, PE2, PE3 e PE4 utilizando o modelo SiSPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer Model) para ambos os sítios experimentais.

5. Conclusões. Neste capítulo, são sintetizados os principais resultados obtidos relativos ao estudo da análise espacial e temporal dos parâmetros hidrodinâmicos e a análise da hipótese de um meio homogêneo equivalente.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Solo: Definições, propriedades físicas e variáveis hidráulicas do solo

O solo é a superfície inconsolidada que recobre as rochas e mantém a vida animal e vegetal da Terra. É constituído de camadas que diferem pela natureza física, química, mineralógica, e biológica, que se desenvolvem com o tempo sob influência do clima e da própria atividade biológica, transformando-se em material poroso de características peculiares (Vieira, 1975).

Do ponto de vista físico, o solo pode ser definido como um sistema poroso constituído por partículas sólidas, líquidas e gasosas, e volumes de vazios, que podem ser ocupados pelo ar e pela água, sendo, portanto, um armazenador de nutrientes e água para as plantas (Klar, 1984). O arranjo das partículas sólidas em unidades estruturais forma um sistema complexo com poros de diferentes tamanhos e formas. São nesses espaços porosos que ocorrem todos os processos físicos de transporte de água, solutos e gases.

A fase sólida é constituída de partículas minerais, na grande maioria, classificadas de acordo com o tamanho médio dos grãos em areia, silte e argila. Dentre as várias classificações granulométricas do solo, as duas mais adotadas são: a da Sociedade Internacional de Ciências do Solo (ISSC) e a proposta pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA), apresentadas na Tabela 1. As proporções relativas das frações (areia, silte e argila) do solo descrevem as classes de textura mostradas na Figura 1.

Tabela 1. Escalas de fração do solo (Prevedello, 1996).

Fração	Limite de diâmetro das partículas (mm)	
	USDA	ISSC
<i>Areia muito grossa</i>	2,00 – 1,00	
<i>Areia grossa</i>	1,00 – 0,50	2,00 – 0,20
<i>Areia média</i>	0,50 – 0,25	
<i>Areia fina</i>	0,25 – 0,10	0,20 – 0,02
<i>Areia muito fina</i>	0,10 – 0,05	
<i>Silte</i>	0,05 – 0,002	0,02 – 0,002
<i>Argila</i>	< 0,002	< 0,002

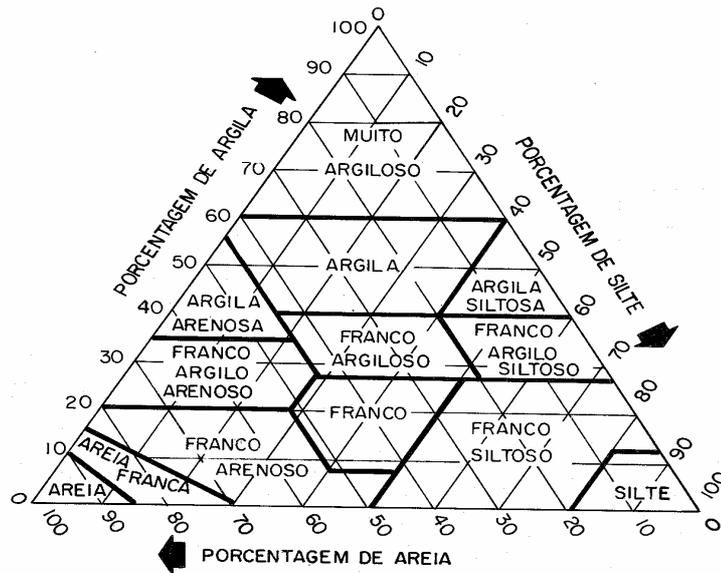


Figura 1. Diagrama para determinação da classe textural do solo, segundo a classificação do USDA e adotado pela Sociedade Brasileira de Ciências do Solo (SBCS).

Algumas relações massa-volume têm sido utilizadas para descrever as frações sólidas, líquidas e gasosas do solo, bem como suas inter-relações. Considerando uma amostra de solo, contendo as três frações, pode-se discriminar as massas e volumes de cada fração, e conseqüentemente determinar algumas propriedades do solo (Reichardt, 1996):

$$m_t = m_s + m_l + m_g \quad (2.1)$$

$$V_t = V_s + V_l + V_g \quad (2.2)$$

$$V_p = V_l + V_g = V_t - V_s \quad (2.3)$$

sendo m_t a massa total da amostra; m_s a massa das partículas sólidas; m_l a massa da solução do solo; m_g a massa de gás, isto é, o ar do solo, que geralmente é considerada desprezível; V_t o volume total da amostra; V_s o volume ocupado pelas partículas sólidas; V_p o volume dos poros; V_l volume ocupado pela água e V_g , pelos gases.

A massa específica das partículas do solo é a relação entre a massa e o volume das partículas sólidas do solo :

$$\rho_p = m_s / V_s \quad (2.4)$$

A massa específica do solo corresponde à massa de solo seco por unidade de volume, ou seja, o volume ao natural, incluindo os espaços porosos:

$$\rho = m_s / V_t \quad (2.5)$$

A porosidade (ϕ) é a relação entre o volume de poros e o volume total do solo:

$$\phi = \frac{V_p}{V_t} \quad (2.6)$$

A umidade gravimétrica (w) é a relação entre a massa de água (m_l) e a massa de partículas sólidas (m_s) de um solo, determinada pela seguinte expressão:

$$w = \frac{m_l}{m_s} \quad (2.7)$$

A umidade volumétrica (θ) é representada pela relação entre o volume de líquidos (V_l) e o volume total do solo (V_t):

$$\theta = \frac{V_l}{V_t} \quad (2.8)$$

2.2. Propriedades hidráulicas do solo

As propriedades hidráulicas do solo que afetam o comportamento do fluxo estão incorporadas em duas características fundamentais: (1) a curva de retenção da água no solo ou curva de característica de umidade do solo, que descreve a relação entre a umidade volumétrica e o estado de energia matricial, ou seja, o potencial matricial de água no solo; e (2) curva de condutividade hidráulica, que é a relação entre a condutividade hidráulica e a umidade volumétrica.

Curva de retenção da água no solo

Vários modelos foram desenvolvidos para descrever o comportamento da curva de retenção da água no solo (Gardner, 1958; Brooks & Corey, 1964; van Genuchten, 1980; Zhang & van Genuchten, 1994). Dentre os mais citados na literatura estão:

Brooks & Corey (1964):

$$\Theta(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{h}{h_{ea}} \right]^{-\lambda_{tp}} \quad \text{para } h \leq h_{ea}$$
$$\theta = \theta_s \quad \text{para } h_{ea} \leq h \leq 0$$
(2.9)

Van Genuchten (1980):

$$\Theta(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m}$$
(2.10)

com $m = 1 - \frac{1}{n}$, $n > 1$ Mualen (1976) e $m = 1 - \frac{2}{n}$, $n > 2$ Burdine (1953)

sendo $\Theta(h)$ a umidade efetiva; θ_s a umidade na saturação; θ_r a umidade residual; h o potencial matricial; h_{ea} e h_g parâmetros de ajuste que dependem da estrutura do solo e λ_{tp} , m e n parâmetros de forma.

Curva de condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica é uma função das propriedades do fluido, da matriz do solo e do teor de umidade do solo:

$$K(\theta) = \left(\frac{k \rho_{ag} g}{\mu_{vd}} \right) \cdot K_r(\Theta)$$
(2.11)

sendo $K(\theta)$ a condutividade hidráulica [$L.T^{-1}$], k a permeabilidade intrínseca [L^2], ρ_{ag} é massa específica da água [$M.L^{-3}$], g a aceleração da gravidade [$M.T^{-2}$] e μ_{vd} é o coeficiente de viscosidade dinâmica [$M.T^{-1}.L^{-1}$] e $K_r(\Theta)$ é a permeabilidade relativa que varia entre 0 e 1. A

permeabilidade relativa, $K_r(\Theta)$, leva em conta a dependência da condutividade hidráulica sobre a umidade (θ) ou do potencial matricial (h).

Várias relações funcionais foram propostas para a condutividade hidráulica relativa (Childs & Collis-George, 1950; Burdine, 1953; Gardner, 1958; Mualem, 1976; Brooks & Corey, 1964; van Genuchten, 1980; Zhang & van Genuchten, 1994). As teorias desenvolvidas por Burdine (1953) e Mualem (1976) permitem a derivação analítica de uma série de importantes funções hidráulicas do solo. Os modelos de Brooks & Corey (1964) e de van Genuchten (1980), por exemplo, foram originados a partir dessas teorias.

A equação desenvolvida por Burdine (1953) é dada por:

$$K_r(\Theta) = (\Theta)^2 \left[\frac{\int_0^\Theta \frac{d\Theta}{h^2}}{\int_0^1 \frac{d\Theta}{h^2}} \right] \quad (2.12)$$

E pela teoria de Mualem (1976), $K_r(\Theta)$ é dada por:

$$K_r(\Theta) = (\Theta)^{1/2} \left[\frac{\int_0^\Theta \frac{d\Theta}{h}}{\int_0^1 \frac{d\Theta}{h}} \right]^2 \quad (2.13)$$

sendo Θ uma função adimensional da umidade (θ) ou da pressão da água no solo h . Combinando essas teorias com as curvas de retenção de Brooks & Corey (1964) e de van Genuchten (1980), podemos obter as seguintes expressões:

- Brooks & Corey (1964):

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (2.14)$$

sendo η um parâmetro de forma.

- van Genuchten (1980):

$$K(\theta) = K_s \cdot (\Theta)^2 \left[1 - \left(1 - (\Theta)^{1/m} \right)^m \right] \quad \text{com } m = 1 - \frac{2}{n}, \quad \text{Burdine (1953)} \quad (2.15)$$

$$K(\theta) = K_s \cdot (\Theta)^{1/2} \left[1 - \left(1 - (\Theta)^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad \text{com } m = 1 - \frac{1}{n}, \quad n > 1 \quad \text{Mualen (1976)} \quad (2.16)$$

2.3. Descrições do movimento de água no solo não saturado

O movimento da água no solo parcialmente saturado é descrito pela combinação das equações de conservação da massa e de transporte. A equação de conservação da massa descreve o balanço de massa em um volume representativo (Hillel, 1998):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left[\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right] \quad (2.17)$$

θ representa a umidade volumétrica ($L^3 \cdot L^{-3}$), q é a densidade de fluxo de água ($L \cdot T^{-1}$) nas direções x , y e z e no tempo t . A densidade de fluxo de água no solo é descrito pela equação de Darcy (1856), generalizada aos meios porosos não saturados, que no caso vertical é descrita por:

$$q_z = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} = -K(h) \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (2.18)$$

sendo K a condutividade hidráulica do solo ($L \cdot T^{-1}$) em função de θ , h o potencial matricial e ψ o potencial total da água no solo [L] definido como: $\psi = \psi_m + \psi_g = h + \psi_g$.

Introduzindo a equação (2.18) na equação (2.17), obtém-se a equação do movimento vertical da água em condições isotérmicas:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (2.19)$$

Richards (1931) introduziu o conceito de capacidade capilar, que expressa a facilidade com o qual um solo libera ou armazena água quando é submetido a uma variação do potencial matricial e é definido por:

$$C(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad (2.20)$$

Portanto, a equação (2.19) torna-se:

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \cdot \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (2.21)$$

A equação (2.21) também pode ser expressa em função de θ , necessitando introduzir o conceito de difusividade hidráulica no solo (Childs & Collis-George, 1950):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \right] \quad (2.22)$$

na qual $D(\theta)$ é a difusividade, dada por:

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} \quad (2.23)$$

As equações (2.21) e (2.22) descrevem a variação da umidade com respeito à direção vertical z , num instante t (Haverkamp et al., 1999). Para resolver essa equação diferencial parcial, faz-se necessário conhecer: (1) a curva de retenção da água no solo $h(\theta)$ e a condutividade hidráulica como função da umidade ou do potencial matricial; (2) a distribuição inicial dos potenciais matriciais ou das umidades e (3) as condições de fronteira na superfície do solo e na base do perfil de solo.

2.4. Determinação das propriedades hidráulicas $\theta(h)$ e $K(\theta)$

As determinações de $\theta(h)$ e $K(\theta)$ em laboratório, a partir de amostras de solo, não condizem necessariamente com a realidade no campo. Geralmente, tais amostras são secas, fragmentadas e acondicionadas em recipientes de forma que a estrutura original do solo é destruída (Hillel, 1998). Além disso, a presença de agregados, pedras, fissuras, fraturas, e

orifícios de raízes, comumente encontrados em perfis de solo não saturados, é difícil de ser representada em amostras de laboratório de pequena escala. Conseqüentemente, é necessário utilizar métodos práticos para estimar as propriedades hidráulicas do solo em uma escala realista no campo. Em geral, as técnicas de campo fornecem estimativas das propriedades hidráulicas mais representativas (Haverkamp et al., 1999).

As determinações dessas propriedades hidráulicas no campo são onerosas e consomem bastante tempo. Por exemplo, o método do *perfil instantâneo* (Richards & Weeks 1953; Richards et al. 1956; Hillel et al., 1972), além da necessidade da instalação de uma série de equipamentos e da saturação de uma parcela de dimensões consideráveis, requer medidas freqüentes e simultâneas da umidade e do potencial matricial da água no solo durante alguns dias.

A condutividade hidráulica do solo saturado ou quase saturado é determinada no campo, normalmente, a partir de ensaios de infiltração. Os primeiros testes de infiltração no campo com um potencial hidráulico imposto na superfície do solo foram obtidos utilizando um dispositivo simples chamado “anel de Muntz” (Vandervaere, 1995). Este dispositivo consiste em um cilindro de metal, no qual a água que irá se infiltrar é mantida sob uma carga hidráulica, h_0 , constante. O volume de água infiltrado no solo é medido a intervalos de tempo regulares até a obtenção de um regime quase permanente (Vandervaere, 1995). Quando este regime é alcançado, o solo encontra-se saturado ou próximo à saturação. O potencial total ψ se resume apenas ao gravitacional ψ_g (o matricial é nulo e o de pressão é desprezado), então o gradiente de potencial total $\psi = 1$. Neste caso, a velocidade de infiltração é considerada igual à condutividade hidráulica saturada. As medidas de infiltração feitas dessa forma superestimam a condutividade hidráulica devido à quantidade de água absorvida pelo solo através da capilaridade para fora do cilindro. Para minimizar este problema, um outro anel, de diâmetro maior, foi adicionado ao sistema. O nível da água, h_0 , é mantido constante nos dois cilindros, no entanto as medidas de infiltração são realizadas no cilindro central. A função do cilindro externo é diminuir os efeitos de bordadura, sob a infiltração monodirecional. Quanto maior o cilindro externo, mais demorado é o ensaio e maior é o consumo de água (Vandervaere, 1995).

A necessidade de superar estas dificuldades levou pesquisadores como Wooding (1968), Philip (1985 e 1986) a descreverem a infiltração multidirecional de água, a partir de uma fonte de água circular em solos não saturados.

A *infiltrometria a disco* (Smettem & Clothier, 1989; Thony et al., 1991; Haverkamp et al., 1994; Angulo-Jaramillo et al., 1996; Vandervaere et al., 1997) é um método que permite estudar, no campo, o fenômeno da infiltração da água no solo sob diferentes sucções. O fluxo de água obtido por um infiltrômetro a disco é considerado como tridimensional. Várias equações que relacionam a condutividade hidráulica com a tensão de fornecimento do infiltrômetro, $K(h_0)$, foram desenvolvidas (Ankeny et al., 1991; Reynolds & Elrick, 1991) baseadas nas aproximações do fluxo em regime estacionário de Wooding (1968) ou baseadas nos fluxos em regime transitório (Warrick & Broadbridge, 1992; Smettem et al., 1994; Haverkamp et al., 1994 e Zhang, 1997).

2.4.1. Formas indiretas para determinar as propriedades hidrodinâmicas do solo

Devido à complexidade das determinações de $h(\theta)$ e $K(\theta)$ no campo, em particular nos estudos em grandes escalas, alguns pesquisadores passaram a relacionar as características do solo com as propriedades do solo facilmente mensuráveis como a distribuição do tamanho das partículas, a porosidade, a massa específica do solo, o teor de matéria orgânica, etc. Estas relações são comumente chamadas de funções de pedotransferência FPT (*pedotransfer functions*).

Em geral, três aproximações diferentes têm sido desenvolvidas para prever indiretamente $h(\theta)$ e/ou $K(\theta)$ a partir da distribuição dos tamanhos das partículas: (i) Os métodos de regressão do potencial mátrico discreto; (ii) Os métodos das regressões das funcionais, e (iii) Os métodos semi-físico ou métodos baseados na similaridade de forma existente entre $F(D)$ e $h(\theta)$.

Nos métodos de regressão do potencial mátrico discreto, uma análise de regressão linear múltipla é conduzida para relacionar os conteúdos de água em potenciais específicos com as percentagens das frações de areia, silte e argila, a porosidade, o conteúdo de matéria orgânica e a massa específica do solo (Gupta & Larson, 1979; Ralws & Brakensiek, 1982; Puckett et al., 1985; Wösten, 1997). Wösten (1999) desenvolveu funções de pedotransferência levando em consideração as classes texturais e a toposequência dos diferentes tipos de solos. E além das propriedades físicas comumente usadas, ele acrescentou parâmetros para as características de superfície e subsolo.

Nos métodos das regressões das funcionais, inicialmente, uma determinada equação para $h(\theta)$ e/ou $K(\theta)$ é assumida, e os seus parâmetros derivados dos ajustes são relacionados com as propriedades do solo prontamente disponíveis. Estas aproximações são mais

apropriadas para a modelagem do fluxo não saturado. McCuen et al. (1981) constataram que a média e o desvio padrão dos parâmetros, para $h(\theta)$ de Brooks & Corey (1964), variam em função das classes texturais dos solos. Cosby et al. (1984) ampliaram este trabalho e concluíram que as propriedades do solo podem explicar melhor as variações desses parâmetros. Isto conduziu ao desenvolvimento de equações de regressão para a média e o desvio padrão dos parâmetros hidráulicos em função das classes texturais dos solos (Rawls & Brakensiek, 1985; Vereecken et al., 1989). Rawls & Brakensiek (1989) desenvolveram vários modelos de regressão. Inicialmente, eles usavam apenas a distribuição do tamanho das partículas, o teor de matéria orgânica, e a massa específica do solo como variáveis de ajuste. Vereecken et al. (1990) estabeleceram equações de regressão para os parâmetros de $K(\theta)$ de Gardner (1958) a partir de 182 solos Belgas.

Devido à importância de K_s nos modelos de condutividade não saturada $K(\theta)$, alguns pesquisadores (Cosby et al., 1984; Campbell 1985; Saxton et al., 1986; Wösten 1997; Vereecken et al., 1990 e Wösten et al., 1990) desenvolveram funções de pedotransferência para K_s . Porém, estas tentativas não tiveram muito êxito, principalmente devido a grande variabilidade de K_s .

Os métodos baseados na similaridade de forma entre $F(D)$ e $h(\theta)$ são baseados na hipótese de similaridade de forma entre a distribuição acumulada dos tamanhos das partículas e a curva de retenção de água no solo (Arya & Paris, 1981; Zataráin et al., 2003). Admitindo-se que a distribuição do tamanho das partículas está relacionada com a curva de retenção da água no solo e a um modelo de capilaridade.

A *curva porosimétrica* $S(R)$, chamada também curva de distribuição acumulada dos tamanhos dos poros com base volumétrica, representa o volume de poros relativo ao volume poroso total, cujos tamanhos são menores ou iguais a um tamanho R . A *curva granulométrica* $F(D)$ ou *curva de distribuição do tamanho das partículas DTP*, ou ainda, curva de frequência acumulada do tamanho das partículas com base na massa, representa a massa das partículas por unidade de massa do solo (amostras de terra fina), cujos tamanhos são menores ou iguais a um diâmetro D .

As definições das escalas R e D são extremamente difíceis devido à estrutura geométrica irregular dos solos, sendo realizadas de maneira indireta ou equivalente. A primeira se baseia na lei de Laplace, que estabelece a relação entre o potencial de pressão (h), expressa como uma altura equivalente de água, e o raio de um poro (R). Já a segunda se

baseia na lei de Stokes que por sua vez descreve a velocidade de queda (v_s) de uma partícula de diâmetro D em um fluido. Estas leis são, respectivamente, descritas por:

$$h = -\frac{2\sigma_t \cos \alpha_c}{\rho_{ag} g R} \quad (2.24)$$

$$v_s = \frac{g \rho_p}{18 \mu_{vd}} \cdot \left(1 - \frac{\rho_{ag}}{\rho_p}\right) \cdot D^2 \quad (2.25)$$

sendo σ_t a tensão superficial da água [$M.T^{-2}$]; μ_{vd} o coeficiente de viscosidade dinâmica [$ML^{-1}T^{-1}$]; ρ_{ag} massa específica da água [$M.L^{-3}$]; ρ_p a massa específica das partículas [$M.L^{-3}$]; g a aceleração da gravidade [$L.T^{-2}$]; α_c o ângulo de contato formado entre a interface água-ar com as partículas sólidas.

Ao considerar um determinado conteúdo volumétrico de água no solo (θ), pode-se dizer que a água está contida nos poros com raios menores ou iguais a R . Em tal situação, a curva porosimétrica é igual ao grau de saturação θ/ϕ , e dessa forma $\theta(R) = \phi S(R) = \phi F(D)$. Desta forma, pode-se estimar a curva de retenção da água no solo $\theta(h)$ a partir da curva granulométrica, utilizando a equação de Laplace (Eq.2.24), sem levar em conta a relação entre R e D .

Estimativa dos parâmetros de forma a partir das análises de $F(D)$

Os parâmetros de forma n e m da equação de van Genuchten (1980) podem ser obtidos a partir de $F(D)$ assumindo que os raios dos poros são inversamente relacionados com a pressão da água no solo (equação (2.24)) e que existe uma similaridade de forma entre $S(R)$ e $F(D)$, e conseqüentemente entre $F(D)$ e $h(\theta)$. Haverkamp & Parlange (1986) utilizaram uma equação do tipo van Genuchten (1980) para expressar $F(D)$:

$$F(D) = \left[1 + \left(\frac{D_g}{D} \right)^N \right]^{-M} \quad (2.26)$$

sendo $F(D)$ a distribuição do tamanho das partículas, D o diâmetro efetivo de uma partícula de solo [L], D_g o parâmetro de escala do tamanho das partículas [L], e M e N os parâmetros de forma da curva de distribuição. Da mesma forma que para a Eq. (2.10), supõe-se que $M = 1 -$

$1/N$ ou $M = 1 - 2/N$. Os parâmetros M , N e D_g são obtidos pelo ajuste da equação (2.26) aos dados experimentais granulométricos. Neste caso, o índice de forma do meio (p_m) pode ser estimado a partir de M e N usando (Zataráin et al., 2003):

$$p_m = \frac{MN}{1+M} \cdot (1+\kappa)^{-1} \quad (2.27)$$

sendo κ um coeficiente definido por Fuentes et al., (1998):

$$\kappa = \frac{2s-1}{2s(1-s)} \quad (2.28)$$

sendo s a dimensão fractal relativa.

Uma das propostas de Fuentes (1998) para obter os parâmetros de forma (m e n) para a curva de retenção $h(\theta)$ de van Genuchten (1980) leva em consideração que:

$$m = \frac{M}{1+(1+M) \cdot \kappa} \quad (2.29)$$

e

$$n = \frac{2}{1-m} \quad (2.30)$$

A dependência de s ($s = D_f/E$, onde D_f é a dimensão fractal do solo e $E = 3$ a dimensão de Euclides) com respeito a porosidade total do solo (ϕ) é definida de maneira implícita:

$$(1-\phi)^s + \phi^{2s} = 1 \quad \text{com} \quad \frac{1}{2} < s < 1 \quad (2.31)$$

No caso da equação da curva de condutividade hidráulica de Brooks & Corey (1964), o seu parâmetro de forma, η pode ser expresso como uma função dos parâmetros de forma da curva de retenção (por exemplo, λ e m das Eqs. (2.9) e (2.10), respectivamente) e do fator de tortuosidade (p):

$$\eta = \frac{2}{mn} + 2 + p \quad (2.32)$$

As diferenças entre os vários modelos de condutividade hidráulica surgiram das hipóteses introduzidas para descrever a estrutura do poro (isto é, a tortuosidade) e suas interações com a equação de permeabilidade relativa. Portanto, os valores de p para os seguintes modelos são: Childs & Collis-George (1950) $p = 0$; Mualem (1976) $p = 1/2$; Burdine (1953) $p = 1$ e Millington & Quirk (1961) $p = 4/3$.

2.4.2 Estimativas dos parâmetros hidrodinâmicos a partir de modelos simplificados da infiltração da água no solo

2.4.2.1 Soluções analíticas do processo de infiltração unidimensional

A infiltração segundo Philip (1957)

Dentre as várias equações encontradas na literatura que buscam descrever o processo de transferência da água nos solos, uma comumente citada é a equação de Philip (1957b). Para estudar o processo ele considerou uma infiltração unidimensional em meios semi-infinito homogêneo dentro das seguintes condições iniciais e limites: se $t = 0$ e $z \geq 0$ então $\theta = \theta_{ini}$; se $t \geq 0$ e $z = 0$ então $\theta = \theta_s$.

Dessa forma, Philip obteve uma solução em série de tempo para uma lâmina de água infiltrada:

$$I(t) = K_{inic} \cdot t + \sum_{j=1}^{\infty} S_j(\theta_{inic}, \theta_s) t^{j/2} \quad (2.33)$$

sendo $K_{inic} = K(\theta_{inic})$. Supondo um solo inicialmente seco, $K_{inic} = 0$, Philip reduziu a equação (2.33) que passou a ser expressa como:

$$I(t) = S\sqrt{t} + At \quad (2.34)$$

O primeiro termo da Eq. (2.34), é a *sorvidade* S ($L \cdot T^{-1/2}$). Este parâmetro traduz a capacidade do solo absorver água por capilaridade e depende essencialmente de $\Delta\theta$, ou seja, da variação do teor volumétrico de água entre o início e o final da infiltração.

A sorvidade é uma propriedade hidráulica, que relaciona a raiz quadrada do tempo com a absorção unidirecional da água de um solo homogêneo na ausência dos efeitos gravitacionais (Philip, 1969). Variando para cada tipo de solo, a sorvidade depende da estrutura e da umidade inicial θ_0 do solo.

O segundo termo da equação (2.34), traduz os efeitos da gravidade no processo de infiltração. O parâmetro A é normalmente determinado no intervalo $[K_s/3; 2K_s/3]$ com $K_s = K(\theta_s)$ (Talsma & Parlange, 1972).

Várias soluções analíticas ou quase analíticas foram desenvolvidas para resolver a equação de Richard monodimensional vertical, em regime de fluxo transiente. Uma proposta interessante é apresentada por Soria (2003), que utilizou em seu trabalho as soluções de Green & Ampt (1911) e de Talsma & Parlange (1972) em algoritmos de inversão. Os procedimentos analíticos para estas duas equações são apresentados nos dois itens subseqüentes. Trata-se de uma das formas de aplicação do método usado neste trabalho, o Método Beerkan.

A infiltração segundo o modelo de Green & Ampt (1911)

Esse modelo é uma forma simplificada de descrever a propagação da frente de umedecimento no interior do solo pela equação de Darcy. Neste caso, o solo é considerado totalmente saturado da superfície à profundidade da frente de molhamento; abaixo, o solo continua com a umidade que antecede uma precipitação ou um ensaio de infiltração. À medida que a frente de umidade aumenta, permanecem válidas essas condições. Na superfície da frente de umidade, que separa o solo saturado do não saturado, a tensão capilar é sempre a mesma, a qualquer posição e tempo da frente.

Graças a sua simplicidade e a sua eficiência, a equação de Green & Ampt tem sido utilizada em vários trabalhos que se propõem a descrever o movimento da água na zona não saturada. Por esta razão, vários trabalhos foram orientados para desenvolverem relações empíricas para estimar os parâmetros dos modelos de Green & Ampt a partir das propriedades do solo (por exemplo, Brakensiek & Onstand, 1977; McCuen et al., 1981; Rawls & Brakensiek, 1982).

A forma generalizada desta equação é a seguinte (Ross et al., 1996):

$$I = K_s \cdot t + \frac{(\theta_s - \theta_0) \cdot (h_{\text{sup}} - h_f) \cdot K_s}{K_s - K_0} \cdot \ln \left(1 + \frac{(I - K_0 t)(K_s - K_0)}{(\theta_s - \theta_0) \cdot (h_{\text{sup}} - h_f) \cdot K_s} \right) \quad (2.35)$$

sendo I a infiltração unidimensional vertical acumulada [L], t o tempo [T], θ_s a umidade volumétrica na saturação, K_0 é a condutividade hidráulica do solo $K(\theta_0)$ [$L T^{-1}$] obtida pelas expressões de Brooks & Corey e de van Genuchten e h_f a pressão matricial na frente da zona de umedecimento durante a infiltração. O valor de h_f diminui com o tempo quando o modelo de Green & Ampt é comparado com alguns resultados experimentais de laboratório e para algumas soluções numéricas consideradas exatas (Haverkamp et al., 1988). Normalmente, o h_f

é considerado como um valor constante (Bouwer, 1966; Mein & Larson, 1973; Neuman, 1976; Panikar & Nanjappa, 1977).

O parâmetro de normalização h_f foi definido para alguns solos ditos do tipo Green & Ampt e ele não é aplicável para todos os tipos de solo. Para poder generalizá-lo para um solo qualquer e levar em conta a influência da textura, o parâmetro h_f é substituído pelos parâmetros c_p e h_g na equação (2.35) (Haverkamp et al., 1999). Estes parâmetros são introduzidos considerando a sorvidade como uma característica intrínseca do solo, independente das funções escolhidas para descrever a capacidade hidrodinâmica do solo não saturado. A equação (2.35) torna-se:

Se $h_{sup} \geq 0$:

$$I = K_s \cdot t + (\theta_s - \theta_0) \cdot \left[\frac{K_s}{K_s - K_0} h_{sup} - \frac{c_p}{2} h_g \right] \cdot \ln \left(1 + \frac{(I - K_0 t)}{(\theta_1 - \theta_0) \cdot \left[\frac{K_s}{K_s - K_0} h_{sup} - \frac{c_p}{2} h_g \right]} \right) \quad (2.36)$$

Se $h_{sup} < 0$:

$$I = K_s \cdot t + (\theta_1 - \theta_0) \cdot \left[-\frac{c_p}{2} h_g \right] \cdot \ln \left(1 + \frac{(I - K_0 t)}{(\theta_1 - \theta_0) \cdot \left[\frac{K_1}{K_1 - K_0} h_{sup} - \frac{c_p}{2} h_g \right]} \right) \quad (2.37)$$

com,

$$h_g = -\frac{S^2}{c_p (\theta_s - \theta_0) \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right) K_s} \quad (\text{Lassabatère et al., 2004}) \quad (2.38)$$

$$c_p = \Gamma \left(1 + \frac{1}{n} \right) \cdot \left[\frac{\Gamma \left(n\eta - \frac{1}{n} \right)}{\Gamma(n\eta)} + \frac{\Gamma \left(n\eta + m - \frac{1}{n} \right)}{\Gamma(n\eta + m)} \right] \quad (2.39)$$

(De Condappa, 2000; Soria, 2003)

sendo θ_1 a umidade volumétrica para $h_{sup} < 0$ e K_1 a condutividade hidráulica do solo para $K(\theta_1)$ [$L T^{-1}$] obtida com as expressões van Genuchten (1980) e Brooks & Corey (1964).

O c_p é um termo dependente dos parâmetros de forma das curvas de retenção do modelo escolhido e conseqüentemente relacionado à textura, para os modelos de van

Genuchten (1980) para $h(\theta)$ e de Brooks & Corey (1964) para $K(\theta)$. O termo c_p é definido pela Eq. (2.39).

A infiltração segundo o modelo de Talsma & Parlange (1972)

A equação de Talsma & Parlange (1972) é outra equação de dois termos que foi obtida supondo que os valores da difusividade capilar D e da derivada da condutividade hidráulica $dK/d\theta$ aumentam rapidamente e da mesma forma (Talsma & Parlange, 1972; Parlange, 1975a).

Introduzindo os parâmetros c_p e h_g de maneira análoga ao modelo da seção precedente, a equação de Talsma & Parlange pode ser escrita como:

Se $h_{sup} > 0$:

$$I = K_s \cdot t - (\theta_s - \theta_0) \cdot \left[\frac{K_s}{K_s - K_0} h_{sup} - \frac{c_p}{2} h_g \right] \cdot \left\{ \exp \left(- \frac{(I - K_0 t)}{(\theta_s - \theta_0) \cdot \left[\frac{K_s}{K_s - K_0} h_{sup} - \frac{c_p}{2} h_g \right]} \right) - 1 \right\} \quad (2.40)$$

Se $h_{sup} \leq 0$:

$$I = K_1 \cdot t - (\theta_1 - \theta_0) \cdot \left[- \frac{c_p}{2} h_g \right] \cdot \left\{ \exp \left(- \frac{(I - K_0 t)}{(\theta_1 - \theta_0) \cdot \left[- \frac{c_p}{2} h_g \right]} \right) - 1 \right\} \quad (2.41)$$

Uma característica importante das equações de Green & Ampt (GA) e de Talsma & Parlange (TP), é que elas limitam o fenômeno de infiltração (Smith & Parlange, 1978; Parlange et al., 1982; Soria et al., 2003). Dessa forma, a curva de infiltração de um solo qualquer é compreendida entre GA e TP, para $h_{sup} = 0$. Esta característica mostra igualmente a sua utilidade na estimativa dos parâmetros, porque geralmente eles se encontram compreendidos entre os valores otimizados com **GA** e **TP** (Soria et al., 2003).

É importante observar que nas equações {(2.36), (2.37), (2.40) e (2.41)}, as variáveis desconhecidas são os parâmetros K_s e h_g . Os outros parâmetros podem ser calculados a partir dos ensaios de infiltração no terreno, segundo o protocolo Beerkan, que será detalhado no capítulo 3.

2.4.2.2 A infiltração tridimensional axissimétrica – modelo Haverkamp et al. (1994)

No caso de uma infiltração monodimensional vertical com tempos relativamente curtos, o intervalo de tempo no qual a solução de Philip converge para um limite finito, depende das características do solo e das condições iniciais e limites (Haverkamp et al., 1994).

Smetten et al. (1994) e Haverkamp et al. (1994) ao estudarem o problema da infiltração a partir de uma fonte circular, de raio r , evidenciaram que o caráter axissimétrico tridimensional de escoamento é traduzido por um termo proporcional ao tempo. A diferença entre a lâmina infiltrada tridimensional I_{3D} e a lâmina infiltrada monodimensional I_{1D} é dada por:

$$I_{3D} - I_{1D} = \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \quad (2.42)$$

O parâmetro γ traduz os efeitos da gravidade no caráter tridimensional da infiltração, e seu valor se encontra entre [0,6; 0,8]. Smetten et al. (1994) demonstraram que 0,75 é um valor apropriado para γ .

A partir da Eq.(2.42), Haverkamp et al. (1994) estabeleceram uma equação de infiltração para *infiltrômetros a discos* válida para tempos curtos e médios:

$$I_{3D} = S\sqrt{t} + \left[\frac{2-\beta}{3} \cdot K + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \right] \cdot t \quad (2.43)$$

(A) (B) (C)

sendo β uma constante que se encontra entre $0 < \beta < 1$. Os diferentes termos da equação (2.42) são definidos como: (A) a parte do volume infiltrado por capilaridade; (B) a parte do volume infiltrado por gravidade e (C) a parte do volume infiltrado por capilaridade lateral (ligada a geometria axissimétrica tridimensional da infiltração).

Para tempos longos de infiltração, a expressão (2.42) não é mais válida, e dessa forma a equação passa a ser escrita por:

$$I_{3D} = \left(K_s + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \right) \cdot t + \frac{S^2}{2(K_s - K_{ini})(1-\beta)} \cdot \ln\left(\frac{1}{\beta}\right) \quad (2.43)$$

(D) (E)

os termos (D) e (E) designam a contribuição da gravidade e dos efeitos laterais de capilaridade (δ) no escoamento, respectivamente.

O fluxo correspondente para tempos longos de infiltração será:

$$q_{3D} = \frac{dI_{3D}}{dt} = K_s + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \quad (2.44)$$

Vandervaere et al. (2000) mostraram que o regime transiente da infiltração axissimétrica a partir de um infiltrômetro a disco é adequadamente descrita por uma equação de dois termos, similar a de Philip (1957b) para uma infiltração monodimensional. Dessa forma, pode-se escrever a equação (2.42) como:

$$I = C_1 \sqrt{t} + C_2 t \quad (2.45)$$

com

$$C_1 = S \quad (2.46)$$

$$C_2 = \frac{2-\beta}{3} \cdot (K_s - K_{ini}) + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \quad (2.47)$$

2.4.2.3 Fatores de escala de infiltração

A maioria das análises de similaridade macroscópica das equações de fluxo de água citadas na literatura (por exemplo, Reichardt et al., 1972; Warrick et al., 1977; Simmons et al., 1979; Sharma et al., 1980), fazem uso de um conjunto de transformações de escalas:

$$\begin{aligned} z &= \alpha_z \cdot z^* & t &= \alpha_t \cdot t^* & \theta &= \alpha_\theta \cdot \theta^* \\ h &= \alpha_h \cdot h^* & K &= \alpha_K \cdot K^* & C &= \alpha_C \cdot C^* \end{aligned}$$

sendo α_z [L], α_t [T], α_h [L], α_θ [L^3/L^3], α_K [L/T] e $\alpha_C = \alpha_\theta/\alpha_h$ [1/L] parâmetros constantes que definem, respectivamente, as variáveis adimensionais (z^* , t^* , θ^* , K^* e C^*). Substituindo estes

fatores de escala e as condições iniciais e limites correspondentes nas equações que governam o fluxo (Richards, 1931), é possível expressar a equação do fluxo como um problema de valor limite adimensional.

Haverkamp et al. (1999) propuseram um conjunto de expressões para determinar os fatores de escalas α , tomando como base a equação (2.43) para determinar os fatores de escalas para a infiltração acumulada α_l [L] e para o tempo α_t [T]:

$$\alpha_l = \frac{S^2}{c_p \cdot (K_s - K_0)} \quad (2.48)$$

$$\alpha_t = \frac{S^2}{c_p \cdot (K_s - K_0)^2} \quad (2.49)$$

O principal ponto nessas análises é que o comportamento da infiltração é inteiramente determinada pelos dois fatores de escalas (α_l , α_t). Esses parâmetros incorporam o efeito do tipo de solo, das condições iniciais e limites.

2.5. Análise dos processos hidrodinâmicos a diferentes escalas de espaço e de tempo

2.5.1. Os problemas sob diferentes escalas

As diferentes formas de estudar o solo despertaram o interesse recíproco da pedologia, da física do solo, da hidrologia e de outras áreas de pesquisas ligadas à ciência do solo. Com essa sinergia vieram novas tecnologias para analisar o comportamento da água no solo na escala de campo; novos paradigmas de homogeneidade das unidades pedológicas (para escalas locais e regionais); e unidades cartográficas de solos contendo fatores de escalas de umidade do solo no espaço e no tempo (Nielsen et al., 1998). A *hidropedologia* (Lin, 2003) é uma especialidade que procura, de uma forma interdisciplinar, analisar os processos pedológicos e hidrológicos na zona crítica do solo sob diferentes escalas. A zona crítica, de acordo com a definição do NRC (2001a), compreende a zona das raízes, a zona não saturada e a zona do lençol freático, incluindo a superfície do solo, sua vegetação e seus rios e lagos. A *hidropedologia*, em conjunto com a hidrogeologia, fornece informações sistemáticas no estudo dos ambientes de superfície e de subsuperfície. Ao contrário da ciência do solo, que limita as suas investigações a superfície do solo compreendida pelas raízes, a *hidropedologia* se estende da superfície do solo até o lençol freático, incluindo tanto as zonas das raízes como as zonas não saturadas mais profundas.

Uma das dificuldades encontradas em estudos desse gênero é o fato de conhecermos os mecanismos físicos somente numa escala local, onde sua observação é possível. Para resolver este problema, é preciso encontrar uma forma de passar da escala local (por exemplo, a escala conhecida) para a grande escala (isto é, a escala de interesse na prática) levando em conta a variabilidade espacial e temporal das condições de superfície, e desta forma, fazer a agregação das informações numa escala pequena para uma escala maior.

Para se desenvolver parametrizações mais realísticas dos processos hidrológicos, é necessário uma boa compreensão dos balanços de água e de energia da superfície sob um intervalo crescente de escalas espaciais (Zhao et al., 2004). A agregação e o escalonamento estão inteiramente envolvidos, porque a agregação depende do grau de variabilidade espacial dos processos hidrológicos e da escala de modelagem do problema (van Genuchten & Nielsen, 1985; Wood, 1988; Famiglietti & Wood, 1995).

Por estar relacionada com a pedologia, a física do solo e a hidrologia, a *hidropedologia* resume uma espécie de “*paradigma pedon – paisagem*” que integra os fenômenos que ocorrem nas escalas microscópica (por exemplo, poros e agregados),

mesoscópica (por exemplo, Pedons e Catenas)[†] e macroscópica (por exemplo, bacias hidrográficas, regional, e global). Este vínculo entre as ciências da água e do solo permite, por exemplo, estudar a relação existente entre a estrutura do solo, o fluxo preferencial e a qualidade da água; compreender as diferentes escalas de observação e de aplicação dos modelos; a utilização de bancos de dados provenientes das pesquisas de solos e dos sistemas de classificação de solo, para obter informações hidráulicas essenciais nas aplicações dos modelos de simulação, sobretudo por aproximações por FPT.

A complexidade hierárquica da pedologia advém da própria maneira de organizar os processos de formação do solo e de construir as estruturas taxonômicas dos solos (Buol et al., 1997; Wagenet, 1998). Assim como a pedologia, a física do solo e a hidrologia também apresentam uma certa ordem hierárquica nos seus objetos de estudos. Dessa forma, é possível encontrar soluções que liguem as diferentes escalas às estruturas hierárquicas. As categorias de mapeamentos (distribuição dos solos) e de modelagem (processos no solo) podem ser utilizadas como estruturas conceituais para várias escalas (Lin & Rathbun, 2003). Os mapeamentos de solo estão relacionados com a distribuição espacial dos tipos de solo ou de propriedades específicas do solo na paisagem (ou na parcela), possibilitando a interpolação e/ou agregação no espaço. A modelagem está relacionada com a representação dos processos em diferentes escalas no solo e com o aumento ou a redução das escalas (upscaling e/ou downscaling) dos parâmetros de entrada dos modelos.

Apesar do avanço nas pesquisas, as determinações das propriedades hidráulicas do solo diretamente no campo continuam complexas (Mualem, 1986; Bouma, 1989). Uma das limitações das medidas diretas é devido à significativa variabilidade espaço-temporal, que requer um grande número de medidas e, conseqüentemente, tempo e dinheiro para a sua execução (van Genuchten et al., 1999b).

Embora tenham surgido diferentes FPT (Pachepsky et al., 1999; Wösten et al., 2001), ainda assim as informações dessas funções são bastante restritas. A maioria das FPT existentes são completamente empíricas, e se restringem a consultas sistemáticas de mecanismos básicos para obtenção de cada função. Outro fato importante consiste na tendência que existe em estimar os parâmetros das funções hidráulicas do solo da região por análise de regressão, quando é preciso melhorar o desempenho das FPTs procedentes de áreas

[†] De acordo com a SBCS (1993): **Pedon** é um corpo tridimensional de solo com dimensões laterais grandes suficientes para permitir o estudo das formas e relações dos horizontes. Sua área varia de 1 a 10 m²; e **Catena** são seqüências de solos aproximadamente da mesma idade, derivados de materiais de origem semelhantes, sob condições climáticas similares, mas que têm características diferentes, devido às variações de relevo e conseqüentemente de drenagem.

onde foram realizados estudos hidrológicos do solo, aplicando nas unidades de mapeamentos do solo ou das regiões (Kutílek & Nielsen, 1994). Por esta razão, surgiram os métodos semifísicos das FPT (Arya & Paris, 1981; Haverkamp & Parlange, 1986 e Arya et al., 1999), que assumem a similaridade de forma entre a distribuição dos tamanhos das partículas e a distribuição do tamanho dos poros, e deste último com a curva de retenção da água no solo. Porém, o sistema de fluxo nos tubos capilares de uma amostra deformada, como é o caso das amostras coletadas para obtenção das curvas granulométricas, difere consideravelmente da rede de fluxo de água em solos reais, ou seja, no campo.

Para ultrapassar essas dificuldades, recentemente, a partir do trabalho de Haverkamp et al. (1996) foi desenvolvido um método denominado "Beerkan" (Haverkamp et al., 1998; Soria, 2003; Braud et al., 2004; Lassabatère et al., 2004) que se baseia principalmente em ensaios simplificados de infiltração e na análise da distribuição dos tamanhos das partículas do solo. Nesse método, $h(\theta)$ e $K(\theta)$ podem ser descritas analiticamente por cinco parâmetros: dois de forma e três de normalização. Em comparação a outros métodos experimentais, o método Beerkan é eficiente, de baixo custo, e apresenta uma grande vantagem, pois sua aplicação é bem mais simples e mais rápida. Tanto as FPT como o método Beerkan surgiram como uma proposta de melhorar as perspectivas nas análises de variabilidade espacial das propriedades hidráulicas dos solos, a partir das quantidades e qualidades nas estimativas dessas propriedades.

2.5.2. Heterogeneidade, variabilidade e mudança de escala

A mudança de escala e a descrição da variabilidade ou da heterogeneidade de uma parcela agrícola são assuntos que estão diretamente relacionados. A heterogeneidade (por exemplo, de um tipo de solo cultivado para outro) e a variabilidade (por exemplo, dentro da mesma parcela cultivada) influenciam as condições dos processos para uma determinada escala (condições iniciais, condições limites, parâmetros físicos, etc), do mesmo modo que os próprios processos. A compreensão de um fenômeno em diferentes escalas (do poro, da folha, da planta, da cobertura, da paisagem, da região, etc.) integra as noções hierárquicas dos processos, cuja existência pode ser preponderante para uma escala e totalmente negligenciada para outra. Assim como as múltiplas causas e manifestações dos próprios processos, cuja existência pode ser preponderante para uma escala e negligenciada para outra.

Sendo o solo um meio espacialmente heterogêneo e temporalmente dinâmico, as pesquisas em ciência do solo têm alguns desafios importantes relacionados com a mudança de escala. O primeiro é transferir os resultados de amostras de solos analisadas em laboratórios

para as unidades de mapeamentos no campo, ou seja, para as escalas das bacias hidrográficas, regional e global; o segundo é desagregar os processos dinâmicos e/ou as propriedades estáticas, observadas em uma escala maior (por exemplo, dados obtidos por sensores remotos) para uma escala menor, possibilitando, assim, a obtenção da heterogeneidade inerente a esta última, para aplicações locais específicas. Um terceiro desafio é representar as propriedades ou os processos, na presença da variabilidade espaço-temporal, numa escala diferente da escala das observações realizadas.

Segundo Sposito & Reginato (1992), os pedólogos foram pioneiros no desenvolvimento de modelos de sistemas integrados para a pedosfera. No entanto, a principal finalidade dos levantamentos de solos é analisar a variabilidade espacial da superfície do solo em subconjuntos estratificados de menor variação (Wilding & Drees, 1983; Soil Survey Staff, 1993). Por esta razão, alguns pesquisadores utilizaram mecanismos e magnitudes da variabilidade espaço - temporal (por exemplo, Wilding & Drees, 1983; Wilding et al., 1994; Mausbach & Wilding, 1991) como base nos estudos de gênese, de classificação e de cartografia dos solos, particularmente nas perspectivas de fatores de formação de solos.

A física do solo e a hidrologia por sua vez, têm se baseado nas teorias dos meios porosos similares (por exemplo, Miller & Miller, 1956; Tillotson & Nielsen, 1984) e nas teorias de dimensões fractais (por exemplo, Tyler & Wheatcraft, 1990; Baveye et al., 1999) para as mudanças de escalas, na geoestatística (por exemplo, Warrick, 1998) e em métodos estocásticos (por exemplo, Jury & Kabala, 1993) para quantificar a variabilidade espacial no campo e nas análises de série de tempo para a variabilidade temporal (por exemplo, Wu et al., 1997).

Aplicação da geoestatística na resolução de problemas de ciências do solo

As propriedades físicas do solo que são distribuídas aleatoriamente podem ser caracterizadas em termos de seu valor médio e de sua variância. Os estudos iniciais de variabilidade espacial das propriedades físicas do solo freqüentemente só levavam em consideração o coeficiente de variação (CV) (Babalola, 1977; Warrick & Nielsen, 1980). No entanto, muitas das propriedades físicas do solo que são variáveis no espaço não são distribuídas aleatoriamente, mas são Variáveis Regionalizadas (V. R.) (Gajem et al., 1981; Viera et al., 1983). Visto que seus termos de erro estão correlacionados, tais variáveis violam as hipóteses da ANOVA e das técnicas de regressão clássicas. Desse modo, a geoestatística e a análise de séries espaço-temporais têm sido desenvolvidas para tratar as variáveis regionalizadas (Shumway, 1988; Burrough, 1993; Goovaerts, 1999).

A continuidade atribuída às V. R., manifesta-se sobretudo, pela tendência de tomarem valores mais próximos em dois pontos amostrados, quanto menos afastados estejam os referidos pontos. A condutividade hidráulica, a profundidade de um horizonte pedológico, a massa específica do solo, a pluviometria, são exemplos de variáveis regionalizadas.

Observa-se que geralmente as propriedades hidrodinâmicas do solo não são distribuídas espacialmente de modo totalmente desordenado, mas apresentam certa estrutura que a estatística clássica não revela. Esta estrutura é identificada através do estudo da forma do semivariograma $\gamma(L)$. Basicamente, a estrutura espacial é analisada dependendo do comportamento do semivariograma na origem e dos seus fenômenos de transição. A continuidade de uma regionalização está ligada ao comportamento do semivariograma nas vizinhanças da origem (Figura 2).

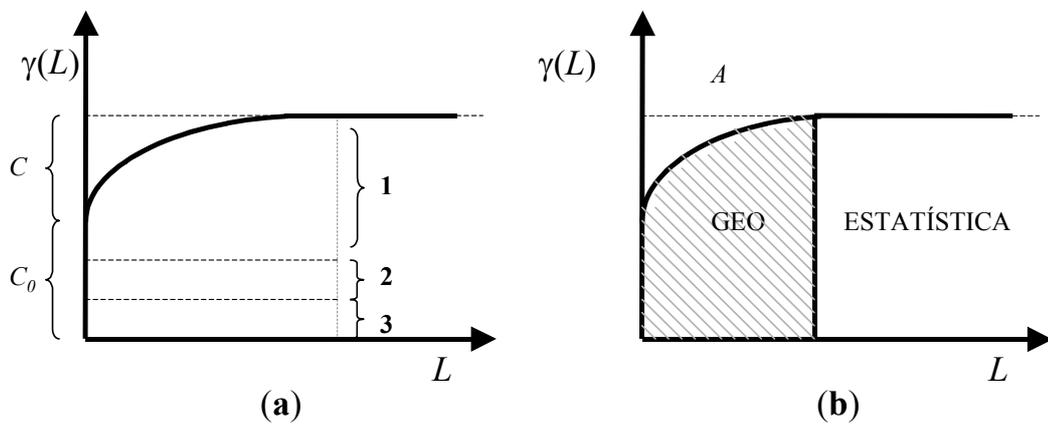


Figura 2. Descrição dos fenômenos de transição nas análises dos semivariogramas (Guerra, 1988).

Teoricamente, há uma tendência de $\gamma(L)$ crescer indefinidamente com L . Porém, na prática, pode ocorrer das amostras não apresentarem influência umas sobre as outras a partir de uma certa distância. Este efeito pode ser observado pelo alcance, A , demonstrado na Figura 2b. Ele marca a distância a partir da qual um ponto da variável em estudo não tem mais influência sobre o ponto vizinho. Marca assim o início da zona de pura aleatoriedade.

Este tipo de situação refere-se a fenômenos de transição que se caracterizam por semivariogramas cujo crescimento tende até um patamar $C + C_0$ (Fig. 2a). O patamar marca o valor da variância total da variável em estudo. C é denominado de variância de dispersão e representa as diferenças espaciais entre os valores de uma variável tomada em dois pontos separados por distâncias cada vez maiores.

O esquema da Figura 2a foi apresentado por Guerra (1988). Na ocasião, o autor interpreta os caracteres estruturais refletidos em semivariogramas, utilizando termos do âmbito mineiro. No parágrafo a seguir, utilizamos o esquema apresentado por Guerra (1988)

para interpretar os caracteres estruturais refletidos em semivariogramas de variáveis hidráulicas do solo, ou seja, interpretar os caracteres estruturais de um meio hidrodinâmico que nós chamaremos de parcelas.

Na Figura 2a, (1) representa a estrutura da parcela; (2) representa aquela parte devida à fraca reproduzibilidade dos pontos amostrados e (3) representa a parte devido ao erro de análise das amostras. Ou seja, o item (1) é intrínseco da parcela, enquanto que (2) e (3) são produzidos pela qualidade e quantidade das informações disponíveis.

A utilização de infiltrômetros de anel na determinação das características hidrodinâmicas do solo é um exemplo prático da dificuldade que se tem para diminuir (2). Neste caso, para obter uma maior representatividade, deve-se aumentar o número de ensaios de infiltração ou eventualmente aumentar o diâmetro do anel.

Segundo Vieira & Maria (1995), pelo fato das variáveis não serem homogêneas e apresentarem dependência espacial, a variabilidade causa problemas em experimentos de campo, especialmente nos que apresentam parcelas experimentais grandes. A caracterização da variabilidade espacial é essencial para um entendimento melhor das inter-relações entre propriedades do solo e fatores ambientais. Com um modelo de dependência espacial de variáveis do solo e planta, a geoestatística possibilita a estimativa em pontos não amostrados, viabilizando o mapeamento da variável. Este procedimento pode auxiliar na melhor distribuição das parcelas e dos blocos experimentais no campo, assim como o manejo mais racional da água, de fertilizantes e de defensivos agrícolas (Coelho Filho et al., 2001).

A finalidade de um estudo estrutural é analisar quais os semivariogramas teóricos que se ajustem melhor aos semivariogramas experimentais para que possam ser feitas inferências aos semivariogramas verdadeiros. Dentre as funções conhecidas para as análises de geoestatística, as de semivariância, são as mais utilizadas. Mas, na literatura pode-se encontrar outras formas para as análises das variáveis regionalizadas. Libardi et al. (1986) utilizaram as funções de semivariância e de autocorrelação para avaliar a magnitude da variação espacial da umidade, textura e massa específica das partículas do solo ao longo de um transecto de 150 m de comprimento, numa Terra Rocha Estruturada. Prevedello et al. (1987) utilizaram as mesmas ferramentas para análise e interpretação das Variáveis Regionalizadas. Neste caso, eles estudaram a variabilidade espacial de uma área cultivada considerada homogênea, do ponto de vista textural. Ambos pesquisadores, Libardi et al. (1986) e Prevedello et al. (1987) tinham como propósito analisar a heterogeneidade/homogeneidade de parcelas destinadas para experimentos agrícolas.

O objetivo principal desses autores foi de estabelecer subunidades de amostragem ou de manejo individualizado e também a definição de parcelas independentes. Por esta razão, para comparar as variáveis estudadas e indicar a existência de algum comportamento isotrópico, eles utilizaram o conceito de escala integral (E.I.), seguindo exemplo de Vauclin et al. (1982). A escala integral representa o diâmetro de uma área circular, dentro da qual as observações são consideradas homogêneas (Vauclin & Chopart, 1991).

Em relação à caracterização hidrodinâmica dos solos, os estudos de variabilidade espacial das propriedades hidrodinâmicas de parcelas agrícolas e de bacias hidrográficas (Rogowski, 1972; Carvallo et al., 1976; Sharma & Luxmoore, 1979), indicaram que os solos, mesmo de aparência homogênea, apresentam considerável variabilidade no espaço, das suas propriedades físicas. O efeito dessa variabilidade sobre a resposta hidrológica de uma parcela não está ainda bem entendido (Sharma & Luxmoore, 1979).

A geoestatística fornece um conjunto de ferramentas estatísticas para incorporar as coordenadas espaciais e temporais das observações no processamento de dados (Goovaerts, 1999). Até o final dos anos 80, a geoestatística foi essencialmente vista como um meio de descrever os padrões espaciais por semivariogramas e para prever os valores de atributos do solo em locais não amostrados por meio da krigagem, como exemplo pode-se citar os trabalhos de Vieira et al. (1983), Trangmar et al. (1985) e Warrick et al. (1986). Novas ferramentas foram recentemente desenvolvidas para tentar resolver problemas avançados, tais como, a avaliação da incerteza sobre a qualidade do solo ou sobre as concentrações de poluentes, a simulação estocástica da distribuição espacial das características do solo e a modelagem dos processos espaço-temporal (Goovaerts, 1999). A geoestatística pode caracterizar e quantificar a variabilidade espacial, desenvolver uma interpolação racional, bem como estimar a variância dos valores interpolados (Feng et al., 2004).

Vieira et al. (1981) caracterizaram a variabilidade espacial de 1280 medições de campo da taxa de infiltração, aplicando técnicas de geoestatística e encontraram que as observações separadas de 50 m ou menos foram dependentes de cada outra, o que foi indicado pelo intervalo dos semivariogramas, e concluíram que 128 valores eram suficientes para se obter essencialmente às mesmas informações que os 1280 valores.

Queiroz et al. (1999) com o objetivo de estudar a variabilidade espacial da porosidade drenável de um solo de várzea (Gleissolo Eutrófico, textura argilosa), empregaram técnicas estatísticas descritivas e geoestatísticas na análise dos dados. As análises estatísticas mostraram que os dados se ajustaram a uma distribuição normal e apresentaram média

variabilidade (CV = 43,8%) além de uma fraca dependência espacial entre as observações (efeito pepita > 75%) com alcance médio de 23 m.

Para identificar a variabilidade espacial da textura e da massa específica das partículas em um solo hidromórfico, Eguchi et al. (2002) realizaram uma amostragem sistemática ao longo de um transecto de 100 m de comprimento, paralela a um curso d'água. Eles utilizaram os métodos da estatística clássica e da geoestatística na identificação do tamanho e da estrutura da variabilidade e encontraram, de modo geral, que em solo aluvial os atributos texturais são espacialmente dependentes, mesmo, em transecção paralela ao curso d'água, considerada sujeita a condições semelhantes de sedimentação de partículas.

Tsegaye & Hill (1998) empregaram métodos geoestatísticos para avaliar os efeitos do cultivo na variabilidade espacial da textura, da densidade, da curva de retenção, da condutividade hidráulica saturada e da resistência à penetração do solo. Eles encontraram que a dependência de escala aumentou com o aumento da profundidade do solo e decresceu com o aumento da intensidade de preparo do solo.

Kiliç et al. (2004) utilizaram a estatística clássica e geoestatística para determinar a relação entre a resistência à penetração do solo e algumas propriedades físicas do solo, além de observar a formação do pé de grade e sua variabilidade na área de estudo. Esses autores encontraram que a variabilidade na resistência a penetração depende da massa específica do solo, do conteúdo de argila, do conteúdo de silte e do conteúdo de água dos solos estudados.

Feng et al. (2004) utilizaram a geoestatística para identificar padrões de variabilidade espacial no conteúdo volumétrico de água do solo (θ) numa área de 100 ha sob pastagem no Japão, e encontraram que os valores de θ tenderam a ser dependentes para as distâncias de ponto interamostragem menores do que 750 m, mas independentes para distâncias além de 800 m.

Variabilidade espacial das propriedades hídricas em parcelas agrícolas

O estudo realizado por Nielsen et al. (1973) foi um dos primeiros a mostrar grandes variações espaciais nos valores de condutividade hidráulica e taxas de infiltração. O experimento foi conduzido em vinte parcelas de 6,5 m² selecionadas casualmente num campo agrícola de 150 ha. As variações no conteúdo de água do solo durante o processo de infiltração seguiram uma distribuição normal, com um valor médio de 0,433 e uma variância de 0,002 obtidas de 120 amostras medidas no campo. Os valores de condutividade hidráulica seguiram uma distribuição lognormal, com um valor médio de 2,58 cm d⁻¹, uma variância de 1,02, sendo que os valores variaram de cerca de 10⁻¹ a aproximadamente 10² cm d⁻¹. Desde o

estudo de Nielsen et al. (1973), muitos pesquisadores estudaram a variabilidade espacial das propriedades de transporte e retenção de água na escala de campo (Carvallo et al., 1976; Russo & Bresler, 1981; Gajem et al., 1981; Byers & Stephens, 1983; Unlu et al., 1989; Wierenga et al., 1991; Russo & Bouton, 1992).

Os estudos de Wierenga et al. (1991) e de Russo & Bouton (1992) detalharam bem a caracterização da variabilidade espacial na zona não saturada. Esses estudos foram realizados em trincheiras abertas no campo, sendo o de Wierenga et al. (1991) realizado em Las Cruces, Novo México e o de Russo & Bouton (1992) em Bet Dagan, Israel. O estudo de Wierenga et al. (1991) foi conduzido para testar modelos determinísticos e estocásticos de fluxo e de transporte na zona não saturada e forneceu medidas detalhadas das propriedades hidráulicas do solo, do movimento de água e do transporte de solutos. Os valores de condutividade hidráulica variaram de 1,4 a 6.731 cm d⁻¹ com uma média de 533 cm d⁻¹ e um desvio padrão de 647 cm d⁻¹, indicando uma significativa variabilidade espacial. O estudo de Russo & Bouton (1992) teve como objetivo caracterizar a variabilidade espacial de K_s e parâmetros da curva de retenção medidos diretamente no campo. Os autores encontraram que K_s e o parâmetro de forma δ da equação de Gardner-Russo, bem como o parâmetro α da equação de van Genuchten, variaram consideravelmente no espaço e seguiram aproximadamente uma distribuição lognormal. Por outro lado, os parâmetros n e θ_s foram menos variáveis e seguiram a distribuição normal. Análises de correlação direta entre os diferentes parâmetros do solo sugeriram uma correlação moderada (0,43) entre o log K_s e θ_s e uma correlação muito pequena ($< 0,1$) entre esses parâmetros do solo e os parâmetros de forma. Análises de covariância estimada das funções de condutividade e de retenção sugeriram que em ambos os casos, a variância aumentou e a escala de correlação diminuiu com o decréscimo da saturação do solo. O produto da variância do log da condutividade hidráulica não saturada e sua escala de correlação, permaneceram essencialmente constante para um considerável intervalo de saturação.

Vauclin et al. (1994) utilizaram o infiltrômetro de Guelph para analisar a variabilidade espacial da condutividade hidráulica e do parâmetro α da equação de Gardner (1958) num solo sem vegetação. Esses autores encontraram que a condutividade hidráulica saturada e o parâmetro α seguem uma distribuição lognormal e que eles estão auto correlacionados até cerca de 25 m e 20 m, respectivamente, e quando esses dois parâmetros estão juntos, são negativamente correlacionados espacialmente dentro de uma distância de 24 m. Esses autores afirmam, ainda, que os resultados de seu trabalho tendem a invalidar algumas hipóteses

usadas classicamente nos modelos estocásticos de fluxo de água não saturado em meios porosos, e esperam que seu estudo contribua para um maior interesse na quantificação da variabilidade espacial das propriedades hidráulicas do solo.

A condutividade hidráulica saturada (K_s) é uma propriedade hidráulica do solo muito difícil de se descrever porque ela pode mudar consideravelmente para pequenas distâncias (Sobieraj et al., 2004). A heterogeneidade das propriedades do solo dentro e entre os horizontes faz com que algumas regiões sejam mais ou menos favoráveis ao fluxo. E o modo com que os fluxos se comportam é altamente variável, com extremos representados pelos fluxos tortuosos entre as partículas individuais e pelos fluxos rápidos, através dos macroporos contínuos e grandes (Sobieraj et al., 2004).

A variabilidade espacial de K_s nos solos tem sido vista em relação aos numerosos processos independentes que operam em diferentes escalas espaciais e temporais, que McBratney (1998) descreveu hierarquicamente. Os níveis elevados nessa hierarquia são caracterizados por grandes escalas, enquanto que os níveis baixos são caracterizados por pequenas escalas espaciais e temporais (Sobieraj et al., 2004). Exemplos de níveis elevados a intermediários incluem a topografia e as unidades de mapeamento de solos, e nesses níveis, K_s é comumente assinalada como um valor único sobre grandes áreas em modelos de bacia hidrográfica (exemplo, Davis et al., 1999). Exemplos de níveis baixos incluem os processos biológicos, os quais podem ter uma profunda influência no controle do movimento de água. Por exemplo, estudos têm demonstrado que as taxas de infiltração sobre formigueiros são aproximadamente quatro a nove vezes maior do que aquelas de solos em condições normais e pode exceder 1000 mm h^{-1} (Eldridge, 1994; Lobry de Bruyn & Conacher, 1994).

Na Tabela 2 são apresentados alguns estudos, demonstrando as estruturas espaciais de K_s em diferentes tipos de solo, de uso da terra, de método de medição, profundidades e distâncias entre medidas. Uma comparação entre os estudos demonstra alcance, A , de semivariogramas para K_s entre 0 e 115 m e efeito pepita, C_0 , entre 6% e 100%. Para estudos de solos agrícolas, Tsegaye & Hill (1998) e Bosch & West (1998) indicam as práticas de cultivo como as principais causadoras dos elevados efeitos pepita, C_0 , nas camadas mais superficiais. Segundo Mohanty & Mousli (2000), além do cultivo, os efeitos do tráfego, das raízes, das minhocas e dos ciclos de congelamento e descongelamento, promovem um aumento de C_0 nas camadas mais superficiais. Mallants et al. (1996) encontraram efeitos pepita menores e alcances maiores de K_s em profundidades superficiais, as quais eles atribuíram a maior atividade biológica. Sobieraj et al. (2002) não encontraram estrutura espacial ao longo de uma topossequência numa floresta tropical em lags de 25 m, e indagaram

que os macroporos gerados por processos biológicos sobrepujavam as significativas diferenças textural do solo nesta escala. Sobieraj et al. (2004), estudando a mesma topossequência de Sobieraj et al. (2002), confirmaram que existe pouca ou nenhuma estrutura espacial para aqueles solos em lags de 25, 10, 1 e 0,25 m, exceto para os casos com texturas extremamente arenosas. Além disso, Lauren et al. (1988) e Mallants et al. (1997) encontraram correlação espacial entre K_s e a área de macroporos. Finalmente, alguns estudos (Ciollaro & Romano, 1995; Wilson & Luxmoore, 1988; Wilson et al., 1989) descrevem a estrutura espacial em K_s , mas não dão explicação sobre as suas causas.

Tabela 2. Publicações sobre a estrutura espacial de K_s . Adaptado de Sobieraj et al. (2004).

Estudo	Uso do solo	Prof. (m)	Método	Lag (m)	Alcance (m)	Efeito pepita %
Bosch & West (1998)	cultivado	0,25, 0,5, 1,4 e 2,0	in situ com permeâmetro de carga constante	5	0,25 (37,5 m) 0,5 (98,7 m) 1,4 (115,3 m) 2,0 (16,4 m)	0,25 (62%) 0,5 (6%) 1,4 (15%) 2,0 (67%)
Ciollaro & Romano (1995)	Solo vulcânico em área agrícola	0,45	Laboratório com anéis de 0,0003 m ³	1	0,45 (6 m)	0,45 (15%)
Lauren et al. (1988)	Solo com horizonte argiloso	0,3	Laboratório com anéis de 0,12 e 0,05 m ³	10	0,12 m ³ (60 m) 0,05 m ³ (80 m)	0,12 m ³ (<10%) 0,05 m ³ (50%)
Mallants et al. (1996)	Solo de pomar	0,1, 0,5 e 0,9	Laboratório com anéis de 0,0001 m ³	0,9	0,1 (3,5 m) 0,5 (0,0 m) 0,9 (0,0 m)	0,1 (65%) 0,5 (100%) 0,9 (100%)
Mallants et al. (1997)	Solo de pomar	Variável com o volume do anel	Laboratório com anéis de 0,001, 0,006 e 0,07 m ³	1	0,001 m ³ (3,5 m) 0,006 m ³ (14 m) 0,07 m ³ (11 m)	0,001 m ³ (70%) 0,006 m ³ (45%) 0,07 m ³ (67%)
Mohanty & Mousli (2000)	Área agrícola sobre argila glacial	0,15 e 0,3	Permeâmetro de Guelph e laboratório com anéis de 0,0003 m ³	4,6	0,15 (> 90m) 0,3 (60,5 m)	0,15 (52%) 0,3 (33%)
Sobieraj et al. (2002)	Solos de floresta tropical no Brasil	0,2, 0,3, 0,5 e 0,9	In situ com permeâmetro de carga constante	25	0,9 (0 m) 0,3 (0 m) 0,5 (0 m)	0,9 (100%) 0,3 (100%) 0,5 (100%)
Tsegaye & Hill (1998)	Solo cultivado	0,09 e 0,3	Laboratório com anéis de 0,00007 m ³	1	0,09 (20 m) 0,3 (13 m)	0,09 (72%) 0,3 (69%)
Wilson & Luxmoore (1988)	Solo de uma bacia hidrográfica	0 e 0,95	In situ com tensiômetros e permeâmetros de Guelph	4 e 4,2	0 (0 m) 0,95 (0 m)	0 (100%) 0,95 (100%)
Wilson et al. (1989)	Solo de uma floresta	0 e 0,95	Idem anterior	4 e 4,2	0 (<15 m) 0,95 (30 m)	0 (18%) 0,95 (35%)

Efeito do cultivo na variabilidade das propriedades físicas e hidráulicas do solo

A magnitude e a tendência de mudanças nas propriedades físicas do solo depende das condições antecedentes, da trilha deixada pela maquinaria, e da textura do solo (Lal et al., 1994). Para um solo argilo-siltoso em Minnessota, Gantzer & Blake (1978) registraram valores maiores da massa específica do solo e valores menores de porosidade total e de condutividade hidráulica em solos sob plantio direto do que sob sistema convencional. Contudo, resultados contrastantes foram encontrados por Culley et al. (1987 a,b).

Em sistema de plantio direto a massa específica do solo normalmente aumenta com a profundidade (Gantzer & Blake, 1978; Hill, 1990). Pelo contrário, a massa específica do solo sob sistema convencional é relativamente constante com a profundidade, até que experimenta um aumento íngreme na base da camada arada (Perfect & Caron, 2002). O sistema de plantio direto tem proporcionado aumento na condutividade hidráulica do solo por causa da presença de macroporos contínuos, e aumenta a quantidade de água no solo que é retida em tensões maiores do que aquelas requeridas para a drenagem livre (Ehlers, 1975; Hill & Cruse, 1985).

Perfect & Caron (2002) investigaram a variabilidade espacial do conteúdo de água gravimétrico e volumétrico, da massa específica do solo e do carbono total na camada superior (0-10 cm) de um solo cultivado a longo tempo sob sistema convencional e plantio direto. Esses autores encontraram que as práticas de cultivo antecedentes influenciaram a variabilidade espacial das propriedades do solo e que as flutuações nessas propriedades foram maiores no sistema de plantio direto do que no sistema convencional. De acordo com esses autores, essas observações são consistentes com o efeito de homogeneização do sistema convencional, e recomendam uma amostragem maior para se identificar efeitos médios em solos sob plantio direto do que sob sistema convencional.

A coleta de informações das diferenças induzidas pelo cultivo na variabilidade espacial do solo é relevante por razões práticas e científicas. As razões práticas surgem principalmente do aumento do interesse nos problemas de escala conduzidos pelo desenvolvimento na agricultura de precisão (Perfect & Caron, 2002). O conhecimento da variação espacial nas propriedades que influenciam a produção das culturas pode nos ajudar a definir escalas apropriadas de manejo (Sadler et al., 1998). Por exemplo, as diferenças na estrutura espacial do potencial matricial do solo podem auxiliar no posicionamento dos tensiômetros para o sistema de controle na agricultura irrigada (Perfect & Caron, 2002). Por outro lado, essas diferenças podem fornecer informações úteis para a avaliação de riscos de lixiviação sob diferentes sistemas de cultivo (exemplo, Mallawatantri & Mulla, 1996). O interesse científico surge de um desejo de identificar os processos chaves baseados na

variabilidade que eles produzem; por exemplo, a distribuição espacial de partículas primárias é frequentemente usada para inferir os mecanismos envolvidos no transporte de materiais de origem do solo (Brady & Weil, 1999). De um ponto de vista estatístico, nossa habilidade em detectar as diferenças entre os tratamentos e a eficiência de futuras estratégias de amostragens são melhoradas quando a estrutura espacial é levada em consideração (O'Halloran et al., 1985; López & Arrúe, 1995).

Tendo em vista a condutividade hidráulica do solo (K) ser medida em pontos no campo, deveríamos conhecer a magnitude e a estrutura da variação dentro do campo para que pudessemos integrar as medições na escala de campo. Também é necessário conhecer como a magnitude e a estrutura espacial de K muda devido ao cultivo e a eventos de chuva (Logdson & Jaynes, 1996).

A condutividade hidráulica depende fortemente do arranjo dos poros. O arranjo dos poros de um solo cultivado varia temporariamente por causa do preparo freqüente e sedimentação das partículas. A ocorrência de chuvas pesadas em solos com pouca cobertura vegetal ou com resíduos vegetais esparsados podem promover o selamento superficial dos solos. Os ciclos de congelamento e descongelamento e de umedecimento e secagem também influenciam o arranjo de poros, mas não tanto quanto o cultivo (Voorhees & Lindstrom, 1984).

Cresswell et al. (1993) ao estudarem os efeitos do cultivo e do conteúdo de água do solo no comportamento das propriedades hidráulicas do solo, perceberam que a K_s foi consideravelmente afetada pelo cultivo. A condutividade hidráulica não saturada também foi afetada pelo preparo do solo, com os menores valores seguindo o preparo excessivo. As condutividades médias nas áreas submetidas aos preparos mínimo e intermediário tiveram valores parecidos. Sendo os seus valores maiores do que no preparo excessivo.

Fator de escala e agregação

O escalonamento e a agregação das propriedades hidráulicas dos solos heterogêneos ainda permanecem inexplorados, apesar do fato que a pedosfera é, basicamente, um continuum e sua classificação dentro de tipos discretos de solos são de algum modo arbitrário (Scholes et al., 1995).

No momento existem três métodos para se determinar os fluxos médios de uma área, sob condições heterogêneas na escala da paisagem. O primeiro consiste em aplicar os esquemas pontuais existentes munidos com os chamados valores “efetivos” para os parâmetros da superfície, ao invés de seus valores pontuais (Bierkens, 1998; Dooge, 1997). O

segundo é a contabilidade da heterogeneidade espacial (Dolman, 1997), ou seja, a área heterogênea é dividida num número de partes ou mosaicos independentes, relativamente homogêneos, com diferentes valores determinísticos dos parâmetros da superfície e com a mesma forçagem atmosférica média da área. Os componentes dos balanços de água e de energia são calculados separadamente para cada mosaico e depois computados sobre a área toda. Com este método é possível estimar os valores médios da área com maiores significâncias estatísticas. Contudo, ele requer um grande número de informações de variáveis apropriadas para se obter resultados confiáveis (Zhao et al., 2004). O terceiro método é estatístico. Nesse caso, uma área heterogênea é apresentada como um conjunto estatístico, para o qual os fatores apropriados são tratados como variáveis casualizadas com parâmetros estatísticos conhecidos (Gusev, 1998). Devido à falta de informações espaciais de balanços de água e de energia de alta resolução, muitos dos modelos hidrológicos distribuídos espacialmente são simplesmente impraticáveis para uso em modelos atmosférico nas escalas de campo e regional (Zhao et al., 2004).

Uma simulação pontual, a princípio, só pode ser representativa de uma área extensa se a área envolvida for homogênea em todos seus componentes. Contudo, a homogeneidade em todos os aspectos nunca ocorre na realidade. Isso significa que parâmetros de entrada representativos deveriam ser identificados na escala de aplicação do modelo. Uma limitação séria das aplicações dos modelos correntes é a não disponibilidade de parâmetros de entrada representativos (van Dam, 2000).

Os modelos hidrológicos utilizam um conjunto de parâmetros e entradas que são específicos dos locais de simulação. Portanto, a quantificação acurada dos parâmetros hidráulicos do solo é essencial para modelar os processos. Na maioria dos locais, os parâmetros hidráulicos do solo têm uma grande variabilidade não somente na direção horizontal, mas também na vertical (Jhorar et al., 2004).

No geral, é impraticável modelar a heterogeneidade deterministicamente, pois isso requer muitos dados e um demasiado esforço computacional (van Dam & Feddes, 1996). Alternativamente, pode-se interpretar o solo como um meio homogêneo equivalente com propriedades hidráulicas médias (efetivas), que predizem o comportamento médio do fluxo do sistema (Wildenschild & Jensen, 1999). É muito importante determinar os parâmetros hidráulicos representativos do solo na escala de aplicação do modelo. Existem somente, operacionalmente disponíveis, métodos indiretos para se determinar os parâmetros hidráulicos representativos do solo em escalas maiores (Jhorar et al., 2004).

Os métodos indiretos tais como, as funções de pedo-transferências (Saxton et al., 1986) e as técnicas de escalonamento (Raats, 1990), são freqüentemente sugeridos para determinar os parâmetros hidráulicos representativos do solo (Batjes, 1996; Kabat et al., 1997). As funções de pedo-transferências relacionam os parâmetros hidráulicos com propriedades do solo facilmente disponíveis por meio de equações de regressão e têm a limitação de serem específicas do local. No procedimento do escalonamento, uma curva média é ajustada através dos dados hidráulicos escalonados (Clausnitzer et al., 1992). Embora essas técnicas sejam úteis, ainda são requeridas intensivas medições diretas no campo. Isso restringe a aplicabilidade das funções de pedo-transferências e das técnicas de escalonamento para se determinar parâmetros hidráulicos representativos do solo de uma área. É praticamente impossível obter medições diretas suficientes que reproduza adequadamente a heterogeneidade espacial do solo (Jhorar et al., 2004). Além do mais, como já foi dito, não é uma tarefa simples estimar um conjunto efetivo das propriedades hidráulicas do solo, baseado em medições dos parâmetros do solo em amostras coletadas no campo (Smith & Diekküger, 1996).

Os experimentos numéricos com modelos hidrológicos distribuídos sugerem que os valores efetivos na escala da malha podem, sob certas condições, fornecer resultados satisfatórios para a predição dos fluxos de água (Binley et al., 1989; Feddes & Kabat, 1993).

A dificuldade das parametrizações na escala de campo e da malha dos processos hidrológicos do solo encontra-se não somente na heterogeneidade do solo e na não linearidade das equações de fluxo não saturado, mas também numa má combinação entre a escala de medições e a escala de predição do modelo. O solo é um meio semi-estático no qual o fluxo laminar ocorre onde pequenas razões de mistura prevalecem, enquanto na atmosfera o fluxo turbulento resulta em misturas efetivas em escalas relativamente maiores. Portanto, é difícil se obter medição integrada de umidade do solo em grande escala (Kabat et al., 1997). A variação de técnicas usadas para monitorar o conteúdo de água do solo *in situ* dá medições pontuais da umidade do solo. Essas medições pontuais são usualmente não representativas de áreas maiores e servem somente para realçar a variabilidade oculta nos processos hidrológicos do solo (Kabat et al., 1995).

Kabat et al. (1997) fizeram uma distinção entre parâmetros efetivos e agregados. Os parâmetros efetivos são definidos como valores ou distribuições médias de uma área sobre um domínio de um único tipo de solo. Os parâmetros agregados do solo devem representar domínios de uma malha com vários tipos de solo. Esses autores salientam que essas

definições são de certa forma arbitrárias, e justificam sua introdução para se fazer uma distinção entre as técnicas de estimativas desses parâmetros.

O escalonamento é uma abordagem atrativa para expressar a variabilidade das propriedades hidráulicas do solo, cuja vantagem reside no fato de que ela possibilita a modelagem através de um único parâmetro de significação física, ou seja, o fator de escala (Antonino et al., 2004).

Vários autores têm argumentado que os solos naturais nem sempre preenchem o critério de meios similares (Sposito & Jury, 1985). Isso tem levado ao desenvolvimento de métodos de escalonamento dinâmico, tais como a análise inspeccional. A análise inspeccional envolve um processo de simplificação pelo qual o número de quantidades dimensionais descrevendo um sistema físico é reduzido a um número muito menor de quantidades não dimensionais (Kabat et al., 1997).

As técnicas de escalonamento reduzem os efeitos da variabilidade nos parâmetros do solo através dos fatores de escala. Esses são fatores de conversão que relacionam as características médias de um sistema às características correspondentes de outros pontos no sistema (Hillel & Elrick, 1990). Em contraste com os procedimentos de agregação, o escalonamento tende a extrapolar as parametrizações (relações) ao invés das medições. No geral, isso deveria ser suficiente para os modelos hidrológicos e meteorológicos de grande escala onde os fluxos da área necessitam de ser computados (Kabat et al., 1997). Na ciência do solo, são utilizados dois grupos principais de métodos para derivar os fatores de escala para as características do solo: a normalização funcional e os métodos dimensionais. Na normalização funcional, os fatores de escala são derivados para cada relação estabelecida experimentalmente por meio de análises de regressão (exemplo, Russo & Bresler, 1980). Os métodos dimensionais são baseados no conceito de similaridade. Nos sistemas físicos, três tipos de similaridade podem ser definidos: geométrica, cinemática e dinâmica (Kabat et al., 1997).

A teoria dos meios similares, proposta por Miller & Miller (1956), simplifica consideravelmente o estudo da variabilidade espacial das características hidrodinâmicas do solo e foram eles os primeiros a observar a invariância de escala das equações do movimento da água em um meio poroso. Nesta teoria, considera-se que a geometria interna de um meio poroso qualquer em uma região, pode ser obtida a partir de um solo de referência por intermédio de um fator de similaridade ou fator de escala (Antonino et al., 2004). A utilização de modelos estocásticos da dinâmica da água no solo necessita do conhecimento, a priori, da

lei de distribuição, caracterizando a variabilidade dos parâmetros aleatórios do modelo (Braud et al., 1995a).

A escala na qual os fenômenos de fluxo e de transporte no meio poroso são melhores descritos é, usualmente, muito diferente da escala (isto é: maior do que) na qual as medições estão disponíveis, mas também é muito diferente (isto é: menor do que) da escala requerida para as decisões de manejo (Bierkens & van der Gaast, 1998).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Descrição dos sítios experimentais

Os ensaios de campo foram conduzidos em duas parcelas experimentais, com condições ambientais bem distintas. A primeira parcela é constituída por um Neossolo Flúvico (NF) (EMBRAPA, 1999) da Fazenda Várzea Grande localizada no município de São João do Cariri (7°23'27" S e 36°31'58" O) (Figura 3), numa área de aproximadamente quatro hectares. Este município faz parte da microrregião do Cariri Oriental, mesorregião da Borborema do Estado da Paraíba. O clima é do tipo Bsh, semi-árido, caracterizando-se por ser quente e seco, com chuvas de verão, alcançando-se os índices mais baixos de precipitação do estado.

O solo apresenta os mais diferentes aspectos com relação à textura, estrutura, consistência e permeabilidade. De acordo com Jacomine (1996), os Neossolos Flúvicos (NF) possuem a maior gama de alternativas de uso dentro da região semi-árida, por estarem situados em várzeas onde as condições de umidade são mais favoráveis ao uso agrícola. São bastante aproveitados tanto para culturas irrigadas como de sequeiro.

A segunda parcela (\approx 4ha) foi num Latossolo Amarelo (LA) (EMBRAPA, 1999) da Fazenda Experimental Chã de Jardim, pertencente ao Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal da Paraíba, no município de Areia, situado na microrregião Brejo Paraibano, a 6°58'12" S e 35°42'15" O (Figura 3), com altitude de aproximadamente 619 m acima do nível do mar. O clima na região, pela classificação de Köppen, é do tipo As' (quente e úmido), com estação chuvosa no período outono-inverno, com maiores precipitações nos meses de Junho e Julho (Brasil, 1972).

Esses solos são amplamente utilizados em decorrência de suas boas propriedades físicas, prestando-se tanto para culturas de sequeiro quanto para irrigadas. Por se tratar de solos profundos, bem drenados, porosos, com boa permeabilidade e texturas relativamente uniformes ao longo do perfil, diversas culturas de sequeiro podem ser cultivadas nesses solos.

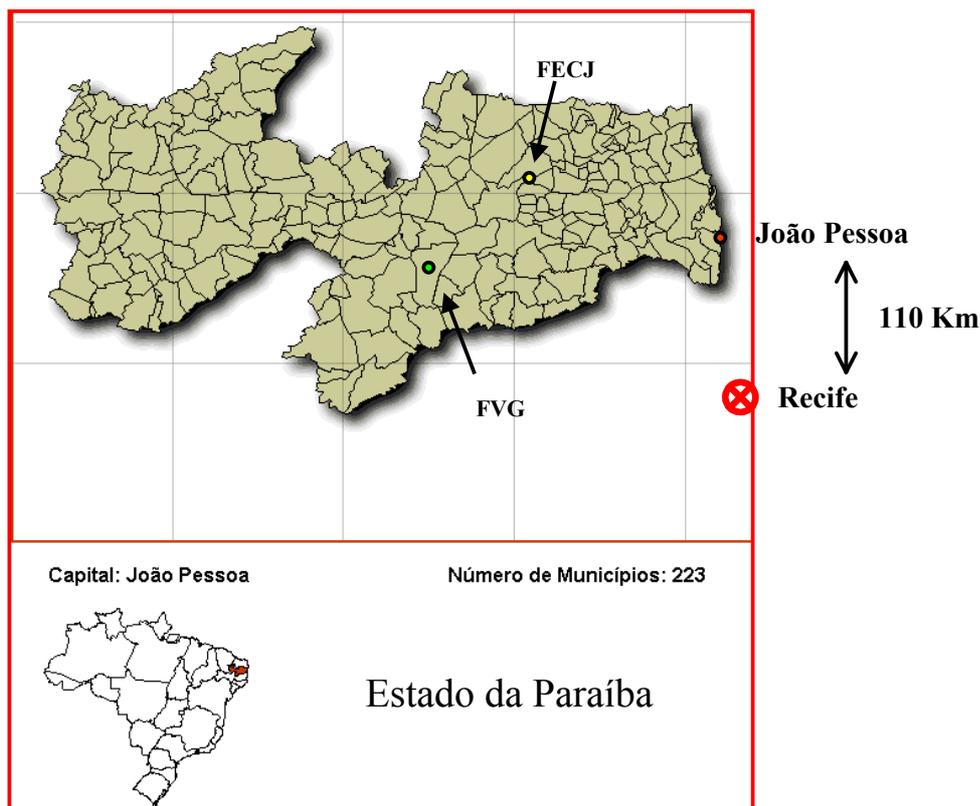


Figura 3. Localização dos sítios experimentais.

3.1.1. Procedimentos experimentais

Os trabalhos experimentais buscaram medir as propriedades físico-hídricas numa malha de 80 pontos no NF (Figura 4a) e de 81 pontos no LA (Figura 4b) equidistantes (25 x 25m) para a análise da variabilidade espacial desses solos. Para isso, foram realizados ensaios de infiltração aplicando-se o "método Beerkan", e coletas de solos em cada ponto da malha.

Foram programadas três campanhas de infiltração nas duas parcelas, para analisar o comportamento das propriedades hidrodinâmicas durante o desenvolvimento da cultura do feijão (*Vigna Unguiculata (L.) Walp.*) nos dois campos experimentais. Uma após o preparo do solo para a semeadura, ao surgirem as primeiras plântulas; outra num estágio mais avançado da cultura, ou seja, na fase de maior crescimento vegetativo, e a última após a colheita, com o solo em pousio (Tabela 3). Durante a primeira campanha, também foram coletadas amostras de solo deformadas na malha para a determinação da curva granulométrica.

As duas áreas experimentais foram cultivadas aproveitando as épocas das chuvas. O preparo do solo consistiu apenas na gradagem, utilizando como implemento a grade de disco. As sementes foram plantadas com um espaçamento de 1 m entre as linhas e 0,80 m entre as covas, à profundidade de 4 a 6 cm.

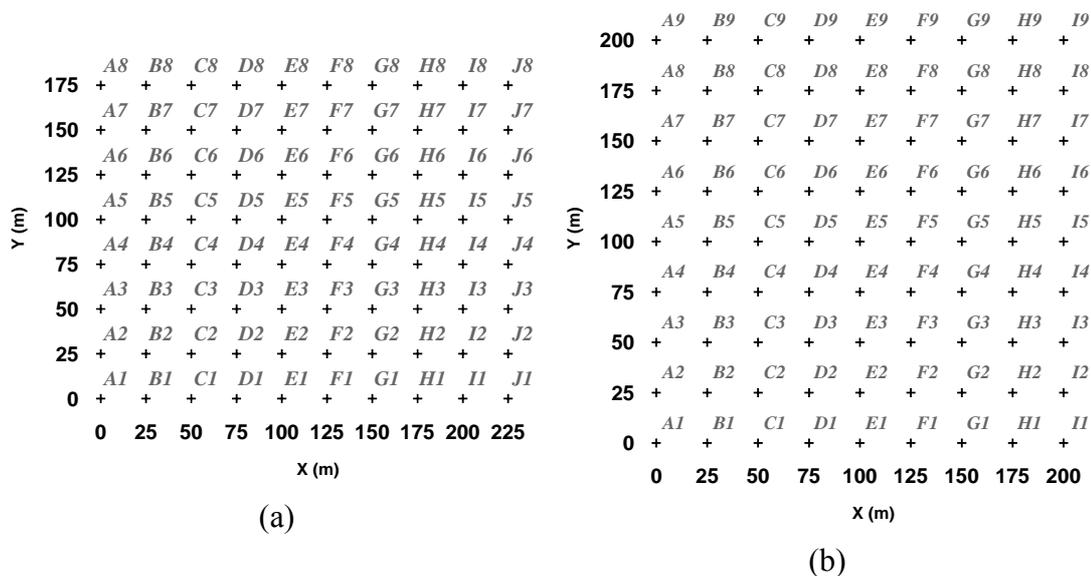


Figura 4. Distribuição dos pontos onde foram realizados os ensaios de infiltração e as coletas de solos no NF (a) e LA (b).

Tabela 3. Campanhas de infiltração nos dois campos experimentais.

Campanhas de Infiltração	Período - Dia/Mês	Ano
Neossolo Flúvico		
I	24 a 27 de abril	2001
II	05 a 07 de junho	2001
III	17 a 20 de dezembro	2001
Latossolo Amarelo		
I	23 a 24 de fevereiro	2002
II	14 a 17 de maio	2002
III	16 a 19 de setembro	2002

Neossolo Flúvico (NF)

A Figura 5 permite uma análise preliminar das principais características físicas desse solo. Nas Figuras 5a, 5b e 5c, são apresentadas fotografias do terreno submetido a uma gradagem. É possível distinguir faixas de solos com diferentes tonalidades (Figs. 5a e 5b). A cor, como características, é de pouca importância, porém serve como guia para avaliação de

outras condições que influenciam o manejo desses solos como a umidade e a massa específica do solo, por exemplo.

Como já foi dito anteriormente, nesse tipo de solo podem ser identificados diferentes aspectos texturais e estruturais. A Figura 5c demonstra bem isso. No lado esquerdo da fotografia (Fig. 5c), destaca-se um solo aparentemente mais arenoso que o do lado direito, cuja textura predominante é a siltosa. A desagregação dos torrões pela grade de discos foi mais eficiente na faixa arenosa do que na siltosa, o que indicou também diferentes aspectos estruturais no terreno.

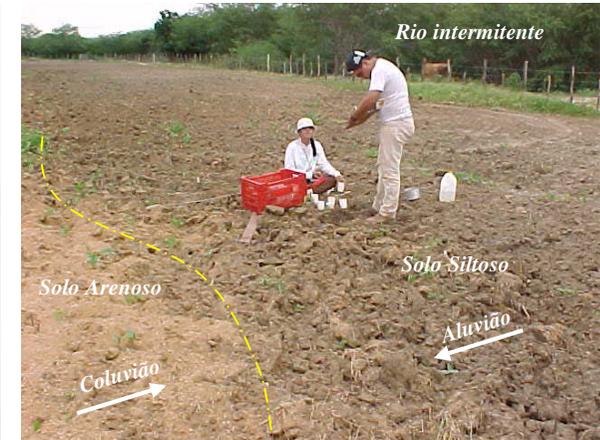
Essa variação estrutural e textural do terreno puderam ser mais bem evidenciadas durante os ensaios de infiltração {franco arenoso (Fig. 5d), areia franca (Fig. 5e) e franco argilo-arenoso (Fig. 5f)}. Trata-se de um depósito de materiais arenosos movidos das encostas, por efeito da gravidade (Coluvião), como também acumulados por via fluvial, de materiais siltosos e argilosos (Aluvião) (Figura 5c).



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 5. NF: Campo experimental após a gradagem (a) e (b); Diferenças texturais e estruturais significantes no terreno (c); Ensaio de infiltração num solo de textura franco arenoso; Ensaio de infiltração num solo de textura areia franca (e) e ensaio de infiltração num solo de textura franco argilo-arenoso (f).

O plantio foi realizado manualmente de 06 a 09 de abril de 2001 (Figura 6a). Após 15 dias, de 24 a 27 de abril, com o surgimento das primeiras plântulas (Figura 6b), foi realizada a primeira campanha de infiltração. Em junho de 2001, considerando como a fase de maior crescimento vegetativo da cultura (Figura 6c), foi realizada a segunda campanha de infiltração (05 a 07 e de junho). Neste período, as plantas não se desenvolveram bem, e por esta razão, não houve uma boa cobertura vegetal na área. As longas estiagens e outras adversidades promoveram a decadência da cultura que não chegou ao final do seu ciclo. De junho até dezembro, o solo foi submetido ao pousio, ou seja, sobre o solo não foi realizada nenhuma atividade agrícola (Figura 6d). Passado esse período, foi cumprida a terceira e última campanha de infiltração, de 17 a 20 de dezembro de 2001. Os ensaios foram realizados paralelamente a um experimento de balanço hídrico e de energia, acompanhando os estágios de desenvolvimento da cultura (Figura 6e).



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)

Figura 6. **NE**: Semeadura (a), Surgimento das primeiras folhas (b), Fase de crescimento vegetativo (c), Torre meteorológica automatizada para realização do balanço de energia (d) e (e).

Latossolo Amarelo (LA)

Após o revolvimento do solo na FVG, percebe-se o quanto que sua camada superficial é homogênea (Figura 7a). O solo apresenta a mesma tonalidade ao longo do terreno. O que indica densidades e umidades uniformes. Nos seus primeiros vinte centímetros, é possível observar a presença de estrutura granular (Figura 7b), característica presente em toda superfície.

A primeira campanha de infiltração foi realizada nos dias 23 e 24 de fevereiro de 2002. O plantio foi realizado logo a seguir, de 13 a 16 de março (Figura 7c). A segunda campanha de infiltração foi realizada entre 14 e 17 de maio. Nesse período, os ensaios de infiltração foram realizados em 58 pontos apenas. Devido as chuvas, não foi possível completar a malha. O mês de maio representou a fase de maior crescimento vegetativo da cultura. Como pode-se constatar nas Figuras 7d e 7e, houve uma cobertura vegetal bem mais pronunciada que no Neossolo Flúvico. Nessas condições, o cultivo obteve êxito. As condições climáticas e do solo foram favoráveis em todos os estágios de desenvolvimento da planta (Figura 8). Após quatros meses de pousio, foi realizada a última campanha de infiltração, de 16 a 19 de setembro.



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)

Figura 7. **LA**: Campo experimental após a gradagem (a), Plantio (b); Camada superficial do solo demonstrando uniformidade até os primeiros 20 cm (c); Fase de maior crescimento vegetativo / maio de 20 02 (d) e (e).

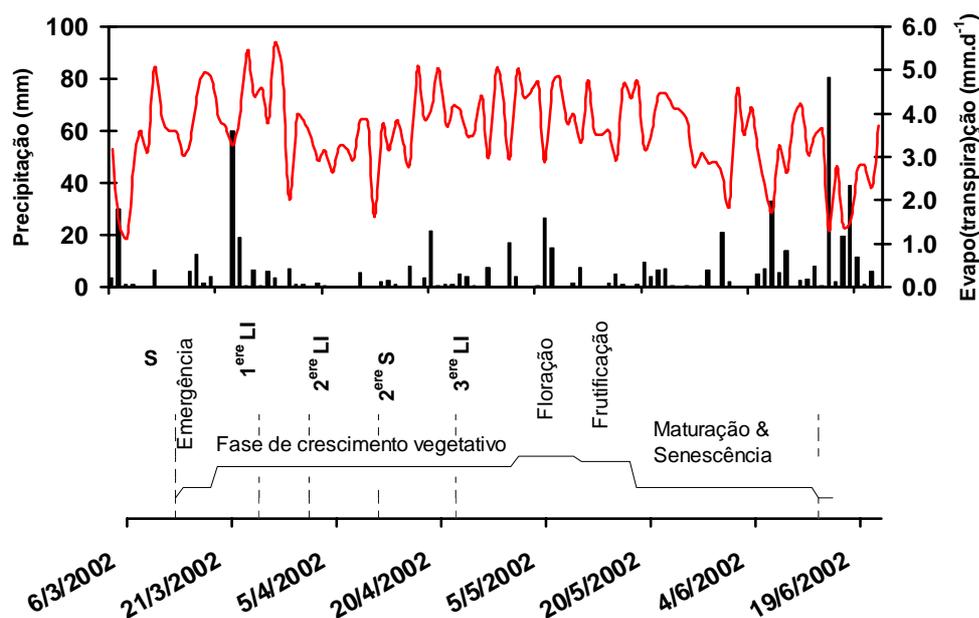


Figura 8. Estágios fenológicos e tratos culturais no Latossolo Amarelo no ano de 2002. S – semeadura; LI – Limpa; CO – Colheita.

3.2. Metodologia BEERKAN

Idealizado por Haverkamp et al. (1996), este método utiliza ensaios simplificados de infiltração para determinar os parâmetros hidrodinâmicos à escala local no campo (De Condappa, 2000; Soria & De Condappa, 2002). Em comparação a outros métodos experimentais, o método Beerkan apresenta uma grande vantagem, pois sua aplicação é bem mais simples e mais rápida, a necessidade de equipamentos e de pessoas é reduzida, o que o torna mais econômico.

O modelo de Haverkamp et al. (1994) é utilizado para representar matematicamente o fenômeno da infiltração. Dessa forma, o ajuste das curvas de infiltração pode ser empregado para determinar os parâmetros K_s e S .

Neste estudo, $\theta(h)$ e $K(\theta)$ são descritas, respectivamente, pelos modelos de van Genuchten (1980) e de Brooks & Corey (1964). Essas funções contêm cinco parâmetros desconhecidos: dois parâmetros de forma (m ou n e η) e três parâmetros de normalização (θ_s , K_s e h_g). Os parâmetros de forma são relacionados à textura (Haverkamp et al., 1998), enquanto que os parâmetros de normalização dependem da estrutura dos solos.

O método vale-se de propriedades estáticas e dinâmicas do solo, como a curva granulométrica e a curva de infiltração da água no solo, respectivamente, para obter os parâmetros (m , n , η , θ_s , K_s , h_g). Os detalhes do método incluindo os dados necessários para a

sua aplicação, como também os procedimentos necessários para os cálculos são apresentados a seguir:

Configuração experimental

Para aplicação do método Beerkan é necessário à realização de um simples teste de infiltração tridimensional sob carga positiva h_{sup} , executado com um cilindro de diâmetro r de 150 mm (Figura 9), justamente com a determinação da distribuição do tamanho das partículas, das umidades inicial e final, e da massa específica do solo. Portanto, para cada ensaio de infiltração, são realizados os seguintes passos operacionais:

O cilindro é posicionado na superfície do solo e inserido a uma profundidade de aproximadamente 1 cm, para prevenir perdas laterais de água durante o processo de infiltração (Figura 9) e para assegurar um escoamento lateral simétrico de água na superfície do solo.

Inicialmente, uma amostra do solo é coletada (0 a 5 cm de profundidade) próxima do cilindro, no qual servirá para determinar a umidade gravimétrica inicial w_0 . Outra amostra deformada é coletada próxima ao local de ensaio para obtenção da curva de distribuição das partículas.

Teste de infiltração: De dez a doze volumes de água (cada volume de 70 a 250 ml, dependendo do tipo de solo) são vertidos no cilindro. O tempo começa a ser medido imediatamente após entornada a água no cilindro e os tempos necessários para a infiltração de cada volume foram medidos. Com este procedimento, a variação da pressão na superfície não é mais constante, como é assumido no teste. Haverkamp et al. (1998a) demonstraram que variações pequenas de h_{sup} não influenciam significativamente nos resultados.

No final do teste de infiltração, uma amostra do solo deformada é coletada dentro do perímetro do cilindro, para obter a umidade gravimétrica final w_f .

Uma amostra indeformada do solo úmido é coletada, usando um cilindro de volume conhecido para a determinação da massa específica do solo ρ_d .



Figura 9. Teste de infiltração tridimensional com infiltrômetro de anel (150 mm de diâmetro).

Análises dos dados de distribuição das partículas e determinação dos parâmetros de formas das curvas de retenção e de condutividade hidráulica:

A curva de distribuição dos tamanhos das partículas geralmente é obtida utilizando cinco frações granulométricas em média (argila, silte, areia fina, areia média e areia grossa) (Figura 10). Como regra geral, a maioria das frações é considerada, e a melhor precisão é obtida pelo ajuste da curva. Dessa análise, resulta a distribuição de frequência acumulada como uma função do diâmetro das partículas $F(D)$, expressa pela equação (2.26) (Haverkamp et al., 2001).



(a)



(b)

Figura 10. Determinação da distribuição granulométrica do solo por peneiramento (a) e por sedimentação (b).

Os parâmetros de forma m e n da curva de retenção da água no solo, e η da curva de condutividade hidráulica foram obtidos a partir da textura do solo e, mais especificamente, a partir dos valores de M e N . Inicialmente, determina-se o parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica m pela equação proposta por Fuentes (1992) (Eq. 2.29). Em seguida, determina-se o parâmetro n pela equação (2.30). O parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica η é obtido pela equação (2.32), com o fator de tortuosidade $p = 1$ Burdine (1953).

Otimização dos parâmetros de normalização

Na análise a seguir, a condutividade hidráulica saturada, K_s , e o parâmetro de normalização, h_{norm} , para a pressão da água são considerados parâmetros independentes, e foram otimizados por intermédio de simples experimentos de infiltração. Para isto, são necessárias informações adicionais da condição inicial e de fronteira, ou seja, o conhecimento de h_{sup} e θ_0 , como também do terceiro parâmetro de normalização θ_s . Os passos da análise são resumidos a seguir:

1) A condição de superfície h_{sup} pode ser estimada a partir do volume infiltrado V (cm³) e do raio do cilindro r_d (cm):

$$h_{sup} = \frac{V}{\pi r_d^2} \quad (3.1)$$

mas um valor de $h_{sup} = 0$ pode ser utilizado sem influenciar nos resultados.

2) As umidades volumétricas inicial θ_0 (cm³. cm⁻³) e na saturação θ_s (cm³. cm⁻³) são obtidas medindo, respectivamente, as umidades gravimétricas inicial w_0 (g. g⁻¹) e final w_f (g. g⁻¹), e depois multiplicando os resultados pela massa específica do solo ρ_d (g. cm⁻³).

3) A condutividade hidráulica inicial K_0 pode ser expressa pela equação de Brooks & Corey (1964) em função das quantidades de θ_0 , θ_s , η conhecidas e do parâmetro K_s desconhecido:

$$K_0 = K_s \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta = aK_s \quad (3.2)$$

4) Em seguida define-se a função a ser otimizada. Os parâmetros (S , K_s) são obtidos por intermédio da minimização de $F(I)$, ou seja, da soma dos quadrados das diferenças entre a lâmina de água infiltrada observada e a calculada:

$$F(I) = \sum_{i=1}^{N_{obs}} \left(I_i - (S\sqrt{t_i} + b_1 \cdot S^2 \cdot t_i + b_2 K_s \cdot t_i) \right)^2 \quad (3.3)$$

com:

$$b_1 = \frac{\gamma S^2}{r_d \Delta \theta} \quad b_2 = \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^n + \frac{2-\beta}{3} \cdot \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^n \right) \quad (3.4)$$

5) O algoritmo usado na minimização de $F(I)$ é o de Marquardt (1963), o desempenho dos ajustes é analisado pelos valores correspondentes ao erro quadrático médio ($RMSE$ – Root-Mean-Square-Error):

$$RMSE_{I(S,K_s)} = \sqrt{\frac{I(S,K_s)}{N_{obs}}} \quad (3.5)$$

6) Após a determinação de θ_s e K_s , o parâmetro h_g é obtido pela equação a seguir (Lassabatère, 2004):

$$h_g = - \frac{S^2}{c_p (\theta_s - \theta_0) \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right) K_s} \quad (3.6)$$

na qual c_p é um parâmetro que depende apenas dos parâmetros de formas n , m e η dos modelos (ANEXO A) (Haverkamp et al., 1999; De Condappa, 2000; Soria, 2003).

Raio característico de poros, λ_m

O λ_m constitui um requisito para estabelecer um diagnóstico do funcionamento hidráulico dos solos com respeito às condições que estão submetidos. Ele define a dimensão média dos poros que participam do processo de infiltração submetida à pressão aplicada h

(Philip, 1987). Quanto maior for o raio característico, λ_m , maior é o efeito da gravidade em comparação ao da capilaridade. Ele é definido pela equação:

$$\lambda_m = \frac{\sigma_{ts}}{\rho_{ag} g \lambda_c} \quad (3.7)$$

sendo σ_{ts} a tensão superficial ($71,9 \text{ g.s}^{-2}$), ρ_{ag} a massa específica da água (1 g.cm^{-3}), g a aceleração da gravidade (981 cm.s^{-2}) e λ_c a escala de comprimento capilar, λ_c (White & Sully, 1987), definida pela equação:

$$\lambda_c = \frac{bS^2}{(\theta_s - \theta_i) K_s} \quad (3.8)$$

com b igual a 0,55.

3.3. Análise geoestatística

A metodologia utilizada para estudar a variabilidade espaço-temporal das propriedades hidrodinâmicas consiste em assimilar as N observações da variável considerada à uma realização bidimensional aplicando os princípios da análise geoestatística.

A observação destas estruturas espaciais pode ser utilizada para as aplicações práticas, tais como: a estimação de valores de uma propriedade considerada em um ponto não amostrado utilizando a técnica da krigagem ou co-krigagem (Vauclin et al., 1983), quando da construção de mapas cartográficos bidimensionais por interpolação; pode ser utilizada para delimitar as redes de amostragem, ou ainda, para gerar dados ou parâmetros que serão necessários para a modelagem do transporte estocástico (Hopmans et al., 1988).

Cada variável coletada é assimilada a uma função aleatória bidimensional $Z(x)$, na qual é conhecida uma realização $z(x_i)$ constituída de N_{vd} pontos supostamente pontuais. A estrutura estatística dessas variáveis é definida por suas funções de distribuição e de autocovariância. A identificação da densidade de probabilidade permite calcular os primeiros momentos e conseqüentemente a média e a variância:

$$m(x) = E \{ Z(x) \} \quad (3.9)$$

$$\sigma^2 = E\{[Z(x) - m(x)]^2\} \quad (3.10)$$

sendo $E\{\cdot\}$ a esperança matemática.

Sob a hipótese de estacionaridade de segunda ordem, a média $m(x)$ e a função de autocovariância definida por:

$$C(L) = E\{(Z(x) - m)(Z(x + L) - m)\} \quad (3.11)$$

são independentes do espaço. $C(L)$ depende apenas da distância L que separa as duas observações. Pode-se observar que a estacionaridade da autocovariância implica nesta da variância, mas a recíproca não é verdadeira. Supõe-se que a variância dos acréscimos $Z(x + L) - Z(x)$ seja finita e independente da posição x :

$$\gamma(L) = \frac{1}{2N_{vd}(L)} \sum_{i=1}^{N(L)} (Z(x_i + L) - Z(x_i))^2 \quad (3.12)$$

sendo $\gamma(L)$ a função semivariograma, $Z(x_i)$ o valor da variável no ponto x_i , $Z(x_i + L)$ o valor da variável no ponto $x_i + L$ e $N_{vd}(L)$ o número de pares separados por uma distância L .

Sob a hipótese de estacionaridade de segunda ordem, as funções de autocovariância e de semivariograma têm utilidades equivalentes para descrever e quantificar a dependência espacial da função aleatória $Z(x)$. Elas são relacionadas por:

$$C(L) = \sigma^2 - \gamma(L) \quad (3.13)$$

e que pode ser escrita também como:

$$\rho(L) = 1 - \frac{\gamma(L)}{\sigma^2} \quad (3.14)$$

na qual $\rho(L) = C(L)/\sigma^2$ é a função de autocorrelação.

Para facilitar as interpretações e as comparações das variáveis nos diferentes meses, os semivariogramas foram normalizados (ou escalonados). De acordo com Salviano (1996), o

escalonamento de semivariograma consiste em agrupar vários semivariogramas com base na equação:

$$\gamma^*(L) = \frac{\gamma(L)}{\alpha e_i} \quad (3.14)$$

onde i vai de 1 até o número de variáveis medidas, e αe é o fator de escalonamento, que pode ser adotado como o valor da respectiva variância, do patamar, do maior valor de $\gamma(L)$ ou um valor próximo a este, desde que contribua para que os semivariogramas experimentais aglutinem-se em uma única função (Vieira & De Maria, 1995).

Após escalonar os semivariogramas, a soma dos parâmetros C_0 e C_1 deve ser 1, já que o fator de escala utilizado são os valores das variâncias (Vieira, 1997).

Com o propósito de comparar os parâmetros estudados nos dois solos (NF e LA), seguindo o exemplo de Vauclin et al. (1991), foram calculadas as escalas integrais (J), para todas as direções.

$$J = \left[2 \int_0^{\infty} \rho(L) \cdot L \cdot dL \right]^{1/2} \quad (3.16)$$

A escala integral (J) representa a distância média para a qual as observações são autocorrelacionadas (Vauclin et al., 1991).

Os semivariogramas experimentais onidirecionais foram calculados e modelados com o programa geoestatístico VARIOWIN[®] (Pannatier, 1996). A seleção dos modelos teóricos foi baseada no índice IGF (Indicative goodness of fit) e na inspeção visual dos semivariogramas experimentais. Esse índice computado pelo VARIOWIN[®] é o quadrado médio da diferença entre os valores observados e estimados.

Após a verificação da ausência de correlação a curta distância pelos semivariogramas das variáveis consideradas neste trabalho, a heterogeneidade espacial das variáveis foi caracterizada pela estatística clássica, considerando que as observações são estatisticamente independentes umas das outras. E, neste caso, os mapas de contornos bidimensionais das variáveis estudadas foram construídas por interpolação utilizando o método FBR.

Os mapas de contorno das propriedades do solo foram produzidos com o programa SURFER[®] (Golden software, Colorado, U.S.A.), que utiliza para a interpolação a “Krigagem

Ordinária e Função de Base Radial (*Radial Basis Function*)”. Após verificação da ausência de correlação a curta distância pelos semivariogramas das variáveis consideradas neste trabalho, a heterogeneidade espacial e das variáveis foi caracterizada pela estatística clássica, considerando que as observações são estatisticamente independentes umas das outras. E, neste caso, os mapas de contorno bidimensionais das variáveis estudadas foram construídas por interpolação utilizando o método FBR (Função de Base Radial).

A escolha no método de interpolação será baseada nas análises geoestatísticas. Se as variáveis apresentarem uma dependência espacial verificada pelo semivariograma, então a interpolação se fará utilizando a krigagem. Caso contrário, na ausência de dependência espacial, a interpolação se fará utilizando o método FBR.

O valor a ser interpolado para qualquer ponto da malha é estimado por:

$$G_j = \sum_{i=1}^{N_{PT}} w_{ij} Z_i \quad (3.17)$$

sendo G_j o valor do estimador para o ponto j ; N_{PT} o número de pontos usados para a interpolação; Z_i o valor estimado no ponto i com valor conhecido; w_{ij} o peso associado ao valor estimado i .

Praticamente todos os métodos de interpolação seguem essa forma. No método da Krigagem, os pesos são variáveis de acordo com a variabilidade espacial expressa no semivariograma. Enquanto que no método de interpolação Radial Basis Function (RBF), os pesos são variáveis de acordo com a função básica, $B(L)$, representada por uma função real de L (distância (raio) a partir da origem). Uma das funções mais utilizada é a multiquádrica, representada pela equação:

$$B(L) = \sqrt{L^2 + R^2} \quad (3.18)$$

sendo $B(L)$ uma função de ponderação do método Multiquadrático (Carlson & Foley, 1991a e Carlson & Foley, 1991b, citado no SURFER versão 7.0) e R^2 um parâmetro suavizador especificado pelo usuário. Um valor típico para o R^2 é situado entre a distância de amostragem média e a metade da distância da amostragem média.

A análise do comportamento visual dos semivariogramas é importante porque fornecem uma descrição sintética das estruturas dos fenômenos estudados. A adequação do

modelo de semivariograma caracterizando a estrutura de um determinado conjunto de pontos deve ser verificada antes do modelo ser usado para a geração de mapas, prognósticos, e de cenários. O método de JACK – KNIFING ou validação cruzada é usualmente aplicado para tal validação (segundo Vauclin et al. (1983)). O método consiste em remover sucessivamente um dado do ponto Z_i de cada vez e depois estimá-lo a partir do restante de pontos, produzindo um valor de Z_i^* . Dessa forma, em cada localização dos pontos X_i , define-se um erro reduzido R_i , seu valor médio e sua variância. O erro reduzido médio deve ser próximo de zero, caso não exista erro sistemático, e a variância deve ser próxima de um, sugerindo que a variância dos erros $(Z_i - Z_i^*)$ está consistente com a variância da krigagem $(\sigma_{KR})^2$.

3.4. Modelagem da evaporação do solo na escala da parcela

A modelagem dos processos da dinâmica da água na zona não saturada necessita das características hidrodinâmicas do solo na escala em que os fluxos são observados. As propriedades hidrodinâmicas são representadas por propriedades ditas efetivas ou equivalentes. Os parâmetros efetivos resultam da consideração que o meio heterogêneo pode ser representado por um meio homogêneo equivalente. Entretanto, os parâmetros hidrodinâmicos são obtidos, normalmente, em escalas locais, no laboratório ou em campo. Portanto, nesta seção, a hipótese de um meio homogêneo equivalente, considerando quatro procedimentos de obtenção das propriedades hidrodinâmicas efetivas, será analisada por intermédio da comparação entre a evaporação acumulada determinada por meio do método aerodinâmico combinado com o balanço de energia (método aerodinâmico misto) (vide ANEXO B), na escala da parcela e a simulada utilizando o modelo SiSPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer Model) (Antonino, 1992; Braud et al., 1995).

A seguir, serão descritos os procedimentos de obtenção das propriedades efetivas a partir das medidas locais realizadas no Neossolo Flúvico (NF) e no Latossolo Amarelo (LA). De maneira resumida, será apresentado o modelo SiSPAT, o monitoramento e o método utilizado na determinação da evaporação do solo, e finalmente, os dados utilizados nas simulações. Deve-se ressaltar que os dados experimentais utilizados nas simulações bem como os fluxos de evaporação foram obtidos por Lima (2004).

3.4.1. Obtenção das propriedades efetivas a partir das medidas locais

Os quatro procedimentos adotados na obtenção das propriedades hidrodinâmicas efetivas, serão denominados de PE1, PE2, PE3 e PE4, que levam em consideração apenas a variabilidade espacial do solo horizontalmente, pois considera a parcela como um conjunto de

colunas verticais com características distintas para o estudo do fluxo de evaporação. A variabilidade espacial das propriedades hidrodinâmicas na parcela é associada a colunas elementares representativas (CER) onde cada CER é um meio homogêneo. Os fluxos de evaporação serão calculados com o SiSPAT considerando que todas as CER serão substituídas por um domínio equivalente ou efetivo.

Para as duas parcelas de Várzea Grande ($N_{VC} = 76$ pontos medidos) e Areia ($N_{VC} = 72$ pontos medidos), as seguintes propriedades efetivas foram consideradas:

PE1 - corresponde aos valores da média aritmética dos parâmetros θ_s , n , η , h_g e K_s das curvas $h(\theta)$ (van Genuchten, 1980) e $K(\theta)$ (Brooks & Corey, 1964) obtidos nos N_{VC} pontos de cada parcela;

PE2 - corresponde aos valores de n e η obtidos pelo ajuste da equação de $F(D)$ às curvas de distribuição granulométrica experimentais (Figuras 11a e 11b) e h_g e K_s a partir da média aritmética das curvas de infiltração acumulada experimentais $\bar{I}(t)$ (Figuras 12a e 12b);

PE3 - corresponde aos valores de n e η obtidos pelo ajuste da equação de $F(D)$ as curva de distribuição granulométrica experimentais (Figuras 11a e 11b) e h_g e K_s a partir da média geométrica das curvas de infiltração acumulada experimentais $\bar{I}(t)$ (Figuras 11a e 11b);

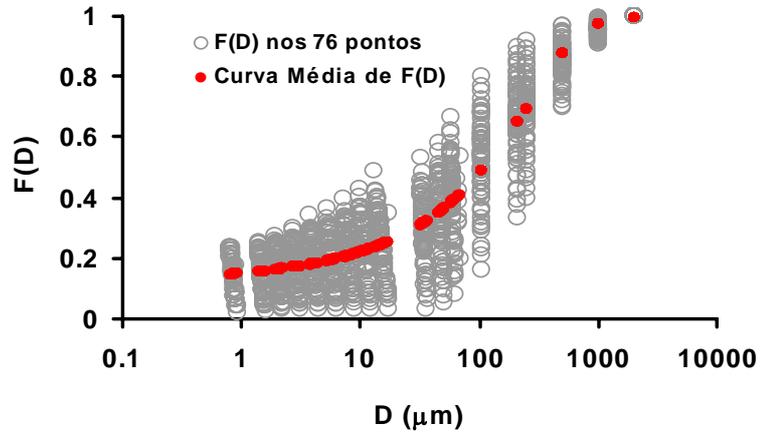
PE4 - corresponde aos valores efetivos dos parâmetros θ_s , n , η , h_g e K_s obtidos a partir dos mapas de isolinhas de cada parâmetro. Conforme procedimento descrito a seguir, foram considerados j intervalos de variação para cada parâmetro. Para cada intervalo de variação foi determinada a área correspondente. O valor do parâmetro efetivo foi obtido por:

$$par_{ef} = \sum_{i=1}^j (a_i \cdot \overline{par}_i), \text{ com } a_i = \frac{A_i}{A_T} \quad (3.19)$$

sendo A_i a área correspondente a cada intervalo do par_i e A_T a área total da parcela (39379 m^2 para o NF e 40000 m^2 para o LA), \overline{par}_i é o valor médio para cada intervalo.

Para as propriedades efetivas PE1, PE2 e PE3, o valor da porosidade efetiva foi o mesmo, sendo obtido a partir da média aritmética dos valores da massa específica nos N_{VC} pontos de cada parcela.

a)



b)

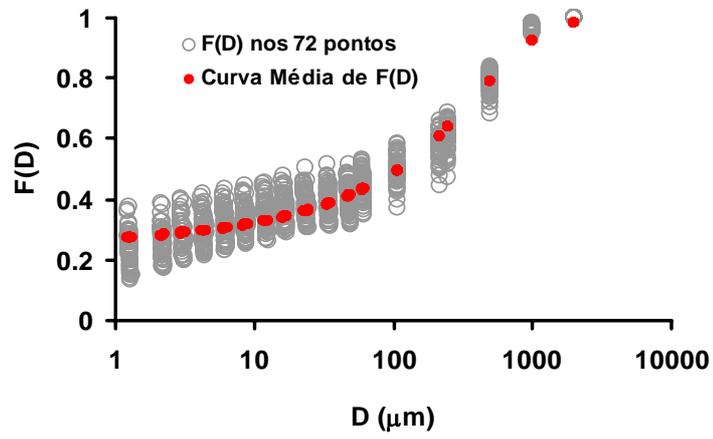
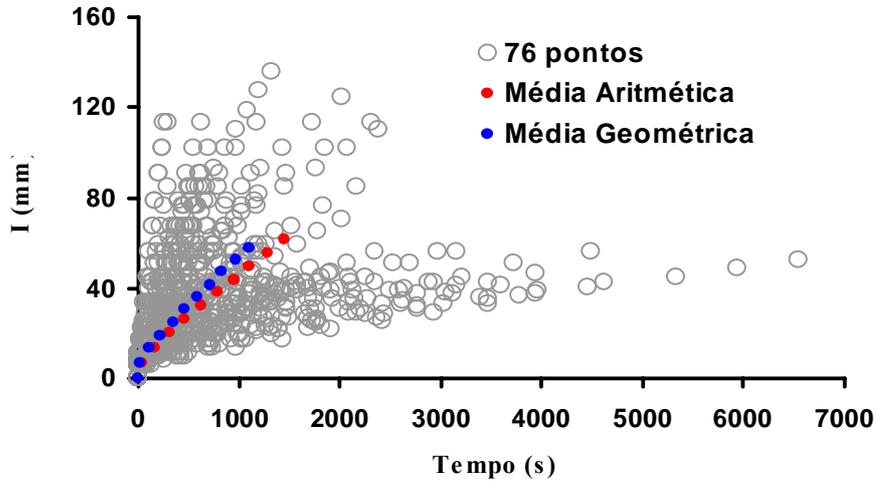


Figura 11. Curvas de distribuição granulométrica e a curva média utilizada na determinação de PE2 e PE3. a) NF e b) LA

a)



b)

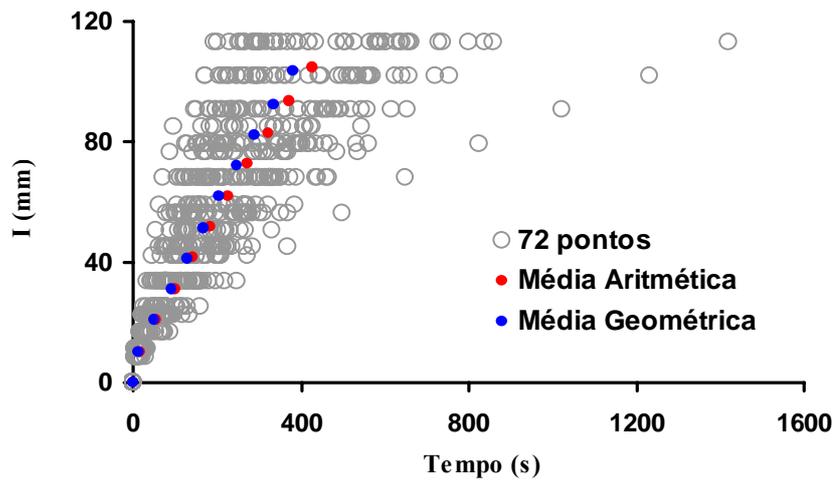


Figura 12. Curvas de infiltração acumulada em função do tempo e as curvas da média aritmética (PE2) e da geométrica (PE3). a) NF e b) LA

Os valores dos parâmetros θ_s , n , η , h_g e K_s das curvas $h(\theta)$ (van Genuchten, 1980) e de $K(\theta)$ (Brooks & Corey, 1964) para as propriedades efetivas PE1, PE2, PE3 e PE4 dos solos NF e LA são apresentadas na Tabela 4.

Tabela 4. Valores dos parâmetros das curvas $h(\theta)$ (van Genuchten, 1980) e de $K(\theta)$ (Brooks & Corey, 1964) para as propriedades efetivas PE1, PE2, PE3 e PE4 das áreas de NF e LA.

	θ_s	n	h_g	η	K_s
	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$		m		$10^{-5} \times \text{m.s}^{-1}$
NF					
PE1	0,391	2,256	-0,0757	10,368	3,13
PE2	0,391	2,249	-0,0615	11,050	1,2
PE3	0,391	2,249	-0,0338	11,050	2,5
PE4	0,389	2,258	-0,0404	10,282	1,9
LA					
PE1	0,459	2,204	-0,0245	11,787	29,2
PE2	0,459	2,209	-0,0279	12,566	13,5
PE3	0,459	2,209	-0,0276	12,566	15,1
PE4	0,461	2,205	-0,0110	11,761	21,4

3.4.2. Descrição resumida do modelo SiSPAT

O modelo SiSPAT descreve as trocas verticais de calor e água no continuum solo-planta-atmosfera. Basicamente, o SiSPAT é um modelo vertical 1D, forçado com séries climáticas de temperatura e umidade do ar, velocidade do vento, radiação global e atmosférica e precipitação pluviométrica. O SiSPAT é dividido esquematicamente em quatro módulos: o módulo solo, o módulo atmosfera, o módulo interface solo-planta-atmosfera e o módulo solo-planta. Uma descrição detalhada do modelo pode ser encontrada em Antonino (1992), Braud et al. (1995) e Braud (2000).

A seguir será feita uma descrição resumida do modelo, considerando a sua utilização no presente trabalho, isto é, um solo sem vegetação, portanto, a seguir serão apresentados o módulo solo, o módulo atmosfera e o módulo interface solo-atmosfera.

Módulo solo

As equações de transferência são resolvidas para o potencial matricial da água no solo h e a temperatura T . Elas incluem as transferências de água na fase líquida e vapor, seguindo a abordagem de Philip & De Vries (1957), modificada por Milly (1982), estas equações também podem ser encontradas em Passerat de Silans et al. (1989) e Witono & Bruckler (1989). Um

termo de sumidouro é introduzido para levar em conta a extração de água pelo sistema radicular. O perfil de solos é descrito como uma justaposição de horizontes, caracterizados por diferentes propriedades hidráulicas e térmicas. Numericamente, cada horizonte é dividido em camadas com um aumento na resolução nas fronteiras do horizonte superior e inferior. As variáveis dependentes h e T são contínuas na interface de cada horizonte, diferentemente da umidade volumétrica (Vauclin et al., 1979). Muitas equações para a curva de retenção e de condutividade hidráulica têm sido propostas na literatura (Brooks e Corey, 1964; van Genuchten, 1980) e estão incorporadas como opções no modelo. Na fronteira inferior podem ser impostos fluxos (condição de Neumann) ou valores de potencial matricial ou de temperatura inferior (condição de Dirichlet). As condições de fronteira superior são fornecidas pela solução do módulo interface solo-planta-atmosfera, a qual fornece os fluxos de massa e de calor e o potencial matricial e a temperatura na superfície do solo.

Módulo atmosfera

As variáveis atmosféricas características são definidas num nível de referência, caracterizada pela temperatura e umidade específica do ar, e velocidade do vento. Os fluxos turbulentos entre a superfície do solo e a atmosfera (nível de referência) são expressos em termos de resistência considerando perfis logarítmicos de acordo com Thom (1972) e Taconet et al. (1986), e a velocidade de atrito é calculada a partir da velocidade no nível de referência usando a teoria de similitude de Monin & Obukhov (1954). A estratificação térmica da atmosfera é considerada por intermédio das funções de estabilidade de Paulson (1970). Assume-se que os comprimentos de rugosidade para calor e vapor são iguais, bem como as correspondentes funções integrais de estabilidade. Os comprimentos de rugosidades para o calor e o momento dependem da velocidade de atrito e suas expressões podem ser encontradas em Brutsaert (1982).

Módulo interface solo-atmosfera

Esse módulo permite o acoplamento entre o solo e a atmosfera. O acoplamento é realizado por um sistema de duas equações não lineares, a equação do balanço de energia na superfície do solo e a equação de continuidade do fluxo de massa através da superfície do solo tendo como incógnitas o potencial matricial e a temperatura na superfície do solo.

Solução numérica

No módulo solo, as duas equações diferenciais parciais que descrevem as transferências de massa e calor no solo, são resolvidas utilizando o método das diferenças finitas com esquema implícito de acordo com Celia et al. (1990). No módulo atmosfera, um procedimento iterativo é usado para estimar o comprimento de Monin-Obukhov (similar ao método descrito por Itier (1980)).

No módulo interface, o sistema de duas equações não lineares é resolvido usando o método de Newton-Raphson. Deve-se observar que quando o sistema de equações da interface é resolvido, é necessário conhecer o potencial matricial h_2 e a temperatura do solo T_2 no segundo nó. Como o módulo solo ainda não foi resolvido, estes valores são extrapolados a partir de seus valores nos dois passos de tempos anteriores. Quando o módulo solo é resolvido, a convergência entre os valores extrapolados e os valores atuais é verificada. Se a diferença estiver acima de um limite estabelecido, o módulo interface é novamente calculado com os novos valores de h_2 e T_2 e o procedimento é repetido até que a convergência de todos os módulos seja alcançada (Passerat de Silans et al., 1989).

Dados de entrada do SiSPAT

Para o módulo solo, i) as características hidrodinâmicas e térmicas, ii) as condições iniciais, isto é, os perfis iniciais de potencial matricial e temperatura, e iii) na fronteira inferior, os impostos fluxos (condição de Neumann) ou os valores de potencial matricial ou temperatura (condição de Dirichlet). Para o módulo atmosfera, a condição de fronteira superior se constitui nos dados atmosféricos em um nível de referência. Para o módulo interface solo-atmosfera, as características de superfície, isto é, a emissividade e o albedo do solo.

3.4.3. Monitoramento e método utilizado na determinação da evaporação do solo

Tanto para a área do NF como para a do LA, a evaporação do solo foi obtida utilizando o método aerodinâmico misto, isto é, o fluxo de calor sensível é obtido pelo método aerodinâmico, o fluxo de calor no solo por um método independente, e o fluxo de calor latente é obtido pela equação do balanço de energia. Para a realização do balanço de energia foi instalada uma torre no centro de cada área contendo dois sensores de medidas da temperatura e da umidade relativa do ar, e três sensores de medidas da velocidade do vento, em dois e três níveis, respectivamente ($z_1 = 0,35$ m, $z_2 = 0,70$ m e $z_3 = 1,05$ m) acima do solo. Além desses sensores, instalou-se um piranômetro, para a medida da radiação global, um radiômetro para

as medições da radiação líquida, um sensor para a medição da direção do vento, um termômetro infravermelho para a medida da temperatura da superfície e um pluviógrafo, para a medida da precipitação pluviométrica, sendo que estes sensores foram instalados na mesma torre, numa altura de 1,5 m da superfície do solo. Para a medida do fluxo de calor no solo, foram instalados fluxímetros em dois locais numa profundidade $z_1 = 0,05$ m, juntamente com um sensor de umidade do solo na mesma profundidade, além de duas sondas térmicas instaladas horizontalmente nas profundidades de $z_1 = 0,02$ m e $z_2 = 0,08$ m. Todas as medidas citadas acima foram armazenadas como médias a cada 30 minutos, à exceção da pluviometria que foi totalizada e armazenada em um sistema de aquisição de dados CR 10X da Campbell Scientific.

Os dados de temperatura do solo foram obtidos por intermédio de sensores de temperatura (modelo 108 da Campbell Scientific) instalados nas profundidades de 0,02, 0,08, 0,14, 0,20 e 0,40 m, conectados a uma central de aquisição de dados, sendo as leituras efetuadas a cada 60 segundos e as médias computadas a cada 30 minutos.

Para o monitoramento do potencial matricial da água no solo, foram instalados oito tensiômetros nas profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm em três sítios. As leituras nos tensiômetros foram realizadas diariamente sempre no horário da manhã.

Dados utilizados nas simulações

Foi simulada a evaporação da camada superficial, 40 cm de espessura, dos solos NF e LA sem vegetação, em secamento. As simulações foram realizadas com duração de 8 dias correspondendo ao período de 23 a 30/04/2001 para o NF e de 17 a 24/02/2002 para o LA. As características hidrodinâmicas utilizadas são apresentadas na Tabela 4. As características térmicas, isto é, a capacidade e a condutividade térmica, foram obtidas dos modelos de Vries (1972). As condições iniciais, isto é, os perfis de potencial matricial e temperatura em $t = 0$ são apresentados nas Figuras 13a e 13b, para o NF e o LA, respectivamente. Para a condição de fronteira inferior foram impostos valores de potencial matricial e de temperatura.

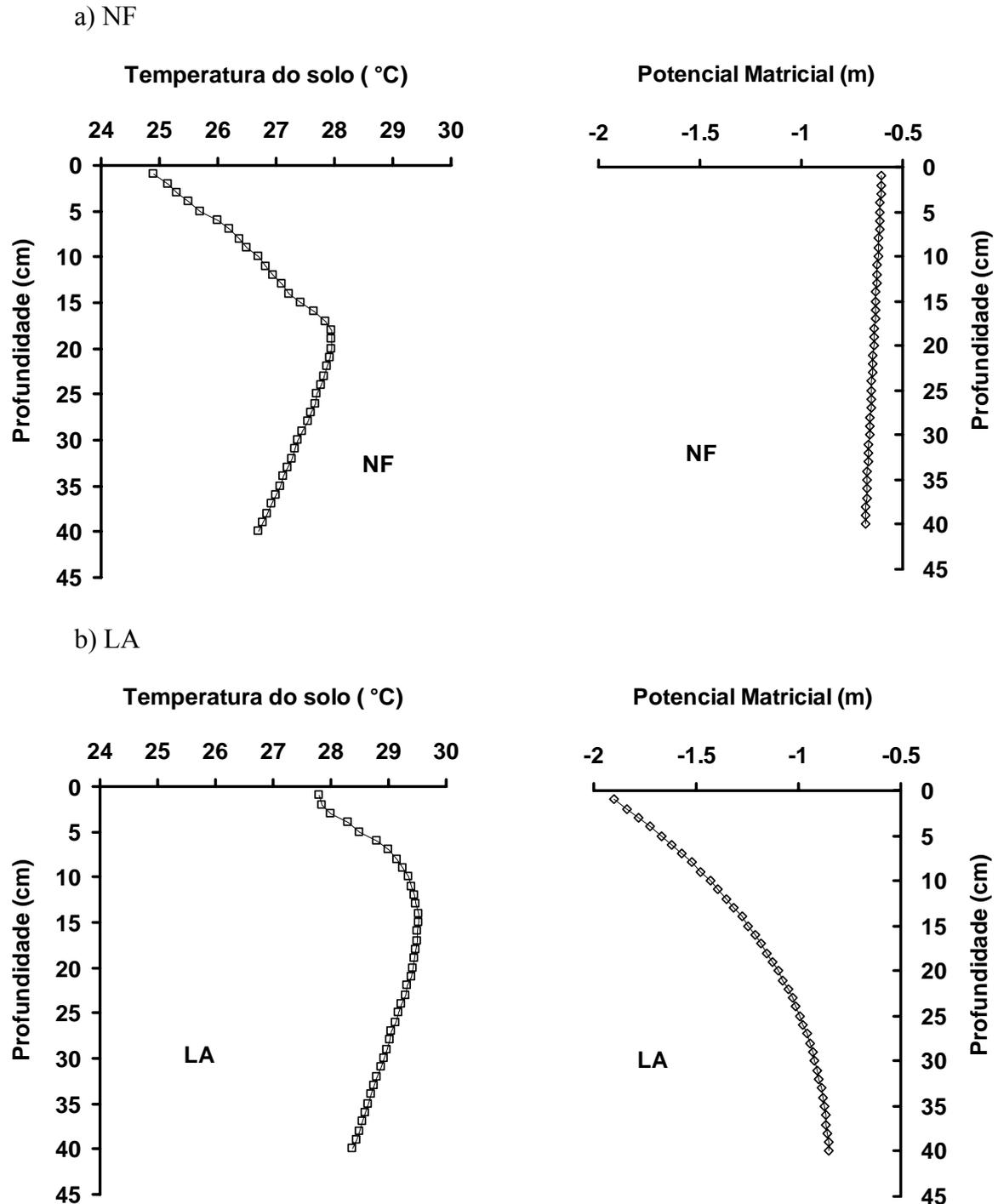


Figura 13. Perfis de temperatura e potencial matricial do solo em $t = 0$, a) NF e b) LA.

Para a condição de fronteira superior, os dados atmosféricos: a radiação solar global (R_g , $W m^{-2}$); a temperatura do ar (T_a , $^{\circ}C$); a umidade específica (q , $Kg. Kg^{-1}$); a velocidade do vento (U , $m s^{-1}$) e a precipitação pluviométrica (P , mm) foram obtidos por intermédio dos sensores instalados no nível de referência, $z = 1,05$ m, na torre meteorológica, exceto a radiação atmosférica (R_a , $W m^{-2}$) que foi obtida pela seguinte equação:

$$Ra = \varepsilon \cdot \sigma \cdot (Ta)^4 \quad (3.20)$$

sendo σ a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) e ε a emissividade da atmosfera, obtida da expressão de Brutsaert (1975) ajustada (Silva et al., 2002):

$$\varepsilon = \left[1,697 - 0,58 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{\frac{1}{7}} \right] \quad (3.21)$$

sendo e_a a pressão de vapor (kPa).

A umidade específica q foi obtida da seguinte equação:

$$q = \frac{0,622 \cdot e_a}{P_{atm} - 0,37 \cdot e_a} \quad (3.22)$$

sendo P_{atm} a pressão atmosférica (kPa).

Nas Figuras 14 e 15 são apresentados os dados atmosféricos para NF e LA, respectivamente.

Para as características de superfície, isto é, a emissividade e o albedo do solo, foram utilizadas as expressões de Passerat de Silans (1989).

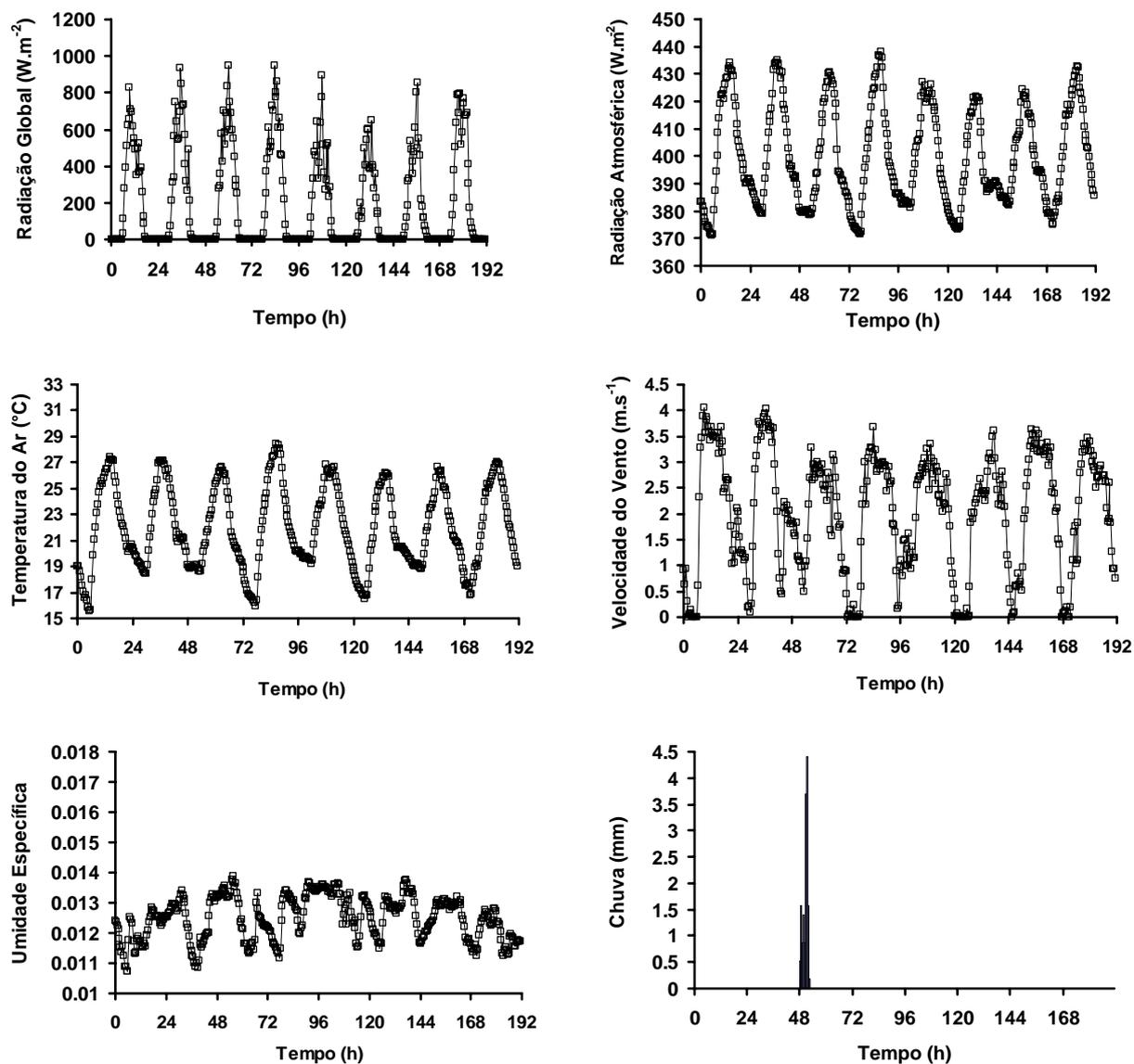


Figura 14. Dados atmosféricos de entrada do modelo SiSPAT, obtidos no NF no período de 23/04/2001 a 30/04/2001.

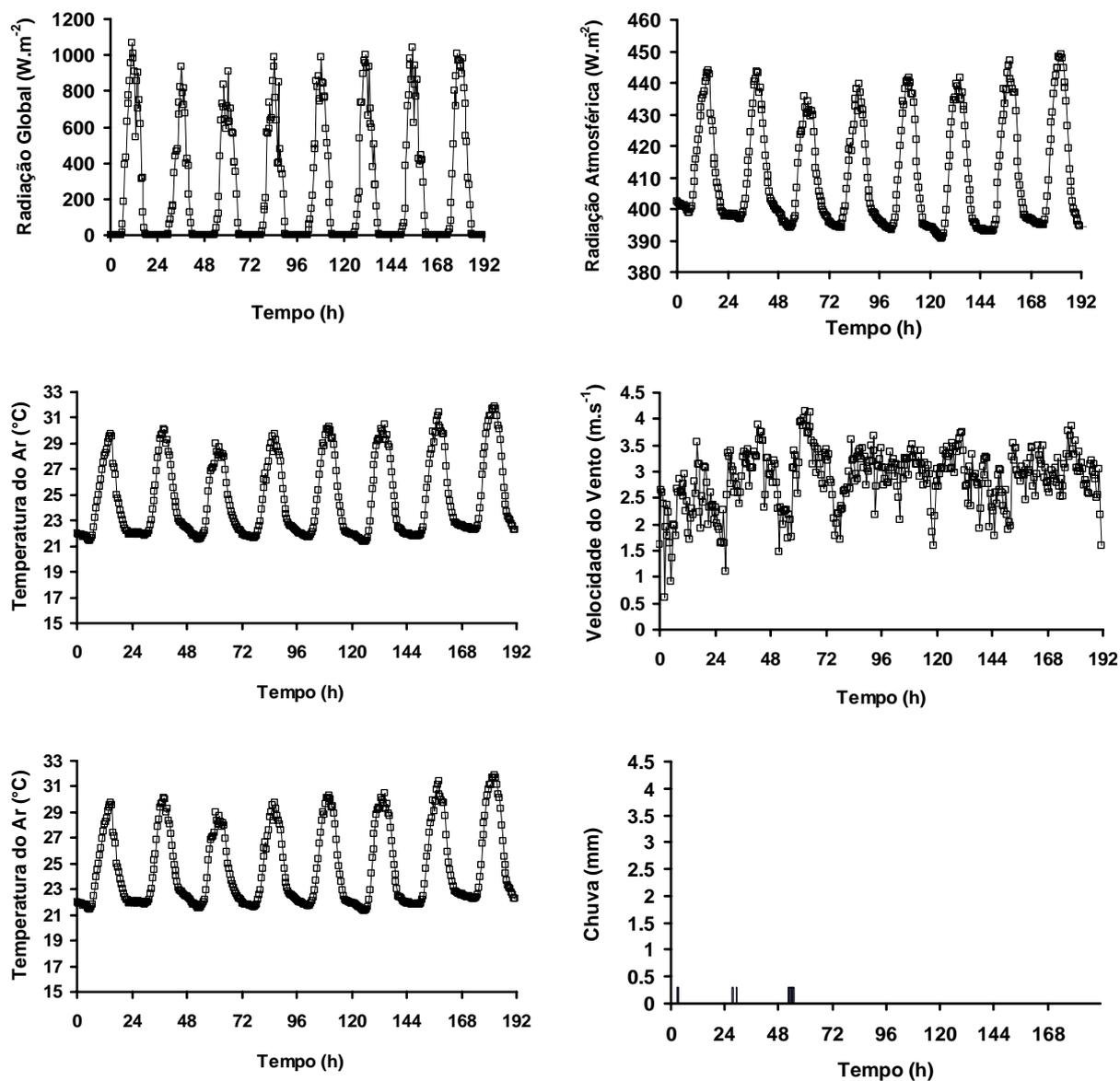


Figura 15. Dados atmosféricos de entrada do modelo SiSPAT, obtidos no LA no período de 17 a 24/02/2002.

3.4.3. Desempenho das simulações

Quatro critérios estatísticos foram utilizados para a análise do desempenho das simulações: o erro quadrático médio, EQM; a razão de desvios, RD; a eficiência da modelagem, EM e o coeficiente de massa residual, CMR (Loague & Green 1991).

O erro quadrático médio (EQM) indica o grau de desvio entre as determinações experimentais e os valores calculados. É expresso em porcentagem, e tende para zero quando os valores experimentais e calculados tendem a serem iguais. Este teste fornece informações de fácil entendimento no desempenho das simulações, além de permitir uma comparação termo a termo do desvio real entre o valor calculado e o experimental.

$$EQM = \left[\frac{\sum_{i=1}^N (T_i - M_i)^2}{N} \right]^{\frac{1}{2}} * \frac{100}{\bar{M}} \quad (3.23)$$

A razão dos desvios (RD) descreve a razão entre a dispersão das determinações experimentais e a dispersão dos valores calculados, tendendo para 1 (um) quando os valores experimentais e aqueles calculados são consistentes.

$$RD = \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2}{\sum_{i=1}^N (T_i - \bar{M})^2} \quad (3.24)$$

A eficiência da modelagem (EM) indica se o modelo fornece uma estimativa melhor das determinações experimentais que o valor médio dessas determinações. O valor esperado para EM tende para um.

$$EM = \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2 - \sum_{i=1}^N (T_i - \bar{M})^2}{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2} \quad (3.25)$$

O coeficiente de massa residual (CMR), indica se o modelo tende a superestimar (CMR < 0) ou subestimar (CMR > 0) os valores experimentais. O valor esperado para CMR tende para zero.

$$CMR = \frac{\sum_{i=1}^N M_i - \sum_{i=1}^N T_i}{\sum_{i=1}^N M_i} \quad (3.26)$$

sendo T_i os valores calculados pelo modelo, M_i os valores experimentais, \bar{M} a média dos valores experimentais e N o número de determinações.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo é composto de três partes. Na primeira parte, são analisados os parâmetros das curvas granulométricas $F(D)$ e de infiltração da água no solo $I(t)$ nos dois solos, Neossolo Flúvico e Latossolo Amarelo referidos respectivamente por NF e LA. Nesta parte do trabalho, além de fazer inferência sobre os dados de entrada do método Beerkan, analisou-se o comportamento dos efeitos texturais e estruturais nos dois solos. Por esta razão, as componentes texturais (percentagens de argila, de silte e de areia), os parâmetros de ajuste de $F(D)$ (N e D_g), assim como os resultados das infiltrações acumuladas nos dois solos são confrontados.

Na segunda parte, os resultados do estudo da variabilidade espacial e temporal das seguintes variáveis são apresentados:

- Propriedades físico-hídricas – (ρ_d , θ_0 , θ_s);
- Parâmetros de formas de $h(\theta)$ e $K(\theta)$ – (n , m , η e c_p);
- Parâmetros hidrodinâmicos – (S , K_s , h_g e λ_m);

e as análises dos resultados são ordenadas de tal forma que acompanhem as campanhas de infiltração realizadas durante o ciclo da cultura nos dois sítios experimentais.

Na terceira parte, é apresentada a comparação entre a evaporação acumulada determinada por meio do método aerodinâmico combinado com o balanço de energia (método aerodinâmico misto), na escala da parcela e as simuladas com PE1, PE2, PE3 e PE4 utilizando o modelo SiSPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer Model) para ambos os sítios experimentais.

4.1. Comportamento das componentes texturais e da infiltração nos dois locais

A partir das curvas dos diâmetros das partículas obtidas para cada ponto, foi possível determinar as frações de areia, silte e argila e, conseqüentemente, suas classes texturais conforme diagrama apresentado na Fig. 16. As Figuras 16a e 16b referem-se aos diagramas das classes texturais para os solos NF e LA, respectivamente. Observa-se uma maior variação textural na Neossolo Flúvico (Fig. 16a) do que no Latossolo Amarelo (Fig. 16b). Dos 80 pontos amostrados no Neossolo Flúvico, 91,2 % são de textura média (55,0 % são franco-arenosos, 23,7 % são franco e 12,5 % são franco-argilo-arenosos) e 8,8 % são de textura arenosa (7,5 % de areia-franca e 1,3 % de areia). Enquanto que os 81 pontos amostrados no Latossolo Amarelo apresentaram textura média, predominando a classe franco-argilo-arenosa com 71,6 %.

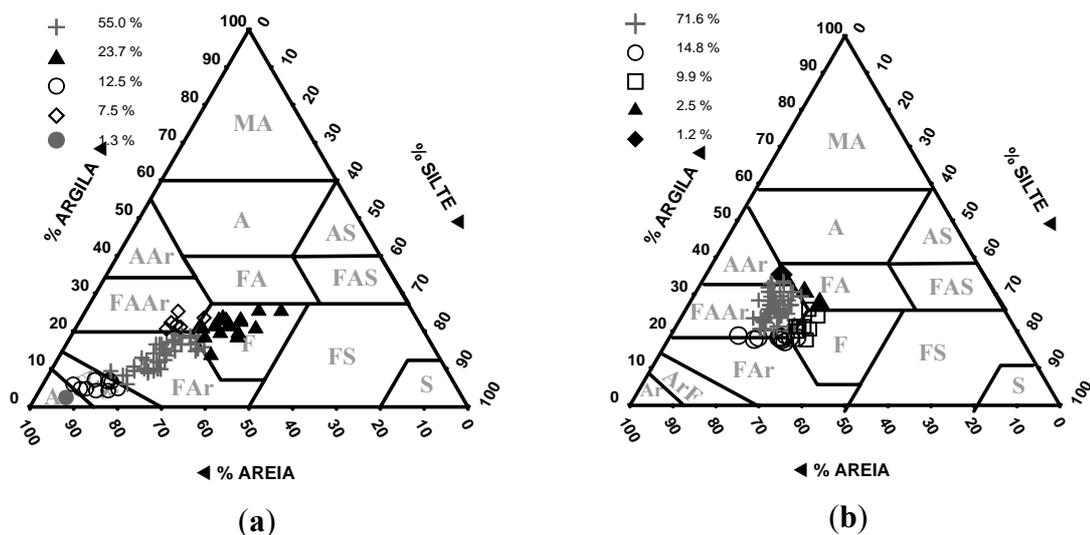


Figura 16. Classes texturais dominantes dos solos nos sítios experimentais, (a) NF e (b) LA. Sendo, Ar a classe textural areia, ArF a areia-franca, FAr a franco-arenoso, F a franco, FAa franco-argilo-arenoso, FA a franco-argiloso, FS a franco-siltoso, FAS a franco-argilo-siltoso, AS a argila-siltosa, AAr a argila-arenosa, A a argila e MA a muito argiloso.

Na Tabela 5, apresentam-se os resultados estatísticos para os componentes texturais argila, silte e areia dos dois solos NF e LA (valores em percentagem). Os valores médios obtidos permitem classificar os solos como franco-arenoso e franco-argilo-arenoso, para o NF e o LA, respectivamente. Pelos coeficientes de variação (C.V.) pode-se constatar a seguinte ordem de variação: argila > silte > areia, para NF, e argila = silte > areia, para o LA. Os valores de C.V. entre 18,80 e 40,48 %, permitem classificar os resultados como de média variabilidade, conforme Warrick & Nielsen (1980). Enquanto que a percentagem de areia no LA pode ser classificada como de baixa variabilidade. A normalidade foi formalmente confirmada para cada conjunto aplicando o teste de Kolmogorov-Smirnov (D_{KS}), com nível de 95 % de confiança. Determinou-se o erro $|F(O) - F(t)|$ com base número total de amostra da população observada dos dados experimentais, e na distribuição teórica Normal. Comparando-se este erro com o valor admissível D_{KS} , pode-se concluir que a hipótese de normalidade não pode ser rejeitada (Tabelas C2 e C4 – vide ANEXO C).

Tabela 5. Estatística dos componentes texturais.

Textura (%)	N_{VC}	μ	σ²	C.V. (%)	Distribuição
NF					
argila	80	15,39	38,80	40,48	Normal
silte	80	24,78	60,78	31,46	Normal
areia	80	59,83	176,60	22,21	Normal
LA					
argila	81	24,87	17,80	18,80	Normal
silte	81	22,35	17,91	18,93	Normal
areia	81	52,78	21,85	7,99	Normal

N_{VC} é o número de amostras; μ é a média aritmética; σ² é a variância e C.V. é o coeficiente de variação.

Os resultados da análise geoestatística mostraram que as componentes texturais nos dois sítios apresentaram dependência espacial (Fig. 17). O modelo teórico ajustado para essas componentes foi o esférico (Tabela 6). O efeito pepita como percentagem do patamar, permite que se compare o grau da dependência espacial. De acordo com os critérios propostos por Cambardella et al. (1994), a razões entre o efeito pepita e o patamar ($C_0/(C_0 + C_1)$), apresentaram dependência espacial moderadas. O menor valor foi de 29 % para o silte no LA e o maior foi de 57 % para a areia no LA e para silte no NF.

Para o modelo esférico, a escala integral J é calculada por:

$$J = (1 - C_0 - \frac{4}{5}C_1)^{1/2} \cdot A \quad (4.1)$$

Tabela 6. Geoestatística dos componentes texturais.

Textura (%)	Modelos	C_0	C_1	A (m)	J (m)
NF					
argila	Esférico	0.52	0.48	140.0	43.6
silte	Esférico	0.57	0.43	150.0	43.9
areia	Esférico	0.52	0.48	156.0	44.0
LA					
argila	Esférico	0.40	0.60	112.0	38.8
silte	Esférico	0.29	0.71	129.6	48.8
areia	Esférico	0.57	0.43	112.0	33.0

C_0 é o efeito pepita; C_1 é a dispersão da variância; A é o alcance e J é escala integral.

O alcance estabelece o limite de dependência espacial entre as amostras, ou seja, para distâncias iguais ou menores que o alcance, diz-se que os valores vizinhos de uma variável estão espacialmente correlacionados. Os alcances foram praticamente os mesmos, 140, 150 e 156 m para argila, silte e areia, respectivamente, no NF. Enquanto que no LA foram de 112, 129,6 e 112 m para argila, silte e areia, respectivamente. Os alcances maiores no NF indicam uma maior continuidade na distribuição espacial comparado ao LA.

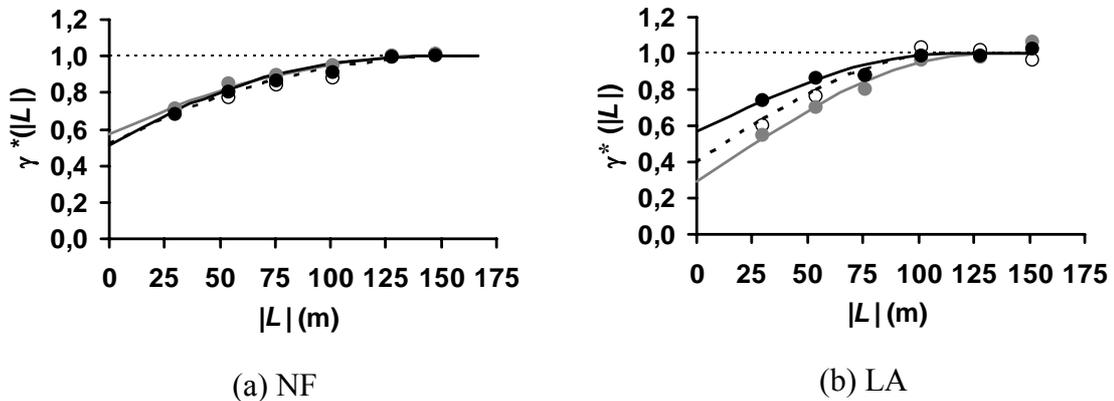


Figura 17. Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais das frações {% argila (○), % silte (●) e % areia (●)} e teóricos {% argila (---), % silte (—) e % areia (—)} dos dois sítios experimentais.

Coincidentemente, as percentagens de silte nos dois sítios apresentaram os maiores valores de J , 43,9 e 48,8 para o NF e o LA, respectivamente. Se o objetivo for separar no campo subunidades homogêneas baseadas na textura, por exemplo, áreas circulares com

diâmetros de 43,9 e 48,8 metros no NF e no LA, respectivamente, poderiam ser amostradas e tratadas individualmente.

A Figura 18 mostra, através dos mapas de contorno, o comportamento espacial das componentes texturais, construídos a partir dos parâmetros dos semivariogramas escalonados (Fig. 17) nos dois sítios experimentais. Verifica-se que os mapas no NF têm valores com amplitude de 10 a 20 % de argila, 18 a 32 % de silte e 44 a 68 % de areia, respectivamente. Enquanto que no LA os mapas possuem valores variando de 20 a 30 % de argila, 17 a 27 % de silte e 49 a 57 da fração de areia. Numa primeira análise, de forma puramente visual, pode-se afirmar que os mapas das componentes texturais no NF apresentam, entre si, distribuições espaciais mais semelhantes do que no LA. Diferenciando apenas pelo fato de que os mapas da fração de areia apresentam padrão espacial inverso em relação aos outros dois componentes, ou seja, com valores aumentando de SW para NE[†] para o NF.

Os parâmetros representativos da curva granulométrica, ou seja, os parâmetros N e D_g (Eq. (2.26)) nos dois locais, foram ajustados com uma função de distribuição normal (Tabela 7) significativo a 5% de probabilidade. Os valores de CV permitem classificar os resultados como de baixa variabilidade conforme Warrick & Nielsen (1980), com exceção do D_g no NF que apresentou média variabilidade (CV = 24,35%).

Tabela 7. Estatística dos parâmetros de $F(D)$

Parâmetros	N_{VD}	μ	σ	C.V. (%)	Distribuição
NF					
N	80	2,59	0,20	7,64	Normal
D_g (μm)	80	489,21	119,14	24,35	Normal
LA					
N	81	2,53	0,01	3,58	Normal
D_g (μm)	81	856,09	90,67	10,59	Normal

N_{VC} é o número de observação para cada variável selecionada; μ é a média; σ é o desvio padrão e C.V. é o coeficiente de variação.

[†] Considerando EW para X e NS para Y

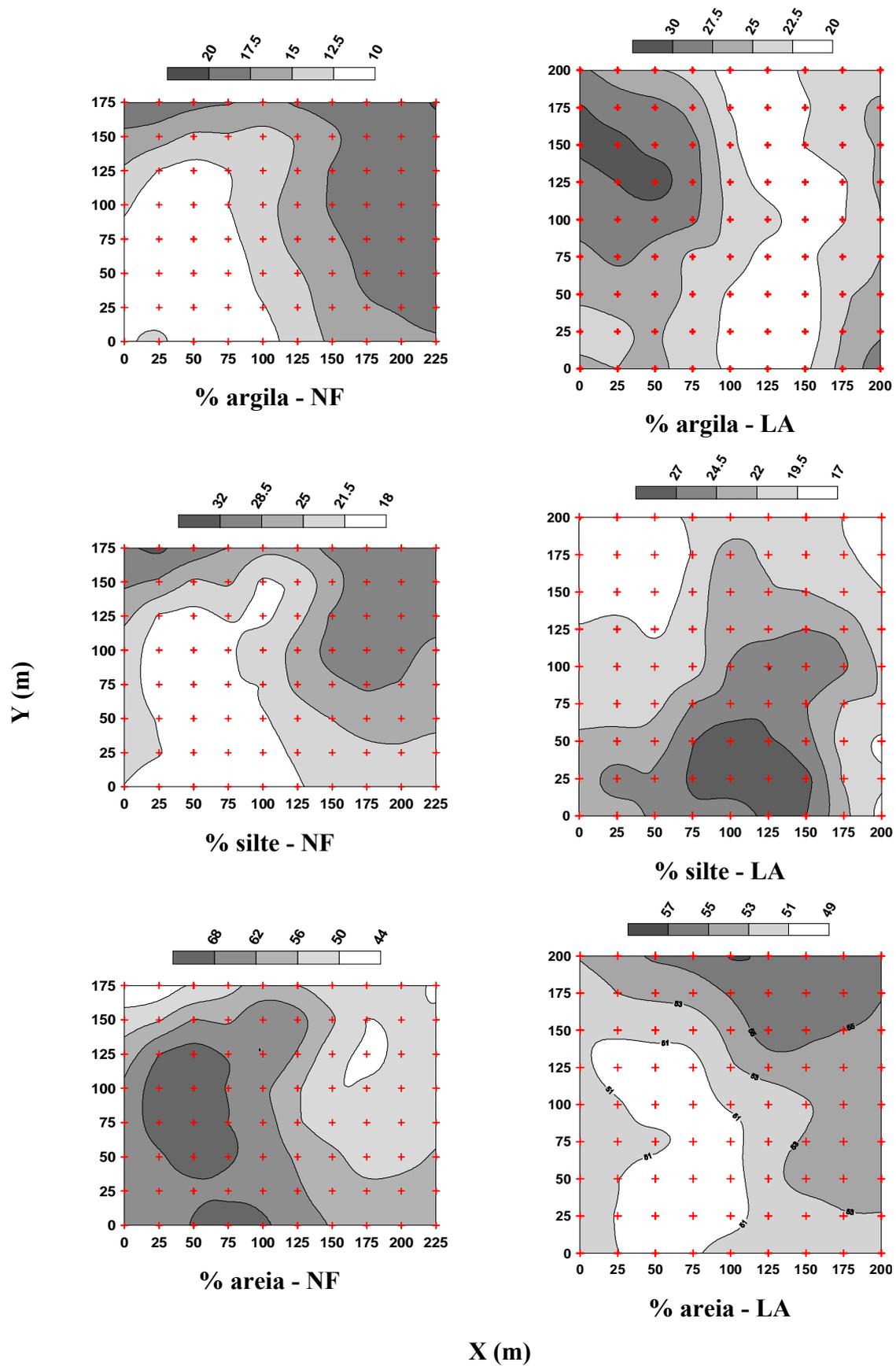


Figura 18. Mapa de isolinhas para as percentagens de argila, silte e areia no NF e no LA.

Lassabatère et al. (2004) utilizaram o mesmo procedimento (Eq. 2.26) para obter N e D_g em três solos diferentes: um solo siltoso extremamente fino (Roujan); um solo estruturado com partículas maiores que 2 mm (Django Reinhardt) e um solo com aspectos texturais e estruturais intermediários aos dois primeiros solos (Chernobyl). Os valores de N encontrados foram iguais a 2,42, 3,92 e 3,48 para Roujan, Chernobyl e Django Reinhardt, respectivamente. Para D_g , esses autores encontraram valores que variaram de 171, 177 e 779 μm para os respectivos solos. De Condappa & Soria (2002), analisando situações texturais extremas, encontraram valores de N iguais a 2,79 (para um solo arenoso de Grenoble) e 2,22 (para um solo argiloso - Yolo Light Clay).

Os valores de N e D_g encontrados para os dois solos estão em concordância com os valores encontrados por esses autores. O valor médio de D_g do Latossolo Amarelo (Tabela 7), por exemplo, é bem próximo ao de Django Reinhardt. Esses solos têm em comum, a presença de estruturas maiores do que 2 mm. Em toda a superfície do Latossolo Amarelo, observam-se estruturas do tipo granular com diâmetros maiores do que 2 mm. No Neossolo Flúvico, o valor médio de D_g é praticamente a metade do valor encontrado no LA. Porém, a sua amplitude e o seu coeficiente de variação são maiores. Isso é explicado pela variação textural desse solo (Tabela C5 e C7 no ANEXO C). Por esta razão, encontraram-se situações semelhantes àquelas estudadas por Lassabatère et al. (2004).

Os valores médios de N (Tabela 7) para os dois sítios, tiveram valores bem próximos ao de Django Reinhardt. Os valores extremos de N no NF (vide Tabela C.5 do ANEXO C), pertencem a dois solos de textura franca e arenosa, respectivamente. Situações que se assemelham àquelas estudadas, tanto por Lassabatère et al. (2004), como também por De Condappa & Soria (2002).

Os resultados da análise geoestatística (Tabela 8 e Figura 19) mostraram que os parâmetros de $F(D)$ apresentaram dependência espacial moderada (entre 25 e 75 %, de acordo com Cambardella et al. (1994)). A variabilidade para distâncias pequenas e as incertezas experimentais no NF e LA (valores de C_0 na Tabela 8) estão em torno de 60 e 39 % da variância total, respectivamente.

Tabela 8. Geoestatísticos dos parâmetros de $F(D)$

Parâmetros	Modelo	C_0	C_1	A (m)	J (m)
NF					
N	Esférico	0.56	0.42	72.0	22.9
D_g (μm)	Esférico	0.64	0.35	60.0	16.5
LA					
N	Esférico	0.47	0.53	129.6	42.0
D_g (μm)	Esférico	0.31	0.69	73.5	27.4

C_0 é o efeito pepita; C_1 é a dispersão da variância; A é o alcance e J é a escala integral.

O maior alcance foi observado para N do LA. Correspondendo a pouco mais de 60 % da distância máxima. Para os demais parâmetros, a dependência espacial entre as amostras atingiu um pouco mais do que 30 % da distância máxima ($L_{\text{max}} = 200$ m) (Figura 19). Em relação a J , verifica-se que os seus valores são aproximadamente um terço dos seus alcances. Exceto para N no LA, que foi quatro vezes menor. O início da zona de pura aleatoriedade para N no NF é menor que no LA.

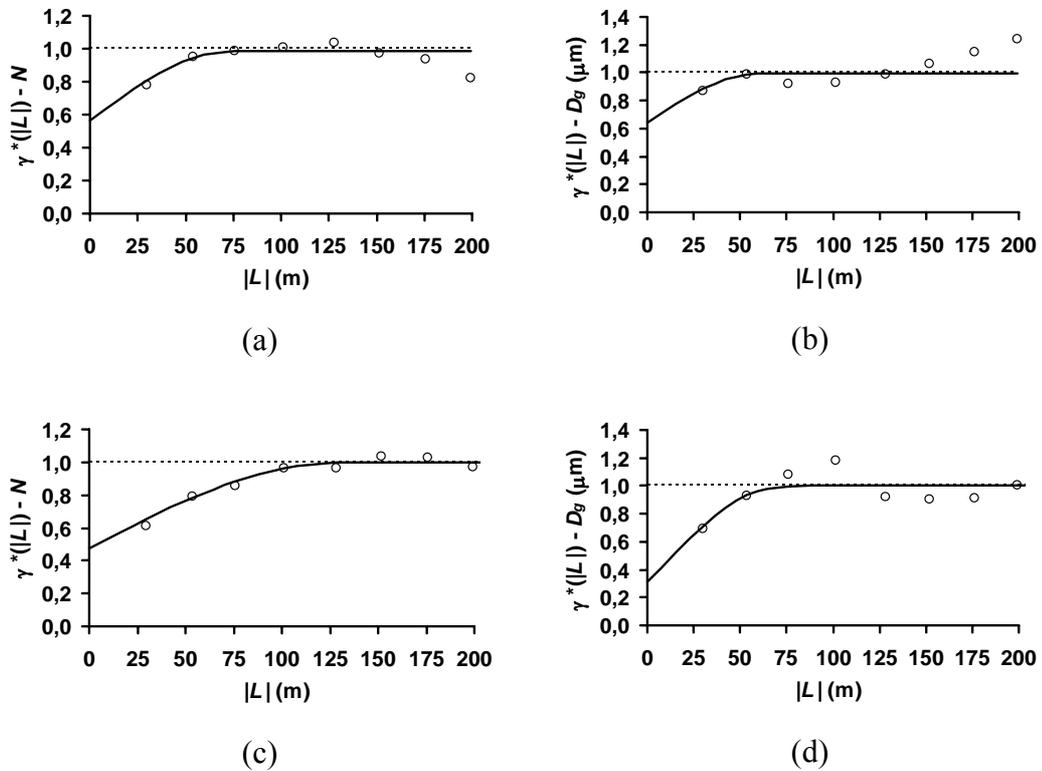


Figura 19. Semivariogramas normalizados (escaloados) experimentais de N e D_g no NF (a e b) e LA (c e d).

Os testes de infiltração (Fig. 20) estão agrupados de acordo com a textura do solo (Fig. 16). Por exemplo, 55 % dos testes de infiltração no NF foram conduzidos na classe **FAr** (Figs. 20a, 20b e 20c), enquanto que 71,6 % dos testes realizados no LA foram conduzidos na classe **FAAr** (Figs. 20d, 20e e 20f). As comparações das lâminas de água medidas, nas diferentes classes texturais, demonstram diferenças qualitativas dos efeitos texturais e estruturais no fluxo de água.

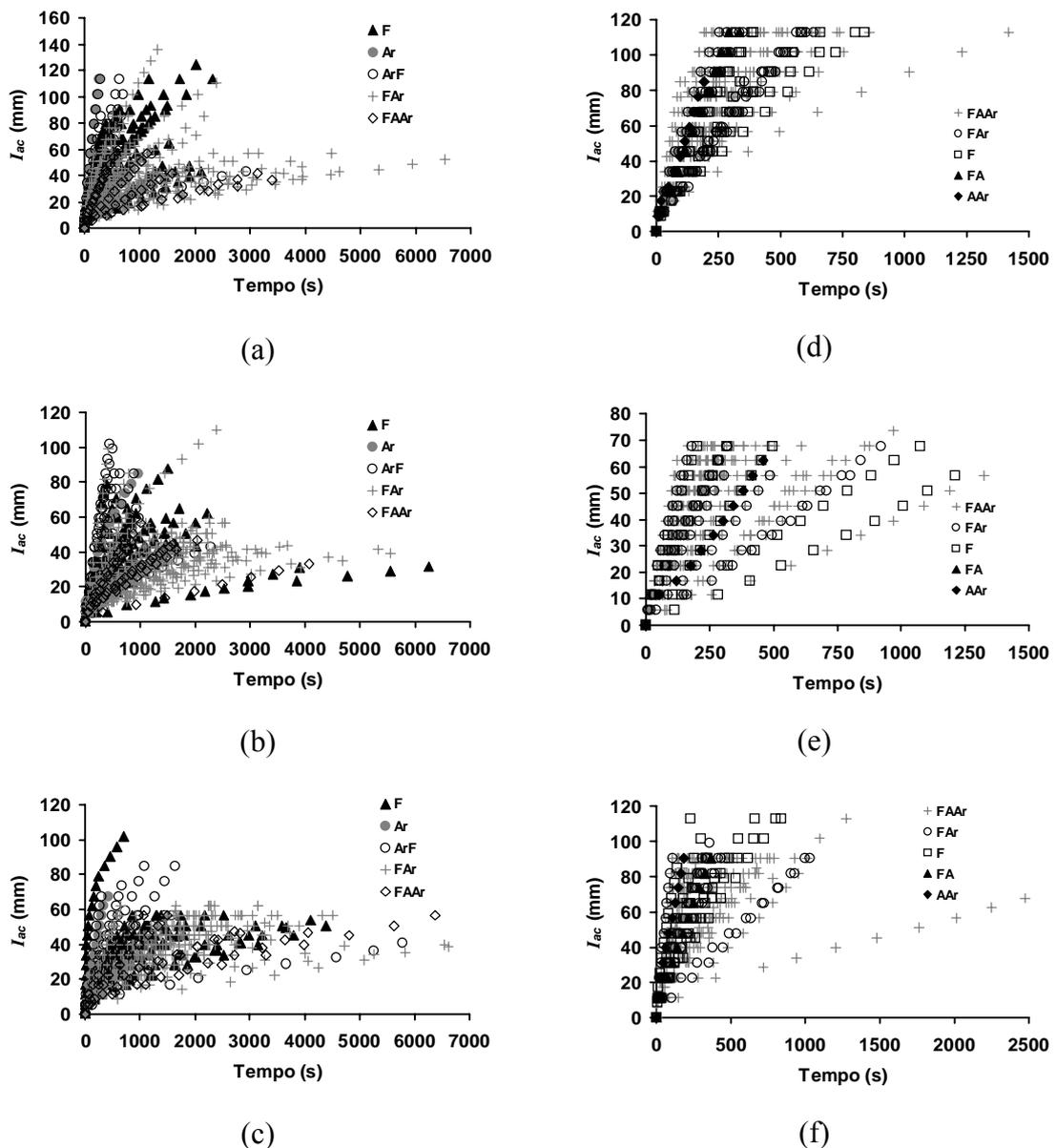


Figura 20. Infiltrações acumuladas em função do tempo para os dois sítios experimentais: NF - (a) abril, (b) junho e (c) dezembro de 2001 e LA - (d) fevereiro, (e) maio e (f) setembro de 2002.

Na maioria dos ensaios no NF, a duração da infiltração variou de 200 até 4000 s para uma variação de lâmina acumulada de 120 a 40 mm, respectivamente, no mês de abril (Fig. 20a); de 200 até 4000 s para uma variação de lâmina de 80 a 40 mm, respectivamente, no mês de junho (Fig. 20b) e de 1500s para 60mm da lâmina acumulada, no mês de dezembro (Fig. 20c). A duração média da infiltração no LA foi em torno de 500 s para 120 mm do total da lâmina acumulada, no mês de fevereiro, de 275 s para 70 mm, no mês de maio e de 500 s para 90 mm, no mês de setembro (Figs. 20d, 20e e 20f). Dessa forma, é possível observar uma variabilidade mais significativa dos fluxos de infiltração no sítio do NF, onde os dados texturais foram mais variáveis. Isto pode ser interpretado como um efeito mais importante da heterogeneidade local. Entretanto, a dispersão observada na infiltração no solo NF, dar a entender que o efeito da estrutura do solo, e sua própria distribuição no espaço foram sobrepostos na distribuição espacial textural. Este efeito pode estar associado com a ativação hidráulica dos macroporos, durante a infiltração com pressão zero, em um solo arado com elevados teores de silte e argila.

4.2. Variação espacial e temporal das propriedades hidráulicas dos dois sítios

Propriedades físico-hídricas – (ρ_d , θ_0 , θ_s)

Como o grau de variabilidade é dependente da natureza das propriedades que estão sendo examinadas, as diferentes propriedades do solo foram agrupadas de acordo com critérios utilizados por Warrick & Nielsen (1980), ou seja, em função dos seus respectivos coeficientes de variação (C.V.). Analisando dessa forma, pode-se observar que as propriedades físico-hídricas, ρ_d , θ_s e θ_0 para NF são, respectivamente, classificadas como de baixa, média e alta variação (Tabela 9). Os valores dos coeficientes de variação indicam certa homogeneidade para os três meses.

No LA, as propriedades físico-hídricas ρ_d e θ_s também apresentaram coeficientes de variação baixa e média, respectivamente (Tabela 9). Os valores médios e dos coeficientes de variação de θ_0 indicam uma certa heterogeneidade entre os três meses. Este comportamento se deve à distribuição pluviométrica em cada mês: em fevereiro e setembro (chuvas mal distribuídas), os valores médios de θ_0 são menores e os C.V. são maiores; e em maio (chuvas bem distribuídas) o valor médio de θ_0 é maior e o C.V. é menor (Tabela 9). A distribuição de frequência que melhor se ajustou aos dados foi à distribuição Normal, com nível de significância de 5% de probabilidade. Comparando-se o erro $|F(O) - F(t)|$ com o valor

admissível D_{KS} , pode-se concluir que a hipótese de normalidade (Tabelas C10 e C12 – ANEXO C).

Situações como a da Fazenda Várzea Grande, que apresenta período sazonal longo e distribuição pluviométrica irregular, necessitam de um sistema de manejo com uma única possibilidade de cultivo por ano. Como o preparo do solo ocorre no início das chuvas, suas operações são realizadas quando o solo é dito trafegável. Contudo, sob essas condições, ele ainda se encontra muito úmido, resultando assim em compactação adicional (Hakansson et al., 1988). Segundo Dias Junior (2000), a compactação presente na camada arável tende a ser aliviada pelo preparo do solo nos cultivos sucessivos. No entanto, a compactação permanece, em forma de um aumento da densidade dos agregados, refletindo estes a massa específica do solo (ρ_d) da camada compactada destruída pelo preparo. E isto é provavelmente o que ocorre no Neossolo Flúvico (Tabela 9). O valor médio da massa específica do solo em abril representa a camada compactada destruída pelo preparo do solo na forma de torrões. O fato de o solo já ter sido submetido a pressões prévias e ciclos de secagem e umedecimento durante anos, o fez adquirir em consequência, um estado de compactação mais elevado. Em seguida, no mês de junho, o valor médio de ρ_d diminuiu para $1,43 \text{ g.cm}^{-3}$, provavelmente devido a presença da planta, no período de abril a junho. Porém no mês de junho, a planta começa a entrar em declínio e não termina o seu ciclo. No mês de dezembro, o solo, praticamente, retorna ao estado original ($\rho_d = 1,50 \text{ g.cm}^{-3}$) pela reconsolidação devido aos ciclos de secagem e umedecimento que ocorreram entre junho e dezembro, o que provavelmente promoveu o aumento de ρ_d (Figura 21a).

Para verificar se existe ou não diferença significativa entre as médias mensais das propriedades físico-hídricas (ρ_d , θ_0 e θ_s) aplicou-se o teste da diferença mínima significativa (DMS) na análise da variância apresentada no ANEXO D.

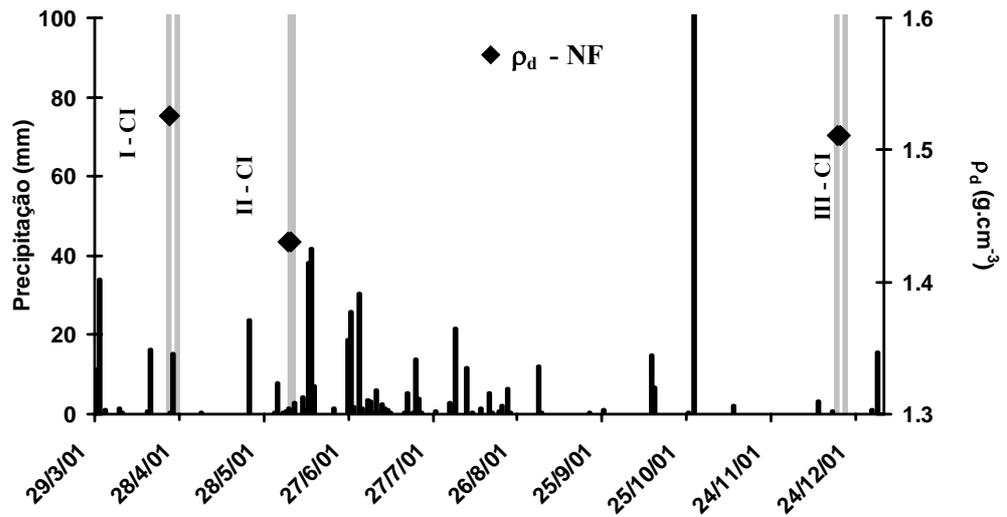
De acordo com os resultados obtidos para o NF, pode-se concluir que: i) com relação a ρ_d , apenas o contraste (diferenças entre as médias mensais - \hat{G}) entre abril e dezembro não foram significativos ao nível de 5% de probabilidade, ou seja, a massa específica nesses dois meses apresentaram valores semelhantes. Os outros dois contrastes foram significativos ao nível de 5% de probabilidades, ou seja, os valores médios da ρ_d em abril difere dos valores de junho, e os valores médios da ρ_d em junho difere dos valores de setembro; ii) com relação a θ_0 , houve diferença significativa ao nível de 5 % de probabilidade para todos os contrastes (\hat{G}) iii) com relação a θ_s , apenas o contraste (\hat{G}) entre abril e dezembro não foram significativos ao

nível de 5% de probabilidade, ou seja, os valores médios de θ_s não são diferentes estatisticamente (vide Figura D1 – ANEXO D).

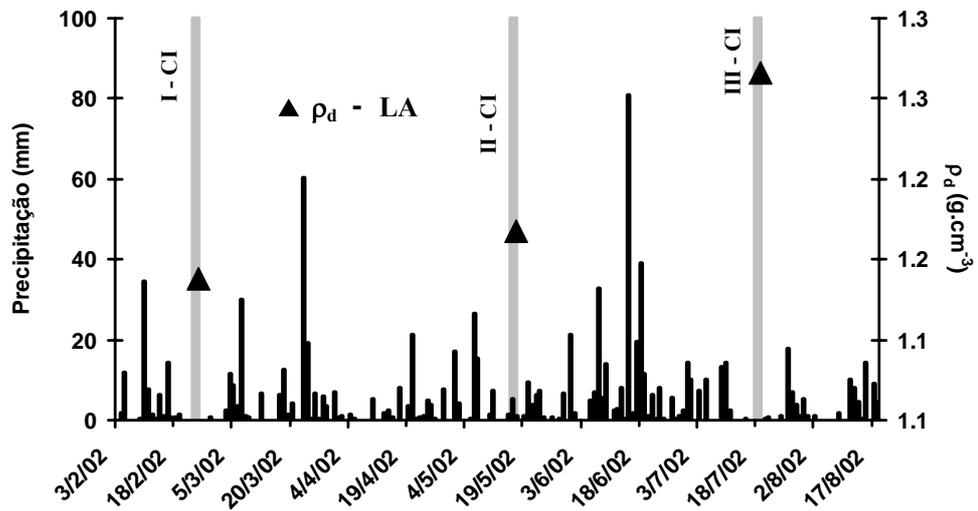
Tabela 9. Estatística das propriedades físico-hídricas.

Períodos	N_{VC}	μ	σ	C.V. (%)
NF				
ρ_s (g.cm⁻³)				
abril	75	1,530	0,160	10,44
junho	67	1,430	0,140	9,79
dezembro	71	1,502	0,145	9,65
θ_0 (cm³.cm⁻³)				
abril	75	0,065	0,041	63,39
junho	67	0,043	0,026	58,89
dezembro	71	0,030	0,020	66,21
θ_s (cm³.cm⁻³)				
abril	75	0,390	0,059	15,18
junho	67	0,417	0,066	15,82
dezembro	71	0,369	0,069	18,69
LA				
ρ_d (g.cm⁻³)				
fevereiro	72	1,138	0,062	5,46
maio	45	1,168	0,089	7,59
setembro	55	1,266	0,079	6,21
θ_0 (cm³.cm⁻³)				
fevereiro	72	0,067	0,031	46,71
maio	45	0,150	0,018	12,30
setembro	55	0,118	0,033	27,71
θ_s (cm³.cm⁻³)				
fevereiro	72	0,459	0,049	10,70
maio	45	0,462	0,056	12,03
setembro	55	0,487	0,068	13,97

N_{VC} é o numero de observação para cada variável selecionada; μ é a média; σ é o desvio padrão e C.V. é o coeficiente de variação.



a)



b)

Figura 21. Distribuição pluviométrica e comportamento da massa específica no Neossolo Flúvico em 2001 (a) e do Latossolo Amarelo em 2002 (b). CI – Campanhas de infiltração.

Para os valores médios de ρ_d no LA, observa-se o mesmo comportamento de reconsolidação pelas forças naturais citado por Green et al. (2003), que corresponde a um aumento gradual da massa específica do solo, após o preparo do mesmo, tendendo ao seu valor original, isto é, antes do preparo (Figura 21b). Neste caso, só não existiu diferença significativa para a massa específica do solo entre os meses de fevereiro e maio ($\hat{G} < DMS$). Assim como no NF, os valores de θ_0 no LA foram estatisticamente diferentes para todos os contrastes (\hat{G}). Com relação a θ_s , as médias só diferiram estatisticamente entre fevereiro e setembro (Figura D2 – ANEXO D).

Os semivariogramas experimentais normalizados correspondentes as propriedades físico-hídricas (ρ_d , θ_0 e θ_s) para NF e LA, são apresentados nas Figura 22 e 23, respectivamente. Os melhores ajustes, quando encontradas estruturas de correlação espacial, foram obtidos por modelos esféricos (Figura 22 e 23).

A massa específica do solo, ρ_d , nos três meses do NF (Fig. 22a) apresentou dependência espacial. Na Figura 22b são apresentados os semivariogramas correspondentes aos valores de θ_0 para os três meses. Somente o mês de abril apresentou dependência espacial verificada pelo semivariograma. No mês de junho, o semivariograma experimental, traduz a inexistência de correlação espacial entre pontos amostrados, indicando aspecto de pura aleatoriedade. Neste caso, o efeito pepita poderia ser caracterizado melhor se medições com espaçamentos inferiores a 25 m tivessem sido realizadas. Os semivariogramas para θ_s apresentaram estruturas de variância nos meses de abril e dezembro. No mês de junho θ_s não apresentou estrutura de variação, e assim como θ_0 também necessita de medições com espaçamentos inferiores a 25 m, para que o efeito pepita possa ser caracterizado (Figura 22c).

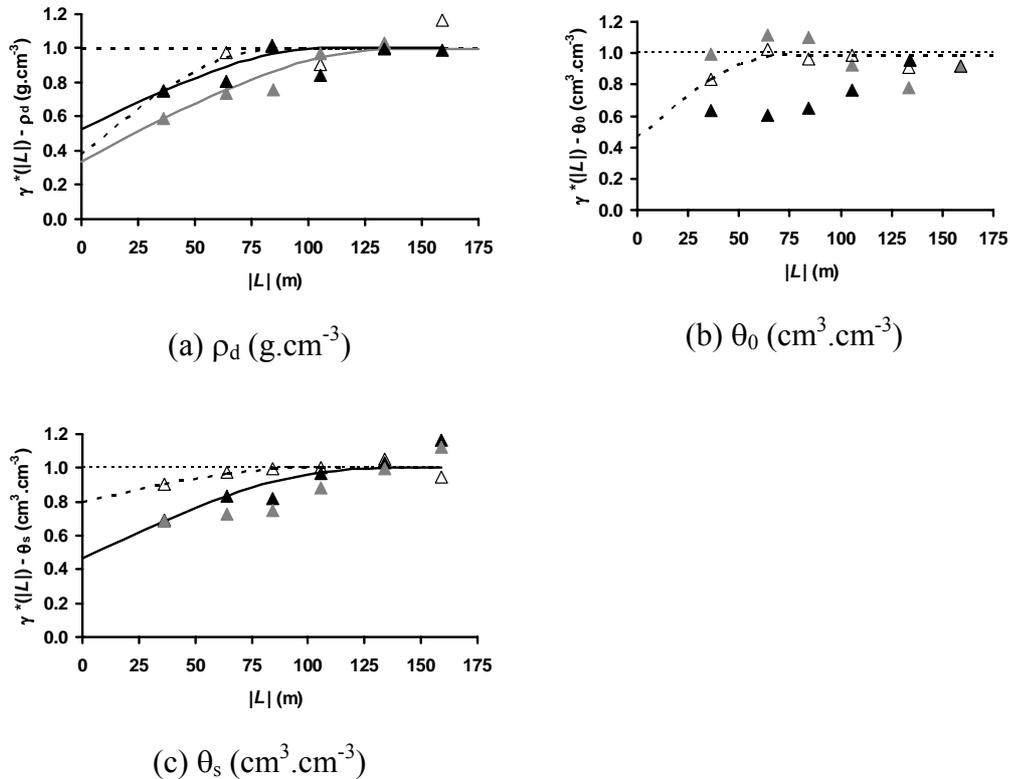


Figura 22. **NF**: Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais {abril (Δ), junho (\blacktriangle) e dezembro (\blacktriangle)} e teóricos {abril (---), junho (—) e dezembro (—)} das propriedades físico-hídricas.

No LA, a propriedade ρ_d também apresentou dependência espacial para os três meses. Enquanto que θ_s só mostrou ser dependente espacialmente nos meses de maio e setembro (Fig. 23c). A propriedade θ_0 só apresentou uma dependência espacial depois da colheita, quando o solo se encontrava em pousio (Fig. 23b).

As variabilidades nos efeitos pepita como também a presença ou a ausência de dependência espacial, estão possivelmente relacionadas ao manejo do solo, aos ciclos de estiagem e umedecimento do solo, a distribuição e a intensidade pluviométrica e a presença ou ausência da planta. Tudo isso causa uma modificação na estrutura da parcela, e conseqüentemente, reflete-se nas propriedades físico-hídricas, podendo resultar em diferentes configurações espaciais. Outro aspecto importante deve-se a reprodutibilidade dos pontos amostrados. Neste caso, a representatividade das propriedades físico-hídricas deve ter sido comprometida pelos tamanhos das amostras e das distâncias entre amostragens de solos.

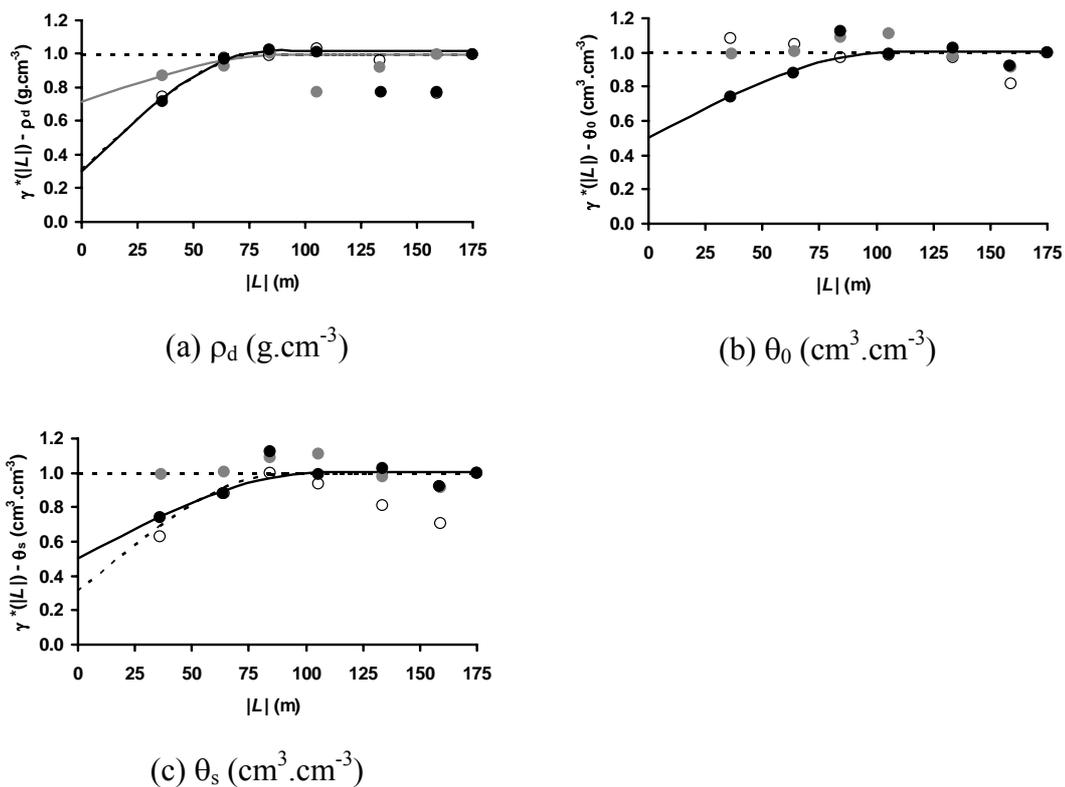


Figura 23. **LA**: Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais das propriedades físico-hídricas {fevereiro (\circ), maio (\bullet) e setembro(\bullet)}.

Os parâmetros dos semivariogramas normalizados são apresentados na Tabela 10. Para ρ_d no NF e LA, o alcance A foi sempre menor para o primeiro mês, ou seja, abril para NF

e fevereiro para LA, enquanto para o segundo mês foi sempre maior. No LA, nos meses de fevereiro e setembro os valores de A foram praticamente os mesmo, 82 e 84 m, respectivamente.

Tabela 10: Geoestatística das propriedades físico-hídricas.

Parâmetros	Modelos	C_0	C_1	A (m)	J (m)
NF					
abril					
ρ_d	Esférico	0,37	0,63	84,0	29,8
θ_0	Esférico	0,46	0,53	70,0	24,2
θ_s	Esférico	0,79	0,21	100,0	20,3
junho					
ρ_d	Esférico	0,34	0,66	140,0	50,9
θ_0	*	—	—	—	—
θ_s	*	—	—	—	—
dezembro					
ρ_d	Esférico	0,53	0,47	110,0	33,6
θ_0	*	—	—	—	—
θ_s	Esférico	0,47	0,53	128,0	41,8
LA					
Fevereiro					
ρ_d	Esférico	0,31	0,69	82,00	30,45
θ_0	*	—	—	—	—
θ_s	Esférico	0,30	0,70	92,00	34,32
Mai					
ρ_d	Esférico	0,72	0,28	96,00	22,82
θ_0	*	—	—	—	—
θ_s	*	—	—	—	—
Setembro					
ρ_d	Esférico	0,30	0,72	84,00	29,83
θ_0	Esférico	0,50	0,50	109,00	33,68
θ_s	Esférico	0,50	0,50	109,00	33,68

C_0 é o efeito pepita; C_1 é a dispersão da variância; A é o alcance e J é escala integral. * Comportamento aleatório.

A Figura 24 mostra os mapas de isolinhas das propriedades físico-hídricas ρ_d e θ_0 do NF. Verifica-se que os mapas de ρ_d têm valores com amplitude de 1,30 a 1,75 g.cm⁻³ em abril, 1,22 a 1,56 g.cm⁻³ em junho e 1,34 a 1,66 g.cm⁻³ em dezembro (Figuras 24a, 24b e 24c, respectivamente). Para os mapas de θ_0 os valores variaram de 0,01 a 0,15 cm³.cm⁻³ em abril, de 0,01 a 0,13 cm³.cm⁻³ em junho e de 0,01 a 0,11 em dezembro (Figuras 24d, 24e e 24f, respectivamente). Os mapas para as umidades na saturação, θ_s , estão apresentados na Figura 25. Nestes mapas, a propriedade variou de 0,29 a 0,47 cm³.cm⁻³ em abril, de 0,28 a 0,52 cm³.cm⁻³ em junho e de 0,22 a 0,46 em dezembro (Figuras 25a, 25b e 25c, respectivamente).

Numa análise visual, verifica-se que os mapas referentes à massa específica do solo (Figura 24a, 24b e 24c) apresentaram padrão espacial parecidos com o da percentagem de areia (Fig. 18), e que os compartimentos mais arenosos correspondem às regiões mais densas. E reciprocamente, os compartimentos menos arenosos correspondem às regiões menos densas. Os mapas de umidade inicial, θ_0 , apresentam comportamentos aleatórios, principalmente nos meses de junho e dezembro (Fig. 24d e 24e). Entre esses meses, os ciclos de umedecimento e secagem do solo ocorreram com maior frequência e em intervalos relativamente curtos (Figura 21). Depois de julho, há uma alternância menor entre os ciclos de umedecimento e secagem e os períodos de estiagem vão aumentando gradativamente até dezembro. Por esta razão, em dezembro, na superfície interpolada predominam valores de θ_0 menores do que 0,04 cm³.cm⁻³ (Figura 24f).

Os procedimentos de validação dos modelos de semivariograma esféricos para θ_s foi feito usando o processo “Jack-Knifing” (Vauclin et al., 1983). Esta propriedade foi escolhida por apresentar diferentes valores de C_0 . As análises estatísticas dessa propriedade em abril conduziram a erros médios de -0,009 e variâncias de 1,004, os quais são suficientemente próximos de zero e de 1, respectivamente. Em dezembro, as análises estatísticas conduziram a erros médios próximos de zero (0,013), porém a variância foi ligeiramente maior do que 1 (1,125). Com base no modelo esférico, conforme apresentado na Figura 22c, e utilizando-se as medidas de campo, pôde-se mapear as propriedades hidráulicas para a área em estudo. Neste caso, utilizou-se a metodologia da Krigagem, a qual é recomendada para interpolações de precisão (Figura 24). A incerteza na interpolação gerada pode ser avaliada através do mapeamento das variâncias de Krigagem (Mackay & O’Connell, 1991) (Figuras 24d e 24e). As regiões de variância baixa tem valor próximos a 0,0035 e 0,0030, para abril e dezembro respectivamente (Figura 24d e 24e). Relacionado esses valores com a σ^2 de cada mês (Tabela 9), obtém-se valores normalizados da variância de Krigagem ($(\sigma_{KR})^2/\sigma^2$) (1,005 em abril e

0,630 em dezembro). Neste caso, observa-se que as regiões de variância baixa para abril têm valores próximos ao da variância da população, ou seja, nesse mês tem-se uma distribuição espacial completamente aleatória. Enquanto que em dezembro, as regiões de variância baixa têm valores mais próximos ao da semivariância na origem (efeito pepita) (Tabela 10 – C_0 para θ_s).

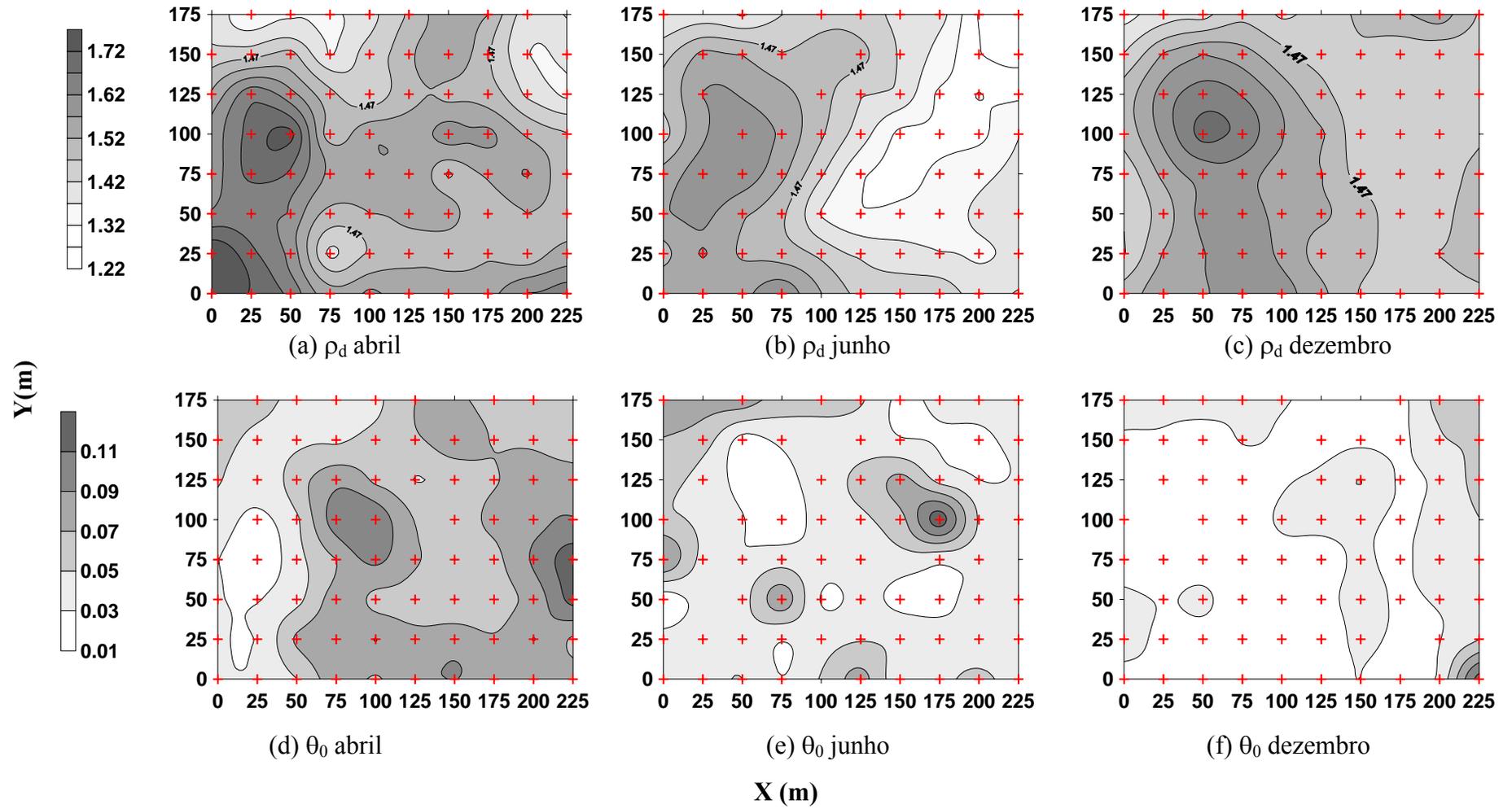


Figura 24. **NF**: Mapas de isolinhas de ρ_d ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$) e θ_0 ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$).

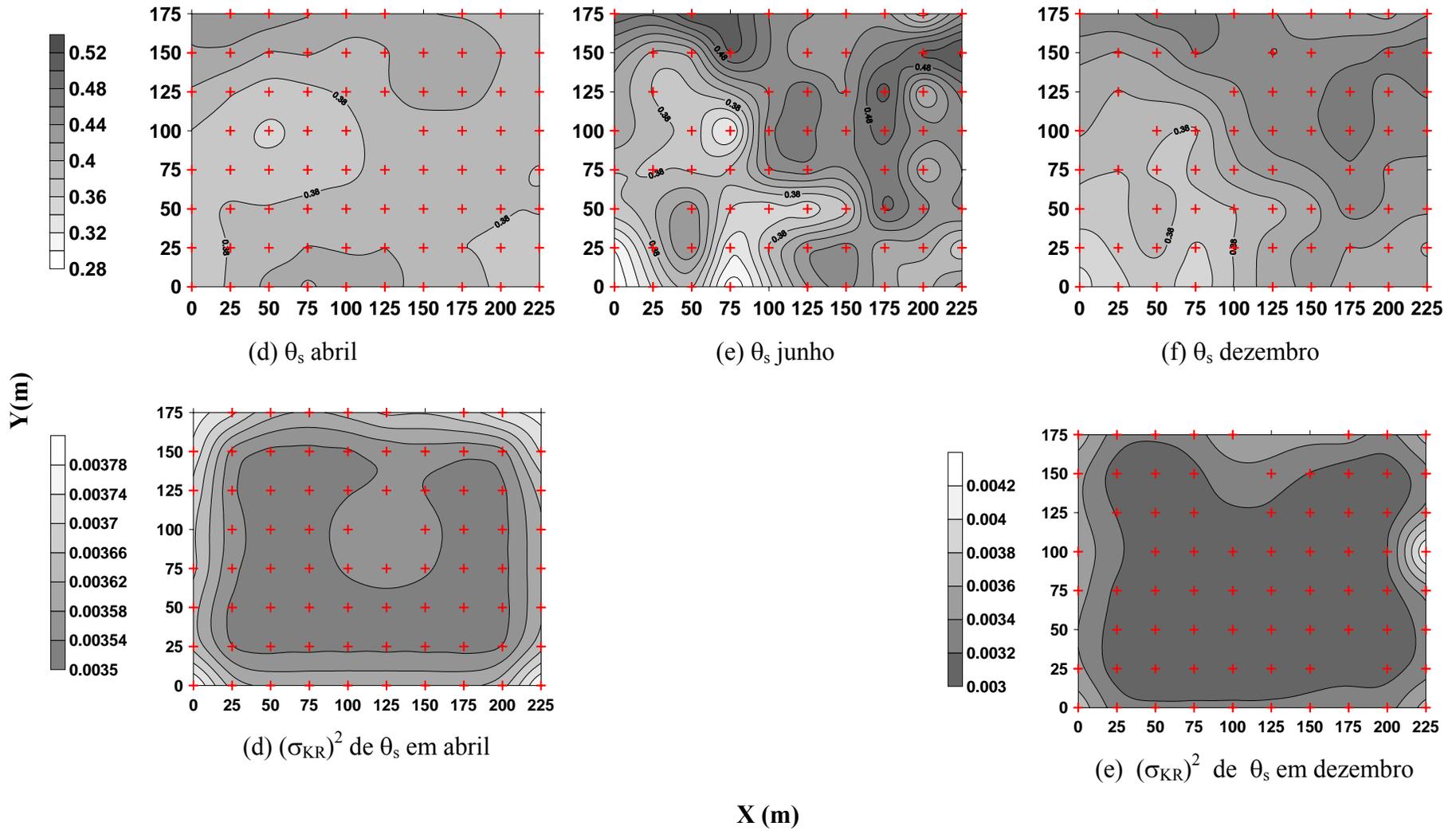


Figura 25. **NF**: Mapas de isolinhas de θ_s ($\text{cm}^{-3} \cdot \text{cm}^{-3}$) e da variância de Krigagem $(\sigma_{KR})^2$.

As Figuras 26 e 27 apresentam os mapas de isolinhas de ρ_d , θ_0 e de θ_s respectivamente do LA. Verifica-se na Figura 26, que os mapas de massa específica do solo nos três meses, apresentou variação à curta distância. Entretanto, em setembro, percebe-se um acréscimo das superfícies com valores maiores do que $1,32 \text{ g.cm}^{-3}$, com destaque para uma mancha no centro da parcela (Figura 26c). A estrutura granular (partículas secundárias ou agregados) presente na superfície do Latossolo Amarelo é bastante instável. Com o solo seco, ela é facilmente destruída pela aração e pulverizada pelo vento. Por outro lado, sob uma condição mínima de umidade no solo as partículas primárias (areia, silte e argila) podem se recompor espontaneamente para formar agregados.

Ao contrário do que acontece no NF, no LA os mapas de ρ_d (Figura. 26a, 26b e 26c) não apresentaram padrão espacial semelhantes com os das componentes texturais. E isso é devido provavelmente à instabilidade conferida pelos agregados.

Para a análise da validação cruzada, foi escolhida a propriedade ρ_d pelas mesmas razões, ou seja, pela variabilidade apresentada nos valores de C_θ . Em maio, suas análises estatísticas conduziram erros médios de 0,006 e variâncias de 1,121, respectivamente. Enquanto que em setembro, os erros médios forma de 0,004 e as variâncias de 1,079, respectivamente. No mapeamento das variâncias de Krigagem, observa-se que as regiões de variância baixa têm valores próximos aos da varância da população (Figuras 26d e 26e) nos dois meses. E com certeza, a representatividade de ρ_d nos dois meses, foi comprometida pela reprodutibilidade dos pontos amostrados. Conforme as Figuras 26d e 26e, as regiões de variância baixa, foram àquelas com maior número de pontos amostrados.

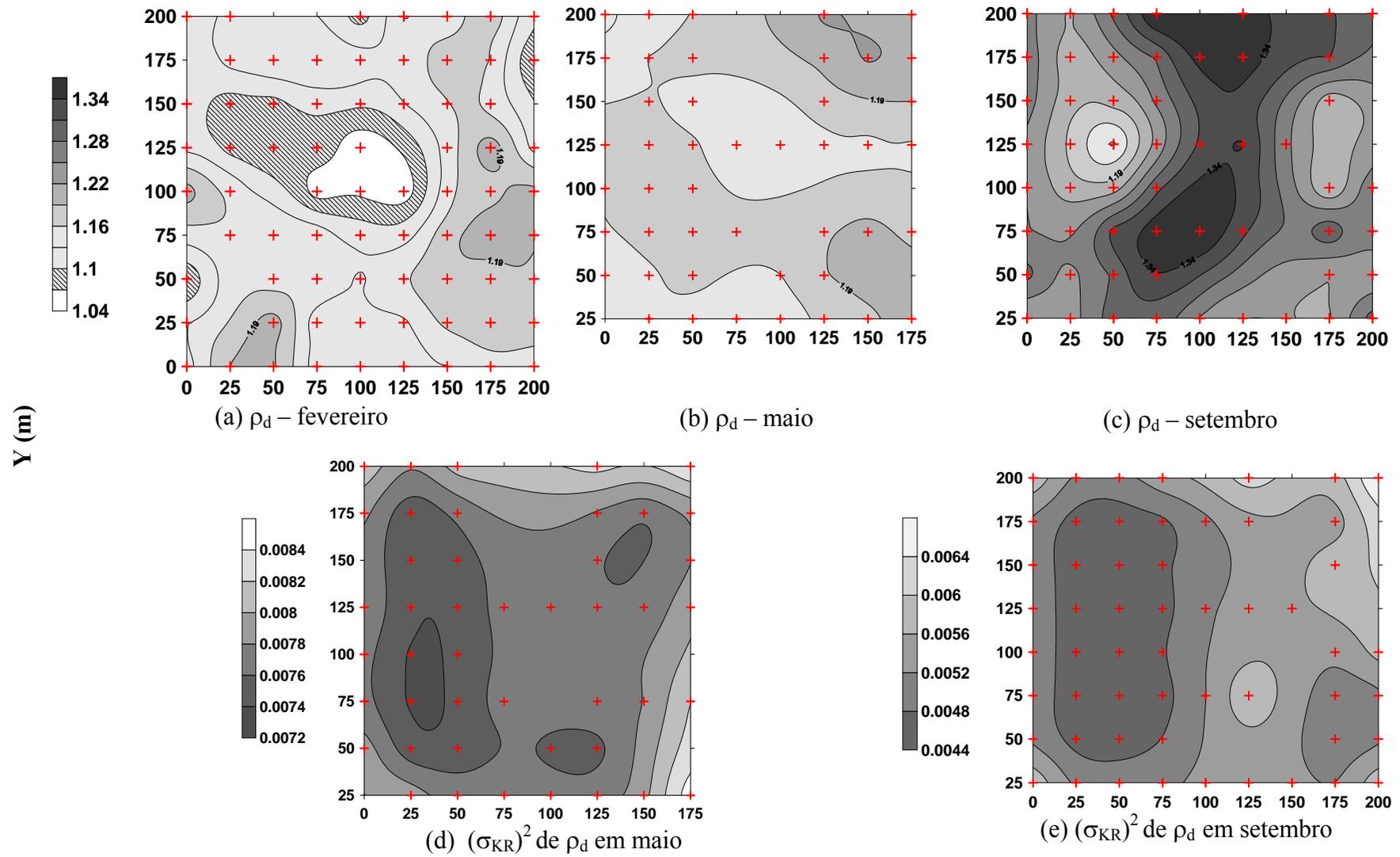


Figura 26. **LA**: Mapas de isolinhas de ρ_s ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) e da variância de Krigagem $(\sigma_{KR})^2$.

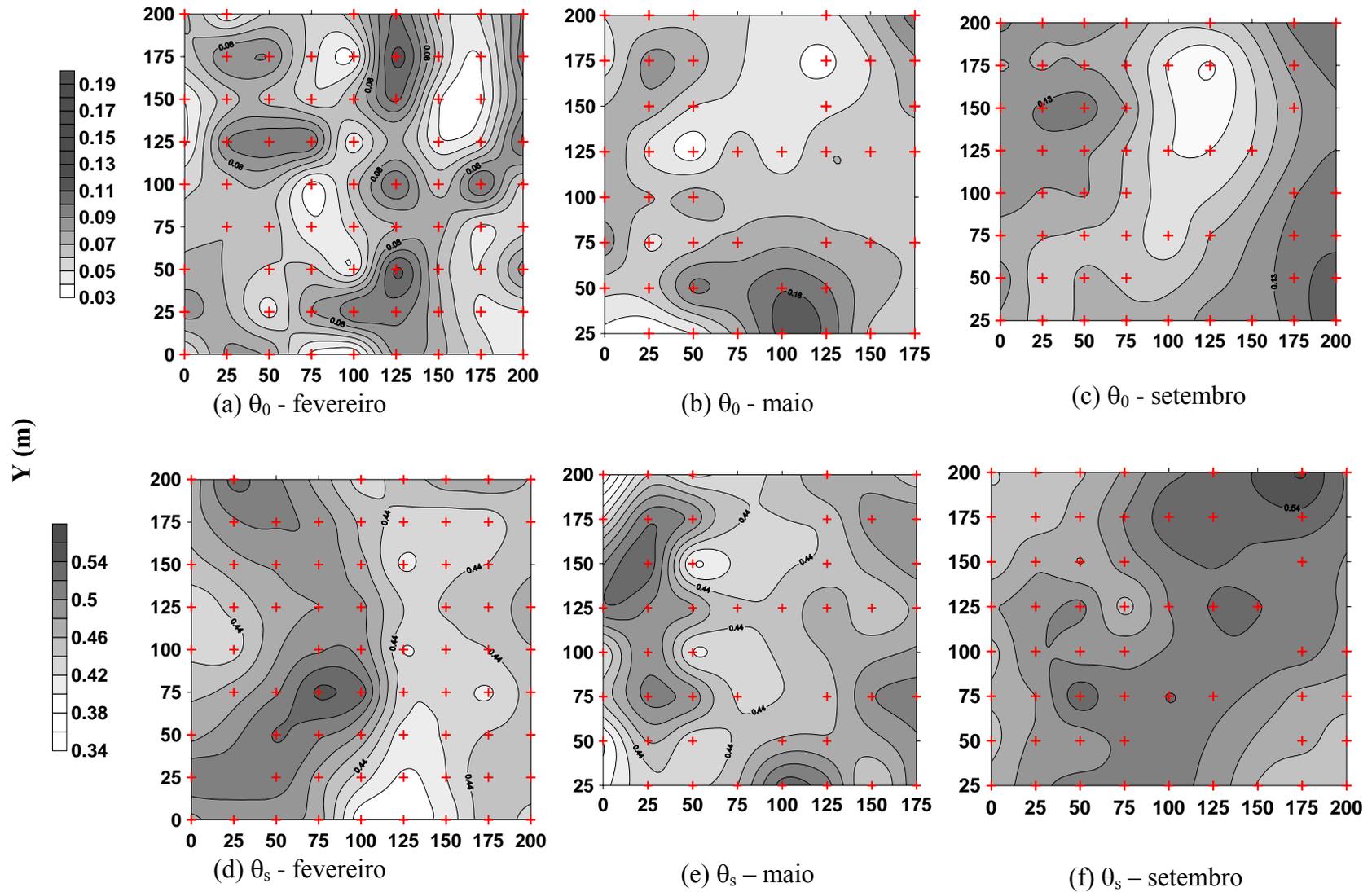


Figura 27. **LA**: Mapas de isolinhas de θ_0 ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) e θ_s ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$).

Parâmetros de forma de $h(\theta)$ e $K(\theta)$ – (n e η)

De acordo com os critérios de Warrick & Nielsen (1980), os parâmetros de formas de $h(\theta)$ e $K(\theta)$, apresentaram coeficientes de variação considerados baixos e médios, para n e η , nos dois sítios experimentais (Tabela 11).

Todos os parâmetros analisados relacionados com a textura do solo se ajustaram a uma distribuição Normal com nível de significância inferior ou igual a 5% (vide ANEXO C).

Tabela 11: Estatística dos parâmetros de forma n e η .

Períodos	N_{VC}	μ	σ	C.V. (%)
NF				
n				
abril	75	2,256	0,066	2,94
junho	67	2,247	0,065	2,87
dezembro	71	2,248	0,065	2,88
η				
abril	75	10,35	2,333	22,55
junho	67	10,59	2,322	21,94
dezembro	71	10,63	2,440	22,95
LA				
n				
fevereiro	72	2,206	0,030	1,36
maio	45	2,207	0,031	1,41
setembro	55	2,218	0,029	1,29
η				
fevereiro	72	11,71	1,636	13,97
maio	45	11,68	1,654	14,16
setembro	55	11,20	1,356	12,10

N_{VC} é o número de observação para cada variável selecionada; μ é a média; σ é o desvio padrão e C.V. é o coeficiente de variação.

De acordo com as análises de varância dos parâmetros de forma de $h(\theta)$ e $K(\theta)$ nos dois solos, chegou-se a conclusão que não existe diferença significativa, ao nível de 5% de probabilidade, pelo teste F , entre as variâncias dos três meses, ou seja, os os parâmetros n e η proporcionaram valores semelhantes (vide Tabelas D4 e D5 – ANEXO D).

Os semivariogramas normalizados correspondentes aos parâmetros n e η são apresentados nas Figuras 28. Para NF e LA, os parâmetros n e η apresentaram modelo esférico. Os parâmetros C_0 , C_1 e A são apresentados na Tabela 12.

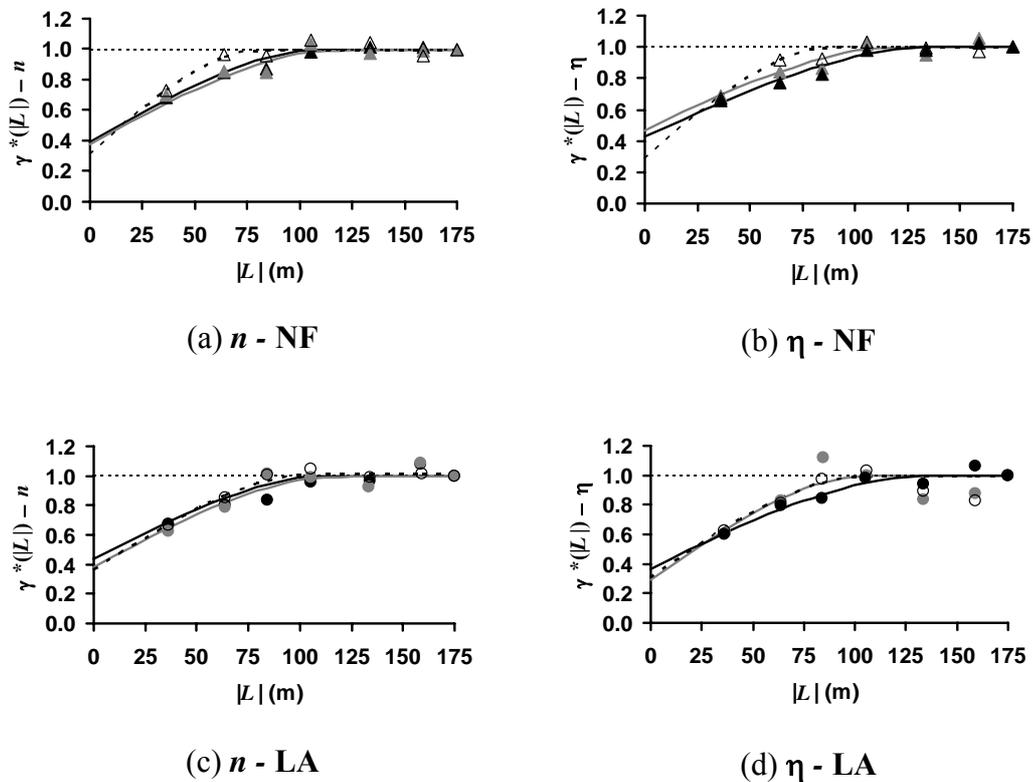


Figura 28. Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais dos parâmetros de forma n e η . **NF:** (a) e (b) {abril (Δ), junho (\blacktriangle) e dezembro (\blacktriangle)} e teóricos {abril (---), junho (—) e dezembro (—)}. **LA:** (c) e (d) {fevereiro (\circ), maio (\bullet) e setembro (\bullet)} e teóricos {fevereiro (---), maio (—) e setembro (—)}.

Os parâmetros n e η apresentaram alcances altíssimos (Figura 28 e Tabela 12). Dezembro e setembro foram os meses que apresentaram maior alcance, 140 metros para η , e abril e fevereiro foram os meses de menor alcance, 82 e 110 metros, para NF e LA, respectivamente. Coincidentemente, os valores de C_0 , analisados apresentaram dependência espacial moderada (entre 25 e 75 %, de acordo com Cambardella et al. (1994)) (Tabela 12).

Como n e η são parâmetros relacionados à textura e apresentam certa estabilidade temporal, subunidades homogêneas poderiam ser obtidas baseando-se apenas na escala integral J para o mês abril no NF e fevereiro no LA. Portanto, áreas circulares com diâmetro de 31,3 metros para n , e diâmetro de 34,5 metros para η poderiam ser amostradas e/ou

tratadas individualmente no NF, enquanto no LA, áreas com diâmetros de 37,2 metros para n , e de 40,8 metros para η (Tabela 12).

Tabela 12. Geoestatística dos parâmetros de forma n e η .

Parâmetros	C_0	C_I	A (m)	J (m)
NF				
abril				
n	0,30	0,70	84,0	31,3
η	0,28	0,72	91,0	34,5
junho				
n	0,38	0,62	124,0	43,7
η	0,47	0,53	124,0	40,4
dezembro				
n	0,39	0,61	116,0	40,6
η	0,43	0,57	140,0	47,4
LA				
fevereiro				
n	0,36	0,65	110,0	37,2
η	0,31	0,69	110,0	40,8
maio				
n	0,38	0,62	124,0	43,7
η	0,29	0,71	110,0	41,4
setembro				
n	0,44	0,56	118,0	39,5
η	0,36	0,64	140,0	50,0

C_0 é o efeito pepita; C_I é a dispersão da variância; A é o alcance e J é escala integral.

Nos mapas de isolinhas, observa-se uma relação inversa entre n e η para NF e LA (Figuras 29 e 30). Esta relação inversa se deve ao próprio formalismo matemático para obter η (Eq. 2.32). Uma maior variabilidade na direção NS para ambos os parâmetros é observada no NF (Figura 29). Para este caso, existe uma semelhança entre os mapas desses parâmetros e os das três componentes texturais (Figura 18). Ao contrário do que ocorre no NF, no LA os mapas de n e η assemelham-se apenas ao mapa da fração de silte (Figura 18).

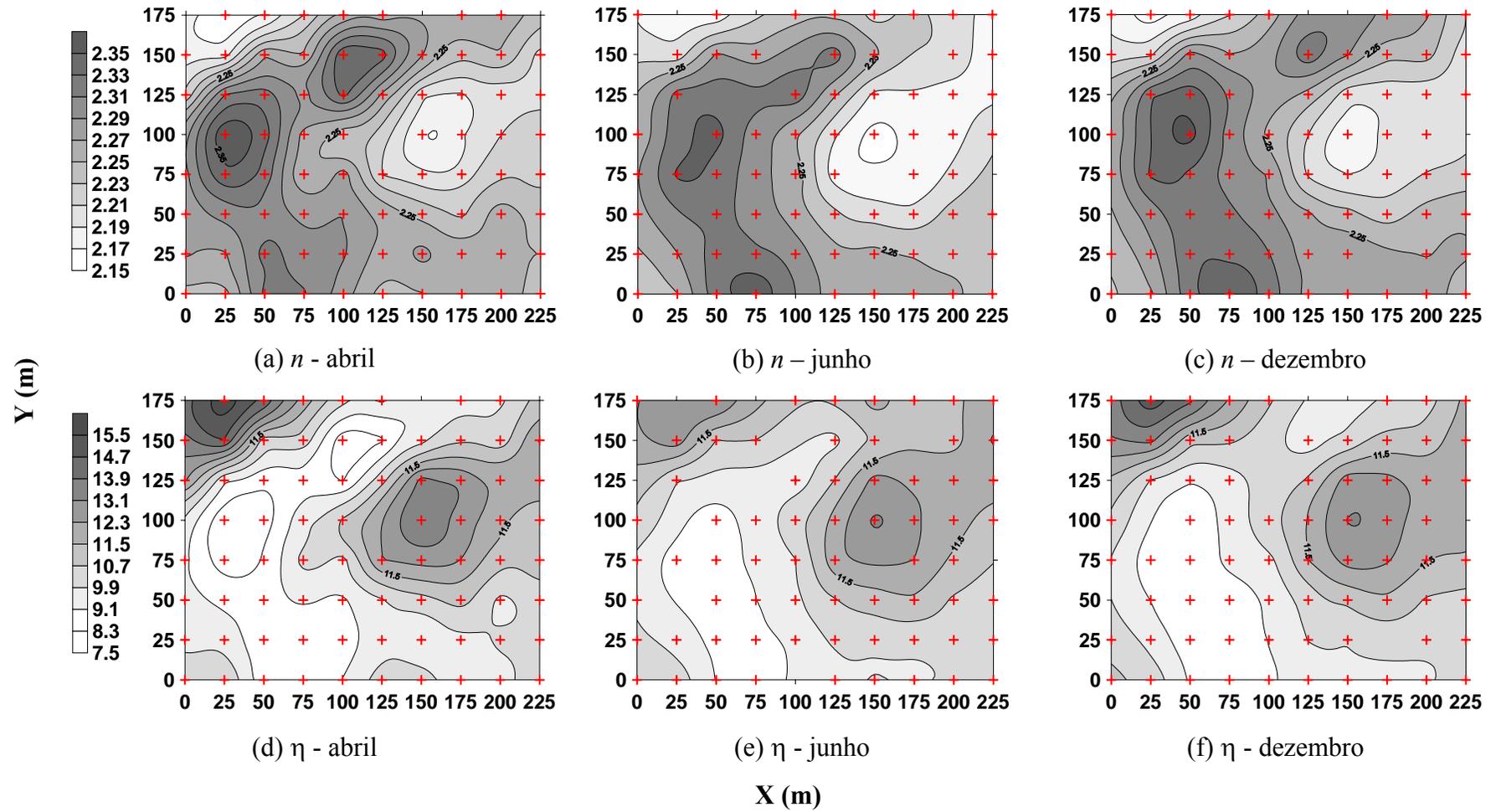


Figura 29. **NF**: Mapas de isolinhas dos parâmetros de forma n e η .

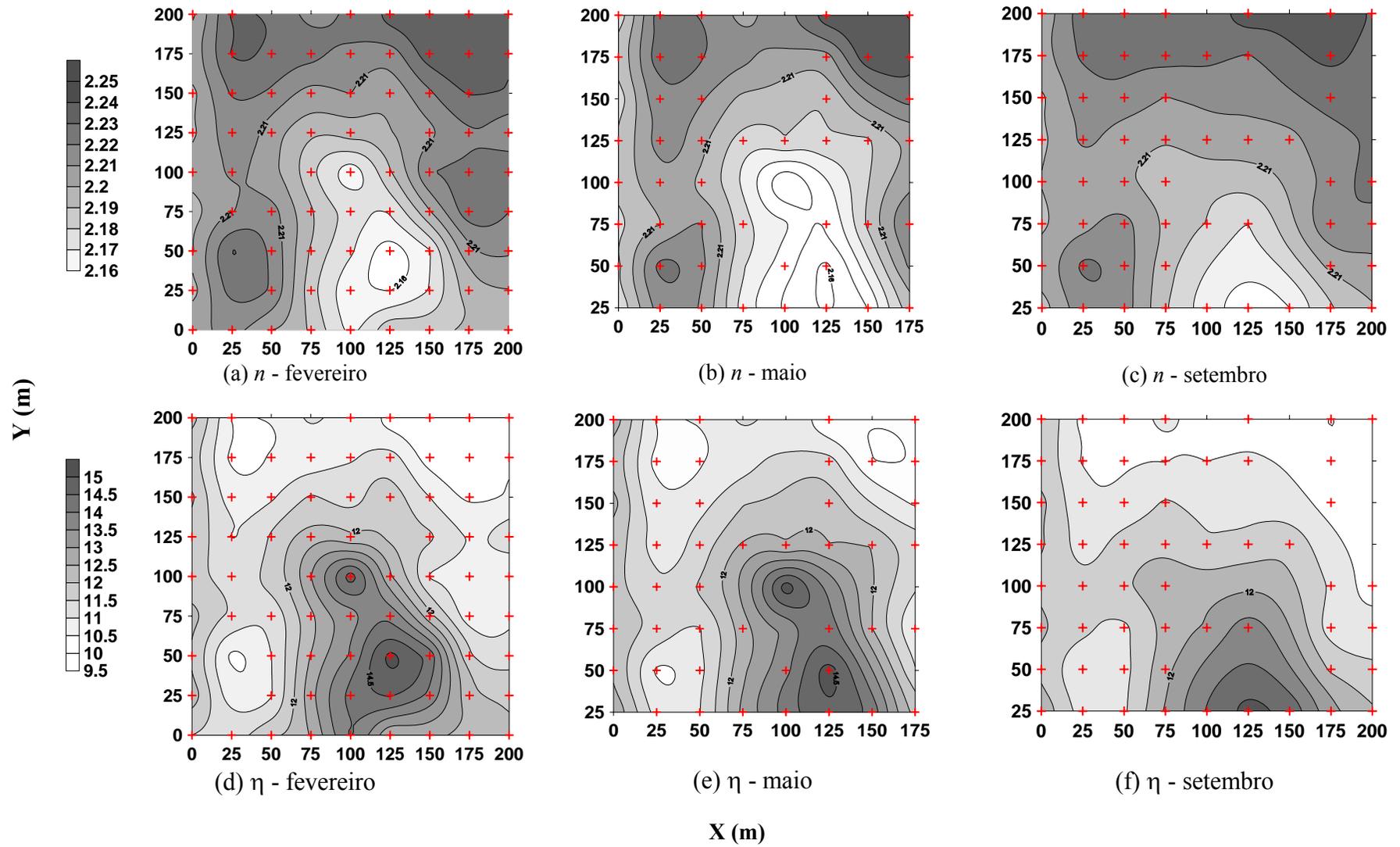


Figura 30. **LA**: Mapas de isolinhas dos parâmetros de forma n e η .

Parâmetros hidrodinâmicos – (S , K_s , h_g e λ_m)

Como pode ser verificado na Tabela 13, os parâmetros hidrodinâmicos no NF se aproximam de uma distribuição lognormal (vide ANEXO C). Para todas as variáveis, com exceção da sorvidade S , os valores de C.V. aumentaram com o tempo. Isto pode estar associado ao preparo do solo no mês de abril, que promoveu uma homogeneização da camada superficial. A variação de S está diretamente relacionada a variação de θ_0 (Tabela 9) para este mês.

Tabela 13. **NF**: Estatística de $\ln S$ ($\text{mm.s}^{-1/2}$), $\ln K_s$ (mm.s^{-1}), $\ln|h_g|$ (mm) e $\ln\lambda_m$ (mm).

Períodos	N _{VC}	μ	σ	C.V. (%)
$\ln S$ ($\text{mm.s}^{-1/2}$)				
abril	75	-0,29 (0,87)	0,548 (0,51)	-188,94 (59,17)
junho	67	-0,65 (0,60)	0,512 (0,33)	-78,95 (54,79)
dezembro	71	-0,58 (0,61)	0,386 (0,24)	-66,98 (40,14)
$\ln K_s$ (mm.s^{-1})				
abril	75	-4,02 (0,03)	1,095 (0,05)	-27,25 (152,12)
junho	67	-4,05 (0,04)	1,196 (0,06)	-29,51 (178,44)
dezembro	71	-4,56 (0,02)	1,219 (0,04)	-26,74 (184,97)
$\ln h_g$ (mm)				
abril	75	3,70 (61,10)	0,907 (69,07)	24,51 (113,04)
junho	67	2,86 (37,69)	1,239 (71,98)	43,32 (190,97)
dezembro	71	3,82 (66,67)	1,080 (99,15)	29,87 (148,71)
$\ln\lambda_m$ (mm)				
abril	75	-1,98 (0,21)	0,916 (0,24)	-46,25 (114,68)
junho	67	-1,15 (0,68)	1,241 (1,31)	-107,76 (191,56)
dezembro	71	-1,90 (0,27)	1,083 (0,40)	-56,92 (149,31)

Valores em parênteses são para a média e a variância dos parâmetros transformados μ_{\ln} e σ_{\ln}^2 : (média = $\exp(\mu_{\ln} + 0.5\sigma_{\ln}^2)$, $\sigma^2 = \exp(2\mu_{\ln} + \sigma_{\ln}^2)[\exp(\sigma_{\ln}^2) - 1]$ e C.V. = $(\exp(\sigma_{\ln}^2) - 1)^{0.5}$).

De acordo com teste *DMS*, ao nível de 5% de probabilidade, os valores de $\ln S$ no NF só não diferiram estatisticamente entre os meses de junho e dezembro. Enquanto que os valores de $\ln K_s$, só não diferiram estatisticamente entre abril e junho ($\hat{G} < DMS$). Os valores de $\ln|h_g|$ e de $\ln\lambda_m$ só não apresentaram diferenças estatísticas entre os meses de abril e dezembro (Figura D3 – ANEXO D). Esta heterogeneidade de comportamento hidráulico

reflete a heterogeneidade da estrutura dos poros na superfície do Neossolo Flúvico submetido ao preparo do terreno para ao cultivo, e principalmente aos ciclos de secagem e umedecimento que ocorreram entre junho e dezembro (Figura 21a).

A Tabela 14 apresenta os resultados estatísticos dos parâmetros hidrodinâmicos para o solo do LA. Novamente, todos os parâmetros se aproximam de uma distribuição lognormal (vide ANEXO C). Com exceção da sorvidade, todos possuem semelhantes magnitudes de variabilidade.

Tabela 14. **LA**: Estatística de $\ln S$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1/2}$), $\ln K_s$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$), $\ln|h_g|$ (mm) e $\ln\lambda_m$ (mm).

Períodos	N_{VC}	μ	σ	C.V. (%)
$\ln S$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1/2}$)				
fevereiro	72	0,42 (1,60)	0,219 (0,49)	70,30 (30,45)
maio	45	-0,05 (1,13)	0,393 (0,46)	845,29 (40,86)
setembro	55	0,53 (1,87)	0,435 (0,85)	81,68 (45,61)
$\ln K_s$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$)				
fevereiro	72	-1,55 (0,34)	0,902 (0,38)	-58,08 (112,16)
maio	45	-1,57 (0,24)	0,580 (0,15)	-36,90 (63,19)
setembro	55	-1,63 (0,44)	1,135 (0,74)	-69,43 (162,04)
$\ln h_g$ (mm)				
fevereiro	72	2,41 (23,76)	1,123 (44,74)	51,04 (188,30)
maio	45	1,91 (10,56)	0,945 (12,68)	49,45 (120,07)
setembro	55	2,80 (39,98)	1,330 (88,21)	47,45 (220,65)
$\ln\lambda_m$ (mm)				
fevereiro	72	-0,75 (1,01)	1,228 (1,89)	-164,69 (187,56)
maio	45	0,24 (1,24)	0,945 (1,48)	396,38 (120,14)
setembro	55	-1,12 (0,79)	1,329 (1,74)	-118,66 (220,30)

Valores em parênteses são para a média e a variância dos parâmetros transformados μ_{\ln} e σ_{\ln}^2 : (média = $\exp(\mu_{\ln} + 0.5\sigma_{\ln}^2)$, $\sigma^2 = \exp(2\mu_{\ln} + \sigma_{\ln}^2)[\exp(\sigma_{\ln}^2) - 1]$ e C.V. = $(\exp(\sigma_{\ln}^2) - 1)^{0.5}$).

De acordo com a análise da variância das propriedades hidrodinâmicas no LA (vide no ANEXO D), os valores de $\ln S$ só não diferiram estatisticamente entre os meses de fevereiro e setembro. Enquanto que os valores de $\ln K_s$, não apresentaram diferenças significativas em nenhum contraste, ou seja, os valores médios mensais são considerados iguais. Os valores de

$\ln|h_g|$ e de $\ln\lambda_m$ só não apresentaram diferenças estatísticas entre os meses de maio e setembro (Figura D4 – ANEXO D).

Os resultados da análise geoestatística das propriedades hidrodinâmicas no NF são apresentadas na Figura 31 e Tabela 15. Dentre as propriedades analisadas no NF a única que apresentou estrutura espacial esférica para os três meses foi $\ln K_s$ (Fig. 31b). No primeiro mês, o semivariograma de $\ln S$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1/2}$) apresentou uma estrutura esférica, nos meses seguintes, junho e dezembro, apresentou um comportamento sempre crescente, sendo possível representá-los por um modelo teórico linear (Fig. 31a). De acordo com os valores de C_0 , a dependência espacial diminui com o tempo (Figura 31a e Tabela 15).

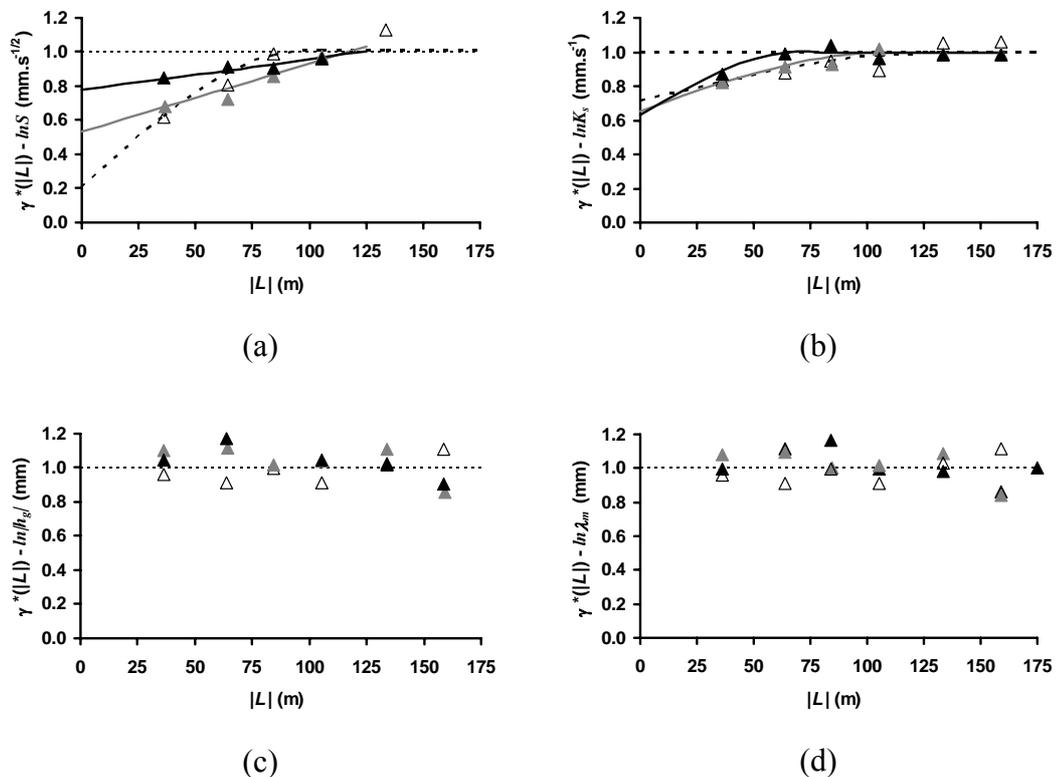


Figura 31. **NF**: Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais {abril (Δ), junho (\blacktriangle) e dezembro (\blacktriangle)} e teóricos {abril (---), junho (—) e dezembro (—)}, de $\ln S$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1/2}$) (a), $\ln K_s$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) (b), $\ln|h_g|$ (mm) (c) e $\ln\lambda_m$ (mm) (d).

O exame dos semivariogramas para a condutividade hidráulica mostra que em abril, o alcance foi maior do que nos outros meses. Entretanto, a dependência espacial foi bem menor, como pode ser visto na Figura 31b, na qual o efeito pepita foi maior em abril ($C_0 = 0,71$) do que em junho ($C_0 = 0,65$) e em dezembro ($C_0 = 0,63$). De acordo com os valores de J , as

distâncias cujas observações dos $\ln K_s$ estão correlacionadas, diminuem com o tempo (Tabela 15). Porém em dezembro, o seu valor é inferior ao menor intervalo de medida ($L = 25\text{m}$).

Tabela 15. **NF**: Geoestatística de $\ln S$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1/2}$), $\ln K_s$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$), $\ln|h_g|$ (mm) e $\ln\lambda_m$ (mm).

Parâmetros	Modelos	C_0	C_l/W	A (m)	J (m)
abril					
$\ln S$	Esférico	0,20	0,81	100,0	38,6
$\ln K_s$	Esférico	0,71	0,29	132,0	31,7
$\ln h_g $	*	—	—	—	—
$\ln\lambda_m$	*	—	—	—	—
junho					
$\ln S$	Linear	0,53	0,004	—	—
$\ln K_s$	Esférico	0,65	0,35	110,0	29,0
$\ln h_g $	*	—	—	—	—
$\ln\lambda_m$	*	—	—	—	—
dezembro					
$\ln S$	Linear	0,78	0,002	—	—
$\ln K_s$	Esférico	0,63	0,38	70,0	19,0
$\ln h_g $	*	—	—	—	—
$\ln\lambda_m$	*	—	—	—	—

C_0 é o efeito pepita; C_l é a dispersão da variância; A é o alcance, W é a inclinação da origem e J é escala integral. * Comportamento aleatório.

Nas análises geoestatísticas relativas a $\ln|h_g|$ e $\ln\lambda_m$ do NF (Fig. 31c e 31d), não foi possível determinar uma variação temporal e da estrutura espacial dessas variáveis. Os valores de $\gamma(L)$ se confundem com a linha da variância. A razão para isso está possivelmente relacionada ao manejo do solo, aos ciclos de estiagem e umedecimento do solo, a distribuição e a intensidade pluviométrica e a presença ou ausência da planta. Tudo isso causa uma modificação na estrutura do solo, e conseqüentemente, reflete-se nas propriedades hidrodinâmicas, podendo resultar em diferentes configurações espaciais.

A análise geoestatística dos parâmetros hidrodinâmicos no LA são apresentados na Figura 32 e na Tabela 16. Em fevereiro, com exceção da $\ln S$, todos os parâmetros apresentaram dependência espacial (Tabela 16). Em maio, $\ln K_s$ não apresenta dependência espacial, e em setembro $\ln S$ apresentou uma dependência fraca. Os valores de efeito pepita refletem a variabilidade não explicada ou uma variabilidade provavelmente não detectada pelas distâncias da malha de amostragem.

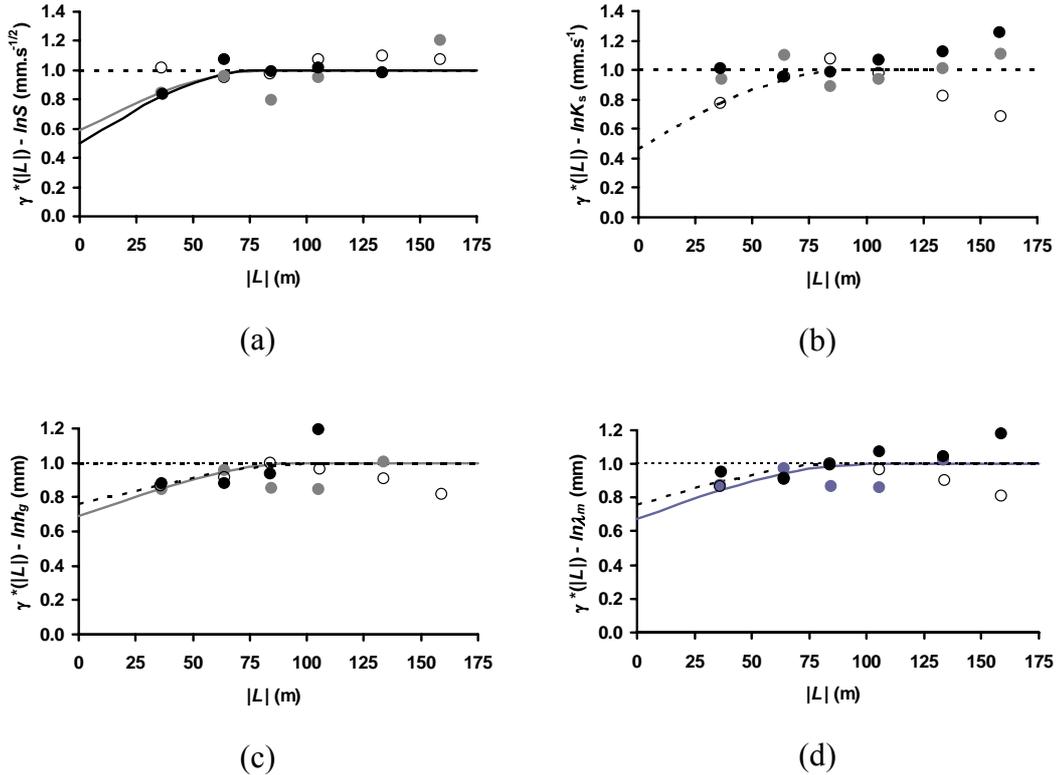


Figura 32. LA: Semivariogramas normalizados (escalonados) experimentais {fevereiro (\circ), maio (\bullet) e setembro (\bullet)} e teóricos {fevereiro (---), maio (—) e setembro (—)}, de $\ln S$ ($\text{mm.s}^{-1/2}$) (a), $\ln K_s$ (mm.s^{-1}) (b), $\ln|h_g|$ (mm) (c) e $\ln\lambda_m$ (mm) (d).

De acordo com os critérios de Cambardella et al. (1994), os semivariogramas são considerados como de fraca dependência espacial. No mês de fevereiro, verificou-se o menor e o maior alcance de dependência espacial para $\ln\lambda_m$, e $\ln|h_g|$, $A = 70$ m e $A = 110$ m, respectivamente. Isso também é refletido nos valores de J , que apresentaram valores próximos das distâncias de amostragem. O valor máximo para a escala integral foi obtido para $\ln K_s$ no mês de fevereiro ($J = 29, 5$ m).

Tabela 16. **LA**: Geoestatística de $\ln S$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1/2}$), $\ln K_s$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$), $\ln|h_g|$ (mm) e $\ln\lambda_m$ (mm).

Parâmetros	Modelos	C_0	C_1	A (m)	J (m)
Fevereiro					
$\ln S$	*	—	—	—	—
$\ln K_s$	Esférico	0,46	0,54	90,0	29,5
$\ln h_g $	Esférico	0,76	0,24	110,0	24,0
$\ln\lambda_m$	Esférico	0,68	0,33	70,0	17,3
maio					
$\ln S$	Esférico	0,60	0,40	80,0	23,5
$\ln K_s$	*	-	-	-	-
$\ln h_g $	Esférico	0,69	0,31	98,0	25,0
$\ln\lambda_m$	Esférico	0,67	0,33	100,0	25,6
setembro					
$\ln S$	Esférico	0,50	0,50	78,0	24,6
$\ln K_s$	*	—	—	—	—
$\ln h_g $	*	—	—	—	—
$\ln\lambda_m$	*	—	—	—	—

C_0 é o efeito pepita; C_1 é a dispersão da variância; A é o alcance e J é escala integral. * Comportamento aleatório.

As Figuras 33 e 34 mostram os mapas de isolinhas das propriedades hidrodinâmicas para os três meses. Numa análise visual, pode-se afirmar que os mapas que apresentam distribuição espacial mais semelhantes entre si são os referentes à $\ln|h_g|$ e $\ln\lambda_m$, porém com padrão espacial inverso, um em relação ao outro. Nos três meses, $\ln|h_g|$ e $\ln\lambda_m$ apresentaram um padrão espacial aleatório (Figura 34). Os mapas de $\ln S$ e $\ln K_s$ também mostram uma certa semelhança. Pode-se observar que as faixas de solos mais condutivas são as que apresentam também valores altos de sorvidade.

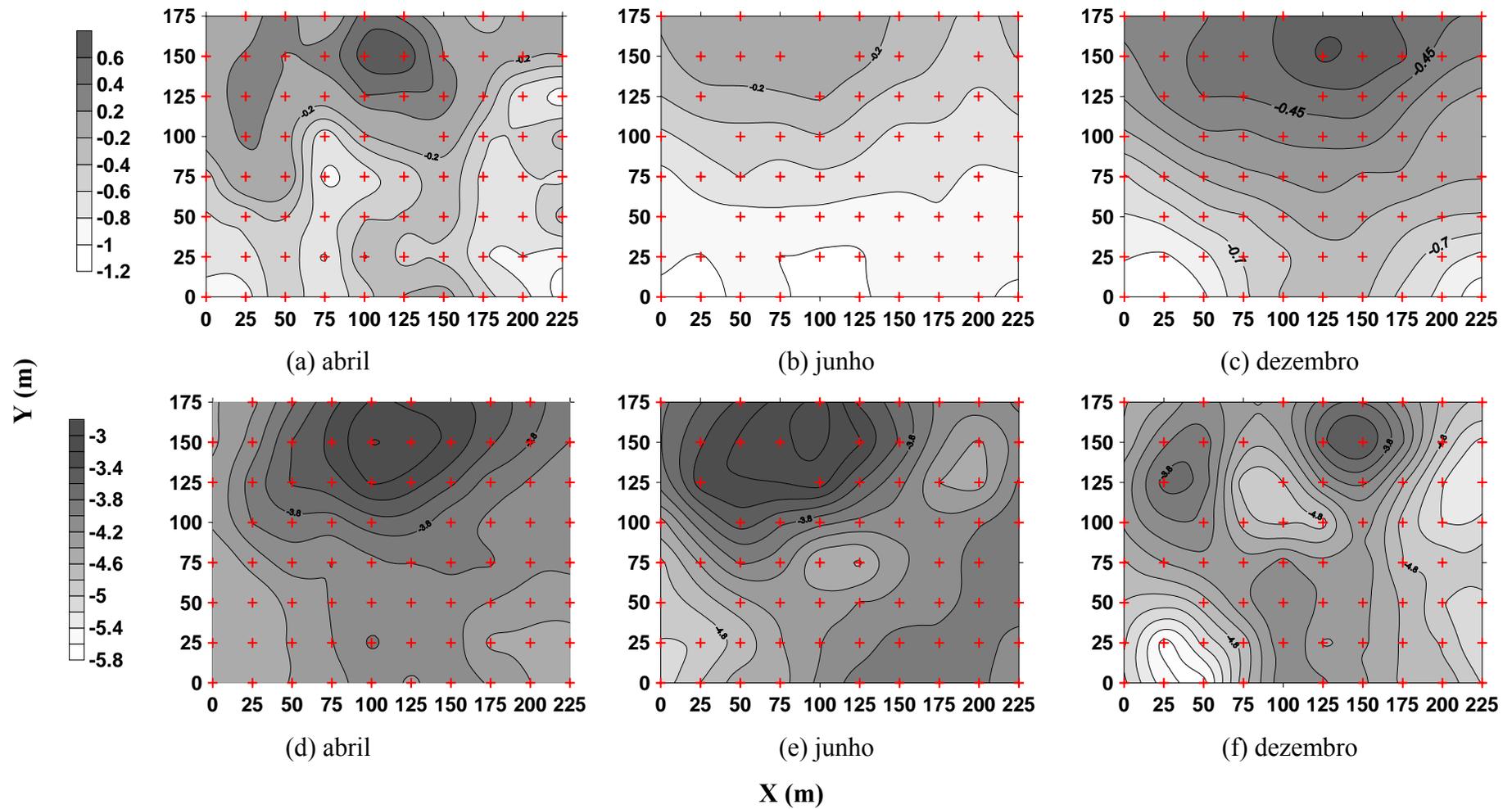


Figura 33. **NF**: Mapas de isolinhas do $\ln S$ (mm·s^{-1/2}) (a → b → c) e do $\ln K_s$ (mm·s⁻¹) (d → e → f).

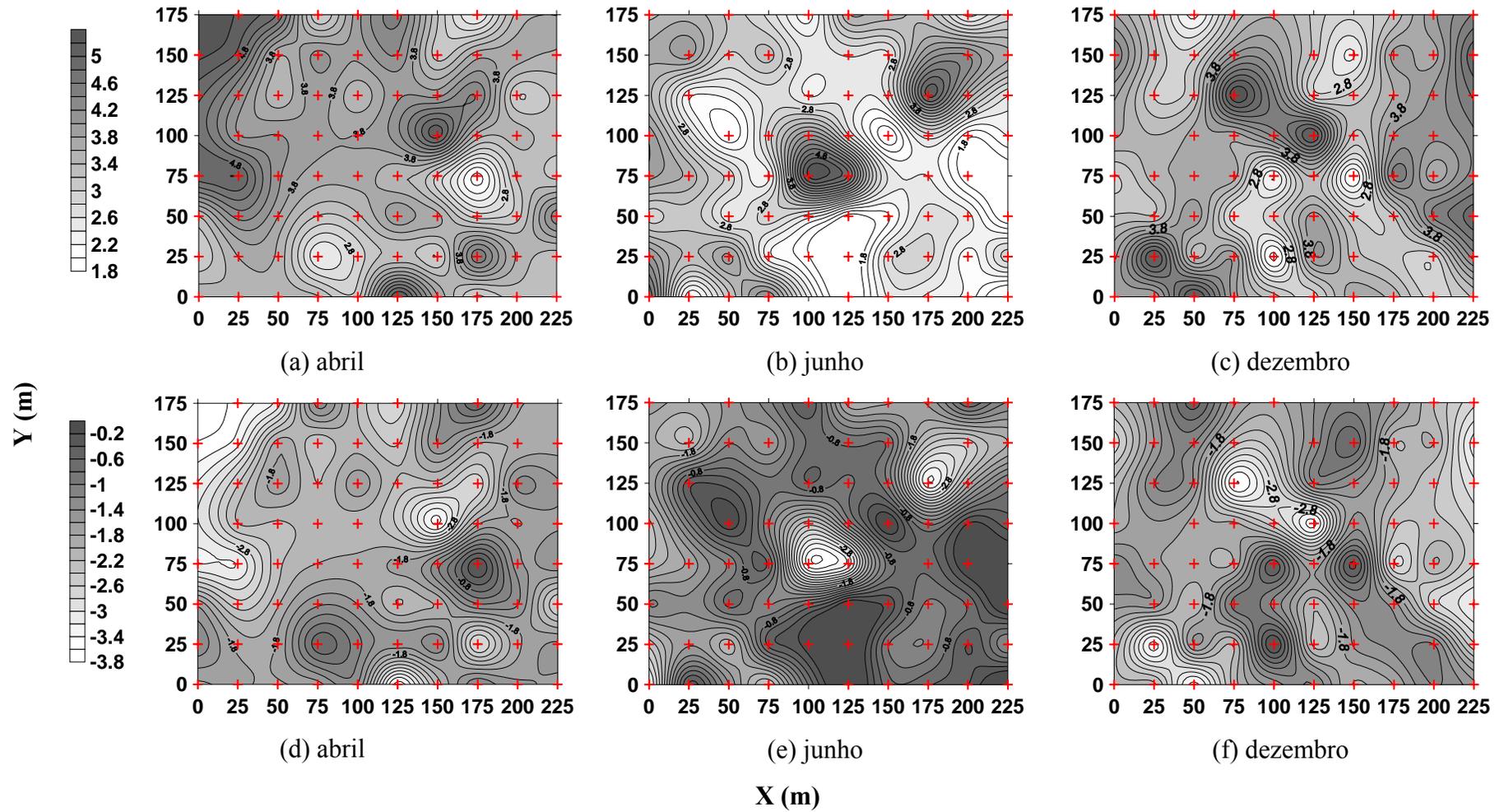


Figura 34. **NF**: Mapas de isolinhas do $\ln|h_g|$ (mm) (a \rightarrow b \rightarrow c) e do $\ln\lambda_m$ (mm) (d \rightarrow e \rightarrow f).

Nas Figuras 35 e 36 são apresentados os mapas de isolinhas das propriedades hidrodinâmicas do LA. Visualmente, pode-se observar que os mapas que apresentam distribuição espacial semelhantes entre si são os referentes a $\ln|h_g|$ e $\ln\lambda_m$. Somente no último mês é que conferimos um padrão espacial aleatório (Figura 35c e 36f). Os mapas de $\ln S$ e $\ln K_s$ não mostraram padrão espacial entre si. Na análise dos mapas entre os meses, pode-se dizer que entre maio e setembro o $\ln S$ foi que se aproximou mais. As demais propriedades não mantiveram um padrão espacial entre os meses, demonstrando alta instabilidade espacial e temporal.

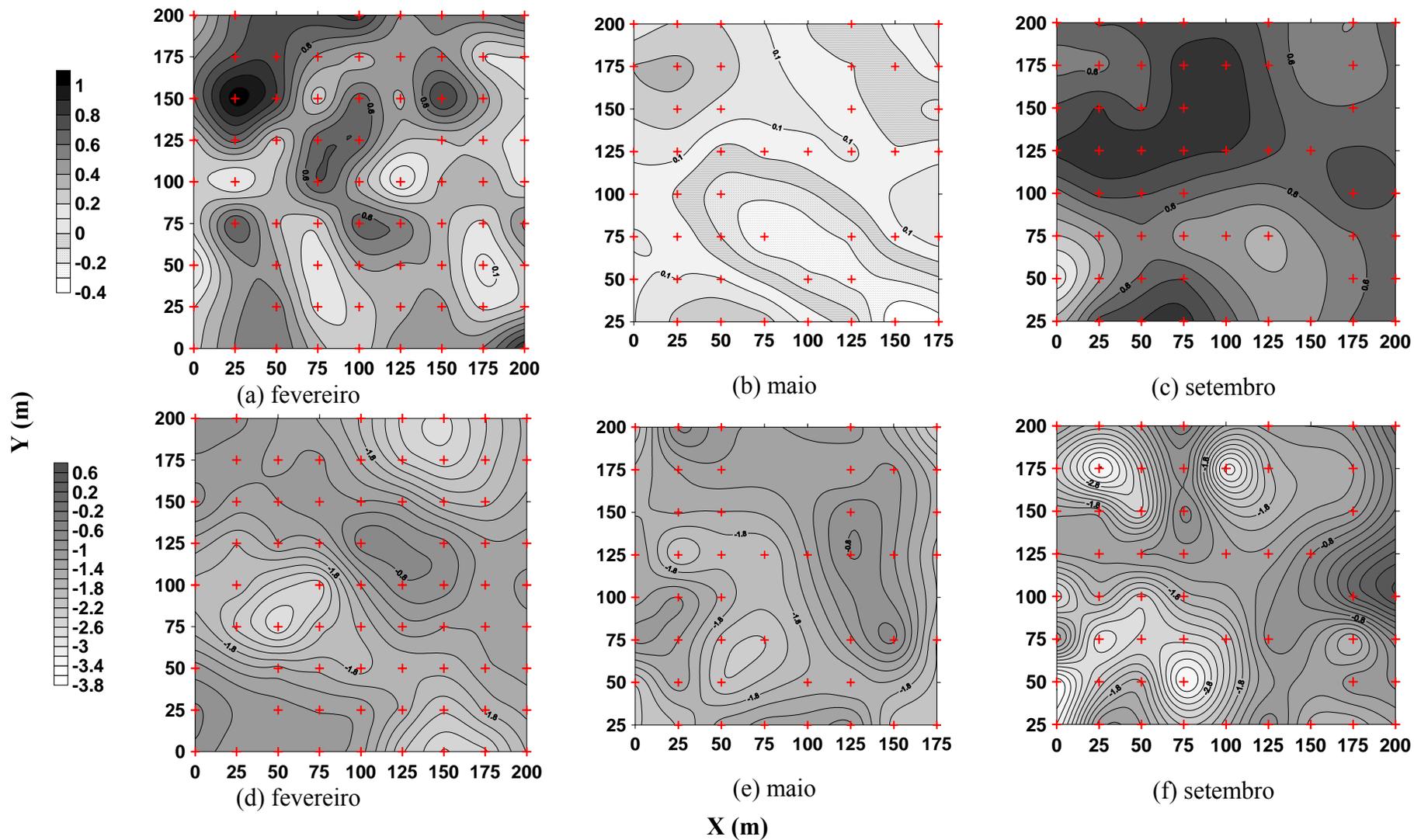


Figura 35. **LA**: Mapas de isolinhas do $\ln S$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1/2}$) (a \rightarrow b \rightarrow c) e do $\ln K_s$ ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) (d \rightarrow e \rightarrow f)..

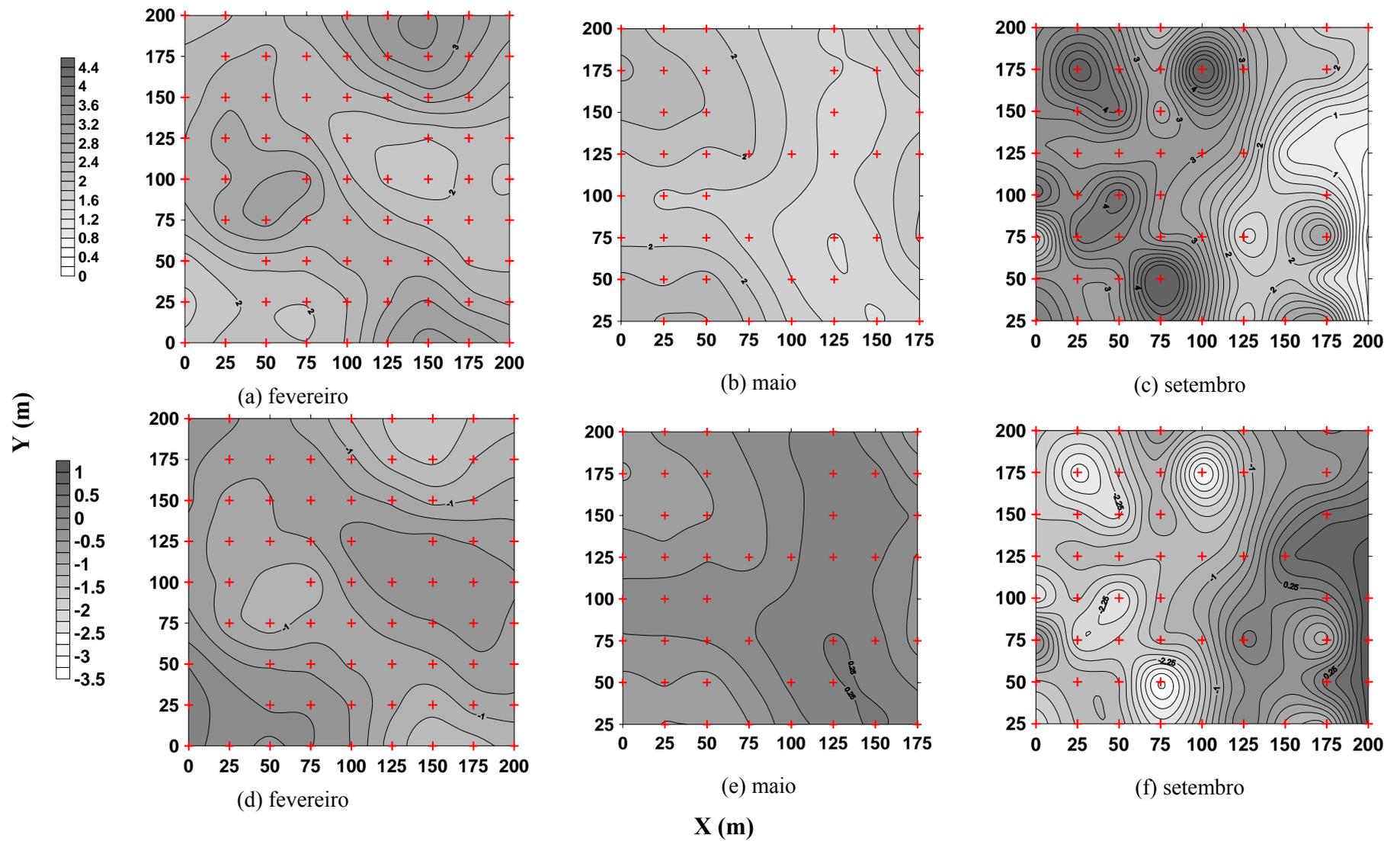


Figura 36. **LA**: Mapas de isolinhas do $\ln|h_g|$ (mm) (a \rightarrow b \rightarrow c) e do $\ln\lambda_m$ (mm) (d \rightarrow e \rightarrow f).

4.3. Modelagem da evaporação do solo nu na escala da parcela

O período de simulação foi de 23 a 30/04/2001 para Várzea Grande e de 17 a 24/02/2002 para Areia, que corresponderam ao secamento da camada superficial do solo. O secamento da parte superficial de um solo, em condições naturais, passa por três fases, definidas por Idso et al. (1974): 1) a primeira fase corresponde à evaporação potencial, a partir de um solo úmido, e a evaporação é, então, controlada pelas condições climáticas; 2) a segunda fase refere-se a um estado mais seco na superfície e a taxa de evaporação é, em parte, controlada pelo solo, em função da sua capacidade de conduzir a água das camadas mais profundas para a superfície; 3) a terceira fase diz respeito a um estado muito seco na superfície e o regime de evaporação é controlado pelos mecanismos de transferência de vapor e de adsorção no seio da matriz sólida do solo.

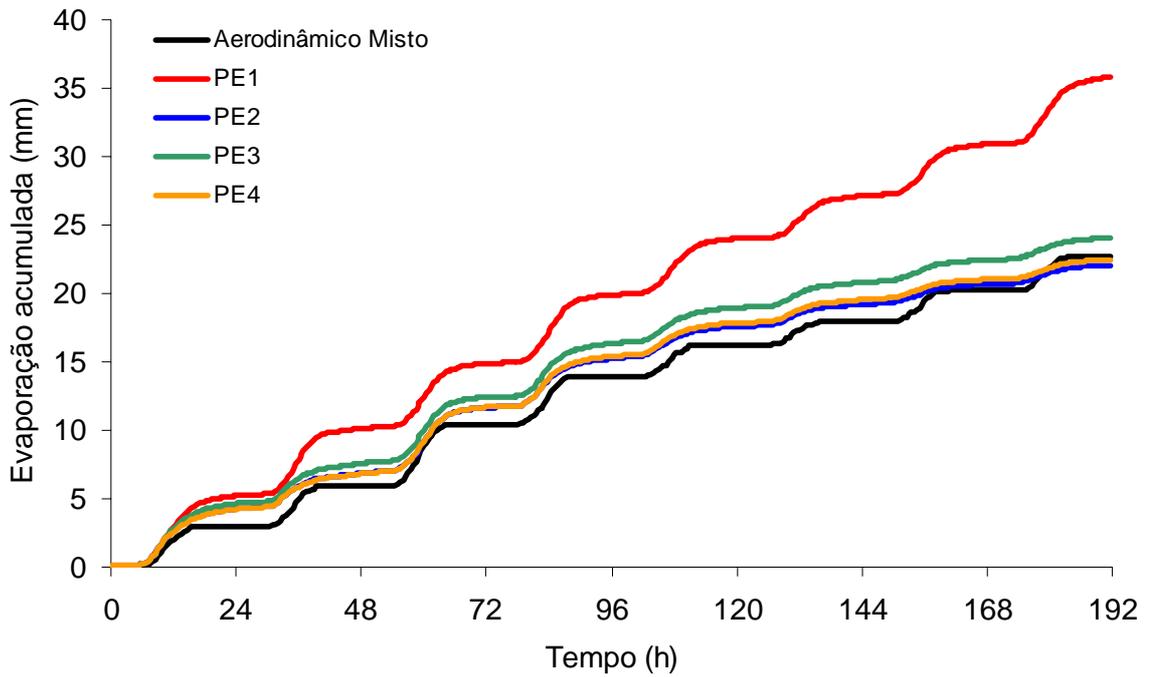
A evolução da evaporação acumulada em função do tempo obtida por intermédio do método aerodinâmico misto e as simuladas pelo SiSPAT usando as propriedades efetivas PE1, PE2, PE3 e PE4, para as áreas de Várzea Grande e de Areia estão apresentadas respectivamente nas Figuras 37a e 37b.

Os valores da evaporação acumulada total obtidos com o método aerodinâmico misto, experimentais, para o período considerado de 8 dias, foram de 22,67 mm e de 27,09 mm para NF e LA, respectivamente.

Os valores simulados da evaporação acumulada total, obtidos com PE1, PE2, PE3 e PE4, foram, respectivamente, de 35,76, 22,08, 24,05 e 22,47 mm para NF e de 42,77, 25,46, 26,43 e 18,04 mm para LA.

Os valores simulados da evaporação acumulada com PE1, foram sempre bem maiores que os valores experimentais durante todo o período de simulação para ambas as áreas. Observa-se que, em comparação aos valores experimentais, não houve redução nos valores diários da evaporação acumulada para PE1 em ambas as áreas, indicando que elas permaneceram na primeira fase praticamente durante todo o período. Contrariamente a PE1, a propriedade PE4 para o solo LA conduziu a um rápido controle da evaporação, e logo após o primeiro dia o mesmo já se encontra na segunda fase, conforme indicado na Figura. 37b pela diminuição sensível da evaporação diária.

a)



b)

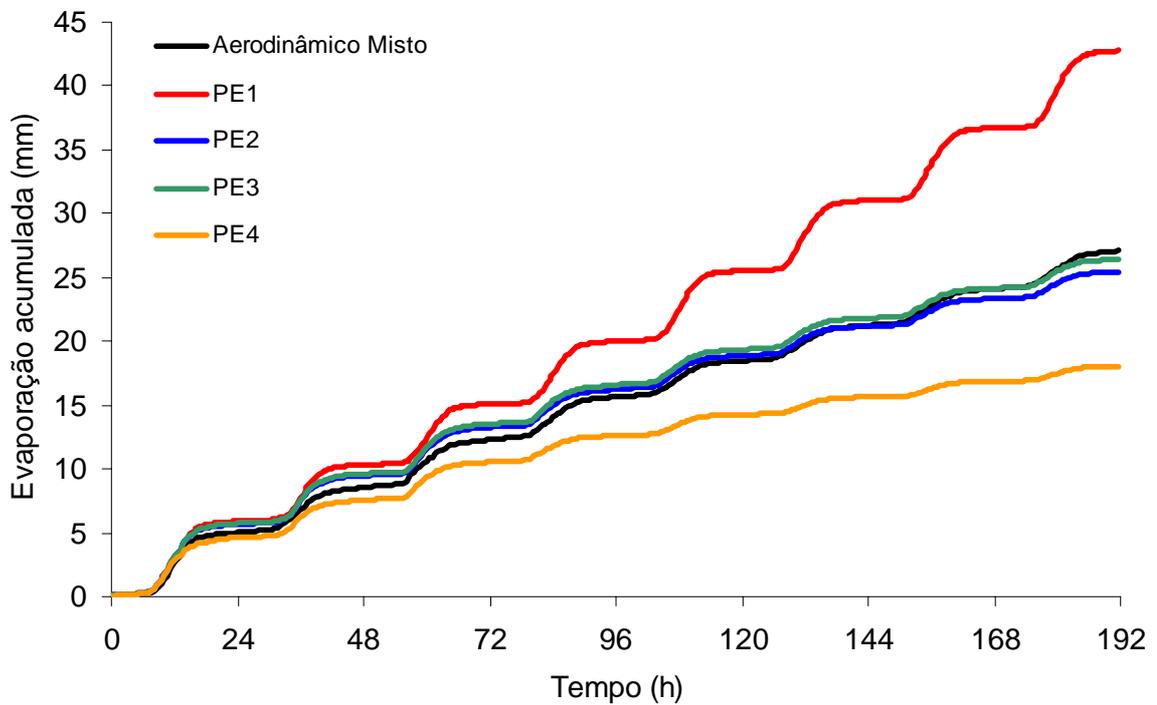


Figura 37. Evaporação acumulada em função do tempo determinada pelo método aerodinâmico misto e as simuladas pelo SiSPAT usando as propriedades efetivas PE1, PE2, PE3 e PE4, a) NF e b) LA.

A análise que compara os valores simulados da evaporação acumulada em função do tempo, obtidas com as propriedades efetivas PE1, PE2, PE3 e PE4, e os valores obtidos com o método aerodinâmico misto, para os solos LA e NF estão apresentados na Tabela 17. Os valores apresentaram um erro quadrático médio (EQM) menor que 10 % para PE3 e PE4 no NF e PE3 no LA, e abaixo de 5% para PE2 no LA. A razão dos desvios RD aproximou-se bastante da unidade para PE2, PE3 e PE4, sendo a PE4 no NF e a PE3 no LA as mais próximas. Com relação aos valores da eficiência da modelagem (EM), nota-se que ocorreu uma excelente estimativa da evaporação acumulada para PE2, PE3 e PE4 no Neossolo Flúvico, e para PE2 e PE3 no Latossolo Amarelo, uma vez que os valores tendem para 1,0. O coeficiente de massa residual (CRM) indica que PE1 superestima consideravelmente os valores da evaporação acumulada em ambos os solos ($CRM < 0$), enquanto que para PE4 houve uma considerável subestimativa ($CRM > 0$), mas apenas no LA.

Para verificar se existe ou não diferença significativa entre os valores da evaporação acumulada obtidos com o método aerodinâmico misto (AD) e as obtidas com as propriedades efetivas PE1, PE2, PE3 e PE4 também se aplicou o teste da diferença mínima significativa (DMS) na análise da variância apresentada no ANEXO E.

No Neossolo Flúvico, os valores da evaporação acumulada obtida pelo método aerodinâmico misto (AD), só difere estatisticamente dos valores simulados pelo SiSPAT usando a propriedades efetiva PE1 (vide Tabela E4 – ANEXO E); enquanto que para o Latossolo Amarelo, os valores da evaporação acumulada obtida por AD, difere estatisticamente dos valores simulados utilizando as propriedades efetivas PE1 e PE4 (vide Tabela E6 – ANEXO E).

Globalmente, como mostram os resultados da análise comparativa, as propriedades efetivas PE2 e PE3 predizem razoavelmente bem a evaporação acumulada nos dois sítios experimentais. Enquanto que a PE4 prediz bem a evaporação acumulada no Neossolo Flúvico, no Latossolo Amarelo a evaporação acumulada é subestimada. A propriedade efetiva PE1 parece ser a menos recomendada, pois os seus parâmetros correspondentes superestimam sistematicamente e prediz mal a evaporação acumulada nas duas parcelas experimentais.

Tabela 17. Resultados sobre a comparação entre os valores simulados da evaporação acumulada em função do tempo, obtidas com as cinco propriedades efetivas, e os valores obtidos com o método aerodinâmico misto.

	EQM(%)	RD	EM	CMR
NF				
PE1	57,02	0,323	-0,097	-0,499
PE2	19,97	0,756	0,866	-0,188
PE3	8,29	1,225	0,977	0,039
PE4	9,34	0,964	0,971	-0,083
LA				
PE1	50,27	0,318	0,033	-0,389
PE2	4,90	1,130	0,991	-0,016
PE3	5,37	1,040	0,989	-0,043
PE4	29,61	1,558	0,665	0,233

EQM – erro quadrático médio; **RD** – razão dos desvios; **EM** – eficiência da modelagem; **CMR** – coeficiente de massa residual.

5. CONCLUSÕES

O objetivo deste trabalho foi de utilizar o método Beerkan para a caracterização hidrodinâmica, isto é, para a determinação dos parâmetros de $h(\theta)$ e $K(\theta)$, na escala local e da parcela agrícola de dois solos apresentando características texturais e estruturais distintas, em duas áreas experimentais cultivadas com feijão (*Vigna Unguiculata (L.) Walp.*), apresentando condições climáticas contrastantes, situadas no Estado da Paraíba.

Esta caracterização possibilitou a análise: i) da variabilidade espacial e temporal dos parâmetros de $h(\theta)$ e $K(\theta)$, e ii) da hipótese de um meio homogêneo equivalente, considerando quatro procedimentos de obtenção das propriedades hidrodinâmicas efetivas, por intermédio da comparação entre a evaporação acumulada determinada por meio do método aerodinâmico combinado com o balanço de energia (método aerodinâmico misto - **AD**), na escala da parcela e as simuladas com os quatro procedimentos {**PE1** - os valores da média aritmética dos parâmetros θ_s , n , η , h_g e K_s das curvas $h(\theta)$ e $K(\theta)$ obtidos nos N_{VC} pontos de cada parcela; **PE2** - os valores de n e η obtidos pelo ajuste da equação de $F(D)$ às curvas de distribuição granulométrica experimentais, e h_g e K_s a partir da média aritmética das curvas de infiltração acumulada experimentais $\bar{I}(t)$; **PE3** - os valores de n e η obtidos pelo ajuste da equação de $F(D)$ as curva de distribuição granulométrica experimentais, e h_g e K_s a partir da média geométrica das curvas de infiltração acumulada experimentais $\bar{I}(t)$; **PE4** - os valores efetivos dos parâmetros θ_s , n , η , h_g e K_s obtidos a partir dos mapas de isolinhas de cada parâmetro} utilizando o modelo SiSPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer Model) (Antonino, 1992; Braud et al., 1995).

A partir dos resultados experimentais obtidos sistematicamente nos dois solos, Neossolo Flúvico (NF) e Latossolo Amarelo (LA), pode-se chegar as seguintes conclusões:

De acordo com as análises de variância (teste F) dos parâmetros de forma das curvas de $h(\theta)$ e $K(\theta)$ nos dois solos, realizados para três diferentes estágios de uso do solo, chegou-se a seguinte conclusão: não existe diferença significativa, ao nível de 5% de probabilidade, entre as variâncias dos três meses, ou seja, os parâmetros n e η proporcionaram valores semelhantes. A análise dos mapas de isolinhas mostrou uma relação inversa entre n e η . Como esses parâmetros estão relacionados com a textura, seus mapas apresentaram boa estabilidade temporal.

De acordo com a análise da variância (teste F), ao nível de 5% de probabilidade, os valores de $\ln K_s$ no NF só não diferiram estatisticamente entre abril e junho. Enquanto que no LA, os valores de $\ln K_s$ não apresentaram diferenças significativas entre os três meses. Os valores de $\ln K_s$ no NF apresentaram dependência espacial para os três meses: abril, junho e dezembro, enquanto que no LA, apenas para o mês de maio, logo após o preparo do solo. Nos outros meses, apresentaram comportamentos de pura aleatoriedade que refletem a variabilidade não explicada ou as variações não detectadas pela distância insuficiente da malha de amostragem. No NF, dá a entender que o efeito da estrutura do solo e sua distribuição espacial foram sobrepostos à distribuição espacial dos componentes texturais. É possível perceber isso nos mapas de isolinhas mensais de $\ln K_s$. A análise mensal de $\ln K_s$ no LA demonstrou uma alta instabilidade espacial e temporal.

Os valores de $\ln|h_g|$ e de $\ln\lambda_m$ só não apresentaram diferenças estatísticas entre os meses de abril e dezembro. Enquanto que no LA, esses valores não apresentaram diferenças estatísticas entre os meses de fevereiro e maio. Esta heterogeneidade de comportamento hidráulico reflete a heterogeneidade da estrutura dos poros na superfície do Neossolo Flúvico, submetido ao preparo do terreno para o cultivo, e principalmente aos ciclos de secagem e umedecimento que ocorreram entre junho e dezembro. Já no Latossolo Amarelo, reflete a heterogeneidade da estrutura dos poros na superfície, submetido ao preparo do terreno e a presença da cultura.

O parâmetro h_g foi o mais sensível à variação a pouca distância. Os valores do semivariograma $\gamma(L)$ para $\ln|h_g|$ no NF tiveram comportamentos puramente aleatórios nos três meses. No LA, os valores de $\ln|h_g|$ apresentaram estruturas de variação espacial para os dois primeiros meses: fevereiro e maio, porém com fraca dependência. A variabilidade para distâncias pequenas e as incertezas experimentais de $\ln|h_g|$ no LA, foram em torno de 70 % da variância total para os dois primeiros meses. Seus mapas de isolinhas conferem efeitos de pura aleatoriedade e não mantêm um padrão espacial entre os meses.

A interpretação dos semivariogramas para θ_s no NF, apresentaram estruturas de variância nos meses de abril e dezembro, enquanto que no LA, para os meses de maio e setembro.

No que se refere à análise da hipótese de um meio homogêneo equivalente, considerando os quatro procedimentos propostos para a obtenção das propriedades hidrodinâmicas efetivas, pode-se chegar as seguintes conclusões:

Os valores da evaporação acumulada obtida pelo método aerodinâmico misto (AD), obtidos para o Neossolo Flúvico, só diferem estatisticamente dos valores simulados pelo SiSPAT usando a propriedade efetiva PE1; enquanto que para o Latossolo Amarelo, os valores da evaporação acumulada obtida por AD, difere estatisticamente dos valores simulados utilizando as propriedades efetivas PE1 e PE4.

Globalmente, como mostram os resultados da análise comparativa, as propriedades efetivas PE2 e PE3 predizem razoavelmente bem a evaporação acumulada nos dois sítios experimentais. Enquanto que a propriedade efetiva PE1 parece ser a menos recomendada, pois os seus parâmetros correspondentes superestimam sistematicamente e prediz mal a evaporação acumulada nas duas parcelas experimentais. Portanto, na escala da parcela, a evaporação acumulada pode ser descrita por propriedades hidrodinâmicas efetivas considerando os solos como meios homogêneos equivalentes.

6. LITERATURA CITADA

- ANGULO-JARAMILLO, R.; GAUDET, J.P.; THONY, J.L.; VAUCLIN, M. Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 60, p.710-715, 1996.
- ANKENY, M. D.; AHMED, M, KASPAR, T. C.; HORTON, R. Simple field method determining unsaturated hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.55, p.467-470, 1991.
- ANTONINO, A.C.D. **Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol.** 1992. 195p. Tese (Doutorado) - Universidade Joseph Fourier, Grenoble, 1992.
- ANTONINO, A.C.D.; RUIZ, C.F.; SOUZA, E.S.; NETTO, A.M.; JARAMILLO, R.A. Distribuição probabilística do fator de escala de dois solos do Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.8, n.2/3, p.220-224, 2004.
- ARYA, L.M.; LEIJ, F.J.; van GENUCHTEN, M. TH.; SHOUSE, P.J. Scaling parameter to predict the soil water characteristics from particle-size distribution data. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.63, p.510–519, 1999.
- ARYA, L.M.; PARIS, J.F. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.45, p.1023–1030, 1981.
- BABALOA, O. Spatial variability of soil water properties in tropical soil of Nigéria. **Soil Science**, v. 126, n.5, p. 269 – 279, 1977.
- BAVEYE, P.; PARLANGE, J.-Y.; STEWART, B.A. Fractals in soil science. **Advanced Soil Science**. CRC Press, Boca Raton, FL. 1999.
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 4. Ed. São Paulo: Ícone, 1999.
- BIERKENS, M.F.P.; van der GAAST, J.W.J. Up scaling hydraulic conductivity: theory and examples from geohydrological studies. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, v.50, p.193–207, 1998.
- BINLEY, A.M.; BEVEN, K.J.; ENGLY, J. A physically based model for heterogeneous hillslopes. II. Effective hydraulic conductivities. **Water Resources Research**, v.25, p. 1227-1233, 1989.
- BOSCH, D.D.; WEST, L.T. Hydraulic conductivity variability for two sandy soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.62, p.90–98, 1998.

- BOUWER, H. Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow systems analysis. **Water Resources Research**, v.2, n.4, p.729-738, 1966.
- BRADY, N.C.; WEIL, R.R. **The nature and properties of soils**. 12th ed. Prentice hall, Upper Saddle River, NJ. 1999.
- BRAKENSIEK, D.L.; ONSTAND, C.A. Parameter estimation of the Green and Ampt infiltration equation. **Water Resources Research**, v.13, n.6, p.1009-1012, 1977.
- BRASIL. Ministério da Agricultura. Equipe de Pedologia e fertilidade do Solo. Divisão de Agrologia – SUDENE. **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do Estado da Paraíba**. Rio de Janeiro. 670p. 1972 (Boletim Técnico, 15).
- BRAUD, I.; ANTONINO, A.C.D.; VAUCLIN, M. A stochastic approach to studying the influence of the spatial variability of soil hydraulic properties on surface fluxes, temperature and humidity. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.165, p.283-310, 1995a.
- BRAUD, I.; ANTONINO, A.C.D.; VAUCLIN, M.; THONY, J.L.; RUELLE, P. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. **Journal of Hydrology**, v.166, p.213-250, 1995b.
- BRAUD, I.; De CONDAPPA, D.; SORIA, J.M.; HAVERKAMP, R.; ANGULO-JARAMILLO, R.; GALLE, S. & VAUCLIN, M. Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method). **European Journal of Soil Science**, 14p. Trabalho não publicado
- BRAUD, I.; De CONDAPPA, D.; SORIA, J.M.; GALLE, S.; HAVERKAMP, R.; REGGIANI, P.; VAUCLIN, M. **Scaled forms of the infiltration equation: application to the estimation of the unsaturated soil hydraulic properties**. International Symposium “Soil Structure, Water and Solute Transport. In Memory of Michel Rieu”, IRD, Bondy, France, 8-10 October 2001.
- BROOKS, R.H.; COREY, A.T. Hydraulic properties of porous media. **Hydrology Paper**, v.3, Colorado State Univ. Fort Collins, 1964.
- BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere**. Reidel: Dordrecht, 1982. 299p.
- BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. **Water Resources Research**, v.11, p.742-744, 1975.
- BUOL, S.W.; HOLE, F.D.; MCCracken, R.J.; SOUTHARD, R.J. **Soil genesis and classification**. 4th ed. Iowa State University Press, Ames. IA. 1997.
- BURDINE, N. T. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. **America Institute Mining and Metallurgy Engineering**, v.198, p.71-77, 1953.

- BURROUGH, P.A. Soil variability: A late 20th century view. **Soils Fertility**, v.56, p.529-562, 1993.
- BYERS, E.; STEPHENS, D.B. Statistical and stochastic analyses of hydraulic conductivity and particle-size in a fluvial sand. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.47, p.1072-1081, 1983.
- CAMBARDELLA, C.A.; MOORMAN, T. B.; NOVAK, J. M.; PARKIM, T. B.; KARLEN, D. I.; TURCO, R. F.; KOOPKA, 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, 1994.
- CAMPBELL, G. D. **Soil physics with BASIC: Transport models for soil-plant systems**. Elsevier, Amsterdam. 1985.
- CARVALLO, H.O.; CASSEL, D.K.; HAMMOND, J.; BAUER, A. Spatial variability of in-situ unsaturated hydraulic conductivity of Maddock sandy loam. **Soil Science**, v.121, n.1, p.1-8, 1976.
- CELIA, M.A.; BOULOULAS, E.T.; ZARBA, R.L. A general mass conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. **Water Resources Research**, v.26, p. 1483-1496, 1990.
- CHILDS, E. C.; COLLIS-GEORGE, C. The permeability of porous materials. **Proceedings of the Royal Society of London**. Series A, *Mathematical and Physical Sciences*, n. 201, p.392-405, 1950.
- CIOLLARO, G.; ROMANO, N. Spatial variability of the hydraulic properties of a volcanic soil. **Geoderma**, v.65, p.263–282, 1995.
- CLAUSNITZER, V.; HOPMANS, J.W.; NIELSEN, D.R. Simultaneous scaling of soil water retention and hydraulic conductivity curves. **Water Resources Research**, v.28, p.19-31, 1992.
- COELHO FILHO, M.A.; COELHO, R.D.; GONÇALVES, A.C.A. Variabilidade espacial de variáveis físico-hídricas do solo em um pomar de lima ácida Tahiti, irrigado por microaspersão. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.5, n.2, p.239-246, 2001.
- COSBY, B.J.; HORNBERGER, G.M.; CLAPP, R.B.; GINN, T.R. A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. **Water Resources Research**, v.20, n.6, p.682-690, 1984.
- CRESSWELL, H.P.; PAINTER, D.J.; CAMERON, K.C. Tillage and water content effects on surface soil hydraulic properties and shortwave albedo. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.57, p.816-824, 1993.

- CULLEY, J.L.B; LARSON, W.E.; RANDALL, G.W. Physical properties of a Typic Haplaquoll under conventional and no-tillage. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.51, p.1587-1593. 1987a.
- CULLEY, J.L.B; LARSON, W.E.; RANDALL, G.W. Soil-water regimes of a Typic Haplaquoll under conventional and no-tillage. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.51, p.1604-1610. 1987b.
- DAVIS, S.H.; VERTESSY, R.A.; SILBERSTEIN, R.P. The sensitivity of a catchment model to soil hydraulic properties obtained by using different measurement methods. **Hydrology Proceeding**, v.13, n.5, p.677–688, 1999.
- De CONDAPPA, D. **Illustration de la méthode de "Beerkan" en vue de la caractérisation hydrodynamique d'un sol**. DEA Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement. Université Joseph Fourier, Grenoble I. France. 2000.
- De CONDAPPA, D.; SORIA, J.M. **Méthode Beerkan. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols non saturés**. Rapport interne HZNS-LTHE. 82 p. 2002.
- De VRIES, D. A. Heat transfer in soils. In : Heat and Mass transfer in the biosphere. John Wiley et Sons. 1972
- DIAS JUNIOR, M.S. Compactação do solo. In: NOVAIS, R.F.; ALVAREZ V., V.H.; SCHAEFER, C.E.G.R. **Tópicos de Ciências do Solo**. p. 55 -94, v.1, 2000.
- DOLMAN, A.J. Patch scale aggregation of heterogeneous land surface cover for mesoscale meteorological models. **Journal of Hydrology**, v.190, p.252–268, 1997
- DOOGE, J.C. Scaling effects on moisture fluxes at unvegetated land surfaces. **Water Resources Research**, v.33, n.12, p.2923–2927, 1997.
- EGUCHI, E.S.; SILVA, E.L.; OLIVEIRA, M.S. Variabilidade espacial da textura e da densidade de partículas em um solo aluvial no Município de Lavras, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.6, n.2, p.242-246, 2002.
- EHLERS, W. Observations on earthworm channels and infiltration on tilled and untilled loess soil. **Soil Science**, v.111, p.242-249, 1975.
- ELDRIDGE, D.J. Nests of ants and termites influence infiltration in a semi-arid woodland. **Pedobiologia**, v.38, p.481– 492, 1994.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília, EMBRAPA – Serviço de Produção da Informação; Rio de Janeiro, EMBRAPA solos, 1999. 412p.

FAMIGLIETTI, J.S.; WOOD, E.F. Effects of spatial variability scale on area averaged evapotranspiration. **Water Resources Research**, v.31, n.3, p.699–712, 1995.

FEDDES, R.A.; KABAT, P. Modelling Flow and Transport in the Unsaturated Zone: Scale Problems and Spatial Variability. **Journal of Hydrology**, v.143, n.1-2 (Special Issue), 167 pp. 1993.

FENG, Q.; LIU, Y.; MIKAMI, M. Geostatistical analysis of soil moisture variability in grassland. **Journal of Arid Environments**, v.58, p.357–372, 2004.

FERREIRA, P. V. **Estatística Experimental Aplicada à Agronomia**. 2. ed. EDUFAL, Maceió, 606 p., 1996.

FUENTES, C. **Approche fractale des transferts hydriques dans les sols non-saturés**. Grenoble, 1992. Tese (Doutorado) - Université Joseph Fourier.

FUENTES, C.; VAUCLIN, M.; PARLANGE, J.-Y.; HAVERKAMP, R. Soil water conductivity of a fractal soil. In: BAVEYE, P. et al. (eds) **Fractals in soil science**. CRC. 1998. p.333-340.

GAJEM, Y.M.; WARRICK, A.W.; MYERS, D.E. Spatial dependence of physical properties of a Typic Torrifluent soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.45, n.4, p.709-715. 1981.

GANTZER, C.J.; BLAKE, G.R. Physical characteristics of a Le Sueur clay loam following no-tillage and conventional tillage. **Agronomy Journal**, v.70, p.853-857, 1978.

GARDNER, W.R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. **Soil Science**, v.85, p.228-232, 1958.

GOOVAERTS, P. Geostatistical in soil science: State-of-the-art and perspectives. **Geoderma**, v.89, p.1-45, 1999.

GREEN, W. H.; AMPT, G. Studies of soil physics. Part. I. The flow of air and water through soils. **Journal of Agricultural Science**, v.4, p.1-24, 1911.

GUERRA, P.A.L.G. **Geoestatística operacional**. Brasília: Ministério das Minas e Energia – Departamento Nacional da Produção Mineral, 1988. 145p.

GUPTA, S.C.; LARSON, W.E. Estimating soil water from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. **Water Resources Research**, v.15, p.1633-1635, 1979.

GUSEV, Y.M. Modeling soil water dynamics and evapotranspiration for heterogeneous surfaces of the steppe and forest-steppe zones on a regional scale. **Journal of Hydrology**, v.206, p.281–297, 1998

- HAKANSSON, I.; VOORHEES, W. B. & RILEY, H. Vehicle and wheel factors influencing soil compaction and crop response in different traffic regimes. **Soil Tillage Research**, v.11, p. 239 – 282, 1988.
- HAVERKAMP, R.; ARRÚE, J.L.; VANDERVAERE, J.P.; BRAUD, I.; BOULET, G.; LAURENT, J.P.; TAHA, A.; ROSS, P.J.; ANGULO-JARAMILLO, R. **Hydrological and thermal behaviour of the vadose zone in the area of Barrax and Tomelloso (Spain): experimental study, analysis and modeling**. Final integrad report EFEDE II Spain, Project EU no EV% C - CT 92 00 90. Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, BP 53, 38041 Grenoble Cédex 9, France. 1996.
- HAVERKAMP, R.; BOURAOUI, F.; ANGULO-JARAMILLO, R.; ZAMMIT, C.; DELLEUR, J.W. Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. In: DEULLEUR, J.W. (Ed.). **CRC Groundwater Engineering Handbook**, 120 p. 1998.
- HAVERKAMP, R.; BOURAOUI, F.; ZAMMIT, C.; ANGULO-JARAMILLO, R. Soil Properties and Moisture Movement in the Unsaturated Zone. In: DELLEUR, J. W. (Ed.) **The Handbook of Groundwater Engineering**. Cap. 5, p.1-47, 1999.
- HAVERKAMP, R.; KUTILEK, M.; PARLANGE, J-Y.; REDON, L.; KREJEJCA, M. Infiltration under ponded conditions: 3. A predictive equation based on physical parameter time dependence and predictive use. **Soil Science**, v.145, p.317-329, 1988.
- HAVERKAMP, R.; NIMMO, J.R.; REGGIANI, P. Property – Transfer models. In: DANE, J. (ed) **Methods of Soil Analysis**. 2001.
- HAVERKAMP, R.; PARLANGE, Y.-Y. Predicting the water-retention curve from particle size distribution: I. Sandy soils without organic matter. **Soil Science**, v.1, n.142, p.325–339, 1986.
- HAVERKAMP, R.; ROSS, P.J.; SMETTEM, K.R.J.; PARLANGE, J.Y. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. **Water Resources Research**, v.30, p.2931-2935, 1994.
- HAVERKAMP, R.; ZAMMIT, C.; BOURAOUI, F.; RAJKAI, K.; ARRÚE, J.L. E HECKMANN, N. GRIZZLY. **Grenoble Soil Catalogue: Soil survey of field data and description of particle size, soil water retention and hydraulic conductivity functions**. Laboratoire d'Edtude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), Grenoble Cedex 9, France. 1998.
- HAWS, N.W.; LIU, B.; BOAST, C.W.; RAO, P.S.C; KLADIVKO, E.J.; FRANZMEIER, D.P. Spatial variability and measurement scale of infiltration rate on an agricultural landscape. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.68, p.1818-1826, 2004.

- HILL, R.L. Long-term conventional and no-tillage effects on selected soil physical properties. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.54, p.161-166, 1990.
- HILL, R.L.; CRUSE, R.M. Tillage effects on bulk density and soil strength of two mollisols. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.49, p.1270-1273, 1985.
- HILLEL, D. **Environmental soil physics**. New York: Academic press, 1998. 771 p.
- HILLEL, D.; ELRICK, D.E. **Scaling in soil physics: principles and applications**. Special Publication N° 25, SSSA, Madison, 122 p, 1990.
- HOPPMANS, J. W.; SCHUKKING, H.; and TORFS, P. J. J. F. Two-dimensional steady-state unsaturated water flow in heterogeneous soils with autocorrelated soil hydraulic functions.
- HILLEL, D.; ELRICK, D.E. **Water Resources Research**, v.24, p.2005-2017, 1988.
- ITIER, B. Une methode simplifiee pour la mesure du flux de chaleur sensible. **Journal de Recherche Atmosphérique**, v.14, p.17-34, 1980
- JACOMINE, P. K. T. Solos sob caatingas – Características e uso agrícola. In: ALVAREZ V., V. H., FONTES, L. E. F., FONTES, M. P. F. (Eds.) **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento**: SBCS; UFV. DPS, 1996. p. 95–111, 1996.
- JHORAR, R.K.; van DAM, J.C.; BASTIAANSEEN, W.G.M.; FEDDES, R.A. Calibration of effective soil hydraulic parameters of heterogeneous soil profiles. **Journal of Hydrology**, v.285, p.233-247, 2004.
- JURY, W.A.; KABALA, Z.J. Stochastic modeling of flow and transport in unsaturated field soil. In: MERMOUD, A. (ed.) **Porous or fractured unsaturated media: Transport and behavior**. Proc. of Int. Workshop. 5–9 Oct. 1992. Ascona, Switzerland. p. 48–71 1993.
- KABAT, P.; HUTJES, R.W.A.; FEDDES, R.A. The scaling characteristics of soil parameters: From plot scale heterogeneity to subgrid parameterization. **Journal of Hydrology**, v.190, p.363-396, 1997.
- KABAT, P.; MARSHALL, B.; van den BROEK, B.J.; VOS, J.; van KEULEN, H. **Modelling and parameterization of the soil-plant-atmosphere system**. Wageningen Press, Wageningen, pp.103-134, 1995.
- KILIÇ, K.; OZGOZ, E.; AKBAS, F. Assessment of spatial variability in penetration resistance as related to some soil physical properties of two fluvents in Turkey. **Soil & Tillage Research**, v.76, p.1-11, 2004.
- KLAR, A. E. **A água no sistema solo-planta-atmosfera**. São Paulo: Livraria Nobel, 1984.
- KUTÍLEK, M.; NIELSEN, D.R. **Soil Hydrology**, Catena Verlag, Reiskirchen, Germany. 1994.

- LAL, R.; MAHBOUBI, A.; FAUSEY, N.R. Long-term and rotation effects on properties of a central Ohio soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 58, p.517-522, 1994.
- LASSABATÈRE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; SORIA, J.M.; CUENCA, R.; BRAUD, I.; HAVERKAMP, R. BEST – **Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters through infiltration experiments or BEST – Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters through robust estimation of scale parameters**. 41 p. 2004. Trabalho não publicado.
- LAUREN, J.G.; WAGENET, R.J.; BOUMA, J.; WOSTEN, H.M. Variability of saturated hydraulic conductivity in a Glossaquic Hapludalf with macropores. **Soil Science**, v.145, p.20–27, 1988.
- LIBARDI, P.L.; PREVEDELLO, C.L.; PAULETTO, E.A.; MORAES, S.O. Variabilidade espacial da umidade, textura e densidade de partículas ao longo de uma transeção. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.10, n.2, 85-90, 1986.
- LIMA, J.R.S. **Balço hídrico e de energia em solo cultivado e sem vegetação, para as condições do Brejo Paraibano**. 2004. 193 p. Tese (Doutorado)- Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2004.
- LIN, H. Hydropedology: Bridging Disciplines, Scales, and Data. **Vadose Zone Journal**, v.2, p.1–11, 2003.
- LIN, H.S.; RATHBUN, S. Hierarchical frameworks for multi scale bridging in hydropedology. In: PACHEPSKY, Y. et al. (ed.) **Scaling methods in soil physics**. CRC Press, Boca Raton, FL, p. 353–377. 2003
- LOAGUE, K.M.; GREEN, R.E. Statistical and graphical methods for solute transport models. **Journal of Contaminant Hydrology**, v.7, p.51-73, 1991.
- LOBRY de BRUYN, L.A.; CONACHER, A.J. The effect of ant biopores on water infiltration in soils in undisturbed bushland and in farmland in a semi-arid environment. **Pedobiologia**, v.38, p.193–207, 1994.
- LOGDSON, S.D.; JAYNES, D.B. Spatial variability of hydraulic conductivity in a cultivated field at different times. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.60, p.703-709, 1996.
- LÓPEZ, M.V.; ARGÚE, J.L. Efficiency of an incomplete block design based on geostatistics for tillage experiments. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.59, p.1104-1111, 1995.

- MACKAY, R. and P. E. O'CONNELL. Statistical methods of characterizing hydrogeological parameters. In: DOWNING, R. A. and WILKINSON, W. B. (Ed.), **Applied Groundwater Hydrology, a British Perspective**. Clarendon Press. England, 340p., 1991.
- MALLANTS, D.; MOHANTY, B.P.; VERVOORT, A.; FEYEN, J. Spatial analysis of saturated hydraulic conductivity in a soil with macropores. **Soil Technology**, v.10, n.2, p.115–131, 1997.
- MALLANTS, D.; MOHANTY, B.P.; JACQUES, D.; FEYEN, J. Spatial variability of hydraulic properties in a multilayered soil profile. **Soil Science**, v.161, n.3, p.167–181, 1996.
- MALLANTS, D.; MOHANTY, B.P.; VERVOORT, A.; FEYEN, J. Spatial analysis of saturated hydraulic conductivity in a soil with macropores. **Soil Technology**, v.10, n.2, p.115–131, 1997.
- MALLAWATANTRI, A.P.; MULLA, D.J. Uncertainties in leaching risk assessments due to field averaged transfer functions parameters. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.60, p.722-726, 1996.
- MARQUARDT, D.W. An algorithm for least squares estimation of non linear parameters. **SIAM Journal of Applied Mathematics**, v.11, p.431-441, 1963.
- MAUSBACH, M.J.; WILDING, L.P. (ed.). **Spatial variabilities of soils and landforms**. SSSA Spec. Publ. 28. SSSA, Madison, WI. 1991.
- McBRATNEY, A.B. Some considerations on methods for spatially aggregating and disaggregating soil information. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, v.50, p.51–62, 1998.
- McCUEN, R.H.; RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L. Statistical analysis of the Brooks and Corey and Grenn-Ampt parameters across soil texture. **Water Resources Research**, v.17, p.1005-1013, 1981.
- MEIN, R.G.; LARSON, C.L. Modelling infiltration during steady rain. **Water Resources Research**, v.9, p.384-394, 1973.
- MILLER, E.E.; MILLER, R.D. Physical theory for capillary flow phenomena. **Journal of Applied Physics**, Boston, v.27, p.324-332, 1956.
- MILLINGTON, R.J.; QUIRK, J.P. Permeability of porous solids. **Transactions of the Faraday Society**, v.57, p.1200-1206, 1961.
- MILLY, P.C.D. Moisture and heat transport in hysteretic inhomogeneous porous media: a matric head-based formulation and a numerical model. **Water Resources Research**, v.18, p.489-498, 1982.
- MINASNY, B.; McBRATNEY, A. The efficiency of various approaches to obtaining estimates of soil hydraulic properties. **Geoderma**, v.107, p.55-70, 2002.

- MINASNY, B.; McBRATNEY, A.B.; BRISTOW, K.L. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water retention curves. **Geoderma**, v.93, p.225-253, 1999.
- MOHANTY, B.P.; MOUSLI, Z. Saturated hydraulic conductivity and soil water retention properties across a soil-slope transition. **Water Resources Research**, v.36, p.3311– 3324, 2000.
- MONIN, A.S.; OBUKHOV, A.M. Basic laws of turbulence mixing in the ground layer of the atmosphere. **Tr. Geofiz. Inst. Akad. Nauk SSSR**, v.24, p.163-187, 1954.
- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, v.12, p.513-522, 1976.
- MUALEM, Y. Hydraulic conductivity of unsaturated soils: Predictions and formulas In: Klute, A. (ed.) **Methods of soil analysis**. Part 1. 2nd ed. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI. . p. 799–823. 1986.
- NEUMAN, S.P. Wetting from pressure in the infiltration model of Green and Ampt. **Water Resources Research**, v.12, p.564-566, 1976.
- NIELSEN, D.R., BIGGAR, J.; ERH, K.T. Spatial variability of field-measured soil-water properties. **Hilgardia**, v.42, n.7, p.215-259, 1973.
- NIELSEN, D.R.; HOPMANS, J.W.; REICHARDT, K. An emerging technology for scaling field soil-water behavior. In: SPOSITO, G. (ed.) **Scale dependence and scale invariance in hydrology**. Cambridge University Press, Cambridge, UK. p. 136–166. 1998.
- O'HALLORAN, I.P.; KACHANOSKI, R.G.; STEWART, J.W.B. Spatial variability of soil phosphorus as influenced by soil texture and management. **Canada Journal Soil Science**, v.65, p.475-487, 1985.
- PACHEPSKY, Y.A.; RAWLS, W.J. Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.63 p.1748–1757, 1999.
- PANNATIER, Y.. **Variowin**: Software for spatial data analysis in 2D Springer, New York, 1996
- PANIKAR, J.T.; NANJAPPA, G. Suction head at wet front in unsaturated flow problems – A new definition. **Journal of Hydrology**, v.33, p.1-14, 1977.
- PARLANGE, J.-Y. A note on the Green et Ampt equation. **Soil Science**, v.119, p.466-467, 1975.
- PARLANGE, J.-Y.; LISLE, I.; BRADDOCK, R.D.; SMITH, R.E. The three parameter infiltration equation. **Soil Science**, v.133, p.337-341, 1982.

PASSERAT DE SILANS, A.; BRUCKLER, L.; THONY, J.L.; VAUCLIN, M. Numerical modeling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil. Comparison with field observations. **Journal of Hydrology**, v.105, p.109-138, 1989.

PAULSON, C.A. The mathematical representation of windspeed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v.9, p.857-861, 1970.

PERFECT, E.; CARON, J. Spectral analysis of tillage-induced differences in soil spatial variability. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.66, p.1587-1595, 2002.

PHILIP, J.R. Linearized unsteady multidimensional infiltration. **Water Resources Research**, v.22, p.1717-1727, 1986.

PHILIP, J.R. Reply to "Comments on steady infiltration from spherical cavities". **Soil Science Society of American Journal**, v.19, p.788-789, 1985.

PHILIP, J.R. The Theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. **Soil Science**, v. 84, p.163-178, 1957a.

PHILIP, J.R. The Theory of infiltration: 4.Sorptivity and algebraic infiltration equations. **Soil Science**, v.84, p. 257-264, 1957b.

PHILIP, J.R. Theory of infiltration. **Advanced Hydroscience**, v.5, p.215-305, 1969.

PHILIP, J.R.; DE VRIES, D.A.. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. **Transactions America Geophysical Union**, v.38, p.222-232, 1957.

PHILIP, J.R. The quasi-linear analysis, the scattering analog, and other aspects of infiltration and seepage. In: Y. S. Fok (ed.), **Infiltration Development and Application**, Water Resources Research Center, Honolulu, Hawaii. pp.1-27, 1987.

PIMENTEL GOMES, F. **Curso de Estatística Experimental**. 11^a ed. Livraria Nobel S.A., Piracicaba, 466p., 1985.

PREVEDELLO, B.M.S.; LIBARDI, P.L.; PREVEDELLO, C.L. Variabilidade espacial de parâmetros do solo I. Granulometria. **Revista do Setor de Ciências Agrárias**, v.9, p.43-52, 1987.

PREVEDELLO, C.L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Sociedade Autônoma de Estudos Avançados em Física do Solo - SAEAFS, Curitiba, 446p., 1996.

PREVEDELLO, C.L.; REICHARDT, K; CORDEIRO, D.G.; QUEVEDO MELO, E. F. R.; SCHEFFER, M. Gradiente unitário do potencial hidráulico como fonte de erro na obtenção da condutividade hidráulica em solo não-saturado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.29, n.2, p.275-280, 1994.

- PUCKETT, W.E.; DANE, J.N.; HAJEK, B.F. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.49, p.831-836, 1985.
- QUEIROZ, J.E.; CRUCIANI, D.E.; LIBARDI, P.L. Variabilidade espacial da porosidade drenável de um solo de várzea, no município de piracicaba, estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.3, n.2, p.135-139, 1999.
- RAATS, P.A.C. Characteristic lengths and times associated with processes in the root zone. In: HILLEL, D.; ELRICK, D.E. (Eds.), **Scaling in Soil Physics: Principles and Applications**, SSA Special Publication No. 25, SSSA, Madison, pp. 59–72, 1990.
- RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L. Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In: MOREL-SEYTOUX, H. J. (Ed.) **Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling – Theory and Practice**. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 275–300, 1989.
- RAWLS, W.J. BRAKENSIEK, D.L. Estimating soil water retention from soil properties. **Journal of the Irrigation and Drainage Division. ASCE**, v.108, p.166-171, 1982.
- RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L. Prediction of soil water properties for hydrologic modeling, Watershed Management in the Eighties. **Proceeding of the Irrigation and Drainage Division, ASCE**, Denver, Colorado, USA, 1985.
- REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. 2 ed. Piracicaba: USP/ESALQ, 1996.
- REICHARDT, K.D.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J. W. Scaling of horizontal infiltration into homogeneous soils. **Soil Science Society America Proceedings**, v.36, p.240-245, 1972.
- REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.55, p.633 - 639, 1991.
- RICHARDS, L.A. **Capillary conduction of liquids in porous mediums**. Physics 1, p. 328-333, 1931.
- RICHARDS, L.A.; GARDNER, W.R.; OGATA, G. Physical processes determining water loss from soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.20, p.310-314, 1956.
- ROGOWSKY, A.S. Watershed physical soil variability criteria. **Water Resources Research**, v.8, n.4, p.1015-1023, 1972.
- ROSS, P.J.; HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J.Y. Calculating parameters of infiltration equations from soil hydraulic functions. **Transport in Porous Media**, v.24, p.315-339, 1996.
- RUSSO, D.; BOUTON, M. Statistical analysis of spatial variability in unsaturated flow parameters. **Water Resources Research**, v.28, n.7, p.1911-1925, 1992.

- RUSSO, D.; BRESLER, E. Scaling soil hydraulic properties of a heterogeneous field. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.44, p.681-684, 1980.
- RUSSO, D.; BRESLER, E. Soil hydraulic properties as stochastic processes. I An analysis of field spatial variability. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.45, n.4, p.682-687, 1981.
- SADLER, E.J.; BUSSHER, W.J.; BAUER, P.J.; KARLEN, D.L. Spatial scale requirements for precision farming: A case study in the Southeastern USA. **Agronomy Journal**, v.90, p.191-197, 1998.
- SALVIANO, A.A.C. **Variabilidade de atributos de solo e de *Crotalaria juncea* em solo degradado do município de Piracicaba-SP**. 1996. 91 p. Tese (Doutorado) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", São Paulo, Piracicaba, 1996.
- SAXTON, K.E.; RAWL, W.J.; ROMBERGER, J.S.; PAPENDRICK, R.I. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.50, p.1031-1036, 1986.
- SCHOLES, R.J.; SKOLE, D.; INGRAM, J.S. **A global database of soil properties: proposal for implementation**. IGBP- DIS Working Paper # 10. IGBP DIS Office, Université Paris, 32 p. 1995.
- SHARMA, M.L.; GANDER, G.A.; HUNT, C.G. Spatial variability of infiltration in a watershed. **Journal of Hydrology**, v.45, p.101-122, 1980.
- SHARMA, M.L.; LUXMOORE, R.J. Soil spatial variability and its consequence on simulated water balance. **Water Resources Research**, v.15, p.1567-1573, 1979.
- SHUMWAY, R.H. **Applied statistical time series analysis**. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ. 1988.
- SILVA, R. C.; ALVALÁ, R. C. S.; MANZI, A. O.; SOUZA, A. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Pantanal sul matogrossense durante o período seco de 1999. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., Foz do Iguaçu, 2002. **Anais...**, Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Meteorologia. 2002. p.2817-2826.
- SIMMONS, C.S.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Scaling of field measured soil-water properties. 1. Methodology 2. Hydraulic conductivity and flux. **Hilgardia**, v.47, p.77-172, 1979.
- SMETTEM, K.R.J.; CLOTHIER, B.E. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multi-disc permeameters. **Journal of Soil Science**, v.40, p.563-568, 1989.

SMETTEM, K.R.J.; PARLANGE, J.-Y.; ROSS, P.J.; HAVERKAMP, R. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 1. A capillary-based theory. **Water Resources Research**, v.30, p.2925-2929, 1994.

SMITH, R.E.; DIEKKRÜGER, B. Effective soil water characteristics and ensemble soil water profile in heterogeneous soils. **Water Resources Research**, v.32, p.1993–2002, 1996.

SMITH, R.E.; PARLANGE, J.-Y. A parameter efficient hydrologic infiltration model. **Water Resources Research**, v.14, p.533-538, 1978.

SOBIERAJ, J.A.; ELSENBEER, H.; MARQUES, R.; NEWTON, B. Spatial variability of soil hydraulic conductivity along a tropical rainforest catena. **Geoderma**, v.108, n.1–2, p79–90, 2002.

SOBIERAJ, J.A.; ELSENBEER, H.; CAMERON, G. Scale dependency in spatial patterns of saturated hydraulic conductivity. **Catena**, v.55, p.49-77, 2004.

SOIL SURVEY STAFF. **Soil survey manual**. U.S. Dep. Agric. Handb. 18. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC. 1993.

SORIA, J.M.; De CONDAPPA, D. **Beerkan method: Estimation of soil capillary pressure head normalization parameter and saturated hydraulic conductivity from 1D infiltration curves. Application to the Grenoble Sand and the Yolo Light Clay**. Rapport interne, Hydrologie de la Zone Non Saturée. Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement. Grenoble, France. 2002.

SORIA, J.M.; LEIJ, F.J.; ANGULO-JARAMILLO, R.; FUENTES, C.; HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J.-Y. Aggregation scenarios to model water fluxes in watersheds with spatial changes in soil texture. 23rd. Hydrology Days AGU. **Proceedings...** Colorado State University. Fort Collins, Colorado, USA. March 31-April 2, 2003.

SPOSITO, G., and R.J. REGINATO (ed.) **Opportunities in basic soil science research**. SSSA, Madison, WI. 1992.

SPOSITO, G.; JURY, W.A. Inspectional analysis in the theory of water flow through unsaturated soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.49, p.791-798, 1985.

STARR, J.L. Spatial and temporal variation of ponded infiltration. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.54, p.629–636, 1990.

TACONET, O.; BERNARD, R.; VIDAL-MADJAR, D. Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, Cambridge, v.25, p.284-307, 1986.

TALSMA, T.; PARLANGE, J.-Y. One-dimensional vertical infiltration. **Australian Journal of Soil Research**, v.10, p.143-150, 1972.

- THOM, A.S. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society**, University Press, Cambridge, v.98, p.124-134, 1972.
- THONY, J.L.; VACHAUD, G.; CLOTHIER, B.E.; ANGULO-JARAMILLO, R. Field measurements of the hydraulic properties of soil. **Soil Technology**, v.4, p.111-123, 1991.
- TILLOTSON, P.M.; NIELSEN, D.R. Scale factors in soil science. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.48, p.953-999.
- TRANGMAR, B.B.; YOST, R.S.; UEHARA, G. Application of geostatistic to spatial studies of soil properties. **Advances in Agronomy**, v. 38, p. 45–94. 1985.
- TSEGAYE, T.; HILL, R. L. Intensive tillage effects on spatial variability of soil physical properties. **Soil Science**, v.163, p.143-154, 1998.
- TYLER, S.W.; WHEATCRAFT, S.W. The consequence of fractal scaling in heterogeneous soils and porous media. In: HILLEL, D.; ELRICK, D. (ed.) **Scaling in soil physics: Principles and applications**. SSSA Spec. Publ. 25. SSSA, Madison, WI. p. 109–122, 1990.
- UNLU, K., KAVVAS, M.L.; NIELSEN, D.R. Stochastic analysis of field measured unsaturated hydraulic conductivity. **Water Resources Research**, v.25, n.12, p.2511-2519, 1989.
- van DAM, J.C. **Field-scale water flow and solute transport: SWAP model concepts, parameter estimation and case studies**. PhD Thesis. Wageningen University, The Netherlands. 2000.
- van DAM, J.C.; FEDDES; R.A. Modeling of water flow and solute transport for irrigation and drainage. In: PEREIRA, L.S., FEDDES, R.A., GILLEY, J.R., LESAFFRE, B. (Eds.), **Sustainability of Irrigated Agriculture**, Kluwer Academic, The Netherlands, pp.211–231. 1996.
- van ES, H.M.; OGDEN, C.B.; HILL, R.L.; SCHINDELBECK, R.R.; TSEGAYE, T. Integrated assessment of space, time, and management-related variability of soil hydraulic properties. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.63, p.1599–1608, 1999.
- van GENUCHTEN, M. TH.; SCHAAP, M.G.; MOHANTY, B.P.; SIMUNEK, J.; LEIJ, F.J. Modeling flow and transport processes at the local scale. In: FEYEN, J.; WIYO, K. (ed.) **Modeling of transport process in soils at various scales in time and space**. Wageningen Pers, Wageningen, The Netherlands. p. 23–45, 1999b.
- van GENUCHTEN, M.Th. 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 GENUCHTEN, M.Th.; NIELSEN, D.R. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. **Annals Geophysical**, v.3, n.5, p.615–628, 1985.
- VANDERVAERE, J.P. **Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroûtés.** Grenoble, 1995. Thèse (Doctorat) - Université Joseph Fourier.
- VANDERVAERE, J.P.; PEUGEOT, C.; VAUCLIN, M.; ANGULO-JARAMILLO, R.; LEBEL, T. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. **Journal of Hydrology**, v.188-189, p.203-223, 1997.
- VANDERVAERE, J.P.; VAUCLIN, M.; ELRICK, D. E. Transient flow from tension infiltrometers: I. The two-parameter equation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 64, p.1263-1272, 2000.
- VAUCLIN, M.; HAVERKAMP, R.; VACHAUD, G. **Résolution numérique d'une équation de diffusion non linéaire. Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non saturés.** Presses Universitaires de Grenoble, Grenoble, 183 pp. 1979.
- VAUCLIN, M.; VIEIRA, S.R.; BERNARD, R.; HATFIELD, J.L. Spatial variability of surface temperature along two transects of a bare soil. **Water Resources Research**, v.18, p.1677-1686, 1982.
- VAUCLIN, M.; VIEIRA, S. R.; VACHAUD, G. and NIELSEN, D. R. The use of cokriging with limited field soil observations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 47, p. 175 – 184, 1983.
- VAUCLIN, M.; CHOPART, J. L. Méthodologie d'analyse de la variabilité spatiale de dispositifs agronomiques. In : Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride. Ed. AUPELF – UREF. John Libbey Eurotext. Paris, p. 307 – 315, 1991.
- VAUCLIN, M.; CHOPART, J. L. L'infiltrométrie multidisques pour la détermination in situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de Côte-d'Ivoire. **L'Agronomie Tropicale**, v.46, p.259–271, 1992.
- VAUCLIN, M.; ELRICK, D.E.; THONY, J.L.; VACHAUD, G.; REVOL, Ph.; RUELLE, P. Hydraulic conductivity measurements of the spatial variability of a loamy soil. **Soil Technology**, v.7, p.181-195, 1994.
- VERECKEN, H.; FEYEN, J.; MAES, J.; DARIUS, P. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content. **Soil Science**, n.148, p.389–403, 1989.
- VERECKEN, H.; MAES, J.; FEYEN, J. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. **Soil Science**, n. 149, p.1–12, 1990.

- VIEIRA, L. S. **Manual da ciência do solo**. São Paulo: Ed. Agronômica Ceres, 1975.
- VIEIRA, S.R.; HATFIELD, J.L.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. **Hilgardia**, v.51, p.1-75, 1983.
- VIEIRA, S.R.; MARIA, I.C. **Delineamento experimental e análise estatística na pesquisa de conservação do solo**. In: Reunión sobre metodologia para investigación en manejo de suelos, Dialogo. Montevideo: IICA, 1995, p.3-11.
- 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, p.1040-1048, 1981.
- VIEIRA, S.R. Variabilidade espacial de argila, silte e atributos químicos em uma parcela experimental de um latossolo roxo de Campinas (SP). **Bragantia**, v.56, n.1, p.181-190, 1997.
- VOLKOFF, B. Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. **Cahiers de l'ORSTOM, série Pédologie**, v. 21, n. 4, p. 225 – 236, 1985.
- VOORHESS, W.B.; LINDSTROM, M.J. Long-term effects of tillage method on soil tilth independent of wheel traffic compactation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.48, p.152-156, 1984.
- WAGENET, R.J. Scale issues in agroecological research chains. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, v.50, p.23–34, 1998.
- WAGNER, B.; TARNAWSKI, V.R.; HENNINGS, V.; MÜLLER, U.; WESSOLEK, G.; PLAGGE, R. Evaluation of pedotransfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. **Geoderma**, v.102, p.275-297, 2001.
- WARRICK, A.W. Spatial variability. In: HILLEL, D. **Environmental soil physics**. Academic Press, San Diego, CA. p. 655–676, 1998.
- WARRICK, A.W.; BROADBRIDGE, P. Sorptivity and macroscopic capillary length relationships. **Water Resources Research**, v.28, p.427-431, 1992.
- WARRICK, A.W.; MULLEN, G.J.; NIELSEN, D.R. Scaling field measured soil hydraulic properties using a similar media concept. **Water Resources Research**, v.15, p.1116-1120, 1977.
- WARRICK, A.W.; MYERS, D.E.; NIELSEN, D.R. Geostatistical methods applied to soil science. In: **Methods of Soil Analysis**, Part 1. Physical and Mineralogical Methods. Agronomy Monograph no. 9, 2nd edn., pp. 53–82. 1986.

- WARRICK, A.W.; NIELSEN, D.R. Spatial variability of soil physics properties in the field. In: HILLEL, D. (ed) **Applications of soil physics**. New York, Academic Press, 1980. p.319-344.
- WHITE, I.; SULLY, M.J. Macroscopic and microscopic capillary length and times scales from field infiltration. **Water Resources Research**, v.23, p. 1514-1522, 1987.
- WIERENGA, P.J., HILLS, R.G.; HUDSON, D.B. The Las Cruces Trench Site: Characterization, experimental results, and one-dimensional flow predictions. **Water Resources Research**, v.27, n.10, p.2695-2705, 1991.
- WILDENSCHILD, D.; JENSEN, K.H. Numerical modeling of observed effective flow behavior in unsaturated heterogeneous sands. **Water Resources Research**, v.35, p.29–42, 1999.
- WILDING, L.P.; BOUMA, J.; GOSS, D. Impact of spatial variability on interpretive modeling. In: BRYANT, R.; HOOSBEE, M.R. (ed.) **Quantitative modeling of soil forming processes**. SSSA Spec. Publ. 39. SSSA, Madison, WI. p. 61–75, 1994.
- WILDING, L.P.; DREES, L.R. Spatial variability and pedology. In: WILDING, L.P. et al. (ed.) **Pedogenesis and soil taxonomy. I. Concepts and interactions**. 1st ed. Elsevier, Amsterdam, p. 83–117. 1983.
- WILSON, G.V.; ALFONSI, J.M.; JARDINE, P.M. Spatial variability of saturated hydraulic conductivity of the subsoil of two forested watersheds. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.53, p.679–685. 1989.
- WILSON, G.V.; LUXMOORE, R.J. Infiltration, macroporosity, and mesoporosity distributions on two forested watersheds. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.52, p.329–335, 1988.
- WITONO, H.; BRUCKLER, L. Use of remotely sensed soil-moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modelling, 1. Field validation of a water flow model. **Water Resources Research**, v.25, p.2423-2435, 1989.
- WOOD, E.F. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. **Journal of Hydrology**, v.102, p.29–47, 1988.
- WOODING, R. A. Steady infiltration from a shallow circular pond. **Water Resources Research**, v.4, p.1259-1273, 1968.
- WÖSTEN, J. H. M. Pedotransfer functions to evaluate soil quality. In: GREGORICH, E. G., CARTER, M. R. (Eds.) **Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. Developments in Soils Science**, v. 25, Elsevier, Amsterdam, p.221–245, 1997.

- WÖSTEN, J. H. M.; LILLY, A.; NEMES, A.; LE BAS, C. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. **Geoderma**, v. 90, p.169–185, 1999.
- WÖSTEN, J.H.M.; PACHEPSKY, Y.A.A; RAWLS, W.J. Pedotransfer functions: Bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. **Journal of Hydrology**, v.251, p.123–150, 2001.
- WU, L.; JURY, W.A.; CHANG, A.C.; ALLMARAS, R.R.. Time-series analysis of the field measured soil water content. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.61, p.736–742, 1997.
- ZATARÁIN, F.; FUENTES, C.; HAVERKAMP, R.; ANTONIO, A. C. D. Predicción de la forma de la característica de humedad del suelo a partir de la curva granulométrica. Memorias del XIII Congreso Nacional de Irrigación Zacatecas, Zac., México. Mesa 7, Desarrollo y transferencia de tecnología de riego y drenaje. 2003.
- ZHANG, R. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disc infiltrometer. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, p.1024-1030, 1997.
- ZHANG, R.; van GENUCHTEN, M.Th. New models for unsaturated soil hydraulic properties. **Soil Science**, v.158, p.77-85, 1994.
- ZHAO, C.; WANG, Y.; HU, S.; LI, Y. Effects of spatial variability on estimation of evapotranspiration in the continent river basin. **Journal of Arid Environments**, v.56, p.373-382, 2004.

ANEXO A - Determinação do parâmetro textural, c_p , para o caso onde $\theta_0 = 0$

O que será discutido a seguir é baseado na solução da sorvidade de Parlange (1975):

$$S_0^2(\theta_0, \theta_1) = \int_{\theta_0}^{\theta_1} (\theta_1 + \theta - 2 \cdot \theta_0) D(\theta) d\theta$$

com

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{dh}{d\theta}$$

na qual $D(\theta)$ é a difusividade capilar [$L^2.T^{-1}$]. Antes de começar os cálculos, serão definidos os modelos analíticos para as curvas de retenção de água no solo e da condutividade hidráulica. Para este caso, será utilizado para a curva $h(\theta)$ a equação de van Genuchten, e para a curva de $K(\theta)$ a equação de Brooks & Corey.

Curva de retenção de van Genuchten:
$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m}$$

Curva de condutividade de Brooks & Corey:
$$\frac{K}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta$$

Considerando θ_r nulo, tem-se:

$$\frac{dh}{d\theta} = -\frac{h_g}{\theta_s \cdot m \cdot n} \left[\left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}-1} \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{\frac{1}{m}-1}$$

Em seguida:

$$S_0(0, \theta_s)^2 = \int_0^{\theta_s} (\theta_s + \theta) \left(\frac{K_s h_g}{\theta_s \cdot m \cdot n} \right) \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{\eta - \frac{1}{m} - 1} \left[\left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}-1} d\theta$$

A mudança da seguinte variável é efetuada: $\theta^* = \frac{\theta}{\theta_s}$

Para em seguida obter:

$$S_0(0, \theta_s)^2 = h_g K_s \theta_s \int_0^1 \frac{1}{m \cdot n} (1 + \theta^*) (\theta^*)^{\eta - \frac{1}{m} - 1} \left[(\theta^*)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}-1} d\theta^*$$

Efetuada a mudança da variável $\beta = (\theta^*)^{1/m}$, obtém-se:

$$S_0(0, \theta_s)^2 = \frac{-h_g K_s \theta_s}{n} \int_0^1 (\beta)^{m\eta - \frac{1}{m} - 1} (1 - \beta)^{\frac{1}{n} - 1} d\beta + \int_0^1 (\beta)^{m\eta + m - \frac{1}{n} - 1} (1 - \beta)^{\frac{1}{n} - 1} d\beta$$

Nesse momento, deve-se utilizar a função Gama definida por:

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} t^{x-1} e^{-t} dt$$

Com x real

Assim como a função Beta:

$$B(x, w) = \int_0^1 t^{x-1} (1-t)^{w-1} dt = \frac{\Gamma(x)\Gamma(w)}{\Gamma(x+w)}$$

Isto nos permite obter:

$$S_0(0, \theta_s)^2 = \frac{-h_g K_s \theta_s}{n} \cdot \left[\frac{\Gamma\left(m \cdot \eta - \frac{1}{n}\right) \Gamma\left(\frac{1}{n}\right)}{\Gamma(m \cdot \eta)} + \frac{\Gamma\left(m \cdot \eta + m - \frac{1}{n}\right) \Gamma\left(\frac{1}{n}\right)}{\Gamma(m \cdot \eta + m)} \right]$$

Agora, a partir das propriedades da função Gama, tem-se $\Gamma(x+1) = x \Gamma(x)$ e então utilizando este para $x = 1/n$, obtém-se finalmente:

$$S_0(0, \theta_s)^2 = -c_p h_g K_s \theta_s$$

com

$$c_p = \Gamma\left(1 + \frac{1}{n}\right) \cdot \left[\frac{\Gamma\left(m \cdot \eta - \frac{1}{n}\right) \Gamma\left(\frac{1}{n}\right)}{\Gamma(m \cdot \eta)} + \frac{\Gamma\left(m \cdot \eta + m - \frac{1}{n}\right) \Gamma\left(\frac{1}{n}\right)}{\Gamma(m \cdot \eta + m)} \right]$$

O termo c_p é um parâmetro que depende dos parâmetros de forma (m , n e η), ou seja, ele é função unicamente da textura do solo.

ANEXO B - Balanço de Energia - método aerodinâmico combinado

O fluxo de calor latente (LE) pelo método aerodinâmico combinado foi obtido como termo residual da equação do balanço de energia (equação B1).

$$LE = Rn - G - H \quad (B1)$$

O fluxo de calor sensível pelo método aerodinâmico (H) foi obtido utilizando a seguinte equação:

$$H = c_p \rho_a \Delta T / r_a \quad (B2)$$

sendo c_k o calor específico do ar em pressão constante ($1013 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), ρ_a a densidade do ar (1285 kg m^{-3}), ΔT a diferença de temperatura do ar ($^\circ\text{C}$) e r_a a resistência aerodinâmica (sm^{-1}).

A resistência aerodinâmica foi obtida pela equação:

$$r_a = \left[\ln \left(\frac{(z_2 - h_d)}{(z_1 - h_d)} \right) - \psi h_2 + \psi h_1 \right] / k_{vk} u_* \quad (B3)$$

sendo z_2 e z_1 as alturas (m) de medição da velocidade do vento e da temperatura do ar nos níveis 2 e 1, respectivamente, h_d a altura (m) de deslocamento do plano zero, k_{vk} a constante de von Kármán (0,41), ψh_2 e ψh_1 as funções de correção para transporte de calor e u_* a velocidade de fricção (m s^{-1}).

A altura de deslocamento do plano zero (h_d) foi obtida da altura da cultura (h_c) como:

$$h_d = 2/3 h_c \quad (B4)$$

A velocidade de fricção para as condições atmosféricas neutras foi dada por:

$$u_* = \frac{(u_2 - u_1) k_{uk}}{\ln \left(\frac{(z_2 - h_d)}{(z_1 - h_d)} \right)} \quad (B5)$$

Já para as condições de não neutralidade (estáveis ou instáveis) a velocidade de fricção foi dada por:

$$u_* = \frac{(u_2 - u_1) k_{uk}}{\ln\left(\frac{(z_2 - h_d)}{(z_1 - h_d)}\right)} - \psi m_2 + \psi m_1 \quad (\text{B6})$$

sendo ψm_2 e ψm_1 as funções de correção para transporte de momentum e u_2 e u_1 as velocidades do vento medidas nos níveis z_2 e z_1 .

A contribuição da mistura induzida termicamente nas propriedades de transporte da camada de ar da superfície é considerada pelo termo diabático, o qual está relacionado ao comprimento de Monin-Obukhov (1954), L_{MO} , dado por:

$$L_{MO} = - \frac{\rho_a u_*^3}{kg \left(\frac{H}{\overline{Tc_k}} \right)} \quad (\text{B7})$$

sendo g a aceleração da gravidade ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) e H o fluxo de calor sensível (W m^{-2}). A função da influência diabática já foi formulada em muitas formas (Brutsaert, 1982) A formulação usada nesse trabalho foi àquela proposta por Dyer & Hicks (1970):

$$\phi_m = (1 - 16\zeta)^{-0.25} \quad (\text{B8})$$

$$\phi_h = (1 - 16\zeta)^{-0.50} \quad (\text{B9})$$

sendo $\zeta = (z-h_d)/L$, ϕ_m e ϕ_h as correções para momentum e calor, respectivamente. Desse modo, pode-se estimar ψ_m e ψ_h pelas seguintes expressões (Paulson, 1970):

$$\psi_m = 2 \ln\left[\frac{(1+x)}{2}\right] + \ln\left[\frac{(1+x^2)}{2}\right] - 2 \arctan(x) + \pi/2 \quad (\text{B10})$$

$$\psi_h = 2 \ln\left[\frac{(1+x^2)}{2}\right] \quad (\text{B11})$$

sendo $x = 1/\phi_m$.

Tendo em vista os efeitos diabáticos serem funções de u_* e de T_a a solução é interativa (Pieri & Fuchs, 1990).

A evaporação (EV) pelo método aerodinâmico combinado, foi obtida do dividindo-se o fluxo de calor latente pelo calor latente de vaporização.

ANEXO C – Medidas de tendência central e de variabilidade de dados

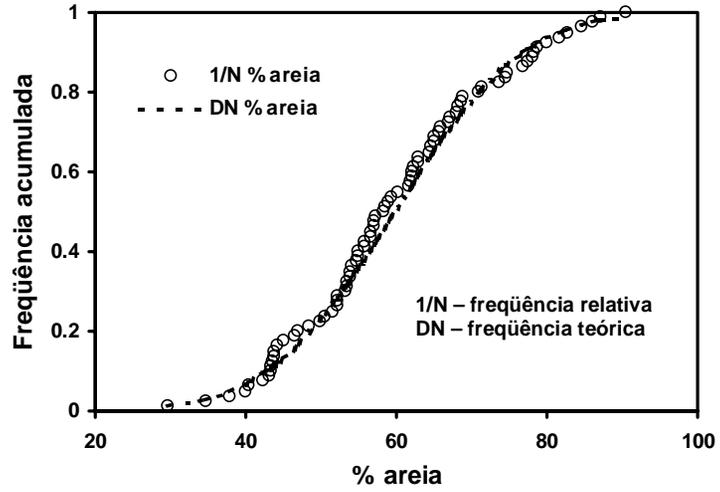
Tabela C.1. **NF** – Estatísticas das percentagens de areia, silte e argila.

<i>Estatística Descritiva</i>	<i>% areia</i>	<i>% silte</i>	<i>% argila</i>
<i>Média</i>	59,83	24,78	15,39
<i>Erro padrão</i>	1,49	0,87	0,70
<i>Mediana</i>	58,41	24,00	16,57
<i>Desvio padrão</i>	13,29	7,80	6,23
<i>Variância da amostra</i>	176,60	60,78	38,80
<i>Curtose</i>	-0,41	-0,02	-1,00
<i>Assimetria</i>	0,22	-0,02	-0,23
<i>Intervalo</i>	60,83	37,56	23,44
<i>Mínimo</i>	29,67	6,85	2,51
<i>Máximo</i>	90,50	44,41	25,95
<i>Soma</i>	4786,54	1982,45	1231,00
<i>Contagem</i>	80	80	80
<i>Nível de confiança (95.0%)</i>	2,96	1,73	1,39

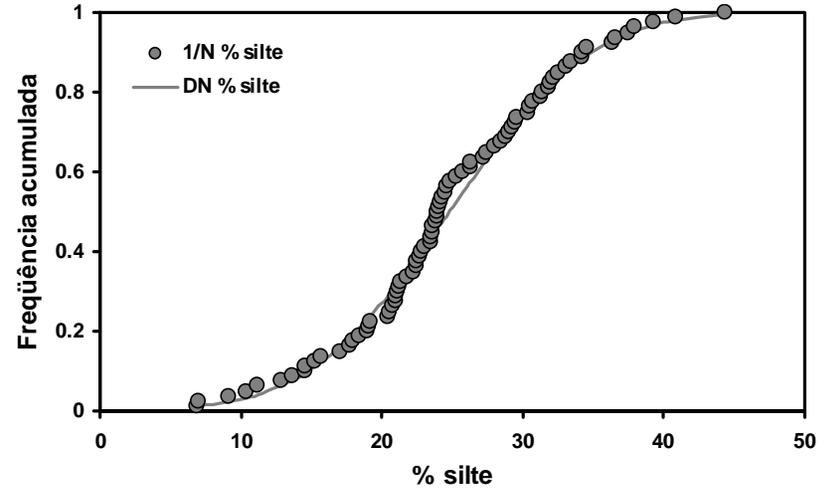
Tabela C.2. **NF** - Teste de distribuição Kolmogorov - Smirnov das componentes texturais.

<i>N_{VD}</i>	Valores de D_{KS}				 F(O) – F(t) _{máx} das componentes texturais		
	0,2	0,1	0,05	0,01	% areia	% silte	% argila
80	0,120	0,136	0,152	0,182	0,067	0,073	0,087

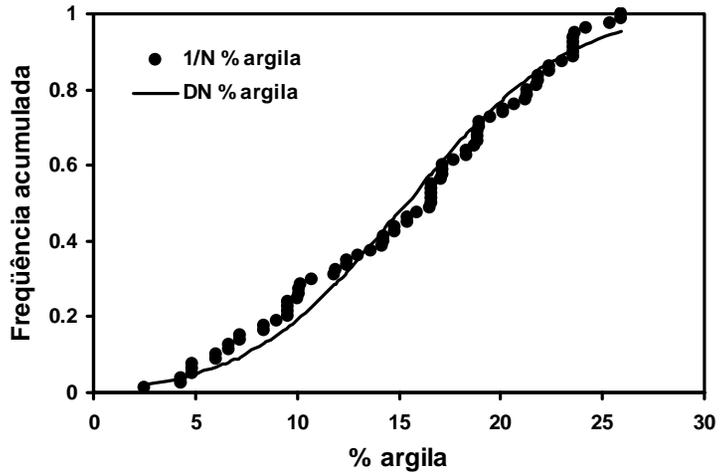
N_{VD} é o número total de amostra da população observada; $|F(O) – F(t)|_{máx}$ é a diferença entre frequência acumulada observada e teórica máxima; D_{KS} é o coeficiente de Kolmogorov-Smirnov para os respectivos níveis de significância (n.s.). $|F(O) – F(t)|_{máx} < D_{KS}$, aceita a hipótese.



(a)



(b)



(c)

Figura C.1. NE - Curvas de distribuição das percentagens de areia (a), de silte (b) e argila (c).

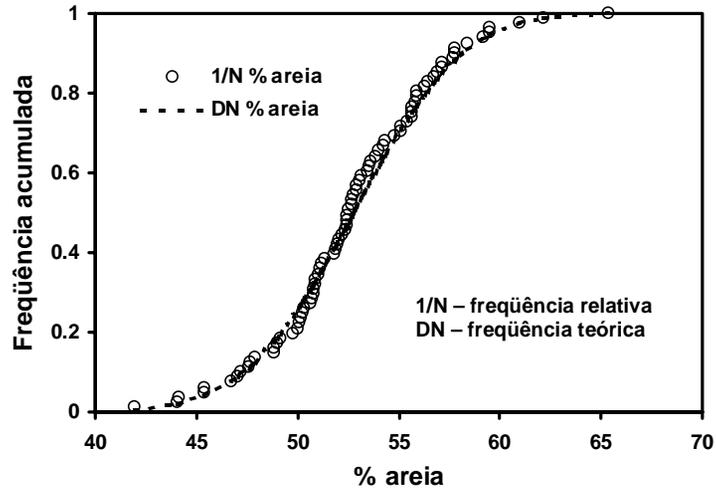
Tabela C.3. **LA** – Estatísticas das percentagens de areia, silte e argila.

<i>Estatística Descritiva</i>	<i>% areia</i>	<i>% silte</i>	<i>% argila</i>
<i>Média</i>	52,78	22,35	24,87
<i>Erro padrão</i>	0,47	0,47	0,52
<i>Mediana</i>	52,50	21,49	24,85
<i>Desvio padrão</i>	4,22	4,23	4,67
<i>Variância da amostra</i>	17,80	17,91	21,85
<i>Curtose</i>	0,53	-0,67	-0,94
<i>Assimetria</i>	0,11	0,54	0,15
<i>Intervalo</i>	23,35	16,41	18,23
<i>Mínimo</i>	41,99	15,67	17,18
<i>Máximo</i>	65,34	32,09	35,41
<i>Soma</i>	4275,15	1810,73	2014,12
<i>Contagem</i>	81	81	81
<i>Nível de confiança (95.0%)</i>	0,933	0,936	1,034

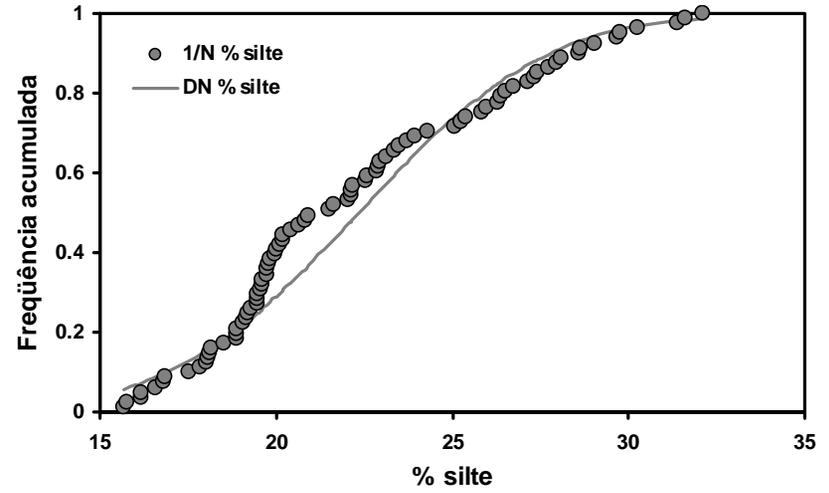
Tabela C.4. **LA** - Teste de distribuição Kolmogorov – Smirnov.

N_{DV}	Valores de D_{KS}				$ F(O) - F(t) _{\max}$ das componentes texturais		
	0,2	0,1	0,05	0,01	% areia	% silte	% argila
81	0,119	0,136	0,151	0,181	0,056	0,138	0,096

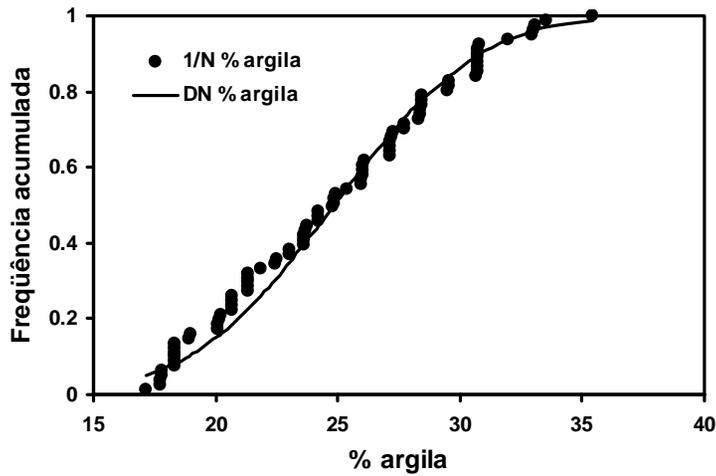
N_{DV} é o número total de amostra da população observada; $|F(O) - F(t)|_{\max}$ é a diferença entre frequência acumulada observada e teórica máxima; D_{KS} é o coeficiente de Kolmogorov-Smirnov para os respectivos níveis de significância (n.s.). $|F(O) - F(t)|_{\max} < D_{KS}$, aceita a hipótese.



(a)



(b)



(c)

Figura C.2. **LA** - Curvas de distribuição das percentagens de areia (a), de silte (b) e argila (c).

Tabela C.5. **NF** – Estatísticas dos parâmetros N , MN e D_g .

<i>Estatística Descritiva</i>	N	MN	D_g (μm)
<i>Média</i>	2,592	0,592	489,21
<i>Erro padrão</i>	0,022	0,022	13,32
<i>Mediana</i>	2,574	0,574	473,41
<i>Desvio padrão</i>	0,198	0,198	119,14
<i>Variância da amostra</i>	0,039	0,039	14193,39
<i>Curtose</i>	0,656	0,656	0,62
<i>Assimetria</i>	0,840	0,840	0,27
<i>Intervalo</i>	0,948	0,948	641,48
<i>Mínimo</i>	2,255	0,255	200,26
<i>Máximo</i>	3,203	1,203	841,73
<i>Soma</i>	207,360	47,360	39136,41
<i>Contagem</i>	80	80	80

Tabela C.6. **NF** - Teste de distribuição Kolmogorov- Smirnov.

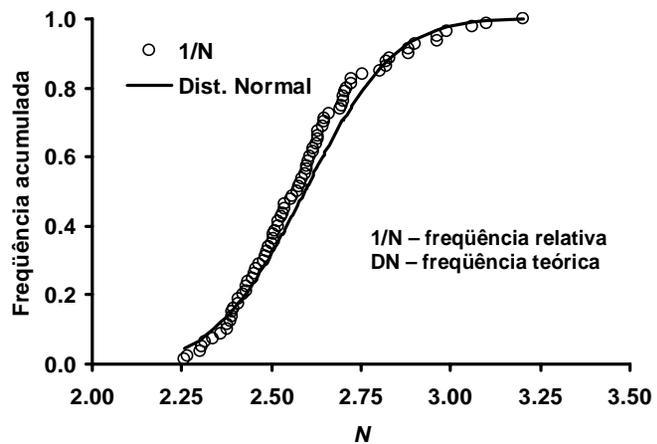
N_{VD}	Valores de D_{KS}				N	MN	D_g	
	n.s.							$ F(O) - F(t) _{\text{máx}}$ das componentes texturais
	0,2	0,1	0,05	0,01				
80	0,120	0,136	0,152	0,182	0,099	0,099	0,079	

Tabela C.7. **LA** - Estatísticas dos parâmetros N , MN e D_g .

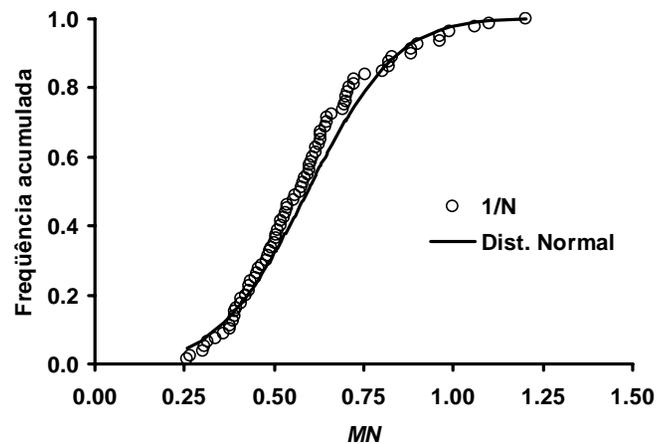
<i>Estatística Descritiva</i>	N	MN	D_g (μm)
<i>Média</i>	2,530	0,530	856,09
<i>Erro padrão</i>	0,010	0,010	10,07
<i>Mediana</i>	2,529	0,529	845,44
<i>Modo</i>	2,486	0,486	-
<i>Desvio padrão</i>	0,090	0,090	90,67
<i>Variância da amostra</i>	0,008	0,008	8220,30
<i>Curtose</i>	-0,255	-0,255	0,032
<i>Assimetria</i>	-0,230	-0,230	0,654
<i>Intervalo</i>	0,412	0,412	415,32
<i>Mínimo</i>	2,300	0,300	687,69
<i>Máximo</i>	2,712	0,712	1103,00
<i>Soma</i>	204,904	42,904	69343,63
<i>Contagem</i>	81	81	81

Tabela C.8. **LA** - Teste de distribuição Kolmogorov- Smirnov.

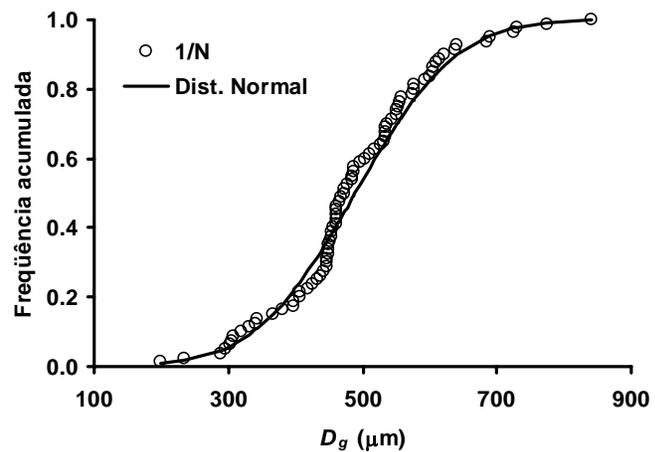
N_{DV}	Valores de D_{KS}				N	MN	D_g	
	n.s.							$ F(O) - F(t) _{\text{máx}}$ das componentes texturais
	0,2	0,1	0,05	0,01				
81	0,119	0,136	0,151	0,181	0,059	0,059	0,091	



(a)

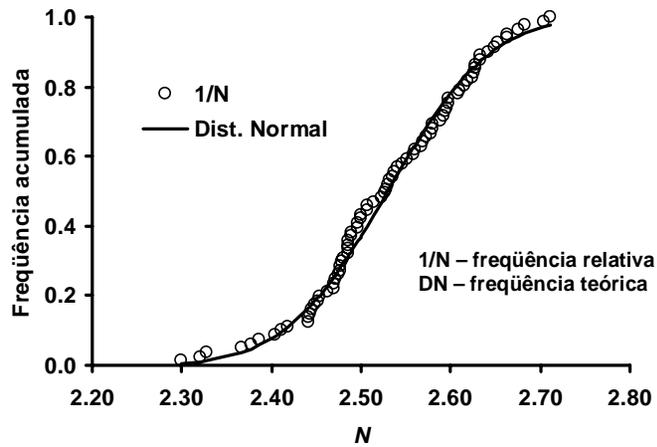


(b)

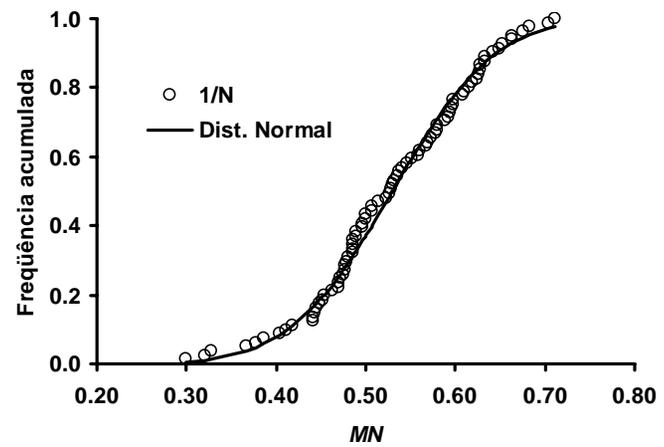


(c)

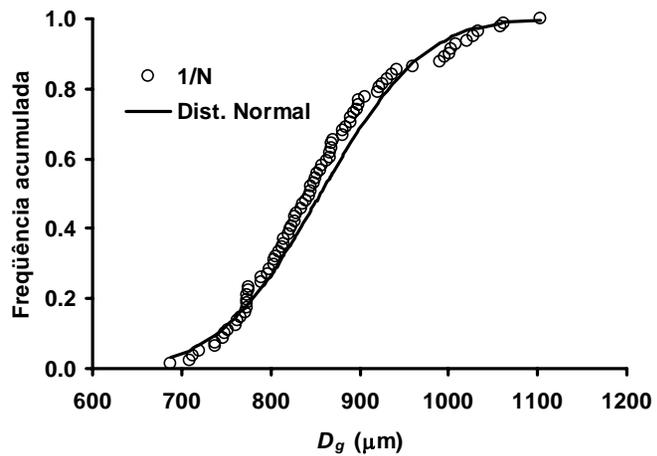
Figura C.3. NF - Curvas de distribuição dos parâmetros $F(D)$ nos 80 pontos.



(a)



(b)



(c)

Figura C.4. **LA** - Curvas de distribuição dos parâmetros $F(D)$ nos 81 pontos.

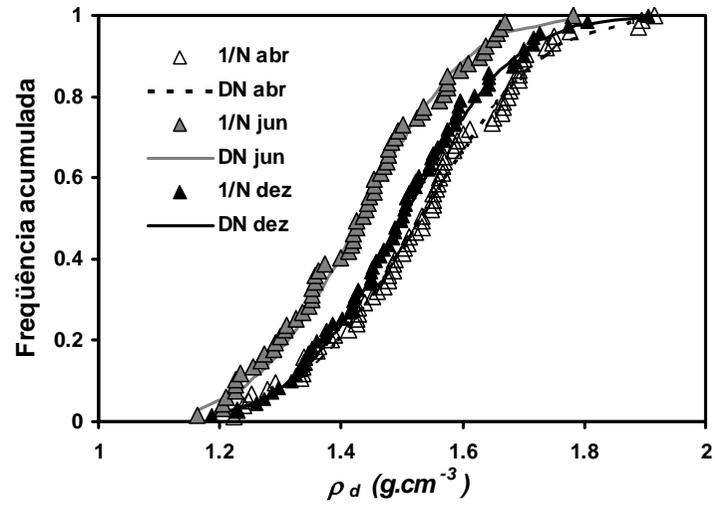
$$\rho_d - \theta_0 - \theta_s$$

Tabela C.9. **NF** – Estatísticas das propriedades físico-hídricas.

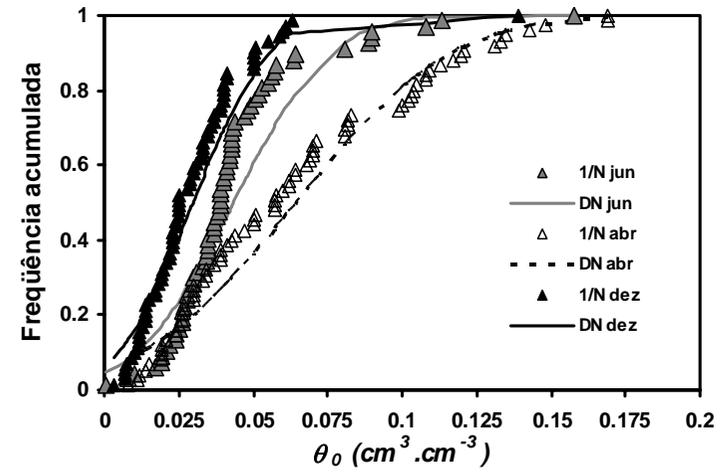
<i>Estatística Descritiva</i>	ρ_d (g. cm ⁻³)			θ_0 (cm ³ . cm ⁻³)			θ_s (cm ³ . cm ⁻³)		
	<i>abr</i>	<i>jun</i>	<i>dez</i>	<i>abr</i>	<i>jun</i>	<i>dez</i>	<i>abr</i>	<i>jun</i>	<i>dez</i>
<i>Média</i>	1,530	1,430	1,502	0,065	0,043	0,030	0,390	0,417	0,369
<i>Erro padrão</i>	0,018	0,017	0,017	0,005	0,003	0,002	0,007	0,008	0,008
<i>Mediana</i>	1,533	1,435	1,502	0,057	0,039	0,025	0,379	0,427	0,380
<i>Modo</i>	1,551	1,225	1,489	0,019	0,039	0,025	0,371	0,336	0,425
<i>Desvio padrão</i>	0,160	0,140	0,145	0,041	0,026	0,020	0,059	0,066	0,069
<i>Variância da amostra</i>	0,026	0,020	0,021	0,002	0,001	0,000	0,003	0,004	0,005
<i>Curtose</i>	-0,223	-0,588	-0,049	-0,337	6,140	12,183	0,136	-0,249	-0,781
<i>Assimetria</i>	0,106	0,160	0,234	0,716	2,059	2,562	0,355	-0,224	-0,138
<i>Intervalo</i>	0,693	0,618	0,721	0,161	0,157	0,136	0,267	0,282	0,277
<i>Mínimo</i>	1,222	1,163	1,185	0,008	0,001	0,003	0,277	0,263	0,232
<i>Máximo</i>	1,915	1,781	1,906	0,169	0,158	0,139	0,544	0,545	0,509
<i>Soma</i>	114,779	95,841	106,648	4,842	2,908	2,119	29,220	27,936	26,176
<i>Contagem</i>	75	67	71	75	67	71	75	67	71
<i>Nível de confiança (95.0%)</i>	0,037	0,034	0,034	0,009	0,006	0,005	0,014	0,016	0,016

Tabela C.10. **NF** - Teste de distribuição Kolmogorov- Smirnov.

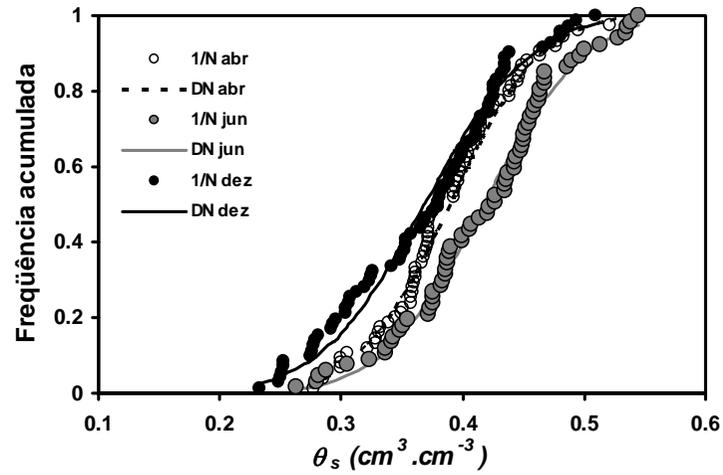
Meses	N _{VD}	Valores de D _{KS}				F(O) – F(t) _{máx} das propriedades		
		n.s.				ρ_d	θ_0	θ_s
		0,2	0,1	0,05	0,01			
abril	75	0,120	0,137	0,153	0,183	0,055	0,107	0,078
junho	67	0,121	0,138	0,154	0,185	0,061	0,207	0,070
dezembro	71	0,122	0,139	0,155	0,186	0,050	0,131	0,072



(a)



(b)



(c)

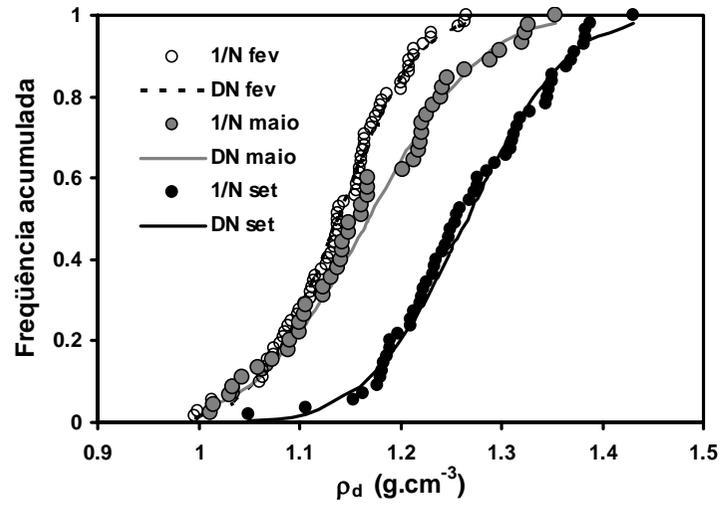
Figura C.5. **NF** - Curvas de distribuição das propriedades físico-hídricas.

Tabela C.11. **LA** - Estatísticas das propriedades físico-hídricas.

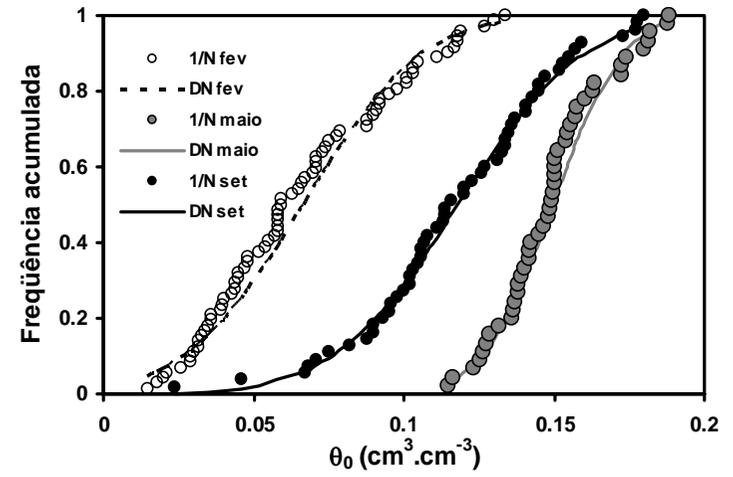
<i>Estatística Descritiva</i>	ρ_d ($g \cdot cm^{-3}$)			θ_0 ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)			θ_s ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)		
	<i>fev</i>	<i>maio</i>	<i>set</i>	<i>fev</i>	<i>maio</i>	<i>set</i>	<i>fev</i>	<i>maio</i>	<i>set</i>
<i>Média</i>	1,138	1,168	1,266	0,067	0,150	0,118	0,459	0,462	0,487
<i>Erro padrão</i>	0,007	0,013	0,011	0,004	0,003	0,004	0,006	0,008	0,009
<i>Mediana</i>	1,139	1,161	1,256	0,059	0,149	0,116	0,459	0,459	0,501
<i>Modo</i>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<i>Desvio padrão</i>	0,062	0,089	0,079	0,031	0,018	0,033	0,049	0,056	0,068
<i>Variância da amostra</i>	0,004	0,008	0,006	0,001	0,000	0,001	0,002	0,003	0,005
<i>Curtose</i>	-0,242	-0,633	-0,155	-0,818	-0,261	0,327	0,668	-0,204	0,370
<i>Assimetria</i>	-0,209	0,189	-0,152	0,405	0,368	-0,339	0,307	-0,473	0,118
<i>Intervalo</i>	0,269	0,342	0,380	0,119	0,074	0,156	0,251	0,234	0,327
<i>Mínimo</i>	0,996	1,012	1,050	0,015	0,115	0,024	0,343	0,325	0,345
<i>Máximo</i>	1,265	1,353	1,430	0,134	0,189	0,180	0,594	0,559	0,672
<i>Soma</i>	81,922	52,579	69,626	4,794	6,730	6,492	33,018	20,799	26,812
<i>Contagem</i>	72	45	55	72	45	55	72	45	55
<i>Nível de confiança (95.0%)</i>	0,015	0,027	0,021	0,007	0,006	0,009	0,012	0,017	0,018

Tabela C.12. **LA** - Teste de distribuição Kolmogorov- Smirnov.

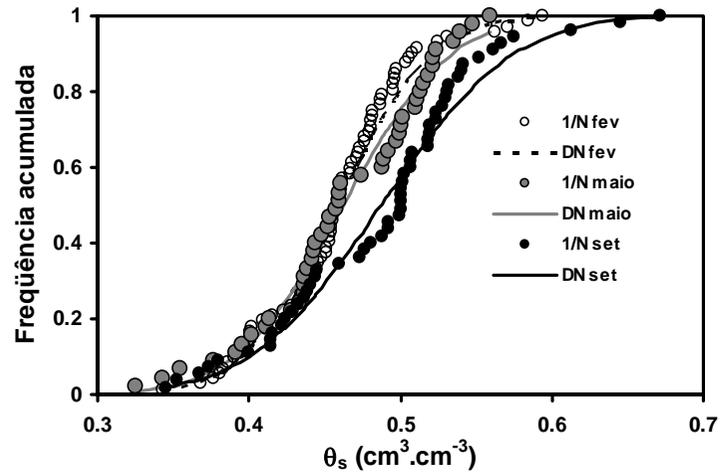
Meses	N_{VD}	Valores de D_{KS}				 F(O) – F(t) _{máx} das propriedades		
		n.s.				ρ_d	θ_0	θ_s
		0,2	0,1	0,05	0,01			
abril	72	0,126	0,144	0,160	0,192	0,053	0,110	0,078
junho	45	0,160	0,182	0,203	0,243	0,101	0,108	0,079
dezembro	55	0,144	0,165	0,183	0,220	0,062	0,040	0,094



(a)



(b)



(c)

Figura C.6. **LA** - Curvas de distribuição das propriedades físico-hídricas.

$n - nm - \eta - c_p$

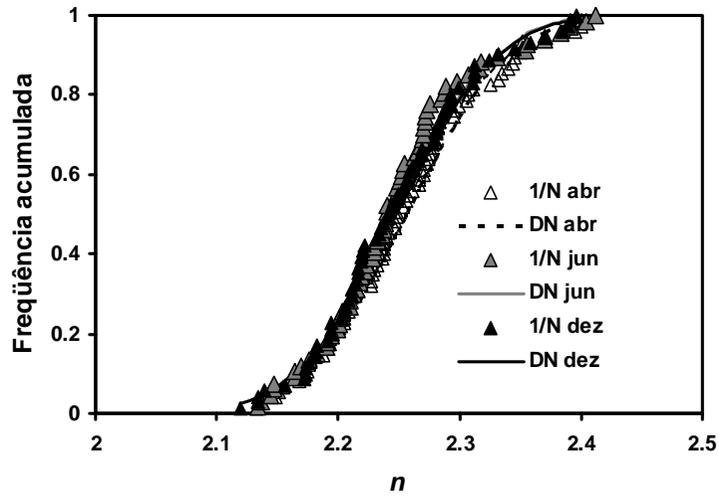
Tabela C.13. **NF** - Estatísticas dos parâmetros de forma de $h(\theta)$ e $K(\theta)$.

<i>Estatística</i> <i>Descritiva</i>	<i>n</i>			<i>nm</i>			η			c_p		
	<i>abr</i>	<i>Jun</i>	<i>dez</i>									
<i>Média</i>	2,256	2,247	2,248	0,299	0,288	0,287	10,347	10,586	10,631	2,425	2,451	2,256
<i>Erro padrão</i>	0,008	0,008	0,008	0,011	0,011	0,010	0,269	0,284	0,290	0,012	0,013	0,008
<i>Mediana</i>	2,248	2,241	2,243	0,284	0,274	0,280	10,033	10,307	10,148	2,429	2,448	2,248
<i>Desvio padrão</i>	0,066	0,065	0,065	0,091	0,087	0,087	2,333	2,322	2,440	0,105	0,109	0,066
<i>Var. da amostra</i>	0,004	0,004	0,004	0,008	0,008	0,007	5,445	5,392	5,952	0,011	0,012	0,004
<i>Curtose</i>	-0,311	0,299	-0,173	0,053	0,594	0,025	0,754	0,703	1,444	-0,602	-0,146	-0,311
<i>Assimetria</i>	0,368	0,614	0,395	0,614	0,808	0,575	0,909	0,865	1,069	0,023	-0,129	0,368
<i>Intervalo</i>	0,279	0,279	0,277	0,394	0,388	0,380	10,472	10,308	11,810	0,458	0,478	0,279
<i>Mínimo</i>	2,132	2,134	2,119	0,141	0,142	0,127	6,742	6,771	6,941	2,192	2,199	2,132
<i>Máximo</i>	2,412	2,412	2,396	0,534	0,530	0,507	17,214	17,078	18,751	2,650	2,677	2,412
<i>Soma</i>	169,23	150,58	159,63	22,41	19,29	20,40	776,03	709,26	754,80	181,89	164,20	169,23
<i>Contagem</i>	75	67	71	75	67	71	75	67	71	75	67	71
<i>N.conf.(95.0%)</i>	0,015	0,016	0,015	0,021	0,021	0,020	0,537	0,566	0,577	0,024	0,027	0,015

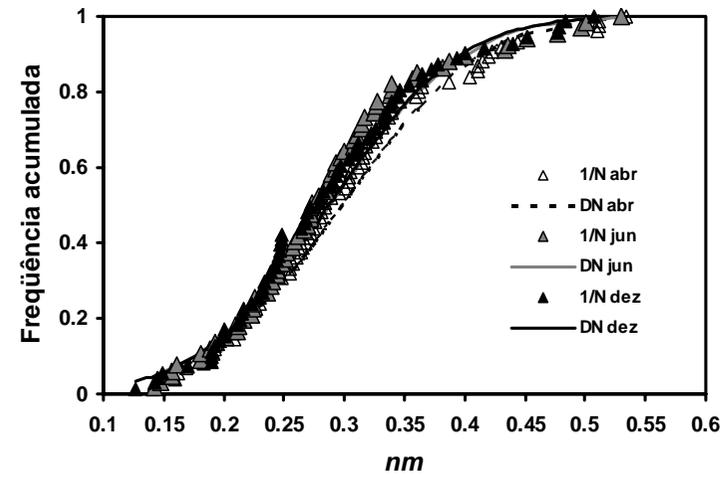
Tabela C.14. **NF** - Teste de distribuição Kolmogorov- Smirnov.

<i>Meses</i>	N_{VD}	Valores de D_{KS}				$ F(O) - F(t) _{\max}$ dos parâmetros			
		0,2	0,1	0,05	0,01	<i>n</i>	<i>nm</i>	η	c_p
abril	75	0,124	0,141	0,157	0,188	0,071	0,087	0,108	0,041
junho	45	0,131	0,149	0,166	0,199	0,110	0,101	0,103	0,058
dezembro	71	0,127	0,145	0,161	0,193	0,082	0,096	0,090	0,037

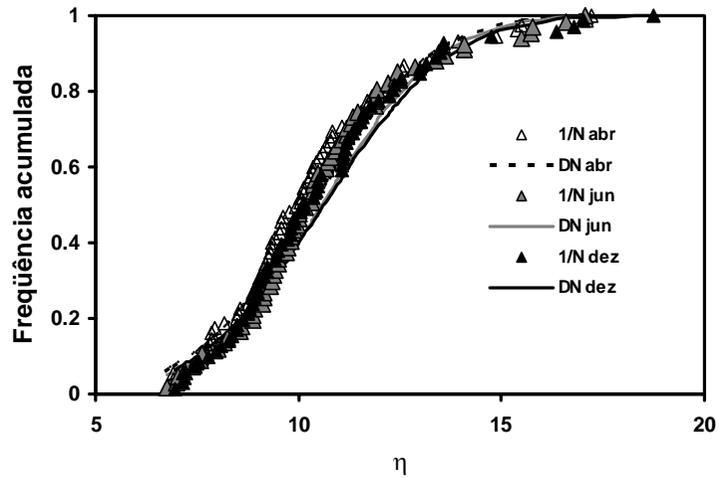
N_{VD} é o número total de amostra da população observada; $|F(O) - F(t)|_{\max}$ é a diferença entre frequência acumulada observada e teórica máxima; D_{KS} é o coeficiente de Kolmogorov-Smirnov para os respectivos níveis de significância (n.s.).



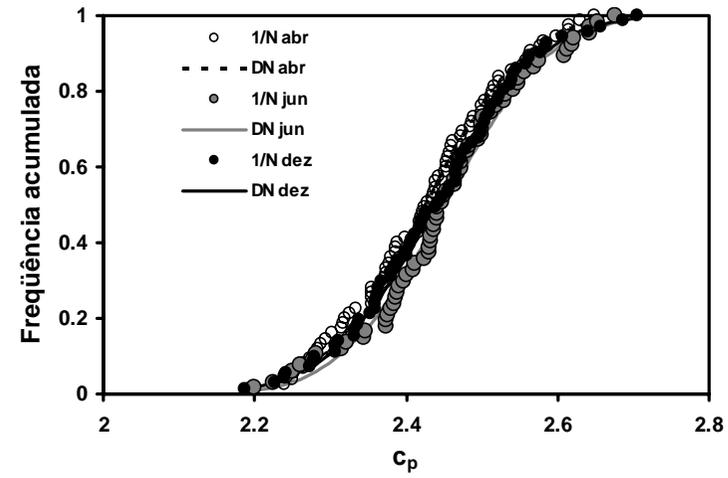
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura C.7. **NF** - Curvas de distribuição dos parâmetros de forma de $h(\theta)$ (a e b) e $K(\theta)$ (c) e do parâmetro c_p (d).

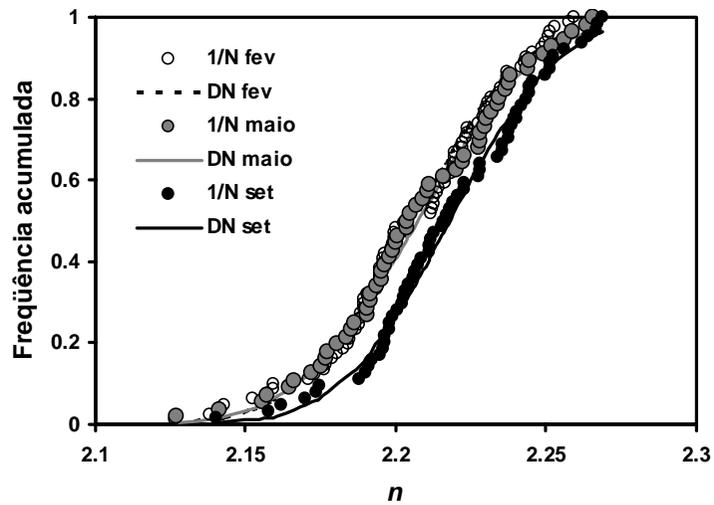
Tabela C.15. **LA** - Estatísticas dos parâmetros de forma de $h(\theta)$ e $K(\theta)$.

<i>Estatística</i> <i>Descritiva</i>	<i>n</i>			<i>nm</i>			η			c_p		
	<i>fev</i>	<i>maio</i>	<i>set</i>									
<i>Média</i>	2,206	2,207	2,218	0,237	0,238	0,250	11,713	11,681	11,202	2,557	2,547	2,514
<i>Erro padrão</i>	0,003	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,182	0,221	0,169	0,006	0,008	0,006
<i>Mediana</i>	2,204	2,204	2,216	0,235	0,234	0,245	11,514	11,560	11,154	2,553	2,548	2,510
<i>Desvio padrão</i>	0,030	0,031	0,029	0,039	0,041	0,038	1,636	1,654	1,356	0,058	0,060	0,052
<i>Var. da amostra</i>	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	2,677	2,736	1,838	0,003	0,004	0,003
<i>Curtose</i>	-0,196	-0,268	-0,146	-0,327	-0,376	-0,318	1,980	2,150	2,023	0,706	-0,028	0,432
<i>Assimetria</i>	-0,391	-0,216	-0,295	-0,274	-0,126	-0,185	1,260	1,190	1,135	0,762	0,313	0,522
<i>Intervalo</i>	0,132	0,139	0,128	0,174	0,175	0,167	8,183	8,157	6,874	0,277	0,289	0,254
<i>Mínimo</i>	2,127	2,127	2,140	0,137	0,137	0,152	9,434	9,401	9,271	2,468	2,425	2,415
<i>Máximo</i>	2,259	2,266	2,269	0,311	0,312	0,319	17,617	17,558	16,145	2,745	2,714	2,669
<i>Soma</i>	178,664	123,609	141,948	19,165	13,317	15,988	948,781	654,113	716,938	207,143	142,652	160,877
<i>Contagem</i>	72	45	55	72	45	55	72	45	55	72	45	55
<i>N. conf.(95.0%)</i>	0,007	0,008	0,007	0,009	0,011	0,009	0,362	0,443	0,339	0,013	0,016	0,013

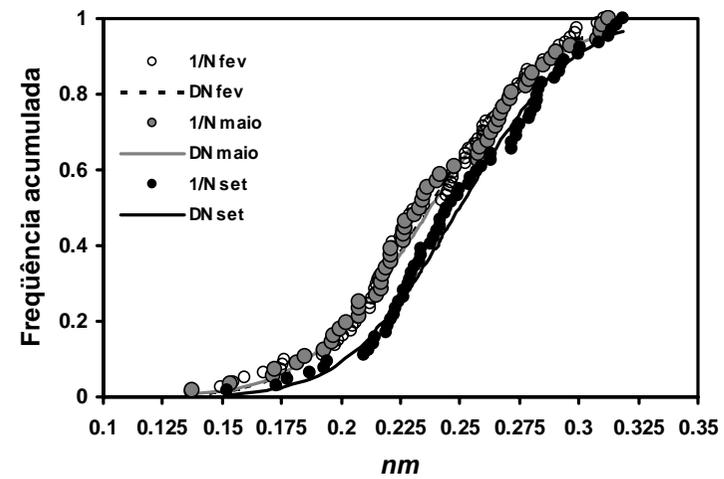
Tabela C.16. **NF** - Teste de distribuição Kolmogorov- Smirnov dos parâmetros dependentes da textura.

Meses	N_{VD}	Valores de D_{KS}				 F(O) – F(t) _{máx} dos parâmetros			
		n.s.				n	nm	η	c_p
		0,2	0,1	0,05	0,01				
abril	81	0,119	0,136	0,151	0,181	0,060	0,060	0,112	0,085
junho	56	0,143	0,163	0,182	0,218	0,064	0,066	0,104	0,064
dezembro	64	0,134	0,153	0,170	0,204	0,059	0,064	0,092	0,068

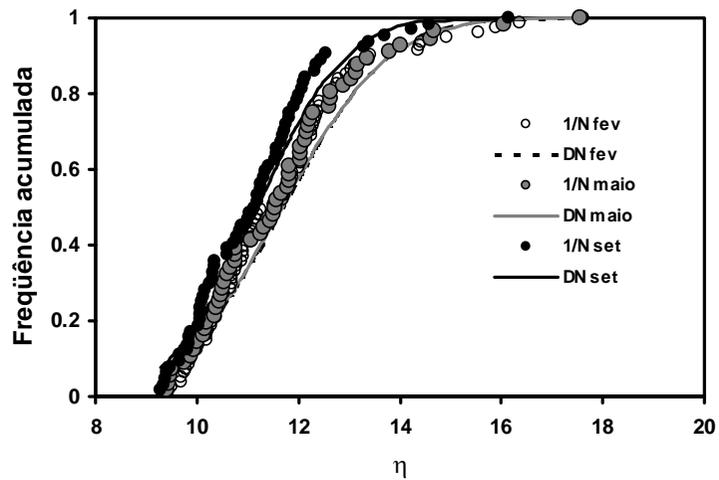
N_{VD} é o número total de amostra da população observada; $|F(O) – F(t)|_{máx}$ é a diferença entre frequência acumulada observada e teórica máxima; D_{KS} é o coeficiente de Kolmogorov-Smirnov para os respectivos níveis de significância (n.s.).



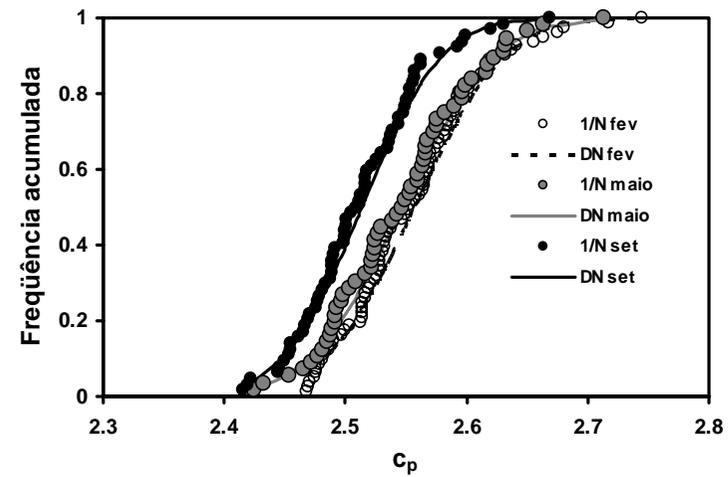
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura C.8. **LA** - Curvas de distribuição dos parâmetros de forma de $h(\theta)$ (a e b) e $K(\theta)$ (c) e do parâmetro c_p (d).

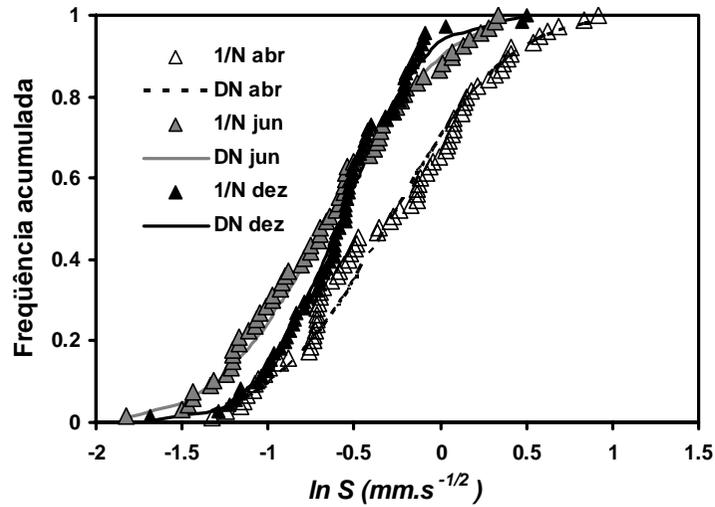
$$\ln S -, \ln K_s - \ln |h_g| - \ln \lambda_m$$

Tabela C.17. **NF** -Estatísticas de $\ln S$ ($mm.s^{-1/2}$), $\ln K_s$ ($mm.s^{-1}$), $\ln |h_g|$ (mm) e $\ln \lambda_m$ (mm).

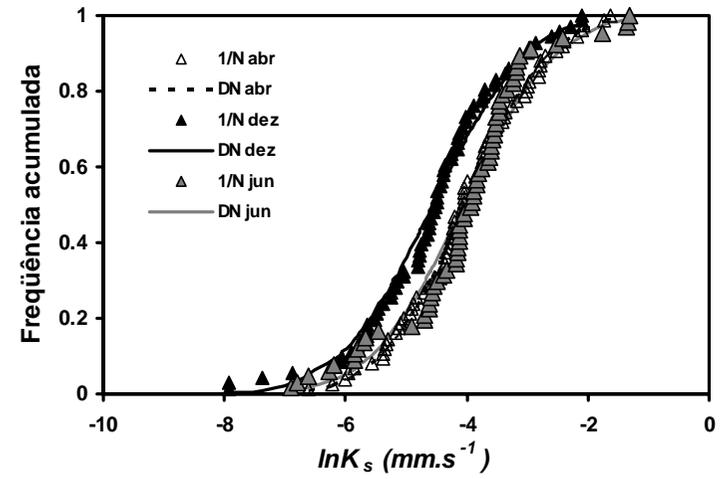
Estatística Descritiva	$\ln S$ ($mm.s^{-1/2}$)			$\ln K_s$ ($mm.s^{-1}$)			$\ln h_g $ (mm)			$\ln \lambda_m$ (mm)		
	abr	jun	dez	abr	jun	dez	abr	jun	dez	abr	jun	dez
<i>Média</i>	-0,290	-0,649	-0,577	-4,016	-4,054	-4,559	3,701	2,861	3,616	-1,981	-1,152	-0,290
<i>Erro padrão</i>	0,063	0,063	0,046	0,126	0,146	0,145	0,105	0,151	0,128	0,106	0,152	0,063
<i>Mediana</i>	-0,275	-0,643	-0,554	-4,051	-3,922	-4,501	3,666	2,738	3,571	-1,918	-1,020	-0,275
<i>Modo</i>	0,000	0,073	-0,612	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<i>Desvio padrão</i>	0,548	0,512	0,386	1,095	1,196	1,219	0,907	1,239	1,080	0,916	1,241	0,548
<i>Var.</i>	0,300	0,263	0,149	1,198	1,431	1,486	0,823	1,536	1,167	0,840	1,541	0,300
<i>Curtose</i>	-0,841	-0,689	0,866	-0,317	0,652	0,754	0,266	0,109	0,605	0,269	0,094	-0,841
<i>Assimetria</i>	0,112	0,053	0,080	-0,009	-0,214	-0,416	0,306	0,652	0,142	-0,357	-0,657	0,112
<i>Intervalo</i>	2,243	2,156	2,183	4,978	5,578	5,834	4,691	5,154	5,236	4,671	5,112	2,243
<i>Mínimo</i>	-1,328	-1,823	-1,685	-6,616	-6,893	-7,937	1,352	0,969	0,988	-4,336	-4,382	-1,328
<i>Máximo</i>	0,915	0,333	0,498	-1,638	-1,315	-2,103	6,043	6,123	6,224	0,335	0,730	0,915
<i>Soma</i>	-21,750	-43,483	-40,968	-301,236	-271,619	-323,692	277,573	191,712	256,766	-148,581	-77,177	-21,750
<i>Contagem</i>	75	67	71	75	67	71	75	67	71	75	67	75
<i>N.conf.(95.0%)</i>	0,126	0,125	0,091	0,252	0,292	0,289	0,209	0,302	0,256	0,211	0,303	0,126

Tabela C.18. **NF** - Teste de distribuição Kolmogorov- Smirnov.

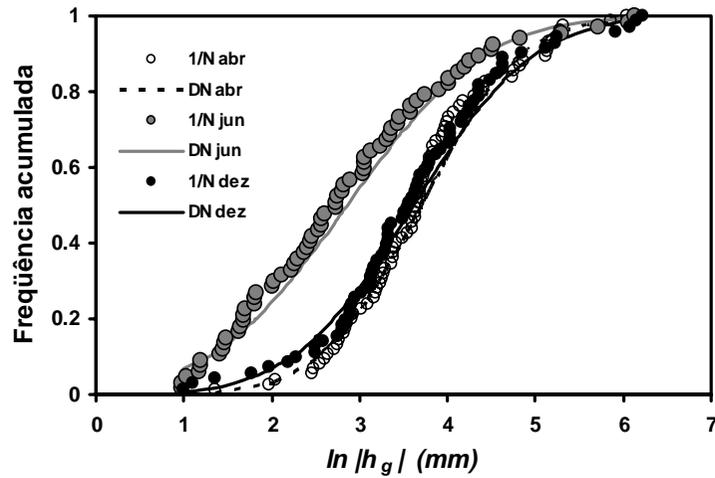
Meses	N _{VD}	Valores de D _{KS}				F(O) – F(t) _{máx}			
		n.s.				$\ln S$	$\ln K_s$	$\ln h_g $	$\ln \lambda_m$
		0,2	0,1	0,05	0,01				
abril	75	0,124	0,141	0,157	0,188	0,096	0,052	0,064	0,096
junho	67	0,131	0,149	0,166	0,199	0,053	0,117	0,080	0,053
dezembro	71	0,127	0,145	0,161	0,193	0,098	0,068	0,061	0,098



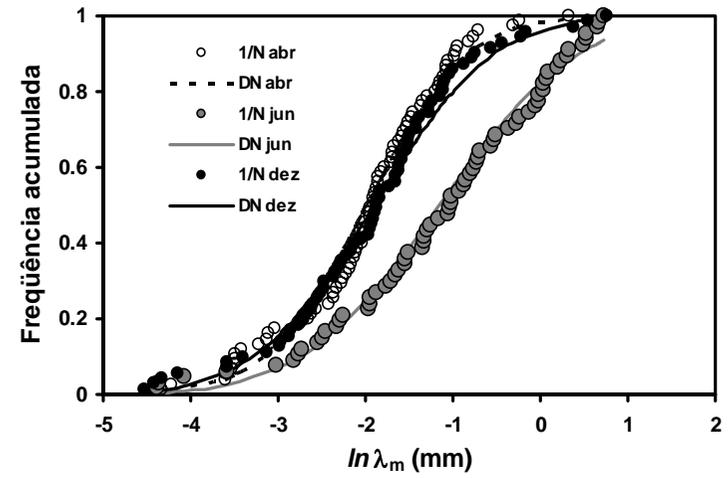
(a)



(b)



(c)



(d)

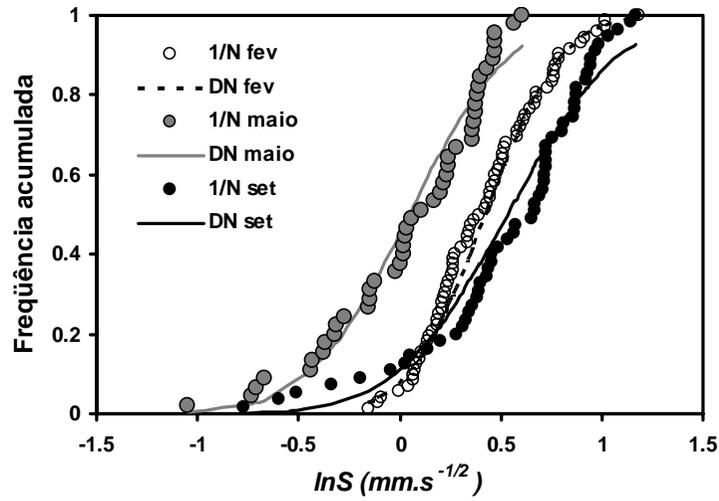
Figura C.9. **NF** - Curvas de distribuição de $\ln S$ ($\text{mm.s}^{-1/2}$) (a), $\ln K_s$ (mm.s^{-1}) (b), $\ln |h_g|$ (mm) (c) e $\ln \lambda_m$ (mm) (d).

Tabela C.19. **LA** - Estatísticas de $\ln S$ ($mm.s^{-1/2}$), $\ln K_s$ ($mm.s^{-1}$), $\ln|h_g|$ (mm) e $\ln\lambda_m$ (mm).

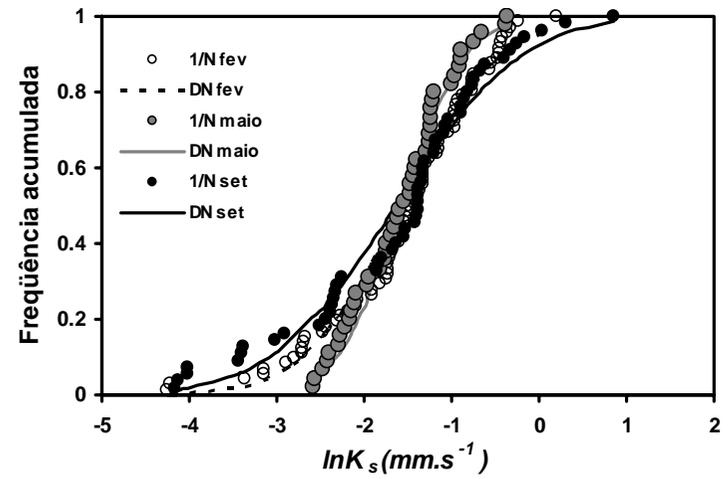
Estatística Descritiva	$\ln S$ ($mm.s^{-1/2}$)			$\ln K_s$ ($mm.s^{-1}$)			$\ln h_g $ (mm)			$\ln\lambda_m$ (mm)		
	fev	maio	set	fev	maio	set	fev	maio	set	fev	maio	set
Média	0,424	0,046	0,532	-1,554	-1,571	-1,635	2,411	1,910	2,804	-0,746	-0,238	0,424
Erro padrão	0,035	0,059	0,059	0,106	0,086	0,153	0,145	0,141	0,179	0,145	0,141	0,035
Mediana	0,409	0,109	0,669	-1,456	-1,545	-1,381	2,135	1,922	2,979	-0,450	-0,229	0,409
Desvio padrão	0,298	0,393	0,435	0,902	0,580	1,135	1,231	0,945	1,330	1,228	0,945	0,298
Var.	0,089	0,154	0,189	0,814	0,336	1,288	1,514	0,893	1,770	1,508	0,893	0,089
Curtose	-0,453	0,125	1,185	0,794	-0,670	0,076	-0,671	-1,026	-0,107	-0,640	-1,019	-0,453
Assimetria	0,356	-0,826	-1,139	-0,815	0,081	-0,520	0,392	0,202	-0,144	-0,399	-0,182	0,356
Intervalo	1,333	1,657	1,937	4,451	2,211	5,013	5,152	3,485	5,841	5,206	3,497	1,333
Mínimo	-0,151	-1,052	-0,768	-4,247	-2,578	-4,155	0,553	0,399	-0,033	-4,070	-2,199	-0,151
Máximo	1,182	0,605	1,169	0,203	-0,367	0,858	5,705	3,884	5,808	1,136	1,298	1,182
Soma	30,500	2,092	29,271	-111,878	-70,688	-89,908	173,584	85,972	154,193	-53,687	-10,730	30,500
Contagem	72	45	55	72	45	55	72	45	55	72	45	72
N. conf.(95%)	0,070	0,118	0,118	0,212	0,174	0,307	0,289	0,284	0,360	0,289	0,284	0,070

Tabela C.20. **LA** - Teste de distribuição Kolmogorov- Smirnov.

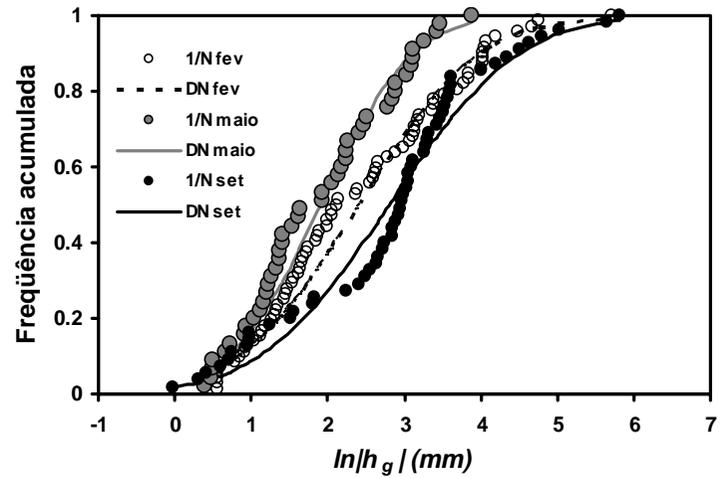
Meses	N _{VD}	Valores de D _{KS}				F(O) – F(t) _{máx}			
		n.s.				$\ln S$	$\ln K_s$	$\ln h_g $	$\ln\lambda_m$
		0,2	0,1	0,05	0,01				
abril	72	0,126	0,144	0,160	0,192	0,096	0,108	0,099	0,093
junho	45	0,160	0,182	0,203	0,243	0,096	0,078	0,123	0,092
dezembro	55	0,144	0,165	0,183	0,220	0,118	0,122	0,105	0,120



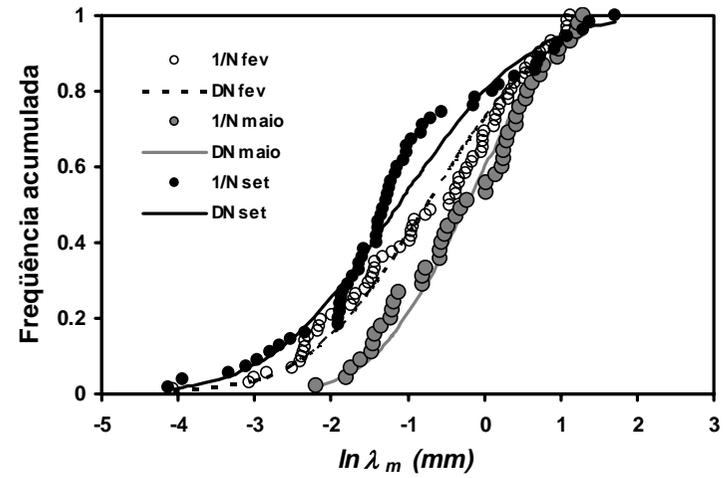
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura C.10. **LA** - Curvas de distribuição de $\ln S$ ($\text{mm.s}^{-1/2}$) (a), $\ln K_s$ (mm.s^{-1}) (b), $\ln |h_g|$ (mm) (c) e $\ln \lambda_m$ (mm) (d).

ANEXO D – Análise de variância

Na análise de variância foi levado em consideração apenas um único critério, representado pelos efeitos das amostragens nos três meses dos dois sítios experimentais. Os experimentos planejados com base neste tipo de análise são denominados “experimentos inteiramente casualizados” (Ferreira, 1996). No nosso caso, quando a variação total é decomposta, as causas conhecidas e desconhecidas representam, respectivamente, a variação entre as amostragens (entre meses) e a variação dentro dos meses (erro ou resíduo). Os quadros da análise de variância seguem o demonstrativo da Tabela D1.

Tabela D1. Quadro da análise de Variância.

Fonte da variação	Soma dos Quadrados (SQ)	Graus de Liberdade (GL)	Quadrado Médio (QM)	F Calculado
Entre os meses	SQ_1	$e_m - 1$	$QM_1 = SQ_1 / e_m - 1$	QM_1 / QM_2
Dentro dos meses	$SQ_2 = SQ_{Tot} - SQ_1$	$e_m (N_{VD} - 1) - n_{pp}$	$QM_2 = SQ_2 / e_m (N_{VD} - 1) - n_{pp}$	
Total	SQ_{Tot}	$N_{ob} - 1$		

$N_{ob} = (e_m \cdot N_{VD}) - n_{pp}$; n_{pp} - número de parcela perdida.

Para as formulações matemáticas e os processos da análise de variância, pede-se:

$$SQ_{Tot} = \sum X^2 - \frac{(\sum X)^2}{N_{ob}} \rightarrow SQ_1 = \left(\frac{(T_1)^2}{N_{VD1}} + \frac{(T_2)^2}{N_{VD2}} + \frac{(T_3)^2}{N_{VD3}} \right) - \frac{(\sum X)^2}{N_{ob}}$$

$$SQ_2 = SQ_{Tot} - SQ_1 \rightarrow QM_1 = \frac{SQ_1}{e_m - 1} \rightarrow QM_2 = \frac{SQ_2}{e_m \cdot (N_{VD} - 1) - n_{pp}}$$

sendo X o valor de observação e N_{ob} o número de observações, que corresponde ao número de meses (e_m) multiplicado pelo número de repetições do experimento (N_{VD}) (os subscritos correspondem ao numero de meses) e T o total de cada mês.

O QM_2 corresponde a estimativa da variância do erro experimental (σ^2), cujo valor é utilizado nos testes de hipótese, objetivando verificar se existe ou não diferença significativa entre os meses.

O Teste F

O valor de F calculado é comparado com o valor de F crítico ($F > 1$) (Pimentel Gomes, 1985), com $n_1 =$ graus de liberdade entre os meses ($n_1 = 2$) e $n_2 =$ graus de liberdade dentro dos meses ($n_2 = 210$ e 169 para NF e LA, respectivamente).

Logo, temos:

F calculado $\geq F$ crítico (1%) - ** (existe diferença significativa ao nível de 1% de probabilidade);

F calculado $\leq F$ crítico (1%) – recorre-se ao nível de 5% de probabilidade;

F calculado $\geq F$ crítico (5%) - * (existe diferença significativa ao nível de 5% de probabilidade);

F calculado $\leq F$ crítico (5%) – ns (não existe diferença significativa entre os tratamentos ao nível de 5% de probabilidade).

O Teste DMS

O teste da diferença mínima significativa (DMS) é empregado na comparação das médias mensais. Quando o teste F foi significativo, utilizou-se o teste DMS para fazer as comparações planejadas de acordo com a seguinte equação:

$$DMS(5\%) = t(5\%) \cdot \sqrt{\left(\frac{1}{N_{VD1}} + \frac{1}{N_{VD2}} + \frac{1}{N_{VD3}} \right) \cdot s^2}$$

sendo $t(5\%)$ o valor tabelado do teste t ao nível de 5% de probabilidade (Pimentel Gomes, 1985); s^2 a estimativa da variância do erro experimental, que corresponde ao QM_2 e N_{VD} é o número de repetições da média.

Em seguida os valores de cada contraste (\hat{G}), que é a diferença entre as médias mensais, são comparadas com o valor de DMS . Logo, temos:

$\hat{G} \geq DMS$ (5%) - * (existe diferença significativa entre os meses ao nível de 5% de probabilidade);

$\hat{G} \leq DMS$ (5%) – ns (não existe diferença significativa entre os meses ao nível de 5% de probabilidade).

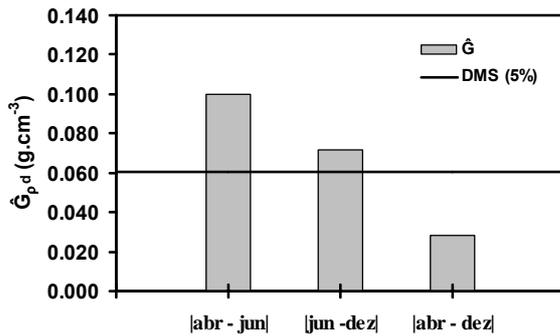
Quando aplicamos o teste DMS , estamos testando as hipóteses: a) $H_0 : \hat{G} = 0$ (as médias mensais são semelhantes); b) $H_0 : \hat{G} \neq 0$ (as médias mensais são diferentes).

Resultados

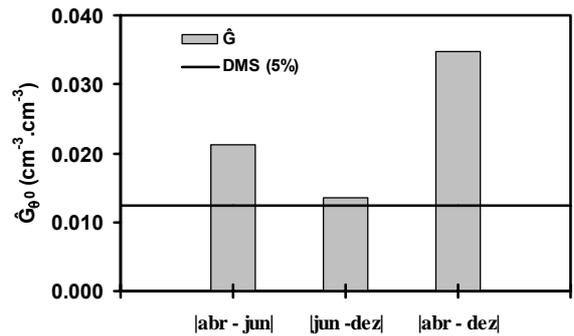
Propriedades físico-hídricas (ρ_d , θ_0 e θ_s)

Tabela D2. **NE** - Testes F (1% de significância) para as propriedades físico-hídricas (ρ_d , θ_0 e θ_s).

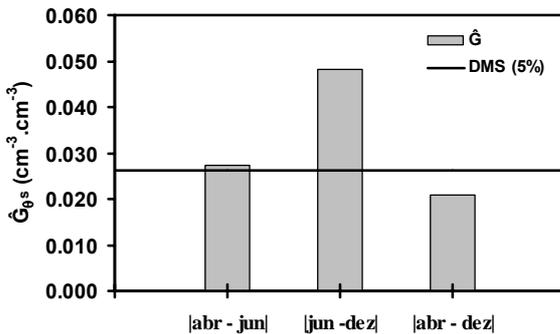
Fonte da variação	SQ	GL	QM	F	F crítico
ρ_d (g.cm^{-3})					
Entre os meses	0,370	2	0,185	8,35	4,71**
Dentro dos meses	4,655	210	0,022		
Total	5,025	212			
θ_0 ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)					
Entre os meses	0,045	2	0,0224	24,20	4,71**
Dentro dos meses	0,194	210	0,0009		
Total	0,239	212			
θ_s ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)					
Entre os meses	0,081	2	0,0403	9,64	4,71**
Dentro dos meses	0,878	210	0,0042		
Total	0,959	212			



a) ρ_d (g.cm^{-3})



b) θ_0 ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)

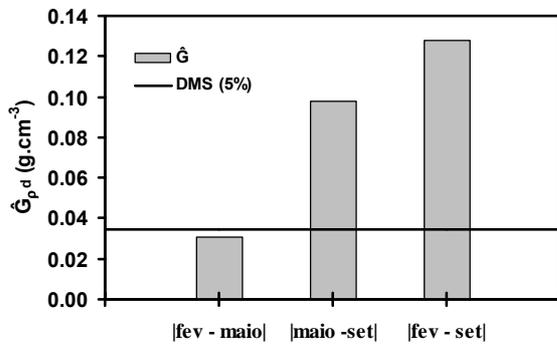


c) θ_s ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)

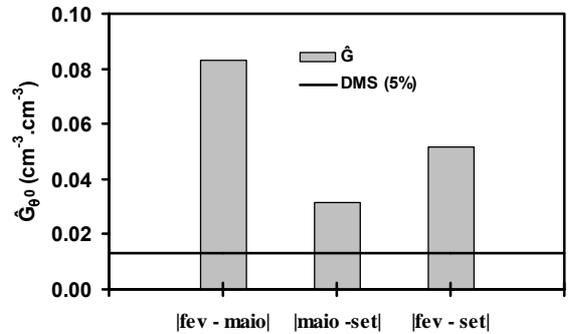
Figura D1. **NE** - Teste DMS para as propriedades físico-hídricas (ρ_d , θ_0 e θ_s) nos meses de abril, junho e dezembro de 2001. $t(5\%) = 1,97$

Tabela D3. **LA** - Testes F (1% de significância) para as propriedades físico-hídricas (ρ_d , θ_0 e θ_s).

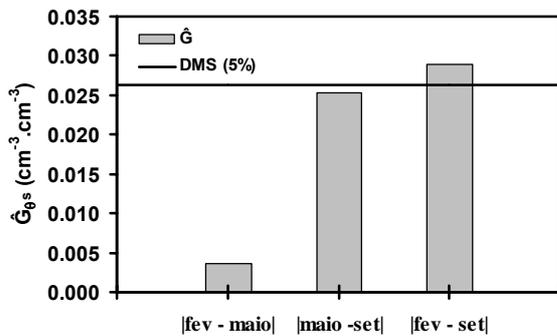
Fonte da variação	SQ	GL	QM	F	F crítico
ρ_d (g.cm^{-3})					
Entre os meses	0,5324	2	0,2662	47,15	4,73**
Dentro dos meses	0,9542	169	0,0056		
Total	1,4866	171			
θ_0 ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)					
Entre os meses	0,2050	2	0,1025	122,55	4,73**
Dentro dos meses	0,1413	169	0,0008		
Total	0,3463	171			
θ_s ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)					
Entre os meses	0,0287	2	0,0143	4,35	4,73**
Dentro dos meses	0,5575	169	0,0033		
Total	0,5862	171			



a) ρ_d (g.cm^{-3})



b) θ_0 ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)



c) θ_s ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)

Figura D2. **LA** - Teste DMS para as propriedades físico-hídricas (ρ_d , θ_0 e θ_s) nos meses de fevereiro, maio e setembro de 2002. $t(5\%) = 1,97$.

Parâmetros texturais (n e η)

Tabela D4. **NF** - Testes F (1% de significância) para os parâmetros texturais (n e η).

Fonte da variação	SQ	GL	QM	F	F crítico
		n			
Entre os meses	0,004	2	0,002	0,423	4,71ns
Dentro dos meses	0,894	210	0,004		
Total	0,898	212			
		η			
Entre os meses	3,407	2	1,703	0,304	4,71ns
Dentro dos meses	1175,453	210	5,597		
Total	1178,860	212			

Tabela D5. **LA** - Testes F (1% de significância) para os parâmetros texturais (n e η)

Fonte da variação	SQ	GL	QM	F	F crítico
		n			
Entre os meses	0,0059	2	0,00295	2,830	4,73ns
Dentro dos meses	0,1764	169	0,00104		
Total	0,1823	171			
		η			
Entre os meses	10,845	2	5,423	1,907	4,73ns
Dentro dos meses	480,483	169	2,843		
Total	491,328	171			

Parâmetros ($\ln S$, $\ln K_s$, $\ln |h_g|$ e $\ln \lambda_m$)

Tabela D6. **NF** - Testes F (1% de significância) para os parâmetros ($\ln S$, $\ln K_s$, $\ln |h_g|$ e $\ln \lambda_m$)

Fonte da variação	SQ	GL	QM	F	F crítico
		$\ln S$ (mm.s ^{-1/2})			
Entre os meses	5,216	2	2,608	10,95	4,71**
Dentro dos meses	50,003	210	0,238		
Total	55,218	212			
		$\ln K_s$ (mm.s ⁻¹)			
Entre os meses	13,089	2	6,544	4,79	4,71**
Dentro dos meses	287,187	210	1,368		
Total	300,275	212			
		$\ln h_g $ (mm)			
Entre os meses	29,541	2	14,771	12,71	4,71**
Dentro dos meses	243,974	210	1,162		
Total	273,515	212			
		$\ln \lambda_m$ (mm)			
Entre os meses	28,951	2	14,476	12,36	4,71**
Dentro dos meses	245,868	210	1,171		
Total	274,820	212			

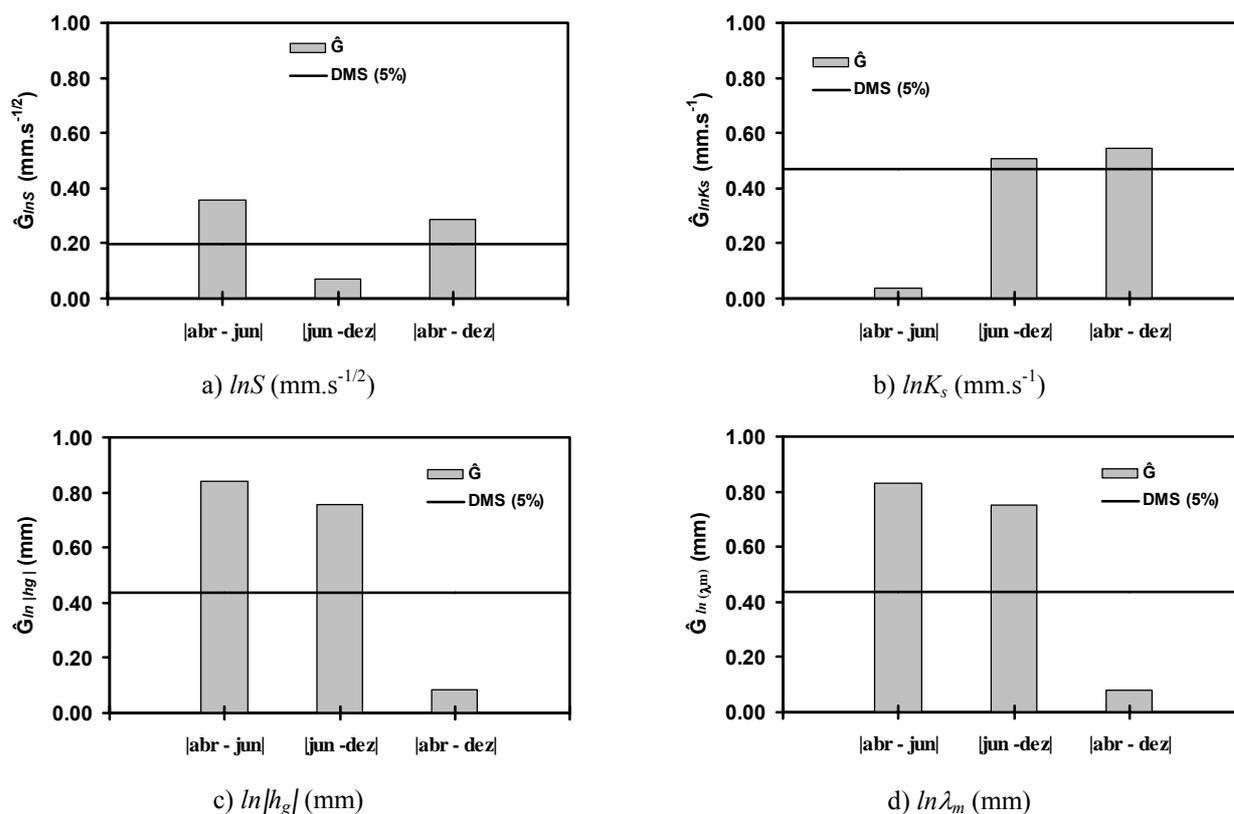


Figura D3. **NE** - Teste *DMS* para os parâmetros ($\ln S$, $\ln K_s$, $\ln |h_g|$ e $\ln \lambda_m$) nos meses de abril, junho e dezembro de 2001. $t(5\%) = 1,97$.

Tabela D7. **LA** - Testes *F* (1% de significância) para os parâmetros ($\ln S$, $\ln K_s$, $\ln |h_g|$ e $\ln \lambda_m$).

Fonte da variação	<i>SQ</i>	<i>GL</i>	<i>QM</i>	<i>F</i>	<i>F crítico</i>
$\ln S$ ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1/2}$)					
Entre os meses	6,345	2	3,173	23,02	4,73**
Dentro dos meses	23,297	169	0,138		
Total	29,642	171			
$\ln K_s$ ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$)					
Entre os meses	0,214	2	0,107	0,13	4,73ns
Dentro dos meses	142,162	169	0,841		
Total	142,376	171			
$\ln h_g $ (mm)					
Entre os meses	19,742	2	9,871	6,88	4,73**
Dentro dos meses	242,345	169	1,434		
Total	262,087	171			
$\ln \lambda_m$ (mm)					
Entre os meses	19,266	2	9,633	6,73	4,73**
Dentro dos meses	241,792	169	1,431		
Total	261,058	171			

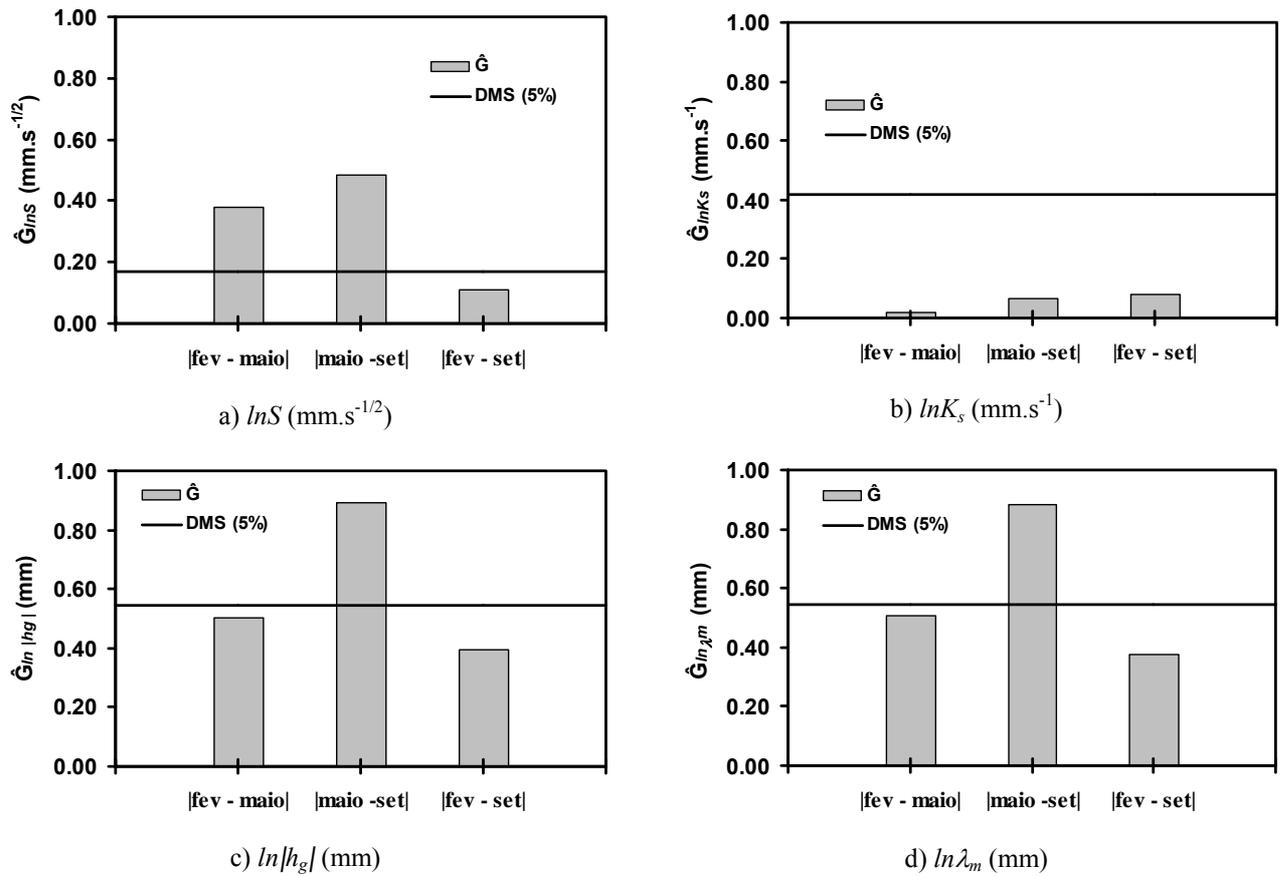


Figura D4. **LA** - Teste *DMS* para os parâmetros ($\ln S$, $\ln K_s$, $\ln |h_g|$ e $\ln \lambda_m$) nos meses de fevereiro, maio e setembro de 2002. $t(5\%) = 1,97$.

ANEXO E – Análise da variância para a evaporação acumulada em função do tempo

Considerando os experimentos com cinco critérios (tratamentos) para obter a evaporação acumulada (AD, PE1, PE2, PE3 e PE4) em oito dias (repetições), então tem-se o seguinte quadro auxiliar da análise da variância:

Tabela E1. Quadro da análise de Variância.

Trat ^{os}	Repetições (dias)								Totais de Trat ^{os}
	1	2	3	4	5	6	7	8	
AD	X,AD_1 *	X,AD_2	X,AD_3	X,AD_4	X,AD_5	X,AD_6	X,AD_7	X,AD_8	T_{AD}
PE1	$X,PE1_1$	$X,PE1_2$	$X,PE1_3$	$X,PE1_4$	$X,PE1_5$	$X,PE1_6$	$X,PE1_7$	$X,PE1_8$	T_{PE1}
PE2	$X,PE2_1$	$X,PE2_2$	$X,PE2_3$	$X,PE2_4$	$X,PE2_5$	$X,PE2_6$	$X,PE2_7$	$X,PE2_8$	T_{PE2}
PE3	$X,PE3_1$	$X,PE3_2$	$X,PE3_3$	$X,PE3_4$	$X,PE3_5$	$X,PE3_6$	$X,PE3_7$	$X,PE3_8$	T_{PE3}
PE4	$X,PE4_1$	$X,PE4_2$	$X,PE4_3$	$X,PE4_4$	$X,PE4_5$	$X,PE4_6$	$X,PE4_7$	$X,PE4_8$	T_{PE4}

* Valores da evaporação acumulada diária (somatório das taxas de evaporação obtidas a cada 30 minutos, ou seja, de 48 medidas diárias); AD - valores da evaporação acumulada total obtidos com o método aerodinâmico misto.

Tabela E2. Esquema da análise da variância.

Fonte da variação	Soma dos Quadrados (SQ)	Graus de Liberdade (GL)	Quadrado Médio (QM)	F Calculado
Tratamentos	SQ_1	$j - 1$	$QM_1 = SQ_1 / j - 1$	QM_1 / QM_2
Resíduos	$SQ_2 = SQ_{Tot} - SQ_1$	$j (f - 1)$	$QM_2 = SQ_2 / j (f - 1)$	
Total	SQ_{Tot}	$N_{ob} - 1$		

$N_{ob} = (e_m \cdot N_{VD}) - n_{pp}$; n_{pp} - número de parcela perdida.

Para as formulações matemáticas e os processos da análise de variância, pede-se:

$$SQ_{Tot} = \sum X^2 - \frac{(\sum X)^2}{N_{ob}} \rightarrow \quad SQ_1 = \frac{\sum T^2}{j} - \frac{(\sum X)^2}{N_{ob}}$$

$$SQ_2 = SQ_{Tot} - SQ_1 \rightarrow \quad QM_1 = \frac{SQ_1}{j-1} \rightarrow \quad QM_2 = \frac{SQ_2}{j \cdot (f-1)}$$

sendo X o valor de observação e N_{ob} o número de observações, que corresponde ao número de meses (j) multiplicado pelo número de repetições do experimento (f) e T o total de tratamentos.

O QM_2 corresponde a estimativa da variância do erro experimental (σ^2), cujo valor é utilizado nos testes de hipótese, objetivando verificar se existe ou não diferença significativa entre os meses.

O Teste DMS

Utilizou-se o teste *DMS* para fazer as comparações planejadas de acordo com a seguinte equação: $DMS(5\%) = t(5\%) \cdot \sqrt{2 \cdot s^2 / f}$. Sendo $t(5\%)$ o valor tabelado do teste t ao nível de 5% de probabilidade (Pimentel Gomes, 1985); s^2 a estimativa da variância do erro experimental, que corresponde ao QM_2 e f é o número de repetições da média.

Em seguida, os valores de cada contraste (\hat{G}), que é a diferença entre tratamentos, são comparadas com o valor de *DMS*. Quando aplicado o teste *DMS*, testa-se as hipóteses: a) $H_0 : \hat{G} = 0$ (as médias entre tratamentos são semelhantes); b) $H_0 : \hat{G} \neq 0$ (as médias entre tratamentos são diferentes).

Resultados

Tabela E3. **NF** - Testes F (1% de significância) para as evaporações acumuladas obtidas por **AD, PE1, PE2, PE3 e PE4**.

Fonte da variação	<i>SQ</i>	<i>gl</i>	<i>MQ</i>	<i>F</i>	<i>F crítico</i>
Tratamentos	19,365	4	4,841	3,699	3,908**
Resíduos	45,815	35	1,309		
Total	65,180	39			

** - significativo pelo teste F ao nível de 1% de probabilidade.

Tabela E4. **NF**. Valores dos contraste (\hat{G}) entre os tratamentos AD, PE1, PE2, PE3 e PE4 – $t(5\%) = 4,04$ e $DMS(5\%) = 1,329$.

		AD	PE1	PE2	PE3	PE4
	Médias ⁽¹⁾	2,834	4,473	3,095	2,477	2,810
AD	2,834		1,639*	0,261ns	0,357ns	0,024ns
PE1	4,473			1,378*	1,996*	1,663*
PE2	3,095				0,618ns	0,285ns
PE3	2,477					0,333ns
PE4	2,810					

* - significativos pelo teste *DMS* ao nível de 5% de probabilidade; ns – não significativos pelo teste *DMS* ao nível de 5% de probabilidade; (1) – são os valores médios dos tratamentos, ou seja, os valores 22,67, 35,76, 22,08, 24,05 e 22,47 mm de AD, PE1, PE2, PE3 e PE4, respectivamente, dividido pelo número de dias (8 dias).

Tabela E5. **LA** - Testes F (1% de significância) para as evaporações acumuladas obtidas por **AD, PE1, PE2, PE3 e PE4**.

Fonte da variação	SQ	gl	MQ	F	F crítico
Tratamentos	40,831	4	10,208	9,951	3,908**
Resíduos	35,904	35	1,026		
Total	76,736	39			

** - significativo pelo teste F ao nível de 1% de probabilidade.

Tabela E6. **LA**. Valores dos contraste (\hat{G}) entre os tratamentos AD, PE1, PE2, PE3 e PE4 - $t(5\%) = 4,04$ e $DMS(5\%) = 1,041$.

		AD	PE1	PE2	PE3	PE4
	Médias ⁽¹⁾	3,385	5,344	3,182	3,303	2,255
AD	3,385		1,960*	0,203ns	0,082ns	1,129*
PE1	5,344			2,162*	2,042*	3,089*
PE2	3,182				0,121ns	0,927ns
PE3	3,303					1,047ns
PE4	2,255					

* - significativo pelo teste DMS ao nível de 5% de probabilidade; ns - não significativo pelo teste DMS ao nível de 5% de probabilidade. (1) - são os valores médios dos tratamentos, ou seja, os valores 27,09, 42,77, 25,46, 26,43 e 18,04 mm de AD, PE1, PE2, PE3 e PE4, respectivamente, dividido pelo número de dias (8 dias).

Résumé étendu

Caractérisation hydrodynamique à l'échelle locale et de la parcelle agricole de deux sols de l'état de la Paraíba : variabilité spatiale et temporelle, et milieu homogène équivalent.

par

Eduardo SOARES DE SOUZA

1. Introduction	2
2. Révision de la littérature.....	4
3. Matériel et Méthodes	7
4. Résultats et Discussions	11
4.1 Comportement des fractions texturales et de l'infiltration dans les deux sols	11
4.2 Variation spatiale et temporelle des propriétés hydrauliques des deux sites	12
4.3 Modélisation de l'évaporation du sol nu à échelle de la parcelle.....	16
5. Conclusions	18

1. Introduction

La dynamique des mécanismes de l'écoulement de l'eau dans la zone non saturée revêt une importance capitale pour l'agriculture du Nord-Est du Brésil, quel soit de sécheresse ou irriguée. Dans cette région du Brésil, il existe très peu de travaux portant sur la caractérisation des propriétés hydrodynamiques ou sur le développement de modèles appropriés aux conditions locales. Comme dans tout autre régime climatique, le sol et la plante maintiennent un équilibre harmonieux, spécifique à l'écosystème. Cet équilibre doit être pris en compte dans le développement de techniques agricoles durables en prenant en considérant ce dont la plante a besoin pour produire, mais également il doit intégrer ce dont les sols ont besoin pour

maintenir leur capacité de production. Pour cette raison, la caractérisation hydrodynamique des sols du Nord-Est du Brésil est une étape importante pour l'estimation de la capacité de production de ceux-ci.

Les applications de la physique des sols pour décrire, ou pour prédire les processus liés à la dynamique de l'eau (et des solutés) in-situ (irrigation et ruissellement, infiltration et drainage, rétention d'eau, recharge et contamination de nappes) ont besoin de connaître les caractéristiques hydrodynamiques du sol en incluant les relations fonctionnelles entre humidité du sol, potentiel matriciel et conductivité hydraulique, à savoir, les courbes caractéristiques $h(\theta)$ et $K(\theta)$ (Hillel, 1998).

L'estimation des propriétés hydrodynamiques des sol in-situ requiert la collecte d'un grand nombre d'informations, impliquant des essais de terrain et de laboratoire longs et onéreux. Haverkamp et al. (1996), en s'appuyant sur une analyse de l'équation d'écoulement, ont montré que la détermination de l'ensemble de paramètres hydrodynamiques était possible à partir de l'étude du processus d'infiltration pour des conditions initiales et aux limites imposées. Ce travail donna origine à la méthode « Beerkan » (Haverkamp et al., 1998 ; Soria, 2003 ; Braud et al. 2004 ; Lassabatère et al. 2004). Cette nouvelle méthode s'appuie sur la réalisation et interprétation, d'une part, d'essais d'infiltration axisymétriques simple anneau sous charge, et d'autre part, sur l'analyse de la courbe granulométrique. En comparaison avec d'autres méthodes expérimentales, la méthode Beerkan est efficace, de bas coût, et de mise en œuvre très simple et rapide.

Un grand nombre de travaux a été publié sur l'étude de la variabilité spatiale et temporelle de la conductivité hydraulique à saturation (Sobieraj et al., 2004), ou du taux d'infiltration (Vieira et al. 1981 ; Ersahim, 2003 ; Haws et al., 2004), mais peu de travaux ont été consacrés à l'étude de la variabilité spatiale et temporelle des paramètres décrivant l'ensemble des courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$.

La difficulté de paramétrisation du mouvement de l'eau dans un sol non saturé ne réside uniquement pas dans la non linéarité des équations de transfert, mais également dans la concordance entre les échelles de mesure et l'échelle des modèles de prédiction. C'est notamment le cas des modèles décrivant les échanges du système sol-plante-atmosphère (Braud et al., 2001).

Dans ce contexte, le présent travail a comme objectif général la caractérisation hydrodynamique à l'échelle locale et de la parcelle agricole de deux sols de l'état de la Paraíba, et en particulier : (i) à analyser la variabilité spatiale et saisonnière des paramètres

des courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$, obtenus à l'aide de la méthode Beerkan, pour des sols présentant des caractéristiques texturales et structurales différentes, sur deux parcelles cultivées avec des haricots rouges (*Vigna Unguiculata (L.) Walp.*) et soumis à des conditions climatiques contrastées ; (ii) à analyser l'hypothèse de milieu homogène équivalent, par comparaison de l'évaporation cumulée mesurée par la méthode aérodynamique mixte (méthode aérodynamique combinée au bilan d'énergie) aux résultats de l'évaporation cumulée calculée à l'aide du programme SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphère Transfer Model) (Antonino, 1992 ; Braud et al. 1995), en considérant quatre méthodes de détermination des propriétés effectives.

2. Révision de la littérature

Plusieurs expressions analytiques (Gardner, 1958 ; Brooks and Corey, 1964 ; Visser, 1966 ; van Genuchten, 1980 ; Russo, 1988 ; Zhang and van Genuchten, 1994) permettent de décrire la courbe de rétention, $h(\theta)$, ainsi que la courbe de conductivité hydraulique, $K(\theta)$ (Childs and Collis-George, 1950 ; Burdine, 1953 ; Gardner, 1958 ; Mualem, 1976 ; Brooks and Corey, 1964 ; van Genuchten, 1980 ; Zhang and van Genuchten, 1994).

La détermination au laboratoire de $h(\theta)$ et de $K(\theta)$, à partir d'échantillons non remaniés de petite taille, ne coïncide pas forcément avec la réalité du terrain. Généralement ces échantillons sont altérés, de sorte que leur structure ne correspond pas à celle in-situ (Hillel, 1998). En particulier, les macrostructures dues à la présence d'agrégats ou cailloux, fissures, racines ou trous de vers de terre, ne sont pas représentés sur des échantillons de taille réduite, ce qui est, au contraire, garanti par des techniques expérimentales de terrain (Haverkamp et al., 1999) comme la méthode des profils instantanés (Richards and Weeks 1953 ; Richards et al. 1956 ; Watson, 1966 ; Hillel et al., 1972). Cette dernière reste néanmoins très lourde de mise en œuvre.

Etant donnée la complexité des déterminations de $h(\theta)$ et de $K(\theta)$ sur le terrain, notamment lors d'étude de la variabilité spatiale, il est apparu l'idée de relier ces caractéristiques à des propriétés facilement mesurables comme la distribution de taille de particules, la masse volumique sèche, la teneur en matière organique, etc. Ces fonctions sont appelées des « fonctions de pédotransfert », PTF (« pédotransfert function »). Trois approches différentes ont été développées pour prédire $h(\theta)$ et $K(\theta)$ à partir de la distribution de taille de particules : (i) les méthodes de régression du potentiel matriciel discret (Gupta et Larson,

1979 ; Rawls et Brakensiek, 1987 ; Puckett et al., 1985 ; Wösten, 1997 ; Wösten, 1999) ; (ii) les méthodes de régression des fonctionnelles (McCuen et al., 1981 ; Cosby et al., 1984 ; Rawls et Brakensiek, 1985 ; Vereecken et al., 1989 ; Rawls et Brakensiek, 1989) ; et, (iii) les méthodes semi-physiques ou fondées sur la similitude de forme entre la courbe granulométrique, $F(D)$, et la courbe $h(\theta)$ (Arya et Paris, 1981 ; Zatarin et al., 2003). Malgré une progression importante des connaissances dans le domaine, la détermination des propriétés au champ reste complexe (Mualem, 1986 ; Bouma, 1989), une des limitations majeures étant la prise en compte dans l'analyse de la grande variabilité spatio-temporelle des propriétés (van Genuchten, 1999b).

Le changement d'échelle et la description de la variabilité, ou de l'hétérogénéité, d'une parcelle agricole sont des problèmes directement liés. L'hétérogénéité d'un sol (par ex., d'un type de sol cultivé) et sa variabilité (par ex., à l'intérieur de la parcelle) influencent les conditions des processus à une échelle donnée (conditions initiale et aux limites, paramètres physiques, etc.), de la même manière que les processus eux mêmes. La compréhension d'un phénomène à différentes échelles (du pore au paysage) intègre des notions de hiérarchie entre les processus dont l'existence peut être prépondérante pour une échelle et négligeable pour une autre.

La quantification de la variabilité spatiale, en physique des sols et hydrologie, est fondée soit sur la théorie de milieux poreux similaires (Miller et Miller, 1956 ; Tillotson et Nielsen, 1984), soit sur la théorie de dimension fractale (Tyler et Wheatcraft, 1990 ; Baveye et al., 1999), ou soit par des approches géostatistiques ou stochastiques (Warrick, 1998 ; Jury et Kabala, 1993). La variabilité temporelle est généralement étudiée par l'analyse de séries temporelles (Wu et al., 1997).

Les propriétés physiques distribuées aléatoirement peuvent être caractérisées par leur valeur moyenne et leur variance. Les premières études sur la variabilité spatiale faisaient seulement ressortir le coefficient de variation (CV) (Babaloa, 1977 ; Warrick et Nielsen, 1980). Cependant, grand nombre de variables du sol ne sont pas distribuées aléatoirement mais sont des variables régionalisées (VR) (Gajem et al., 1981 ; Viera et al., 1983). Etant donné que pour ces dernières, les termes d'erreur sont corrélés, elles violent les hypothèses d'ANOVA et ne satisfont pas les méthodes de régression classiques. Ainsi, la géostatistique et l'analyse de séries spatio-temporelles ont été développées pour traiter ses variables régionalisées (Shumway, 1988 ; Burrough, 1993 ; Goovaerts, 1999).

Libardi et al. (1986) et Prevedello et al. (1987), en suivant l'exemple de Vauclin et al. (1982), dans le but de déterminer des sous unités d'échantillonnage, et ainsi définir des

parcelles indépendantes, ont utilisé le concept d'Echelle Intégrale. L'échelle intégrale, J , représente le diamètre équivalent d'une surface circulaire à l'intérieur de laquelle les observations sont considérées homogènes (Vauclin et Chopart, 1991).

Nielsen et al. (1973) ont été des premiers à montrer de grandes variations de la conductivité hydraulique et des taux d'infiltration. Depuis, de nombreux autres travaux ont confirmé leurs observations (Carvallo et al., 1976 ; Russo et Bresler, 1981 ; Gajem et al., 1981 ; Vieira et al., 1981 ; Byers et Stephens, 1983 ; Jones et Wagenet, 1984 ; Unlu et al., 1989 ; Wierenga et al., 1991 ; Russo et Bouton, 1992 ; Vauclin et al., 1994). Notamment, Wierenga et al. (1991) et Russo et Bouton (1992) donnent une description très détaillée de la caractérisation de la variabilité spatiale de la zone non saturée.

L'effet de la culture est également pris en compte dans l'étude de la variabilité spatiale des propriétés physiques et hydrauliques des sols (Gantzer et Blake, 1978 ; Voorhees et Lindstrom, 1984 ; Culley et al., 1987 a,b ; Cresswell et al., 1993 ; Lal et al., 1994). Il est également important de connaître comment la magnitude et la structure spatiale de K varie en fonction non seulement de la culture mais aussi des événements pluvieux (Logsdon et Jaynes, 1996).

L'échelonnement et l'agrégation des propriétés hydrodynamiques du sol, pour des sols hétérogènes, restent peu explorés malgré le fait que la pédosphère soit communément considérée comme un milieu continu, et que la classification discrète du sol à l'intérieur d'un système de classement soit arbitraire (Scholes et al., 1995).

Le résultat d'une simulation de flux par un modèle quelconque ne pourra être considéré comme global, et représentatif d'une certaine surface, que si les propriétés du milieu sont homogènes à la même échelle, ce qui est rarement vérifié. Ainsi les paramètres d'entrée d'un modèle devraient être identifiés à l'échelle d'application de celui-ci. Ceci peut être limité par la disponibilité de paramètres d'entrée représentatifs (van Dam, 2000), et exagéré par la variabilité non seulement horizontale mais verticale des propriétés du sol (Jhorar et al., 2004).

En général, il n'est pas possible de modéliser toute l'hétérogénéité de manière déterministe étant donné le volume très grands des calculs engendrés (van Dam et Feddes, 1996). Une alternative consiste alors à considérer le sol comme un milieu homogène équivalent aux propriétés hydrauliques effectives capables de prédire le comportement moyen des flux (Wildenschild et Jensen, 1999). Il est donc important de déterminer les paramètres hydrodynamiques effectifs à l'échelle d'application du modèle. Aux grandes échelles, i.e., à

échelle hydrologique du paysage, il n'existe que des méthodes indirectes opérationnelles permettant de déterminer les paramètres hydrodynamiques représentatifs (Jhorar et al., 2004).

Les méthodes indirectes, comme les PTF (Saxton et al., 1986) ou les techniques de mise en échelle (Raats, 1990), sont fréquemment suggérées pour estimer les paramètres hydrodynamiques représentatifs du sol (Batjes, 1996 ; Kabat et al., 1997). La mise en échelle peut également être utilisée pour régionaliser des modèles de simulation monodimensionnels (Kabat et al., 1997).

Des expériences numériques, avec des modèles hydrologiques distribués, indiquent que des valeurs effectives à l'échelle de la maille de calcul fournissent des résultats satisfaisants pour prédire les flux d'eau (Binley et al., 1989 ; Feddes et Kabat, 1993).

3. Matériel et Méthodes

Deux parcelles expérimentales aux conditions climatiques contrastées ont été choisies pour ce travail. La première, composée d'un Alluvion (NF) de la ferme expérimentale Várzea Grande, se trouve localisée dans la commune de São João de Cariri (7°23'27" S e 36°31'58" O) (Fig. 3 – p. 44) ; elle fait 4 ha de surface. Cette commune forme partie de la micro-région Cariri Oriental à l'intérieur de la région Borborema de l'état de la Paraíba. Son climat est de type Bsh, semi-aride, chaud et sec, avec des précipitations d'été, et à l'indice de précipitation le plus bas de l'Etat. La seconde parcelle (4 ha également) est formée par un Latosol (LA) ou sols ferrallitiques typiques, selon Volkoff (1982), et se trouve sur la ferme expérimentale Chã de Jardim, appartenant au Centre de Science Agronomiques de l'Universidade Federal de la Paraíba, dans la commune d'Areia. Elle est localisée dans la micro-région Brejo Paraibano (6°58'12" S e 35°42'15" O). Elle a une altitude moyenne de 619 m. Le climat de cette région est, selon la classification de Köppen, du type As' (chaud et humide) avec une saison pluvieuse au maximum de précipitation en juin et juillet (Brasil, 1972).

Les deux sols sont cultivées avec des haricots (*Vigna Unguiculata (L.) Walp.*) pendant la période de pluies. Un labour préalable est fait superficiellement avec un grand disque. Les semences sont plantées à 1 m d'intervalle entre rangs, et tous les 0,80 m sur le rang à une profondeur de 4 à 6 cm.

Les propriétés physico-hydriques ont été déterminées en suivant un échantillonnage sur une maille carrée de 25x25 m² : 80 points sur le sol NF (Fig. 4a – p.45), et 81 points sur le sol LA (Fig. 4b – p. 45). Des essais d'infiltration Beerkan ont été réalisés sur chaque point des

grilles à trois périodes différentes du cycle cultural. La première période correspond à la levée des plantes, après le labour et le semis. La deuxième période à été choisie pendant la phase de croissance végétal maximum de la culture, et la troisième période juste après la récolte (Tab. 3 – p. 45). Pendant la première période, des prélèvements de sol ont été effectués sur chaque point des mailles afin de déterminer les courbes granulométriques.

Dans notre étude, les caractéristiques hydrodynamiques $h(\theta)$ et $K(\theta)$ sont décrites respectivement par les modèles de van Genuchten (1980) et de Brooks et Corey (1964). Ces fonctions dépendent de 5 paramètres que l'on cherche à déterminer : deux paramètres de forme (m ou n et η) et trois paramètres de normalisation (θ_s , K_s , et h_g). Les paramètres de forme sont supposés être liés à la texture du sol, quant aux paramètres de normalisation, ils sont liés à la structure du sol (Haverkamp et al., 1998).

Détermination des paramètres de forme : les paramètres de forme sont obtenus à partir des valeurs de M et N de la courbe granulométrique, $F(D)$ (Eq. 2.26 – p. 15). Tout d'abord on détermine le paramètre de forme m par l'équation proposée par Fuentes (1992) (Eq. 2.29 – p. 16), puis on calcule le paramètre n par l'Eq. (2.30) (p. 16). Le paramètre de forme de la conductivité hydraulique (η) est calculé par l'Eq.(2.32 – p. 17) en supposant le facteur de tortuosité $p = 1$ (Burdine, 1953).

Essais d'infiltration Beerkan : un cylindre (de rayon $r_d = 75$ mm) est placé à la surface du sol et enfoncé d'environ 1 cm de profondeur afin de prévenir les fuites latérales d'eau (Fig. 9 – p. 54). Entre 10 à 12 doses de volume constant d'eau (chaque volume fait de 70 à 250 ml selon le type de sol) sont versées successivement dans le cylindre après la disparition de la lame d'eau créée par la dose ajoutée précédemment. On enregistre le temps au moment du versement de chaque dose d'eau et jusqu'à la disparition de la dernière. Immédiatement après la fin de l'infiltration, on prélève un échantillon sur la surface d'infiltration ; il est destiné à la détermination de la teneur volumique en eau finale, θ_s . A proximité du cylindre est prélevé un échantillon (prof 0-5 cm) non remanié destiné à la mesure de la masse volumique sèche, ρ_d , et de l'humidité initiale, θ_0 . Haverkamp et al. (1998a) ont démontré que les petites variations de charge appliquée à la surface, h_{surf} , n'ont pas une influence importante sur le régime d'écoulement.

A partir de la courbe d'infiltration observée, $I(t)$, on détermine les paramètres S (sorptivité capillaire) et K_s , à l'aide de l'Eq. (3.3) (p. 56) qui minimise les écarts quadratiques entre la lame d'eau mesurée et calculée. La conductivité hydraulique initiale, $K_0 = K(\theta_0)$, est prise en compte dans cette détermination. L'algorithme d'optimisation utilisé est celui de

Marquardt (1963). A partir des valeurs de θ_s , K_s et S , on obtient la valeur de h_g (Eq. 3.6 – p. 56) (Lassabatère et al., 2004).

L'analyse géostatistique a été conduite à l'aide du logiciel VARIOWIN (Pannatier, 1996). Le choix de modèles statistiques est fondé sur l'indice IGF (Indicative Goodness of Fit) et sur l'inspection visuelle des semivariogrammes expérimentaux. Cet indice, calculé par VARIOWIN, représente la moyenne du carré des différences entre les valeurs observées et simulées des semivariogrammes. Les cartes d'isovaleurs ont été produites à l'aide du programme SURFER (Golden Software, Colorado, USA) qui utilise soit un krigeage ordinaire, soit une interpolation de type « Radial Basis Function ».

La modélisation de l'évaporation d'un sol nu à l'échelle de la parcelle a été conduite en considérant les propriétés d'un milieu effectif. Les résultats ont été analysés en comparant la mesure de l'évaporation cumulée, obtenue à l'aide de la méthode aérodynamique combinée à la mesure du bilan d'énergie (méthode aérodynamique mixte), aux différentes simulations de l'évaporation mono dimensionnelle calculées à l'aide du modèle SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer Model) (Antonino, 1992; Braud et al., 1995). Les résultats expérimentaux des flux d'évaporation ont été obtenus par Lima (2004).

Quatre hypothèses d'estimation des propriétés hydrodynamiques effectives ont été testées, à savoir : PE1, PE2, PE3 et PE4. Pour les deux sols, Alluvion (NF), ($N_{VC} = 76$ points mesurés) et Latosol (LA), ($N_{VC} = 72$ points mesurés), on considère les courbes $h(\theta)$ et $K(h)$ effectives de la manière suivante :

PE1 – les courbes effectives sont construites avec la moyenne arithmétique de chaque paramètre n , η , θ_s , h_g et K_s , obtenue en chacun des N_{VC} points de la parcelle ;

PE2 – les courbes effectives correspondent aux valeurs de n et de η obtenues sur la courbe granulométrique moyenne (Figs. 11a et 11b – p. 63), et aux valeurs de h_g et K_s estimées à partir de la courbe moyenne arithmétique $\overline{I(t)}$ des courbes d'infiltration cumulée (Fig. 12a et 12b – p. 64) ;

PE3 – correspond comme pour PE2 aux valeurs n et η obtenues sur la courbe granulométrique moyenne (Figs. 11a et 11b – p. 62), mais les valeurs de h_g et K_s ont été estimées à partir de la courbe moyenne géométrique $\overline{I(t)}$ des courbes d'infiltration cumulée (Fig. 12a et 12b – p. 64) ;

PE4 – les caractéristiques effectives sont construites avec les valeurs des paramètres n , η , θ_s , h_g et K_s , obtenus à partir des cartes d'isovaleurs de chacun de ces paramètres. Un nombre j

d'intervalles de variation a été considéré. A chaque intervalle de variation est associé la valeur du paramètre effectif donnée par l'Eq. (3.19 - p. 62).

Pour PE1, PE2, PE3 et PE4, les valeurs de la porosité effective sont identiques. Elles ont été obtenues à partir de la moyenne arithmétique des valeurs de masse volumique sèche sur chacun des N_{VC} points.

Le modèle SisPAT décrit les échanges verticaux de chaleur et d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère. Les variables de forçage du modèle sont les séries temporelles d'humidité et température de l'air, vitesse du vent, rayonnement global et atmosphérique, et précipitation. Ce modèle est partagé en quatre modules : le module sol, le module atmosphère, le module sol-plante-atmosphère, et le module sol-plante (Antonino, 1992 ; Braud et al., 1995 ; Braud, 2000).

Les simulations de l'évaporation d'une couche de sol nu, de 40 cm d'épaisseur, ont été conduites pour une durée de 8 jours : période du 23 au 30/04/2001 pour l'Alluvion (NF), et du 17 au 24/02/2002 pour le Latosol (LA). Les caractéristiques hydrodynamiques utilisées sont données dans le Tableau 4 (p. 65) pour les quatre hypothèses PE1 à PE4. La conductivité thermique du sol a été obtenue à l'aide du modèle de De Vries (1972). Les conditions initiales, en termes de potentiel matriciel et de température, sont données respectivement (Figs. 13a et 13b (p. 69)) pour l'Alluvion (NF) et le Latosol (LA). La condition limite inférieure est imposée par les mesures de pression et de température à 40 cm de profondeur. La condition limite supérieure est donnée par les mesures atmosphériques : rayonnement global, température de l'air, humidité relative, vitesse du vent et précipitation, mesurées à 1,05 m du sol à l'aide d'une station micrométéorologique, à l'exception du rayonnement atmosphérique obtenu par l'Eq. (3.20) (p. 70). Les caractéristiques de surface : émissivité, albédo du sol, sont données par les expressions de Passerat de Silans (1989).

Quatre critères statistiques sont utilisés pour analyser les données calculées : l'erreur quadratique moyen, EQM, le rapport de variations, RD, l'efficacité de modélisation, EM, et le coefficient résiduel de masse, CMR, (Eq. 3.23 à 2.26 – p. 73) (Loague et Green, 1991).

4. Résultats et Discussions

4.1 Comportement des fractions texturales et de l'infiltration dans les deux sols

On observe une variation texturale plus importante sur l'Alluvion (NF) que sur le Latosol (LA) (Fig. 16 – p. 75). Les valeurs moyennes obtenues permettent de classer les sols comme silt-sableu et silt-argilo-sableu respectivement pour NF et LA. Les C.V. respectifs, de 18,8 % et 40,5 %, indiquent que leur variabilité est moyenne conformément à Warrick et Nielsen (1980) (Tab. 5 - p. 76).

L'analyse géostatistique montre que les fractions texturales possèdent une dépendance spatiale modérée selon les critères proposés par Carambella et al., (1994). Leur portée supérieure indique une plus grande continuité de la distribution spatiale de la texture sur le sol NF par rapport au sol LA (Tab. 6 – p. 77). De la même manière, le pourcentage de silt des deux sols présente les valeurs les plus élevées de l'échelle intégrale J : 43,9 et 48,8 m. Il est donc possible de sélectionner des sous unités considérées homogènes selon la texture des sols.

La Fig. 17 (p. 77) montre le comportement spatial des fractions texturales des deux sites expérimentaux. Les cartes des fractions texturales : sable, silt et argile, du sol NF, présentent une plus grande ressemblance entre-elles par rapport aux mêmes cartes obtenues pour le sol LA.

Les paramètres N et D_g (Eq. 2.26 – p. 15) suivent des distributions Normales, avec un degré significatif de 5 %. A l'exception de D_g sur le sol NF, ils présentent de degrés de signification bas (Tab. 7 – p. 78). Les valeurs de N et D_g obtenues sur les sites expérimentaux sont en accord avec celles données par Lassabatère et al. (2005), ou de Condappa et Soria (2002).

Les paramètres de $F(D)$ présentent une dépendance spatiale modérée (entre 25 et 75 %, selon la méthode de Cambardella et al., 1994). La variabilité à courte distance, ainsi que l'incertitude expérimentale, est de l'ordre de 60 et 39 % de la variabilité totale, respectivement sur les sols NF et LA. La portée maximum est obtenue pour N sur le sol NF, et correspond à un peu plus de 60 % de la distance maximum. Les valeurs de J sont approximativement un tiers des valeurs des portées des semivariogrammes (Tab. 8 et Fig. 19 – p. 81).

Les essais d'infiltration ont été regroupés selon la texture du sol. La comparaison des lames d'eau infiltrées, avec les différents classes texturales, montre des différences

qualitatives des effets texturaux et structuraux sur le flux d'eau. En analysant la durée d'infiltration, on perçoit une variabilité plus grande des durées sur le sol NF où les données texturales sont les plus variables. Ceci reflète un effet plus important de l'hétérogénéité locale (Fig. 20 – p. 82).

4.2 Variation spatiale et temporelle des propriétés hydrauliques des deux sites

Propriétés physico-hydriques : ρ_d , θ_0 , et θ_s

Le tableau 9 (p. 85) présente les statistiques des propriétés physico-hydriques pour les deux sols {pour les mois d'avril, juin et décembre 2001 pour l'Alluvion (NF), et février, mai et septembre pour le Latosol (LA)}. Les C.V. indiquent une certaine homogénéité pour les trois mois. Le meilleur ajustement des données de fréquence suit une loi de distribution Normale, avec un degré de signification de 5 %.

Pour le NF, la valeur moyenne de masse volumique sèche, en avril, indique une couche de sol très compactée et détruite par le labour sous forme de mottes. Les masses volumiques les plus élevées résultent du fait que le sol a été soumis à des cycles humidification-séchage pendant plusieurs années. Ensuite, pendant le mois de juin, la valeur moyenne de ρ_d diminue jusqu'à $1,43 \text{ g/cm}^3$. Pendant ce mois, la présence de la plante favorise la diminution de la masse volumique sèche à la surface du sol. Puis, à cause de la reconsolidation naturelle du sol, la masse volumique sèche retourne progressivement à sa valeur d'origine ($\rho_d = 1,50 \text{ g/cm}^3$). Entre juin et décembre, les périodes sèches ont été plus longues qu'entre avril et juin, favorisant ainsi l'augmentation de ρ_d (Fig. 21a – p. 86).

Pour le LA, les propriétés physico-hydriques ρ_d et θ_s présentent des C.V. respectivement bas et moyens. Après le labour du sol, en février, il y a eu une diminution de la masse volumique sèche. Puis, il y a eu une augmentation de masse volumique sèche à cause de la consolidation naturelle et ce jusqu'en septembre (Fig. 21b – p. 86). Les valeurs moyennes des C.V. de θ_0 indiquent une hétérogénéité de cette variable pendant ces trois mois. Ce comportement est dû à la distribution pluviométrique : en février et septembre (pluies mal distribuées), les valeurs moyennes de θ_0 sont plus faibles et les C.V. plus élevés ; tandis qu'en mai (pluies uniformes), les valeurs moyennes de θ_0 sont plus élevées et les C.V. plus faibles (Tab. 9 – p. 85).

Les semivariogrammes expérimentales normalisées, correspondant les propriétés physico-hydriques (ρ_d , θ_0 , et θ_s) pour le NF et le LA, sont présentées dans la Figure 22 et 23 (p. 87 et 88), respectivement. Les meilleurs ajustements, quand trouvées structures de corrélation spatiale, ont été obtenus par des modèles sphériques (Figure 22 et 23).

Dans le NF, les valeurs de ρ_d montrent une structure spatiale approchée par des semivariogrammes sphériques (Fig. 22a – p. 87) ; les paramètres du modèle sphérique sont donnés dans le Tableau 10 (p. 89). Les valeurs de θ_0 , seulement le mois d'avril a présenté une dépendance spatiale vérifiée par le semivariogramme. Pour le mois de juin, le semivariogramme expérimental, traduit l'inexistence de corrélation spatiale entre les points, indiquant un aspect aléatoire pur des mesures. Dans ce cas, l'effet de pépité aurait pu être mieux caractérisé par des mesures à intervalles inférieurs à 25 m. Les semivariogrammes pour θ_s présentent des structures de variation pour les mois d'avril et de décembre. Pour le mois de juin, θ_s n'a pas présenté une structure de variation. De même que pour θ_0 , la reconnaissance de θ_s a besoin de mesures à intervalles inférieurs de 25 m (Figure 22c - p. 87).

Les semivariogrammes de la masse volumique sèche, ρ_d , ont été ajustés par des modèles sphériques pour les trois mois ; θ_s est spatialement dépendante pour les mois de février et de septembre ; et θ_0 présente seulement une structure de variation pour le dernier mois. Les paramètres des semivariogrammes normalisés sont donnés Tableau 10 (p. 89).

L'analyse géostatistique montre que la portée pour ρ_d était supérieure pour le mois de mai, et avait des valeurs proches pour les mois de février et de septembre. La dépendance spatiale est inférieure, comme le montre la figure 23a (p. 88), et l'effet de pépité est supérieur pour le mois de mai ($C_0 = 0,72$) par rapport à février ($C_0 = 0,31$) et à septembre ($C_0 = 0,30$). Les distances pour lesquelles les observations de ρ_d sont corrélées, inférieures à l'échelle intégrale J , augmentent de février à mai, et ensuite diminuent vers leurs valeurs initiales de mai à septembre.

La distribution spatiale des cartes de ρ_d pour le NF ressemble à celles du pourcentage de sable (Fig. 18 – p. 79). Les cartes de θ_0 montrent le comportement aléatoire de cette variable, en particulier pour les mois de juin et de décembre (Fig. 24 – p. 92). Pendant la période de juin à décembre, les cycles de humidification-séchage ont une fréquence plus importante, mais avec des durées plus courtes (Fig. 21a – p. 86). Après juillet, il y a une alternance entre les périodes de humidification-séchage et de sécheresse plus accentuée, avec une augmentation progressive de celle-ci. C'est ainsi qu'en décembre, θ_0 a présenté des valeurs inférieures à $0,04 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (Fig. 24c – p. 92).

Les Figs. 26 (p. 95) et 27 (p. 96) présentent les cartes d'isovaleurs de ρ_d , θ_0 et θ_s , respectivement pour le sol LA. On observe, Fig. 26, que ρ_d en février variait entre des points de mesure relativement proches. Ce comportement se maintient pendant les mois qui précèdent le labour du sol. Ensuite, en septembre, les surfaces afférentes des isovaleurs augmentent pour des valeurs de ρ_d supérieures à $1,32 \text{ g/cm}^3$. Contrairement à ce qui arrive au NF, sur le sol LA les cartes de ρ_d (Fig. 26a, 26b et 26c) ne présentent de variation spatiale comparable à celle des fractions texturales.

Paramètres de forme de $h(\theta)$ et $K(\theta)$: n , m , η , et c_p

Les paramètres de forme de $h(\theta)$ et de $K(\theta)$, présentent de C.V. faibles et moyens pour n et η dans les deux sols (Tableau 11 – p. 97). Tous les paramètres qui sont liés à la texture du sol suivent des lois de distribution Normale, avec un degré de signification de 5 % (voir l'ANNEXE C).

En accord avec les analyses de variance des paramètres de forme de $h(\theta)$ et de $K(\theta)$ pour les deux sols, on arrive à la conclusion qu'il n'existe pas de différence significative, au degré de signification de 5%, entre les variances des trois mois. Les paramètres n et η ont donc des valeurs semblables (voir des Tabs. D4 et D5 – ANNEXE D).

L'analyse des semivariogrammes a été réalisée uniquement pour les variables n et η . Ils présentent des portées très élevées. Pour le sol NF, la portée maximum a été observée en décembre (140 m pour η) ; et la portée minimum en avril, 84 m et 91 m respectivement pour n et η . Les valeurs de C_0 ont une dépendance spatiale modérée (Fig. 28 et Tab. 12 – p. 98 et 99, respectivement).

Pour le sol LA, les semivariogrammes des ces variables présentent également une structure sphérique (Fig. 28c et 28d – p. 98) avec des portées très élevées (Tab. 12 – p. 99). La portée maximum est observée en septembre, 140 m pour η ; et février est le mois de portée minimum, 110 m pour n et η . Les valeurs de C_0 indiquent une dépendance spatiale modérée (entre 25 et 75 %), d'après la méthode de Cambardella et al. (1994).

L'analyse des cartes isovaleurs montre une relation inverse entre n et η , et une plus grande variabilité en suivant la direction NS pour les deux paramètres (Fig. 29 – p. 100). Egalement, comme il fallait s'y attendre, il existe une ressemblance entre ces cartes et celles de fractions texturales (Fig. 18 – p. 79).

Pour le sol LA, étant donné que n et η sont des paramètres liés à la texture du sol, et qu'ils présentent une stationnarité faible, il est alors possible de définir des sous unités

homogènes en nous fondant sur l'échelle intégrale J , uniquement pour le mois de février. L'analyse des cartes isovaleurs (Fig. 30 – p. 101) montre également une relation inverse entre n et η . Ainsi, contrairement à ce qui a été constaté sur le sol NF ; pour le sol LA les cartes de n et η ressemblent aux cartes isovaleurs de la teneur en silt (Fig. 18 – p. 79).

Paramètres hydrodynamiques : S , K_s , h_g et λ_m

Pour toutes les variables analysées du sol NF, à l'exception de la sorptivité, les valeurs des C.V. augmentent avec le temps. Cela peut être attribué au labour du sol pendant le mois d'avril qui favorise une homogénéisation de la couche superficielle. Les variations de S sont directement liées à celles de θ_0 (Tab. 9 – p. 85) pour ce mois (Tab. 13 – p. 102).

En accord avec le test DMS , au niveau de 5% de probabilité, les valeurs de $\ln S$ du sol NF n'ont pas différence statistiquement entre juin et décembre. Tandis que les valeurs de $\ln K_s$, seulement n'ont pas différencié statistique entre avril et juin ($\hat{G} < DMS$). Les valeurs de $\ln|h_g|$ et de $\ln\lambda_m$ n'ont pas présenté de différences statistiques entre avril et décembre (Figure D3 - ANNEXE D). Cette hétérogénéité de comportement hydraulique reflète l'hétérogénéité de la structure des pores dans la couche de surface de l'Alluvion (NF) suite à la préparation du terrain pour la culture, et aux cycles de séchage et d'humidification qui se sont produits entre juin et décembre (Figure 21a – p. 86).

Le Tableau 14 (p. 103) résume les résultats statistiques des paramètres hydrodynamiques du sol LA. Tous les paramètres suivent des distributions de type log-normale (voir l'ANNEXE C). A l'exception de S , les autres paramètres présentent une variabilité comparable.

Conformément à l'analyse de la variance des propriétés hydrodynamiques du sol LA, décrite dans l'appendice D, les valeurs de $\ln S$ n'ont pas de différences statistiques entre février et septembre. Les valeurs de $\ln K_s$, n'ont présenté de différences significatives ; les valeurs moyennes mensuelles sont donc considérées égales. Les valeurs de $\ln|h_g|$ et de $\ln\lambda_m$ présentent des différences statistiques seulement entre avril et septembre (Figure D4 - ANNEXE D).

Parmi les propriétés analysées du sol NF, la seule à présenter une structure spatiale pour les trois mois a été le $\ln(K_s)$. Pour le premier mois, le semivariogramme de $\ln(S)$ a présenté une structure sphérique. Pour les mois suivants, juin et décembre, les semivariogrammes n'ont pu être représentés que par un modèle linéaire (Fig. 31a – p. 104). En accord avec les valeurs de C_0 , la dépendance spatiale diminue avec le temps. La valeur de K_s présente une dépendance spatiale pour les trois mois. En avril, la portée a été supérieure

par rapport aux autres mois (Fig. 31b – p. 104). En accord avec les valeurs de J , les distances de corrélation de $\ln(K_s)$ diminuent avec le temps (Tab. 15 – p. 105). Par exemple, en décembre, cette distance est inférieure à l'intervalle de mesure ($L = 25$ m). Dans ce cas, on peut utiliser la portée comme longueur caractéristique. A partir de l'analyse relative de $\ln|h_g|$ et de $\ln(\lambda_m)$ (Fig. 31c et 31d – p. 104), il n'a pas été possible de déterminer de variation temporelle de la structure spatiale de ces variables.

L'analyse géostatistique des paramètres hydrodynamiques du sol LA est présentée dans la Figure 32 (p. 106) et sur le Tableau 16 (p. 107). En février, hormis $\ln(S)$, tous les paramètres ont une dépendance spatiale (Tab. 16 – p. 107). En mai, $\ln(K_s)$ ne présente pas de dépendance spatiale, et en septembre $\ln(S)$ a une dépendance spatiale faible. Les valeurs de l'effet de pépite reflètent une variabilité non expliquée, ou une variabilité probablement non détectée par les distances de la maille d'échantillonnage. Par rapport au critères de Cambardella et al. (1994), ces paramètres hydrodynamiques ont une faible dépendance spatiale. Au mois de février, on a observé les portées minimum et maximum pour $\ln(\lambda_m)$ et $\ln|h_g|$, respectivement : $A = 70$ m et $A = 110$ m. Ceci se reflète également sur les valeurs de l'échelle intégrale J qui présentait des valeurs proches des distances d'échantillonnage. L'échelle intégrale maximum a été calculée pour $\ln(K_s)$ au mois de février ($J = 29,5$ m).

Les cartes d'isovaleur de $\ln|h_g|$ et de $\ln(\lambda_m)$ du sol NF présentent une certaine ressemblance, de même que les cartes de $\ln(S)$ et $\ln(K_s)$. On observe en particulier que les zones de sol les plus conductrices sont celles qui possèdent les valeurs de sorptivité les plus élevées (Fig. 33 – p. 108).

Pour le sol LA, les cartes d'isovaleurs montrant des distributions spatiales semblables sont celles de $\ln|h_g|$ et de $\ln(\lambda_m)$ (Fig. 36 – p. 106). Seulement pendant le dernier mois, nous avons obtenu une variance spatiale aléatoire (Fig. 36c et 35f – p. 106). Les cartes de $\ln(S)$ et de $\ln(K_s)$ ne montrent pas de variance spatiale (Fig. 35 – p. 105). L'analyse temporelle des cartes de $\ln(S)$ entre les trois mois, montre que mai et septembre se ressemblent. Les autres propriétés ne gardent pas de variance spatiale entre les trois mois, montrant ainsi une non stationnarité spatiale et temporelle.

4.3 Modélisation de l'évaporation du sol nu à l'échelle de la parcelle

La période de simulation de l'évaporation retenue va du 23 au 30/04/2001 pour l'Alluvion (NF) et du 17 au 24/02/2002 pour le Latosol (LA). Ces périodes correspondent aux périodes de séchage de la couche de surface du sol.

L'évolution de l'évaporation cumulée en fonction du temps, obtenue à l'aide de la méthode aérodynamique mixte et du modèle SiSPAT en utilisant les propriétés effectives PE1 à PE4, est présentée dans les Figures 37a et 37b (p. 114). Les valeurs totales d'évaporation, obtenues par la méthode aérodynamique mixte (valeurs expérimentales) sont 22,67 mm (NF) et 27,09 mm (LA).

Les valeurs d'évaporation simulées en considérant PE1 sont supérieures aux valeurs expérimentales pendant toute la période de simulation et pour les deux sols. On observe, par rapport aux données expérimentales, que pour PE1, il n'y a pas de réduction des valeurs journalières d'évaporation, indiquant ainsi que l'évaporation reste dans la première phase pendant toute la période (c. à d. que l'évaporation n'est pas limitée par le sol). Contrairement à PE1, les propriétés effectives PE4 conduisent à une limitation rapide par le sol de l'évaporation sur le sol NF à partir du deuxième jour (Fig. 37b), suivie par une diminution sensible de l'évaporation journalière.

L'analyse qui compare les valeurs mesurées et simulées d'évaporation est résumée dans le Tableau 17 (p. 117). Les valeurs ont une erreur quadratique moyenne (EQM) inférieure à 10 % pour PE2 et PE4 dans l'Alluvion (NF) et pour PE3 dans le Latosol (LA), et est inférieure à 5 % pour PE2 dans le LA. L'écart relatif, RD (Eq. 3.24 – p. 73), s'approche de l'unité pour PE2, PE3 et PE4 sur les deux sols. Les propriétés PE4 sur NF (Alluvion) et PE3 sur LA (Latosol) sont les plus proches. En ce qui concerne l'efficacité de la modélisation (variable EM, Eq. (3.25) – p. 73), on observe une excellente estimation de l'évaporation pour PE2, PE3 et PE4 dans l'Alluvion (NF), et pour PE2 et PE3 dans le Latosol (LA), avec des valeurs de EM proches de 1,0. Le coefficient de masse résiduelle (CMR) confirme une surestimation importante de l'évaporation calculée à l'aide de PE1 sur les deux sols (CMR < 0), et uniquement une sous-estimation (CMR > 0) pour PE4 au Latosol (LA).

Pour vérifier s'il existe ou non de différence significative entre les valeurs de l'évaporation cumulée obtenues avec la méthode aérodynamique (AD) et celles obtenues avec les propriétés effectives PE1, PE2, PE3 et PE4, nous avons appliqué le test de la différence minimale significative (DMS) dans l'analyse de la variance (ANNEXE E). Conformément à l'analyse statistique, sur l'Alluvion (NF), les valeurs de l'évaporation cumulée obtenue par la méthode aérodynamique (AD), diffèrent statistiquement des valeurs simulées par SiSPAT en utilisant la propriété effective PE1 (voir Tableau E4 - ANNEXE E). Pour le Latosol (LA), les valeurs de l'évaporation cumulée obtenue par AD diffèrent statistiquement des valeurs simulées en utilisant les propriétés effectives PE1 et PE4 (voir Tableau E6 - ANNEXE E).

Globalement, comme le montrent les résultats de l'analyse comparative, les propriétés effectives PE2 et PE3 prévoient raisonnablement bien l'évaporation cumulée dans les deux sites expérimentaux. La PE4 prévoit bien l'évaporation cumulée dans l'Alluvion (NF) et la sous estime dans le Latosol (LA). La propriété effective PE1 semble être la moins appropriée car elle surestime systématiquement l'évaporation cumulée dans les deux parcelles expérimentales.

5. Conclusions

L'utilisation de la méthode d'infiltration Beerkan nous a permis de caractériser l'ensemble des propriétés hydrodynamiques du sol, à savoir : les courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$, à l'échelle locale, sur deux parcelles cultivées avec des haricots (*Vigna Unguiculata (L.) Walp.*) (4 ha environ), et situées dans des régions aux climats contrastés de l'état de la Paraíba. La première, composée d'un sol Alluvionnaire (NF), se situe dans la ferme expérimentale Várzea Grande, et la seconde, formée par un sol appelé Latosol (LA), forme partie de la ferme expérimentale Chã de Jardim.

Les résultats de la caractérisation ont été analysés, d'une part, vis à vis de la variabilité spatiale et saisonnière des paramètres de $h(\theta)$ et de $K(\theta)$, et, d'autre part, ont permis l'étude de plusieurs hypothèses de définition de paramètres effectives pour les parcelles. Cette dernière partie du travail a été conduite par la comparaison entre les mesures de l'évaporation cumulée, mesurée par la méthode aérodynamique mixte, et les résultats de la modélisation du bilan d'énergie et de masse en utilisant le modèle SiSPAT (Antonino, 1992 ; Braud et al., 1995). Les calculs ont été conduits en supposant quatre hypothèses pour la détermination des propriétés effectives : PE1, PE2, PE3 et PE4.

En conclusion de l'analyse de la variabilité spatiale, les paramètres texturaux n et η présentent une similitude dans leur dépendance spatiale. Les cartes d'isovaleurs indiquent une relation inverse entre n et η . Etant donné que ces paramètres sont reliés à la texture du sol, leur cartographie présente une faible variation saisonnière.

Les valeurs de $\ln(K_s)$ pour le sol NF ont une dépendance spatiale importante pour les trois mois d'essais : avril, juin et décembre. Une dépendance spatiale analogue est observée pour le sol LA, en mai, suite au labour du sol. Les autres mois, et pour le sol LA, montrent un comportement aléatoire indiquant que la possible dépendance spatiale n'est pas détectée par la maille d'échantillonnage. Pour le sol NF, il est permis de penser que l'effet de la

structure du sol, et sa distribution spatiale, soient superposés à la distribution spatiale des fractions texturales du sol. Cette observation est confirmée par les cartes d'isovaleurs de $\ln(K_s)$. L'analyse mensuelle de $\ln(K_s)$ pour le sol LA indique une forte variation spatiale et temporelle.

Le paramètre h_g est le plus sensible aux variations à courte distance. Les valeurs des semivariogrammes pour $\ln|h_g|$ du sol NF présentent un comportement purement aléatoire pour les trois mois. Pour le sol LA, les valeurs de $\ln|h_g|$ montrent une variation temporelle les deux premiers mois : février et mai. La variabilité à courte distance, et l'incertitude expérimentale sur $\ln|h_g|$ du sol LA, sont de l'ordre de 70 % de la variance totale pour les deux premiers mois. Les cartes d'isovaleurs traduisent également ce comportement aléatoire, et ne montrent pas de corrélation entre les différents mois.

Les semivariogrammes de θ_s pour le sol NF, montrent une structure spatiale pendant les mois d'avril et de décembre. Pour le sol LA, θ_s montre une structure spatiale pendant les mois de mai et de septembre.

Les valeurs de l'évaporation cumulée obtenues par la méthode aérodynamique (AD), sur l'Alluvion (NF), diffèrent statistiquement des valeurs simulées par SiSPAT en utilisant la propriété effective PE1; tandis que pour le Latosol (LA), les valeurs de l'évaporation cumulée obtenue par AD, diffèrent statistiquement des valeurs simulées en utilisant les propriétés effectives PE1 et PE4.

En conclusion, des analyses de milieu équivalent, parmi les quatre options étudiées, les hypothèses de modélisation qui décrivent le mieux l'évaporation sont PE2 et PE3 pour les deux sols, plus PE4 pour le sol NF seulement. L'hypothèse la moins bien adaptée pour tous les cas est PE1. A l'échelle de la parcelle, il est donc possible de construire des propriétés hydrodynamiques effectives issues de la méthode Beerkan.