

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

**VARIABILIDADE ESPACIAL DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO NA BACIA
DO ARROIO DONATO-RS**

JOANA DARC FREIRE DE MEDEIROS

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Engenharia.

Orientador: Joel Avruch Goldenfum
Co-orientador: Robin Thomas Clarke

Porto Alegre, março de 2004

I. APRESENTAÇÃO

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sob a orientação do Prof. Joel Avruch Goldenfum e co-orientado pelo Prof. Robin Thomas Clarke.

Agradecimentos

Agradecer as pessoas que por minha vida passaram e contribuíram de uma forma ou de outra para o desenvolvimento deste trabalho de tese é sem dúvida uma das etapas mais complexas. Mesmo correndo o risco de incorrer em grandes erros ao esquecer alguns nomes, faço questão de agradecer especialmente:

Aos professores Joel Avruch Goldenfum e Robin Thomas Clarke, pela inestimável orientação e apoio ao longo da consecução deste trabalho;

A professora Nilza Castro pelas sugestões valiosas;

Aos agricultores Abílio Cadore, Antoninho Zambra e Costa Beber por cederem suas terras para instalação do experimento de campo;

Aos hidrotécnicos do IPH: Ralpp, Bruno, Pedro e “Chição”, especialmente ao Dalton que comigo andaram na bacia do arroio Donato, subindo e descendo vertentes debaixo de chuva e sol, frio e calor. A vocês, muito obrigado!

Aos bolsistas do Projeto Potiribu, Fernando e Rejane que contribuíram para o desenvolvimento desta pesquisa, tanto na elaboração de mapas digitais quanto nas análises de laboratório;

Aos professores, funcionários e pesquisadores do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, especialmente às bibliotecárias e a nossa secretária Nadir Solari, pessoas competentes e acessíveis em todos os aspectos;

A todos os amigos do IPH, Ane, Adriano, Andréia, Conceição, Daniel, Dante, Diego, Elba, Emília, Jaildo, Jean, Júlio, Laudízio, Laura, Luiz Gustavo, Marcio, Marta, Marlus, Nilson, Omar, Ruth, Sidnei, Vanessa, Vladimir, Walter Vianna, só para citar alguns, que comigo compartilharam tanto momentos de estudo e preocupações como também muitos momentos de alegria e descontração.

Agradeço especialmente a Valmir Pedrosa, pelo estímulo em realizar meu curso de doutorado no IPH e a Angélica que me recepcionou na chegada a esta cidade;

Agradeço ao amigo Walter Collischonn por tudo, tanto pela disponibilização das rotinas em fortran quando pela companhia em ricos e acalorados debates na hora do almoço;

A todos os amigos da EMPARN, em especial a Claudia, Fátima, Florisvaldo, Gilmar, Nelson, Ueliton, que sempre me incentivaram a realizar este curso;

As amigas Vera Lúcia e Iara Maria que mesmo de longe nunca deixaram de dar seu apoio e incentivo;

A amiga Maria Alice, e seus familiares Dona Marina, Mirian, Yuri e Rogério, exemplo de família gaúcha que aprendi a conhecer e respeitar;

Agradeço também as instituições que financiaram meus estudos e minha pesquisa. A Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte-EMPARN pelo afastamento remunerado, ao CNPQ pela bolsa de estudos concedida, e ao CT-HIDRO/CNPQ pelo financiamento da pesquisa;

Por fim, lembro de minha família, meus pais, irmãos e irmãs, cunhados e cunhadas, sobrinhos e sobrinhas, sem os quais nada teria sido possível. Obrigado pelo apoio incondicional!

Dedico esse trabalho a papai e mamãe, dois sertanejos valentes que me ensinaram a lutar pelo que acredito.

II. RESUMO

Este trabalho apresenta um estudo experimental realizado na bacia hidrográfica do arroio Donato, localizada na região central do derrame basáltico sul-riograndense, com o objetivo de avaliar se a variabilidade espaço-temporal do conteúdo de água no solo pode ser explicada a partir de fatores do ambiente, tais como topografia e solo. Para isto foi analisado um conjunto de mais de 2000 medições de conteúdo de água no solo, coletadas numa malha regular em toda a bacia, nas profundidades de 0, 30 cm e 60 cm, com detalhamento em dois perfis com 280 m (Perfil P1) e 320 m (Perfil P3) de comprimento. As medições do conteúdo de água no solo foram realizadas pelo método gravimétrico, na camada superficial, e com TDR, nas camadas inferiores. A análise geoestatística dos dados mostrou que, na superfície do solo, a estrutura espacial é muito variável temporalmente. Na profundidade de 30 cm a presença de estrutura é mais permanente, indicando que nesta profundidade os processos laterais de distribuição de água são predominantes sobre os processos verticais. Os semivariogramas calculados com os dados do perfil P3 apresentam uma clara estrutura espacial, com o modelo exponencial com pepita apresentando um excelente ajuste.

A análise de correlação mostrou que os atributos topográficos com maior correlação com o conteúdo de água no solo foram: área de contribuição, aspecto e curvatura no perfil, na superfície; e declividade, área de contribuição e aspecto, a 30 cm de profundidade. Os dados dos perfis P1 e P3 mostraram correlação muito fraca com praticamente todos os atributos topográficos testados nesta tese. Com relação aos índices de conteúdo de água, observou-se que os mesmos apresentam boa correlação com os dados da malha regular, principalmente com os obtidos a 30cm de profundidade. Nos conjuntos de dados obtidos somente numa vertente (perfis P1 e P3) os índices de conteúdo de água não apresentam bom desempenho. A análise de estabilidade temporal mostrou que na bacia do arroio Donato a estabilidade completa do padrão espacial do conteúdo de água no solo não existe na camada superficial existindo somente para a profundidade de 30 cm. No entanto, foi possível identificar pontos na bacia com estabilidade temporal, principalmente na profundidade de 30 cm e no perfil P1. O uso de pontos de estabilidade temporal permite estimar a média espacial do conteúdo de água no solo com erro inferior a 5% e 1% na superfície e 30 cm, respectivamente.

III. ABSTRACT

This work presents results of an experimental study in the R. Donato drainage basin, in the central region of basaltic outflow in the State of Rio Grande do Sul, Brazil. The purpose of the study was to determine whether variability of soil moisture in space and time could be explained in terms of environmental factors such as topography and soil. More than 2000 measurements of soil moisture were recorded at sites in a regular grid extending over the basin, at depths of 0, 30cm and 60 cm, and at sites on two traverses of length 280m (transect P1) and 320m (transect P3). Soil moisture was measured in the surface layer by gravimetric methods, and by Time Domain Reflectometry (TDR) in lower soil layers. A geostatistic analysis of the data showed that in the surface layer, the spatial structure of soil moisture varies greatly in time. At a depth of 30cm, the spatial structure of soil moisture is more permanent, showing that at this depth the lateral processes that govern spatial distribution of soil water are more dominant than vertical processes. The semivariograms calculated from the P3 transect data showed a clear spatial structure, the exponential model with nugget giving an excellent fit. A correlation analysis showed that the topographic variables most highly correlated with soil water in the surface layer were contributing area, aspect and surface curvature, whilst at 30cm depth, the variables giving highest correlation with soil water were slope, contributing area and aspect. In transects P1 and P3, analysis showed that soil water was very weakly correlated with almost all the topographic variables tested in this thesis. With respect to indices of wetness, it was found that these were well-correlated with data from the regular network, especially those at 30cm depth. In data sets obtained from a single hill-slope (transects P1 and P3) wetness indices did not perform well. Analysis of stability of soil moisture distribution in the R. Donato basin through time showed that complete stability in the spatial pattern of soil water did not exist in the surface layer, existing only at 30cm depth. However, it was possible to identify points in the basin showing stability through time, mainly at 30cm depth in the transect P1. The use of soil-water measurements from such time-stable points gave estimates of spatial mean soil water with errors less than 5% and 1% at the surface and 30cm depth respectively.

IV. ÍNDICE

I.	APRESENTAÇÃO.....	i
II.	RESUMO	iv
III.	ABSTRACT	v
IV.	ÍNDICE	vi
V.	LISTA DE SÍMBOLOS	ix
VI.	LISTA DE FIGURAS.....	xi
VII.	LISTA DE TABELAS.....	xv
1	INTRODUÇÃO	1
1.1	JUSTIFICATIVA.....	1
1.2	OBJETIVOS.....	4
2	VARIABILIDADE ESPACIAL DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO	6
2.1	O PAPEL DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO NO CICLO HIDROLÓGICO.....	6
2.2	IMPORTÂNCIA DA VARIABILIDADE ESPACIAL DO TEOR DE ÁGUA NO SOLO.....	8
2.3	FATORES QUE INFLUENCIAM NA VARIABILIDADE ESPACIAL DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO	9
2.4	ALTERNATIVAS METODOLÓGICAS PARA DESCRIÇÃO DA VARIABILIDADE ESPACIAL DO TEOR DE ÁGUA NO SOLO	15
2.4.1	Índices do Terreno.....	15
2.4.2	Estabilidade Temporal	19
2.4.3	Geostatística.....	21
2.5	EFEITO DE ESCALA NA VARIABILIDADE ESPACIAL.....	23
2.6	MÉTODOS DE MEDIÇÃO DO TEOR DE ÁGUA NO SOLO	26
2.7	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	30
3	DESCRIÇÃO DO EXPERIMENTO	32
3.1	ÁREA DE ESTUDO.....	32
3.1.1	Clima.....	34
3.1.2	Geologia e Solos	35
3.1.3	Uso do Solo	35
3.2	CALIBRAÇÃO DO TDR.....	37
3.2.1	Calibração no laboratório	37
3.2.2	Calibração no campo.....	39

3.2.3	Ajuste da equação	40
3.3	MODELO NUMÉRICO DO TERRENO	41
3.4	DESCRIÇÃO DO EXPERIMENTO.....	42
3.4.1	Implantação do experimento	43
3.4.2	Monitoramento das variáveis de controle.....	46
3.4.2.1	Conteúdo de água no solo.....	46
3.4.2.2	Precipitação	48
4	ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS DADOS DE CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO E CARACTERIZAÇÃO DO SOLO	50
4.1	ESTATÍSTICA DESCRITIVA E ANÁLISE EXPLORATÓRIA DOS DADOS	50
4.1.1	Método de análise	50
4.1.2	Granulometria	51
4.1.3	Curva de retenção, densidade do solo e das partículas	54
4.1.4	Conteúdo de água no solo	55
4.2	TESTES DE DISCORDÂNCIA	61
4.3	GEOESTATÍSTICA.....	64
4.3.1	Método de análise	64
4.3.2	Granulometria	66
4.3.3	Conteúdo de água no solo	70
4.4	CONSIDERAÇÕES FINAIS	79
5	ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DE FATORES DO AMBIENTE SOBRE O PADRÃO ESPACIAL DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO.....	82
5.1	CÁLCULO DOS ÍNDICES DO TERRENO	82
5.2	ANÁLISE DE CORRELAÇÃO.....	84
5.2.1	Correlação entre os fatores	85
5.2.2	Correlação com os dados da malha regular - superfície.....	87
5.2.3	Correlação com os dados da malha regular – 30 cm profundidade	92
5.2.4	Conteúdo de água no perfil P1.....	95
5.2.5	Conteúdo de água no perfil P3.....	98
5.3	ANÁLISE DE REGRESSÃO.....	101
5.3.1	Descrição do modelo	101
5.3.2	Resultados.....	103
5.4	ESTABILIDADE TEMPORAL	110
5.4.1	Metodologia	110
5.4.2	Estabilidade temporal no padrão espacial	112
5.4.3	Estabilidade temporal nos pontos de medição.....	114
5.4.4	Estimativa da média utilizando PETs – comparação entre métodos	117
5.5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	121
6	CONCLUSÃO	127
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	132
	ANEXO 1 - Dados	A1

ANEXO 2 - Retas Henry.....	A14
ANEXO 3 - Atributos topográficos e índices de conteúdo de água	A21
ANEXO 4 - Coeficientes de correlação dos atributos topográficos e índices de conteúdo de água.....	A25

V. LISTA DE SÍMBOLOS

A_s	área específica
ALT	altitude
AREA	área de contribuição
AREIA	percentagem de areia no solo
ARG	percentagem de argila no solo
ASP	aspecto da vertente
a_0	comprimento de correlação
B	parâmetro do semivariograma teórico – modelo linear
B_i	largura do fluxo de saída do elemento i
C_0	efeito pepita –parâmetro do semivariograma teórico
C_1 e a	parâmetros do semivariograma teórico - modelo exponencial
C_s e a_s	parâmetros do semivariograma teórico – modelo esférico
C_ASP	classificação em função do aspecto
CLAS	classificação em função da curvatura no plano e no perfil
$COS(asp)$	coseno do aspecto
CPER	curvatura no perfil
CPLA	curvatura no plano
DECLI	declividade
$\bar{E}(j)$	erro médio
h	intervalo de distância ou <i>lag</i>
IND1	índice de conteúdo de água de Beven e Kirkby (1979)
IND2	índice de conteúdo de água de Gómez-Plaza et al. (2001) para área vegetadas
IND3	índice de conteúdo de água de Gómez-Plaza et al. (2001) para área não vegetadas
K_a	constante dielétrica aparente do solo
$LN(A)$	logaritmo da área de contribuição
m_a	massa de água
m_s	massa de solo seco
m	massa de solo úmido
n	número de dados
$N(h)$	número de observações separadas pela distância h

n_h	número de intervalos de distâncias no semivariograma amostral
p	parâmetro de ajuste do modelo de desagregação
r^s	coeficiente de correlação de Spearman
R_{jt}	posição ordenada da variável $S_t(j)$ observada no tempo t e no ponto j
$R_{jt'}$	posição ordenada da variável $S_t(j)$ observada no tempo t' e no ponto j
RMSE	erro médio quadrado
s^2	variância amostral
$S_t(j)$	conteúdo de água no solo na localidade j e no tempo t
\bar{S}	valor médio espacial do conteúdo de água no solo no tempo t
S_j	conteúdo de água no solo na localidade j
T_i	transmissividade do elemento i
T_e	transmissividade média
U	conteúdo de água no solo em base de massa
w_i	índice de conteúdo de água no elemento i
\bar{w}	índice de conteúdo de médio
$z(x_i)$	variável
β_i	declividade
$\delta_t(j)$	desvio relativo do valor esperado do conteúdo de água no solo no tempo t e na posição j
$\bar{\delta}$	desvio relativo médio do conteúdo de água no solo na posição j
λ_i	pesos utilizados na krigagem
θ	conteúdo de água no solo em base de volume
$\gamma(h)$	semivariograma experimental
$\gamma^*(h)$	semivariograma ajustado
ρ_r	densidade aparente ou relativa do solo

VI. LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Definição do trinômio de escala (espaçamento, extensão e suporte). (fonte: Bloschl e Sivapalan, 1995)	24
Figura 2.2: Fontes de variabilidade em diferentes escalas.	24
Figura 3.1: Localização da bacia do Rio Potiribu	32
Figura 3.2: Localização das estações fluviométricas e pluviométricas.	33
Figura 3.3: Precipitações médias, máximas e mínimas mensais com preenchimento de falhas - bacia do rio Taboão (1990 a 2001).	34
Figura 3.4: Isoietas anuais na bacia do Rio Taboão, no período de 1990 a 2000.	34
Figura 3.5: Etapas da retirada de amostras indeformadas para calibração do TDR. (a) colocação do anel na profundidade desejada; (b) coluna de ferro com peso; (c) amostra pronta.	38
Figura 3.6: Calibração do TDR em laboratório.	38
Figura 3.7: Calibração do TDR no campo.	39
Figura 3.8: Valores de conteúdo de água no solo (θ) em função da constante dielétrica (k_a). ..	40
Figura 3.9: Comparação entre as diversas equações.	41
Figura 3.10: Modelo numérico do terreno.	42
Figura 3.11: Localização dos pontos de monitoramento do conteúdo de água no solo.	44
Figura 3.12: Seção transversal do perfil P1.	44
Figura 3.13: Seção transversal do perfil P3.	45
Figura 3.14: Etapas da instalação das guias de ondas do TDR.	45
Figura 3.15: Vista geral dos pontos de monitoramento.	45
Figura 3.16: Detalhes da retirada de amostras no campo.	46
Figura 3.17: Retirada de amostra de solo para determinação do conteúdo de água no solo pelo método gravimétrico.	48
Figura 3.18: Leitura do conteúdo de água no solo com TDR.	48
Figura 3.19: Pluviógrafo e estação meteorológica instalada na área.	49
Figura 4.1: Percentual de argila (a) e areia (b) na profundidade 0-15 cm.	52

Figura 4.2: Percentual de argila (a) e areia (b) na profundidade de 30 cm.	52
Figura 4.3: Percentual de argila e areia em função da posição na vertente, para o perfil P1...53	53
Figura 4.4 : Percentual de argila e areia em função da posição na vertente, para o perfil P3..54	54
Figura 4.5: Curva de retenção de água no solo – superfície.....	54
Figura 4.6: Conteúdo de água no solo médio nas três profundidades estudadas e precipitação.	58
Figura 4.7: Variância em função do conteúdo médio de água no solo na superfície.....	59
Figura 4.8: Variância em função do conteúdo médio de água no solo a 30 cm de profundidade.....	59
Figura 4.9: Variância em função do conteúdo médio de água no solo a 60 cm de profundidade.....	59
Figura 4.10: Reta de Henry para o conteúdo de água no solo: superfície (a), 30 cm de profundidade (b).	60
Figura 4.11: Reta de Henry para o conteúdo de água no solo: perfil P1 (a) e perfil P3 (b).	61
Figura 4.12: Semivariogramas amostrais dos dados de granulometria na superfície, a 30 cm de profundidade, no perfil P1 e no perfil P3.	67
Figura 4.13: Semivariogramas amostrais dos dados de granulometria considerando todas as amostras superficiais.....	68
Figura 4.14: Semivariogramas amostrais para o conteúdo de água no solo na superfície.	71
Figura 4.15: Semivariogramas amostrais para o conteúdo de água no solo - 30 cm.....	74
Figura 4.16: Semivariogramas amostrais para o conteúdo de água no solo no perfil P1.....	76
Figura 4.17: Semivariograma amostral para conteúdo de água no solo no perfil P3.....	76
Figura 4.18: Semivariograma amostral para conteúdo de água no solo na superfície, considerando todos os dados obtidos na superfície.....	78
Figura 5.1: Seqüência de calculo dos índices do terreno.....	82
Figura 5.2: Código numérico de classificação do aspecto.....	83
Figura 5.3: Classificação do terreno de acordo com a curvatura no perfil e no plano.	84
Figura 5.4: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os fatores topográficos, nos pontos da malha regular.....	88
Figura 5.5: Influência do conteúdo médio de água no solo no coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e a declividade e com o aspecto - superfície.....	89

Figura 5.6: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os índices de conteúdo de água, para os pontos da malha regular.....	91
Figura 5.7: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e o percentual de argila e areia, para os pontos da malha regular na superfície.....	91
Figura 5.8: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os fatores topográficos, nos pontos da malha regular a 30 cm de profundidade...	93
Figura 5.9: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os índices de conteúdo de água, para os pontos da malha regular a 30 cm de profundidade.....	94
Figura 5.10: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os percentuais de argila e areia, para os pontos da malha regular na superfície a 30 cm de profundidade.	95
Figura 5.11: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os fatores topográficos, no perfil P1.	96
Figura 5.12: : Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os índices de conteúdo de água, no perfil P1.	97
Figura 5.13: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os percentuais de argila e areia, no perfil P1.	98
Figura 5.14: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os fatores topográficos, no perfil P3.	99
Figura 5.15: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os índices de conteúdo de água, no perfil P3.	100
Figura 5.16: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os percentuais de argila e areia, no perfil P3.	101
Figura 5.17: Relação entre o coeficiente de determinação (R^2) e o número de dias sem chuvas.	105
Figura 5.18: Relação entre a variação do conteúdo de água no solo e o coeficiente de Spearman.	114
Figura 5.19: Diferenças relativas médias para o conteúdo de água no solo na malha regular na superfície.	115
Figura 5.20: Diferenças relativas médias para o conteúdo de água no solo na malha regular a 30 cm de profundidade.	115
Figura 5.21: Diferenças relativas médias para o conteúdo de água no solo no perfil P1.....	116
Figura 5.22: Diferenças relativas médias para o conteúdo de água no solo no perfil P3.....	116

Figura 5.23: Comparação entre o conteúdo de água no solo na bacia e o obtido com o PET definido nos perfis P1 e P3.	120
Figura A2.1: Retas Henry para dados de conteúdo de água no solo na superfície do solo (g.g^{-1}).	15
Figura A2.2: Retas Henry para dados de conteúdo de água no solo a 30 cm de profundidade ($\% \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$).	17
Figura A2.3: Retas Henry para dados de conteúdo de água no solo a 30 cm de profundidade ($\% \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) (continuação).	18

VII. LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Características de trabalhos sobre variabilidade espacial do conteúdo de água no solo.....	13
Tabela 3.1: Variáveis climáticas em Cruz Alta (fonte: IPAGRO, 1989)	36
Tabela 3.2: Épocas de medição do conteúdo de água no solo.....	47
Tabela 4.1: Resumo estatístico dos dados de granulometria nas profundidades de 0, 30 e 60cm.	51
Tabela 4.2: Resumo estatístico dos dados de granulometria nos perfis P1 e P3.	51
Tabela 4.3: Resumo estatístico dos dados de densidade das partículas e do solo	55
Tabela 4.4: Resumo estatístico dos dados de conteúdo de água no solo (% gg^{-1}) na superfície.	56
Tabela 4.5 Resumo estatístico dos dados de conteúdo de água no solo (% $cm^3 cm^{-3}$) a 30 cm de profundidade.	56
Tabela 4.6 Resumo estatístico dos dados de conteúdo de água no solo (% $cm^3 cm^{-3}$) a 60 cm de profundidade	57
Tabela 4.7: Resumo estatístico dos dados de conteúdo de água no solo (% gg^{-1}) na superfície no perfil P1.	57
Tabela 4.8: Resumo estatístico dos dados de conteúdo de água no solo (% gg^{-1}) na superfície no perfil P3.	57
Tabela 4.9: Testes de discordância para conteúdo de água no solo (% gg^{-1})na superfície.....	62
Tabela 4.10: Testes de discordância para conteúdo de água no solo (% $cm^3 cm^{-3}$) a 30 cm profundidade.....	63
Tabela 4.11: Testes de discordância para conteúdo de água no solo (% gg^{-1}) no perfil P1.	63
Tabela 4.12: Testes de discordância para conteúdo de água no solo (% gg^{-1}) no perfil P3.	63
Tabela 4.13: Resumo dos modelos de semivariograma ajustados aos dados de granulometria : efeito pepita (C_0), patamar (C_0+C_1), comprimento de correlação (a_0), declividade da reta (B), variância amostral (s^2) e erro médio quadrado (RMSE).	69
Tabela 4.14: Resumo dos modelos de semivariograma para a superfície: efeito pepita (C_0), patamar (C_0+C), comprimento de correlação (a_0), variância amostral (s^2) e erro médio quadrado (RMSE).....	72

Tabela 4.15: Resumo dos modelos de semivariograma para a profundidade de 30 cm: efeito pepita (C_0), patamar (C_0+C), comprimento de correlação (a_0), variância amostral (s^2) e erro médio quadrado (RMSE).	75
Tabela 4.16: Resumo dos modelos de semivariograma para o perfil P3: efeito pepita (C_0), patamar (C_0+C_1), comprimento de correlação (a_0), variância amostral (s^2) e erro médio quadrado (RMSE).	77
Tabela 4.17: Resumo dos modelos de semivariograma para todos os dados superficiais: efeito pepita (C_0), patamar (C_0+C_1), comprimento de correlação (a_0), variância amostral (s^2) e erro médio quadrado (RMSE).	78
Tabela 5.1: Fatores topográficos e características do solo.	85
Tabela 5.2: Matriz de correlação na malha regular.	86
Tabela 5.3: Matriz de correlação no perfil P1.	86
Tabela 5.4: Matriz de correlação no perfil P3.	86
Tabela 5.5: Modelos ajustados aos dados da malha regular na superfície.	104
Tabela 5.6: Modelos ajustados aos dados da malha regular a 30 cm de profundidade.	107
Tabela 5.7: Modelos ajustados aos dados do perfil P1.	108
Tabela 5.8: Modelos ajustados aos dados do perfil P3.	109
Tabela 5.9: Coeficiente de Spearman para o conteúdo de água no solo entre datas consecutivas – superfície e 30cm.	112
Tabela 5.10: Coeficiente de Spearman entre o conteúdo de água no solo em datas consecutivas – perfil P1 e P3.	113
Tabela 5.11: Comparação entre os métodos de estimativa do conteúdo médio de água na bacia, nos dados da malha regular na superfície e a 30 cm de profundidade.	118
Tabela 5.12: Comparação entre os métodos de estimativa do conteúdo médio de água na bacia, no perfil P1.	119
Tabela 5.13: Comparação entre os métodos de estimativa do conteúdo médio de água na bacia, no perfil P3.	120

CAPÍTULO I

1 INTRODUÇÃO

1.1 Justificativa

O conhecimento da distribuição da água no solo é de grande importância para várias ciências ambientais, entre elas, hidrologia, agronomia e meteorologia. Dentro da ciência hidrológica o conteúdo de água no solo é responsável pelo controle de diversos processos hidrológicos: afeta a partição da precipitação em infiltração e escoamento superficial; está diretamente relacionado com a disponibilidade de água para as plantas, influenciando a evapotranspiração; interfere nos processos de erosão e carreamento de solutos, uma vez que influencia o escoamento superficial e determina o padrão de vazões. Na ciência agrônoma, o conteúdo de água no solo é extremamente importante na produção vegetal, sendo o conhecimento de sua distribuição no campo indispensável para uma agricultura sustentável e sem prejuízos para o ambiente. No âmbito das ciências meteorológicas, o conteúdo de água no solo desempenha papel importante na modulação das condições de contorno para a camada limite planetária, controlando a partição de energia radiativa nos fluxos de calor latente e calor sensível. Portanto, o conhecimento e a análise, no tempo e no espaço, do conteúdo de água no solo torna-se necessário para entender melhor os processos hidrológicos, ecológicos e biogeoquímicos na bacia hidrológica.

O valor de variáveis de estado como conteúdo de água no solo em um dado ponto e num dado instante é um reflexo do balanço de água e energia em intervalos de tempo anteriores, assim como de processos hidrológicos que ocorreram em locais topograficamente acima.

Na maioria dos estudos hidrológicos, considera-se que o conteúdo de água é constante em toda a bacia e pode ser representado por um valor médio. No entanto, a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo pode ser significativa, tanto na escala de pequenas parcelas

quanto na escala da bacia, fazendo com que sua avaliação requeira um grande número de pontos de amostragem.

Vários fatores influem na variabilidade do conteúdo de água no solo: topografia, propriedades do solo, tipo e densidade da vegetação, conteúdo de água médio, profundidade do lençol freático, precipitação, radiação solar e outros fatores meteorológicos. Reynolds (1970c) classificou os fatores que afetam o conteúdo de água no solo em estáticos e dinâmicos. Os fatores estáticos incluem o grau de homogeneidade do solo, incorporando a textura, estrutura, conteúdo de matéria orgânica, e os fatores topográficos tais como declividade, elevação, e aspecto. Os fatores dinâmicos incluem a quantidade e variabilidade da precipitação e da insolação, tempo desde o último evento, profundidade do lençol freático e quantidade e tipo da vegetação.

Entender a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo é de grande utilidade para uma larga faixa de aplicações hidrológicas. Na modelagem hidrológica de um determinado evento, o conhecimento do conteúdo de água inicial é crítico para a precisão da simulação; a distribuição espacial do balanço hídrico de longo período requer o conhecimento sobre que partes da bacia são persistentemente mais úmidas ou mais secas que a média. Na modelagem de transporte da erosão ou de solutos, o padrão espacial do conteúdo de água no solo é uma variável muito importante, uma vez que influi no padrão de vazão. Nos modelos de circulação geral da atmosfera, o entendimento da distribuição espacial do conteúdo de água no solo pode contribuir na melhora das previsões climáticas.

Estudos sobre a variabilidade do conteúdo de água no solo vêm sendo realizados desde os anos 50, quando tensiômetros e sondas de neutrons se tornaram disponíveis para medições rápidas e não destrutivas da tensão e do conteúdo de água no solo. Nos anos 70, com o fácil acesso às facilidades computacionais e aplicações de técnicas de análise geoestatísticas, houve um significativo acréscimo na pesquisa da variabilidade do conteúdo de água no solo. Nos últimos anos, a utilização de novas técnicas para medição do conteúdo de água no solo, como a reflectometria no domínio do tempo (TDR), associada com novas técnicas de análise tem feito com que os estudos sobre a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo sejam mais amplos e detalhados.

A variabilidade espacial do conteúdo de água no solo tem sido estudada por diversos autores (Anderson e Burt, 1978; Burt e Burtcher, 1985; Greminger et al. 1985; Loague, 1992; Barling et al., 1994; Crave e Gascuel-Odoux, 1997; Grayson et al., 1997; Famiglietti et al., 1998; Western et al., 1999; Wendroth et al., 1999; Gómez-Plaza et al., 2000; Gómez-Plaza et al., 2001; Hupet e Vanclooster, 2002). Na maioria dos trabalhos o conteúdo de água no solo apresenta estrutura espacial e os fatores do ambiente (principalmente a topografia e características do solo) são responsáveis por grande parte da variabilidade (Famiglietti et al., 1998; Western et al., 1999; Wendroth et al., 1999). Outros, no entanto, encontraram padrões espaciais totalmente aleatórios, com baixos coeficientes de correlação com fatores do ambiente (Loague, 1992 e Hupet e Vanclooster, 2002). Pode-se concluir, à luz da diversidade dos resultados prévios, que o conteúdo de água no solo é influenciado por diferentes fatores em diferentes ambientes. Vale salientar ainda que são raros os trabalhos desenvolvidos no Brasil (Libardi et al., 1986; Libardi et al., 1996; Gonçalves et al., 1999; Melo Filho, 2002 e Souza et al., 2002), nos quais os condicionantes hidrológicos e de pedogênese são diferenciados dos de outras regiões do mundo.

Outra importante questão a ser levantada, quando se trabalha com variabilidade espacial do conteúdo de água no solo, é se as mudanças sazonais nas precipitações e evapotranspiração afetam o padrão espacial de conteúdo de água no solo. Vachaud et al. (1985) introduziu o conceito de estabilidade temporal, que é definida como a persistência no tempo da correlação entre o conteúdo de água no solo medido num determinado ponto da bacia e as medidas estatísticas da propriedade. A existência de estabilidade temporal no padrão espacial do conteúdo de água no solo, observada por diversos pesquisadores (Reichardt et al., 1993; Grayson e Western, 1998; Gonçalves et al., 1999 e Melo Filho, 2002), permite identificar, no campo, pontos que refletem o comportamento médio e extremo desta variável. A existência e localização de pontos com estabilidade temporal no comportamento do conteúdo de água no solo, assumem grande importância no planejamento de qualquer programa de monitoramento. Por outro lado, este conceito precisa ser analisado num número maior de ambientes se a existência destes locais é geral.

Uma linha de abordagem que vem ganhando peso nos últimos anos lança mão de técnicas geoestatísticas para identificar a estrutura espacial do conteúdo de água no solo. Estimativas quantitativas desta estrutura são necessárias para obter o padrão espacial a partir de dados

pontuais, estimar o conteúdo médio de água no solo na bacia, e em modelos hidrológicos distribuídos. Novamente, neste tipo de abordagem, encontram-se resultados contraditórios: alguns estudos, tais como Wendroth et al (1999), Loague (1992) e Hupert e Vanclooster(2002), encontraram pouca evidência de correlação espacial; enquanto outros mostram claramente a correlação espacial do conteúdo de água no solo (Mallants et al., 1981; Libardi et al., 1986; Nyberg, 1996; Viera et al., 1997; Bárdossy e Lehmann, 1998; Western et al., 1998a e Wendroth et al., 1999). Além disto, são raros os estudos que explicitamente investigam a mudança temporal na correlação espacial (Wendroth et al., 1999; Schume et al., 2003 e Snepvangers et al., 2003).

Assim, pode-se verificar que muitas questões relativas à variabilidade espaço-temporal do conteúdo de água no solo ainda necessitam ser respondidas. Tais como: a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo apresenta estrutura organizada? Esta estrutura pode ser explicada por meio de índices do terreno? O padrão espacial do conteúdo de água no solo apresenta estabilidade temporal? Quantos e quais os pontos que devem ser monitorados para se obter uma boa estimativa do conteúdo de água no solo? O desafio desta pesquisa é apontar respostas para estas questões numa pequena bacia rural na região do derrame basáltico sul-riograndense.

1.2 Objetivos

Com base no exposto, o presente trabalho de tese foi desenvolvido a partir do monitoramento de uma pequena bacia rural na região central do derrame basáltico sul-riograndense, com o objetivo de avaliar se a variabilidade espaço-temporal do conteúdo de água no solo pode ser explicada a partir de fatores do ambiente, tais como topografia e solo.

Como objetivos específicos buscou-se:

- Verificar o nível de organização espacial do conteúdo de água no solo utilizando técnicas geoestatísticas;
- Identificar os principais fatores do ambiente intervenientes na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo, dando ênfase aos fatores topográficos e de solo;

- Analisar a estabilidade temporal no padrão espacial do conteúdo de água no solo e identificar pontos de amostragem que reproduzem o comportamento médio e extremo do conteúdo de água no solo.

CAPÍTULO 2

2 VARIABILIDADE ESPACIAL DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO

Neste capítulo efetuou-se uma revisão bibliográfica com o objetivo de apresentar o entendimento atual sobre a questão da variabilidade espaço-temporal do conteúdo de água no solo, dando ênfase maior ao papel do conteúdo de água no solo na ciência hidrológica, seus fatores intervenientes e as principais abordagens metodológicas da problemática. Apresenta-se ainda uma breve discussão sobre o efeito de escala na variabilidade espacial e os diversos métodos utilizados para estimar o conteúdo de água no solo.

2.1 O papel do conteúdo de água no solo no ciclo hidrológico

O ciclo hidrológico é o fenômeno global de circulação da água entre a superfície da terra e a atmosfera (Tucci, 2000). A água evaporada dos oceanos e da superfície da terra é transportada pela atmosfera e precipita na forma de chuva ou neve. Uma parcela da água precipitada é interceptada pela vegetação e o restante chega à superfície. Da água que chega à superfície do solo, uma parte se infiltra e outra se transforma em escoamento superficial, formando os rios. Da parcela da chuva que se infiltra no perfil do solo, parte é utilizada pela plantas para suprir suas necessidades evapotranspirativas e parte percola, indo recarregar os lençóis subterrâneos. Em todas as fases do ciclo hidrológico ocorre o fenômeno da evapotranspiração, ou seja, a conversão de água líquida em vapor d'água para a atmosfera (Maidment, 1992).

O conteúdo de água no solo se insere de forma preponderante em várias etapas do ciclo hidrológico. Uma das etapas mais importantes do ciclo hidrológico é a repartição dos escoamentos, ou seja, a separação da precipitação em escoamento superficial e infiltração. As principais concepções teóricas sobre o mecanismo de geração de escoamento apontam para três principais escolas:

- a Hortoniana (Horton, 1940) propõe que a superfície do solo divide a chuva numa parte que rapidamente é convertida em escoamento superficial até chegar aos cursos d'água naturais e outra parte que infiltra no solo e, de forma gradual, escoar através da matriz do solo até o canal. Nesta teoria o escoamento ocorre sempre que a intensidade de precipitação excede a capacidade de infiltração do solo. Considerando que a capacidade de infiltração de um solo está intimamente relacionada com seu conteúdo de água, sendo maior quando o solo se encontra mais seco e diminui à medida que o conteúdo de água no solo aumenta, pode-se concluir que o conteúdo de água no perfil do solo influi diretamente na etapa do ciclo hidrológico referente à separação do escoamento, ou seja, determina a parcela de água precipitada que infiltra e a que escoar na superfície.
- a teoria de formação de escoamento preconizada por Dunne et al. (1975) considera que o escoamento superficial rápido ocorre em função da formação de uma camada saturada a pouca profundidade em áreas baixas nos vales. Estas áreas atuam como única fonte de escoamento superficial e são muito dinâmicas, dependendo das características do evento e das condições do solo na bacia, quanto ao conteúdo de água.
- abordagens recentes consideram uma multiplicidade de escoamentos na vertente, produzidos pela combinação de diferentes mecanismos (Horton ou Dunne), além da presença de caminhos preferenciais como macroporos e “túneis” (Kirkby, 1988). Também nesta visão, a importância do conteúdo de água no solo fica clara, já que influi nos diversos mecanismos envolvidos.

Outro importante papel do conteúdo de água no solo é sua influência na interação solo-atmosfera, principalmente nos processos de evaporação e transpiração. Segundo Entekhabi et al. (1996), a fonte primária de energia externa ao planeta é a radiação solar. Parte desta radiação é refletida pelas nuvens e pela superfície da terra e a restante é absorvida, se transformando em calor. O calor gerado pela radiação solar na superfície do solo é dissipado por meio de três principais processos: a radiação líquida de onda longa emitida pela terra; transferência de calor sensível para a baixa atmosfera e fluxo de calor latente (evapotranspiração). O fluxo de calor latente é relativamente mais eficiente na dissipação de calor que o fluxo de calor sensível. Portanto, a água armazenada no perfil do solo é utilizada

tanto para suprir a demanda evaporativa da atmosfera pelo movimento capilar à superfície do solo, como é absorvida pelas raízes das plantas sendo utilizada no processo de transpiração.

2.2 Importância da variabilidade espacial do teor de água no solo

O conteúdo de água no solo apresenta grande variabilidade tanto no tempo quanto no espaço. Esta variabilidade tem grande influência em vários processos hidrológicos. Por exemplo: a distribuição espacial do conteúdo de água no solo determina a resposta da bacia a um evento chuvoso. Merz e Plate (1997) e Merz e Bárdossy (1998) observaram uma forte influência da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo no escoamento superficial em pequenas bacias no sudeste da Alemanha. Resultados semelhantes foram obtidos por Blöschl et al. (1993) ao utilizarem o modelo THALES para investigar o efeito da variabilidade espacial no escoamento superficial na vertente e na bacia. Castillo et al. (2003) verificaram que o controle do conteúdo inicial de água no solo sobre o escoamento superficial ocorre durante eventos de média e baixa intensidade, mas praticamente desaparece em eventos de alta intensidade. No entanto, a maioria dos modelos hidrológicos não considera a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo (Seyfried e Wilcox, 1995).

Segundo Western et al. (1999), os processos hidrológicos podem variar no espaço de forma organizada, aleatória ou como uma combinação das duas. O termo aleatório é utilizado para se referir à variabilidade que não é previsível em detalhes, mas que tem propriedades estatísticas previsíveis; e o termo organizada, se refere àquela variabilidade determinada por algum fator e passível de previsão.

No caso do conteúdo de água no solo, a variabilidade espacial pode ocorrer em três diferentes escalas: a variação na micro-escala em função da distribuição das partículas e dos poros do solo, que causam variações nas propriedades físicas do solo em pequenas distâncias; a variação na meso-escala em função das diferenças no tipo de solo, cobertura vegetal e topografia; e as variações na macro escala devido a variações na precipitação, radiação solar e outros fatores meteorológicos (Hawley et al., 1983).

Vários trabalhos têm mostrado que a variância do conteúdo de água no solo diminui com o decréscimo do conteúdo de água médio. Altos conteúdos de água são frequentemente relacionados com alta variabilidade (Hills e Reynolds, 1969; Reynolds, 1970c, Hawley et al.,

1983; Hendrickx et al., 1990; Robinson e Dean, 1993; Famiglietti et al., 1998). Outros autores obtiveram resultado inverso, uma tendência de crescimento do coeficiente de variação à medida que o solo seca (Gonçalves, et al., 1999; Libardi et al., 1996; Melo Filho, 2002). Apesar de existir uma aparente divergência nos trabalhos acima citados, o que se verifica é que a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo aumenta quando o solo seca na faixa próximo à saturação e diminui quando o solo seco na faixa próximo a solo seco. Ou seja, se um solo se encontra próximo à saturação e inicia o processo de dessecação, sua variabilidade aumenta, no entanto, se o solo está seco e é umedecido sua variabilidade também aumenta.

A presença de estrutura organizacional na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo tem sido observada por vários pesquisadores (Hawley et al., 1983; Francis et al., 1986; Nyberg, 1996; Wendroth et al., 1999). Hawley et al. (1983) observaram uma dependência espacial do conteúdo de água no solo da ordem de 30 a 40 m em bacias cultivadas. Dependência espacial da ordem de 20 e 40 m foi também observada por Nyberg (1996) numa bacia de 6300 m² na Suécia. Wendroth et al. (1999) estudando a variabilidade espacial e temporal do conteúdo de água em dois tipos de solo na Alemanha, encontraram dependência espacial da ordem de 30 m para um solo argiloso e de 15 m num solo mais arenoso. Eles observaram, no entanto, que esta estrutura praticamente desaparece em condições muito próximas à saturação. Pouca ou nenhuma estrutura espacial nos dados de conteúdo de água no solo foi também observada por Loague (1992) e Hupert e Vanclooster (2002).

2.3 Fatores que influenciam na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo

Vários são os fatores que influem na variabilidade do conteúdo de água no solo. Entre eles pode-se citar a topografia (elevação relativa, declividade, área de contribuição, aspecto, curvatura), propriedades do solo, tipo e densidade da vegetação, uso do solo e profundidade do lençol freático, precipitação, radiação solar e outros fatores meteorológicos. A seguir são citados alguns dos trabalhos nos quais a influência destes fatores foi avaliada e na Tabela 2.1 estão listadas as características básicas destes trabalhos com relação a área, distância e frequência de amostragem.

Elevação relativa:

Um grande número de trabalhos tem demonstrado a influência da elevação relativa na distribuição do conteúdo de água. Hawley et al. (1983), Robinson e Dean (1993), Nyberg (1996), Famiglietti et al. (1998), Beldring et al. (1999) e Gómez-Plaza et al. (2000) verificaram que a posição topográfica ou elevação relativa determinam claramente o padrão espacial da distribuição de água no solo, com pontos altos sendo geralmente os mais secos, enquanto que os pontos situados nas zonas de vale tendem a ter maior conteúdo de água. Estes autores encontraram coeficientes de correlação negativa na faixa de $-0,40$ a $-0,80$ entre o conteúdo de água no solo e a elevação relativa.

O controle da elevação sobre o movimento superficial e subsuperficial da água e, portanto, no controle da distribuição espacial do conteúdo de água no solo, segundo Anderson e Burt (1978), ocorre somente em terrenos com alta declividade ($>6^\circ$). Em bacia com relevo suave, com declividade inferior a 6° , a elevação tem seu papel reduzido e o potencial mátrico se torna preponderante. Isto, no entanto, não é ratificado pelos resultados obtidos por Hawley et al. (1983), que observaram uma forte influência da elevação relativa na distribuição espacial do conteúdo de água no solo mesmo em bacias com pequena declividade.

Segundo Western et al. (1999), o nível médio de conteúdo de água na área determina o grau de influência da elevação relativa na organização espacial do conteúdo de água no solo. Em condições úmidas, existe uma forte relação entre o conteúdo de água no solo e a localização topográfica, além de uma importante conectividade entre as áreas úmidas e a saída da bacia; sob condições secas, a organização topográfica praticamente não tem efeito, a variação parece ser aleatória; e em condições muito úmidas, próximas à saturação, a topografia tem pouco efeito e a organização é em grande parte devido à diferença na capacidade de armazenamento.

Declividade:

A declividade influencia a infiltração, drenagem e escoamento superficial: pontos com declividade excessiva tendem a ser mais secos que áreas planas. Uma possível explicação para este fato é que, durante a precipitação, locais com maior declividade têm maior escoamento superficial e menor infiltração e, conseqüentemente, menor conteúdo de água que locais com menores declividades. Outra possível explicação é que grandes declividades

estimulam a drenagem rápida resultando em conteúdo de água relativamente baixo logo após o evento chuvoso. Hills e Reynolds (1969) já verificavam a aparente influência da declividade na variabilidade do conteúdo de água no solo. Nyberg (1996) encontrou forte correlação negativa entre o conteúdo de água no solo e a declividade, com coeficientes de correlação entre $-0,39$ e $-0,45$. No entanto, Famiglietti et al. (1998) observaram uma fraca correlação negativa entre o conteúdo de água no solo e a declividade logo após um evento chuvoso, com tendência a se tornar nula à medida que o período seco aumentava. Queda da correlação entre a declividade e o conteúdo de água no solo com o conteúdo de água médio da bacia não foi observada por Gómez-Plaza et al. (2001), mas os autores observaram que em áreas não vegetadas a declividade se apresentava como um fator dominante, respondendo por mais de 25% da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo, enquanto que em áreas com cobertura vegetal esta influência não era significativa.

Aspecto:

Outra característica do terreno a influenciar a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo é o aspecto ou orientação da declividade. Esta característica está diretamente relacionada com a incidência da radiação solar e, conseqüentemente, com a evapotranspiração e conteúdo de água no solo. Reid (1973) e Famiglietti et al. (1998), encontraram correlação significativa entre aspecto e conteúdo de água, com valores maiores no final do período seco. Gómez-Plaza et al. (2001) observaram que em regiões semi-áridas a influência do aspecto está relacionada com a magnitude do conteúdo de água na bacia, sendo predominante sob condições úmidas, explicando mais de 40% da variabilidade do conteúdo de água no solo, e praticamente insignificante sob condições secas.

Curvatura:

A curvatura do terreno está relacionada com a convergência ou divergência do fluxo lateral. Depressão ou áreas de alta curvatura tendem a ter mais água que áreas planas com baixa curvatura. Moore et al. (1988) e Famiglietti et al. (1998) encontraram correlação significativa entre a curvatura e o conteúdo de água. Entretanto, Gómez-Plaza et al. (2001) encontraram fraca correlação entre o conteúdo de água no solo e a curvatura no perfil, em diferentes faixas de valores do conteúdo de água no solo, tanto em solo nu quanto em solo com cobertura vegetal.

Área de contribuição:

A área de contribuição influi no conteúdo de água no solo, já que controla o volume de água superficial e subsuperficial que flui para um determinado ponto da bacia; vertentes com grandes áreas de contribuição tendem a ser mais úmidas que aquelas com pequenas áreas de contribuição. Nyberg (1996) encontrou coeficiente de correlação entre 0,58 e 0,65 para $\ln(A)$. Gómez-Plaza et al.(2001) verificaram que a área de contribuição respondeu por 34% da variabilidade do conteúdo de água no solo em condições úmidas, mas que a correlação diminui à medida que o solo seca. Já Moore et al. (1988) e Famiglietti et al. (1998) encontraram somente uma correlação moderada entre área de contribuição e conteúdo de água.

Características do solo:

Heterogeneidade nas características do solo, tais como textura, conteúdo de matéria orgânica, estrutura e existência de macroporosidade, afetam a transmissividade do fluido e as propriedades de retenção da água no solo, conseqüentemente, afetam a distribuição do conteúdo de água. Adicionalmente, a cor do solo afeta seu albedo e a taxa de evaporação.

Reynolds (1970 a,b), Henninger et al. (1976), Greminger et al. (1985) e Crave e Gascuel-Odoux (1997) concluíram que a variação do conteúdo de água está relacionada com a textura do solo. Hawley et al. (1983) e Gómez-Plaza et al. (2001) notaram que a textura do solo explica melhor a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo em condições úmidas. Famiglietti et al. (1998) e Western et al. (1999) demonstraram que quando o solo está muito úmido, próximo à saturação, o fator determinante da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo é a porosidade e que os outros fatores só passam a atuar quando o solo começa a secar.

Tabela 2.1: Características de trabalhos sobre variabilidade espacial do conteúdo de água no solo.

ESTUDO	LOCAL	ÁREA	No AMOSTRAS	FREQUÊNCIA	PROFUNDIDADE
Hills e Reynolds, 1969	Chew Stoke, Inglaterra	2,4m ² a 6 km ²	60	única	0-8cm
Reid, 1973	Caydell, UK	2 locais com 10.000 m ²	12	Semanal por 1 ano	0-32,5cm
Henninger et al., 1976	Pennsylvania, USA	560m transeção	57	Semanal por 6 meses	0-15 cm
Owe et al., 1982	Dakota, USA	160.000 m ² a 2,6 km ²	42-69	9 datas em 3 anos	0-10 cm
Hawley et al., 1983	Oklahoma, USA	8 bacias de 51.000 m ² a 179.000 m ²	16-92	4 datas em 1 mês	0-15 cm
Greminger et al. , 1985	Califórnia, USA	100 m transeção	100	100 medições	30 e 60 cm
Moore et al., 1988	New South Wales, Austrália	6 190-200m transeção em 7,5 ha	20-21	Duas vezes	0-10 cm
Ladson e Moore, 1992	Kansas, USA	377 000 m ²	20	9 dias	0-5cm
Loague, 1992	Oklahoma, USA	100 000 m ² 100 000 m ² 100/250 transeção	34 157 50 por transeção	84 datas em 4 anos única única	0-15 cm 0-10 cm 0-10 cm
Robinson e Dean, 1993	Oxford, Inglaterra	150m transeção	151	4 datas em 15 meses	0-10 cm
Tomasella , 1995	Manaus, AM	2 transeções	15 por transeção	semanal	De 10 a 120 cm
Nyberg, 1996	Gardsjon, Suíça	6300 m ²	57-73	2 em 2 meses	0-30cm
Crave e Gascuel-Odoux, 1997	Brittany, França	10 transeção de 500 m numa bacia de 1,3 km ²	20 por transeção	4 datas em 18 meses	0-5 cm 5-10cm
Famiglietti et al., 1998	Texas, USA	transeção de 200 m numa vertente de 56000 m ²	21	Diária num período de 217 dias	0-5 cm
Beldring et al., 1999	Stockholm, Suíça	5 transeção de 40 a 130 m em 3 bacias de 0,5 a 0,9 km ²	Intervalos de 5m	04/1995 a 10/1995	0-15 cm
Gonçalves, et al., 1999	Piracicaba, SP	167 m transeção	59	27 dias	15 e 30 cm
Western et al., 1999	Melbourne, Australia	10,4 ha	500	13 datas	0-30 cm
Libardi et al., 1996	Vacacaí, RS	4.500 m ²	240	4 datas	0-20 e 20-40 cm
Gómez-Plaza et al., 2000	Murcia, Espanha	3 transeção de 300 e 310 m	43	14 datas entre 12/1996 e 04/1998	0-15 cm
Qiu, 2001	Shaanxi, China	Bacia de 3,5 km ²	26	10 em 6 meses	0-75 cm
Gómez-Plaza et al., 2001	Murcia, Espanha	3 bacia – 6 transeções de 110 a 310 m	66	14 vezes de dez/96 a abril/98	0-15 cm

Vegetação:

A vegetação influi na variabilidade do solo devido ao padrão de cobertura que modifica a taxa de evaporação do solo; afeta a condutividade hidráulica do solo devido à atividade radicular e adição de matéria orgânica; e determina a retirada de água do solo pelas raízes para suprir sua demanda evaporativa. Hawley et al. (1983) encontraram diferença significativa no conteúdo de água em diferentes coberturas vegetais e notaram que esta diferença é maior em dias úmidos que em dias secos. Tomasella (1995) monitorou o conteúdo de água no solo em três locais da região amazônica, considerando áreas com pastagem e áreas florestadas, e observou uma grande variação sazonal no armazenamento de água no solo, sendo esta mais acentuada na floresta quando comparado com a área de pastagem. Os resultados obtidos por Qiu et al. (2001) indicam que a vegetação é um dos principais fatores do ambiente a influenciar a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo. Enquanto que Gómez-Plaza et al. (2001) afirmam que os fatores do ambiente que regulam a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo são diferentes numa área vegetada em comparação com uma área descoberta. Segundo estes autores, estudos do padrão espacial do conteúdo de água no solo deve considerar a presença ou não de cobertura vegetal. Hupert e Vanclooster (2002) observam que não só a presença ou ausência de vegetação deve ser considerada na análise espaço-temporal do conteúdo de água no solo, devendo-se levar em consideração também o estágio de desenvolvimento da cultura. Os autores verificaram um forte aumento da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo com o desenvolvimento da cultura.

Precipitação:

O trabalho desenvolvido por Yoo et al. (1998) mostra que a precipitação tem um impacto limitado sobre a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo. O impacto da precipitação é importante no período da chuva, mas decresce quando a precipitação acaba. Entre eventos chuvosos, a variabilidade das perdas (escoamento superficial, percolação, evapotranspiração) diminui o impacto da precipitação e a organização espacial do conteúdo de água no solo passa a ser governada pelas características físico-hídricas do solo.

Combinação de fatores:

A influência combinada de mais de um fator do ambiente foi observada por praticamente todos os trabalhos citados, sendo que alguns fatores podem ter efeitos mitigadores, diminuindo a variabilidade ocasionada por outro fator. Os resultados obtidos por Henninger et al. (1976), Hawley et al. (1983) e Crave e Gascuel-Odoux (1997) mostraram que os fatores topográficos são insuficientes para descrever o padrão de variabilidade espacial do conteúdo de água no solo quando existem diferentes tipos de solo, indicando que as características do solo (principalmente textura) devem ser consideradas conjuntamente com topografia. Qiu et al. (2001), Gómez-Plaza et al. (2001) e Hupert e Vanclooster (2002) verificaram que a vegetação (presença, tipo e estágio de desenvolvimento) também deve ser considerada nos estudos de variabilidade espaço-temporal do conteúdo de água no solo, uma vez que ela pode ser determinante sobre a influência dos diversos fatores do ambiente.

A grande diversidade de resultados acima citada, alguns aparentemente contraditórios, indica que a influência dos diferentes fatores do ambiente na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo varia com o ambiente e com o conteúdo de água médio na bacia. Assim, em áreas úmidas os processos de redistribuição lateral de água no solo assumem grande importância e os fatores topográficos como elevação relativa e declividade assumem maior influência no padrão espacial do conteúdo de água no solo. Em áreas semi-áridas, onde os processos de redistribuição lateral estão limitados a curtos períodos, os fatores do ambiente relacionados com as características do solo e/ou vegetação passam a ter maior influência na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo.

2.4 Alternativas metodológicas para descrição da variabilidade espacial do teor de água no solo

2.4.1 Índices do Terreno

Considerando a forte dependência do conteúdo de água com fatores do ambiente e as dificuldades práticas de obtenção de dados de campo, vários autores (Beven e Kirkby, 1979; O'Loughlin, 1986; Barling et al., 1994 e Gómez-Plaza et al., 2001) desenvolveram índices baseados em características do terreno para tentar descrever o padrão espacial do conteúdo de água no solo. O uso de índices do terreno para representar a variabilidade espacial do

conteúdo de água no solo está baseado na hipótese que a variabilidade é essencialmente organizada e que somente um ou poucos fatores do ambiente (geralmente fatores topográficos) controlam a distribuição da água no solo. Estes índices têm sido muito difundidos nos últimos tempos, principalmente depois que modelos digitais do terreno se tornaram de fácil acesso.

É importante ressaltar que, ao utilizar a aproximação por índices de terreno, alguma sofisticação física é sacrificada para possibilitar a simplificação das estimativas. Este procedimento é válido porque, em muitos casos, o mapa topográfico ou o modelo numérico do terreno é a única informação disponível e a aproximação por índices pode ser a mais consistente com o nível de dados disponíveis e com a precisão com que as respostas de manejo necessitam, ou podem, ser respondidas.

Os índices propostos por Beven e Kirkby (1979) e O'Loughlin, (1986) foram originalmente desenvolvidos para prever áreas saturadas, mas têm sido amplamente utilizados na caracterização da distribuição espacial do conteúdo de água no solo. Estes índices consideram que o fluxo lateral subsuperficial domina a distribuição de água no perfil do solo e que existe uma conexão entre um determinado ponto na bacia e sua área de contribuição. Mesmo tendo sido derivados independentemente, os índices de Beven e Kirkby (1979) e O'Loughlin, (1986) podem ser expressos, de forma simplificada, em função de atributos do terreno e propriedades hidráulicas do solo (Moore et al., 1993).

$$w_i = \ln \left[\frac{A_s}{\tan \beta_i} \right] + \ln[T_e] - \ln[T_i] \quad \text{Equação 2.1}$$

em que: w_i = índice de conteúdo de água no elemento i
 β_i = declividade (graus)
 T_i = transmissividade do i -ésimo elemento ($\text{m}^2\text{dia}^{-1}$);
 A_s = área específica (A_i/b_i)(m^2m^{-1});
 b_i = largura do fluxo de saída do elemento de área A_i (m)
 T_e = transmissividade média ($\text{m}^2\text{dia}^{-1}$).

Na Equação 2.1, A_s é a medida do fluxo subsuperficial em regime estacionário, no qual se considera que a infiltração é uniforme em toda a bacia. Wood et al. (1990) apud Moore et al. (1993) demonstraram que a variação na topografia ($\ln(A_s/\tan\beta)$) é muito maior que a variação

local na transmissividade ($\ln(T_i)$), de forma que a variável topográfica sozinha representa bem a variabilidade espacial do conteúdo de água na superfície.

O principal argumento para utilizar somente atributos topográficos para prever o conteúdo de água no solo é que a maioria dos processos pedogenéticos ocorre em resposta ao movimento da água no terreno. Assim, a topografia, por ser um dos fatores que caracterizam o fluxo da água na superfície do solo, pode capturar grande parte da variabilidade espacial das propriedades do solo na meso-escala.

Jones (1986, 1987) descreve a utilização e limitações dos índices de conteúdo de água como indicadores da distribuição espacial do conteúdo de água no solo. Segundo este autor, as suposições implícitas nesses índices são:

- Uniformidade espacial da capacidade de infiltração;
- Perdas por percolação constantes;
- Uniformidade espacial e temporal da transmissividade do solo;
- Coincidência entre área de drenagem superficial e subsuperficial para cada unidade de comprimento do contorno, ou seja, o gradiente do potencial piezométrico, que dita a direção do fluxo subsuperficial, é paralelo ao gradiente da superfície topográfica;
- Condição de estado estacionário ou padrão constante, isto é, em qualquer ponto da bacia a drenagem subsuperficial chegou ao equilíbrio.

O uso de índices de terreno na modelagem hidrológica está condicionado à capacidade dos mesmos em descrever a variabilidade espacial. Burt e Butcher (1985) estudando a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo numa vertente de 1,4 ha no sul de Devon-EUA, verificaram que o índice $\ln(A_s/\tan\beta)$ explicou de 43 a 63% da variância. Moore et al. (1988), utilizando diversos índices do terreno para explicar a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo numa bacia de 7,5 ha na Austrália, verificaram que o índice $\ln(A_s/\tan(\beta))$ explicava de 26 e 33% da variação espacial do conteúdo de água e que este índice associado com o aspecto apresentava a melhor performance, explicando entre 31 e 52% da variância. No entanto, Landson e Moore (1992) sugerem que índices de terreno não apresentam boa correlação com o conteúdo de água no solo, tendo observado que a variância do conteúdo de água no solo explicada pelos índices é inferior a 10%.

Western et al. (1999), estudando a capacidade preditiva de vários índices de terreno, na bacia Tarrawarra, de 10,5 ha em Melbourne-Austrália, observaram que o índice de conteúdo de água $\ln(A_s/\tan\beta)$ explica grande parte da organização espacial relacionada com a topografia (42%). No entanto, esta capacidade ficou relacionada ao grau de organização espacial do conteúdo de água no solo, sendo baixo no período seco, máximo nos períodos moderadamente úmidos e voltando a decrescer nos períodos extremamente úmidos.

Em regiões semi-áridas, onde o conteúdo de água no solo é fortemente influenciado pela evapotranspiração, que por sua vez é afetada pela radiação solar e cobertura vegetal, Gómez-Plaza et al. (2001) observaram que em áreas não vegetadas a simples introdução do aspecto da vertente no índice de conteúdo de água apresentado por Beven e Kirkby (1979) resulta numa melhora significativa ($P < 0,01$) no coeficiente de correlação, que passou em média de 0,59 para 0,64. No entanto, em áreas vegetadas os autores verificaram que a declividade apresentou baixa correlação com o conteúdo de água no solo e que a presença desta variável no índice de conteúdo de água reduzia sua capacidade de predição. Os autores apresentam dois novos índices (Equação 2.2 e Equação 2.3) que leva em consideração o aspecto da vertente. Estes novos índices melhoraram o coeficiente de correlação em todas as condições de conteúdo de água estudadas, chegando a explicar 66% da variabilidade espacial em condições úmidas.

$$IND2 = \ln(ASP * AREA) \quad \text{Equação 2.2}$$

$$IND3 = \ln\left(\frac{ASP * AREA}{DECLI}\right) \quad \text{Equação 2.3}$$

sendo:

IND2 e IND3 = Índices de conteúdo de água para áreas vegetadas e não vegetadas, respectivamente;

ASP = Aspecto da vertente

A baixa capacidade preditiva dos índices do terreno observada nos diversos trabalhos acima citados, nos quais a variância explicada não supera os 60%, se deve, segundo Western e Blöschl (1999), a três fatores limitantes: (a) parte da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo é topograficamente organizada, no entanto, outra parte é aleatória e/ou controlada por outros fatores do ambiente, tais como solo e vegetação, não contemplados pelos índices do terreno; (b) os índices de terreno citados na bibliografia e de uso corrente não

representam todos os processos intervenientes na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo; (c) o padrão espacial do conteúdo de água no solo varia no tempo, com a mudança das estações.

2.4.2 Estabilidade Temporal

A idéia de variabilidade temporal no padrão espacial do conteúdo de água no solo em função das estações do ano tem sido observada por vários autores (Famiglietti et al., 1998; Grayson et al., 1997; Western et al., 1999 e 1998b; Gómez-Plaza et al., 2000).

Durante o período úmido, quando a precipitação excede a evapotranspiração, o padrão espacial do conteúdo de água no solo é dominado pelo movimento lateral da água, tanto na superfície como na subsuperfície, e a topografia é o controle dominante (controle não local). No período seco, quando a evapotranspiração continuamente excede a precipitação, o fluxo vertical da evapotranspiração e precipitação são dominantes e o padrão do conteúdo de água reflete as diferenças de solo e vegetação (controle local), tendo uma aparência mais aleatória. Nesta situação, a topografia praticamente não está relacionada com a variabilidade (Grayson et al., 1997).

É interessante observar que, em climas úmidos, o controle não local prevalece e a variabilidade espacial do conteúdo de água é maior quando o perfil está seco; em zonas semi-áridas, o controle é predominantemente local e a variabilidade cresce quando o perfil torna-se úmido (Gómez-Plaza et al., 2000).

Num primeiro momento, a idéia de estados preferenciais de conteúdo de água como os descritos por Grayson et al. (1997) leva a questionar a possibilidade de índices de conteúdo de água baseados em características do terreno. No entanto, os autores, estudando várias bacias em diferentes regimes climáticos na Austrália, observaram quatro estados básicos de resposta do conteúdo de água no solo: (1) sempre seco, (2) sempre úmido, (3) seco e úmido com mudança rápida de estado, e (4) seco e úmido com transição lenta. Do ponto de vista da modelagem, os dois primeiros casos não apresentam nenhum problema, o terceiro pode ser modelado facilmente com o uso de dois índices, baseados nos diferentes processos dominantes para representar o estado seco e úmido, com um critério de mudança que

determina qual o índice é o mais apropriado. Assim, somente o último apresenta dificuldade real de modelagem.

Estudando a variabilidade temporal do padrão espacial do conteúdo de água no solo, Vachaud et al. (1985) verificaram que alguns pontos da bacia apresentavam comportamento semelhante ao comportamento médio, enquanto outros representavam os valores extremos. Com base nestas observações, os autores introduziram o conceito de estabilidade temporal que é definido como a persistência no tempo da correlação entre a posição no espaço e as medidas estatísticas da propriedade. Do ponto de vista matemático, existe indicativo de estabilidade temporal num determinado local j quando o desvio relativo do valor esperado ou médio do armazenamento de água no solo sofre pequena variação temporal. Ou seja:

$$\delta_{t_1}(j) \cong \delta_{t_2}(j) \quad \text{Equação 2.4}$$

em que:

$$\delta_t(j) = \frac{S_t(j) - \bar{S}}{\bar{S}} \quad \text{Equação 2.5}$$

sendo: $\delta_t(j)$ = desvio relativo no tempo t e na posição j ;
 j = vetor de localização espacial;
 $S_t(j)$ = conteúdo de água no solo na localização j e no tempo t ,
 \bar{S} = valor esperado ou médio do conteúdo de água no solo no tempo t

A hipótese por trás das considerações de Vachaud et al. (1985) é que a relação entre o conteúdo de água no solo em sucessivas medidas no tempo e no espaço é linear.

Considerando que o processo de drenagem no perfil do solo está diretamente relacionado com as características geométricas do meio poroso, que são relativamente estáveis no tempo, principalmente em solos não cultivados ou em camadas abaixo da profundidade do cultivo, Comegna e Basile (1994) lembram que, teoricamente, é de se esperar que a estabilidade temporal exista. Estes autores, no entanto, não conseguiram identificar locais representativos dos valores médios num solo de origem vulcânica na Itália devido à grande homogeneidade do solo estudado.

A existência de estabilidade temporal no padrão espacial do conteúdo de água no solo, observada por diversos pesquisadores (Reichardt et al., 1993; Grayson e Western, 1998;

Gonçalves et al., 1999 e Melo Filho, 2002), permite identificar, no campo, pontos que refletem o comportamento médio e extremo desta variável. Estes são, portanto, pontos potenciais de amostragem. Grayson e Western (1998) verificaram ainda que a localização destes pontos na bacia era função da textura e profundidade do solo assim como da posição topográfica, sugerindo ser possível identificar a posição destes locais a priori.

No entanto, os trabalhos de Kachanoski e De Jong (1988) e Gómez-Plaza et al. (2000) mostram que a estabilidade temporal apresenta dependência de escala. Na escala de vertente (200 a 100 m) o padrão espacial do conteúdo de água no solo foi mantido em todos os casos, com diferentes aparências para os meses secos e úmidos. Nas escalas médias (100 a 60 m), o conteúdo de água torna-se instável no tempo, dependendo da faixa de escala e da seção estudada. Para escala pequena (50 a 30 m), a topografia local e a presença de vegetação foram fatores determinantes na estabilidade temporal.

Deve-se notar que a existência e localização de pontos com estabilidade temporal no comportamento do conteúdo de água no solo, assim como a possibilidade de se determinar sua posição em função da textura e profundidade do solo e da posição topográfica, é fundamental no planejamento de qualquer programa de monitoramento. Por outro lado, este conceito precisa ser analisado num número maior de ambientes e escalas, para testar: (i) se a existência destes locais é geral; e (ii) se é possível identificar fatores do terreno e do solo que possam ser utilizados para definir a localização destes locais a priori (Gómez-Plaza et al., 2000).

2.4.3 Geoestatística

A heterogeneidade espacial dos processos hidrológicos pode ser abordada utilizando-se técnicas estatísticas tradicionais e a geoestatística. A estatística tradicional considera que a variação da propriedade é exclusivamente aleatória e as amostras são independentes. No entanto, a maioria das propriedades físico-hídricas do solo e dos processos hidrológicos apresenta dependência espacial e presença de correlação entre amostras, sendo necessário o uso de técnicas de geoestatística.

A teoria da variável regionalizada ou simplesmente geoestatística baseia-se na existência de dependência entre amostras vizinhas, medida por meio da autocorrelação e semivariância. A

estrutura de correlação observada pode então ser usada em aplicações práticas tais como estimativa de valores da propriedade em estudo em locais não amostrados; na geração de dados sintéticos ou parâmetros de campo, necessários nos modelos estocásticos; ou na modelagem hidrológica distribuída.

Detalhamentos dos princípios básicos, aspectos e requerimentos para cálculo das diversas funções geoestatísticas e suas aplicações no estudo da variabilidade das propriedades físico-hídricas do solo foram publicados por vários autores (Kitanidis, 1997; Vieira et al., 1983 e Clarke, 1994).

Comparando o uso de técnicas estatísticas clássicas e técnicas de geoestatística na avaliação da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo, Reichardt et al. (1986) e Lima e Silans (1999) concluem que as técnicas são complementares, mas que o uso de geoestatística tem a vantagem de permitir detectar o grau de dependência no espaço de uma propriedade do solo e de estudar a estrutura de organização desta propriedade.

Técnicas de geoestatística têm sido amplamente utilizadas para avaliar a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo (Mallants et al., 1981; Libardi et al., 1986; Loague, 1992; Bárdossy e Lehmann, 1998; Nyberg, 1996; Viera et al., 1997; Western et al., 1998a,b e Wendroth et al., 1999). Todos os trabalhos conseguiram captar uma relação entre valores observados em diferentes localidades, ou seja, existia uma dependência espacial do conteúdo de água no solo, a qual, no entanto, ocorria em uma ampla faixa de distâncias (4 a 650 m). Estas diferenças podem ser explicadas, em parte, devido a diferenças de ambiente (topografia, solos, vegetação), mas também devido a diferenças na escala de observação.

Western et al. (1998a), usando técnicas geoestatísticas para avaliar o padrão espacial do conteúdo de água no solo na bacia Tarrawarra de 10,5 ha, na Austrália, verificaram que o variograma apresenta um nítido efeito das estações. No inverno, foram observados variogramas com maiores patamares (15-25 %) e menores comprimentos de correlação (35-50 m). No verão seco, os patamares foram inferiores (5-15 %) e os comprimentos de correlação maiores (50-60 m).

Uma pronunciada mudança temporal na correlação espacial do conteúdo de água no solo em função das condições de conteúdo de água no solo foi também observado por Wendroth et al.

(1999) e Schume et al. (2003). Wendroth et al. (1999) verificaram inclusive a ausência de estrutura, ou seja, padrão espacial totalmente aleatório, quando o conteúdo de água na área se aproxima da saturação. Pouca ou nenhuma estrutura espacial nos dados de conteúdo de água no solo foi também observada por Loague (1992) e Hupert e Vanclouster(2002).

Considerar a dinâmica temporal na estrutura de correlação espacial não consiste simplesmente em adicionar uma outra dimensão nas técnicas de interpolações espaciais, uma vez que existem diferenças fundamentais entre o domínio espacial e temporal (Kyriakidis and Journel, 1999). Espaço representa um estado de coexistência, que pode ter múltiplas dimensões e a interpolação é normalmente a questão de maior interesse. Por outro lado, tempo representa um estado de existência sucessiva, com uma ordenação clara e somente uma dimensão, no qual a extrapolação é usualmente o interesse principal (Snepvangers et al., 2003). Portanto, os processos que ocasionam variação no domínio espacial e temporal podem ser diferentes. Por exemplo, o conteúdo de água no solo é controlado no domínio temporal pela precipitação efetiva e drenagem, enquanto que, no domínio espacial, é regido pelas características topográficas, do solo e da vegetação.

Nos últimos anos, tem ocorrido um significativo progresso na construção de modelos geoestatísticos que incorporam os domínios espacial e temporal. Kyriakidis e Journel (1999) apresentam uma ampla revisão das técnicas geoestatísticas espaço-temporal.

2.5 Efeito de escala na variabilidade espacial

O problema de transferência de informação entre diferentes escalas, tanto no tempo quanto no espaço, tem merecido cada vez maior atenção por parte dos pesquisadores. Segundo Mendiondo e Tucci (1997), a questão consiste em basicamente conhecer como variáveis e parâmetros são representados em escalas diferentes e como estabelecer as funções de transferências entre essas escalas.

O termo escala pode se referir à característica espacial (temporal) do processo, da observação ou do modelo. A escala do processo, do ponto de vista espacial, pode ser definida como o comprimento de correlação, ou seja, a distância média sobre a qual a propriedade está correlacionada. A escala de observação está baseada no trinômio espaçamento (distância entre amostras), extensão (distância global de amostragem) e suporte (volume ou área de integração

da amostra) (Figura 2.1). Idealmente, os processos devem ser observados na escala em que eles ocorrem. No entanto, isto nem sempre ocorre e frequentemente existe uma diferença entre a escala na qual o dado é coletado e a escala na qual as previsões são necessárias, sendo freqüente a necessidade de mudança de escala (Blochl e Sivapalan, 1995).

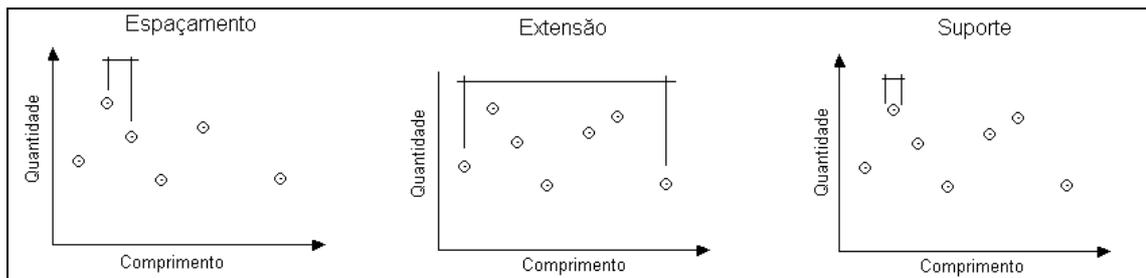


Figura 2.1: Definição do trinômio de escala (espaçamento, extensão e suporte). (fonte: Blochl e Sivapalan, 1995)

Um ponto importante para se levar em consideração quando se trabalha com meio natural é que a variabilidade do meio está fortemente relacionada com a escala. À medida que se aumenta a extensão do estudo, num meio heterogêneo, maior será a variância. A Figura 2.2 ilustra a heterogeneidade subsuperficial de uma bacia hidrográfica. Na escala local, o solo freqüentemente exibe macroporos tais como rachaduras, buracos de raízes e caminho de minhocas. Na escala de vertente, a presença de camadas com maior condutividade e/ou “pipes” pode gerar caminhos preferências para a água. Na escala da bacia, a heterogeneidade pode estar relacionada com diferentes tipos de solos e aspectos topográficos. Na escala regional, a geologia é freqüentemente o fator dominante (Blöschl e Sivapalan, 1995).

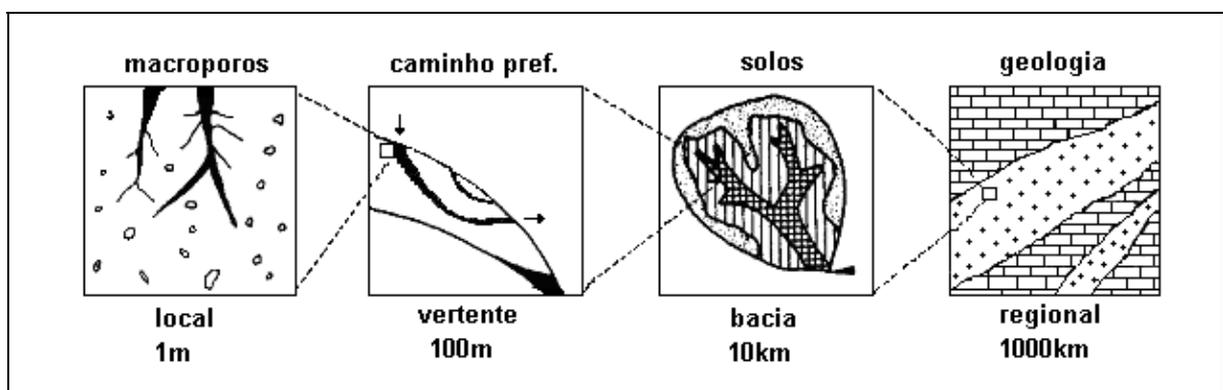


Figura 2.2: Fontes de variabilidade em diferentes escalas.

Portanto, o padrão espacial do conteúdo de água no solo, por ser fortemente dependente das características do meio, apresenta efeito de escala, podendo apresentar diferentes comportamentos dependendo da escala do estudo.

Western e Blösh (1999), estudando o comportamento de propriedades estatísticas como variância e comprimento de correlação em função da escala de medição (em termos de espaçamento, extensão e suporte), verificaram que tanto a variância quanto o comprimento de correlação aparente podem apresentar tendências como consequência da escala de medição. Para o caso ideal de pequeno espaçamento, grande extensão e pequeno suporte, a variância e o comprimento de correlação aparente são praticamente iguais aos verdadeiros. No entanto, o aumento do espaçamento, a diminuição da extensão e o aumento do suporte introduzem tendências. O comprimento de correlação aparente sempre aumenta com o aumento do espaçamento, extensão e suporte; a variância aparente aumenta com o aumento da extensão, decresce com o aumento do suporte e não muda com o espaçamento.

É interessante observar que na pequena escala (inferior ao espaçamento entre amostras) a variabilidade junto com o erro de medição contribui para a existência de descontinuidade (pepita) no semivariograma. Na escala da vertente, na qual as variações são em grande parte devido ao movimento de água no solo, os índices do terreno, como índice de conteúdo de água, são capazes de capturar esta fonte de variabilidade. Nas escalas um pouco maiores (escala da bacia), a variabilidade existe devido à diferença entre vertentes. Neste caso, os índices que representam este contraste, como por exemplo aspecto, permitem capturar esta fonte de variação (Western et al., 1999).

O problema de transferência de informações entre diferentes escalas, no que tange ao conteúdo de água no solo, freqüentemente está relacionado com duas questões básicas: (i) obter o padrão espacial do conteúdo de água no solo numa bacia hidrográfica tendo como informação inicial dados obtidos em n pontos (distribuição); e (ii) obter o padrão espacial do conteúdo de água no solo a partir da estimativa da média espacial (desagregação).

Distribuir informações no espaço ou no tempo, invariavelmente envolve algum tipo de interpolação. Existe na bibliografia uma ampla variedade de métodos de interpolação, entre eles as técnicas de geoestatística. No entanto, com algumas variáveis, os pontos de medição são muito espaçados e a variabilidade natural muito elevada para que se possa ter uma

estimativa razoável utilizando apenas a interpolação. Nestes casos, uma forma de resolver o problema é correlacionar a variável de interesse com uma variável auxiliar que tenha sua distribuição espacial mais facilmente medida. Esta é a abordagem utilizada quando o conteúdo de água no solo é obtido a partir de índices do terreno (Blöschl e Sivapalan, 1995).

Desagregar informações de conteúdo de água no solo consiste em estimar o padrão espacial a partir da média espacial. A estimativa da média espacial do conteúdo de água no solo pode ser efetuada utilizando sensores remotos (Jackson, 1993 e Hu et al., 1997) ou dados de campo. O número ótimo de amostras a ser coletado para estimar o valor médio depende da variabilidade da população e do nível de precisão desejado, o que geralmente resulta em valores muito grandes, principalmente para os casos de variáveis com grande variabilidade espacial (Anderson e Cassel, 1986). Nesta situação o conceito de estabilidade temporal (Vachaud et al., 1985) se apresenta como uma alternativa para reduzir o número de amostras necessárias.

Para efetuar a desagregação do conteúdo médio de água no solo e obter o padrão espacial, Blöschl e Sivapalan (1995) propõem o uso de fatores do ambiente, índices do terreno e características do solo. Segundo estes autores, o conteúdo de água no solo num determinado ponto da bacia (S_j) pode ser obtido por:

$$S_j = \bar{S} + p(\bar{w} - w_i) \quad \text{Equação 2.6}$$

em que \bar{w} e w_i são os índices de conteúdo de água médio e no ponto, respectivamente e p é o parâmetro de ajuste.

2.6 Métodos de medição do teor de água no solo

Os atuais métodos para estimar o conteúdo de água no solo podem ser agrupados em: (i) medição do conteúdo de água no campo; (ii) medição por meio de sensores remotos e (iii) estimação via modelos de simulação. O primeiro grupo inclui tanto a medida direta do conteúdo de água (método gravimétrico), quanto medidas indiretas como tensiômetros, sonda de nêutrons, TDR (reflectometria no domínio do tempo). Em todos estes métodos o volume de solo amostrado é relativamente pequeno, sendo, portanto, valores pontuais.

Os métodos do segundo grupo têm conquistado grande interesse, principalmente por requererem menor quantidade de tempo e mão-de-obra e cobrirem uma área amostral que pode variar de aproximadamente 1.000 m² a 10.000 km². No entanto, a interpretação do sinal dos sensores remotos é freqüentemente difícil, pois existem muitos fatores, tais como vegetação, textura do solo, temperatura da camada superficial, que afetam o sinal do sensor. Outro problema na interpretação do sinal de sensores remotos é que a profundidade de penetração do sinal é de difícil definição, podendo inclusive variar dentro de uma mesma imagem. Jackson (1993) discute as limitações do uso de sensoriamento remoto na obtenção do conteúdo de água no solo. Atualmente os pesquisadores têm verificado que, em adição aos problemas de ambiente acima citados, a estimativa do conteúdo de água no solo por meio de sensores remotos é comprometida pela variabilidade sub-pixel. Mohanty e Skaggs (2001) verificaram que o sinal do sensor remoto não apresenta boa calibração em solos de textura fina.

O terceiro grupo é amplamente usado na simulação de eventos, na previsão de vazões e em balanços hídricos de longo período. É importante destacar que os métodos do segundo e terceiro grupo necessitam ser calibrados pelo uso de métodos do primeiro grupo (Grayson e Western, 1998).

O método gravimétrico de determinação do conteúdo de água no solo continua a ser um dos mais amplamente utilizados, inclusive para a calibração de outros métodos. Basicamente consiste em retirar uma amostra de solo no campo, no local e profundidade desejados, pesar a amostra úmida, levá-la a estufa a 102°C por 24 horas ou até a constância de peso, e pesar a amostra seca. O conteúdo de água no solo, à base de massa, é obtido por (Libardi, 2000):

$$U = \frac{m_a}{m_s} = \frac{m - m_s}{m_s} \quad (\text{gg}^{-1}) \quad \text{Equação 2.7}$$

em que: m_a = massa de água (g)
 m_s = massa de solo seco (g)
 m = massa de solo úmido (g)

Para obter o conteúdo de água no solo à base de volume (θ), basta multiplicar o conteúdo de água à base de massa (Equação 2.7) da amostra pela densidade aparente ou relativa do solo (ρ_r).

$$\theta = \rho_r U \quad (\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}) \quad \text{Equação 2.8}$$

A grande vantagem do método gravimétrico é usar equipamentos relativamente simples e baratos e necessitar de mão-de-obra com baixa especialização. Como desvantagens podem-se citar a necessidade de muita mão-de-obra e tempo para coletar, secar e pesar as amostras. Mas sua principal desvantagem é o fato do processo amostral destruir a área experimental analisada (Reynolds, 1970a).

Para medição do conteúdo de água no campo, sem destruição da área experimental, existe um número limitado de métodos disponíveis, entre eles a sonda de nêutrons, os blocos de gesso e a técnica da refletometria no domínio do tempo (TDR). A sonda de nêutrons usa fonte radioativa, que representa risco de contaminação para o operador e requer uma série de cuidados especiais para sua utilização, necessitando inclusive de permissão especial para seu manuseio. O bloco de gesso é um instrumento simples e de baixo custo, não destruindo a área amostral e passível de automação. No entanto, o elemento sensor sofre deterioração com o tempo devido à interação com compostos químicos do solo (Selker et al., 1993; Coelho e Or, 1996).

A técnica do TDR apresenta várias vantagens quando comparada aos métodos anteriores: não utiliza material radioativo, sendo, portanto, um equipamento seguro; permite medir conteúdo de água, com precisão, em qualquer profundidade, sem limitação com relação a medidas na superfície; existe no mercado uma grande variedade de sensores, de pequeno a grande, o que possibilita um certo controle no volume de influência do sensor; permite realizar várias medidas no mesmo local sem destruição da amostra de solo; além de permitir o uso de sistema automático de coleta de dados (Hook e Livingston, 1992 e Souza e Matsura, 2001).

A medida do conteúdo de água no solo utilizando TDR baseia-se no princípio de que a velocidade de deslocamento de um pulso eletro-magnético num meio é função da constante dielétrica do meio. Como, no solo, a constante dielétrica da água (80) é muito superior a dos outros constituintes (ar (1) e partículas minerais (3 a 5)), a velocidade de deslocamento do pulso é governada pelo conteúdo de água livre no solo.

Segundo Tommaselli (2001), as duas principais desvantagens do TDR são: seu custo elevado e a necessidade de calibração. Topp et al. (1980) afirmam que as características do ambiente e do solo como textura, densidade, teor de sais e temperatura, não afetam a medição do conteúdo de água com o TDR, de forma que é desnecessária a calibração em diferentes tipos de solos. Os autores apresentam uma equação de calibração universal (Equação 2.9) para conversão da constante dielétrica aparente do solo (K_a) em conteúdo de água volumétrico (θ).

$$\theta = -5,3 \times 10^{-2} + 2,92 \times 10^{-2} K_a - 5,5 \times 10^{-4} K_a^2 + 4,3 \times 10^{-6} K_a^3 \quad \text{Equação 2.9}$$

No entanto, vários autores têm observado que a equação de Topp apresenta bom ajuste em solos de textura arenosa, mas não tem boa performance em solos de textura argilosa (Roth et al., 1990; Ponizovsky et al., 1999; Jacobsen e Schjønning, 1993). Roth et al. (1990) considera que isto ocorre devido ao aumento na superfície específica do solo com o aumento do teor de argila, fazendo com que a influência da camada de água adsorvida seja significativa.

Para solos brasileiros, Tommaselli (2001) mostra os resultados de um estudo realizado em cinco tipos solos (AQ, PVA, LVA, TER e LVE) na região de Piracicaba-SP. Analisando estes resultados o autor verificou que, para solos de textura mais fina, uma variável de estrutura (densidade aparente ou porosidade total) assume papel importante na determinação da constante dielétrica relativa aparente do solo e que os teores de óxido de ferro e matéria orgânica não se mostraram significativos. O autor conclui não ser adequado o uso da tabela de calibração embutida no aparelho de TDR, sendo necessário obter a curva de calibração específica para cada tipo de solo. Resultados semelhantes foram obtidos por Minela et al. (1999) num Latossolo do município de Foz do Iguaçu-PR e por Otto et al. (2000) num Cambissolo e num Latossolo do município de Ponta Grossa-PR. No entanto, Souza e Matsura (2002) calibrando o TDR para um Latossolo vermelho distroférico em condições de campo e laboratório, concluíram que a curva de calibração apresentada por Topp et al. (1980) pode ser utilizada em condições de campo, pois apresenta um erro médio semelhante ao obtido com a curva de calibração ajustada.

2.7 Considerações Finais

A importância do conteúdo de água no solo na ciência hidrológica se deve a seu relevante papel nas diversas etapas do ciclo hidrológico, principalmente na separação da precipitação em escoamento superficial e infiltração e no fenômeno da evapotranspiração. O conteúdo de água no solo, no entanto, apresenta grande variabilidade tanto no tempo quanto no espaço, sendo influenciada por diversos fatores do ambiente, tais como: aspectos topográficos (elevação relativa, declividade, aspecto, área de contribuição e curvatura); propriedades do solo, tipo e densidade de vegetação, profundidade do lençol freático, precipitação, radiação solar e outros fatores meteorológicos.

A influência dos diferentes fatores do ambiente na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo tem sido estudada por diversos pesquisadores. A grande maioria deles aponta para uma franca correlação entre esses diversos fatores do ambiente e o conteúdo de água no solo, mas não é raro encontrar trabalhos nos quais esta correlação não é identificada. Isto ocorre principalmente devido à influência combinada de múltiplos fatores, com um ou mais fatores diminuindo a variabilidade ocasionada por outro. Além disto, a importância de cada fator varia com a área estudada e com as condições médias de conteúdo de água no solo.

Uma das formas de se abordar a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo se baseia na hipótese que a variabilidade é essencialmente organizada e pode ser descrita por índices obtidos a partir de poucos fatores do ambiente, geralmente topográficos e de solo. Entre os índices existentes, o de Beven e Kirkby (1979) é um dos mais comuns e tem apresentado boa performance, explicando de 26 a 63% da variância do conteúdo de água no solo (Burt e Butcher, 1985 e Moore et al., 1988). No entanto, outros autores encontraram uma baixa capacidade preditiva para os índices do terreno, devido principalmente a três problemas: parte da variabilidade espacial do conteúdo de água é topograficamente organizada e, portanto, passível de previsão, no entanto, outra parte é aleatória; os índices de terreno citados na bibliografia e de uso corrente não representam todos os processos importantes; o padrão espacial varia no tempo, com a mudança das estações.

A questão da mudança temporal no padrão espacial do conteúdo de água no solo foi estudada por diversos autores, que identificaram a existência de períodos distintos relacionados com o conteúdo de água médio da área. Num estudo desta natureza, Vachaud et al. (1985)

identificou pontos no campo que sistematicamente apresentavam os mesmos desvios com relação a média e introduziu o conceito de estabilidade temporal. A estabilidade temporal foi observada por Reichardt et al. (1993), Grayson e Western (1998), Gonçalves et al. (1999) e Melo Filho (2002). No entanto, os trabalhos de Kachanoski e De Jong (1988) e Gómez-Plaza et al. (2000) mostram que a estabilidade temporal nem sempre ocorre.

Outra forma de descrever a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo é identificando a estrutura de correlação geoestatística. Muitos são os trabalhos que seguem esta linha de pensamento (Mallants et al., 1981; Libardi et al., 1986; Loague, 1992; Bárdossy e Lehamann, 1998; Nyberg, 1996; Viera et al., 1997; Western et al., 1998a, Wendroth et al., 1999), mas, novamente, resultados contraditórios podem ser encontrados, tanto no que se refere à existência ou não de estrutura espacial quanto à ampla faixa de distâncias na qual a dependência espacial ocorre.

CAPÍTULO 3

3 DESCRIÇÃO DO EXPERIMENTO

Para testar as hipóteses e alcançar os objetivos propostos no presente trabalho de tese, instalou-se um experimento de campo no intuito de monitorar uma pequena bacia rural - bacia hidrográfica do arroio Donato - durante o ano agrícola de 2002/2003.

3.1 Área de Estudo

A bacia do arroio Donato, com área de 1,10 Km², está localizada no município de Pejuçara ao noroeste do estado do Rio Grande do Sul. Esta bacia integra um conjunto de sub-bacias do Rio Potiribu-RS (Figura 3.1), consideradas por Borges e Bordas (1988) como bacias representativas de uma das zonas físico-climáticas homogêneas do derrame basáltico sul-riograndense.

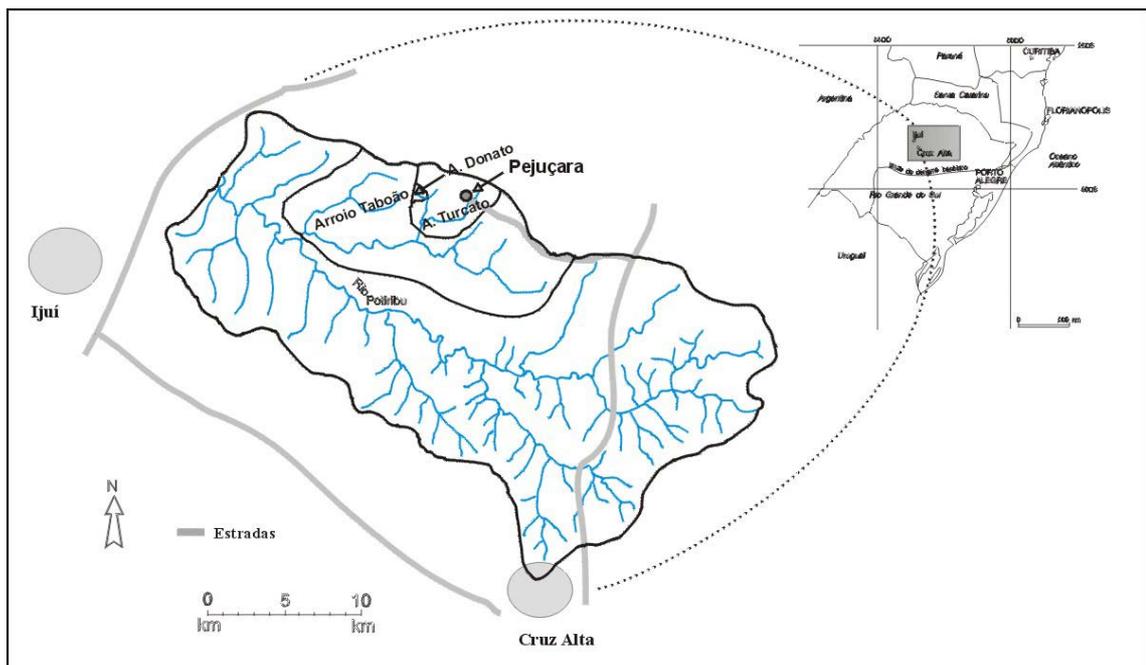


Figura 3.1: Localização da bacia do Rio Potiribu

O derrame basáltico sul-riograndense cobre uma área de aproximadamente 300.000 Km², englobando parte dos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, dos quais 75% foram estudados por Borges e Bordas (1988). Neste estudo, os autores, utilizando como critério a erodibilidade do solo, a erosividade da chuva e o relevo, distinguiram duas zonas homogêneas do ponto de vista físico-climático. A bacia do Rio Potiribu foi selecionada para estudo de uma destas áreas homogêneas.

Em 1989, tendo-se como base o estudo de Borges e Bordas, inicia-se um projeto de pesquisa na bacia do Rio Potiribu, por meio de convênio entre o Instituto de Pesquisas Hidráulicas – IPH da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS e o Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération – IRD (antiga ORSTOM) (Castro et al., 2000). Este projeto vem monitorando 06 (seis) bacias embutidas, dentre elas a do arroio Donato, alvo de estudo da presente tese. Atualmente (agosto/2003), encontram-se instaladas na bacia do rio Potiribu 03 (três) estações fluviométricas (Taboão, Turcato, e Donato), 03 pluviógrafos, 10 pluviômetros e uma estação meteorológica completa (Figura 3.2).

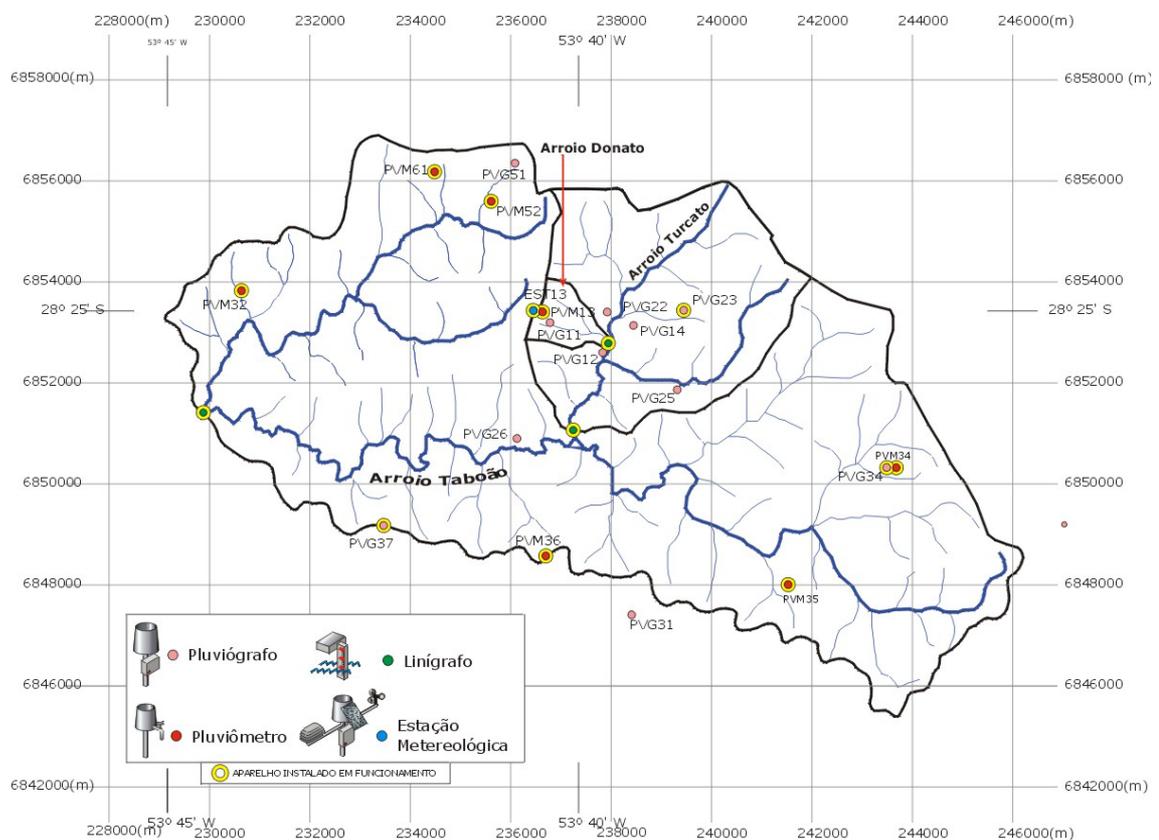


Figura 3.2: Localização das estações fluviométricas e pluviométricas.

3.1.1 Clima

O clima da região, segundo Nimer (1988), é do tipo *Cfa* pela classificação de Koeppen (mesotérmico brando superúmido sem seca). O regime pluviométrico é regulado pelo anticiclone úmido e quente do Atlântico Sul (Castro e Chevallier, 1993). A ocorrência de eventos frontais durante todo o ano causa tormentas de intensidade longa a moderada. As precipitações médias anuais ficam em torno dos 1826 mm, bem distribuídas entre os meses, não sendo possível identificar período de estiagem. O mês de outubro apresenta-se como o mais chuvoso (219 mm) e o de agosto como o menos chuvoso (84 mm) (Figura 3.3).

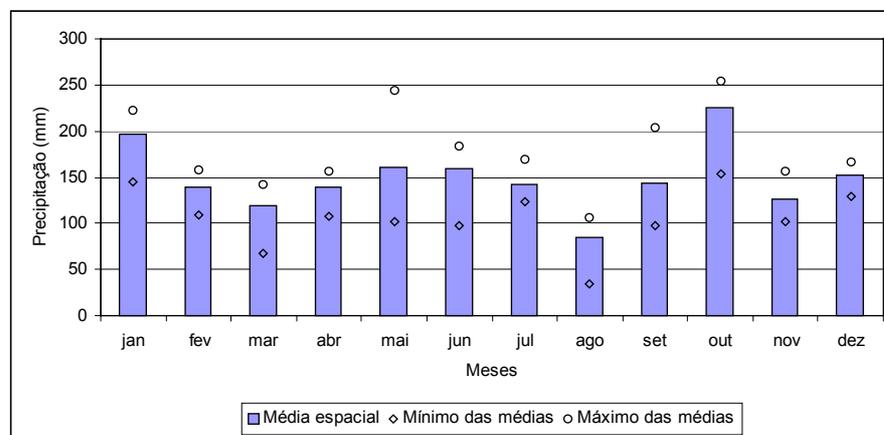


Figura 3.3: Precipitações médias, máximas e mínimas mensais com preenchimento de falhas - bacia do rio Taboão (1990 a 2001).

A Figura 3.4 mostra as isoietas médias anuais da bacia do rio Taboão.

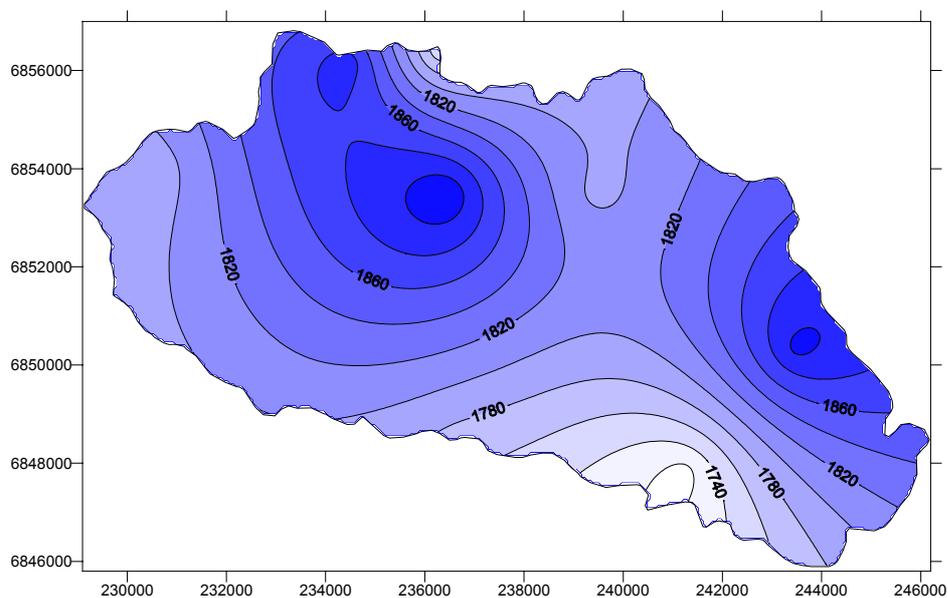


Figura 3.4: Isoietas anuais na bacia do Rio Taboão, no período de 1990 a 2000.

Segundo a IPAGRO (1989), a temperatura média do ar varia de 14°C, em maio a 24°C em janeiro, não sendo raro a ocorrência de temperaturas extremas inferiores a 0°C, no inverno, e superiores a 35°C, no verão.

A radiação solar é mais intensa de outubro a março, atingindo seus valores máximos de novembro a janeiro. A evapotranspiração potencial média se situa entre 2,3 mm.dia⁻¹ em junho a 4,2 mm.dia⁻¹ em dezembro, com um total anual em torno dos 1200mm (IPAGRO, 1989)

A Tabela 3.1 mostra os valores médios mensais das principais variáveis climáticas na estação meteorológica de Cruz Alta.

3.1.2 Geologia e Solos

A bacia do rio Potiribu encontra-se assentada sobre derrames basálticos da formação Serra Geral. Esta formação tem origem na Jurocretáceo, com idade aproximada de 130 milhões de anos. O relevo é composto por coxilhas com declividade suave entre 3 e 15%.

Os solos originários das rochas basálticas, predominantes na bacia, foram objeto de estudo semi-detalhado por Carvalho et al. (1990). Os *Latosolos* (EMBRAPA, 1999) são predominantes na bacia. Estes solos são bem drenados, profundos, apresentando no perfil uma seqüência de horizontes A-Bw-C, sendo o horizonte Bw do tipo B latossólico. Nesta região os processos pedogenéticos são acelerados em função das características climáticas, fazendo com que os solos sejam bem desenvolvidos com predomínio de óxido de ferro, expressivo conteúdo de argila, o qual supera em média os 60% (Castro ,1996) e baixa capacidade de troca catiônica. Estes solos são de grande importância em nível nacional, devido à intensa exploração agrícola que vem tendo, principalmente no binômio trigo-soja (Streck et al., 2002).

3.1.3 Uso do Solo

A região é um dos principais polos produtores do estado do Rio Grande do Sul, sendo as principais culturas o trigo e a aveia, no outono/inverno e a soja e o milho na primavera/verão. Apenas numa pequena parte da bacia é desenvolvida a atividade pecuária.

Tabela 3.1: Variáveis climáticas em Cruz Alta (fonte: IPAGRO, 1989)

VARIÁVEL	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANO
Temperatura Média (°C)	23,6	22,9	21,5	18,0	15,7	14,0	13,3	14,8	16,2	18,1	20,4	22,6	18,4
Temperatura Máxima (°C)	30,0	29,3	28,0	24,2	21,7	19,5	19,5	21,2	22,3	23,4	26,9	29,3	24,6
Temperatura Mínima (°C)	18,2	17,9	16,5	13,0	11,0	9,7	8,6	9,6	11,1	12,3	14,5	16,7	13,3
Precipitação (mm)	148	128	123	154	153	168	124	126	160	187	120	140	1729
Nº dias de chuva	9	9	9	8	8	10	9	9	10	8	7	8	104
Umidade relativa do ar	70	75	74	76	78	80	76	73	74	72	69	66	74
Evaporação (mm)	117,2	90,8	88,2	99,9	102,3	68,1	76,2	84,7	88,5	104,9	126,8	130,2	1.177,8
Radiação solar (cal.cm ⁻² .dia ⁻¹)	542	523	437	371	265	235	239	286	371	440	490	569	397
Insolação (horas e décimos)	230,9	214,9	221,6	203,7	167,5	151,5	163,7	158,2	181,2	216,2	217,0	248,8	2.375,2

As práticas culturais tradicionais, como aração e gradagem, causaram até 1994 sérios problemas de erosão e assoreamento de pequenas barragens, fazendo com que os agricultores da região migrassem para práticas conservacionistas. Hoje praticamente toda a bacia é cultivada com plantio direto, no qual os solos permanecem com cobertura vegetal o ano inteiro. As áreas ocupadas com mata nativa são ínfimas – inferior a 10 % da área na bacia do rio Potiribu, segundo Risso (1992)- e vêm sendo gradativamente diminuídas pela ampliação das áreas ocupadas com lavoura/pastagem.

3.2 Calibração do TDR

Para verificar a aplicabilidade da curva de calibração apresentada por Topp et al. (1980) ou a curva apresentada pelo fabricante do TDR nos solos da bacia do arroio Donato, efetuou-se um experimento sob condições de campo e em laboratório com amostras indeformadas.

3.2.1 Calibração no laboratório

O procedimento de laboratório constou da retirada de amostras indeformadas. Optou-se por se trabalhar com amostras indeformadas para representar o máximo possível as condições de campo. Souza e Matsura (2002) não recomendam o uso de amostras deformadas em Latossolos.

As amostras foram coletadas em três profundidades de 0-12cm, 30 a 40 cm e 50 a 60 cm. No entanto, nesta tese se utilizou somente a amostra coletada a 30-40 cm de profundidade. As demais amostras continuam em processamento.

A coleta das amostras foi realizada com o auxílio de um amostrador no qual são encaixados 03 (três) anéis, sendo o central com 10 cm de altura e os dois laterais com 5 cm de altura, todos com 26 cm de diâmetro. Após a coleta da amostra, os 5 cm superiores e inferiores são desprezados, ficando a parte central da amostra bem nivelada com a ajuda de uma faca. O amostrador contava ainda com uma coluna de ferro e um peso para facilitar a penetração no solo. A Figura 3.5 mostra as etapas de retirada de amostras no campo.



Figura 3.5: Etapas da retirada de amostras indeformadas para calibração do TDR. (a) colocação do anel na profundidade desejada; (b) coluna de ferro com peso; (c) amostra pronta.

No laboratório as amostras foram envoltas em filtro de papel, para evitar perdas de solo, e saturadas. Após a saturação, a sonda tipo Buriabile modelo 6005L da Soil Moisture Equipment Corp com 20 cm de comprimento, foi encaixada na posição diagonal e o conjunto foi colocado em uma balança de precisão de um grama. Medidas da constante dielétrica do solo (K_a) e da massa da amostra na balança foram realizadas em intervalos de aproximadamente uma hora durante 25 dias. Para acelerar o secamento da amostra foram utilizados ar condicionado e estufa elétrica. A Figura 3.6 mostra a coleta de dados para calibração do TDR no laboratório.



Figura 3.6: Calibração do TDR em laboratório.

Quando a variação de peso da amostra durante um dia foi inferior a 1 grama, a coleta de dados foi concluída, a sonda retirada e a amostra levada a estufa a 110°C durante 24 hs. O conteúdo de água no solo a base de massa foi calculado pela diferença da massa de solo úmido e da massa de solo seco, dividido pela massa de solo seco. O conteúdo de água no solo a base de volume foi obtido multiplicando-se o conteúdo de água gravimétrico pela densidade aparente do solo. O experimento resultou num total de 86 pares de pontos de conteúdo de água no solo (θ) e seus correspondentes valores de constante dielétrica do solo (k_a), desde a saturação do solo até $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

3.2.2 Calibração no campo

Considerando que as condições de campo são diferentes das condições de laboratório, mesmo em se tratando de amostras indeformadas, foi realizada também uma calibração do TDR no campo (Figura 3.7), no qual foram realizadas leituras de K_a a partir de 02 (duas) sondas de TDR e retiradas 03 (três) amostras de solo para medição do conteúdo de água pelo método gravimétrico. Este experimento de campo teve uma duração de 65 dias, de 04/02/2003 a 10/04/2003, durante o qual foram obtidos 26 pares de pontos.



Figura 3.7: Calibração do TDR no campo.

As sondas utilizadas na calibração do TDR no campo foram as mesmas utilizadas no experimento de laboratório, sendo que foram instaladas na posição vertical na camada de 0-20 cm de profundidade.

Para transformar conteúdo de água gravimétrico em volumétrico, utilizou-se a densidade do solo obtida por meio de amostras indeformadas coletadas no próprio local do experimento.

3.2.3 Ajuste da equação

Os resultados de conteúdo de água no solo (θ) e constante dielétrica (k_a), obtidos em condições de campo e laboratório, são mostrados na Figura 3.8. Observa-se uma grande dispersão dos dados obtidos em campo além de apresentarem sistematicamente valores de conteúdo de água no solo inferiores para mesma leitura de constante dielétrica. A dispersão se deve, provavelmente, à variabilidade do conteúdo de água no solo em torno das sondas do TDR, ocasionada pela variabilidade espacial das propriedades do solo na microescala ou devido à variação na retirada de água no perfil do solo pelas raízes das culturas.

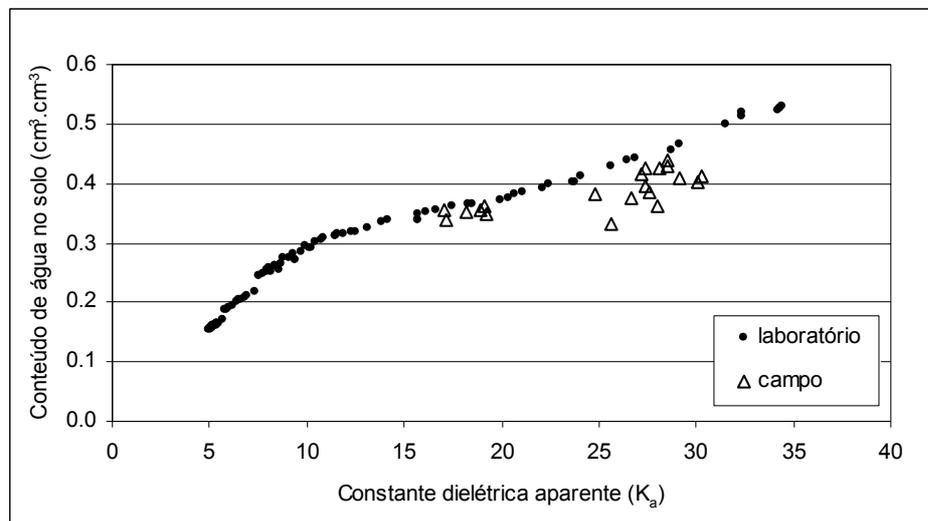


Figura 3.8: Valores de conteúdo de água no solo (θ) em função da constante dielétrica (k_a).

Devido à grande dispersão dos dados obtidos em campo a equação de calibração foi ajustada apenas com o conjunto de dados obtidos em laboratório. O modelo adotado foi o polinomial cúbico, por ter apresentado o melhor coeficiente de correlação e ser citado na literatura como o modelo que melhor se adapta a solos de textura fina (Jacobsen e Schjonning, 1993; Tommaselli, 2001 e Souza et al., 2001).

A Equação 3.1 foi a que melhor se ajustou aos dados de conteúdo de água no solo (θ) e constante dielétrica (k_a), com coeficiente de determinação $R^2 = 0,991$. O teste de hipótese das estimativas dos parâmetros demonstra que o coeficiente cúbico é importante no modelo, ao nível de significância de 0,001.

$$\theta = -5,766 \times 10^{-2} + 5,362 \times 10^{-2} k_a - 2,305 \times 10^{-3} k_a^2 + 3,648 \times 10^{-5} k_a^3$$

Equação 3.1

Comparando a Equação 3.1 com as equações de Topp (1980) e Souza et al (2001) (Figura 3.9), verifica-se que a equação ajustada se diferencia bastante das demais, com uma tendência de aumento do desvio para baixos conteúdos de água no solo. A equação ajustada para o solo do arroio Donato apresenta, para um mesmo valor de conteúdo de água no solo, valores de constante dielétrica inferiores aos obtidos pelas demais equações. Este comportamento pode ser explicado pela quantidade de água absorvida pelas partículas do solo, que se acentua com o incremento de matéria orgânica e argila. O solo do arroio Donato apresenta um elevado teor de argila (superior a 60%) assim como de matéria orgânica, devido ao tipo de preparo do solo da bacia (plântio direto). Neste tipo de plântio toda a palha produzida pela cultura anterior fica como cobertura no solo, sendo lentamente incorporada.

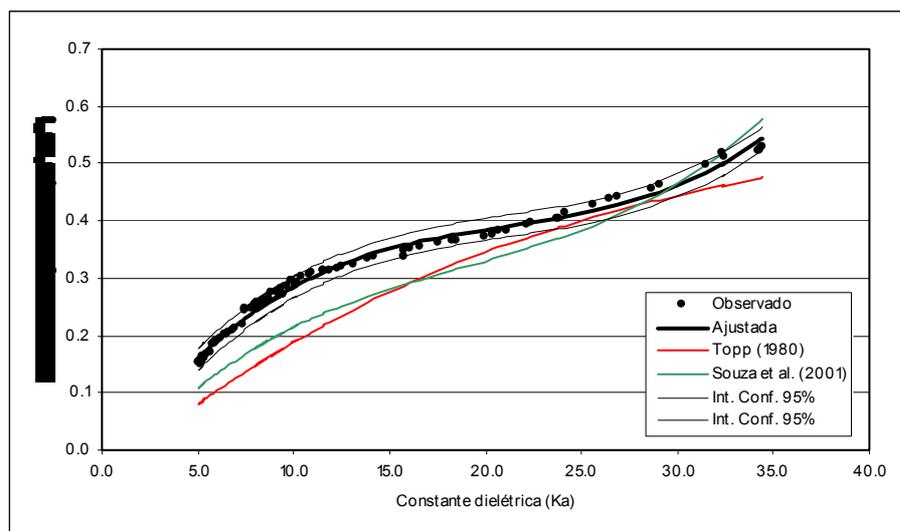


Figura 3.9: Comparação entre as diversas equações.

3.3 Modelo numérico do terreno

Considerando que o levantamento topográfico existente na bacia era antigo, além de não apresentar a precisão necessária para o trabalho de tese, foi realizado um novo levantamento topográfico com o auxílio de uma estação total com precisão milimétrica e um GPS (Global Position System) topográfico da marca Trimble com precisão sub-métrica. No pós-processamento dos dados do GPS foi possível obter uma precisão de 1cm na horizontal e 3cm na vertical. Este levantamento resultou num conjunto de 3.424 pontos (x, y, z) a partir do qual foi gerado o modelo numérico do terreno (MNT).

O tamanho da célula do modelo numérico do terreno pode ter influência no valor dos atributos topográficos. Blöschl e Sivapalan (1995) afirmam não existir uma regra geral para definir o tamanho ideal da célula do MNT, no entanto, advertem que a mesma não deve ser muito pequena para não retratar apenas as variações na microescala e nem tão grande para provocar modificações na topografia geral. Assim, foram gerados MNTs com células de diversos tamanhos (1, 2, 5 e 10 m), e selecionou-se a de 5 m² (Figura 3.10) para cálculo dos atributos topográficos.

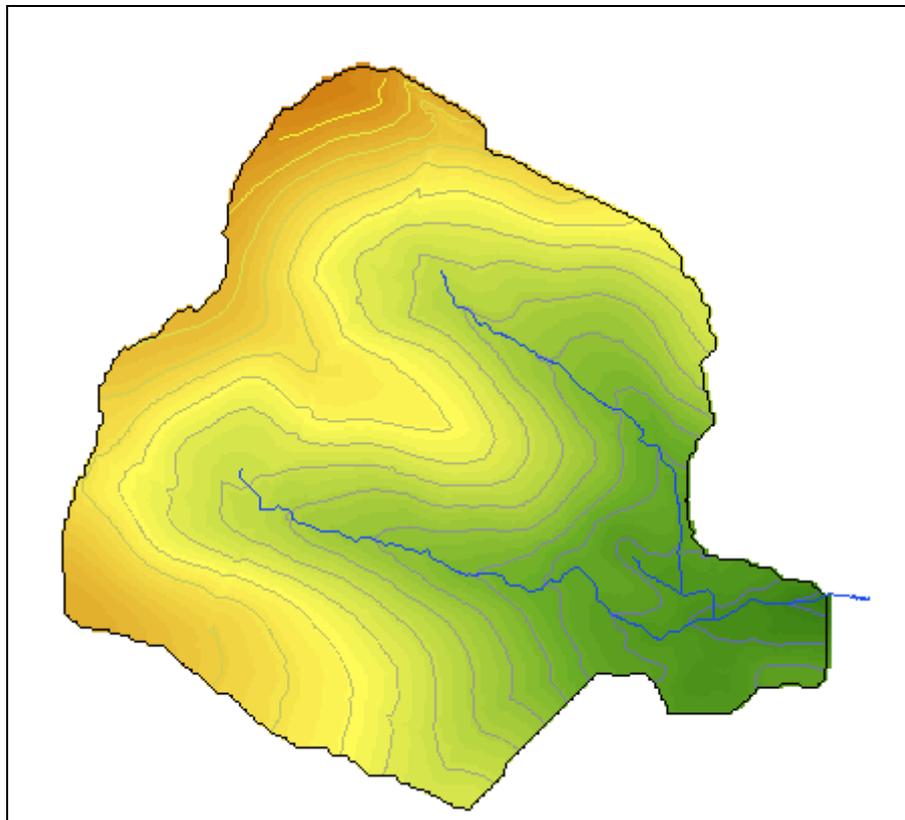


Figura 3.10: Modelo numérico do terreno.

3.4 Descrição do experimento

O desenvolvimento do trabalho experimental foi dividido em duas etapas: (i) implantação do experimento, com seleção dos pontos de monitoramento, instalação dos equipamentos e retirada de amostras para caracterização física dos solos e (ii) monitoramento das variáveis de controle: conteúdo de água no solo e precipitação.

3.4.1 Implantação do experimento

Os pontos de monitoramento do conteúdo de água no solo foram definidos com base no levantamento topográfico e pedológico da bacia, nas escalas de 1:2500 e 1:25000, respectivamente, tendo como objetivo principal abranger a variabilidade topográfica e de solos em nível local e na escala da bacia (Figura 3.11). Os locais de monitoramento formaram uma malha regular de 200 m, com detalhamento em três perfis (P1, P2 e P3). Numa primeira etapa, o monitoramento do conteúdo de água no solo nos perfis P1 e P2 se deu a cada 70 m e no perfil P3 a cada 50 m. Numa etapa posterior, após análise preliminar dos dados e constatação de variabilidade em escalas inferiores ao espaçamento das amostras, as medições nos perfis P1 e P3 passaram a ser realizadas a cada 10 m. As Figura 3.12 e Figura 3.13 mostram as seções transversais dos perfis P1 e P3 com a localização dos pontos de monitoramento.

Em cada um dos pontos de monitoramento foram instaladas sondas de TDR a 30 cm de profundidade. Em sete locais (pontos em laranja na Figura 3.11) foram instaladas sondas de TDR também a 60 cm de profundidade com o propósito de verificar o comportamento do conteúdo de água no solo nesta profundidade. As sondas utilizadas foram do tipo Buriable modelo 6005L da Soil Moisture Equipment Corp. EUA com 20 cm de comprimento e foram instaladas na posição horizontal em junho de 2002. A Figura 3.14 mostra o tipo de sonda utilizada no experimento e algumas das etapas da instalação. Os pontos de monitoramento foram identificados para facilitar sua localização (Figura 3.15).

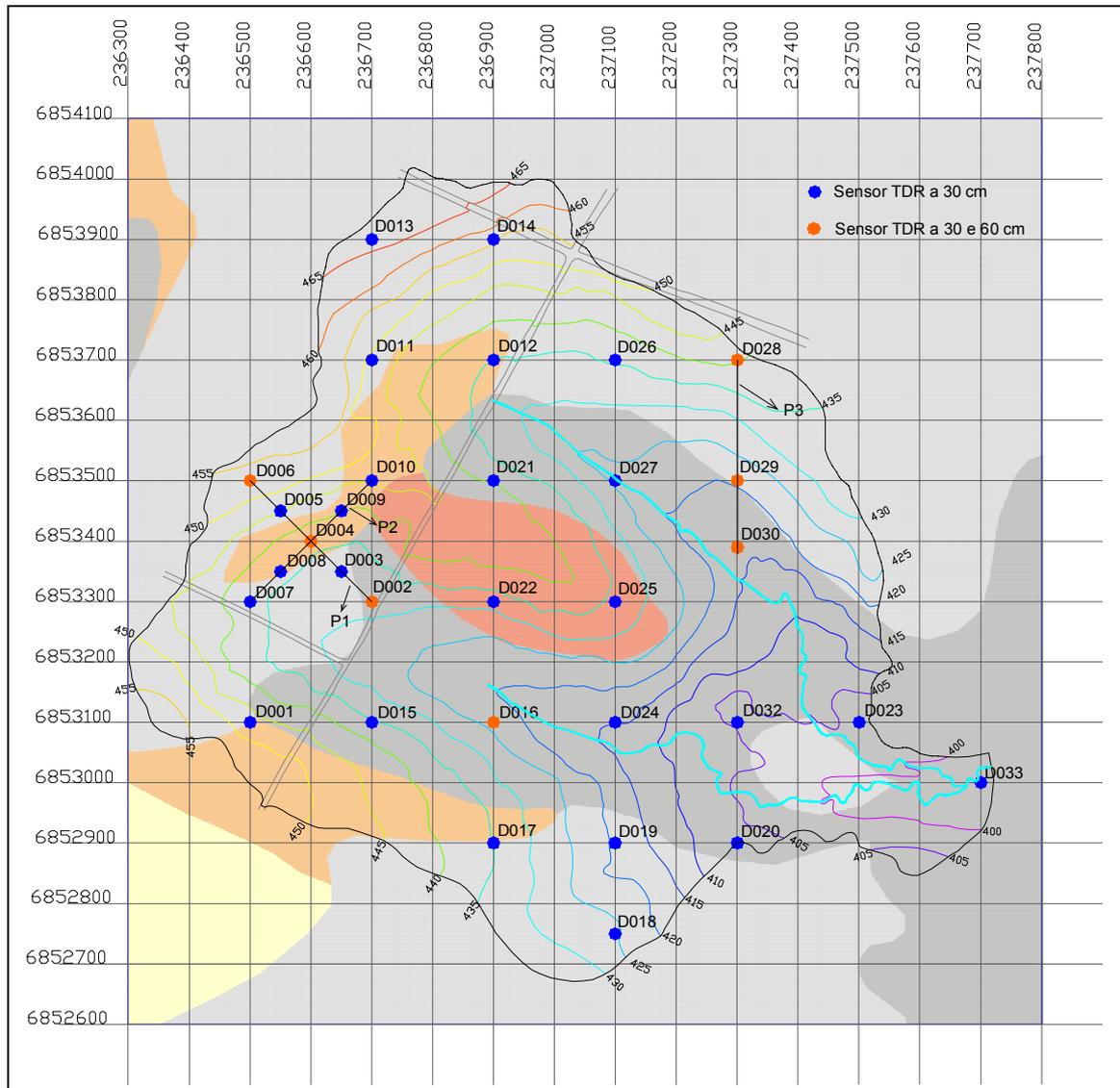


Figura 3.11: Localização dos pontos de monitoramento do conteúdo de água no solo.

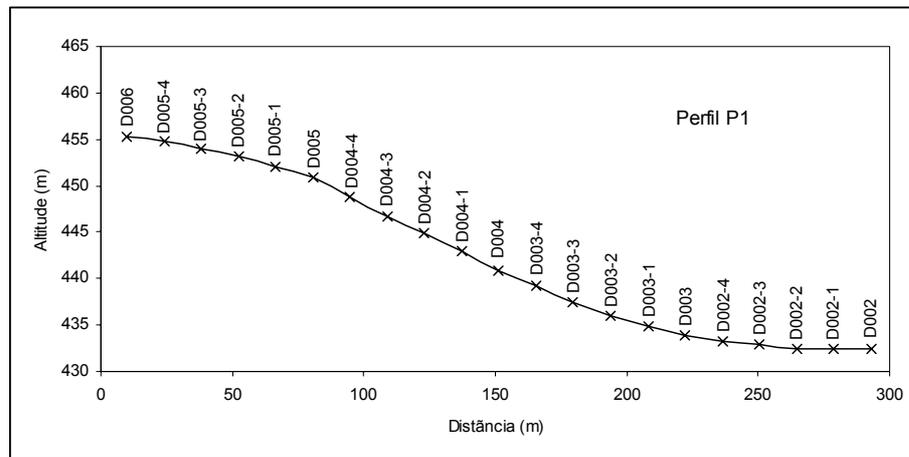


Figura 3.12: Seção transversal do perfil P1.

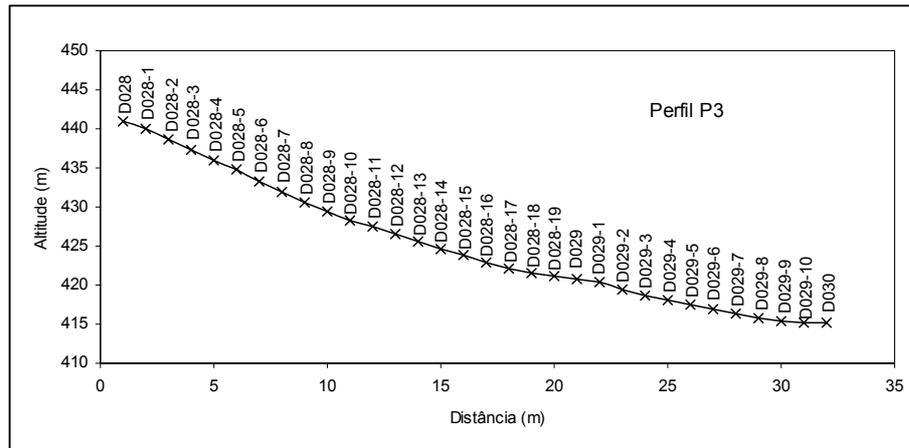


Figura 3.13: Seção transversal do perfil P3.

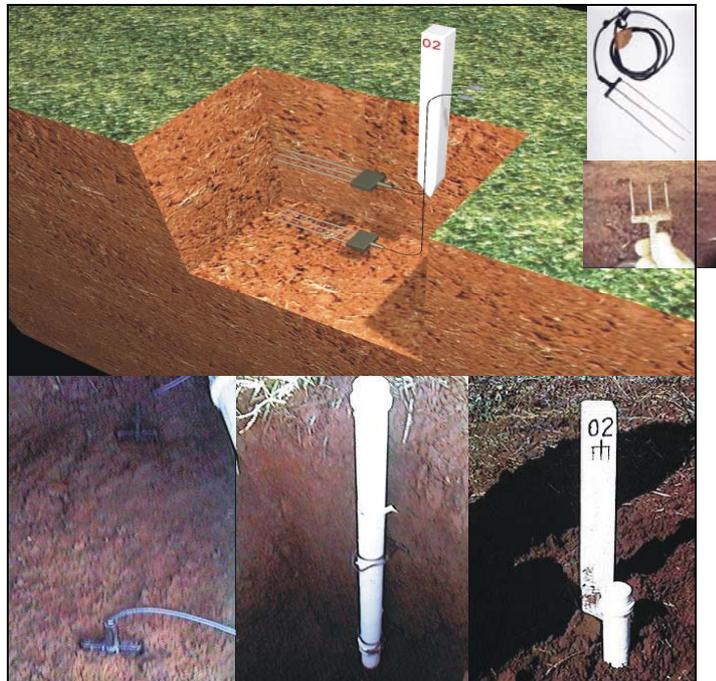


Figura 3.14: Etapas da instalação das guias de ondas do TDR.



Figura 3.15: Vista geral dos pontos de monitoramento.

Nos locais de monitoramento foram retiradas amostras de solo deformadas a 0, 30 e 60 cm de profundidade, para determinação da granulometria e da densidade das partículas do solo e amostras indeformadas (0 cm) para determinação da curva de retenção e da densidade do solo. As análises foram realizadas no Laboratório de Água e Solo do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS utilizando o método do hidrômetro para determinação da granulometria, o método do anel na determinação da densidade do solo, o método do balão volumétrico para a densidade das partículas e o método das painéis de pressão para a curva de retenção de água pelo solo. Todas as metodologias são descritas por Cauduro e Dorfman (1986). A Figura 3.16 mostra a retirada das amostras indeformadas do campo.



Figura 3.16: Detalhes da retirada de amostras no campo.

3.4.2 Monitoramento das variáveis de controle

3.4.2.1 Conteúdo de água no solo

O monitoramento do conteúdo de água no solo se deu por campanhas mensais de medição de junho de 2002 a junho de 2003, cobrindo todo o período de plantio do trigo/aveia de inverno a colheita da soja no verão. Estas campanhas tiveram duração variada em função do regime hídrico do solo e da disponibilidade dos equipamentos. A Tabela 3.2 mostra os dias de campanha de medição do conteúdo de água no solo e o número total de amostras em cada campanha.

As medições do conteúdo de água no solo foram realizadas por de dois métodos: o gravimétrico na superfície do solo (Figura 3.17) e com o uso de um TDR (Figura 3.18) nas profundidades de 30 e 60 cm. Isto se deu devido a limitações no número de sondas de TDR disponíveis. As coletas de amostras e dados foram realizadas sempre no período da manhã, com duração de aproximadamente 4 horas, procurando evitar, desta forma, grandes variações de conteúdo de água durante a amostragem.

Tabela 3.2: Épocas de medição do conteúdo de água no solo

Campanha	Medições	Nº Amostras
01	21/06/2002	70
02	09, 10 e 11/07/2002	69, 70 e 70
03	13, 14 e 15/08/2002	75, 71 e 75
04	20/09/2002	77
05	16 /10/2002	71
06	29/10/2002	76
07	12/11/2002	68
08	14, 15 e 16/12/2002	70, 70 e 72
09	03 e 05/02/2003	99 e 99
10	19 e 20/02/2003	79 e 115
11	01, 04 e 07/04/2003	115
12	13/05/2003	115
13	09/06/2003	115

Nas medições do conteúdo de água no solo pelo método gravimétrico as amostras foram coletadas com duas espessuras de solo: 0-5 cm no período inicial (campanhas 1 a 8) e 0-20 cm nas demais campanhas. Os dados foram obtidos utilizando-se o procedimento padrão de coletar as amostras em latas de alumínio, vedá-las com fita crepe para evitar a evaporação, levá-las para o laboratório montado na própria bacia, pesá-las, colocar em estufa à 110° C por 24 horas e pesá-las novamente. O conteúdo de água no solo em % massa foi obtido pela relação entre a massa da água e a massa do solo seco.



Figura 3.17: Retirada de amostra de solo para determinação do conteúdo de água no solo pelo método gravimétrico.

As medições com TDR eram realizadas no momento da coleta da amostra na superfície, utilizando o equipamento TRASE System modelo 6050X1 da SoilMoisture Equipment Corp. EUA. Este equipamento mede a constante dielétrica do solo, com precisão de dois dígitos, e efetua o cálculo do conteúdo de água no solo em percentagem e a base de volume, a partir da curva de calibração. Os dados eram anotados numa planilha de campo para processamento posterior.

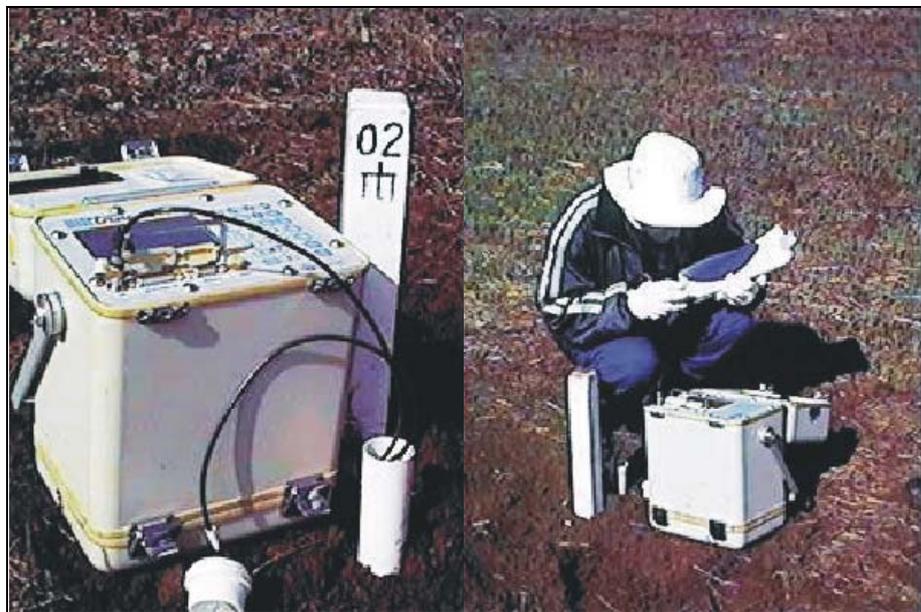


Figura 3.18: Leitura do conteúdo de água no solo com TDR.

3.4.2.2 Precipitação

Para monitoramento da precipitação utilizaram-se 03 (três) pluviógrafos instalados nas proximidades da bacia (Figura 3.2) e a estação meteorológica digital instalada na própria

bacia do arroio Donato (Figura 3.19). Optou-se por utilizar todos os dados pluviográficos disponíveis em função da ocorrência de períodos de falhas na estação meteorológica durante o período do experimento de campo.

Os sensores pluviométricos utilizados são do tipo cuba basculante Global Water®, modelo RG200, com medições de 0,2 mm de precipitação e precisão do mecanismo de 3% para intensidades de até 100 mm/h. Nos pluviógrafos os dados de precipitação são armazenados em intervalos de 10 minutos, no período do evento, e na estação meteorológica os dados são armazenados em intervalos de 1 hora. Além do sensor pluviométrico a estação meteorológica tem sensor de velocidade e direção do vento, radiação solar, temperatura e umidade do ar. Todos os equipamentos são operados por técnicos do IPH/UFRGS que transferem mensalmente os dados do datalogger utilizando um microcomputador portátil.

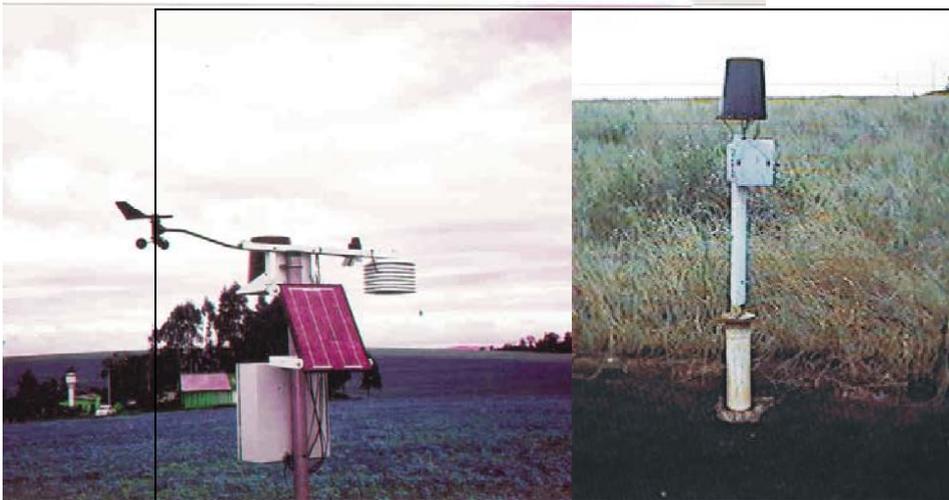


Figura 3.19: Pluviógrafo e estação meteorológica instalada na área.

CAPÍTULO 4

4 ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS DADOS DE CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO E CARACTERIZAÇÃO DO SOLO

4.1 Estatística Descritiva e Análise Exploratória dos dados

4.1.1 Método de análise

Inicialmente os dados de constante dielétrica do solo (k_a) para as profundidades de 30 e 60 cm em todas as campanhas de campo, foram transformados em conteúdo de água no solo, a base de volume ($\%$, m^3m^{-3}), utilizando-se a curva de calibração (Equação 3.1). Os dados de conteúdo de água na superfície do solo (pontos D001 ao D033 e perfis P1 e P3) foram calculados a base de massa ($\%$, gg^{-1}). Optou-se por não transformar o conteúdo de água no solo nesta profundidade a base de volume, por meio da densidade aparente do solo, para não adicionar mais um elemento de incerteza ao dado. Assim, nesta tese, todos os dados referentes à superfície do solo são em $\%$, gg^{-1} e aos referentes às profundidades de 30 e 60 cm em $\%$, m^3m^{-3} .

Para se familiarizar com os dados e ter uma primeira idéia sobre o comportamento do fenômeno em estudo, alguns autores (Libardi et al., 1996 e Hamlett et al., 1986) aconselham iniciar a análise por uma estatística descritiva. Esta análise fornece informações das medidas de posição, dispersão e forma da distribuição de freqüência para verificação da normalidade dos dados.

Considerando que uma série de dados está sujeita a presença de valores atípicos, testes de discordância foram aplicados para verificar a existência de valores de conteúdo de água no solo que não pertençam à mesma distribuição dos demais, ou seja, para testar a hipótese nula: todos os pontos pertencem à mesma distribuição normal, $N(\mu, \sigma^2)$. No caso da hipótese nula ser rejeitada indica que existe evidência estatística que um ou mais pontos pertencem a uma

outra distribuição normal, com mesma variância (σ^2), mas média diferente. Os testes de discordâncias utilizados nesta tese são descritos por Barnett e Lewis (1984) como N1 e N4 para um único valor discordante (“outlier”) superior e vários “outliers” superiores, respectivamente. Considerando a simetria da distribuição normal, os testes N1 e N4 foram aplicados tanto para detecção de “outliers” superiores quanto inferiores.

4.1.2 Granulometria

Os valores médios de percentagem de argila, silte e areia (Tabela 4.1 e Tabela 4.2) confirmam os resultados obtidos por outros trabalhos realizados na área (Castro et al, 2000) que apontam os solos da bacia do arroio Donato como argilosos. Os percentuais de argila variaram de 76 a 44%, com os menores valores sendo observados na camada superficial, mesmo não tendo sido observada tendência clara de aumento do percentual de argila com a profundidade do solo. Os dados de granulometria nas três profundidades estudadas e nos perfis P1 e P3 encontram-se no Anexo 1 (Tabelas A1.1, A1.2 e A1.3, respectivamente).

Tabela 4.1: Resumo estatístico dos dados de granulometria nas profundidades de 0, 30 e 60cm.

Estatística	Superfície			30 cm			60 cm		
	% Argila	% Areia	% Silte	% Argila	% Areia	% Silte	% Argila	% Areia	% Silte
Nº dados	31	31	31	31	31	31	7	7	7
Média	59,29	19,50	21,21	60,84	18,52	20,64	60,95	17,94	21,11
Mínimo	44,00	12,67	7,75	44,00	10,95	5,74	53,33	11,61	10,84
Máximo	74,00	27,40	31,65	76,00	25,37	35,13	73,33	22,19	26,10
D. Padrão	7,29	3,88	6,13	7,52	3,69	6,82	7,76	4,06	5,64
C. Variação	12,29	19,89	28,89	12,37	19,93	33,05	12,74	22,66	26,71
Assimetria	-0,19	0,05	-0,04	-0,17	-0,19	0,25	0,54	-0,38	-0,90
Curtose	-0,49	-0,67	-0,86	-0,43	-0,68	-0,35	-1,19	-1,30	-0,57

Tabela 4.2: Resumo estatístico dos dados de granulometria nos perfis P1 e P3.

Estatística	Perfil P1			Perfil P3		
	% Argila	% Areia	% Silte	% Argila	% Areia	% Silte
Nº dados	20	20	20	32	32	32
Média	61,05	18,55	20,40	56,88	18,52	24,61
Mínimo	50,00	14,03	12,04	44,00	13,46	17,15
Máximo	68,00	31,00	31,81	65,00	26,28	32,81
D. Padrão	5,64	3,65	4,90	4,61	3,19	3,83
C. Variação	9,24	19,67	24,02	8,10	17,24	15,58
Assimetria	-0,47	1,90	0,61	-0,53	0,75	-0,07
Curtose	-0,76	4,91	-0,22	0,24	-0,10	-0,74

Os coeficientes de variação variaram de 8,1 para a argila no perfil P3 a 33,05 para o silte na profundidade de 30 cm. Estes valores de CV permitem classificar a granulometria como de baixa a média variabilidade (Warrick e Nielsen, 1980).

A distribuição espacial dos percentuais de argila e areia nos pontos de monitoramento D001 ao D033, na superfície e a 30 cm de profundidade (Figura 4.1 e Figura 4.2) indicam uma ligeira tendência de diminuição do percentual de argila à medida que se desce na vertente. Como exemplo podem-se citar os pontos D028, D029 e D030, com 65%, 60% e 44% de argila na superfície, respectivamente, e 69%, 63% e 53% de argila na profundidade de 30 cm. Esta tendência, no entanto, não é refletida nos percentuais de areia (Figura 4.1b e Figura 4.2b).

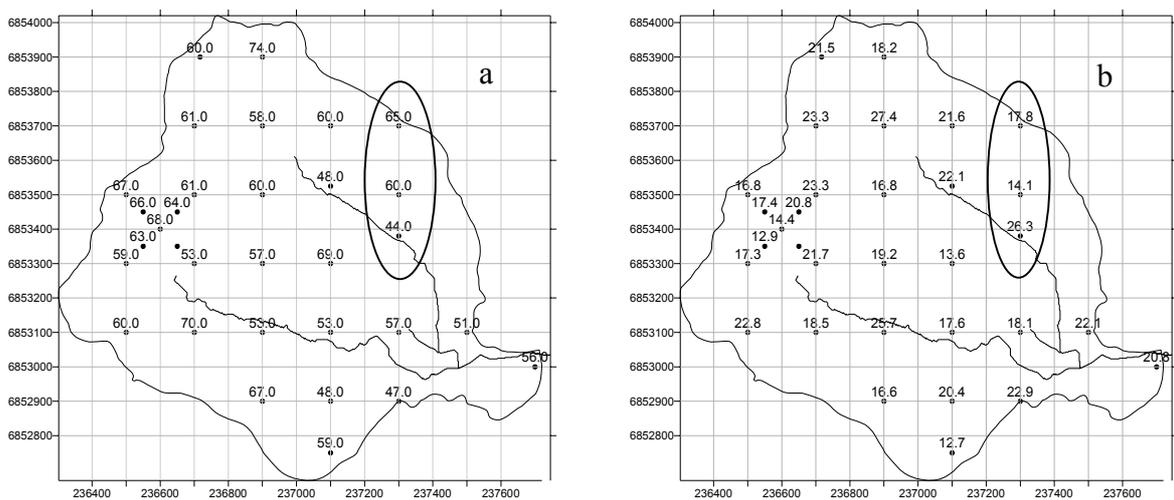


Figura 4.1: Percentual de argila (a) e areia (b) na profundidade 0-15 cm.

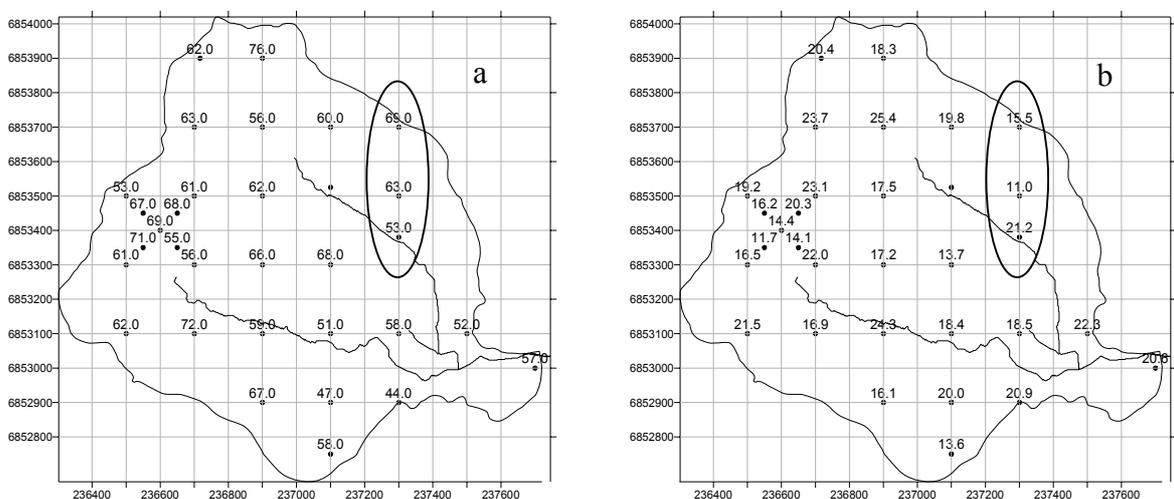


Figura 4.2: Percentual de argila (a) e areia (b) na profundidade de 30 cm.

Os dados de distribuição das partículas no perfil P1 (Figura 4.3) mostra uma maior dispersão para os percentuais de argila em comparação com os de areia, mas não se observa nenhuma tendência com a posição na vertente. No caso do perfil P3 (Figura 4.4) pode-se observar uma leve tendência de diminuição do percentual de argila em posições mais baixas na vertente. Esta tendência fica mais visível no trecho final do perfil, entre os pontos D029-6 ao D030.

A tendência de redução do percentual de argila à medida que se desce na vertente, pode estar relacionada com o fato da bacia ser cultivada com plantio direto. Este tipo de plantio não provoca praticamente nenhuma interferência na estrutura superficial do solo, além de permitir a incorporação de uma cobertura morta (palha da cultura anterior). Conseqüentemente, o solo da bacia apresenta uma camada superficial bem estruturada e permeável. Isto faz com que praticamente toda a precipitação infiltre e exista pouco ou nenhum escoamento superficial na vertente. A água infiltrada na parte superior da vertente forma um escoamento subsuperficial que aflora nas regiões mais baixas na forma de escoamento superficial. Desta forma, é comum se observar escoamento nas partes baixas das vertentes durante um evento chuvoso. Este escoamento é provavelmente o responsável pelo carregamento do material mais fino da superfície do solo, fazendo com que se apresente mais arenoso.

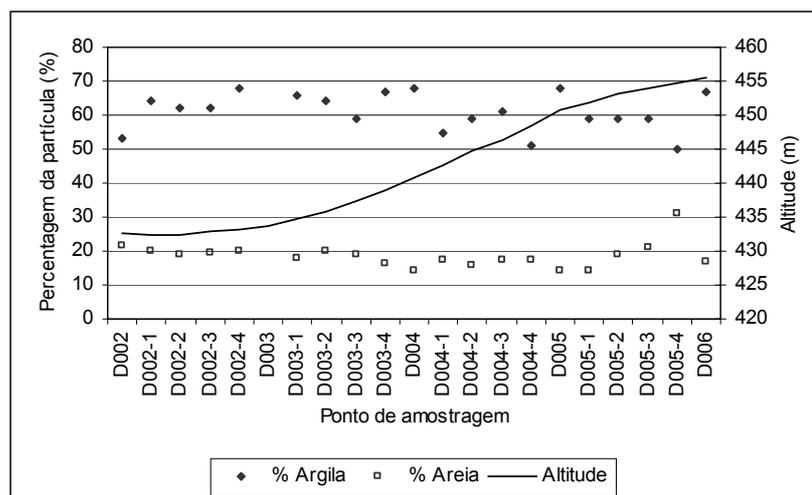


Figura 4.3: Percentual de argila e areia em função da posição na vertente, para o perfil P1.

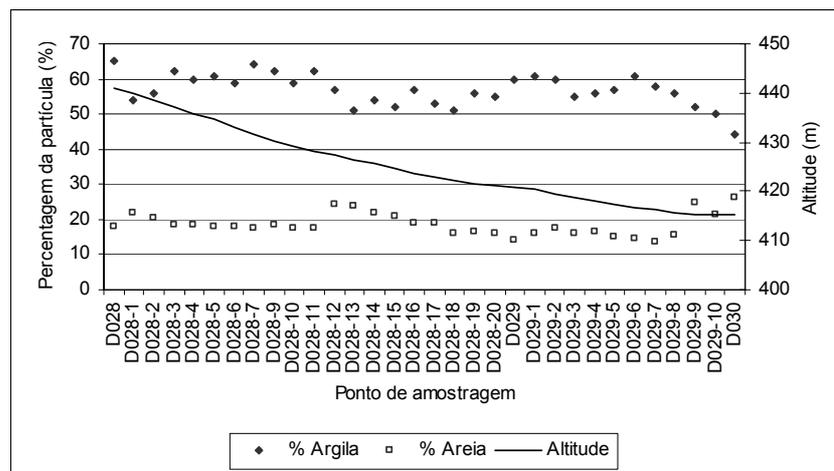


Figura 4.4 : Percentual de argila e areia em função da posição na vertente, para o perfil P3.

4.1.3 Curva de retenção, densidade do solo e das partículas.

Devido a problemas na coleta e determinação da curva de retenção da água no solo em laboratório, esta foi determinada somente para as amostras coletadas na superfície do solo (Figura 4.5). Observa-se uma grande dispersão dos dados em função do local de amostragem.

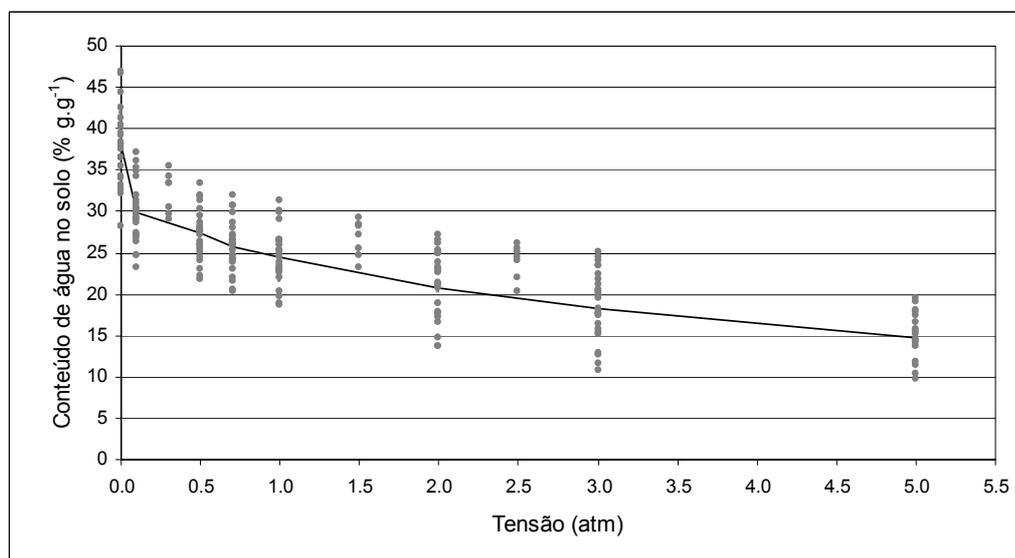


Figura 4.5: Curva de retenção de água no solo – superfície.

Os momentos estatísticos da densidade do solo para a superfície e da densidade das partículas nas três profundidades estudadas são mostradas na Tabela 4.3. Examinando esta tabela, observa-se que o coeficiente de variação da densidade das partículas, nas três profundidades, é muito baixo quando comparado ao da densidade do solo, o que é totalmente compreensível já

que a densidade das partículas reflete uma característica da matriz do solo, que na bacia é relativamente uniforme, enquanto que a densidade do solo se relaciona com a estrutura do solo, sendo muito influenciada por pequenas variações estruturais. Os valores de assimetria e curtose indicam que as variáveis têm distribuição aproximadamente normal.

Tabela 4.3: Resumo estatístico dos dados de densidade das partículas e do solo .

Local	Densidade das partículas (g,cm ⁻³)			Densidade solo (g,cm ⁻³)
	0 cm	30 cm	60 cm	
Nº dados	31	31	6	27
Média	2,63	2,71	2,61	1,24
Mínimo	2,22	2,47	2,44	1,05
Máximo	3,08	3,21	2,86	1,45
Desvio Padrão	0,03	0,03	0,03	0,096
Coef. Variação	6,74	6,72	6,07	7,76
Assimetria	0,07	1,30	0,54	0,29
Curtose	0,33	1,48	-0,96	-0,42

4.1.4 Conteúdo de água no solo

As Tabela 4.4 a Tabela 4.8 mostram os valores médio, máximo e mínimo, desvio padrão, coeficiente de variação, assimetria e curtose dos dados de conteúdo de água no solo nas três profundidades estudadas e nos perfis P1 e P3, em cada uma das diferentes campanhas de medição. Os dados de conteúdo de água no solo em todas as campanhas de medição e em todas as profundidades estudadas são mostrados no Anexo 1 (Tabelas A1.6 a Tabela A1.9).

Observa-se que o valor médio do conteúdo de água no solo, na superfície, sofre variações em função das estações do ano, enquanto que nas camadas mais profundas (30 e 60 cm) as variações de conteúdo de água no solo em função das estações são praticamente desprezíveis. A Figura 4.6 representa graficamente o conteúdo de água no solo em função do tempo nas três profundidades estudadas. Observa-se que na camada superficial o conteúdo de água no solo apresenta altos valores no período de inverno (jul/ago) e valores inferiores no período de verão (dez/jan). Esta tendência, no entanto, não é acompanhada pelo conteúdo de água médio das camadas inferiores (30 e 60 cm), que permanecem com valores próximos a 0,39 m³m⁻³ durante todo o período de amostragem.

Tabela 4.4: Resumo estatístico dos dados de conteúdo de água no solo (% gg^{-1}) na superfície.

Data	Nº dados	Média	Mínimo	Máximo	Range	D. Padrão	C. Variação	Assimetria	Curtose
21/06/02	32	34,85	26,42	40,71	14,29	3,37	9,66	-0,21	0,21
09/07/02	31	35,40	30,84	49,46	18,62	4,00	11,29	1,86	3,93
10/07/02	32	33,07	23,54	47,06	23,52	4,62	13,96	1,29	2,25
11/07/02	32	29,29	21,74	37,05	15,31	4,12	14,08	-0,04	-0,68
13/08/02	37	32,96	20,84	44,58	23,74	5,33	16,16	-0,15	-0,25
14/08/02	34	35,50	23,62	46,33	22,71	4,52	12,74	-0,08	0,34
15/08/02	37	36,95	27,15	48,11	20,96	4,77	12,90	0,10	-0,23
20/09/02	38	38,85	32,72	51,50	18,78	4,28	11,01	0,90	0,55
29/10/02	37	32,03	24,01	45,70	21,69	4,60	14,36	1,04	1,24
12/11/02	29	27,57	20,85	38,87	18,02	4,73	17,14	0,53	-0,22
14/12/02	31	24,52	18,03	37,91	19,88	5,69	23,19	0,88	-0,01
15/12/02	31	22,01	14,40	35,02	20,62	5,45	24,77	0,74	-0,36
16/12/02	31	21,42	15,03	34,64	19,61	4,69	21,91	0,56	0,16
03/02/03	32	22,21	18,57	27,01	8,44	1,76	7,90	0,58	0,46
05/02/03	32	23,93	19,14	30,02	10,88	2,38	9,94	0,66	0,92
19/02/03	14	26,60	21,22	28,75	7,53	1,94	7,28	-1,49	2,26
22/02/03	32	29,07	24,63	32,42	7,79	1,66	5,71	-0,38	0,01
01/04/03	32	23,78	19,34	29,29	9,95	2,32	9,74	0,09	-0,18
04/04/03	32	30,50	25,17	38,25	13,08	2,17	7,12	0,90	4,00
07/04/03	32	27,83	22,25	32,74	10,49	2,55	9,15	0,24	-0,43
13/05/03	32	25,73	19,46	32,20	12,74	2,97	11,52	-0,22	-0,36
9/6/2003	37	29,13	22,70	33,91	11,21	6,40	8,69	-0,23	0,08

Tabela 4.5 Resumo estatístico dos dados de conteúdo de água no solo (% $cm^3 cm^{-3}$) a 30 cm de profundidade.

DATA	Nº dados	Média	Mínimo	Máximo	Range	Desvio Padrão	Coef. Variação	Assimetria	Curtose
21/06/02	31	38,85	34,64	45,60	10,96	6,57	6,60	0,87	1,21
09/07/02	31	38,95	34,83	46,00	11,17	6,82	6,70	0,96	1,42
10/07/02	31	38,85	34,64	45,60	10,96	6,57	6,60	0,87	1,21
11/07/02	31	38,84	34,74	45,47	10,73	6,45	6,54	0,82	1,00
13/08/02	31	39,05	35,11	45,60	10,49	6,53	6,55	0,80	0,62
14/08/02	30	39,00	35,02	45,60	10,58	6,53	6,55	0,80	0,55
15/08/02	31	38,86	34,54	45,47	10,93	6,37	6,50	0,83	0,79
20/09/02	32	40,26	35,29	47,47	12,17	9,17	7,52	0,68	-0,17
16/10/02	31	39,33	34,93	46,14	11,21	6,91	6,68	0,69	0,45
29/10/02	31	39,51	35,38	46,56	11,18	6,44	6,42	0,66	0,56
12/11/02	30	39,58	35,47	46,71	11,24	6,54	6,46	0,76	0,59
14/12/02	31	39,51	34,93	46,14	11,21	6,76	6,58	0,45	0,12
15/12/02	31	39,25	34,93	46,00	11,07	6,02	6,25	0,44	0,36
16/12/02	31	39,18	34,83	45,87	11,03	5,82	6,15	0,41	0,47
03/02/03	31	37,77	31,11	42,43	11,32	5,17	6,02	-0,62	1,07
05/02/03	31	37,46	31,11	41,64	10,53	4,34	5,56	-0,72	1,44
08/02/03	16	36,71	30,66	38,41	7,75	3,93	5,40	-1,90	3,49
19/02/03	15	39,49	37,70	43,34	5,64	3,04	4,41	1,07	0,01
22/02/03	31	39,38	35,20	45,35	10,14	6,17	6,31	0,56	-0,03
01/04/03	31	37,50	31,26	42,43	11,17	5,00	5,96	-0,41	0,96
04/04/03	31	38,52	30,50	46,56	16,06	9,25	7,90	0,28	1,54
07/04/03	31	38,38	31,11	44,28	13,16	6,94	6,86	-0,17	1,16
13/05/03	31	38,64	33,70	44,50	10,80	5,81	6,24	0,35	0,29
09/06/03	31	38,89	34,24	45,47	11,23	6,63	6,62	0,48	0,29

Tabela 4.6 Resumo estatístico dos dados de conteúdo de água no solo (% $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$) a 60 cm de profundidade

Data	Nº dados	Média	Mínimo	Máximo	Range	Desvio Padrão	Coef. Variação	Assimetria	Curtose
21/06/02	7	37,98	33,36	42,60	9,24	8,74	7,78	-0,01	-0,60
09/07/02	7	37,86	31,11	42,87	11,76	18,90	11,48	-0,42	-1,12
10/07/02	7	37,68	30,81	42,60	11,79	19,00	11,57	-0,46	-1,10
11/07/02	7	38,72	33,00	42,60	9,60	10,35	8,31	-0,55	-0,43
13/08/02	7	39,18	32,37	42,60	10,23	13,90	9,51	-0,82	-0,48
14/08/02	7	39,16	32,75	42,43	9,68	12,74	9,11	-0,76	-0,60
15/08/02	7	38,44	32,50	42,43	9,93	11,26	8,73	-0,52	-0,45
20/09/02	7	40,27	33,47	43,44	9,96	14,19	9,36	-0,84	-0,63
16/10/02	7	39,51	32,37	43,24	10,87	14,94	9,78	-0,88	-0,39
29/10/02	7	40,03	32,75	44,62	11,86	16,78	10,23	-0,68	-0,60
12/11/02	7	39,96	33,00	44,39	11,39	15,95	9,99	-0,61	-0,73
14/12/02	7	39,61	32,37	47,31	14,94	21,00	11,57	0,14	-0,20
15/12/02	7	39,68	32,63	47,31	14,68	20,77	11,48	0,19	-0,30
03/02/03	7	38,86	31,83	48,79	16,96	27,17	13,41	0,76	0,24
05/02/03	7	38,46	31,40	48,62	17,21	28,60	13,90	0,76	0,17
19/02/03	6	39,67	32,50	49,51	17,01	32,92	14,46	0,61	-0,29
22/02/03	7	40,69	32,88	51,26	18,39	32,22	13,95	0,63	0,09
01/04/03	7	39,38	31,83	49,32	17,49	29,37	13,76	0,59	-0,02
04/04/03	7	40,47	32,37	53,94	21,57	49,04	17,30	0,96	0,07
07/04/03	7	39,82	32,24	51,06	18,82	34,96	14,85	0,81	0,11
13/05/03	7	41,62	36,49	54,42	17,94	36,99	14,61	1,47	0,99
09/06/03	7	41,88	36,70	58,16	21,46	54,82	17,68	1,79	1,62

Tabela 4.7: Resumo estatístico dos dados de conteúdo de água no solo (% gg^{-1}) na superfície no perfil P1.

Data	Nº dados	Média	Mínimo	Máximo	Range	Desvio Padrão	Coef. Variação	Assimetria	Curtose
19/02/03	23	27,64	23,09	31,30	8,21	1,87	6,75	-0,89	1,35
22/02/03	23	30,11	27,56	31,91	4,35	1,32	4,39	-0,53	-0,85
01/04/03	23	26,40	22,29	29,37	7,08	2,26	8,55	-0,60	-0,81
04/04/03	23	31,61	28,07	38,25	10,18	2,46	7,77	1,01	0,70
07/04/03	23	29,84	24,82	34,36	9,54	2,38	7,96	-0,47	-0,36
13/05/03	23	28,44	24,37	33,17	8,80	2,23	7,83	0,27	-0,38

Tabela 4.8: Resumo estatístico dos dados de conteúdo de água no solo (% gg^{-1}) na superfície no perfil P3.

Data	Nº dados	Média	Mínimo	Máximo	Range	Desvio Padrão	Coef. Variação	Assimetria	Curtose
03/02/03	32	24,01	21,09	28,17	7,08	1,64	6,81	0,42	-0,24
05/02/03	32	25,23	22,31	30,25	7,94	1,90	7,55	0,97	0,76
19/02/03	31	28,44	25,52	32,36	6,84	2,10	7,39	0,53	-0,98
22/02/03	30	31,35	28,19	34,15	5,96	1,55	4,94	0,03	-0,69
01/04/03	32	26,56	22,20	30,52	8,32	2,07	7,79	0,11	-0,60
02/04/03	32	31,78	28,37	35,73	7,36	1,78	5,60	-0,15	-0,60
04/04/03	32	31,78	28,37	35,73	7,36	1,78	5,60	-0,15	-0,60
07/04/03	32	29,45	26,38	33,72	7,34	1,58	5,35	0,33	0,48
13/05/03	32	28,40	25,57	34,72	9,15	1,92	6,75	1,32	2,14

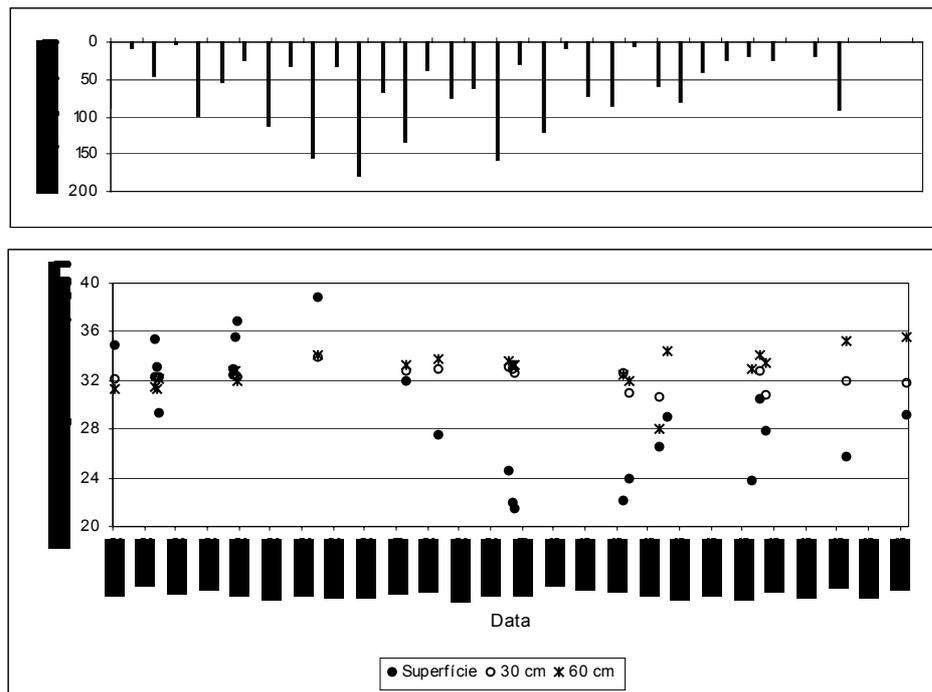


Figura 4.6: Conteúdo de água no solo médio nas três profundidades estudadas e precipitação.

É interessante observar que a variação do conteúdo de água na superfície do solo não se deve às precipitações, que de maneira geral não apresentam flutuações em função das estações do ano. As variações no conteúdo de água podem ser atribuídas principalmente às variações de temperatura e, conseqüentemente, de evapotranspiração das culturas, que no verão é bem maior, fazendo com que o conteúdo de água no solo na camada superficial do solo seja menor.

A influência da precipitação no conteúdo de água médio da bacia do arroio Donato não aparece de forma explícita na Figura 4.6 devido a forma como o experimento foi conduzido, com campanhas mensais. No entanto, focando a atenção nos dias 01/04/03 e 04/04/03 verifica-se um aumento do conteúdo de água médio na superfície de 23,78 % para 30,50 % em função do evento chuvoso registrado no dia 03/04/03 (12,6 mm).

A variância do conteúdo de água na superfície do solo mostra uma clara transição entre os dias 16/12/02 e 03/02/03 (Tabela 4.4), com valores superiores nas campanhas anteriores ao dia 16/02/02 e inferiores nas campanhas posteriores. Isto ocorreu devido à mudança na espessura da camada de solo amostrada, que passou de 5 para 15 cm.

Analizando o comportamento da variância em função do conteúdo de água no solo (Figura 4.7 a Figura 4.9) não é possível identificar uma relação clara na superfície. No entanto, pode-se verificar uma leve tendência de aumento da variância com a diminuição do conteúdo médio de água no solo. Esta tendência foi também observada por Libardi et al. (1996), Gonçalves, et al. (1999) Melo Filho (2002). Nas profundidades de 30 e 60 cm, existe uma tendência contrária de aumento da variância com o aumento do conteúdo médio de água no solo. Comportamento semelhante foi observado por Henninger et al (1976), Gómez-Plaza et al. (1998), Famiglietti et al (1998), Robinson e Dean (1993) e Wendroth et al. (1999).

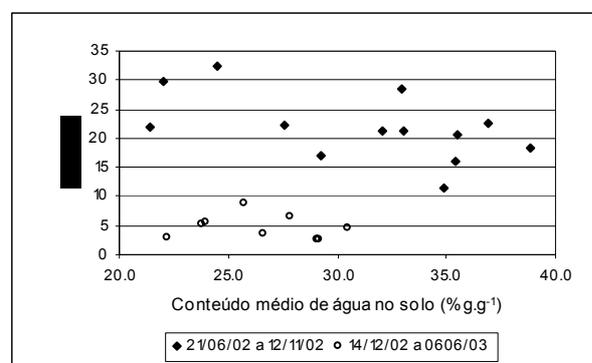


Figura 4.7: Variância em função do conteúdo médio de água no solo na superfície.

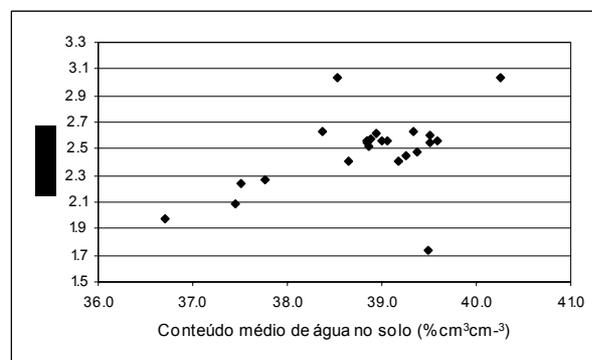


Figura 4.8: Variância em função do conteúdo médio de água no solo a 30 cm de profundidade.

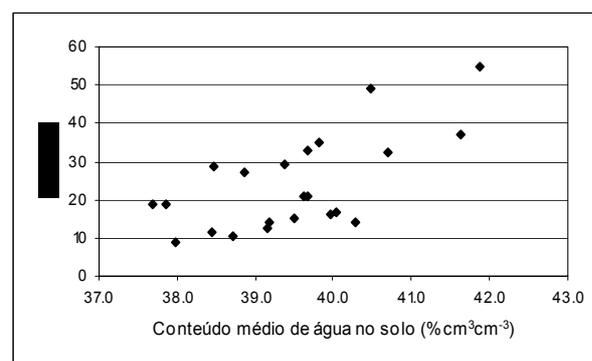


Figura 4.9: Variância em função do conteúdo médio de água no solo a 60 cm de profundidade.

Utilizando os valores de coeficiente de variação (Tabela 4.4 a Tabela 4.8) para classificação do conteúdo de água no solo de acordo com os critérios apresentados por Warrick e Nielsen (1980), verifica-se que o conteúdo de água no solo pode ser classificada como de baixa variação ($< 12\%$) em todas as profundidades e locais de amostragem, com exceção das amostras obtidas a 60 cm de profundidade e das obtidas na superfície do solo no período de 21/06/02 a 16/12/02. Os valores de CV para a profundidade de 60 cm podem não ser um bom indicativo da variabilidade da propriedade, pois foram calculados com um número muito baixo de amostras. As amostras superficiais no período de 21/06/02 a 16/12/02 – coletadas numa camada de 5 cm - provavelmente sofreram forte influência da incidência de radiação solar, de forma que amostras coletadas em áreas sombreadas pelas culturas apresentassem grande diferença das amostras obtidas em áreas ensolaradas, refletindo num aumento da variância.

A normalidade das distribuições de frequência dos dados de conteúdo de água no solo foi investigada por meio da análise visual das retas de Henry (Warrick e Nielsen, 1980). As retas de Henry para o dia 01/04/03 (Figura 4.10 e Figura 4.11) mostram que, de modo geral, ocorre um bom ajuste dos dados a distribuição normal, com praticamente todos os pontos dentro do intervalo de confiança de 95%. As retas de Henry para todas as campanhas de medição são mostradas no Anexo 2. Distribuição normal nos dados de conteúdo de água no solo foi também observada por Libardi et al. (1986) e Melo Filho (2002).

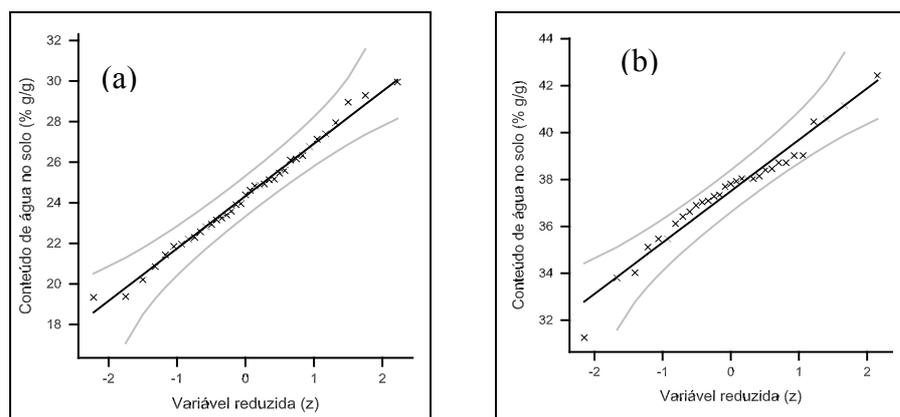


Figura 4.10: Reta de Henry para o conteúdo de água no solo: superfície (a), 30 cm de profundidade (b).

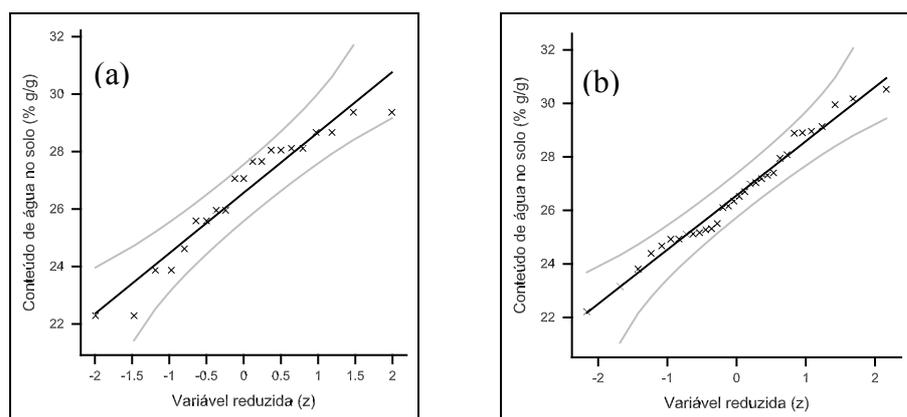


Figura 4.11: Reta de Henry para o conteúdo de água no solo: perfil P1 (a) e perfil P3 (b).

4.2 Testes de Discordância

Os resultados dos testes de discordância aplicados aos dados de conteúdo de água na superfície (Tabela 4.9) mostram que existem evidências estatísticas de “outliers” em várias campanhas de medições. No entanto, não se aplicou apenas o critério de evidência estatística na tomada de decisão para eliminar ou não um dado da série, tendo-se levado em consideração também o conhecimento do comportamento hidrológico da bacia. Assim, mesmo que um teste de discordância apontasse para determinado ponto como “outlier”, este indicativo só foi considerado quando realmente não existia nenhuma possibilidade física do valor ser verdadeiro. Como exemplo, pode-se citar as campanhas dos dias 14, 15, 16/12/02 e 04/04/03 nas quais os testes de discordância indicam existência de dois “outliers” superiores, no entanto, somente o ponto D003 foi eliminado, uma vez que o segundo maior valor era o do ponto D033 que se localiza próximo ao enxutório da bacia, podendo realmente apresentar altos conteúdos de água no solo.

No caso do conteúdo de água no solo a 30 cm de profundidade (Tabela 4.10), os testes de discordância serviram apenas como balizamento. Nas campanhas do dia 21/06/02 a 15/08/02 os testes apontam para a existência de dois “outliers” superiores, os pontos D002 e D010. No entanto, somente os dados do ponto D010 foram realmente retirados das análises, pois o ponto D002 se localiza num local de baixio com convergência de fluxo, tendo, portanto, grandes possibilidades de apresentar valores altos. Nas campanhas dos dias 16/10/02 a 16/12/02 foram considerados como “outliers” os dados dos pontos D003 e D010. Nestas campanhas o local do ponto D003 se encontrava totalmente saturado, apresentando inclusive uma ligeira lâmina

d'água superficial, fazendo com que os valores de k_a lidos no TDR apresentassem valores inconsistentes, próximos aos obtidos para água livre.

Tabela 4.9: Testes de discordância para conteúdo de água no solo ($\% \text{ gg}^{-1}$) na superfície.

Data	TN1 Superior	TN1 Inferior	TN4 Superior	TN4 Inferior	Outliers
21/06/02	1,74ns	2,50ns	0,79ns	0,64ns	-
09/07/02	3,52**	1,14ns	0,34**	0,91ns	D004 e D019
10/07/02	3,03*	2,06ns	0,45**	0,82ns	D008 e D022
11/07/02	1,88ns	1,83ns	0,78ns	0,80ns	-
13/08/02	2,18ns	2,28ns	0,79ns	0,76ns	-
14/08/02	2,39ns	2,63ns	0,73ns	0,72ns	-
15/08/02	2,34ns	2,06ns	0,74ns	0,76ns	-
20/09/02	2,95*	1,43ns	0,64*	0,89ns	-
29/10/02	2,97*	1,74ns	0,54**	0,87ns	D029-1 e D029-2
12/11/02	3,05*	1,29ns	0,53**	0,88ns	D003
14/12/02	3,32**	1,79ns	0,55**	0,81ns	D003
15/12/02	3,56**	1,19ns	0,46**	0,91ns	D003
16/12/02	3,68**	1,14ns	0,40**	0,91ns	D003
03/02/03	2,74ns	2,07ns	0,64ns	0,81ns	-
05/02/03	2,56ns	2,01ns	0,58*	0,73ns	-
22/02/03	2,02ns	2,68ns	0,94ns	0,80ns	-
01/04/03	2,38ns	1,92ns	0,72ns	0,75ns	-
04/04/03	3,57**	2,45ns	0,53**	0,72ns	D003
07/04/03	1,93ns	2,19ns	0,76ns	0,78ns	-
13/05/03	2,18ns	2,12ns	0,70ns	0,86ns	-
09/06/03	0,75ns	1,00ns	0,55**	0,81ns	-

TN1 Superior – teste de discordância para um outlier superior

TN1 Inferior – teste de discordância para um outlier inferior

TN4 Superior – teste de discordância para dois outliers superiores

TN4 Inferior – teste de discordância para dois outliers inferiores

TN5 – teste de discordância para um par de outliers inferior e superior

ns – não significativo

* - significativo ao nível de 5%

** - significativo ao nível de 1%.

Os testes de discordância aplicados aos dados de conteúdo de água no solo no perfil P1 (Tabela 4.11) indicam os pontos D002-1 e D006 como “outliers” inferiores, na campanha do dia 19/02/02, mas somente o ponto D002-1 foi realmente considerado como “outlier” pois o ponto D006 se localiza na posição mais elevada do perfil, sendo esperado que o valor do conteúdo de água no solo neste ponto fosse inferior aos demais.

No perfil P3, os testes de discordância apontam para existência de “outliers” somente na campanha do dia 13/05/03. Neste dia os testes indicam a presença de um “outlier” superior, o ponto D029-8 que foi descartado da série (Tabela 4.12).

Tabela 4.10: Testes de discordância para conteúdo de água no solo ($\% \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) a 30 cm profundidade.

Data	TN1 Superior	TN1 Inferior	TN4 Superior	TN4 Inferior	Outliers
21/06/02	2,71ns	1,79ns	0,49**	0,80ns	D010
09/07/02	2,70ns	1,58ns	0,49**	0,83ns	D010
10/07/02	2,63ns	1,64ns	0,51**	0,82ns	D010
11/07/02	2,61ns	1,61ns	0,52**	0,83ns	D010
13/08/02	2,56ns	1,54ns	0,56*	0,83ns	D010
14/08/02	2,58ns	1,56ns	0,55*	0,84ns	D010
15/08/02	2,62ns	1,71ns	0,55*	0,83ns	D010
20/09/02	2,38ns	1,64ns	0,7ns	0,85ns	-
16/10/02	4,85**	0,95ns	0,17**	0,94ns	D010 e D003
29/10/02	4,88**	0,91ns	0,15**	0,13**	D010 e D003
12/11/02	4,87**	0,86ns	0,13**	0,95ns	D010 e D003
14/12/02	4,54**	1,15ns	0,24**	0,91ns	D010 e D003
15/12/02	4,94**	0,94ns	0,14**	0,94ns	D010 e D003
16/12/02	4,87**	0,99ns	0,15**	0,94ns	D010 e D003
03/02/03	2,05ns	2,93*	0,76ns	0,60ns	-
05/02/03	2,01ns	3,05*	0,75ns	0,15**	-
22/02/03	2,40ns	1,68ns	0,66ns	0,81ns	-
01/04/03	2,20ns	2,79*	0,73ns	0,63ns	-
04/04/03	2,65ns	2,64ns	0,60*	0,66ns	-
07/04/03	2,24ns	2,76*	0,67ns	0,64ns	-
13/05/03	2,43ns	2,05ns	0,64ns	0,77ns	-
09/06/03	2,56ns	1,81ns	0,62ns	0,80ns	-

Tabela 4.11: Testes de discordância para conteúdo de água no solo ($\% \text{ gg}^{-1}$) no perfil P1.

Data	TN1 Superior	TN1 Inferior	TN4 Superior	TN4 Inferior	Outliers
19/02/03	2,08ns	2,87*	0,66ns	0,45**	D002-1
22/02/03	1,33ns	2,17ns	0,82ns	0,56ns	-
01/04/03	1,29ns	1,97ns	0,82ns	0,57ns	-
04/04/03	2,61ns	1,50ns	0,48ns	0,79ns	-
07/04/03	1,89ns	2,23ns	0,74ns	0,55ns	-
13/05/03	2,06ns	1,94ns	0,62ns	0,67ns	-
09/06/03	2,26ns	1,67ns	0,62ns	0,72ns	-

Tabela 4.12: Testes de discordância para conteúdo de água no solo ($\% \text{ gg}^{-1}$) no perfil P3.

Data	TN1 Superior	TN1 Inferior	TN4 Superior	TN4 Inferior	Outliers
03/02/03	2,54ns	1,79ns	0,70ns	0,81ns	-
05/02/03	2,64ns	1,53ns	0,54ns	0,86ns	-
19/02/03	1,87ns	1,39ns	0,77ns	0,88ns	-
22/02/03	1,81ns	2,04ns	0,77ns	0,75ns	-
01/04/03	1,92ns	2,11ns	0,77ns	0,75ns	-
04/04/03	2,22ns	1,91ns	0,75ns	0,79ns	-
07/04/03	2,71ns	1,94ns	0,63ns	0,76ns	-
13/05/03	3,30**	1,47ns	0,48**	0,88ns	D029-8
09/06/03	2,50ns	1,44ns	0,66ns	0,85ns	-

Os dados utilizados nas análises subsequentes, após a aplicação dos testes de discordâncias, e descarte dos dados considerados “outliers”, são mostrados no Anexo 1.

4.3 Geoestatística

4.3.1 Método de análise

O grau de dependência espacial nos dados foi avaliado com o uso de técnicas geoestatísticas, principalmente apela análise do semivariograma. O semivariograma descreve a variância entre dois pontos no espaço em função da distância entre eles (Western et al., 1998a). A estrutura espacial da variável em estudo pode ser identificada pela forma do semivariograma, dependendo, basicamente, do comportamento na origem e em maiores distâncias. Na origem, o semivariograma pode apresentar descontinuidade (efeito pepita), indicativa de flutuações em escalas inferiores ao intervalo de amostragem ou devido a erros de observação aleatórios; aspecto parabólico, indicando que toda a variabilidade ocorre numa escala superior ao intervalo de medição; ou formato linear, que está associado ao fato de grande parte da variabilidade ocorrer numa escala superior ao intervalo médio de amostragem, mas existir alguma variabilidade na escala inferior à das medições (Kitanidis, 1997).

O comportamento do variograma em grandes distâncias revela a estacionariedade da função. Se a função é estacionária, ou seja, apresenta variações na escala compatível com o domínio da amostra, o semivariograma experimental se estabiliza em torno de um valor, chamado patamar. O comprimento de escala na qual o patamar é obtido descreve a escala na qual duas medidas da variável são praticamente não correlacionadas e é conhecido como comprimento de correlação (Kitanidis, 1997).

A análise dos dados de granulometria e de conteúdo de água no solo, usando geoestatística, consistiu no cálculo do semivariograma amostral nos pontos D001 ao D033, na superfície e a 30 cm de profundidade, e para os dados nos perfis P1 e P3. No caso do conteúdo de água no solo, os semivariogramas foram calculados para cada campanha de medição. Os valores de percentagem de argila, silte e areia e de conteúdo de água no solo obtidos a 60 cm de profundidade não foram utilizados nesta análise por serem em pequeno número. Foram também calculados os semivariogramas amostrais considerando conjuntamente todos os dados obtidos na superfície do solo, ou seja, com os pontos D001 ao D033 e os perfis P1 e P3.

O semivariograma experimental, $\gamma(h)$, de n observações da variável $z(x_i)$, $i=1,\dots,n$, foi calculado pela expressão (Vieira et al., 1983 e Kitanidis,1997):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [\zeta(x_i) - \zeta(x_i + h)]^2 \quad \text{Equação 4.1}$$

em que Z representa a propriedade do solo analisada, considerada como uma variável aleatória, função da posição da amostragem x , h é a distância entre dois pontos de amostragem e $N(h)$ é o número de observações separadas pela distância h .

Em termos práticos, o semivariograma pode ser entendido como o valor médio do quadrado das diferenças entre pontos distanciados de h . Para que o semivariograma tenha significado estatístico, é necessário que o número de pontos amostrados seja suficiente. Cressie (1993) apud Clarke (1994) aconselha que o semivariograma amostral seja obtido com no mínimo 30 amostras por intervalo de distância (h).

O segundo passo na análise geoestatística foi o ajuste de um modelo teórico ao semivariograma amostral, $\gamma^*(h)$. Os modelos testados foram exponencial com e sem pepita (Equação 4.2), esférico (Equação 4.3) e linear (Equação 4.4).

Modelo exponencial

$$\gamma^*(h) = C_o + C_1 [1 - \exp(-h/a)] \quad \text{Equação 4.2}$$

sendo: $\gamma^*(h)$ o semivariograma ajustado, C_o a pepita, $C_o + C_1$ o patamar e $a \approx 3a_o$ o alcance.

Modelo esférico

$$\gamma^*(h) = C_o + C_s \left[\left(\frac{3}{2} \right) \left(\frac{h}{a_s} \right) - \left(\frac{1}{2} \right) \left(\frac{h}{a_s} \right)^3 \right] \quad 0 < h \leq a_s \quad \text{Equação 4.3}$$

$$C_o + C_s \quad h > a_s$$

em que os parâmetros C_o , C_s e a_s são todos positivos. O patamar é $C_o + C_s$ e o alcance $a = a_s$.

Modelo linear

$$\gamma^*(h) = C_0 + B \cdot h \quad 0 \leq h \quad \text{Equação 4.4}$$

sendo B a declividade.

A qualidade do ajuste foi estimada pelo erro médio quadrado (RMSE) (Western et al, 1998a), calculado pela Equação 4.5. Quanto mais o RMSE se aproxima de zero melhor a qualidade do ajuste.

$$RMSE = \left[\frac{\sum (\gamma^*(h) - \gamma(h))^2}{n_h} \right]^{1/2} \quad \text{Equação 4.5}$$

em que n_h é o número de intervalos de distâncias no semivariograma amostral.

4.3.2 Granulometria

Os semivariogramas amostrais para argila, silte e areia são mostrados na Figura 4.12. Observa-se que as variáveis apresentam comportamentos diferentes à medida que a distância entre os pares de observação aumenta. Na superfície, todas as variáveis mostram uma clara dependência espacial, sendo que o silte não apresenta sinais de estacionariedade da função, ou seja, não apresenta patamar dentro do domínio da amostra. Na profundidade de 30cm, o silte e a areia mostram semivariogramas semelhantes aos observados para a superfície, mas o semivariograma amostral da argila se apresenta monotonicamente ascendente, sem presença de patamar. Semivariograma ascendente, sem presença de patamar, foi também observado por Veira et al. (1992) para argila num solo Podizólico, na região de Campinas-SP e por Lima e Silans (1999) para argila+silte num solo arenoso, na região de João Pessoa-PB. É importante ressaltar que Veira et al. (1992) utilizaram amostras de uma transeção de 10 m de comprimento, no entanto, Lima e Silans (1999) trabalharam com amostras de uma malha regular de 15 m numa área de 5.000 m². Assim, como o domínio da amostra desta tese é da ordem dos 1200 m, pode-se dizer que os resultados obtidos são coerentes com os resultados da bibliografia.

O espaçamento entre amostras (≈ 200 m) pode ter sido responsável por grande parte do aspecto dos semivariogramas amostrais da Figura 4.12. No entanto, Berg e Klamt (1997) observaram que uma amostragem sistemática em grade com pontos distanciados de 600 m foi suficiente para estudar as características mais estáveis dos solos como granulometria.

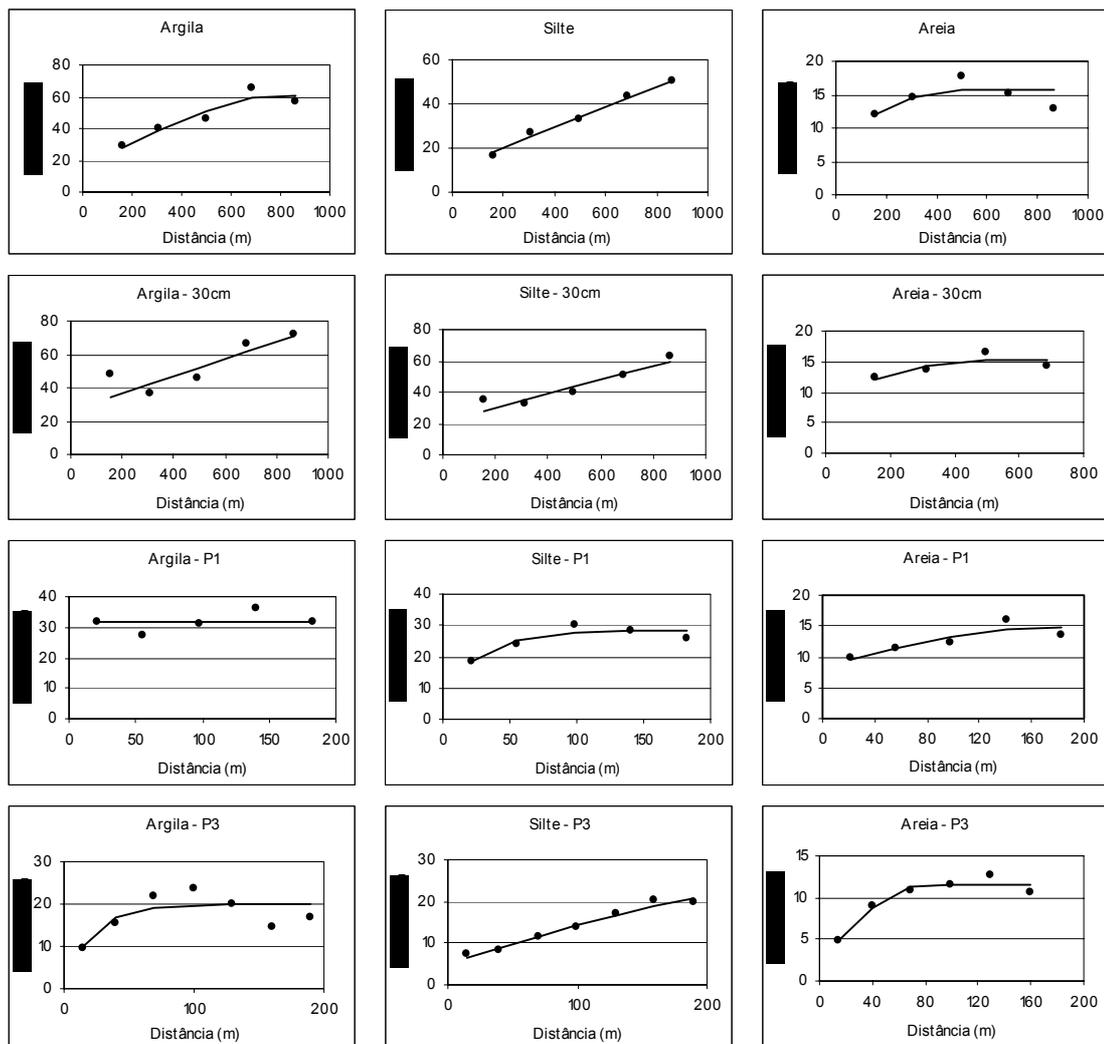


Figura 4.12: Semivariogramas amostrais dos dados de granulometria na superfície, a 30 cm de profundidade, no perfil P1 e no perfil P3.

Para o perfil P1, no qual as amostras de solo foram coletadas a cada 10 m, foi observada estrutura espacial para o silte e a areia, enquanto que o percentual de argila mostra um comportamento aleatório. A ausência de estrutura espacial mostrada pelo percentual de argila, no perfil P1, é, de certa forma, inconsistente, uma vez que esta variável mostrou estrutura espacial nos demais conjuntos de dados analisados, além de ter se mostrado estruturalmente organizada na grande maioria dos trabalhos pesquisados (Veira et al., 1992; Berg e Klamt, 1997 e Lima e Silans, 1999). Esta aparente inconsistência pode estar associada ao pequeno

número de amostra (23), resultando numa baixa significância do semivariograma amostral (Cressie, 1993 apud Clarke, 1994). No perfil P3, a estrutura espacial das variáveis estudadas volta a ser semelhante à apresentada na superfície.

Com o objetivo de analisar a estrutura espacial dos dados de granulometria na bacia do arroio Donato como um todo, foram traçados os semivariogramas amostrais considerando todas as amostras coletadas na superfície do solo, ou seja, as coletadas na malha regular e as dos perfis P1 e P3 (Figura 4.13). Observa-se que a estrutura espacial fica mais bem definida, devido provavelmente ao maior número de dados analisados associado com um menor espaçamento e um maior domínio da amostra. É interessante destacar que todos os semivariogramas apresentam efeito pepita, indicativo de variabilidade em escalas inferiores ao espaçamento entre amostras ou a erros de amostragem. Infelizmente, devido a dificuldades práticas, não foi possível reduzir ainda mais o espaçamento entre amostras, e reduzir a variabilidade na pequena escala.

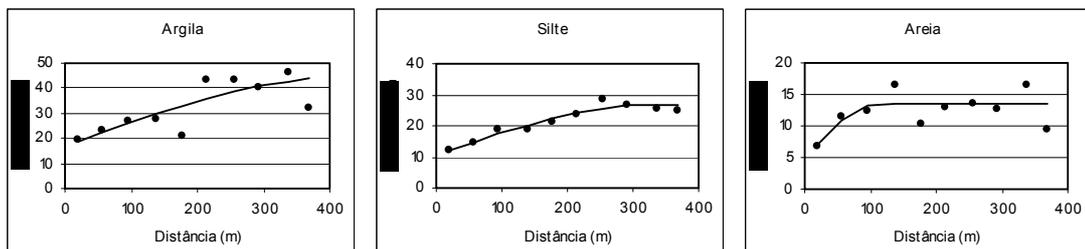


Figura 4.13: Semivariogramas amostrais dos dados de granulometria considerando todas as amostras superficiais.

Analisando todos os semivariogramas (Figura 4.12 e Figura 4.13), verifica-se que a areia apresenta uma estrutura espacial mais estável quando comparada a argila e silte. Estas duas últimas variáveis mostram uma variação de comportamento em função do conjunto de dados analisados. Por exemplo: a argila, na superfície do solo, mostra um semivariograma nitidamente com pepita e patamar, enquanto que na profundidade de 30 cm o semivariograma se mostra constantemente crescente e, no perfil P1, não se pode observar nenhuma estrutura espacial. Comportamento diferente, em função do conjunto de dados analisados, são também observados para a variável silte. Esta aparente inconsistência na estrutura espacial das partículas finas do solo (argila e silte), pode estar associada às características de drenagem da bacia. Como foi citada anteriormente, a bacia do arroio Donato é totalmente cultivada com plantio direto, que favorece a infiltração e o escoamento subsuperficial, e, conseqüentemente,

o carreamento das partículas finas, de forma que a estrutura espacial na superfície e a 30 cm de profundidade sejam diferentes.

O modelo esférico (Equação 4.3) mostrou melhor ajuste na maioria dos semivariogramas amostrais (Tabela 4.13). Os parâmetros dos modelos foram obtidos utilizando-se o programa GENSTAT®, e a qualidade do ajuste estimada por meio do RMSE (Equação 4.5). Os modelos ajustados para a argila são significativamente diferentes e apresentam elevados valores de RMSE. Para o silte, ocorre uma maior frequência do modelo esférico, com exceção da profundidade de 30 cm (linear) e do perfil P1(exponencial). O modelo esférico ajustou-se bem aos dados de percentual de areia em todos os conjuntos de dados trabalhados, com valor de RMSE inferior a 1,0 na maioria dos casos. Considerando os semivariogramas amostrais obtidos no perfil P3 como representativos da bacia, em função do bom ajuste observado, verifica-se que o efeito pepita representa 21 e 20% do patamar para a areia e o silte, respectivamente, enquanto que na argila foi ajustado o modelo exponencial sem pepita. O comprimento de correlação variou de 22 m para a argila a 278 m para o silte. Estes valores são coerentes com os apresentados na bibliografia, ficando na mesma faixa de grandeza dos observados por Libardi et al. (1986) para uma Terra Roxa Estruturada.

Tabela 4.13: Resumo dos modelos de semivariograma ajustados aos dados de granulometria : efeito pepita (C_0), patamar (C_0+C_1), comprimento de correlação (a_0), declividade da reta (B), variância amostral (s^2) e erro médio quadrado (RMSE).

Variável	Modelo	C_0	C_0+C_1	a_0	$C_0/(C_0+C_1)$	B	s^2	RMSE
Argila								
0 cm	Esférico	14,20	61,10	842,00	0,23			4,15
30 cm	Linear	26,00				0,05		7,73
P1	Pepita						31,84	
P3	Exponencial		19,88	21,96				3,08
Todos	Esférico	16,97	45,17	445,00	0,38			6,23
Silte								
0 cm	Esférico	10,08	82,08	2193,00	0,12			1,32
30 cm	Linear	21,27				0,04		4,06
P1	Exponencial	8,60		30,80				1,59
P3	Esférico	4,88	23,13	278,00	0,21			0,72
Todos	Esférico	10,58	26,67	330,00	0,40			1,39
Areia								
0 cm	Esférico	8,30	15,70	466,00	0,53			1,52
30 cm	Esférico	9,78	15,31	521,90	0,64			0,91
P1	Esférico	8,43	14,65	168,00	0,58			0,98
P3	Esférico	2,32	11,60	80,10	0,20			0,65
Todos	Esférico	4,60	13,42	108,40	0,34			2,15

4.3.3 Conteúdo de água no solo

Os semivariogramas amostrais dos dados de conteúdo de água no solo na superfície (Figura 4.14) podem ser agrupados em quatro períodos distintos: os períodos de 21/06/02 a 11/07/02 e de 12/11/02 a 15/12/02 não apresentam nenhuma estrutura espacial; e os períodos de 13/08/02 a 29/10/02 e o de 16/12/02 a 09/06/03 apresentam uma clara estrutura espacial.

Não foi possível associar a forma do semivariograma amostral com o conteúdo médio de água no solo. No entanto, há uma maior predominância de semivariogramas com estrutura espacial nos dados quando ao conteúdo médio de água no solo é menor. A fraca estrutura espacial observada no período de inverno pode estar relacionada com o elevado conteúdo de água no solo, que esteve sempre muito próximo da saturação. Nesta situação, as diferenças de granulometria, estrutura do solo e presença de macroporos são determinantes, fazendo com que a estrutura espacial do conteúdo de água no solo mostre um aspecto mais aleatório. Pouca ou nenhuma estrutura espacial nos dados de conteúdo de água no solo foi também observada por Loague (1992) e Hupert e Vanclouster (2002). Wendroth et al. (1999) observaram que a estrutura espacial praticamente desaparece em condições de conteúdo de água próximas à saturação.

Outras hipóteses podem ser levantadas para explicar a aparente melhora da estrutura espacial a partir da campanha do dia 03/02/03. Uma delas é que este comportamento pode estar associado com a forma de coleta de dados que no período inicial (do dia 21/06/02 a 16/12/02) era realizado somente na camada de 0-5 cm e no período final (do dia 03/02/03 a 09/06/03) era efetuado na camada de 0-15 cm. Na camada mais superficial (0-5 cm) a influência dos processos locais (precipitação e evapotranspiração) é maior, fazendo com que as diferenças de conteúdo de água no solo sejam menos relacionadas com a distância entre pontos e o padrão espacial do conteúdo de água no solo tenha um aspecto mais aleatório. Quando se trabalhou com uma camada de maior espessura (0-15 cm) a influência da redistribuição lateral da água no solo passou a ser mais significativa e a estrutura espacial captada pelo semivariograma mais presente.

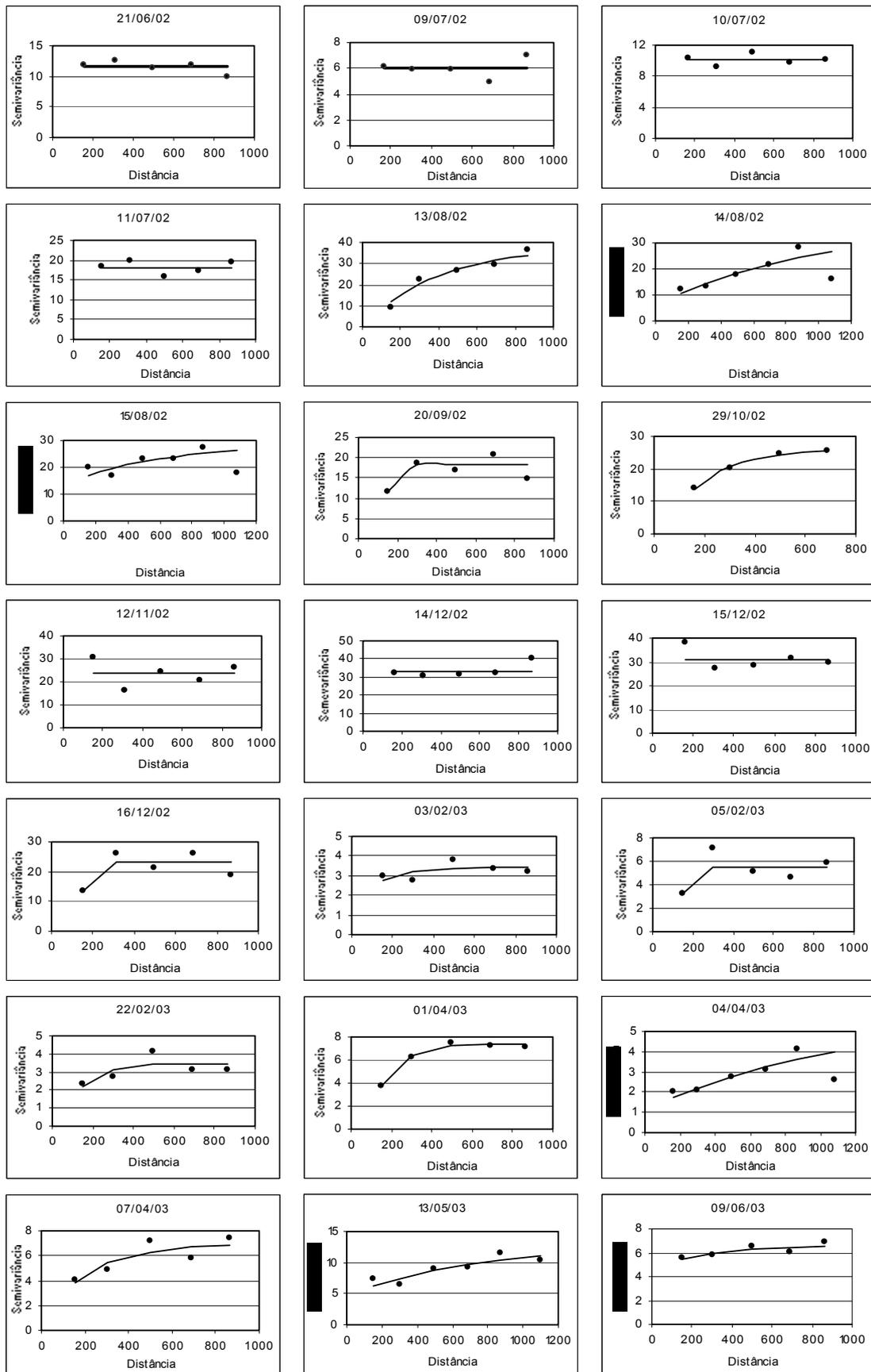


Figura 4.14: Semivariogramas amostrais para o conteúdo de água no solo na superfície.

Pode-se considerar também a influência da cultura implantada na bacia. No verão, toda a bacia do arroio Donato estava cultivada com soja. Esta cultura foi implantada mais ou menos no mesmo período em toda a bacia e apresentava um aspecto muito uniforme, tendo, provavelmente, pouca influência na variabilidade espacial. No inverno, a bacia foi cultivada por aveia e trigo, que apresentavam desenvolvimento vegetativo muito variado. Esta variabilidade espacial no desenvolvimento das culturas pode ter influenciado na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo, fazendo com que este apresentasse um padrão mais aleatório. Hupet e Vanclooster (2002) e Schume et al. (2003) observaram influência do desenvolvimento vegetativo das culturas no padrão espacial do conteúdo de água no solo.

O modelo exponencial (Equação 4.2) foi ajustado aos semivariogramas amostrais para as campanhas que mostram uma clara dependência espacial. Os parâmetros dos modelos foram obtidos utilizando-se o programa GENSTAT®. A Tabela 4.14 mostra um resumo dos modelos que apresentaram melhor ajuste aos respectivos semivariogramas amostrais.

Tabela 4.14: Resumo dos modelos de semivariograma para a superfície: efeito pepita (C_0), patamar (C_0+C), comprimento de correlação (a_0), variância amostral (s^2) e erro médio quadrado (RMSE).

Data	Modelo	C_0	C	a	C_0+C	s^2	RMSE
21/06/02	Pepita					11,34	
09/07/02	Pepita					5,80	
10/07/02	Pepita					10,31	
11/07/02	Pepita					17,01	
13/08/02	Exponencial		35,08	331,10			2,42
14/08/02	Exponencial	5,50	29,70	872,00	35,20		4,68
15/08/02	Exponencial	12,90	15,10	525,00	28,00		3,85
20/09/02	Exponencial		18,48	119,3			2,32
29/10/02	Exponencial		26,75	208,6			0,23
12/11/02	Pepita					22,33	
14/12/02	Pepita					32,33	
15/12/02	Pepita					29,71	
16/12/02	Exponencial		23,22	109,5			3,62
03/02/03	Exponencial	1,74	1,74	172,00	3,48		0,33
05/02/03	Exponencial		5,38	81,00			1,09
22/02/03	Exponencial		3,49	138,80			0,43
01/04/03	Exponencial		7,51	171,70			0,37
04/04/03	Exponencial	1,16	4,67	1181,00	5,83		0,29
07/04/03	Exponencial		6,85	191,10			0,68
13/05/03	Exponencial	4,87	8,34	813,00	13,21		0,88
09/06/03	Exponencial	4,81	1,87	333,00	6,68		0,29

É interessante observar a presença mais freqüente de modelo “pepita” nas campanhas no período de inverno (entre 21/06/02 a 16/12/02), que podem ser consequência da conjunção dos fatores acima citados: maior conteúdo médio de água no solo; modo de amostragem e tipo de cultura implantada. A partir do dia 03/02/03, a presença de estrutura espacial nos dados de conteúdo de água no solo na camada 0–15 cm é mais permanente, com o modelo exponencial apresentando um bom ajuste ($RMSE < 0,75$) na maioria dos casos.

Para a profundidade de 30 cm (Figura 4.15), os semivariogramas amostrais apresentam uma estrutura espacial bem mais estável. Somente nas campanhas de medição dos dias 04/04/03 e 09/06/03 o conteúdo de água no solo se comportou de modo totalmente aleatório, sem nenhuma estrutura espacial.

O modelo que melhor se ajustou aos semivariogramas amostrais na profundidade de 30 cm foi o exponencial sem pepita (Tabela 4.15). O ajuste foi bom na maioria das campanhas, apresentando um RMSE inferior a 1,0, com exceção das campanhas dos dias 03/02/03, 01/04/03, 07/04/03 e 13/05/03 com RMSE de 1,58, 1,12, 1,18 e 1,43, respectivamente. O patamar variou entre 3,63 e 7,94, e o comprimento de correlação entre 56,2 e 218,5 m. O valor do comprimento de correlação deve ser considerado somente como indicativo, pois a grande maioria das amostras utilizadas nesta análise tinha espaçamento de 200 m, apenas algumas amostras entre os pontos D001 e D010 e os pontos D028 e D030 foram coletadas em espaçamentos inferiores a 200 m.

Analisando as Tabela 4.14 e Tabela 4.15 conjuntamente, observa-se que a hipótese de aumento da estrutura espacial com a diminuição do conteúdo de água médio na área pode ser questionada, uma vez que, na profundidade de 30 cm, a coleta de dados não sofreu nenhuma modificação e o conteúdo médio de água no solo foi superior ao da superfície na maioria das campanhas de medição.

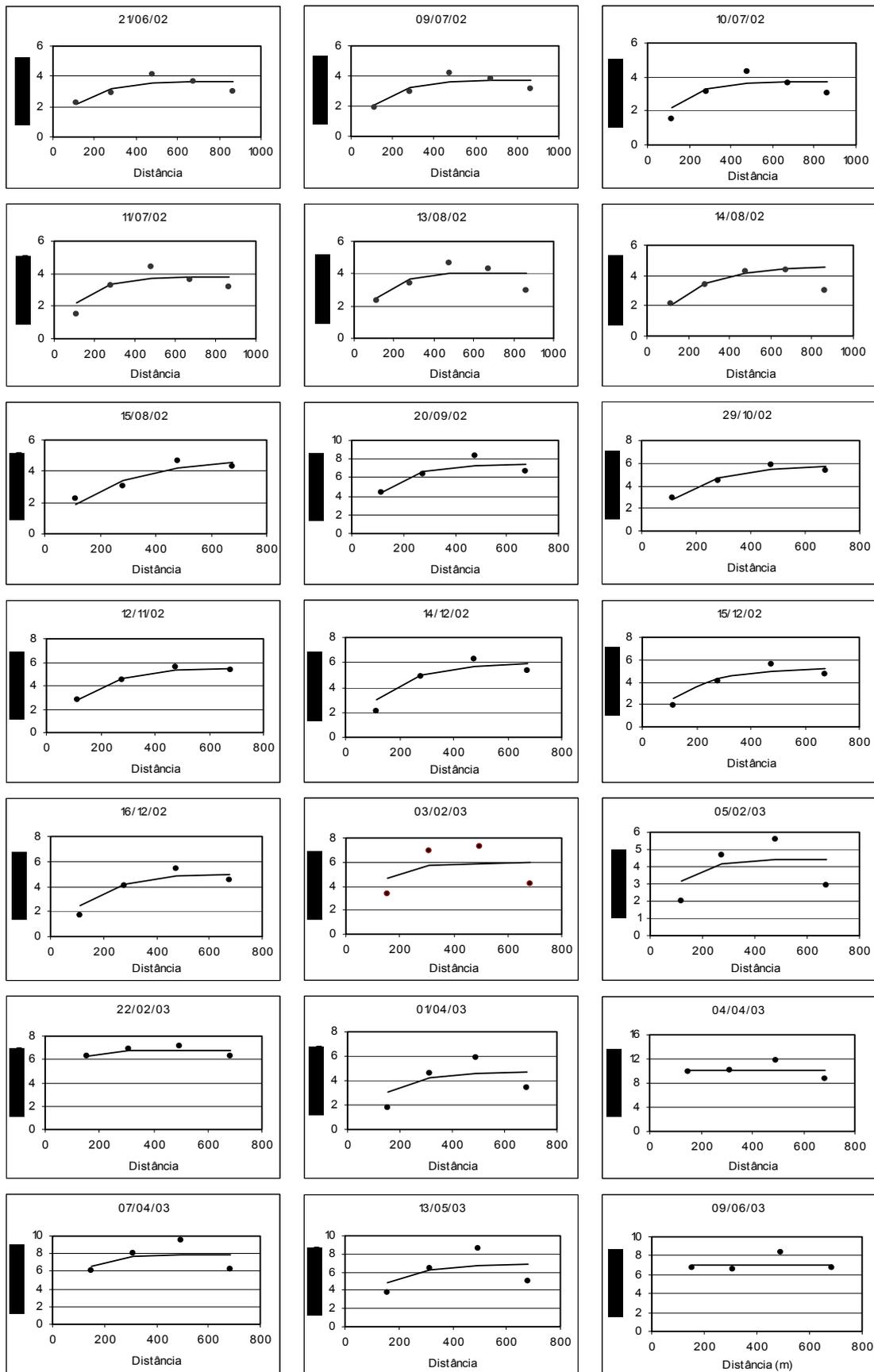


Figura 4.15: Semivariogramas amostrais para o conteúdo de água no solo - 30 cm.

Tabela 4.15: Resumo dos modelos de semivariograma para a profundidade de 30 cm: efeito pepita (C_0), patamar (C_0+C), comprimento de correlação (a_0), variância amostral (s^2) e erro médio quadrado (RMSE).

Data	Modelo	C_0	C	a	C_0+C	s^2	RMSE
21/06/02	Exponencial		3,63	128,8	3,63		0,39
09/07/02	Exponencial		3,77	142,2	3,77		0,39
10/07/02	Exponencial		3,74	130,4	3,74		0,51
11/07/02	Exponencial		3,78	124,6	3,78		0,54
13/08/02	Exponencial		4,07	120,0	4,07		0,61
14/08/02	Exponencial	0,25	4,38	213,2	4,63		0,70
15/08/02	Exponencial		4,75	218,5	4,75		0,35
20/09/02	Exponencial		7,52	127,8	7,52		0,64
16/10/02	Exponencial		5,18	171,5	5,18		0,30
29/10/02	Exponencial		5,76	168,2	5,76		0,28
12/11/02	Exponencial		5,59	161,5	5,59		0,21
14/12/02	Exponencial		5,94	155,7	5,94		0,62
15/12/02	Exponencial		5,24	164,9	5,24		0,52
16/12/02	Exponencial		5,06	162,0	5,06		0,60
03/02/03	Exponencial		5,22	109,0	5,22		1,58
05/02/03	Exponencial		4,40	90,0	4,40		0,89
22/02/03	Exponencial		6,76	56,2	6,76		0,32
01/04/03	Exponencial		4,72	143,0	4,72		1,12
04/04/03	Pepita					10,13	
07/04/03	Exponencial		7,94	86,0	7,94		1,18
13/05/03	Exponencial		6,89	128,0	6,89	6,22	1,43
09/06/03	Pepita					7,07	

Os semivariogramas amostrais do conteúdo de água no solo no perfil P1 são mostrados na Figura 4.16. A aparente falta de estrutura espacial é contrária ao observado nos semivariogramas amostrais obtidos para os pontos D001 ao D033 (Figura 4.14), quando se observa um incremento na estrutura espacial no período semelhante. O tamanho da amostra (23 pontos) pode novamente ter sido o responsável pela falta de estrutura observada no conteúdo de água no solo com este conjunto de dados.

Os semivariogramas amostrais do conteúdo de água no solo para o perfil P3 (Figura 4.17) mostram estrutura espacial em praticamente todas as campanhas de medições, com exceção dos dias 04/04/03 e 07/04/03. O modelo exponencial com pepita (Equação 4.2) apresenta um bom ajuste aos semivariogramas amostrais, com RMSE inferior a 0,5 (Tabela 4.16).

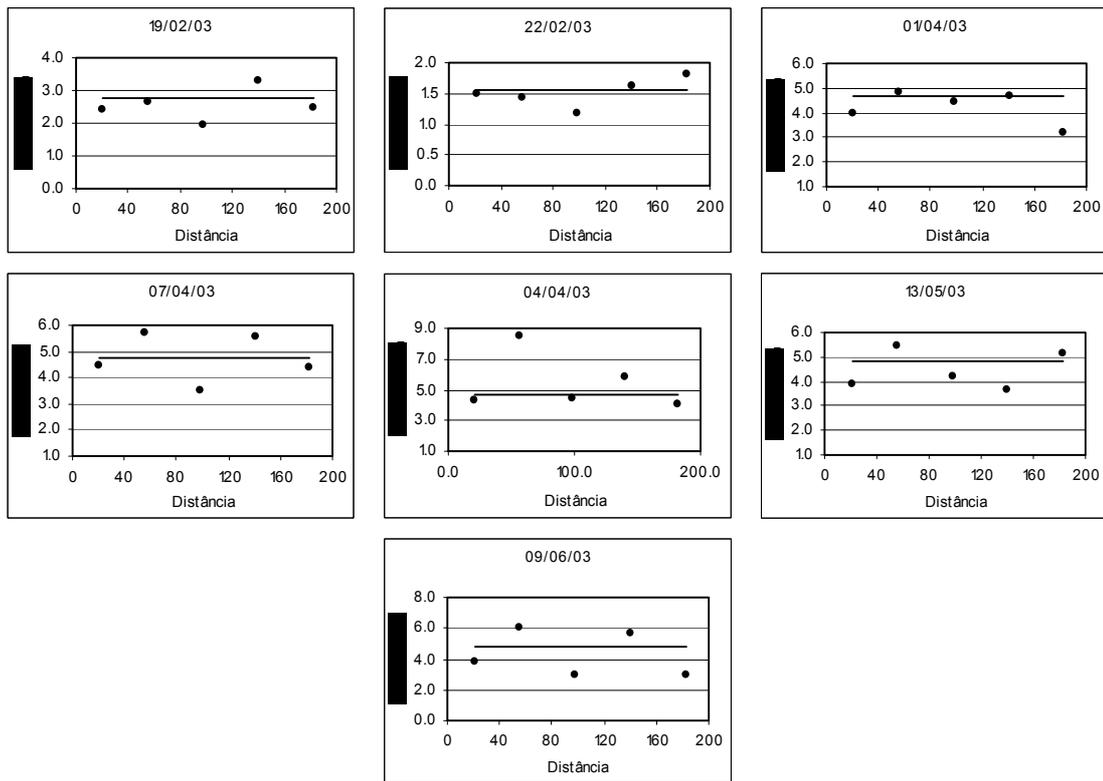


Figura 4.16: Semivariogramas amostrais para o conteúdo de água no solo no perfil P1.

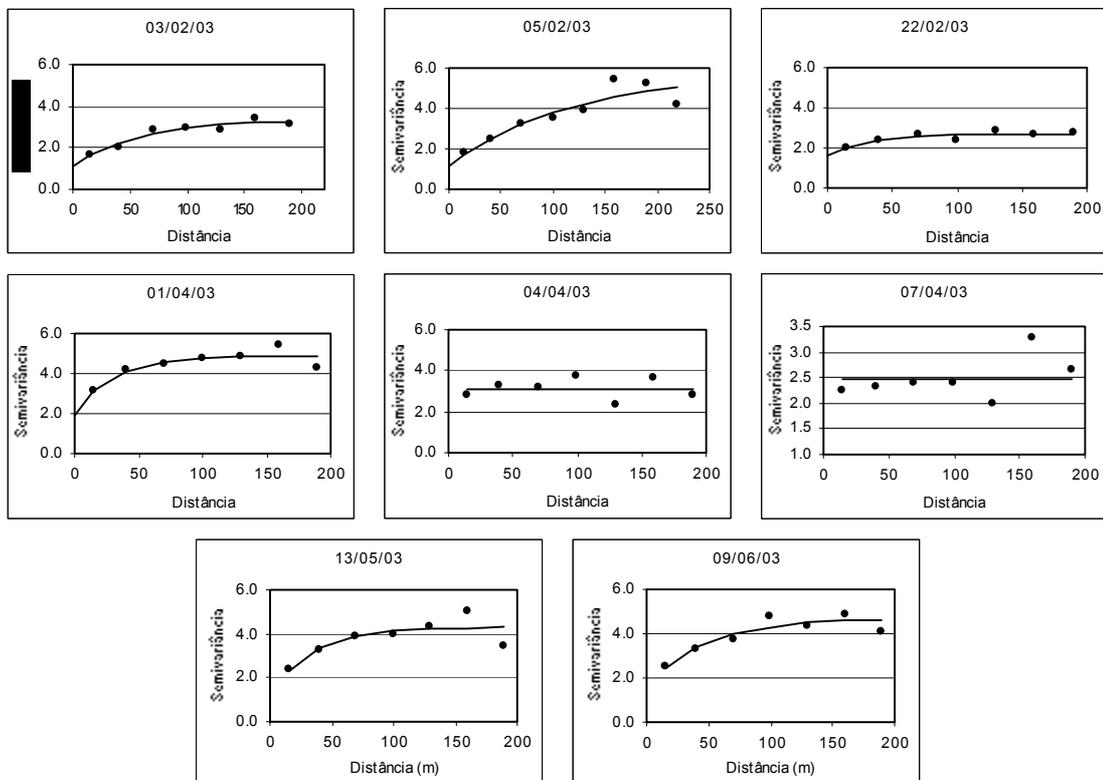


Figura 4.17: Semivariograma amostral para conteúdo de água no solo no perfil P3.

Todos os semivariogramas apresentaram um claro efeito pepita, que variou entre 1,13 e 1,90 ($\%$, gg^{-1}). Estes valores são superiores aos observados por Libardi et al. (1986) ($0,5 \%$, gg^{-1}) e Gonçalves et al. (1999) ($0,48 \%$, gg^{-1}). Western et al. (1998) encontrou efeito pepita da ordem de 2,5 a 6 ($\%$, $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$). A presença de efeito pepita nos semivariogramas pode ser advinda de erros de medição aleatórios e de variabilidade em escalas inferiores ao espaçamento entre amostras. No primeiro caso, mesmo se as amostras são muito próximas a descontinuidade no semivariograma continuará a existir. No segundo caso, espaçamentos pequenos na amostragem podem revelar o aspecto contínuo do fenômeno. Infelizmente, o menor intervalo entre amostras nesta tese foi de 10 m, não sendo possível investigar a influência individual dos dois fenômenos acima citados.

Tabela 4.16: Resumo dos modelos de semivariograma para o perfil P3: efeito pepita (C_0), patamar (C_0+C_1), comprimento de correlação (a_0), variância amostral (s^2) e erro médio quadrado (RMSE).

Data	Modelo	C_0	$C_0 + C_1$	a_0	$C_0/(C_0 + C_1)$	s^2	RMSE
03/02/03	Exponencial	1,13	3,34	58,20	0,34		0,15
05/02/03	Exponencial	1,18	5,81	120,00	0,20		0,45
22/02/03	Exponencial	1,58	2,72	35,50	0,58		0,12
01/04/03	Exponencial	1,90	4,86	28,50	0,39		0,31
04/04/03	Pepita					3,10	
07/04/03	Pepita					2,48	
13/05/03	Exponencial	1,30	4,30	35,70	0,30		0,44
09/06/03	Exponencial	1,63	4,68	47,70	0,35		0,31

O alcance do semivariograma, ou seja, à distância na qual duas amostras se tornam praticamente não correlacionadas, variou de 28 a 58 m, com exceção do dia 05/02/03 que apresenta um alcance de 120 m. Valores de alcance desta mesma ordem de grandeza foram encontrados por Western, et al. (1998), Gonçalves et al. (1999) e Libardi et al. (1986).

Com o objetivo de analisar a estrutura espacial do conteúdo de água no solo num maior domínio de amostragem, foram traçados os semivariogramas amostrais considerando todos os dados obtidos na superfície do solo (Figura 4.18). Observa-se que ocorre uma perda de estrutura espacial ao se comparar os semivariogramas obtidos com os dados do perfil P3 (Figura 4.17). Isto se deve aos dados do perfil P1 que apresentaram um padrão aleatório em praticamente todas as campanhas de medição.

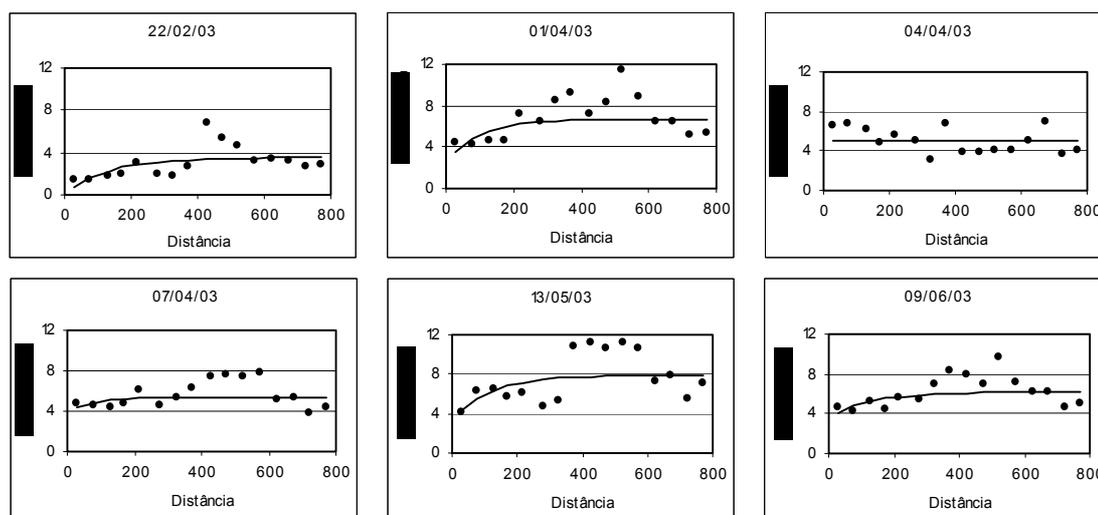


Figura 4.18: Semivariograma amostral para conteúdo de água no solo na superfície, considerando todos os dados obtidos na superfície.

O modelo exponencial com pepita ajustado aos semivariogramas amostrais (Tabela 4.17) apresenta um RMSE superior a $1,2 (\% \text{ g}^{-1})^2$ em todas as campanhas. A pepita variou de aproximadamente zero a $4,0 (\% \text{ g}^{-1})^2$, e o comprimento de variação ficou entre 93,0 m e 127,0 m.

Analisando conjuntamente os semivariogramas amostrais de todos os conjuntos de dados utilizados nesta tese, observa-se que a presença do efeito pepita é uma constante, mesmo quando o modelo teórico ajustado não sinaliza sua presença, indicando que na bacia do arroio Donato ocorre variabilidade no conteúdo de água no solo em escalas inferiores ao espaçamento entre amostras.

Tabela 4.17: Resumo dos modelos de semivariograma para todos os dados superficiais: efeito pepita (C_0), patamar (C_0+C_1), comprimento de correlação (a_0), variância amostral (s^2) e erro médio quadrado (RMSE).

Data	Modelo	C_0	C_0+C_1	a_0	$C_0/(C_0 + C_1)$	s^2	RMSE
22/02/03	Exponencial	0,07	3,49	127,00	0,02		1,23
01/04/03	Exponencial	2,56	6,67	99,00	0,38		1,79
04/04/03	Pepita					5,04	
07/04/03	Exponencial	4,00	5,42	93,00	0,74		1,26
13/05/03	Exponencial	3,32	7,84	116,00	0,42		2,12
09/06/03	Exponencial	3,37	6,10	105,00	0,55		1,37

O valor do patamar varia com o conjunto de dados analisados, sendo maior para os dados coletados na malha regular na superfície do solo, principalmente no período de 21/06/02 a 16/12/02, quando a espessura da camada de solo amostrada era de 5 cm. Ainda com relação

ao patamar, observa-se que o perfil P3 mostra valores mais baixos, devido a menor área amostrada.

É interessante observar que, de modo geral, os alcances obtidos com os dados do perfil P3 são inferiores aqueles obtidos com os dados da malha regular. Esta tendência de dados coletados com maiores espaçamentos apresentarem maiores alcances foi também observada por Western, et al. (1998).

4.4 Considerações finais

Os dados de conteúdo de água no solo e granulometria, obtidos no experimento de campo, são descritos e analisados neste capítulo da tese. Para isto, utilizou-se inicialmente de estatística descritiva básica, no intuito de se familiarizar com dados e, posteriormente, procedeu-se a uma análise com técnicas geoestatísticas, com o objetivo de investigar a existência de estrutura espacial nas variáveis estudadas.

Os valores médios de percentagem de argila, silte e areia apontam os solos da bacia do arroio Donato como argilosos, com percentual de argila superior aos 40% em todos os pontos estudados. Foi observada uma ligeira tendência de diminuição do percentual de argila à medida que se desce na vertente.

Os valores médios do conteúdo de água no solo, na superfície, mostraram uma clara influência das estações, com valores mais baixos no período do verão. Nas profundidades de 30 e 60 cm, o conteúdo médio de água no solo não variou significativamente durante todo o período de monitoramento.

A variância nos dados superficiais parece ter uma leve tendência de crescimento com a diminuição do conteúdo de água médio na área. Este comportamento está de acordo com os reportados na literatura, na qual se observa uma tendência de crescimento da variância com a diminuição do conteúdo médio de água no solo, em situações de clima úmido; e tendência de redução da variância com a diminuição do conteúdo de água no solo em climas secos (Henninger et al, 1976; Robinson e Dean, 1993; Libardi et al., 1996; Famiglietti et al., 1998; Gómez-Plaza et al., 1998; Wendroth et al., 1999; Gonçalves, et al., 1999; Melo Filho, 2002 e

Western et al., 2004). Nas profundidades de 30 e 60 cm, há uma tendência contrária de aumento da variância com o aumento do conteúdo médio de água no solo.

A análise geoestatística nos dados de granulometria mostrou que a areia apresenta uma estrutura espacial mais estável quando comparada à argila e silte. Estas duas últimas variáveis apresentam comportamento diferente em função do conjunto de dados analisados. O modelo esférico se ajustou bem aos dados de percentual de areia, com RMSE inferior a 1,0 na maioria dos casos.

Para os dados de conteúdo de água no solo, os semivariogramas amostrais mostram que nem sempre é possível identificar estrutura espacial no conteúdo de água no solo, principalmente nas camadas superficiais. A 30 cm de profundidade a presença de estrutura é mais permanente, indicando que nesta profundidade os processos laterais de distribuição de água são predominantes sobre os processos verticais. A aleatoriedade na distribuição espacial do conteúdo de água no solo observada na camada superficial pode estar relacionada com o método de amostragem adotado (gravimétrico) e com os processos de precipitação e evapotranspiração, cuja distribuição espacial não foi monitorada no âmbito desta tese.

Outro ponto importante a ser levantado ao se analisar os semivariogramas obtidos com os dados da malha regular é o fato do menor espaçamento entre amostras ser da ordem dos 50 m, sendo que a grande maioria das amostras estava espaçada numa malha regular de 200 m. Isto tornou impossível a detecção da estrutura espacial em escalas inferiores a este valor.

Para contornar o problema da variabilidade em escalas inferiores a 200 m, o conteúdo de água no solo foi monitorado em dois perfis, P1 (280 m) e P3 (320 m), onde as amostras foram coletadas a cada 10 m. Todos os semivariogramas amostrais calculados com os dados do perfil P1 mostram falta total de estrutura espacial nos dados de conteúdo de água no solo. No entanto, os semivariogramas calculados com os dados do perfil P3 apresentam uma clara estrutura espacial. O modelo exponencial com pepita apresenta um excelente ajuste ($RMSE < 0,5$) aos semivariogramas amostrais. O efeito pepita representou entre 20 e 58% do patamar e o comprimento de correlação variou de 28,5 a 120 m, implicando em alcances da ordem de 85,5 m a 360 m. Comparando estes valores com os citados na literatura, observa-se que a grande maioria dos trabalhos reporta valores inferiores aos encontrados nesta tese (Nyberg, 1996; Loague, 1992; Western et al., 1998; Viera et al., 1997; Libardi, et al., 1986 e

Western et al., 2004), enquanto que somente poucos trabalhos se referem a alcances semelhantes aos encontrados neste trabalho (Lehamann, 1995 e Warrick et al., 1990 apud Western et al., 1998 e Wendroth et al., 1999). Entende-se que as diferenças entre os valores reportados na literatura e os observados nesta tese se deve às diferenças entre espaçamento das amostras, diferenças na topografia, tipo de solo e clima.

CAPÍTULO 5

5 ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DE FATORES DO AMBIENTE SOBRE O PADRÃO ESPACIAL DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO

Nesse capítulo, buscou-se analisar a influência de fatores do ambiente (atributos topográficos, índices de conteúdo de água e características do solo) sobre o padrão espacial do conteúdo de água no solo. Para tanto, índices de terreno foram calculados a partir do MNT e foram efetuadas análises de correlação e de regressão entre os diversos elementos analisados.

5.1 Cálculo dos índices do terreno

Para obter os índices do terreno mais comumente usados em hidrologia, de forma a relacioná-los com o padrão espacial do conteúdo de água no solo, utilizou-se um conjunto de algoritmos adaptados de Collischonn et al (1998a,b), cuja seqüência lógica de operação é mostrada no fluxograma da Figura 5.1.

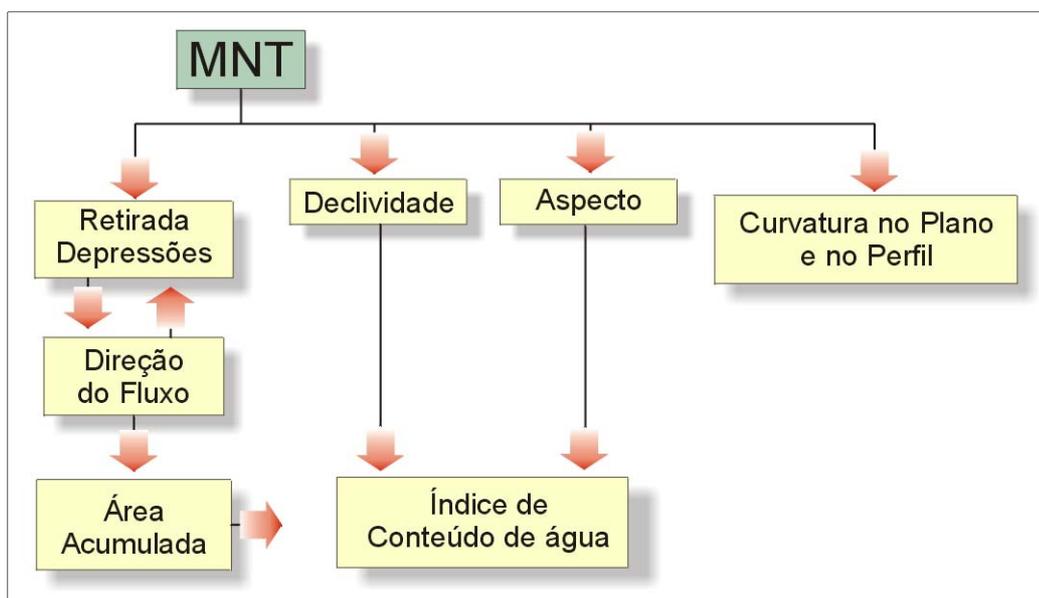


Figura 5.1: Seqüência de cálculo dos índices do terreno.

Inicialmente foi efetuada a retirada das depressões do Modelo Numérico do Terreno (MNT) da bacia do arroio Donato (Figura 3.10). O processo utilizado na remoção das depressões do MNT se baseou em dois passos principais: (i) a identificação de um mínimo local e (ii) o preenchimento do mínimo com base na sua vizinhança (Moore e Larson, 1979 apud Planchom e Darcoux, 2001). O algoritmo de Jenson e Domingue (1988) foi empregado para a eliminação de depressões no MNT e determinação da direção do fluxo.

A partir da matriz de direção de fluxo se determinou a área acumulada ou de contribuição, atribuindo a cada célula o valor igual ao número de células que drenam para ela. Collischonn et al. (1998a) apresentam o algoritmo de obtenção da área acumulada em forma gráfica.

A declividade e o aspecto ou orientação da declividade, curvatura no plano e curvatura no perfil foram calculados a partir da função $Z(x,y)$ que representa a altitude do terreno, segundo a metodologia apresentada por Zevenbergen e Thorne (1987).

A partir do aspecto, cada célula foi classificada segundo o código numérico modificado do apresentado por Gómez-Plaza et al. (2001) (Figura 5.2).

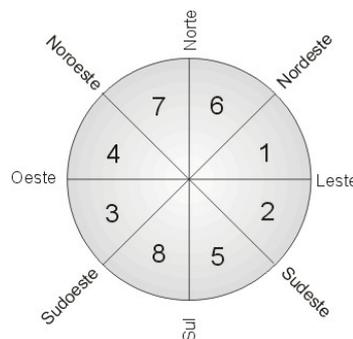


Figura 5.2: Código numérico de classificação do aspecto.

Do ponto de vista da curvatura no perfil e no plano, cada célula da bacia foi classificada em nove categorias básicas, de acordo com a classificação adaptada de Pennck et al. (1987) Figura 5.3.

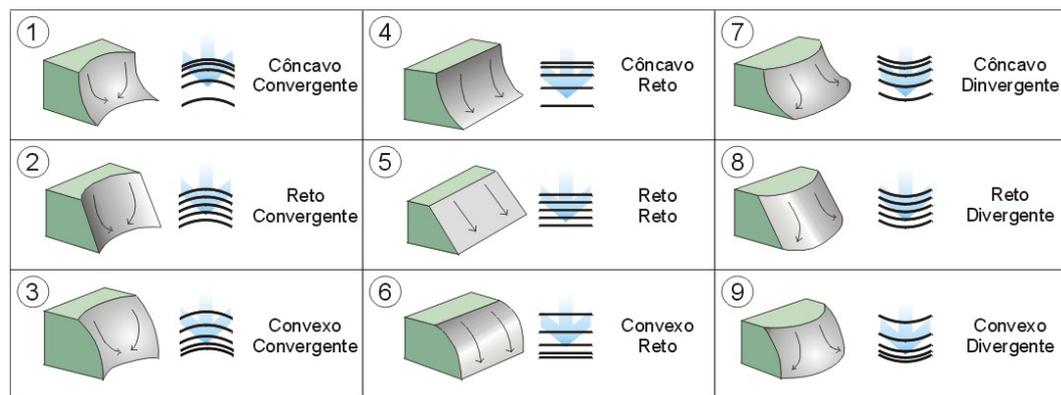


Figura 5.3: Classificação do terreno de acordo com a curvatura no perfil e no plano.

Além dos atributos topográficos citados acima, foram testados também, no âmbito desta tese, os índices de conteúdo de água mais comumente empregados em estudos hidrológicos: Beven e Kirkby, 1979 (Equação 5.1); Gómez-Plaza et al (2001) para área com vegetação (Equação 5.2) e Gómez-Plaza et al (2001) para área sem vegetação (Equação 5.3).

$$IND1 = LN(AREA / DECLI) \quad \text{Equação 5.1}$$

$$IND2 = LN(C_ASP * AREA) \quad \text{Equação 5.2}$$

$$IND3 = LN\left(\frac{C_ASP * AREA}{DECLI}\right) \quad \text{Equação 5.3}$$

Os valores dos atributos topográficos e dos índices de conteúdo de água para cada um dos pontos de monitoramento do conteúdo de água no solo são mostrados no Anexo 3.

5.2 Análise de correlação

Para determinar a influência dos atributos topográficos, índices de conteúdo de água e das características do solo no padrão espacial do conteúdo de água no solo, efetuou-se inicialmente uma análise de correlação. Nesta análise foram considerados os fatores listados na Tabela 5.1 e os quatro conjuntos de dados de conteúdo de água no solo – malha regular na superfície, malha regular a 30 cm de profundidade, perfil P1 e perfil P3.

Tabela 5.1: Fatores topográficos e características do solo.

Fator	Descrição
ALT	Altitude (m)
DECLI	Declividade (cm/m)
AREA	Área de contribuição (número de células)
LN(A)	Logaritmo da área de contribuição
ASP	Aspecto (graus)
COS(asp)	Coseno do aspecto em graus
C_ASP	Classificação do aspecto
CPER	Curvatura do perfil (m^{-1})
CPLA	Curvatura do plano (m^{-1})
CLAS	Classificação do terreno em função da curvatura no plano e no perfil
IND1	Índice de conteúdo de água proposto por Beven e Kirkby (1979)
IND2	Índice de conteúdo de água proposto por Gómez-Plaza et al (2001) para áreas com vegetação
IND3	Índice de conteúdo de água proposto por Gómez-Plaza et al (2001) para áreas sem vegetação
ARG	Percentagem de argila no solo (%)
AREIA	Percentagem de areia no solo (%)

5.2.1 Correlação entre os fatores

As matrizes de correlação entre os diversos fatores utilizados nesta análise são mostradas nas Tabela 5.2, Tabela 5.3 e Tabela 5.4, para os pontos da malha regular (33) e para os perfis P1 e P3, respectivamente. Observa-se que, de modo geral, existe pouca correlação entre os fatores, com exceção dos fatores derivados ou intimamente correlacionados, como por exemplo, a área de contribuição com os índices de conteúdo de água, e os índices de conteúdo de água entre si. É interessante verificar que a percentagem de argila mostra uma elevada correlação com a altitude, com valores positivos. Estes altos valores de coeficiente de correlação indicam que o percentual de argila tende a aumentar com a altitude. Esta tendência de aumento do percentual de argila com a posição topográfica está de acordo com o observado no item 4.1.2, quando se verificou uma tendência de aumento do percentual de areia nas partes baixas da vertente.

No perfil P1 observa-se uma moderada correlação negativa entre a altitude e a área de contribuição, indicando que as partes altas da vertente têm menores áreas de contribuição quando comparadas as regiões mais baixas. No entanto, não foi possível observar correlação entre estes dois fatores nos pontos da malha regular nem no perfil P3.

Tabela 5.2: Matriz de correlação na malha regular.

	ALT	DECLI	AREA	ASP	COS(asp)	C_ASP	CPER	CPLA	CLAS	IND1	IND2	IND3	ARG	AREIA
ALT	1													
DECLI	0,254	1												
AREA	-0,008	0,113	1											
ASP	0,267	-0,224	0,018	1										
COS(asp)	-0,078	-0,024	0,065	-0,008	1									
C_ASP	0,138	-0,149	-0,140	0,167	-0,100	1								
CPER	0,003	-0,016	-0,171	0,156	0,045	0,210	1							
CPLA	-0,124	-0,135	0,153	-0,165	-0,100	-0,279	-0,647	1						
CLAS	-0,195	0,041	0,223	-0,014	-0,185	-0,325	-0,431	0,652	1					
IND1	-0,017	0,011	0,774	-0,054	-0,071	-0,144	-0,378	0,450	0,423	1				
IND2	0,129	0,278	0,739	-0,011	-0,111	0,169	-0,287	0,230	0,254	0,885	1			
IND3	0,056	-0,072	0,720	0,077	-0,109	0,231	-0,278	0,318	0,293	0,921	0,930	1		
ARG	0,664	0,304	-0,052	0,083	0,095	-0,135	-0,232	0,010	0,117	-0,030	0,037	-0,069	1	
AREIA	-0,088	0,124	0,154	-0,277	-0,116	0,174	-0,010	-0,001	-0,219	0,127	0,177	0,149	-0,524	1

Tabela 5.3: Matriz de correlação no perfil P1.

	ALT	DECLI	AREA	ASP	COS(asp)	C_ASP	CPER	CPLA	CLAS	IND1	IND2	IND3	ARG	AREIA
ALT	1													
DECLI	0,182	1												
ÁREA	-0,382	-0,150	1											
ASP	-0,400	-0,436	-0,069	1										
COS(asp)	0,000	-0,073	-0,093	-0,048	1									
C_ASP	-0,335	-0,218	-0,209	0,540	-0,023	1								
CPER	0,156	-0,274	-0,200	-0,115	-0,128	-0,047	1							
CPLA	0,225	-0,184	0,146	0,038	0,192	-0,195	-0,509	1						
CLAS	0,328	-0,074	0,351	-0,332	0,356	-0,262	-0,182	0,5894	1					
IND1	-0,280	-0,395	0,854	0,198	-0,042	-0,225	-0,257	0,3403	0,332	1				
IND2	-0,305	-0,072	0,870	0,129	-0,088	-0,169	-0,394	0,1973	0,262	0,9252	1			
IND3	-0,329	-0,431	0,846	0,270	-0,046	-0,088	-0,268	0,3200	0,308	0,9903	0,923	1		
ARG	0,698	0,324	-0,157	0,058	-0,040	-0,317	-0,087	0,2374	0,405	-0,1910	-0,180	-0,236	1	
AREIA	-0,160	-0,263	-0,237	-0,444	-0,315	0,058	0,020	-0,0383	-0,357	0,0334	-0,040	0,030	-0,478	1

Tabela 5.4: Matriz de correlação no perfil P3.

	ALT	DECLI	AREA	ASP	COS(asp)	C_ASP	CPER	CPLA	CLAS	IND1	IND2	IND3	ARG	AREIA
ALT	1													
DECLI	0,877	1												
AREA	-0,069	0,033	1											
ASP	-0,037	-0,060	0,3771	1										
COS(asp)	0,041	0,159	-0,105	0,066	1									
C_ASP	-0,326	-0,455	-0,229	-0,731	-0,218	1								
CPER	0,211	0,226	-0,212	-0,025	0,043	-0,008	1							
CPLA	0,037	0,101	0,033	-0,232	-0,016	-0,072	-0,503	1						
CLAS	0,068	0,264	0,228	-0,322	-0,020	0,027	-0,054	0,375	1					
IND1	-0,152	-0,035	0,842	0,252	-0,233	-0,170	-0,513	0,230	0,372	1				
IND2	0,074	0,213	0,825	0,188	-0,210	-0,214	-0,432	0,238	0,451	0,965	1			
IND3	-0,202	-0,103	0,818	0,188	-0,273	-0,023	-0,520	0,221	0,385	0,989	0,948	1		
ARG	0,457	0,490	-0,245	-0,168	0,116	-0,542	0,074	-0,046	-0,017	-0,222	-0,119	-0,305	1	
AREIA	0,144	0,070	0,040	0,013	-0,133	0,334	0,043	0,060	-0,081	0,084	0,124	0,132	-0,590	1

Os coeficientes de correlação entre os fatores mudam de valor dependendo do conjunto de dados analisados, como por exemplo, a correlação entre a altitude e o aspecto, que passa de 0,267 nos pontos da malha regular a $-0,4$ no perfil P1 e praticamente se anula no perfil P3. Isto, no entanto, não é surpreendente, pois, enquanto os pontos da malha regular são distribuídos em toda a bacia e, portanto, podem assumir praticamente todas as classes de aspecto, os perfis se localizam numa vertente voltada para uma só direção, com pouca variação no aspecto.

5.2.2 Correlação com os dados da malha regular - superfície

As séries temporais dos coeficientes de correlação entre o conteúdo de água no solo e os atributos topográficos nos pontos da malha regular são mostrados na Figura 5.4 e os valores destas correlações encontram-se no Anexo 4.

A altitude apresenta correlação positiva com o conteúdo de água no solo, indicando que as regiões mais altas da bacia são mais úmidas que as regiões baixas (Figura 5.4). Estes resultados são contrários aos observados por grande número de pesquisadores (Hawley et al., 1983; Robinson e Dean, 1993; Nyberg, 1996; Famiglietti et al., 1998; Beldring et al., 1999 e Gómez-Plaza et al., 2000). Nestes trabalhos a posição topográfica ou altitude determinam claramente o padrão espacial da distribuição de água no solo, com pontos altos sendo geralmente os mais secos, enquanto que os pontos situados nas zonas de vale tendem a ter maior conteúdo de água no solo. Os valores positivos de correlação entre a altitude e o conteúdo de água no solo podem estar relacionados com o menor percentual de argila observado nas regiões mais baixas.

O coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e a declividade mostra uma maior variabilidade temporal, tendo sido observados valores positivos e negativos. A maior correlação positiva (+0,35) foi observada na campanha de 12/11/02 e a maior correlação negativa (-0,34) foi observada no dia 29/10/02. Coeficientes de correlação negativa foram observados por Nyberg (1996) e Famiglietti et al. (1998).

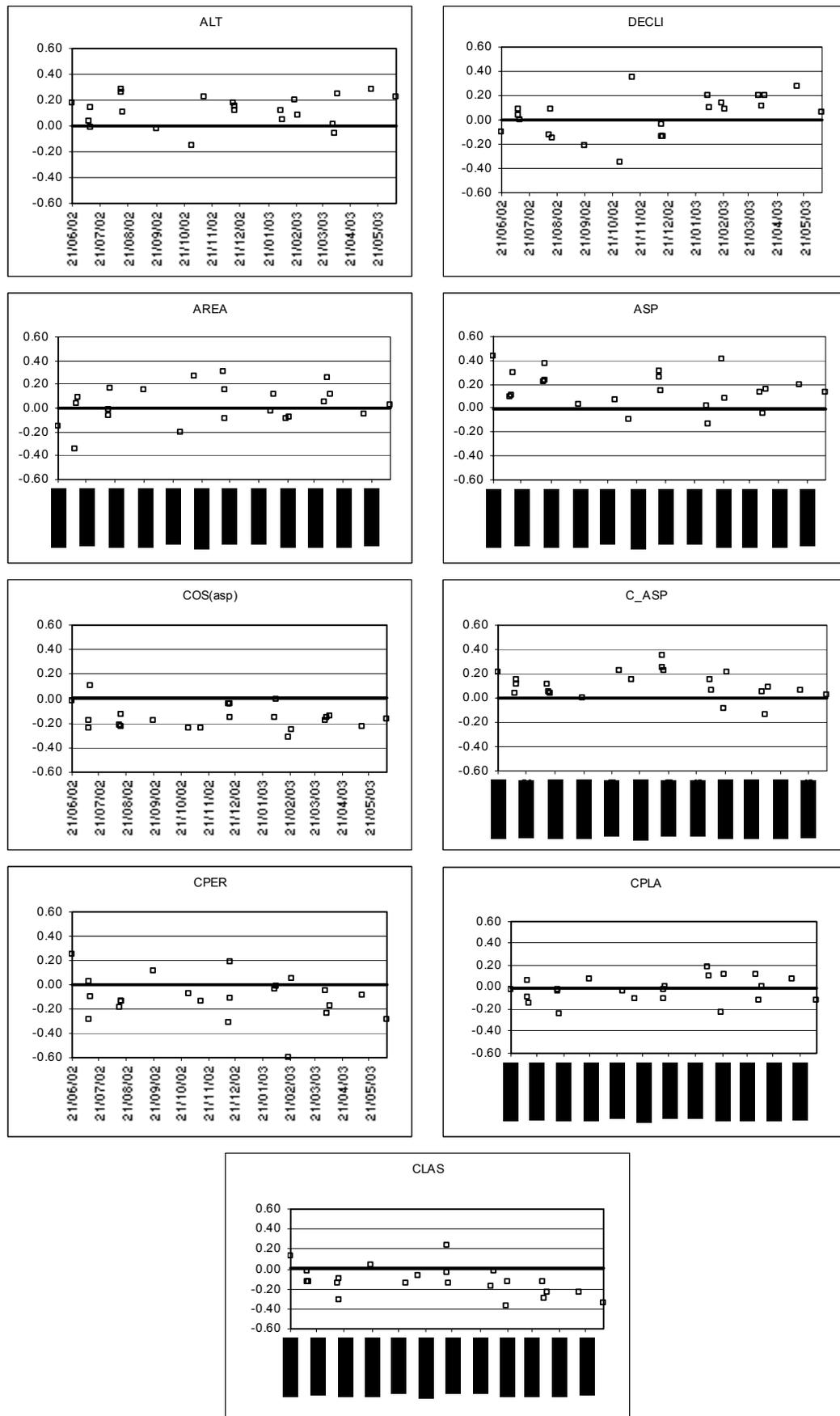


Figura 5.4: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os fatores topográficos, nos pontos da malha regular.

Analisando a influência do conteúdo médio de água no solo com o coeficiente de correlação da declividade (Figura 5.5), verifica-se uma tendência de valores positivos de coeficiente de correlação estarem associados com menores conteúdos médios de água no solo e valores negativos com maiores conteúdos médios de água no solo. Estes resultados mostram que, quando o conteúdo de água no solo é elevado, o movimento lateral de água no solo se torna mais importante e a declividade passa a ter um papel importante na distribuição espacial de água no solo. Nesta situação, pontos com maior declividade tendem a ser mais secos que áreas planas e o coeficiente de correlação passa a ser negativo. Queda da correlação entre a declividade e o conteúdo de água no solo com as condições de conteúdo de água médio da bacia foi observada por Famiglietti et al. (1998) e Gómez-Plaza et al. (2001). No entanto, nos trabalhos desenvolvidos por estes autores, o coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e a declividade esteve sempre negativo. Oscilação entre correlação positiva e negativa foi observada por Western et al. (1999).

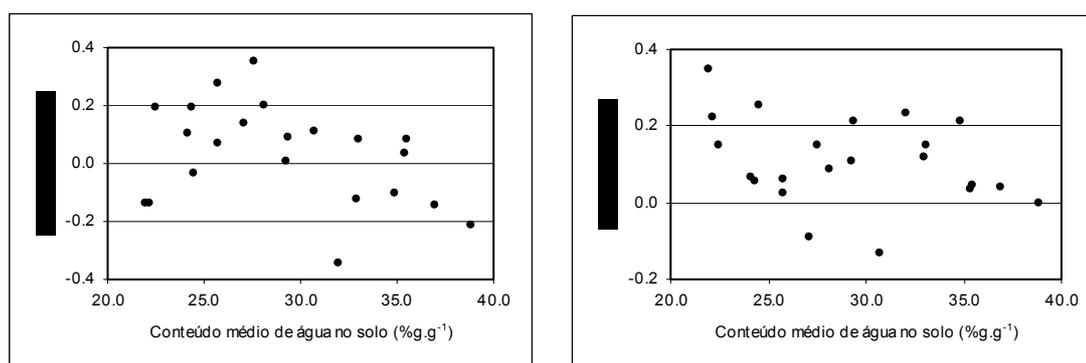


Figura 5.5: Influência do conteúdo médio de água no solo no coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e a declividade e com o aspecto - superfície.

A área de contribuição mostra correlação positiva com o conteúdo de água no solo na grande maioria das campanhas de medição, indicando que vertentes com maiores áreas de contribuição tendem a ser mais úmidas que aquelas com pequenas áreas de contribuição. Há, entretanto, algumas campanhas nas quais a correlação é negativa. Os valores de coeficiente de correlação positiva observados nesta tese são inferiores aos citados por Nyberg (1996), mas ficaram da ordem de grandeza dos apresentados por Moore et al. (1988), Famiglietti et al. (1998) e Gómez-Plaza et al. (2001).

O aspecto mostra uma clara correlação positiva, indicando que maiores aspectos correspondem a maiores conteúdos de água no solo. Pela classificação proposta nesta tese

(Figura 5.2), valores altos de aspectos são relacionados a vertentes com direção norte-sul, que recebem menor incidência de radiação solar e, portanto, têm menor evapotranspiração e maiores conteúdos de água no solo. A relação entre o coeficiente de correlação e o conteúdo médio de água no solo (Figura 5.5) mostra que a influência do aspecto no padrão espacial do conteúdo de água no solo diminui com o aumento do conteúdo de água na área. Reid (1973) e Famiglietti et al. (1998) encontraram relação semelhante, com valores maiores no final do período seco. Resultados contrários foram observados por Gómez-Plaza et al. (2001) em regiões semi-áridas.

No que se refere a curvatura no perfil, verifica-se que terrenos côncavos (curvatura negativa) são freqüentemente mais úmidos que terrenos convexos, com coeficientes de correlação chegando a aproximadamente $-0,60$, superiores aos apresentados por Gómez-Plaza et al. (2001). A curvatura no plano, que está diretamente relacionada com a convergência e divergência do fluxo, apresenta correlação mais fraca, da ordem de $0,24$, oscilando entre valores positivos e negativos. A correlação positiva entre a curvatura no plano e o conteúdo de água no solo, é contrária ao observado na maioria dos trabalhos citados na literatura (Moore et al., 1988; Famiglietti et al., 1998). A classificação do terreno segundo a curvatura no plano e no perfil permite identificar a influência conjunta destes fatores mostrando claramente que terrenos côncavos e convergentes são freqüentemente mais úmidos que terrenos convexos e divergentes.

O índice de conteúdo de água IND1 apresenta correlação positiva com o conteúdo de água no solo em praticamente todas as campanhas de medição (Figura 5.6), chegando a apresentar coeficiente de correlação de até 36%. Coeficientes de correlação desta ordem de grandeza foram também observados por Moore et al. (1988). Burt e Butcher (1985) obtiveram uma melhor performance para o IND1 (43 a 63%), enquanto que Landson e Moore (1992) obtiveram coeficientes de correlação inferiores a 10%.

O desempenho dos índices de conteúdo de água propostos por Gómez-Plaza et al. (2001) nos dados da malha regular na superfície do solo é superior ao IND1. Os índices IND2 e IND3 apresentam coeficientes de correlação superiores em todas as campanhas de medição, alcançando $0,47$ e $0,52$ em 14/12/02. Isto indica que o aspecto, que está diretamente relacionado com a incidência de radiação solar e, portanto, com a evapotranspiração, tem papel importante nesta bacia.

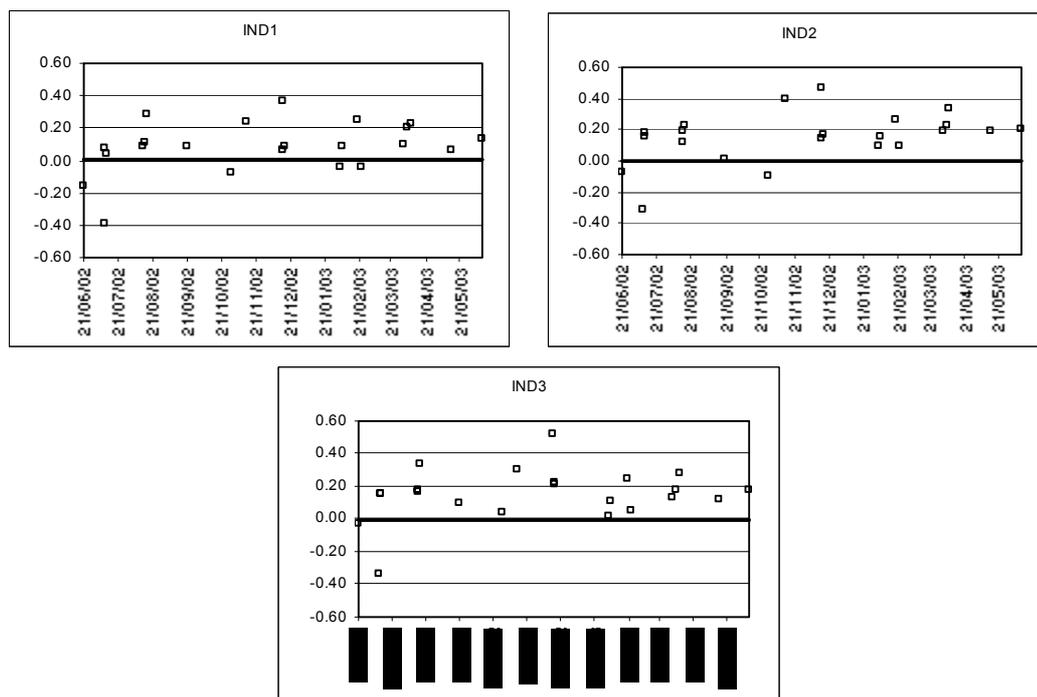


Figura 5.6: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os índices de conteúdo de água, para os pontos da malha regular.

O percentual de argila mostra uma correlação positiva com o conteúdo de água no solo na maioria das campanhas de medições (Figura 5.7), enquanto que a areia apresenta uma correlação negativa – solos mais arenosos tem menores conteúdos de água no solo. Correlação entre a textura do solo e o conteúdo de água no solo tem sido observado por diversos pesquisadores (Reynolds, 1970a,b; Henninger et al., 1976; Greminger et al., 1985; e Crave e Gascuel-Odoux, 1997). Alguns autores (Hawley et al., 1983 e Gómez-Plaza et al., 2001) notaram que a textura do solo explica melhor a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo em condições úmidas, mas esta relação não foi observada nesta tese.

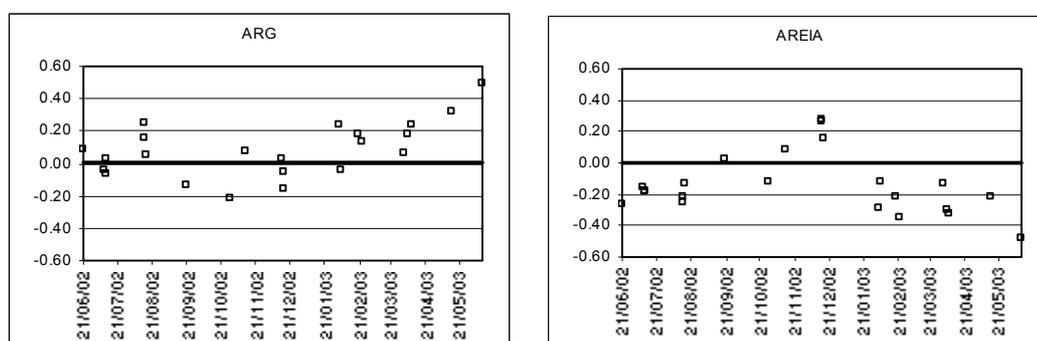


Figura 5.7: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e o percentual de argila e areia, para os pontos da malha regular na superfície.

5.2.3 Correlação com os dados da malha regular – 30 cm profundidade

Na profundidade de 30 cm, os coeficientes de correlação entre os atributos topográficos e o conteúdo de água no solo apresentam, genericamente, uma maior constância no tempo. Isto pode estar associado à pouca flutuação do conteúdo de água no solo durante todo o período de desenvolvimento do trabalho (Figura 5.8).

Diferentemente do observado nos dados superficiais, a altitude ou posição topográfica mostram uma correlação negativa com o conteúdo de água no solo, em todas as campanhas de medição. Estes resultados estão de acordo com o observado na literatura (Hawley et al., 1983; Robinson e Dean, 1993; Nyberg, 1996; Famiglietti et al., 1998; Beldring et al., 1999 e Gómez-Plaza et al., 2000). No entanto, os coeficientes de correlação são baixos, não diferindo significativamente de zero ao nível de 95% de significância.

Correlação negativa com o conteúdo de água no solo é também observada para a declividade. Para este atributo, os valores de correlação são mais significativos – chegando a 0,6 em 08/02/03 - indicando que área com maiores declividades apresentam menores conteúdos de água no solo.

A área de contribuição apresenta coeficientes de correlação em torno de 0,2 na grande maioria das campanhas. Em algumas datas (03/02/03, 05/02/03, 19/02/03 e 22/02/03), os coeficientes de correlação foram significativamente diferentes de zero. Correlação positiva com a área de contribuição foi também observada nos dados superficiais e num grande número de trabalhos citados na literatura (Nyberg, 1996; Gómez-Plaza et al., 2001, Moore et al., 1988 e Famiglietti et al., 1998).

A influência da evapotranspiração no padrão espacial do conteúdo de água no solo a 30 cm de profundidade, evidenciada pela correlação com o aspecto, é baixa, existindo somente quando se utiliza a classificação proposta nesta tese. Nos dados de aspecto em graus e de coseno do aspecto, os coeficientes de correlação são insignificantes. No fator C_ASP observa-se uma correlação positiva significativa ($p > 95\%$) em praticamente todas as campanhas de medição.

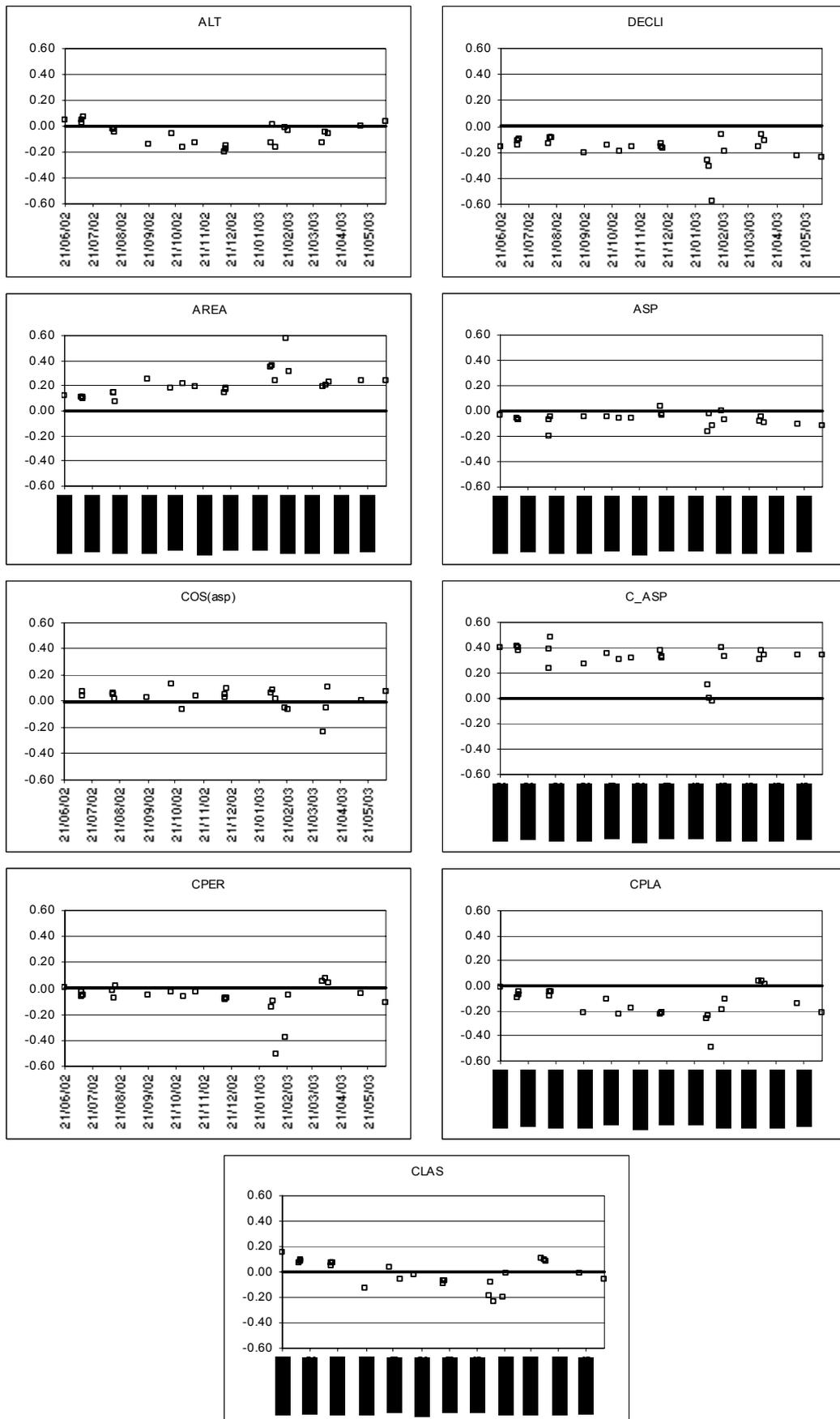


Figura 5.8: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os fatores topográficos, nos pontos da malha regular a 30 cm de profundidade.

A curvatura no perfil praticamente não teve efeito sobre o conteúdo de água no solo a 30 cm de profundidade, com exceção dos dias 08/02/03 e 19/02/03, quando o coeficiente de correlação foi de $-0,51$ e $-0,38$, respectivamente. No entanto, nestas datas as campanhas de medição foram incompletas, tendo sido amostrada somente parte da bacia. A curvatura no plano, por sua vez, apresenta uma clara correlação negativa com o conteúdo de água no solo a 30 cm de profundidade, indicando que pontos convergentes têm maior conteúdo de água no solo quando comparado com pontos divergentes. A classificação do solo quanto à curvatura no perfil e no plano (CLAS) mostra oscilação de valores positivos e negativos, havendo, no entanto, maior predominância de correlações negativas.

Com respeito aos índices de conteúdo de água, verifica-se que os três índices testados nesta tese apresentam correlação positiva com o conteúdo de água no solo a 30 cm de profundidade, explicando entre 21 e 65% da variabilidade (Figura 5.9). O melhor desempenho dos índices propostos por Gómez-Plaza et al. (2001) verificado nos dados superficiais, não se repete para a profundidade de 30 cm. Nesta profundidade, a influência do movimento lateral de água no solo, refletida nos coeficientes de correlação com a declividade, é mais palpável, fazendo com que o índice de Beven e Kirkby (1979) represente bem a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo.

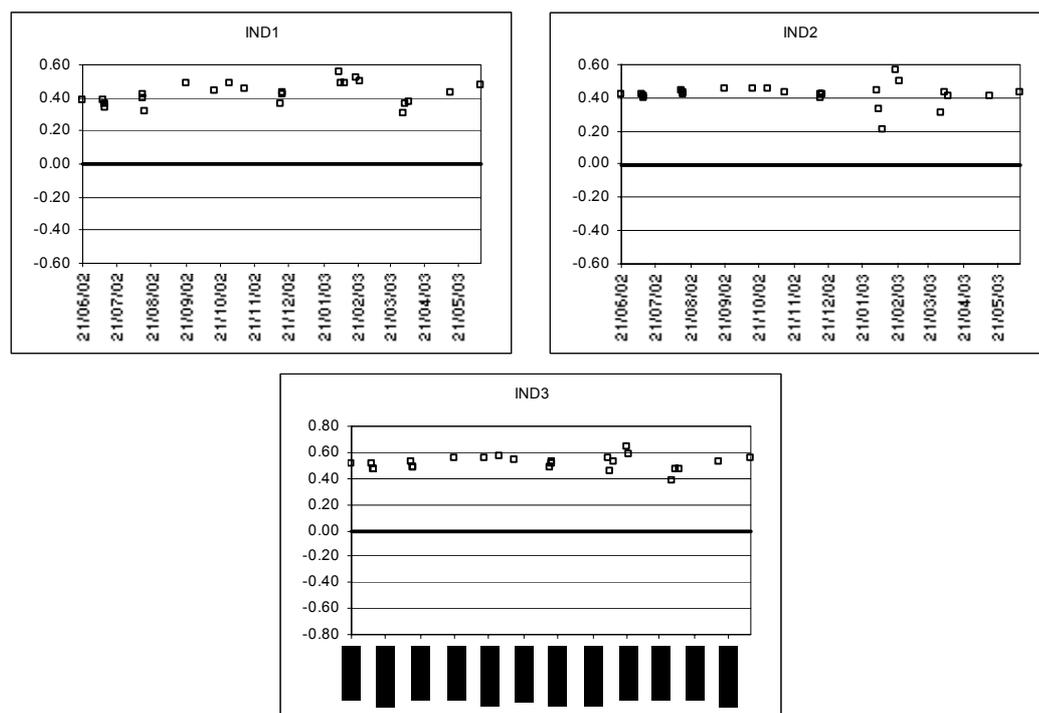


Figura 5.9: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os índices de conteúdo de água, para os pontos da malha regular a 30 cm de profundidade.

O conteúdo de água no solo a 30 cm de profundidade mostra uma clara correlação negativa com o percentual de argila e positiva com o percentual de areia (Figura 5.10). Estes valores de correlação parecem estranhos numa primeira análise. No entanto, considerando a elevada correlação positiva encontrada entre a altitude e o percentual de argila (Tabela 5.2), verifica-se que estes valores de correlação são muito mais um reflexo da influência da elevação do que um sinal de que solos mais argilosos têm menor conteúdo de água no solo que solos mais arenosos e vice e versa.

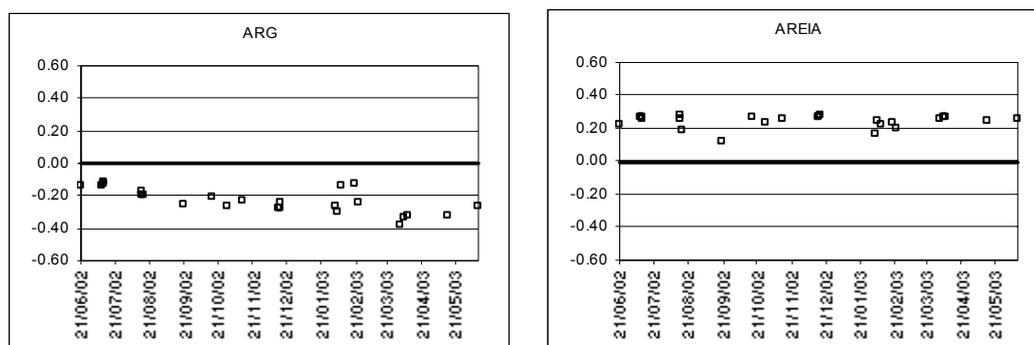


Figura 5.10: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os percentuais de argila e areia, para os pontos da malha regular na superfície a 30 cm de profundidade.

5.2.4 Conteúdo de água no perfil P1

Para os dados de conteúdo de água no solo obtidos no perfil P1, os coeficientes de correlação com os atributos topográficos (Figura 5.11) mostram uma fraca correlação com a altitude, declividade e área de contribuição. A altitude mostra uma predominância de correlação negativa, sinalizando que pontos mais baixos na vertente têm tendência de serem mais úmidos que pontos mais altos. A declividade e a área de contribuição apresentam oscilação entre valores de correlação positiva e negativa, não sendo possível associar o conteúdo de água no solo num determinado ponto da vertente no perfil P1 com o valor destes dois atributos topográficos.

O aspecto mostra correlação negativa com o conteúdo de água no solo no perfil P1, com valores entre $-0,2$ e $-0,4$, sendo um dos atributos topográficos com maior correlação neste conjunto de dados. Salienta-se, no entanto, que este atributo assume valores muito semelhantes em todos os pontos em função da orientação do perfil (NO-SE).

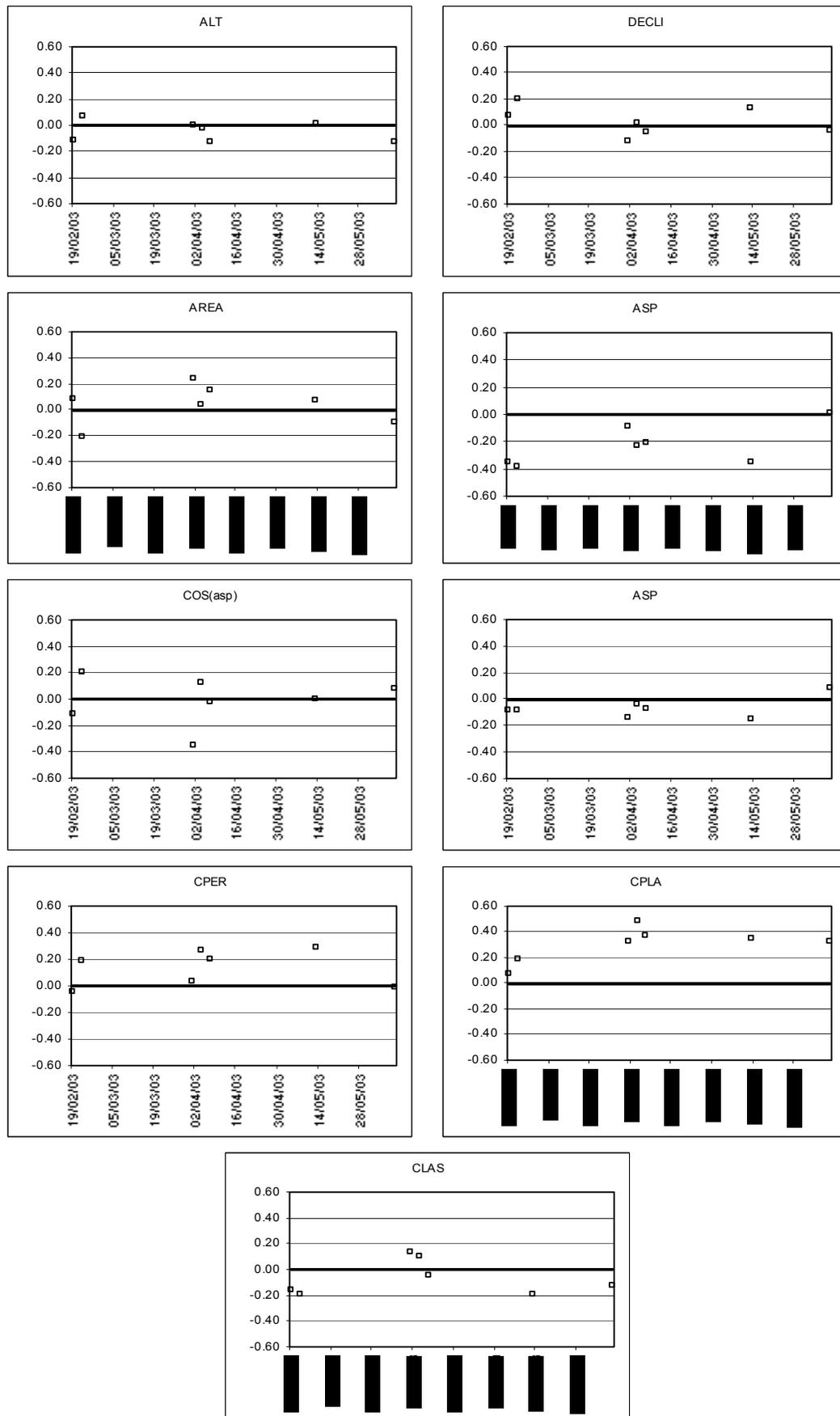


Figura 5.11: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os fatores topográficos, no perfil P1.

Com relação à curvatura no perfil e no plano, os coeficientes de correlação indicam uma correlação positiva com o conteúdo de água no solo, indicando que terrenos convexos (CPLAN positiva) e terrenos divergentes (CPLAN positiva) são mais úmidos que terrenos côncavos (CPLAN negativa) e terrenos convergentes (CPLAN negativa). Estes resultados são contrários aos observados com os dados da malha regular e aos citados na literatura (Moore et al., 1988 e Famiglietti et al., 1998).

Os índices de conteúdo de água também não apresentam boa correlação com o conteúdo de água no solo, no perfil P1 (Figura 5.12). Somente na campanha do dia 01/04/02, o coeficiente de correlação mostra um valor mais significativo ($\approx 0,30$) para todos os índices testados. O baixo desempenho dos índices de conteúdo de água, neste conjunto de dados, está associado à baixa correlação observada com os atributos topográficos.

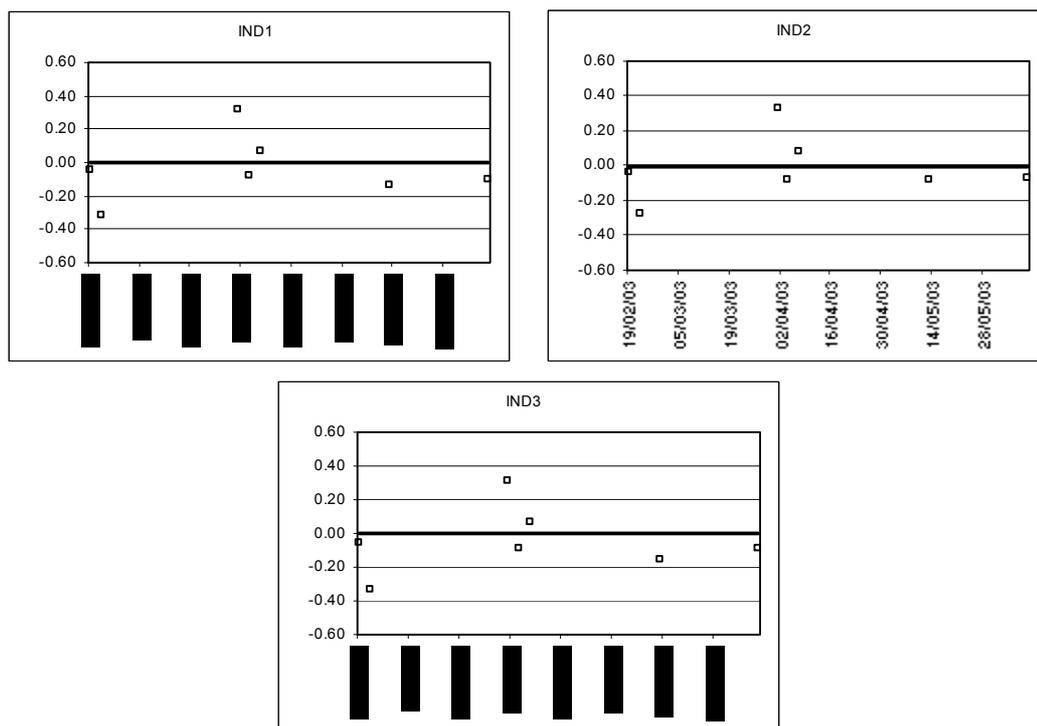


Figura 5.12: : Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os índices de conteúdo de água, no perfil P1.

Os percentuais de argila e areia (Figura 5.13) mostram baixa correlação com o conteúdo de água no solo, inferiores a 0,2, podendo, no entanto, ser identificado um sinal de correlação positiva com a argila e negativo com a areia.

A fraca correlação observada entre o conteúdo de água no solo no perfil P1 e os atributos topográficos, índices de conteúdo de água e textura do solo, pode estar diretamente relacionada com a falta de estrutura espacial observada na análise geoestatística realizada no item 4.3.3 neste perfil.

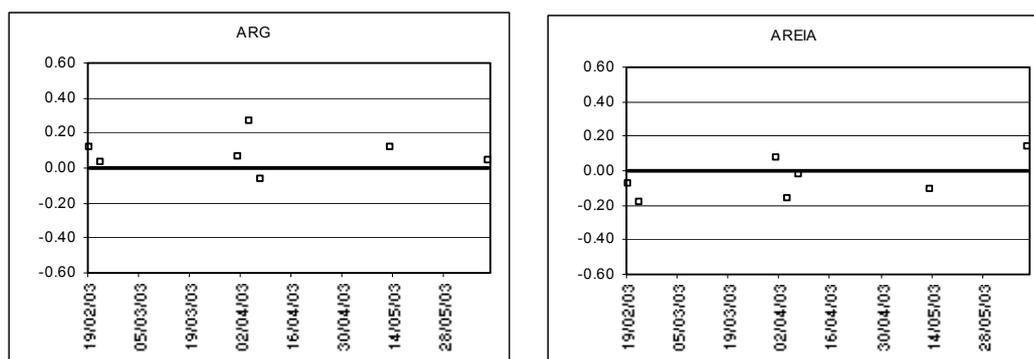


Figura 5.13: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os percentuais de argila e areia, no perfil P1.

5.2.5 Conteúdo de água no perfil P3

Neste perfil, os atributos topográficos apresentam melhor correlação com o conteúdo de água no solo (Figura 5.14) que o observado no perfil P1, mesmo sendo inferiores aos obtidos com os dados da malha regular. A altitude e a declividade mostram valores de correlação inferiores a 25% em todas as épocas de coleta de dados. Observa-se ainda uma oscilação entre correlação positiva e negativa, ocorrendo, entretanto, predominância de correlação negativa para a elevação e positiva para declividade. Os coeficientes de correlação para a área de contribuição são mais significativos, sendo, no entanto, negativos. Correlação negativa indica que vertentes com maiores áreas de contribuição são menos úmidas que aquelas com menores áreas de contribuição. Correlação positiva para a declividade e negativa para a área de contribuição são contrárias aos resultados observados por outros pesquisadores (Nyberg, 1996 e Famiglietti et al., 1998).

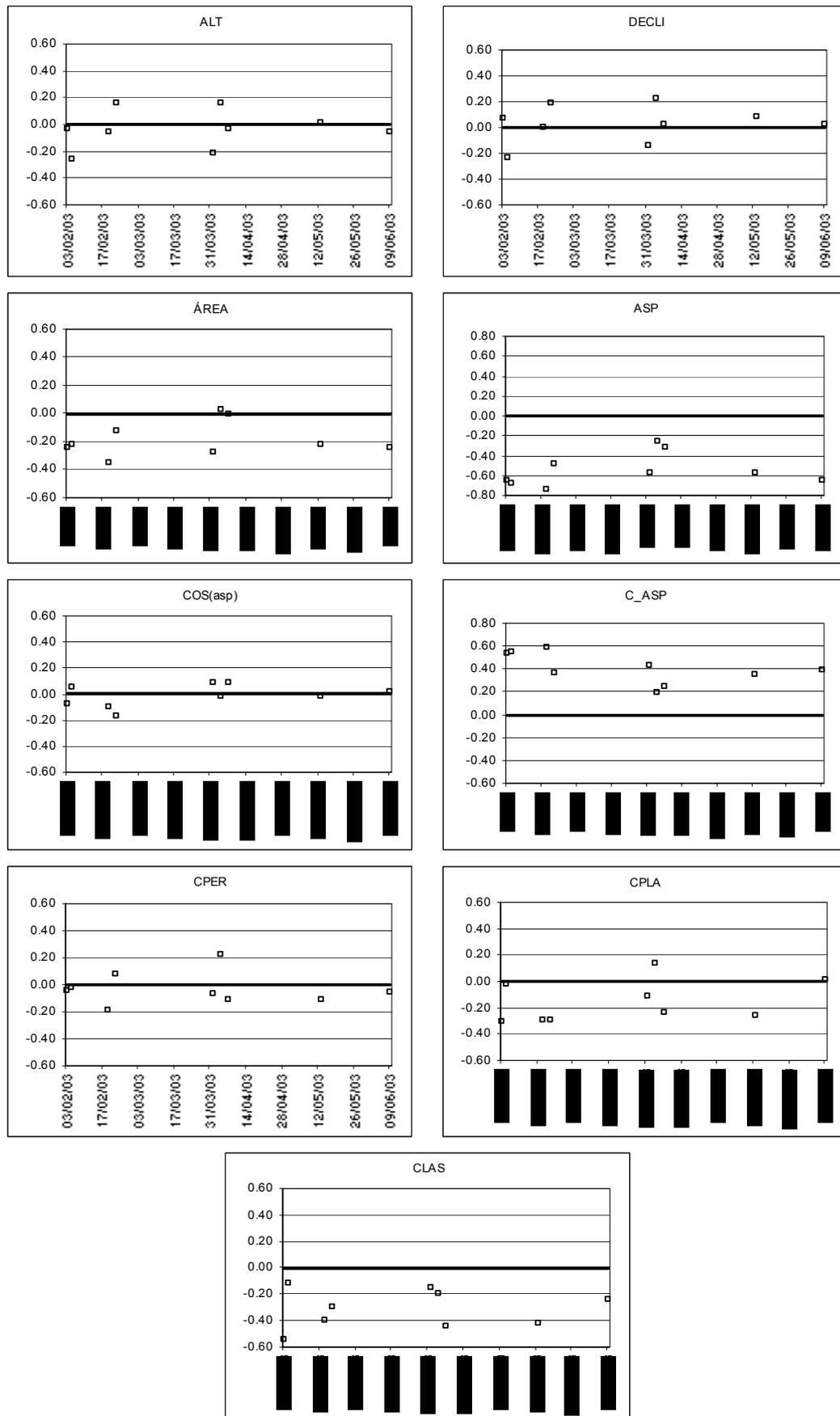


Figura 5.14: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os fatores topográficos, no perfil P3.

O aspecto mostra valores de correlação positiva mais significativos, superiores a 0,60. Ressalta-se que também neste perfil todos os pontos estão localizados numa mesma vertente como orientação norte-sul, conseqüentemente com valores de aspecto muito semelhantes.

A série temporal dos coeficientes de correlação para a curvatura no perfil mostra oscilação entre valores positivos e negativos, havendo predominância de correlação negativa, indício que terrenos côncavos são mais úmidos que terrenos convexos. Esta mesma tendência foi observada nos dados da malha regular na superfície e a 30 cm de profundidade. A curvatura no plano apresenta correlação negativa com o conteúdo de água no solo, sinalizando que terrenos convergentes têm maior conteúdo de água no solo que terrenos divergentes, semelhante ao encontrado na literatura (Moore et al., 1988; Famiglietti et al., 1998).

Quanto aos índices de conteúdo de água (Figura 5.15), observa-se uma predominância de correlações negativas, com valores inferiores a 20%. Estes resultados são totalmente contrários aos observados com os dados da malha regular (0 e 30 cm) e aos citados na literatura (Burt e Butcher, 1985; Moore et al., 1988; Western et al., 1999 Gómez-Plaza et al., 2001). Estes resultados são reflexos da correlação negativa observada entre a área de contribuição e o conteúdo de água no solo.

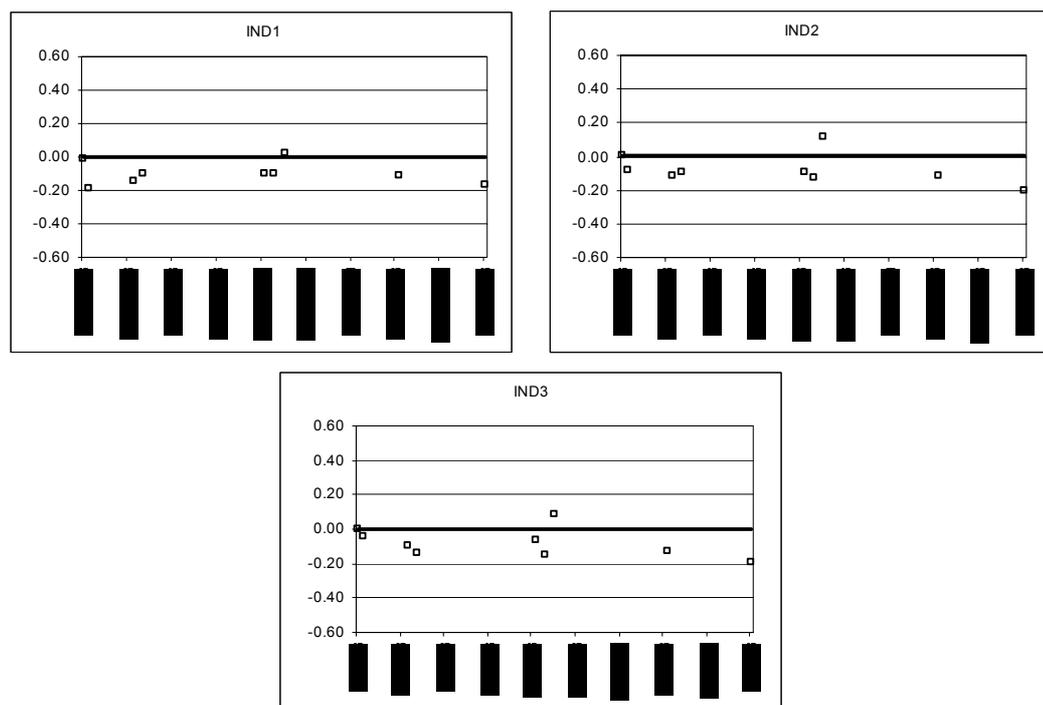


Figura 5.15: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os índices de conteúdo de água, no perfil P3.

As correlações obtidas entre o percentual de argila e areia e o conteúdo de água no solo, no perfil P3 (Figura 5.16), mostram uma clara influência da textura no padrão espacial do conteúdo de água. O percentual de areia chega a explicar 47% da variabilidade do conteúdo de água no solo no dia 04/04/03. Correlações entre as características do solo e o conteúdo de água foram observadas por Reynolds (1970 a,b), Henninger et al. (1976), Hawley et al. (1983), Greminger et al. (1985), Crave e Gascuel-Odoux (1997), Famiglietti et al. (1998), Western et al. (1999) e Gómez-Plaza et al. (2001).

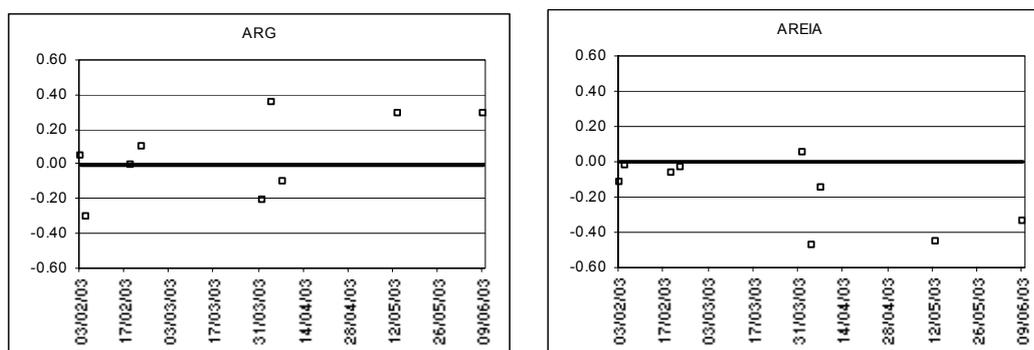


Figura 5.16: Variação temporal do coeficiente de correlação entre o conteúdo de água no solo e os percentuais de argila e areia, no perfil P3.

5.3 Análise de regressão

Neste item, é realizada uma análise de regressão, com o objetivo de identificar a influência conjunta dos diversos fatores testados na análise de correlação. A intenção de realizar esta análise diante dos baixos coeficientes de correlação observados no item anterior deve-se a possibilidade de efeito sinérgico entre os fatores, ou seja, de um fator potencializar o efeito de outro. Assim, mesmo que individualmente os fatores não expliquem bem a variância do conteúdo de água no solo, dois ou mais fatores conjuntos podem explicá-la.

5.3.1 Descrição do modelo

A análise de regressão constou basicamente de três etapas: no primeiro momento cada fator foi testado individualmente para avaliar a capacidade de descrever a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo. Com base nos resultados obtidos na primeira etapa foi realizada uma análise de regressão múltipla para verificar a influência conjunta de dois ou mais fatores, tendo-se nesta etapa iniciado a análise pelos fatores que apresentaram melhor performance na etapa anterior. Finalmente, concluindo a análise de regressão, trabalhou-se com todos os dias

5.3.2 Resultados

De modo geral, os coeficientes de determinação em todos os conjuntos de dados e em todas as campanhas de medição são baixos (Tabela 5.5 a Tabela 5.8), não devendo ser utilizados em análises numéricas. Portanto, na análise que se segue os valores de coeficiente de determinação são usados como baliza na avaliação dos fatores mais influentes, para identificar qualitativamente os principais fenômenos hidrológicos que norteiam a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo na bacia do arroio Donato.

Modelos ajustados aos dados da malha regular na superfície:

Os modelos testados com os dados da malha regular na superfície do solo (Tabela 5.5), mostram baixos valores de coeficiente de determinação, não chegando a explicar mais de 25% da variabilidade do conteúdo de água no solo. A adição de mais um fator nem sempre representou um ganho na representatividade do modelo, em todas as situações o modelo completo com todos os fatores incluídos representou menos a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo que modelos com menos fatores envolvidos. Além disto, existe uma grande variabilidade de modelos ajustados, sendo praticamente impossível a definição de um só modelo para todas as datas amostradas. Este fato leva a considerar que ocorrem mudanças temporais nos fenômenos que controlam a variabilidade do conteúdo de água no solo na bacia do arroio Donato nesta profundidade.

A elevada frequência do aspecto entre os modelos de melhor performance, leva a considerar a evapotranspiração como um fenômeno de grande influência no padrão espacial do conteúdo de água na superfície do solo, na bacia do arroio Donato. É interessante verificar que os períodos de 20/09/02 a 14/12/02 e 01/04/03 a 09/06/03, quando o aspecto não representou melhora no modelo ajustado, coincidem com os períodos de maturação/colheita do trigo/aveia a início de desenvolvimento da soja (primeiro período) e maturação/colheita da soja (segundo período), sendo, portanto, épocas em que a evapotranspiração na bacia não é muito significativa.

Os fatores relacionados com a convergência e divergência do fluxo (CPER, CPLA ou CLAS) também aparecem com bastante frequência na composição do modelo de regressão, indicativa de que estes fatores influem na distribuição espacial do conteúdo de água no solo.

Tabela 5.5: Modelos ajustados aos dados da malha regular na superfície.

DATA	FATOR	R ²	EQUAÇÃO
21/6/02	ASP	16,0	$Y = 32,34 + 0,01785*ASP$
	ASP+AREIA	17,0	$Y = 35,24 + 0,01731*ASP - 0,141*AREIA$
9/7/02	AREA	15,2	$Y = 35,12 - 0,0249*AREA$
	AREA+ASP	18,7	$Y = 34,05 - 0,0226*AREA + 0,0072*ASP$
	AREA+ASP+CLAS	19,1	$Y = 34,64 - 0,0245*AREA + 0,00836*ASP - 0,126*CLAS$
10/7/02	CPER	14,0	$Y = 32,46 - 24,3*CPER$
	CPER+C ASP	24,0	$Y = 30,44 - 29,92*CPER + 0,512*C ASP$
11/7/02	ASP	5,8	$Y = 27,18 + 0,015*ASP$
	ASP+CPLA	6,6	$Y = 26,94 + 0,017*ASP - 14,4*CPLA$
13/8/02	ASP	2,1	$Y = 30,72 + 0,015*ASP$
	ASP+CPER	4,5	$Y = 30,54 + 0,018*ASP - 20,9*CPER$
14/8/02	ASP	4,26	$Y = 32,44 + 0,021*ASP$
	ASP+CPER	12,5	$Y = 32,3 + 0,023*ASP - 15,2*CPER$
15/8/02	IND1	5,3	$Y = 31,1 + 0,851*IND1$
	ASP+IND1	8,9	$Y = 28,63 + 0,893*IND1 + 0,015*ASP$
20/9/02	DECLI	1,8	$Y = 40,79 - 0,089*DECLI$
29/10/02	DECLI	11,1	$Y = 35,55 - 0,17*DECLI$
	DECLI+COS(asp)	15,4	$Y = 35,64 - 0,17*DECLI - 1,67*COS(asp)$
	DECLI+COS(asp)+AREIA	15,6	$Y = 37,83 - 0,173*DECLI - 1,86*COS(asp) - 0,115*AREIA$
12/11/02	IND2	12,9	$Y = 24,3 + 1,14*IND2$
14/12/02	IND2	19,7	$Y = 19,61 + 1,87*IND2$
	IND2+CPER	18,9	$Y = 20,39 + 1,64*IND2 - 15,8*CPER$
15/12/02	C ASP	8,9	$Y = 18,5 + 0,89*C ASP$
16/12/02	C ASP	5,7	$Y = 18,82 + 0,66*C ASP$
3/2/03	AREIA	5,8	$Y = 25,12 - 0,14*AREIA$
	AREIA+C ASP	7,6	$Y = 24,74 - 0,16*AREIA + 0,185*C ASP$
5/2/03	EM TODOS OS CASOS	>	
22/2/03	AREIA	9,4	$Y = 32,56 - 0,17*AREIA$
	AREIA+C ASP	14,7	$Y = 32,03 - 0,19*AREIA + 0,245*C ASP$
	AREIA+C ASP+CLAS	15,6	$Y = 32,21 - 0,186*AREIA + 0,314*C ASP - 0,0998*CLAS$
1/4/03	EM TODOS OS CASOS	>	
4/4/03	AREIA	3,6	$Y = 33,26 - 0,14*AREIA$
	AREIA+CPER	10,6	$Y = 33,36 - 0,14*AREIA - 7,64*CPER$
7/4/03	IND2	8,8	$Y = 26,64 + 0,475*IND2$
	IND2+AREIA	16,9	$Y = 31,41 + 0,48*IND2 - 0,25*AREIA$
13/5/03	ARG	7,7	$Y = 18,2 + 0,1316*ARG$
9/6/03	AREIA	21,2	$Y = 35,15 - 0,32*AREIA$
	AREIA+CLAS	25,4	$Y = 35,66 - 0,298*AREIA - 0,169*CLAS$
	AREIA+CLAS+C ASP	28,6	$Y = 35,24 - 0,319*AREIA - 0,235*CLAS + 0,297*C ASP$
MÉDIA	LN(area)	14,1	$Y = 24,06 + 1,192*LN(area)$
	LN(area)+CLAS	25,3	$Y = 24,43 + 1,373*LN(area) - 0,239*CLAS$
	LN(area)+CLAS+C ASP	28,3	$Y = 24,7 + 1,118*LN(area) - 0,281*CLAS + 0,284*C ASP$

A textura do solo, representada pelo percentual de areia, mesmo aparecendo com menor frequência, representa um ganho na capacidade explicativa do modelo em várias datas de medição. No dia 09/06/03 a percentagem de areia sozinha explica mais de 20% da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo.

Pode-se verificar ainda que ocorrem dias nos quais o coeficiente de determinação é muito baixo, inferior a 10% , como, por exemplo, o dia 05/02/03 e 01/04/03, quando a variância residual de todos os modelos testados excede a da variável resposta. Em outros dias, os fatores testados conseguem explicar mais de 30% da variabilidade do conteúdo de água no solo (19/02/03). Diversos autores observaram uma relação entre o conteúdo médio de água no solo e a capacidade preditiva dos fatores topográficos (Famiglietti et al., 1998; Western et al. 1999; Gómez-Plaza et al., 2001). Nesta tese, entretanto, não foi possível identificar uma relação entre estas duas variáveis, mas pode-se perceber uma clara relação entre o número de dias sem chuvas anteriores à data de medição e o coeficiente de determinação (Figura 5.17).

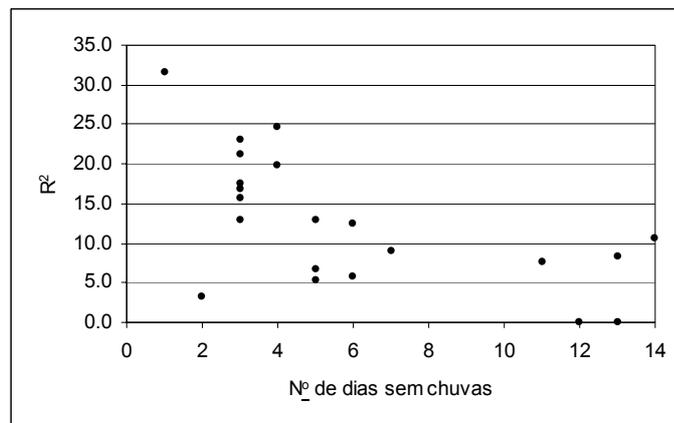


Figura 5.17: Relação entre o coeficiente de determinação (R^2) e o número de dias sem chuvas.

Observa-se na Figura 5.17 que, com exceção do dia 20/09/02, todas as campanhas com ocorrência de precipitação nos 04 dias antecedentes mostram coeficientes de determinação superiores a 15%. Isto reflete a importância relativa dos diferentes processos que controlam a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo. Logo após um evento chuvoso, o fluxo lateral subsuperficial tem maior importância e os fatores topográficos têm maior relação com o padrão espacial do conteúdo de água no solo, fazendo com que o coeficiente de determinação seja mais significativo. Vários dias após uma precipitação, o fluxo lateral diminui e o conteúdo de água na superfície do solo mostra um padrão mais aleatório.

Ao se trabalhar com valores médios temporais do conteúdo de água no solo, verifica-se que três fatores são preponderantes na distribuição espacial do conteúdo de água na bacia do arroio Donato: LN(area), diretamente relacionado com a área de contribuição e conseqüentemente com o volume de água superficial e subsuperficial que drenam para um determinado ponto na bacia; CLAS, que reflete a taxa de variação da declividade na direção do aspecto, afetando a aceleração ou desaceleração do fluxo da água sobre o terreno assim como a taxa de variação da declividade na direção perpendicular ao aspecto, afetando a convergência e divergência do fluxo; e C_ASP, relacionado com a incidência de radiação solar e com a evapotranspiração.

Modelos ajustados aos dados da malha regular a 30 cm de profundidade:

Para o conjunto de dados da malha regular na profundidade de 30 cm (Tabela 5.6), os valores de coeficiente de determinação são superiores aos observados com os dados da superfície, chegando a explicar mais de 35% da variabilidade do conteúdo de água no solo no dia 09/06/03. Observa-se uma maior estabilidade temporal nos fatores influentes, indicando que nesta profundidade os processos que controlam a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo são mais permanentes. Esta estabilidade temporal pode estar relacionada à baixa flutuação no conteúdo de água no solo observada durante todo o período do experimento.

O índice de conteúdo de água de Gómez-Plaza et al. (2001) (IND3) apresenta o melhor desempenho individual na grande maioria das campanhas de medição, com coeficientes de determinação entre 11,6 e 28,9 %, indicando que o aspecto exerce grande influência na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo, nesta profundidade. Coeficientes de determinação da mesma ordem de grandeza foram observados por Moore et al. (1988) e Gómez-Plaza et al. (2001), para áreas não vegetadas. Em áreas com vegetação Gómez-Plaza et al. (2001) obtiveram coeficientes de determinação inferiores a 12%. Western et al. (1999) obtiveram valores de coeficientes de determinação superiores aos observados nesta tese, na qual os coeficientes de determinação variam de 0 a 42%, o que pode ser explicado pela variabilidade temporal mais acentuada no presente estudo.

Tabela 5.6: Modelos ajustados aos dados da malha regular a 30 cm de profundidade.

DATA	FATOR	R ²	EQUAÇÃO
21/6/2002	IND3	23,8	$Y = 38,63 + 0,772*IND3$
	IND1+C ASP	27,8	$Y = 32,1 + 0,732*IND1 + 0,418*C ASP$
9/7/2002	IND3	24,2	$Y = 38,83 + 0,786*IND3$
	IND1+C ASP	30,1	$Y = 32,07 + 0,749*IND1 + 0,45*C ASP$
10/7/2002	IND3	18,8	$Y = 38,73 + 0,694*IND3$
	IND1+C ASP	23,9	$Y = 32,72 + 0,652*IND1 + 0,42*C ASP$
11/7/2002	IND3	19,5	$Y = 38,72 + 0,705*IND3$
	IND1+C ASP	23,4	$Y = 32,66 + 0,678*IND1 + 0,391*C ASP$
13/8/2002	IND3	24,4	$Y = 38,96 + 0,794*IND3$
	IND1+C ASP	28,3	$Y = 32,24 + 0,761*IND1 + 0,418*C ASP$
14/8/2002	IND3	19,3	$Y = 38,85 + 0,725*IND3$
15/8/2002	IND3	19,7	$Y = 38,76 + 0,715*IND3$
	IND1+C ASP	30,9	$Y = 32,42 + 0,641*IND1 + 0,522*C ASP$
20/9/2002	IND3	28,9	$Y = 40,26 + 1,054*IND3$
	IND1+C ASP	31,1	$Y = 31,42 + 1,046*IND1 + 0,474*C ASP$
16/10/2002	IND3	27,2	$Y = 39,261 + 0,874*IND3$
	IND1+C ASP	29,9	$Y = 31,95 + 0,855*IND1 + 0,411*C ASP$
29/10/2002	IND3	28,8	$Y = 39,58 + 0,94*IND3$
	IND1+C ASP	31,9	$Y = 31,69 + 0,93*IND1 + 0,43*C ASP$
	IND1+C ASP+ARG	36,0	$Y = 36,99 + 0,938*IND1 + 0,406*C ASP - 0,086*ARG$
12/11/2002	IND3	25,2	$Y = 39,63 + 0,877*IND3$
	IND1+C ASP	28,0	$Y = 32,26 + 0,85*IND1 + 0,44*C ASP$
	IND1+C ASP+ARG	30,6	$Y = 36,8 + 0,86*IND1 + 0,417*C ASP - 0,074*ARG$
14/12/2002	IND3	19,2	$Y = 39,56 + 0,804*IND3$
	IND1+C ASP	25,6	$Y = 32,52 + 0,758*IND1 + 0,503*C ASP$
	IND1+C ASP+ARG	29,6	$Y = 38,0 + 0,803*IND1 + 0,355*C ASP - 0,088*ARG$
15/12/2002	IND3	23,2	$Y = 39,29 + 0,823*IND3$
	IND1+C ASP	27,2	$Y = 32,27 + 0,799*IND1 + 0,431*C ASP$
	IND1+C ASP+ARG	29,4	$Y = 37,0 + 0,821*IND1 + 0,364*C ASP - 0,077*ARG$
16/12/2002	IND3	23,3	$Y = 39,23 + 0,809*IND3$
	IND1+C ASP	27,1	$Y = 32,31 + 0,795*IND1 + 0,411*C ASP$
	IND1+C ASP+ARG	31,1	$Y = 37,59 + 0,816*IND1 + 0,344*C ASP - 0,085*ARG$
3/2/2003	IND1	28,5	$Y = 32,41 + 0,806*IND1$
5/2/2003	IND1	21,6	$Y = 33,12 + 0,653*IND1$
	IND1+CLAS	22,6	$Y = 31,43 + 0,801*IND1 + 0,123*CLAS$
22/2/2003	IND3	31,6	$Y = 39,37 + 0,886*IND3$
	IND1+C ASP	35,6	$Y = 31,92 + 0,852*IND1 + 0,457*C ASP$
1/4/2003	IND3	11,6	$Y = 37,50 + 0,523*IND3$
	IND1+C ASP	15,1	$Y = 32,86 + 0,484*IND1 + 0,361*C ASP$
	IND1+C ASP+ARG	25,3	$Y = 39,4 + 0,469*IND1 + 0,327*C ASP - 0,104*ARG$
4/4/2003	IND3	19,2	$Y = 38,51 + 0,872*IND3$
	IND1+C ASP	26,0	$Y = 30,87 + 0,788*IND1 + 0,612*C ASP$
	IND1+C ASP+ARG	32,6	$Y = 38,27 + 0,77*IND1 + 0,574*C ASP - 0,117*ARG$
7/4/2003	IND3	18,7	$Y = 38,37 + 0,748*IND3$
	IND1+C ASP	23,9	$Y = 31,82 + 0,702*IND1 + 0,481*C ASP$
	IND1+C ASP+ARG	29,5	$Y = 37,95 + 0,687*IND1 + 0,449*C ASP - 0,097*ARG$
13/5/2003	IND3	24,4	$Y = 38,63 + 0,768*IND3$
	IND1+C ASP	29,4	$Y = 32,02 + 0,729*IND1 + 0,45*C ASP$
	IND1+C ASP+ARG	35,5	$Y = 37,7 + 0,716*IND1 + 0,42*C ASP - 0,090*ARG$
9/6/2003	IND3	28,5	$Y = 38,88 + 0,878*IND3$
	IND1+C ASP	33,7	$Y = 31,35 + 0,847*IND1 + 0,48*C ASP$
	IND1+C ASP+ARG	36,8	$Y = 36,19 + 0,836*IND1 + 0,46*C ASP - 0,077*ARG$
MÉDIA	IND3	30,2	$Y = 38,92 + 0,853*IND3$
	IND1+C ASP	36,0	$Y = 31,6 + 0,82*IND1 + 0,47*C ASP$
	IND1+C ASP+ARG	38,4	$Y = 36,08 + 0,81*IND1 + 0,44*C ASP - 0,071*ARG$

O percentual de argila no solo (ARG) se apresenta como um terceiro fator no modelo, resultando em melhora do coeficiente de determinação na maioria das campanhas. Este fator, no entanto, apresenta efeito contrário ao esperado, com coeficiente negativo, indicando que solos mais argilosos teriam a tendência de apresentar menores conteúdos de água no solo.

Quando se considerou a média temporal, o IND3 responde por 30,2% da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo. O IND1 em associação com o C_ASP explica 36,0 % da variabilidade do conteúdo de água no solo. A adição do percentual de argila (ARG) faz com que a percentagem da variância explicada pelo modelo passe a ser de 38,4 %.

Modelos ajustados aos dados do perfil P1:

No que se refere aos dados do perfil P1 (Tabela 5.7), observa-se que novamente existe uma grande variação temporal na influência relativa dos diversos fatores analisados, somado a uma baixa capacidade explicativa dos modelos testados. Com exceção dos dias 01/04/03 e 04/04/03, quando uma associação de fatores consegue explicar 22,9 e 31,7 % da variabilidade do conteúdo de água no solo, os modelos testados em todas as campanhas de medição explicam menos de 15% da variância. Vale salientar que no dia 04/04/03 a curvatura no plano (CPLA) apresenta efeito contrário ao esperado, com valores positivos, indicando que áreas divergentes são mais úmidas.

Tabela 5.7: Modelos ajustados aos dados do perfil P1.

DATA	FATOR	R ²	EQUAÇÃO
19/2/03	ASP	7,7	$Y = 31,19 - 0,0198*ASP$
	ASP+ALT	11,3	$Y = 58,4 - 0,0267*ASP - 0,0588*ALT$
22/2/03	ASP	9,8	$Y = 32,96 - 0,016*ASP$
1/4/03	COS(asp)	8,0	$Y = 26,45 - 1,04*COS(asp)$
	COS(asp)+IND1	13,3	$Y = 23,89 - 1,005*COS(asp) + 0,375*IND1$
	COS(asp)+IND1+ARG	22,9	$Y = 19,4 - 1,286*COS(asp) + 0,582*IND1 + 0,0529*ARG$
4/4/03	ARG	1,8	$Y = 24,39 + 1,22*ARG$
	CPLA	19,7	$Y = 31,53 + 30,5*CPLA$
	CPLA+ARG	31,7	$Y = 20,19 + 36,5*CPLA + 0,185*ARG$
7/4/03	CPLA	9,7	$Y = 29,8 + 22,0*CPLA$
13/5/03	ASP	7,8	$Y = 33,11 - 0,0264*ASP$
	ASP+CPLA	15,6	$Y = 32,79 + 19,0*CPLA - 0,025*ASP$
9/6/03	CPLA	5,9	$Y = 30,9 + 18,0*CPLA$
MÉDIA	ASP	1,9	$Y = 31,93 - 0,0147*ASP$
	CPLA	11,5	$Y = 29,31 + 16,69*CPLA$
	CPLA+ASP	13,4	$Y = 31,66 + 16,3*CPLA - 0,0139*ASP$

Analisando os fatores de maior influência verifica-se uma predominância do aspecto nos modelos testados, no entanto, como foi dito anteriormente, esta variável não representa bem o movimento de água no solo uma vez que o perfil P1 encontra-se localizado na mesma vertente e valores de aspecto muito semelhantes.

Modelos ajustados aos dados do perfil P3:

No perfil P3 (Tabela 5.8), os coeficientes de determinação são bem mais interessantes, chegando a explicar mais de 50% da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo nos dias 05/02/03 e 19/02/03. Neste conjunto de dados, o aspecto assume um importante papel no padrão espacial do conteúdo de água no solo na maior parte das campanhas de medição. No dia 19/02/03, este fator sozinho responde por mais de 50% da variabilidade do conteúdo de água no solo. A elevada influência do aspecto reforça a observação feita com os dados da malha regular na superfície, de que a evapotranspiração exerce grande influência na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo na bacia do arroio Donato, mesmo ressaltando-se que por se tratar de um perfil numa só vertente, os valores de aspecto são muito semelhantes.

Tabela 5.8: Modelos ajustados aos dados do perfil P3.

DATA	FATOR	R ²	EQUAÇÃO
3/2/03	ASP	40,8	$Y = 41,07 - 0,0906*ASP$
5/2/03	ASP	44,4	$Y = 43,85 - 0,0999*ASP$
	ASP+AREIA	53,3	$Y = 47,19 - 0,0993*ASP - 0,1899*AREIA$
19/2/03	ASP	53,8	$Y = 53,97 - 0,135*ASP$
	ASP+CLAS	57,4	$Y = 52,33 - 0,124*ASP - 0,165*CLAS$
22/2/03	ASP	20,9	$Y = 43,86 - 0,066*ASP$
	TODOS	>	
1/4/03	ASP	30,6	$Y = 45,63 - 0,1017*ASP$
4/4/03	AREIA	19,6	$Y = 36,64 - 0,26*AREIA$
7/4/03	CLAS	16,9	$Y = 30,21 - 0,223*CLAS$
	CLAS+ASP	25,5	$Y = 34,96 - 0,247*CLAS - 0,0253*ASP$
	CLAS+ASP+AREIA	28,3	$Y = 37,3 - 0,231*CLAS - 0,0261*ASP - 0,124*AREIA$
13/5/03	ASP	26,1	$Y = 41,93 - 0,0726*ASP$
	ASP+AREIA	40,2	$Y = 46,74 - 0,0766*ASP - 0,2218*AREIA$
9/6/03	ASP	40,2	$Y = 51,23 - 0,1082*ASP$
	ASP+AREIA	49,7	$Y = 55,4 - 0,1092*ASP - 0,2209*AREIA$
MÉDIA	ASP	54,0	$Y = 44,6 - 0,086*ASP$
	ASP+AREIA	60,5	$Y = 46,87 - 0,0855*ASP - 0,1294*AREIA$

Em algumas campanhas de medição, a adição de um segundo fator ao modelo reverte em ganho na capacidade explicativa. Os fatores mais comuns, neste caso, são os relacionados com a textura do solo (AREIA) e os relacionados com a convergência e divergência do fluxo (CLAS). Somente em um dia de medição (04/04/03) o aspecto não compõe o modelo. Esta situação pode ser explicada pela ocorrência de um evento chuvoso na noite anterior a retirada das amostras.

Ao se trabalhar com os valores médios temporais, o aspecto passa a responder por mais de 50% da variabilidade do conteúdo de água no solo e este fator associado com o percentual de areia no solo respondem por 60,5% da variância do conteúdo de água no solo. Isto evidencia mais a importância da evapotranspiração na variabilidade espacial do conteúdo de água na camada superficial do solo na bacia do arroio Donato, ressaltando-se, mais uma vez, a grande semelhança de valores de aspecto no perfil P3.

5.4 Estabilidade Temporal

5.4.1 Metodologia

A estabilidade temporal do padrão espacial do conteúdo de água no solo na bacia do arroio Donato foi investigada utilizando-se a metodologia proposta por Vachaud et al. (1985). Para isto, foram calculadas as diferenças relativas ($\delta_t(j)$) (Equação 2.5), para cada posição no espaço (j) e cada campanha de medição (t). A média das diferenças relativas em cada posição no espaço, associada com o respectivo desvio padrão e ordenadas da menor à maior, permite identificar posições cujos valores se aproximam da média espacial em qualquer momento, assim como aqueles pontos na bacia que são persistentemente mais úmidos ou mais secos que a média. O desvio padrão fornece informações sobre a confiabilidade da estimativa feita com dados nestas posições.

A estimativa da média espacial do conteúdo de água no solo (\bar{S}) pode ser obtida por três métodos diferentes, segundo Grayson e Western (1998): o primeiro é simplesmente assumir que a média espacial é igual ao valor medido num determinado ponto j , ou seja, $\bar{S} = S_j$; no segundo método se utiliza a diferença relativa ($\delta_t(j)$) como constante de ajuste, então $\bar{S} = S_j / (1 + \delta_j)$; e no terceiro e último método usa-se uma relação empírica entre \bar{S} e S_j .

Para testar a qualidade da estimativa da média espacial do conteúdo de água no solo na bacia do arroio Donato ao se utilizar os pontos de estabilidade temporal (PET), foram calculados o erro médio adimensional (Equação 5.6) para os métodos 1 e 2 e do coeficiente de determinação para o método 3.

$$\bar{E}(j) = \frac{\sum \left| \frac{\bar{S}_{est} - \bar{S}_{obs}}{\bar{S}_{obs}} \right|}{n} \quad \text{Equação 5.6}$$

sendo: \bar{S}_{est} – média espacial estimada pelo método 1 ou 2.

\bar{S}_{obs} – média espacial calculada a partir dos dados observados.

n – número de datas de amostragem

A segunda técnica utilizada por Vachaud et al. (1988) é o teste não paramétrico de Spearman. Com este teste é possível avaliar a persistência no tempo do padrão espacial do conteúdo de água no solo, pois expressa o quanto da variabilidade observada no instante t pode ser explicada pela variância presente no instante t' .

O coeficiente de correlação de Spearman (r_s) pode ser calculado por:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_{j=1}^n (R_{jt} - R_{jt'})^2}{n(n-1)} \quad \text{Equação 5.7}$$

em que: R_{jt} = posição ordenada da variável $S_t(j)$ observada no tempo t no ponto j ;

$R_{jt'}$ = posição ordenada da variável $S_t(j)$ observada no tempo t' no ponto j ;

n = número de pontos de medição.

O valor de $r_s = 1$ corresponde a posições idênticas em todos os pontos de medição, ou seja, perfeita estabilidade temporal entre as datas t e t' . Quanto mais próximo de 1 for o r_s , mais estável é o processo.

A metodologia acima descrita foi aplicada a cada conjunto de dados: malha regular na superfície, malha regular a 30 cm de profundidade, perfil P1 e perfil P3.

5.4.2 Estabilidade temporal no padrão espacial

Os coeficientes de correlação de Spearman para o conteúdo de água no solo obtidos com os quatro conjuntos de dados são mostrados na Tabela 5.9 e Tabela 5.10. Observa-se que os valores de r_s na superfície são inferiores aos calculados com dados de conteúdo de água no solo a 30 cm de profundidade, indicando que na superfície do solo existe menor estabilidade temporal no padrão espacial.

Verifica-se ainda que, na fase inicial do experimento, quando as amostras eram coletadas numa camada de 0-5 cm, a perda de informação entre duas campanhas de medição consecutivas, inclusive entre campanhas diárias, como é o caso do período 09/07 - 10/07, se dá principalmente quando o solo sofre variação de conteúdo de água positiva, ou seja, quando ocorre um evento chuvoso entre dois períodos de medição. Na segunda fase do experimento, quando as amostras passaram a ser coletadas numa camada de 0-15 cm, a influência das condições de conteúdo de água não fica aparente (Figura 5.18).

Tabela 5.9: Coeficiente de Spearman para o conteúdo de água no solo entre datas consecutivas – superfície e 30cm.

Período	Superfície			30 cm		
	Evolução	Δ umidade	r_s	Evolução	Δ umidade	r_s
21/06 - 09/07	Umedecendo	0,2819	0,205 ^{ns}	Umedecendo	0,2004	0,876 ^{**}
09/07 - 10/07	Umedecendo	2,3715	0,185 ^{ns}	Secando	-0,0998	0,976 ^{**}
10/07 - 11/07	Umedecendo	2,9109	0,320 ^{ns}	Secando	-0,0161	0,992 ^{**}
11/07 - 13/08	Secando	-3,6708	0,557 ^{**}	Umedecendo	0,2185	0,910 ^{**}
13/08 - 14/08	Secando	-2,5436	0,725 ^{**}	Secando	-0,0567	0,937 ^{**}
14/08 - 15/08	Secando	-1,4462	0,523 ^{**}	Secando	-0,1360	0,714 ^{**}
15/08 - 20/09	Secando	-1,9024	0,254 ^{ns}	Umedecendo	1,3992	0,762 ^{**}
20/09 - 29/10	Umedecendo	6,8240	0,097 ^{ns}	Secando	-0,7560	0,938 ^{**}
29/10 - 12/11	Umedecendo	4,4537	0,036 ^{ns}	Umedecendo	0,0721	0,983 ^{**}
12/11 - 14/12	Umedecendo	3,0555	0,203 ^{ns}	Secando	-0,0634	0,976 ^{**}
14/12 - 15/12	Umedecendo	2,5112	0,419 [*]	Secando	-0,2679	0,993 ^{**}
15/12 - 16/12	Umedecendo	0,5880	0,289 ^{ns}	Secando	-0,0620	0,984 ^{**}
16/12 - 03/02	Secando	-1,0578	0,477 ^{**}	Secando	-1,4180	0,920 ^{**}
03/02 - 05/02	Secando	-1,6554	0,452 [*]		-0,3073	0,876 ^{**}
05/02 - 22/02	Secando	-5,2357	0,373 [*]	Umedecendo	1,9226	0,819 ^{**}
22/02 - 01/04	Umedecendo	5,0417	0,437 [*]	Secando	-1,8786	0,869 ^{**}
01/04 - 04/04	Secando	-6,1732	0,394 [*]	Umedecendo	1,0123	0,936 ^{**}
04/04 - 07/04	Umedecendo	2,3782	0,373 [*]	Secando	-0,1367	0,950 ^{**}
07/04 - 13/05	Umedecendo	1,9867	0,715 ^{**}	Umedecendo	0,2599	0,925 ^{**}
13/05 - 09/06	Secando	-2,9937	0,613 ^{**}	Umedecendo	0,2526	0,959 ^{**}

** significativo para $\alpha=0,01$, * significativo para $\alpha=0,05$, ns não significativo

Relação entre a estabilidade temporal do padrão espacial do conteúdo de água no solo e o processo de redistribuição foi também observada por Gonçalves et al. (1999). Estes autores verificaram que quando ocorre aporte de água pela chuva e a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo é regida pelo processo de redistribuição, a estabilidade temporal é baixa. Gómez-Plaza et al. (2000) observaram uma tendência de relação entre a estabilidade temporal e períodos de secagem e recarga, no entanto, no trabalho destes autores esta tendência não foi muito clara.

Na profundidade de 30 cm, o padrão espacial do conteúdo de água no solo apresenta maior estabilidade temporal, com r_s significativos ao nível de 0,01 em todas os períodos sucessivos. Salienta-se, no entanto, que o conteúdo de água no solo praticamente não sofreu alterações nesta profundidade. Estabilidade temporal nos dados de conteúdo de água no solo foi observada por Kachanoski e Jong (1988) e Gómez-Plaza et al. (2000).

Nos perfis P1 e P3 (Tabela 5.10), os coeficientes de correlação de Spearman voltam a ser baixos, sinal que o padrão espacial do conteúdo de água no solo nestes dois conjuntos de dados não é estável no tempo, ocorrendo perdas de informações entre períodos sucessivos. Nestes conjuntos de dados, a relação entre as condições médias de conteúdo de água e a estabilidade temporal, observada com os dados da malha regular na superfície do solo, não fica clara.

Tabela 5.10: Coeficiente de Spearman entre o conteúdo de água no solo em datas consecutivas – perfil P1 e P3.

Período	Perfil P1			Perfil P3		
	Evolução	Δ Umidade	r_s	Evolução	Δ Umidade	r_s
03/02 - 05/02				Umedecendo	1,2224	0,543**
05/02 - 19/02				Umedecendo	3,2058	0,565**
19/02 - 22/02	Umedecendo	2,4145	0,148 ^{ns}	Umedecendo	2,9079	0,443*
22/02 - 01/04	Secando	-3,6940	0,119 ^{ns}	Secando	-4,7877	0,428*
01/04 - 04/04	Umedecendo	5,2142	0,561**	Umedecendo	5,2181	0,134 ^{ns}
04/04 - 07/04	Secando	-1,7967	0,734**	Secando	-2,3291	0,341 ^{ns}
07/04 - 13/05	Secando	-1,3371	0,744**	Secando	-1,0460	0,509*
13/05 - 09/06	Umedecendo	2,4038	0,735**	Umedecendo	2,4725	0,625**

** significativo para $\alpha=0,01$, * significativo para $\alpha=0,05$, ns não significativo

A alta instabilidade temporal observada nos dados superficiais pode estar associada à presença de vegetação. Variações no desenvolvimento vegetativo das culturas e, conseqüentemente na retirada de água do solo, alteram o padrão espacial do conteúdo de água no solo, fazendo com que não apresente estabilidade temporal. Comegna e Basile (1994) e

Gómez-Plaza et al. (2000) observaram baixa estabilidade temporal no padrão espacial do conteúdo de água no solo no período de desenvolvimento das culturas.

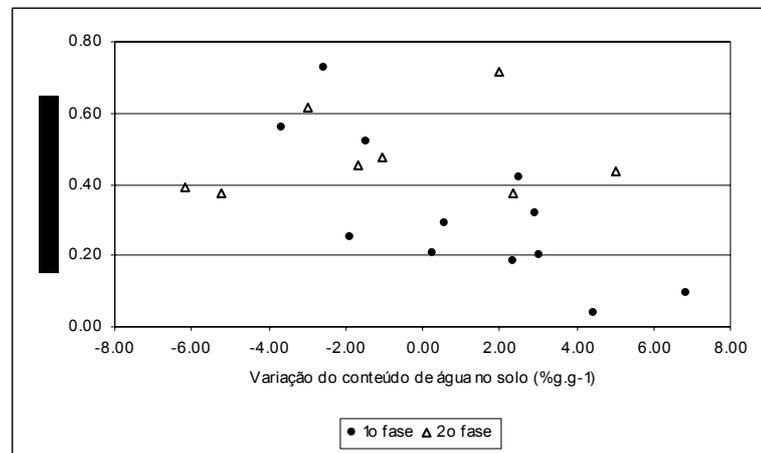


Figura 5.18: Relação entre a variação do conteúdo de água no solo e o coeficiente de Spearman.

5.4.3 Estabilidade temporal nos pontos de medição

As diferenças relativas médias do conteúdo de água no solo nos pontos da malha regular na superfície (Figura 5.19) mostram que existem seis pontos na bacia (D014, D006, D026, D013, D008 e D002) que emulam o comportamento médio do conteúdo de água no solo, com diferenças médias relativas inferiores a $\pm 0,5\%$. O ponto D020 apresenta sistematicamente valores de conteúdo de água no solo inferiores à média da bacia, enquanto que os pontos D003 e D030 apresentam valores superiores. Levando em consideração o desvio padrão das diferenças relativas verifica-se uma grande dispersão nos dados, fazendo com que a posição relativa dos diferentes pontos de monitoramento fique menos definida. Esta elevada dispersão compromete o uso de pontos de estabilidade temporal (PET) na estimativa do conteúdo médio de água no solo com este conjunto de dados.

Para os dados da malha regular a 30 cm de profundidade (Figura 5.20), as diferenças médias relativas mostram maior estabilidade temporal, com desvios-padrão inferiores a 5% em todos os pontos de monitoramento. Vários pontos na bacia apresentam comportamento semelhante à média (D004, D019, D017, D028, D011 e D001), sendo que destes o ponto D011 é o que mostra maior semelhança, com diferença relativa média de $-0,05 \pm 0,8\%$. É interessante observar que todos estes pontos, com exceção do D028, estão localizados numa posição intermediária na vertente (Figura 3.5).

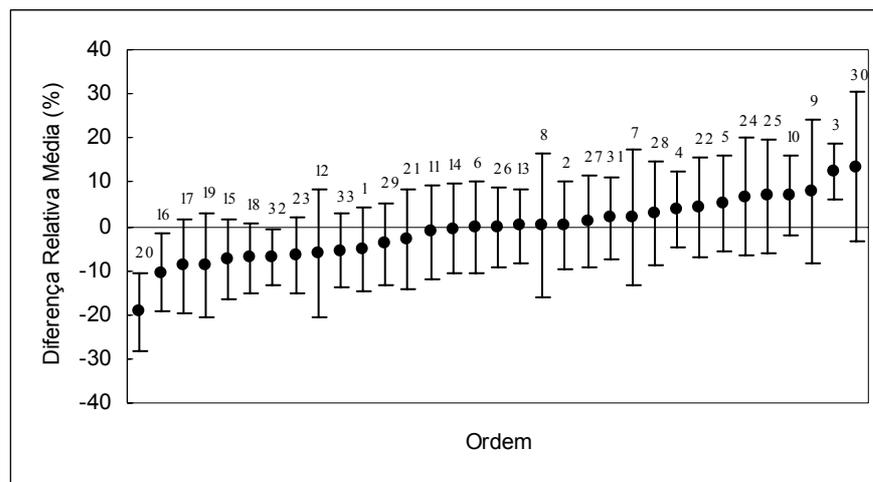


Figura 5.19: Diferenças relativas médias para o conteúdo de água no solo na malha regular na superfície.

Os dados de campo na profundidade de 30 cm mostram ainda a presença de zonas úmidas e secas na bacia, identificadas pelos pontos D002 e D025, respectivamente. Nestes pontos o conteúdo de água no solo em qualquer data de medição foi em média $15 \pm 4\%$ superior (ponto D002) ou $-12 \pm 3\%$ inferior (ponto D025) que o conteúdo médio de água no solo.

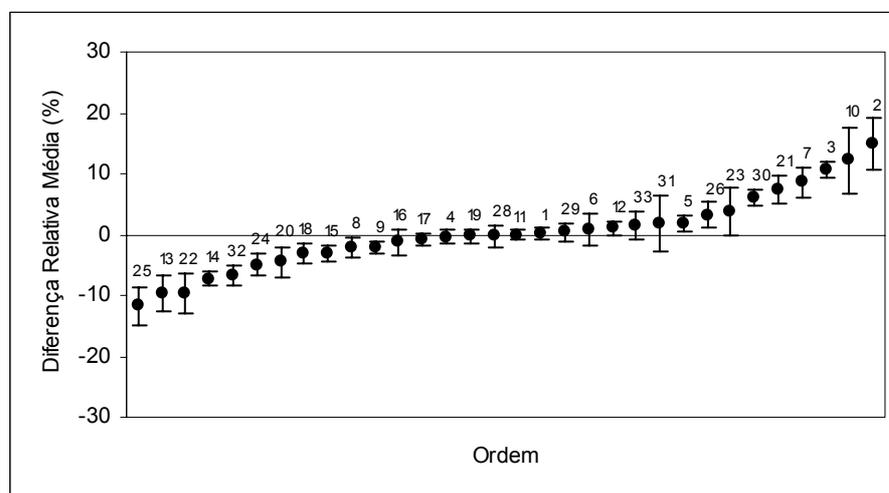


Figura 5.20: Diferenças relativas médias para o conteúdo de água no solo na malha regular a 30 cm de profundidade.

A identificação de pontos com estabilidade temporal na bacia, uns com valores próximo à média e outros com valores extremos (úmidos e secos), permite supor que o monitoramento de apenas poucos pontos (PET) poderá fornecer informações sobre a média areal do conteúdo de água na bacia do arroio Donato na profundidade de 30 cm, bem como da sua variabilidade.

Nos perfis P1 e P3 (Figura 5.21 e Figura 5.22), os desvios são superiores aos obtidos na profundidade de 30 cm mas inferiores aos obtidos com dados da malha regular na superfície. No entanto, é possível identificar pontos com relativa estabilidade temporal, como os pontos D003 e D002-3, no perfil P1 e os pontos D028-10 e D028-3 no perfil P3.

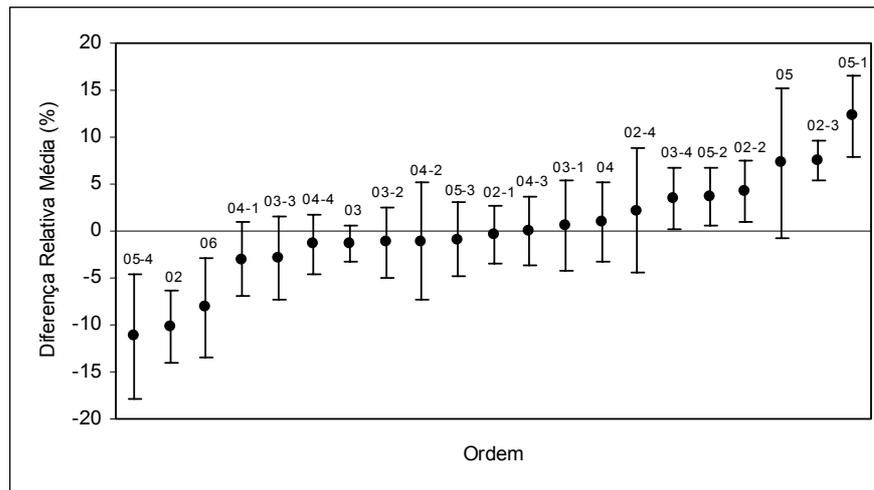


Figura 5.21: Diferenças relativas médias para o conteúdo de água no solo no perfil P1.

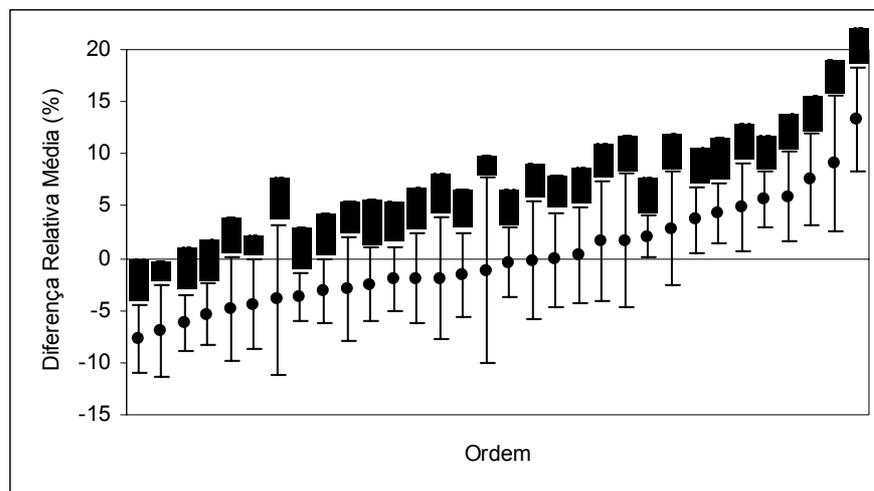


Figura 5.22: Diferenças relativas médias para o conteúdo de água no solo no perfil P3.

No perfil P1, o ponto D002-1 tem comportamento muito próximo à média da bacia, com diferença média relativa de $-0,45 \pm 3,1\%$. Os pontos D004-3, D004-4 e D003 também podem ser aceitáveis. Pode-se identificar também locais de comportamento extremos, sempre secos ou úmidos com relação à média. Estes pontos são o D002-3 para valores máximos ($\bar{\delta} = 7,5 \pm 2,1\%$) e o D005-4 para valores mínimos ($\bar{\delta} = -11,2 \pm 6,6\%$). No perfil P3, os

pontos que têm comportamento próximo à média na bacia, pode-se citar o D028-1 e D028-7, com os pontos D029-2 e D029-3 também aceitáveis.

Analisando os resultados dos quatro conjuntos de dados estudados, verifica-se que as diferenças médias relativas ($\bar{\delta}$) não foram superiores a 15%, com exceção do pontos D020 na superfície que apresenta uma diferença relativa média de 19,34%. Isto indica que a bacia do arroio Donato não apresenta uma variabilidade espacial do conteúdo de água no solo muito acentuada. Diferenças relativas nesta ordem de grandeza foram observados por Comegna e Basile (1994), Grayson e western (1998) e Gonçalves et al. (1999). Gómez-Plaza et al. (2000) se reporta a valores de diferença relativa superiores a 60% em áreas semi-áridas.

5.4.4 Estimativa da média utilizando PETs – comparação entre métodos

Uma importante questão é saber qual o ganho da estimativa realizada com os pontos de estabilidade temporal (PETs) em comparação com outro ponto na bacia? A resposta a esta questão está relacionada com o método de estimativa utilizado. No item 5.4.1 foram descritos os três métodos de obter o conteúdo médio de água no solo. A Tabela 5.11, Tabela 5.12 e Tabela 5.13 mostram os erros médios para os métodos 1 e 2 e os coeficientes de determinação para o método 3 nos quatro conjuntos de dados estudados. Nestas tabelas os pontos em negrito correspondem aos PETs identificados no item anterior.

Observa-se que os PETs apresentam melhor desempenho quando se utiliza o método 1 para estimar o conteúdo médio de água no solo no conjunto de dados da malha regular na superfície. Os erros médios nos pontos D003 e D026 foram de 6,75 e 5,84%, respectivamente. O método 2 mostra que o ponto D004 com melhor desempenho, com erro médio inferior aos obtidos nos PETs. Isto ocorre porque o conteúdo de água no solo no ponto D004, mesmo sendo sistematicamente superior à média da bacia, tem baixa variância, fazendo com que no método 2, que compensa o desvio sistemático, seja o que apresenta o melhor resultado. Com relação ao método 3, os PETs apresentam coeficientes de determinação razoáveis (0,80 e 0,86), mas existem diversos outros pontos na bacia que também apresentam coeficientes de determinação semelhantes.

Na profundidade de 30 cm fica mais evidente o ganho de precisão quando se utiliza os PETs na estimativa do conteúdo médio de água no solo. Nesta profundidade os erros médios nos

PETs são inferiores a 1% enquanto que em outros pontos da bacia este erro pode alcançar valores de até 15% (D002). O método 2 não representou nenhum ganho na estimativa e o método 3 resultou em coeficientes de determinação muito baixos, chegando a se anular no ponto D013.

Tabela 5.11: Comparação entre os métodos de estimativa do conteúdo médio de água na bacia, nos dados da malha regular na superfície e a 30 cm de profundidade.

PONTO	SUPERFÍCIE			30 cm		
	Método 1	Método 2	Método 3	Método 1	Método 2	Método 3
D001	7,97	8,16	0,76	0,78	0,83	0,90
D002	7,45	8,17	0,70	15,37	2,98	0,64
D004	8,17	6,13	0,72	0,84	0,65	0,62
D005	9,63	8,68	0,82	2,18	1,09	0,62
D006	7,85	8,48	0,82	1,01	1,10	0,06
D007	8,48	10,04	0,52	8,80	2,05	0,92
D008	11,36	12,11	0,59	2,33	1,38	0,85
D009	11,23	12,58	0,41	1,95	0,90	0,78
D010	8,77	7,06	0,79	11,78	4,86	0,05
D011	8,24	9,11	0,78	0,72	0,81	0,80
D012	11,59	9,10	0,60	1,39	1,02	0,58
D013	6,75	7,44	0,86	10,08	1,77	0,00
D014	8,15	8,50	0,66	7,43	0,98	0,51
D015	8,72	8,50	0,77	3,26	1,16	0,58
D016	10,66	9,42	0,73	2,06	1,42	0,20
D017	15,50	8,65	0,72	0,91	0,72	0,79
D018	8,96	6,77	0,86	3,34	3,42	0,33
D019	12,89	11,37	0,62	0,87	0,78	0,74
D020	19,75	9,14	0,68	4,83	2,03	0,08
D021	8,79	9,62	0,77	7,54	7,92	0,67
D022	8,98	8,58	0,69	9,06	2,72	0,73
D023	9,28	7,99	0,86	4,83	3,33	0,50
D024	10,32	9,38	0,68	4,98	1,51	0,38
D025	11,99	8,34	0,81	11,61	2,02	0,46
D026	5,84	6,40	0,80	3,72	3,57	0,52
D027	6,63	7,19	0,77			
D028	9,11	9,40	0,69	0,94	1,06	0,36
D029	7,07	7,72	0,80	1,17	1,01	0,65
D030	14,38	12,09	0,50	6,29	0,82	0,83
D032	8,07	5,57	0,85	6,77	1,28	0,44
D033	7,94	7,64	0,88	1,82	1,43	0,24

No perfil P1 (Tabela 5.12) os pontos de estabilidade temporal identificados no item anterior (pontos em negritos) são sem dúvida os que resultam em melhores estimativas do conteúdo médio de água na vertente. O erro médio nestes pontos para o método 1 é inferior a 3%, o que pode ser considerado satisfatório. Nos demais pontos da vertente chega-se a observar erros médios superiores a 10%.

Tabela 5.12: Comparação entre os métodos de estimativa do conteúdo médio de água na bacia, no perfil P1.

PONTO	Método 1	Método 2	Método 3
D006	8,10	7,07	0,63
D005-4	11,77	4,93	0,26
D005-3	3,35	2,83	0,62
D005-2	3,99	3,65	0,80
D005-1	12,21	5,20	0,73
D005	8,28	7,72	0,86
D004-4	2,67	5,41	0,80
D004-3	2,89	4,61	0,71
D004-2	4,91	4,73	0,51
D004-1	4,20	4,07	0,64
D004	3,17	5,81	0,87
D003-4	3,52	4,74	0,75
D003-3	3,62	6,06	0,77
D003-2	3,22	2,83	0,85
D003-1	4,14	4,95	0,69
D003	2,02	3,52	0,91
D002-4	5,90	6,00	0,39
D002-3	7,47	4,51	0,91
D002-2	4,49	5,44	0,88
D002-1	2,69	4,78	0,77
D002	10,22	7,06	0,86

No perfil P3 (Tabela 5.13) os pontos com menor diferença relativa média (PETs) não representaram necessariamente as melhores opções quando se analisa os erros médios. Os pontos D028-3 e D028-17 mesmo apresentando diferenças relativas de 2,1 e -2,0%, respectivamente, foram os que resultaram em menor erro médio devido ao baixo desvio padrão. Este fato ressalta ainda mais a necessidade de se considerar o desvio padrão na seleção do PET, sendo preferível admitir um erro sistemático na estimativa da média desde que a variabilidade seja baixa. Ao se trabalhar com o segundo método de estimativa do conteúdo médio de água na bacia, que elimina o problema do erro sistemático, se observa que o erro médio do ponto D028-3 cai para menos de 2%.

Considerando que o objetivo na identificação de PETs é obter o valor médio espacial do conteúdo de água no solo em toda a bacia, a estimativa obtida nos perfis P1 e P3 foram plotadas contra a média espacial (Figura 5.23). Verifica-se que nos dois perfis ocorre um superestimativa da média espacial. Eliminando o erro sistemático pelo método 2 de estimativa, se obtém valores médios estimados com erro inferior a 5% em todas as situações.

Tabela 5.13: Comparação entre os métodos de estimativa do conteúdo médio de água na bacia, no perfil P3.

PONTO	Método 1	Método 2	Método3
D028	4,66	3,79	0,93
D028-1	3,38	3,41	0,78
D028-2	4,93	3,06	0,90
D028-3	2,30	1,69	0,96
D028-4	5,89	3,37	0,86
D028-5	5,69	1,90	0,95
D028-6	7,59	3,47	0,85
D028-7	4,04	3,98	0,82
D028-9	4,80	3,64	0,86
D028-10	4,02	1,52	0,95
D028-11	3,35	2,49	0,92
D028-12	7,70	2,77	0,88
D028-13	6,98	4,82	0,53
D028-14	5,36	2,42	0,88
D028-15	4,65	4,29	0,87
D028-16	3,45	3,05	0,83
D028-17	3,16	2,55	0,93
D028-18	6,19	2,51	0,96
D028-19	3,42	2,44	0,91
D028-20	3,27	2,87	0,91
D029	7,26	3,57	0,89
D029-1	5,15	4,31	0,94
D029-2	2,63	2,78	0,96
D029-3	3,53	3,62	0,79
D029-4	3,80	2,50	0,92
D029-5	4,69	4,09	0,73
D029-6	5,30	4,24	0,68
D029-7	9,19	4,06	0,65
D029-8	13,28	3,20	0,81
D029-9	5,36	5,08	0,65
D029-10	4,59	1,99	0,92
D030	6,72	6,66	0,34

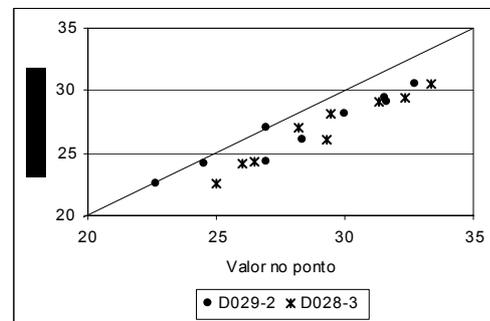
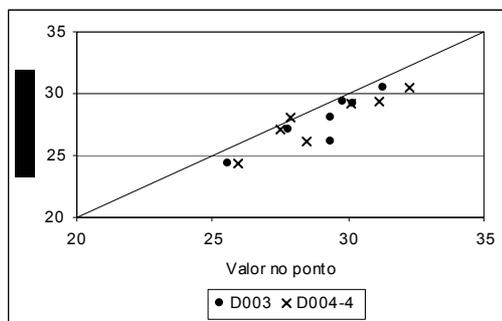


Figura 5.23: Comparação entre o conteúdo de água no solo na bacia e o obtido com o PET definido nos perfis P1 e P3.

5.5 Considerações finais

Neste capítulo da tese se analisou a hipótese defendida por diversos pesquisadores (Famiglietti et al., 1998; Western et al., 1999; Gómez-Plaza et al., 2001 e Hupert e Vanclooster, 2002) de que a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo pode ser explicada através fatores do ambiente, principalmente topográficos e do solo. Para isto, procedeu-se inicialmente uma análise de correlação na qual a série temporal dos coeficientes de correlação entre o conteúdo de água no solo e diversos atributos topográficos (altitude, declividade, área de contribuição, aspecto, curvatura no perfil e no plano), índices de conteúdo de água (Beven e Kirkby, 1979 e Gómez-Plaza et al, 2001) e características do solo (percentual de argila e areia) foram interpretadas no contexto dos processos de redistribuição de água no perfil do solo. Nesta análise foram considerados quatro conjuntos de dados (malha regular na superfície, malha regular a 30 cm de profundidade, perfil P1 e perfil P3). Os dados de conteúdo de água no solo a 60 cm de profundidade não foram utilizados nesta análise devido a pequena quantidade de pontos monitorados (somente 7 pontos).

Num segundo momento foi efetuada uma análise de regressão, onde se considerou a influência conjunta dos diversos fatores testados na análise de correlação. Na análise de regressão cada fator foi testado individualmente, e, em seguida, foi realizada uma análise de regressão múltipla para verificar a influência conjunta de dois ou mais fatores; finalizando a análise, se considerou uma média temporal do conteúdo de água no solo para ajuste do modelo.

Foi realizada ainda, uma análise da estabilidade temporal do padrão espacial do conteúdo de água no solo, utilizando a metodologia proposta por Vachaud et al. (1985).

Na análise de correlação se verificou que, entre os atributos topográficos testados, a curvatura no perfil, área de contribuição e o aspecto mostraram forte influência na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo ao se trabalhar com os dados da malha regular na superfície, com coeficientes de correlação de 60%, 47% e 35%, respectivamente. Observou-se ainda que a influência do aspecto é função do conteúdo médio de água no solo, diminuindo com o aumento do conteúdo de água na área. Os demais atributos topográficos (altitude, declividade e curvatura no plano) apresentam correlações muito fracas e/ou contrárias ao preconizado pela teoria.

No caso dos dados da malha regular a 30 cm de profundidade, os coeficientes de correlação são mais permanentes no tempo, devido, provavelmente, à menor variação do conteúdo de água no solo durante o desenvolvimento do trabalho. Os atributos topográficos mais determinantes foram: a declividade, que nesta profundidade apresenta coeficiente de correlação de até 58%, área de contribuição (57%) e o aspecto (48%).

No que se refere aos dados dos perfis P1 e P3, verifica-se uma correlação muito fraca com praticamente todos os atributos topográficos testados nesta tese. A exceção fica no aspecto no perfil P3, com coeficientes de correlação de até $-0,74$.

Com relação aos índices de conteúdo de água, a análise de correlação mostrou que os três índices testados (Beven e Kirkby, 1979 e Gómez-Plaza et al, 2001) descrevem boa parte da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo quando se trabalhou com amostras obtidas em toda a bacia hidrográfica (dados da malha regular), principalmente no que se refere aos dados obtidos a 30 cm de profundidade. Nos conjuntos de dados obtidos somente numa vertente (perfil P1 e P3) os índices de conteúdo de água não apresentam bom desempenho.

A influência da textura na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo pode ser identificada nos dados obtidos da malha regular na superfície e nos dados do perfil P3, onde o percentual de areia apresenta coeficientes de correlação de 48% (09/06/03) e 47% (04/04/03), respectivamente.

A análise de regressão mostrou que a combinação de vários fatores melhora a previsão do conteúdo de água no solo. No entanto, a adição de mais um fator no modelo nem sempre representou um ganho de representatividade, sendo que, em algumas situações a influência de um fator é anulada por outro.

A variação temporal nos coeficientes de correlação e nos modelos que melhor representam a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo, quando se trabalha com os dados da malha regular na superfície, evidencia a mudança temporal na importância relativa dos processos hidrológicos que controlam o padrão espacial do conteúdo de água no solo. Infelizmente, não foi possível relacionar esta mudança temporal dos processos com o conteúdo de água médio na bacia, conforme observado por diversos pesquisadores (Grayson et al., 1997; Famiglietti et al., 1998; Western et al., 1999 e Gómez-Plaza, 2001). No entanto,

verifica-se a influência do intervalo de tempo desde o último evento chuvoso na capacidade preditiva dos fatores testados.

Na profundidade de 30 cm, observa-se uma maior estabilidade temporal nos fatores influentes, sinal de que os processos hidrológicos que controlam a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo não sofrem grandes variações com as estações. Esta estabilidade temporal pode estar relacionada à baixa flutuação no conteúdo de água no solo observada durante todo o período do experimento. De modo geral, a capacidade explicativa dos fatores testados é mais significativa nesta profundidade, com coeficientes de determinação variando de 19,6 % (14/08/2002) a 36,8 % (09/06/2003). O índice de conteúdo de água $\ln(AREA/DECLI)$ associado com o aspecto (ASP), apresenta um bom desempenho na explicação da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo nesta profundidade, chegando a explicar por mais de 30% da variância do conteúdo de água no solo em várias campanhas de medição.

Fica claro, pelos dados do perfil P1, que o grau de organização espacial do conteúdo de água no solo limita a capacidade explicativa dos atributos topográficos e índices de conteúdo de água. Foi observado no Capítulo 4 desta tese que a organização espacial do conteúdo de água no solo no perfil P1 é baixa, fazendo com que os atributos topográficos e índices de conteúdo de água testados, individualmente ou em conjunto, apresentem baixa correlação.

A análise de regressão demonstrou a elevada influência do aspecto no padrão espacial do conteúdo de água no solo no perfil P3, reforçando a observação feita com os dados da malha regular na superfície do solo. No entanto, ressalta-se que como somente uma faixa limitada dos atributos topográficos é observada ao longo de um perfil, a influência de um determinado fator na variação espaciais do conteúdo de água no solo, ao se considerar somente este conjunto de dados, pode ser super ou sub estimada com respeito a toda a área da bacia.

As diferenças entre os atributos topográficos de maior influência no padrão espacial do conteúdo de água no solo observadas nos diferentes conjuntos de dados analisados podem estar associadas às características da bacia. Como foi descrito anteriormente, a bacia do arroio Donato, apresenta uma camada de solo superficial bastante porosa e estruturada, favorecendo a infiltração e a drenagem. Concomitantemente, esta bacia, mostra uma camada mais compactada à aproximadamente 30 cm de profundidade, fazendo com que ocorra um

significativo movimento subsuperficial de água. Esta característica hidrológica da bacia faz com que, na superfície, o conteúdo de água no solo seja mais resultante dos movimentos verticais de água (precipitação e evapotranspiração) e o aspecto assume papel de grande relevância na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo. Na profundidade de 30 cm, o movimento lateral de água é mais significativo e a topografia passa a exercer um papel de maior destaque, fazendo com que os índices de conteúdo de água representem bem a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo.

Finalizando, pode-se dizer que três fatores limitaram a capacidade de predição dos fatores testados: existência de aleatoriedade na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo; os fatores testados não representam todos os fenômenos intervenientes; e o padrão espacial do conteúdo de água no solo varia temporalmente.

Primeiro, a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo é resultante de uma componente organizada e outra aleatória, sendo que naturalmente a componente aleatória não é passível de previsão em detalhe. Esta aleatoriedade na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo limita o poder explicativo dos atributos topográficos, índices de conteúdo de água e características do solo, fazendo com que o coeficiente de determinação não supere os 60% na bacia do arroio Donato. Na literatura a maioria dos trabalhos reporta percentuais de variância explicada inferiores a 50%, com exceção do trabalho desenvolvido por Western et al. (1999) que obteve coeficientes de determinação de 61%.

O segundo fator limitante é que os fatores testados não representam todos os fenômenos intervenientes na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo. Como foi visto, a evapotranspiração exerce um papel importante nesta variabilidade, principalmente na camada superficial do solo. Neste sentido, para esclarecer um maior percentual da variância do conteúdo de água no solo, se torna necessário introduzir um fator que quantifique o desenvolvimento das culturas e retirada de água pelas raízes. Infelizmente, no âmbito desta tese, este fenômeno não foi quantificado.

O terceiro e último fator limitante é que o padrão espacial do conteúdo de água no solo muda no tempo, e esta mudança temporal está relacionada com o intervalo de tempo desde o último evento chuvoso. O esquema experimental montado, com retirada de amostras em intervalos de tempo mensal, não permitiu analisar em detalhe a mudança da importância relativa dos

diversos fenômenos envolvidos. O monitoramento diário permitiria avaliar a mudança temporal dos processos.

No que se refere a hipótese de estabilidade temporal no padrão espacial do conteúdo de água no solo, os resultados desta tese indicam que na bacia do arroio Donato a estabilidade completa do padrão espacial do conteúdo de água no solo não existe na camada superficial (principalmente em função da influência de eventos chuvosos) existindo somente para a profundidade de 30 cm. Estes resultados são semelhantes aos observados por Kachanoski e de Jong (1988) e Grayson e Western (1998).

A estabilidade temporal observada na profundidade de 30 cm pode estar associada à pequena variabilidade temporal do conteúdo de água no solo durante o período do experimento e a menor influência da vegetação na configuração espacial do conteúdo de água no solo nesta profundidade. Gómez-Plaza et al. (2000) verificaram que o padrão espacial se torna mais instável quando a vegetação tem grande influência.

Todavia, foi possível identificar pontos na bacia do arroio Donato com estabilidade temporal, principalmente na profundidade de 30cm e no perfil P1. A estabilidade temporal em determinados pontos, mesmo que não ocorra no padrão como um todo, é suficiente para o propósito de monitoramento. Se os pontos de estabilidade também mostram pequenas diferenças relativas com relação à média, eles podem ser utilizados diretamente para estimativa da média espacial.

Para os quatro conjuntos de dados analisados nesta tese, foi possível identificar pontos com diferenças relativas com relação a média espacial muito pequenas, passíveis de serem utilizados no monitoramento, que foram denominados PETs. Se verificou ainda que outros pontos na bacia, não necessariamente com baixas diferenças relativas, podem ser utilizados no monitoramento, sendo, no entanto, exigido que o valor de $\bar{\delta}(j)$ seja conhecido.

Grayson e Western (1998) defendem a idéia de que seria possível relacionar a posição dos PETs com as características do terreno e/ou do solo, de forma a identificar a posição dos mesmos a priori. Isto possibilitaria um ganho importante no monitoramento do conteúdo de água no solo em função do menor número de amostragem necessária. No entanto, não foi possível comprovar esta hipótese no presente trabalho. Somente os PETs da profundidade de

30 cm mostram um certo padrão de localização, encontram-se na maioria situados no trecho intermediário da vertente, mas os PETs identificados com os dados da malha regular na superfície e os dos perfis P1 e P3 não mostram qualquer padrão específico podendo se situar em qualquer ponto.

Alternativamente, é possível desenvolver um rápido protocolo de amostragem que possa ser usado na identificação de PETs ou para determinar a relação entre pontos de estabilidade temporal e a média espacial do conteúdo de água no solo. Inclusive, como foi visto com os dados dos perfis P1 e P3, é possível realizar esta amostragem preliminar somente numa vertente, diminuindo desta forma os custos envolvidos.

Em resumo pode-se dizer que na bacia do arroio Donato o uso de pontos de estabilidade temporal permitem estimar a média espacial do conteúdo de água no solo com erro inferior a 5% na superfície e a 1% na profundidade de 30 cm e que entre os métodos para estimativa da média espacial do conteúdo de água no solo testados nesta tese o método 2 se apresenta como uma boa opção uma vez que ao eliminar o erro sistemático, possibilitando o uso de PETs identificados somente numa vertente, o que diminui significativamente o esforço amostral necessário na identificação de PETs em toda a bacia hidrográfica.

CAPÍTULO 6

6 CONCLUSÃO

Neste trabalho de tese se estudou a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo numa pequena bacia rural na região sul do Brasil, com o propósito de esclarecer três questões básicas relacionadas com o padrão espacial do conteúdo de água no solo e sua dinâmica temporal: (i) a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo apresenta estrutura organizada? (ii) a estrutura espacial pode ser explicada através de índices do terreno? (iii) o padrão espacial do conteúdo de água no solo apresenta estabilidade temporal? Para isto foram analisados um conjunto de mais de 2000 medições de conteúdo de água no solo, coletadas numa malha regular em toda a bacia, nas profundidades de 0, 30 cm e 60 cm, e em dois perfis com 280 m (Perfil P1) e 320 m (Perfil P2) de comprimento.

As medições do conteúdo de água no solo na bacia do arroio Donato foram realizadas pelo método gravimétrico, na camada superficial, e com TDR, nas camadas inferiores. A calibração do TDR no campo mostrou uma grande dispersão nos dados, impossibilitando o ajuste de uma curva. A opção de utilizar amostras indeformadas em laboratório se apresentou como uma alternativa viável, pois possibilita um maior controle das variáveis envolvidas (constante dielétrica do solo e conteúdo de água no solo) além de preservar as características estruturais do solo. Deve-se salientar, no entanto, a necessidade de se trabalhar com mais de uma amostra para aumentar a representatividade.

Os valores médios do conteúdo de água no solo, na superfície, mostraram uma clara influência sazonal, com valores mais baixos no período do verão. Nas profundidades de 30 e 60 cm, o conteúdo médio de água no solo não variou significativamente durante todo o período de monitoramento. A variância mostrou uma leve tendência de crescimento com a diminuição do conteúdo de água médio na superfície, e tendência contrária de aumento da

variância com o aumento do conteúdo médio de água no solo, nas profundidades de 30 e 60 cm.

A análise geoestatística permitiu detectar a existência de estrutura espacial nos percentuais de argila, areia e silte, sendo que o percentual de argila e silte mostra, em alguns conjuntos de dados estudados, um comportamento monotonicamente ascendente, sem presença de patamar dentro do domínio da amostra. O modelo esférico com pepita ajustou bem aos dados de percentual de areia em todos os conjuntos de dados trabalhados, com patamar entre 11,6 e 15,7 e alcance entre 80 e 521 m. O pequeno número de amostras no perfil P1 (23 pontos) pode ter sido responsável pela aparente inconsistência nos semivariogramas obtidos com este conjunto de dados.

No que se refere à presença de estrutura espacial nos dados de conteúdo de água no solo, foco de uma das questões básicas a ser respondida por esta tese, os semivariogramas amostrais mostraram que, na superfície do solo, a estrutura espacial é muito variável temporalmente. Não foi possível associar a forma do semivariograma amostral com o conteúdo médio de água no solo, apesar de existir uma maior predominância de semivariogramas com estrutura espacial nos dados quando o conteúdo médio de água no solo é menor. A 30 cm de profundidade a presença de estrutura é mais permanente, indicando que nesta profundidade os processos laterais de distribuição de água são predominantes sobre os processos verticais. A fraca estrutura espacial na distribuição espacial do conteúdo de água no solo observada na camada superficial do solo pode estar relacionada com o método de amostragem adotado (gravimétrico) e com os processos de precipitação e evapotranspiração, cuja distribuição espacial não foi monitorada no âmbito desta tese.

Os semivariogramas calculados com os dados do perfil P3 apresentam uma clara estrutura espacial, com o modelo exponencial com pepita apresentando um excelente ajuste ($RMSE < 0,5$). O efeito pepita representou entre 2 e 58% do patamar e o alcance variou de 28,5 a 120 m. De modo geral, foi observada uma tendência de dados coletados com maiores espaçamentos apresentarem maiores alcances.

A hipótese de que a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo pode ser explicada por fatores do ambiente, principalmente topográficos e do solo, foi investigada pela análise de correlação e regressão. A análise de correlação mostrou que, entre os atributos topográficos

testados, a curvatura no perfil, a área de contribuição e o aspecto mostraram forte influência na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo ao se trabalhar com os dados da malha regular na superfície, com coeficientes de correlação de 60%, 47% e 35%, respectivamente. No caso dos dados da malha regular a 30 cm de profundidade, os atributos topográficos mais determinantes foram declividade (-58%), área de contribuição (57%) e aspecto (48%). Os dados dos perfis P1 e P3 mostraram correlação muito fraca com praticamente todos os atributos topográficos testados nesta tese.

Com relação aos índices de conteúdo de água, a análise de correlação mostrou que os três índices testados (Beven e Kirkby, 1979 e Gómez-Plaza et al, 2001) descrevem boa parte da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo quando se trabalhou com amostras obtidas em toda a bacia hidrográfica (dados da malha regular), principalmente no que se refere aos dados obtidos a 30 cm de profundidade. Nos conjuntos de dados obtidos somente numa vertente (perfis P1 e P3) os índices de conteúdo de água não apresentam bom desempenho.

A influência da textura na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo pode ser identificada nos dados da malha regular na superfície e nos dados do perfil P3, onde o percentual de areia chega a responder por 48% e 47% da variabilidade do conteúdo de água no solo, respectivamente.

Foi constatada evidência de mudança temporal na importância relativa dos processos hidrológicos que controlam o padrão espacial do conteúdo de água no solo. Infelizmente, não foi possível relacionar esta mudança temporal dos processos com o conteúdo de água médio na bacia, conforme observado por diversos pesquisadores (Grayson et al., 1997; Famiglietti et al., 1998; Western et al., 1999 e Gómez-Plaza, 2001). No entanto, verifica-se a influência do intervalo de tempo desde o último evento chuvoso na capacidade preditiva dos fatores testados.

As características hidrológicas da bacia do arroio Donato provocaram a identificação de diferentes fatores do ambiente de maior influência no padrão espacial do conteúdo de água no solo, nos diferentes conjuntos de dados analisados. Na superfície, o conteúdo de água no solo foi mais resultante dos movimentos verticais de água (precipitação e evapotranspiração) e o aspecto assumiu papel de grande relevância na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo. Na profundidade de 30 cm, o movimento lateral de água foi mais significativo e a

topografia passou a exercer um papel de maior destaque, fazendo com que os índices de conteúdo de água representassem bem a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo.

A análise de regressão mostrou baixos coeficientes de determinação, em todas as situações estudadas, indicando que grande parte da variabilidade espacial do conteúdo de água no solo na bacia do arroio Donato, não pode ser explicada pelos fatores do ambiente testados nesta tese. Os fatores que limitaram a capacidade preditiva dos fatores testados foram: existência de aleatoriedade na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo; os fatores testados não representam todos os fenômenos intervenientes; e o padrão espacial do conteúdo de água no solo varia temporalmente.

A terceira questão a ser respondida nesta tese se refere à estabilidade temporal no padrão espacial do conteúdo de água no solo e à presença de pontos que emulam o comportamento médio da bacia. Os resultados indicam que na bacia do arroio Donato a estabilidade completa do padrão espacial do conteúdo de água no solo, não existe na camada superficial, existindo somente para a profundidade de 30cm. Foi possível identificar pontos na bacia com estabilidade temporal, principalmente na profundidade de 30 cm e no perfil P1. Estes pontos são de grande importância para o propósito de monitoramento. O uso de pontos de estabilidade temporal permite estimar a média espacial do conteúdo de água no solo, na bacia do arroio Donato, com erro inferior a 5% na superfície e a 1% na profundidade de 30cm.

Não foi possível relacionar a posição dos pontos de estabilidade temporal com as características do terreno e/ou do solo, de forma a identificar a sua posição a priori. Somente os pontos de estabilidade temporal da profundidade de 30 cm mostram um certo padrão de localização, encontrando-se na maioria situados no trecho intermediário da vertente. Os pontos de estabilidade temporal identificados com os dados da malha regular na superfície e os dos perfis P1 e P3 não mostram qualquer padrão específico podendo se situar em qualquer ponto da bacia.

RECOMENDAÇÕES

Para a continuidade de trabalhos sobre variabilidade espacial do conteúdo de água no solo, é importante que sejam realizados um maior número de experimentos de campo em diferentes tipos de solo. Nestes experimentos recomenda-se:

- a utilização de um maior número de pontos de amostragem, com menor espaçamento entre pontos para melhorar a significância do semivariograma amostral.
- o uso de uma discretização temporal diária, para relacionar a forma do padrão espacial do conteúdo de água no solo com a ocorrência de eventos chuvosos;
- priorizar, na medida do possível, o uso do TDR para obter os dados de conteúdo de água no solo, pois o mesmo permite realizar várias medidas no mesmo local;
- monitorar a variabilidade espacial da precipitação e da evapotranspiração.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anderson, M.G. and Burt, T.P. 1978. Experimental investigations concerning the topographic control of soil water movement on hillslopes. **Z. Geomorph.** v. 29, p. 52-63.

Anderson, S.H.; Cassel, D.K. 1986 Statistical and autoregressive analysis of physical properties of Portsmouth sandy loam. **Soil Science Society of America Journal**, v. 50, p. 1097-1104.

Bárdossy, A. e Lehmann, W. 1998 Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part 1: geostatistical analysis. **Journal of Hydrology**, v. 206, p. 1-15.

Barnett, V. E Lewis, T. 1984. **Outliers in statistical data**. 2ed., John Wiley and Sons, Chichester, 463p.

Barling, R.D.; Moore, I.D. e Grayson, R.B. 1994 A quas-dynamic wetness index for characterizing the spatial distribution of zones of surface saturation and soil water content. **Water Resources Research**, v.30, n.4, p. 1029-1044, 1994.

Beldring, S. et all. 1999 Distribution of soil moisture and groundwater levels at patch and catchment scales. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.98-99, p. 305-324.

Beltrame, L. E Taylor, J.C. 1979 **Uso da sonda de nêutrons para pesquisa na área de ciência do solo: I – Técnicas de uso**. IPH. 13p.

Berg, M.V.D. e Klamt, E. 1997 Variabilidade espacial de características de solos na região do planalto médio, RS: I. Análise da variância por amostragem aninhada. **R. Bras. Ci. Solo**. v.21, p. 393-399.

Beven, K.J. e Kirkby, M.J. 1979 A physycally based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**, v.24, p.43-69.

Blöschl, G., et all. 1993 Organization and randomness in catchment and the verification of hydrologic models. **Eos, Trans. Am. Geophys. Union**, v.74.

Blöschl, G. e Sivapalan, M. 1995 Scale issues in hydrological modelling: a review. **Hydrological Processes**, v.9, p.251-290.

Borges, A L. de O, Bordas, M.P. 1988 **Choix de bassins représentatifs et expérimentaux pour l'étude de l'érosion sur le plateau basaltique sudaméricain**. Sediment Budgets (proceedings of the Porto Alegre Symposium). IAHS Publ. v. 174, p. 161-169.

Burt, T.P. e Burtcher, D.P. 1985 Topographic controls of soil moisture distributions. **Journal of Soil Science**, v.36, p. 469-486.

Carvalho, A. et all. 1990 **Levantamento semidetalhado dos solos da bacia do arroio Taboão (pejuçara/Ijuí, RS)**. Publicação interna, IPH/UFRGS, Porto Alegre.

Castillo, V.M.; Gómez-Plaza, A. E Martínez-Mena, M. 2003 The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach, **Journal of Hydrology**, v.284, pg.114-130, 2003.

Castro, N.M.; Chevalier, P. e Goldenfum, J.A. 2000 **Projeto Potiribu, atualização 1989-1998: dados básicos de fluviometria e pluviometria**. Porto Alegre. Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS. (Recursos Hídricos Publicação, n. 35).

Castro, N. e Chevallier, P. 1993. Funcionamento hidrossedimentológico de uma Terra Roxa Estruturada. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Gramado, 1993. **Anais**, Porto Alegre: ABRH, v. 2, pg. 456-465.

Castro, N. 1996. **Ruissellement et erosion sur des bassins versants de grandes cultures du plateau Basaltique du sud du Bresil (Rio Grande do Sul)**. Strasbourg. Univ. Luis Pasteur, Tese de Doutorado, 179p.

Clarke, T.R. 1994 **Statistical modelling in hydrology**. John Wiley & Sons. 412 p.

Cauduro, F.A.A e Dorfman, R. 1986. **Manual de ensaios de laboratório e de campo para irrigação e drenagem**. Porto Alegre. PRONI: IPH/UFRGS. 216p.

Coelho, E.F. e Or, D. 1996 Flow and uptake patterns affecting soil water sensor placement for drip irrigation management. **Transaction of the ASAE**, St. Joseph, v.39, p.2007-2016.

Comegna, V.; e Basile, A. 1994 Temporal stability of spatial patterns of soil water storage in a cultivated Vesuvian Soil. **Geoderma**, v.62, p. 299-310.

Collischonn, W.; Mendiando, E.M.; Mendes, C.A B. 1998a Modelos numéricos do terreno e suas aplicações a bacias hidrográficas 1: Princípios Gerais. Congresso Nacional Del Água. Santa Fé: Faculdade de Ingenieria Del Litoral, **Anais**, v.2, p. 82-90.

Collischonn, W.; Mendiando, E.M.; Mendes, C.A B. 1998b Modelos numéricos do terreno e suas aplicações a bacias hidrográficas 2: Obtenção de atributos. Congresso Nacional Del Água. Santa Fé: Faculdade de Ingenieria Del Litoral, **Anais**, v.2.

Crave, A. e Gascuel-Odoux, C. 1997 The influence of topography on time and space distribution of soil surface water content. **Hydrological Processes**, v.11, p. 203-210.

Dunne, T; Moore, T.R. e Taylor, C.H. 1975 Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. **Hydrological Sciences Bulletin**. v. 20,p. 305-327.

EMBRAPA, 1999. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília: EMBRAPA, 412p.

Entekhabi, D.; Rodriguez-Itube, I.; Castelli, F. 1996 Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes. **Journal of Hydrology**, v. 184, p. 3-17.

Famiglietti, J.S.; Rudnicki, J.W. e Rodell, M. 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. **Journal of Hydrology**, v.210, p.259-281.

Francis, C.F., et all. 1986 Topographic control of soil moisture, vegetation and land degradation in a moisture stressed mediterranean environment. **Catena**, v. 13, p. 211-225.

Gómez-Plaza, A., et all. 2000 Spatial patters and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment. **Hydrological Processes**, v.14, p. 1261-1277.

Gómez-Plaza, A., et all. 2001 Factors regulating spatial distribution of soil water in small semiarid catchments. **Journal of Hydrology**, v. 253, pg. 211-226.

Gonçalves, A.C.A.; Folegatti, M.V. e Silva, A.P. 1999 Estabilidade temporal da distribuição espacial da umidade do solo em área irrigada por pivô central. **R. Bras. Ci. Solo**, v.23, p. 155-164.

Grayson, R.B., et all. 1997 Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls. **Water Resouces Research**, v.33, n.12, p. 2897-2908.

Grayson, R.B. e Western, A. 1998 Towards areal estimation of soil water content from point measurements: time and space stability of mean response. **Journal of Hydrology**, v.207, p. 68-82.

Greminger, P.J.; Sud, K. Y. e Nielsen, D.R. 1985 Spatial variability of field-measured soil-water characteristic. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.49, n.5, p.1075-1082.

Hamlett, J.M.; Horton, R.; Cressie, N.A.C. 1986 Resistant and exploratory techniques for use in semivariogram analyses. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 50, p. 868-875.

Hawley, M.E.; Jackson, T.J. e McCuen, R.H. 1983 Surface soil moisture variation on small agricultural watersheds. **Journal of Hydology**, v.62, p. 179-200.

Hendrickx, J.M.H., Wierenga, P.J. e Nash, M.S. 1990 Variability of soil water tension and soil water content. **Agricultural Water Management**, v.18, n.2, p. 135-148.

Henninger, D.L.; Petersen, G.W. e Engman, E.T. 1976 Surface soil moisture within a watershed – variation, factors influencing and relationship of surface runoff. **Soil Science Society of America Journal**, v.40, p. 773-776.

Hiils, R.C. e Reynolds, S.G. 1969. Illustrations of soil moisture variability in selected areas and plots of different sizes. **Journal of Hydrology**, v.8, p. 27-47.

Horton, R.E. 1940 An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, v.5, p.399-417.

Hook, W.R. e Livingston, N.J. 1995 Propagation velocity errors in time domain reflectometry measurements of soil water. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 59, p. 92-96.

Hu, Z.; Islam, S. e Cheng, Y. 1997 Statistical characterization of remote sensed soil moisture images. **Remote Sens. Environ.**, v.61, p.310-318.

Hupert, F. e Vanclooster, M. 2002 Interseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field. **Journal of Hydrology**, v. 261, p. 86-101.

IPAGRO, 1989. Atlas agroclimático. Rede Meteorológica. Estado do Rio Grande do Sul, 3, mapa n° 232.

Jackson, T.J. 1993 Measuring surface soil moisture using passive microwave remote sensing. **Hydrological Processes**, v.7, p.139-152.

Jacobsen, O H. e Schjønning, P. 1993 A laboratory calibration of time domain reflectometry for soil water measurement including effects of bulk density and texture. **Journal of Hydrology**. v.151, p.147-157.

Jenson, S. K. e Domingue, J. O. 1988 Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. **Photogrammetric Engineering & remote sensing**, v. 54, p. 1593-1600.

Jones, J.A.A., 1986 Some limitations to the a/s index for predicting basin-wide patterns of soil water drainage. **Z. Geomorph. N.F.**, v. 60, p. 7-20.

Jones, J.A.A., 1987 The initiation of natural drainage network. **Prog. Phys. Geogr.**, v. 11, p. 205-245.

Kachanoski, R.G. e De Jong, E. 1988 Scale dependence and the temporal persistence of spatial patterns of soil water storage. **Water Resources Research**, v.24, p.85-91.

Kirkby, M. 1988 Hillslope runoff processes and models. **Journal of Hydrology**. v. 100, p. 315-339.

Kitanidis, P.K., 1997 **Introduction to geostatistics: application in hydrogeology**. Cambridge University Press. 249p.

Kyriakidis, P.C. e Journel, A. 1999 Geostatistical space-temporal models: a review. **Mathematical Geology**, v. 31, p. 651-684.

Ladson, A R. e Moore, I.D. 1992 Soil water prediction on the Konza Prairie by microwave remote sensing and topographic attributes. **Journal of Hydrology**, v.138, p.385-407.

Libardi, P.L., et all. 1986 S.O. Variabilidade espacial da umidade, textura e densidade de partículas ao longo de uma transeção. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 10, p.85-90.

Libardi, P.L., 1996 Variabilidade da umidade gravimétrica de um solo hidromórfico. **Rev. Brs. Ci. Solo**. v.20, p. 1-12.

Libardi, P.L. et all. 2000. **Dinâmica da água no solo**, 2ed., Piracicaba, 509p.

Lima, C.A.G. e Silans, A.P. 1999 Variabilidade espacial da infiltração de água no solo. **Pesq. Agropec. Bras.** v. 34, n. 12, p. 2311-2320.

Loague, K. 1992 Soil water content at R-5. Part 1. Spatial and temporal variability. **Journal of Hydrology**, v. 139, p. 233-251.

Mallants, D., et all. 1981 Spatial variability of hydraulic properties in a multi-layered soil profile. **Soil Science**, v. 161, n. 3, p. 167-181.

Melo Filho, J.F. de 2002 **Variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica em função da umidade de um latossolo sob condições de campo**, Escola Superior de Agronomia Luiz de Queiroz. Universidade de São Paulo, Piracicaba, SP, Tese de Doutorado, 145p.

Meidment, D.R. 1992. Hydrology, in: **Handbook of Hydrology**. Maidment, D.R. (editor). McGraw-Hill.

Mendondo, E.M. e Tucci, C.E.M. 1997 Escalas hidrológicas I: Conceitos. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.2, n.1, p. 59-79.

Merz, B. e Bárdossy, A 1998 Effects of spatial variability on the rainsfall runoff process in a small loess catchment. **Journal of Hydrology**, v.212-213, p. 304-317.

Merz, B. E Plate, E.J. 1997 An analysis of the effects of spatial variability of soil and soil moisture on runoff. **Water Resouces Research**, v.33, n.12, p. 2909-2922.

Minella, J.P.G., et all. 1999 Calibração do TDR para um latossolo. Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola. **Anais**, Pelotas.

Mohanty, B.P e Skaggs, T.H., 2001 Spatio-temporal evolution end time-stable characteristics of soil moisture within remote sensing footprints with varying soil, slope, and vegetation. **Advances in Water Resources**, v.24, p. 1051-1067.

Moore, I.D.; Norton, T.W. e Williams, J.E. 1993 Modelling environmental heterogeneity in forested landscapes. **Journal of Hydrology**, v.150, p.717-747.

Moore, i.d.; Burchl, G.L. e Mackenzie, D.H. 1988 Topographic effects on the distribution of surface soil water and the location of ephemeral gullies. **Transactions of the American Society of Agriculture Engineering**, v.31, n.4, p.1098-1107.

Nimer, E. 1988 **Climatologia do Brasil**, 2º ed., Rio de Janeiro: IBGE, p.195-264.

Nyberg, L. 1996 Spatial variability of soil water content in the covered catchment at Gardsjön, Sweden. **Hydrological Processes**, v.10, p.89-103.

O'Loughlin, E.M. 1986 Prediction of surface saturation zone in natural catchments by topographic analysis. **Water Resources Research**, v.22, n.5, p. 794-804.

Otto, S.R.L., et all. 2000 Determinação da umidade volumétrica do solo no tempo real com equipamento baseado no princípio do TDR. Congresso e Amostra de Agroinformática, **Anais**, Ponta Grossa-PA.

Pennock, D.J.; Zebarth, B.J.e De Jong, E. 1987 Landform classification and soil distribution in hummocky terrain, Saskatchewan, Canada. **Geoderma**, v.40, p.297-315.

Planchon, O. e Darboux, F. 2001 A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. **Catena**. v. 46, p. 159-176.

Ponizovsky, A.A.; Chudinova, S.M. e Pachepsky, Y.A. 1999 Performance of TDR calibration models as affected by soil texture. **Journal of Hydrology**, v. 218, p. 35-43.

Qiu, Y., et all. 2001 Soil moisture variation in relation to topography and land use in a hillslope catchment of the Loess Plateau, China. **Journal of Hydrology**, v.240, p. 243-263.

Reichardt, K., et all. 1993 Hydraulic variability in space and time in a dark red latosol of tropics. **Geoderma**, v.60, p.159-168.

Reichardt, K.; Vieira, S.R. e Libardi, P.L. 1986 Variabilidade espacial de solos e experimentação de campo. **Rev. Bras. Ci. Solo**, v. 10, n. 1, p. 1-6.

Reid, I. 1973 The influence of slope orientation upon the soil moisture regime, and its hydrogeomorphological significance. **Journal of Hydrology**, v.19, p. 309-321.

Reynolds, S.G. 1970a The gravimetric method of soil moisture determination. Parte I: A study of equipment, and methodological problems. **Journal of Hydrology**, v. 11, p. 258-273.

Reynolds, S.G. 1970b The gravimetric method of soil moisture determination. Parte II: Typical required sample sizes and methods of reducing variability. **Journal of Hydrology**, v.11, p. 274-287.

Reynolds, S.G. 1970c The gravimetric method of soil moisture determination. Parte III: An examination of factors influencing soil moisture variability. **Journal of Hydrology**, v.11, p. 288-300.

Risso, A. 1992 **Obtenção e manipulação dos parâmetros da equação universal de perdas de solo através de técnicas de geoprocessamento**. Porto Alegre: IPH/UFRGS, Dissertação de Mestrado, 166p.

Robinson, M. e Dean, T.J. 1993 Measurement of near surface soil water content using a capacitance probe. **Hydrological Processes**, v.7, p.77-86.

Roth, K, et all. 1990 Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. **Water Resources Research**, v. 26, n. 10, p. 2267-2273.

Schume, H.; Jost, G. e Katzensteiner, K. 2003 Spatio-temporal analysis of soil water content in a mixed Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.)-European beech (*Fagus sylvatica* L.) stand. **Geoderma**, v. 112, p. 273-287.

Selker, J.R.; Graff, L. Steenhuis, T. 1993 Noninvasive time domain reflectometry moisture measurement probe. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.57, p. 934-936.

Seyfried, M.S. e Wilcox, B.P. 1995 Scale and the nature of spatial variability: Field examples having implications for hydrologic modeling. **Water Resources Research**, v.31, n.1, p.173-184.

Snepvangers, J.J.J.C.; Heuvelink, G.B.M. e Huisman, J.A. 2003 Soil water content interpolation using spatio-temporal with external drift. **Geoderma**, v.112, p. 253-271.

Souza, C.F. e Matsura, E.E. 2002 Calibração do equipamento da TDR para um Latossolo vermelho distroférico. In: Souza, C.F. **Utilização da reflectometria no domínio do tempo (TDR) na modelagem do bulbo molhado do solo irrigado por gotejamento**. Unicamp. Teste de Doutorado.

Souza, C.F.; Matsura, E.E. e Testezlaf, R. 2001 Experiência do laboratório de hidráulica, irrigação e drenagem da faculdade de engenharia agrícola/ UNICAMP no uso da técnica da TDR. In: Matsura, E.E. et al. (Ed.) **Aplicações da Técnica de TDR na agricultura**. Campinas-Sp. Unicamp/Feagri. 178p.

Souza, L.S. et all. 2002 Água no solo influenciada pela posição na paisagem, em uma topossequência de solos de tabuleiro do estado da Bahia. **R. Bras. Ci. Solo.**, v.26, p. 843-855.

Streck, E.V., et all. 2002 **Solos do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. EMATER/RS; UFRGS. 107p.

Tomasella, J. 1995 **Variabilidade espacial do armazenamento de água no solo em pastagem e floresta na região Amazônica**. Instituto de Pesquisas Hidráulicas/UFRGS, Porto Alegre-RS, Tese de Doutorado.

Tommaselli, J.T.G. 2001. Critérios para calibração de sondas de TDR. In: Matsura, E.E. et al. (Ed.) **Aplicações da Técnica de TDR na agricultura**. Campinas-Sp. Unicamp/Feagri. 178p.

Topp, G.C.; Davis, J.L. e Annan, A.P. 1980 Eletromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. **Water Resources Research**, v.16, p. 574-582.

Topp, G.C. and Davis, J.L. 1985 Measurement of soil water content using time-domain reflectometry (TDR): a field evaluation. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.49, p.19-24.

Vauchaud, G., et all. 1985 Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. **Soil Science Society of American Journal**, v.49, p. 822-828.

Vieira, S.R., et all. 1983 Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. **Hilgardia**, v. 51, n. 3, p. 1-75.

Vieira, S.R., et all. 1997 Scaling of semivariograms and the kriging estimation of field-measured properties. **Rev. Bras. Ci. Solo**, v. 21: p. 525-533.

Vieira, S.R.; Castro, O.M. e Topp, G.C. 1992 Spatial variability of some soil physical properties in three soils of São Paulo, Brasil. **Pesq. Agropec. Bras.**, v.27, n.2, p. 333-341.

Zevenbergen, L. W. e Thorne, C. R. 1987 Quantitative analysis of land surface topography. **Earth Surface Processes and Landforms**. v. 12, p. 47-56.

Warrick, A.W. e Nielsen, D.R. 1980 Spatial variability of soil physical properties in the field. In: Hillel, D., ed. **Application of soil physics**. New York, Academic Press, 385p.

Western, A W., et all. 1999 Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. **Water Resouces Research**, v.35, n.3, p.797-810.

Western, A.W.; Blöschl, G.; Grayson, R.B. 1998a Geostatistical characterization of soil moisture patterns in a Tarrawarra catchment. **Journal of Hydrology**, v. 205, p. 20-37.

Western, A.W.; Blöschl, G.; Grayson, R.B. 1998b How well do indicator variograms capture the spatial connectivity of soil moisture? **Hydrological processes**, v. 12, p. 1851-1868.

Western, A. W. e Blöchl, G. 1999 On the spatial of soil moiture. **Journal of Hydrology**, v.217, p.203-224.

Western, A. W. et all. 2004. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. **Journal of Hydrology**, v.286, p.113-134.

Wendroth, O., et all. 1999 Spatio-temporal patterns and covariance of soil water status in two Northeast-German field sites. **Journal of Hydrology**, v.215, p.38-58.

Yoo, C.; Valdés, J.B. e North, G.R. 1998 Evaluation of the impact of rainfall on soil moisture variability. **Advances in Water Resources**, v.21, p.375-384.

ANEXO 1 - Dados

Tabela A1.1: Dados de distribuição das partículas para as profundidades de 0, 30 e 60 cm.

Local	Superfície			30 cm			60 cm		
	%Argila	%Areia	%Silte	%Argila	%Areia	%Silte	%Argila	%Areia	%Silte
D001	60,00	22,81	17,20	62,00	21,49	16,51			
D002	53,00	21,74	25,26	56,00	21,97	22,03	53,33	22,19	24,48
D003				55,00	14,11	30,89			
D004	68,00	14,38	17,63	69,00	14,42	16,58	68,67	14,52	16,82
D005	66,00	17,36	16,64	67,00	16,23	16,78			
D006	67,00	16,76	16,24	53,00	19,19	27,81	55,33	18,57	26,10
D007	59,00	17,32	23,68	61,00	16,50	22,50			
D008	63,00	12,94	24,06	71,00	11,65	17,35			
D009	64,00	20,78	15,22	68,00	20,29	11,71			
D010	61,00	23,28	15,72	61,00	23,08	15,92			
D011	61,00	23,27	15,73	63,00	23,73	13,27			
D012	58,00	27,40	14,60	56,00	25,37	18,63			
D013	60,00	21,51	18,49	62,00	20,41	17,59			
D014	74,00	18,25	7,75	76,00	18,26	5,74			
D015	70,00	18,47	11,53	72,00	16,93	11,07			
D016	53,00	25,67	21,33	59,00	24,26	16,74	58,67	21,59	19,74
D017	67,00	16,59	16,41	67,00	16,10	16,90			
D018	59,00	12,67	28,33	58,00	13,61	28,40			
D019	48,00	20,35	31,65	47,00	20,01	32,99			
D020	47,00	22,86	30,14	44,00	20,87	35,13			
D021	60,00	16,81	23,19	62,00	17,51	20,49			
D022	57,00	19,18	23,82	66,00	17,22	16,78			
D023	51,00	22,07	26,93	52,00	22,30	25,70			
D024	53,00	17,60	29,40	51,00	18,39	30,61			
D025	69,00	13,62	17,38	68,00	13,70	18,30			
D026	60,00	21,56	18,44	60,00	19,81	20,19			
D027	48,00	22,11	29,89						
D028	65,00	17,85	17,15	69,00	15,52	15,48	73,33	15,82	10,84
D029	60,00	14,09	25,91	63,00	10,95	26,05	63,33	11,61	25,06
D030	44,00	26,28	29,72	53,00	21,23	25,77	54,00	21,25	24,75
D032	57,00	18,10	24,91	58,00	18,50	23,50			
D033	56,00	20,83	23,17	57,00	20,64	22,36			

Tabela A1.2: Dados de distribuição das partículas para o perfil P1.

Local	%Argila	%Areia	%Silte
D002	53,00	21,74	25,26
D002-1	64,00	19,92	16,08
D002-2	62,00	18,77	19,24
D002-3	62,00	19,22	18,78
D002-4	68,00	19,96	12,04
D003			
D003-1	66,00	17,76	16,24
D003-2	64,00	20,20	15,80
D003-3	59,00	18,78	22,22
D003-4	67,00	16,39	16,61
D004	68,00	14,38	17,63
D004-1	55,00	17,53	27,47
D004-2	59,00	16,03	24,97
D004-3	61,00	17,24	21,77
D004-4	51,00	17,19	31,81
D005	68,00	14,38	17,63
D005-1	59,00	14,03	26,97
D005-2	59,00	18,74	22,26
D005-3	59,00	20,96	20,04
D005-4	50,00	31,00	19,00
D006	67,00	16,76	16,24

Tabela A1.3: Dados de distribuição das partículas para o perfil P3.

Local	% Argila	%Areia	%Silte
D028	65,00	17,85	17,15
D028-1	54,00	21,97	24,03
D028-2	56,00	20,25	23,75
D028-3	62,00	18,54	19,46
D028-4	60,00	18,38	21,62
D028-5	61,00	17,98	21,02
D028-6	59,00	17,99	23,01
D028-7	64,00	17,57	18,43
D028-9	62,00	18,38	19,62
D028-10	59,00	17,36	23,65
D028-11	62,00	17,67	20,33
D028-12	57,00	24,23	18,77
D028-13	51,00	23,77	25,23
D028-14	54,00	21,64	24,36
D028-15	52,00	20,83	27,17
D028-16	57,00	18,84	24,17
D028-17	53,00	19,12	27,88
D028-18	51,00	16,19	32,81
D028-19	56,00	16,72	27,28
D028-20	55,00	16,20	28,80
D029	60,00	14,09	25,91
D029-1	61,00	15,94	23,06
D029-2	60,00	17,34	22,66
D029-3	55,00	16,14	28,86
D029-4	56,00	16,65	27,35
D029-5	57,00	15,02	27,98
D029-6	61,00	14,67	24,33
D029-7	58,00	13,46	28,54
D029-8	56,00	15,33	28,67
D029-9	52,00	24,83	23,17
D029-10	50,00	21,28	28,72
D030	44,00	26,28	29,72

Tabela A1.4: Curva de retenção.

Local	Tensão (atm)										
	0	0,1	0,3	0,5	0,7	1	1,5	2	2,5	3	5
D002	34,01	27,33		25,87	24,67	23,13		21,31		17,73	15,15
D003	37,73	31,90		30,21	28,56	26,45		24,82		21,86	19,10
D004	38,20	29,14		27,60	26,21	25,40		23,18		20,34	17,98
D005	38,08	30,23		28,61	26,89	25,91		23,78		20,60	17,88
D009	37,87	29,16		27,56	25,90	24,88		22,54		20,14	17,37
D010	38,41	31,25		29,49	27,94	26,61		24,97		22,43	19,41
D011	36,42	26,79		25,09	23,76	22,85		20,82		18,11	15,67
D012	33,12	26,25		24,08	21,99	20,27				17,35	15,30
D013	36,57	27,25		25,57	24,14	23,33		21,19		17,72	15,65
D014	40,31	29,68		27,89	25,92	24,58		22,95		18,17	16,64
D015	38,34	29,02		25,02	23,27	21,61		14,95		12,90	11,45
D016	32,77	24,74		22,17	20,51	18,98		13,64		10,85	9,70
D017	46,73	29,86		27,15	25,26	22,63		16,56		12,61	11,73
D018	32,61	27,00		24,54	23,01	21,95		17,15		15,09	14,01
D019	32,12	24,78		23,06	21,53	19,80		14,78		12,86	11,36
D020	28,16	23,29		21,73	20,34	18,63		13,62		11,68	10,37
D021	35,55	28,73		25,98	24,18	22,74		17,77		15,71	14,56
D022	34,23	29,07		26,40	24,66	23,35		17,69		15,42	13,73
D023	39,11	30,32	29,05	27,51	26,11	25,40	23,32	21,21	20,37	19,59	
D024	41,91	31,76		28,99	26,17	25,68		20,25		16,46	14,34
D025	39,32	30,49		27,97	26,57	23,79		18,89		16,36	14,24
D026	44,44	35,29	33,37	31,27	29,83	29,15	27,28	25,41	24,39	23,36	
D028	42,58	36,01	34,23	31,81	30,69	30,13	28,34	26,58	25,46	24,43	
D029	46,85	37,20	35,44	33,39	31,97	31,28	29,24	27,25	26,21	25,16	
D030	41,33	34,78	33,39	31,90	30,64	29,91	28,11	26,18	25,12	24,04	
D032	37,54	30,98	29,72	28,20	27,11	26,50	24,70	22,92	22,04	21,26	
D033	40,41	34,20	30,48	27,72	26,57	26,33	25,55	25,05	24,16	23,40	

Tabela A1.5: Dados de densidade do solo e densidade das partículas nas profundidades de 0, 30 e 60cm.

Local	Densidade das partículas (g.cm ⁻³)			Densidade solo (g.cm ⁻³)
	0 cm	30 cm	60 cm	
D001	2,60	2,63		
D002	2,67	2,67	2,70	1,36
D003				1,23
D004	2,44	2,64	2,63	1,21
D005	2,57	2,70		1,19
D006	2,22	2,50	2,47	
D007	2,67	2,70		
D008	2,70	2,86		
D009	2,44	2,47		1,17
D010	2,63	2,53		1,21
D011	2,35	2,54		1,20
D012	2,82	2,82		1,33
D013	2,36	2,60		1,20
D014	2,53	2,57		1,13
D015	2,56	2,57		1,20
D016	2,63	2,78		1,29
D017	2,63	2,60		1,05
D018	2,67	2,74		1,34
D019	2,63	3,19		1,35
D020	3,08	3,21		1,42
D021	2,82	2,67		1,26
D022	2,78	2,57		1,27
D023	2,90	2,90		1,36
D024	2,63	2,74		1,14
D025	2,44	2,53		1,11
D026	2,63	2,57		1,20
D027	2,74	2,78		1,45
D028	2,63	2,57	2,44	1,14
D029	2,47	2,74	2,53	1,12
D030	2,60	2,99	2,86	1,24
D032	2,86	2,78		1,29
D033	2,82	2,74		1,23

Tabela A1.6: Dados de conteúdo de água no solo, nos pontos da malha regular na superfície.

Pontos	Conteúdo de água no solo (% g.g ⁻¹)												
	21/06/02	09/07/02	10/07/02	11/07/02	13/08/02	14/08/02	15/08/02	20/09/02	29/10/02	12/11/02	14/12/02	15/12/02	16/12/02
D001	28,00	36,19	34,19	21,74	29,98	34,35	33,03	35,76	37,11	27,48	19,14	18,57	20,30
D002	40,44	32,73	37,76	24,83	32,09	39,45	37,86	34,41	30,52	21,71	29,06	22,35	
D003					37,88	40,64	43,06	38,29					
D004	39,84	45,41	33,01	33,96	36,10	32,17	38,22	33,56	27,80	25,45	25,87	22,24	24,52
D005	36,25	39,70	30,49	33,03	40,69	42,87		42,25	32,34	25,63	19,49	18,92	21,47
D006	40,71	35,13	32,62	28,65	33,01		48,11	37,51	35,18	24,98	19,80	23,06	24,28
D007	37,90	31,30	30,19	32,38	32,68	34,07	35,14	39,13	27,84	34,12	10,54	35,02	19,89
D008	32,52	32,55	47,06	36,33	35,41	33,76	34,38	39,52	38,09	38,87	11,59	15,14	15,29
D009	33,17	34,01	30,86	37,05	33,89	35,83	41,36	37,31	27,83	32,82	37,91	31,46	26,08
D010	36,25	38,84	37,79	29,22	32,48	37,30	33,01	40,99	30,15	32,28	27,63	28,47	25,97
D011	34,92	35,96	30,03	27,41	33,44		40,25	35,24	34,36	31,80	21,98	26,10	15,05
D012	32,99	31,52	30,29	28,78	30,70	32,48	37,27	35,97	26,34	28,89	37,31	19,77	17,85
D013	35,87	37,10	32,30	29,76	35,54	33,94	36,64	45,41	31,88	26,98	28,08	26,37	19,70
D014	34,94	30,84	32,00	23,01	28,95	34,23	31,16	39,58	27,21	30,50	27,63	24,20	25,62
D015	34,27	32,62	30,38	26,34	25,35	29,44	31,26	39,68	28,31	26,82	19,14	18,96	15,59
D016	35,14	32,43	32,24	29,04	24,69	30,35	27,36	32,72	29,89	27,10	18,03	17,59	21,34
D017	26,42	33,52	30,90	22,66		29,22	33,36	36,80	37,37	20,88	18,79	16,12	21,63
D018	36,37	38,88	29,64	27,69	25,75	33,37	33,36	37,47	30,21	21,81	24,41	18,05	19,70
D019	37,03	49,46	35,96	31,41	23,57	31,11	31,18	33,29	34,03	24,70	18,81	16,26	20,19
D020	31,58	30,97	23,54	22,84	20,84	23,62	27,15	35,11	29,14	21,75	20,38	16,37	16,76
D021	31,83	33,49	30,04	26,28	34,77	37,82	38,87	43,58	24,01	25,04	22,84	17,10	16,28
D022	36,69	33,97	45,01	32,66	34,84	38,15	35,17	41,93	31,71	37,19	21,52	18,46	21,01
D023	33,71	36,38	28,61	28,65	31,13	31,69	34,06	39,67	31,13		25,58	25,22	16,72
D024	40,71	33,53	31,66	35,76	33,35	34,41	39,00	43,08	36,95		18,13	31,74	24,95
D025	39,53	37,36	39,61	31,24	41,36	40,29	37,94	37,98	33,69	29,69	24,81	14,40	26,43
D026	33,54	34,07	31,81	28,34	32,86	37,66	36,41	35,70	28,74	21,57	27,54	24,17	27,05
D027	33,26	35,71	32,98	29,55	35,14		37,78	35,37	32,45	31,18	18,09	25,13	27,86
D028	34,30		30,48	28,19	38,20	46,33	41,23	35,88	27,27	25,70	32,00	19,76	23,82
D028-1					40,30	38,39	41,71	41,32	33,57				
D028-2					34,25	39,78	38,87	40,56	33,27				
D028-3					30,81	35,80	43,08	46,60	29,33				
D029	35,68	33,22	33,75	30,38	34,80	38,74	32,15	34,38	29,52	20,85	22,00	22,00	15,03
D029-1					37,10	41,43	43,82	40,18	45,70		28,86		
D029-2					44,58		45,58	51,50	43,89		26,20		
D030	32,55	34,59	37,64	33,23	40,17	36,88	39,94	47,35	35,73	28,86	35,91	31,60	34,64
D031	34,60	35,98	33,32	34,56	27,63	37,53	35,30	35,39	34,03				23,82
D032	30,78	33,62	30,16	23,24	28,56	31,13	34,44	34,36	30,08	26,20	20,90	18,58	19,73
D033	33,50	36,36	31,73	29,01	26,62	32,88	38,60	41,52	28,36	28,80	22,27	19,04	15,43

Tabela A1.6: Dados de conteúdo de água no solo, nos pontos da malha regular na superfície (continuação)

Pontos	Conteúdo de água no solo (% g.g ⁻¹)								
	03/02/03	05/02/03	19/02/03	22/02/03	01/04/03	04/04/03	07/04/03	13/05/03	09/06/03
D001	21,58	22,24		29,74	23,91	30,90	27,46	25,90	28,93
D002	22,83	23,86	27,77	29,43	26,76	29,34	27,17	26,13	27,40
D003	25,25	27,39	28,15	31,15	27,14	38,25	32,46	32,20	33,91
D004	23,56	25,55	28,75	30,79	24,62	31,65	30,68	28,78	33,12
D005	27,01	27,58	27,76	29,83	25,59	31,32	29,37	29,32	30,14
D006	20,43	22,49	25,57	28,03	22,29	28,75	25,83	25,35	29,50
D007	22,39	23,02		27,89	22,82	30,55	28,53	25,64	28,80
D008	21,73	23,68		29,52	23,96	30,89	32,11	22,45	29,34
D009	22,41	24,83		28,22	24,39	29,46	29,00	29,36	29,45
D010	23,89	25,43		30,65	26,33	30,73	30,40	27,90	28,76
D011	21,13	22,91		30,57	21,85	27,33	28,20	28,68	29,30
D012	18,57	21,73		24,63	22,57	29,02	24,59	21,09	26,75
D013	20,17	22,29		27,37	22,93	28,44	26,93	24,94	26,90
D014	25,00	24,07		30,24	25,17	31,28	26,21	25,24	30,47
D015	22,86	22,73		28,86	25,14	31,77	28,06	25,23	28,62
D016	21,11	22,99		27,21	20,21	29,69	25,95	22,11	24,67
D017	20,76	23,70	25,65	27,52	22,20	29,71	26,34	23,87	29,94
D018	21,27	23,32		28,73	20,86	28,03	26,47	22,46	26,85
D019	20,42	25,66	25,15	27,72	19,38	31,42	25,46	20,14	24,63
D020	20,34	19,14	21,22	30,06	19,34	25,17	22,25	19,46	22,70
D021	22,36	29,58		30,56	24,83	29,56	29,15	26,23	28,52
D022	23,38	24,82		30,56	29,29	30,80	32,74	29,27	26,88
D023	20,25	19,38		26,71	21,43	29,08	24,70	22,55	25,63
D024	22,60	25,65		30,56	27,39	32,04	27,64	26,47	31,50
D025	24,71	22,57		32,42	21,96	32,64	31,97	28,78	33,28
D026	22,19	22,86	26,74	29,38	23,25	29,54	28,03	27,63	29,39
D027	23,21	22,18	27,13	28,86	23,58	31,11	26,97	26,27	28,65
D028	21,09	24,33	26,34	31,24	24,93	31,07	27,04	28,19	31,25
D028-1	25,49	25,51	30,80		27,95	33,61	30,24	30,86	33,22
D028-2	23,35	22,97	27,78	30,59	26,11	32,34	31,21	27,81	30,19
D028-3	23,65	26,09	25,52	30,79	26,16	32,85	29,39	26,63	30,01
D029	21,71	22,83	27,79	28,19	23,15	32,17	27,98	26,26	28,61
D029-1	22,82	26,02	28,91	32,72	29,95	30,00	28,43	28,87	32,29
D029-2	25,74	26,48	29,00	32,80	28,96	31,45	30,58	29,33	32,50
D030	22,41	30,02	28,53	29,24	25,46	31,85	30,90	26,62	28,65
D031									
D032	23,08	23,39	25,89	27,41	23,40	32,90	25,07	25,78	28,99
D033	20,92	23,62		27,06	24,86	29,53	25,00	23,18	28,02

Tabela A1.7: Dados de conteúdo de água no solo nos pontos da malha regular na profundidade de 30cm.

Pontos	Conteúdo de água no solo (% cm.cm ⁻¹)													
	21/06/02	09/07/02	10/07/02	11/07/02	13/08/02	14/08/02	15/08/02	20/09/02	16/10/02	29/10/02	12/11/02	14/12/02	15/12/02	16/12/02
D001	39,02	39,22	39,07	38,97	39,12	39,22	39,17	40,12	39,27	39,64	39,64	40,01	39,90	39,74
D002	45,73	46,00	45,60	45,47	45,60	45,60	45,47	47,47	46,14	46,56	46,71	46,14	46,00	45,87
D003								45,22						
D004	39,17	39,12	39,12	39,12	38,82	38,82	38,77	39,43	38,87	39,27	39,27	39,22	39,02	38,92
D005	39,07	39,17	40,46	40,29	39,96	39,90	38,66	41,36	40,29	39,43	40,64	40,29	40,18	40,01
D006	39,22	39,43	39,27	39,22	38,97	38,87	38,92	39,43	39,07	39,17	39,17	38,92	38,87	38,92
D007	43,05	42,78	42,02	41,95	42,96	42,87	42,78	45,60	43,24	44,06	44,06	43,24	42,87	42,51
D008	38,56	38,72	38,19	38,19	38,41	38,41	38,51	39,69	38,77	38,97	38,92	38,72	38,61	38,51
D009	38,56	38,41	38,25	38,14	37,98	38,35	37,87	39,12	38,66	38,87	39,02	38,77	38,66	38,56
D010	45,60	45,87	45,60	45,35	45,22	44,97	44,97	42,87	45,10	41,29	41,50	41,64	41,36	41,36
D011	39,27	39,38	39,22	39,17	39,02	38,97	38,97	39,64	39,02	39,27	39,33	39,07	38,97	38,87
D012	38,82	38,77	38,77	38,72	39,48	39,43	38,72	39,58	40,07	40,29	40,23	39,96	39,85	39,74
D013	34,64	34,83	34,64	35,11	35,11	35,02	34,54	35,29	35,11	35,47	35,55	35,29	35,20	35,11
D014	36,19	36,04	36,19	36,12	36,04	35,96	35,72	36,49	35,96	36,19	36,56	36,04	36,04	35,88
D015	38,09	38,19	38,09	38,03	37,92	37,87	37,81	38,35	37,70	37,92	37,92	37,64	37,58	37,52
D016	38,30	38,41	38,25	38,35	37,98	37,87	36,70	38,87	38,82	39,07	39,12	38,92	38,61	39,02
D017	38,87	39,12	38,92	38,87	38,77	38,72	38,72	39,58	38,61	38,87	39,02	39,02	38,87	38,72
D018	37,87	37,28	37,16	37,03	37,09	37,03	37,03	38,87	37,92	38,09	38,19	37,81	37,70	37,98
D019	38,97	39,12	39,07	39,07	38,82	38,77	38,77	39,74	38,87	39,17	39,33	39,22	39,02	38,87
D020	35,80	35,64	35,80	35,55	37,28	36,49	38,77	37,22	37,46	37,98	37,40	37,16	37,09	37,70
D021	40,07	41,02	41,57	42,02	42,18	41,57	41,43	45,47	42,96	43,44	43,34	42,69	42,60	42,51
D022	36,19	35,96	36,12	36,04	36,04	36,12	36,04	36,27	36,56	36,12	37,28	35,96	35,80	35,72
D023	39,33	40,12	39,90	39,64	40,64	39,02	38,41	45,35	41,43	42,78	43,44	42,51	42,26	42,18
D024	37,22	36,83	36,76	36,83	36,70	36,83	35,96	37,52	36,63	36,76	36,76	38,82	37,34	36,96
D025	34,13	35,02	34,83	34,74	35,11	35,38	35,38	36,34	34,93	35,38	35,47	34,93	34,93	34,83
D026	38,66	39,43	39,17	39,85	40,96	40,96	40,41	42,26	41,09	41,43	41,36	41,15	41,09	40,96
D027														
D028	38,09	38,87	38,77	38,72	39,27	39,27	39,22	39,74	39,07	39,27	39,27	39,33	39,27	39,22
D029	40,12	38,97	38,87	38,77	39,22	39,22	39,38	39,69	40,23	40,64	39,58	39,69	39,58	39,48
D030	40,89	41,57	41,43	41,29	41,64	41,57	41,72	42,78	41,87	42,35	42,26	41,95	41,72	41,64
D031	37,46	39,27	39,02	39,02	39,12	36,04	40,83	40,96	39,74	40,18		44,39	41,43	41,22
D032	35,55	35,88	35,55	35,47	35,88		38,61	37,52	36,34	36,83	36,90	36,49	36,34	36,41
D033	38,77	39,07	38,72	38,82	39,38	40,83	36,49	40,52	39,38	39,90	40,07	39,96	39,85	39,74

Tabela A1.7: Dados de conteúdo de água no solo nos pontos da malha regular na profundidade de 30cm (continuação).

Pontos	Conteúdo de água no solo (% cm.cm ⁻¹)									
	03/02/03	05/02/03	08/02/03	19/02/03	22/02/03	01/04/03	04/04/03	07/04/03	13/05/03	09/06/03
D001	37,09	36,70	36,41		39,17	37,70	38,92	38,56	38,66	38,87
D002	39,48	38,82		42,69	44,16	42,43	44,85	43,74	43,54	44,06
D003	42,43	41,64		43,34	43,84	41,15	43,05	42,18	42,26	42,10
D004	37,64	36,96		38,25	38,82	38,03	38,87	38,61	38,66	38,97
D005	38,66	38,14		40,07	40,58	38,72	38,09	39,53	39,38	38,87
D006	38,19	37,92		38,77	38,97	38,03	39,12	38,72	41,57	42,43
D007	39,96	38,87			42,78	38,72	41,64	40,77	40,96	41,50
D008	36,56	35,55			38,66	35,11	36,19	36,70	37,98	38,56
D009	37,75	36,27			38,03	36,12	37,98	37,40	37,34	37,75
D010	40,41	39,58			45,35	40,58	46,56	44,28	44,50	45,47
D011	37,92	37,70			38,97	37,81	38,41	38,51	38,56	38,92
D012	38,25	38,61			40,01	38,46	39,48	39,07	38,87	39,12
D013	34,34	38,51			35,80	34,03	33,70	34,13	34,93	35,02
D014	35,29	35,02			36,76	35,47	35,88	36,19	36,41	36,70
D015	37,03	36,90	36,83		37,87	36,41	36,49	37,16	37,46	37,87
D016	38,56	38,46	38,19		38,97	36,63	36,90	37,75	38,61	39,22
D017	37,64	37,28	36,90	38,51	39,17	37,92	37,64	38,14	38,09	38,09
D018	37,52	37,40	37,34	37,70	37,98	37,03	37,40	37,46	37,28	37,22
D019	37,28	36,96	37,40	38,56	38,82	38,03	39,17	38,56	38,35	38,56
D020	36,90	36,63	36,34	37,75	37,22	36,90	37,40	37,75	37,52	37,09
D021	41,36	41,02			42,35	39,02	39,85	40,29	40,77	41,29
D022	31,11	31,11	30,66		35,20	33,81	35,88	34,34	34,64	34,44
D023	40,35	39,79	38,41	40,46	41,09	37,28	37,28	37,64	38,82	39,27
D024	35,47	35,20	34,83		38,03	37,09	37,87	37,52	37,58	36,49
D025	34,03	33,92			35,55	31,26	30,50	31,11	33,70	34,24
D026	39,43	38,77	37,92	38,19	40,58	38,41	40,52	40,23	38,97	39,48
D027										
D028	38,87	38,66	38,25	39,02	39,33	37,34	37,75	37,81	37,34	37,64
D029	37,34	36,83	36,70	38,30	38,92	38,14	39,17	38,87	38,66	39,12
D030	39,12	38,35	38,09	41,15	41,57	40,46	41,50	41,22	40,89	41,50
D031										
D032	35,64	35,11	34,74		36,41	35,47	36,41	36,04	35,72	36,12
D033	39,12	38,51	38,41		39,85	39,02	39,48	39,43	39,74	39,64

Tabela A1.8: Dados de conteúdo de água no solo na profundidade de 60cm.

Pontos	Conteúdo de água no solo (% cm.cm ⁻¹)												
	21/06/02	09/07/02	10/07/02	11/07/02	13/08/02	14/08/02	15/08/02	20/09/02	16/10/02	29/10/02	12/11/02	14/12/02	15/12/02
D002	42,60	42,87	42,60	42,60	42,60	42,43	42,43	43,24	42,51	42,78	42,87	42,18	42,60
D004	37,03	37,22	36,96	36,90	36,70	36,63	36,63	37,46	36,83	37,16	37,22	37,09	37,03
D006	33,36	33,36	33,24	33,00	32,37	32,75	32,50	33,47	32,37	32,75	33,00	32,37	32,63
D016	39,17	42,10	41,87	41,95	42,35	42,26	37,92	43,24	42,35	43,24	43,14	39,53	39,38
D028	35,96	31,11	30,81	38,56	42,10	42,02	41,95	43,44	43,24	44,62	44,39	47,31	47,31
D029	37,92	39,74	38,56	38,56	38,56	38,56	38,51	39,22	39,17	39,33	38,77	38,61	38,77
D030	39,79	38,61	39,69	39,48	39,58	39,48	39,12	41,79	40,12	40,35	40,35	40,18	40,07

Tabela A1.8: Dados de conteúdo de água no solo na profundidade de 60cm (continuação).

Pontos	Conteúdo de água no solo (% cm.cm ⁻¹)								
	03/02/03	05/02/03	19/02/03	22/02/03	01/04/03	04/04/03	07/04/03	13/05/03	09/06/03
D002	40,52	40,07	40,58	41,95	41,79	44,16	42,26	42,18	42,26
D004	35,55	34,64	35,80	36,70	35,88	35,72	36,04	36,49	36,70
D006	31,83	31,40	32,50	32,88	31,83	32,37	32,24	37,03	37,28
D016	39,12	39,07		39,38	38,19	37,52	37,64	42,26	39,48
D028	48,79	48,62	49,51	51,26	49,32	53,94	51,06	54,42	58,16
D029	38,09	37,92	39,27	40,89	38,66	38,97	39,07	38,87	39,79
D030	38,09	37,52	40,35	41,79	39,96	40,58	40,41	40,12	39,48

Tabela A1.8: Conteúdo de água no solo no perfil P1.

Pontos	Conteúdo de água no solo (% g.g ⁻¹)						
	19/02/03	22/02/03	01/04/03	04/04/03	07/04/03	13/05/03	09/06/03
D002	27,77	29,43	22,29	29,34	27,17	26,13	27,40
D002-1	23,09	27,56	27,06	28,07	24,82	24,37	27,72
D002-2	27,21	30,67	28,05	29,94	30,50	27,68	30,02
D002-3	27,49	31,74	28,67	31,94	31,18	29,89	32,59
D002-4	31,30	31,32	29,37	35,82	34,36	33,17	35,99
D003	28,15	31,15	25,59	38,25	32,46	32,20	33,91
D003-1	27,49	31,14	25,96	32,24	27,84	28,46	30,13
D003-2	29,00	29,47	28,11	31,45	28,98	27,81	30,93
D003-3	28,03	31,11	23,87	29,97	30,47	31,00	29,45
D003-4	26,69	29,53	27,65	31,66	28,79	26,61	28,78
D004	28,75	30,79	24,62	31,65	30,68	28,78	33,12
D004-1	30,07	30,98	27,65	32,44	32,26	28,56	31,11
D004-2	27,84	31,06	23,87	30,24	28,13	28,47	30,77
D004-3	28,18	28,93	28,11	30,34	29,65	28,28	29,75
D004-4	26,36	31,91	25,96	30,28	31,62	29,95	31,40
D005	27,76	29,83	25,59	31,32	29,37	29,32	30,14
D005-1	28,71	28,81	29,37	34,85	31,42	27,29	29,92
D005-2	29,49	31,49	28,67	34,74	31,89	31,59	33,67
D005-3	27,57	31,06	28,05	33,33	31,45	29,44	34,04
D005-4	28,22	29,42	27,06	30,77	30,76	27,20	31,68
D006	25,57	28,03	22,29	28,75	25,83	25,35	29,50

Tabela A1.9: Conteúdo de água no solo no perfil P3.

Pontos	Conteúdo de água no solo (% g.g ⁻¹)								
	03/02/03	05/02/03	19/02/03	22/02/03	01/04/03	04/04/03	07/04/03	13/05/03	09/06/03
D028	21,09	24,33	26,34	31,24	24,93	31,07	27,04	28,19	31,25
D028-1	25,46	25,37	27,74	31,73	26,35	33,46	29,84	27,27	28,15
D028-2	24,95	25,30	32,36	33,82	27,03	32,80	30,94	28,68	33,16
D028-3	24,96	25,98	28,24	32,36	26,52	33,37	29,49	29,29	31,31
D028-4	24,94	25,93	30,37	34,15	27,19	32,07	32,36	32,37	31,94
D028-5	25,49	25,51	30,80		27,95	33,61	30,24	30,86	33,22
D028-6	26,46	27,86	31,74	33,26	30,52	33,10	30,80	29,78	31,31
D028-7	23,57	25,21		29,52	25,17	32,93	28,53	28,17	34,51
D028-9	23,97	23,15	27,68	30,57	22,20	31,52	28,76	26,88	29,39
D028-10	23,06	23,96	26,60	30,35	25,27	30,30	28,59	28,86	29,77
D028-11	23,35	22,97	27,78	30,59	26,11	32,34	31,21	27,81	30,19
D028-12	23,73	22,31	26,52	29,54	24,39	28,37	26,38	26,80	28,05
D028-13	22,74	23,90	28,25	29,96	30,17	29,02	26,62	25,57	29,21
D028-14	22,73	24,16	26,06	30,47	25,32	28,95	29,35	27,13	28,06
D028-15	23,61	24,37	26,53	34,03	23,81	31,73	30,17	27,28	
D028-16	23,65	26,09	25,52	30,79	26,16	32,85	29,39	26,63	30,01
D028-17	23,25	23,75	28,21	30,20	25,51	32,84	30,02	28,06	29,46
D028-18	21,49	22,98	26,18	28,85	25,12	30,80	28,44	27,42	29,34
D028-19	23,96	24,47	26,25	31,73	24,67	31,26	28,95	27,56	29,25
D028-20	23,37	25,22	26,55	31,25	25,09	32,87	28,98	26,18	30,43
D029	21,71	22,83	27,79	28,19	23,15	32,17	27,98	26,26	28,61
D029-1	22,10	24,11	26,05	31,88	24,92	33,18	27,78	27,35	32,10
D029-2	22,66	24,50	26,95	31,58	26,98	32,75	30,02	28,39	31,65
D029-3	25,95	24,04	28,31	30,87	27,31	29,93	29,24	30,21	30,48
D029-4	23,86	26,67	29,92	33,15	28,90	33,19	29,96	28,93	30,88
D029-5	22,82	26,02	28,91	32,72	29,95	30,00	28,43	28,87	32,29
D029-6	25,93	26,54	30,55	30,96	27,40	29,46	30,70	30,79	30,05
D029-7	26,46	28,16	31,83	32,20	28,08	34,49	29,22	34,72	33,65
D029-8	28,17	30,25	32,11		29,13	35,73	33,72	29,41	35,77
D029-9	24,66	24,97	31,89	32,36	28,89	30,24	27,67	27,13	32,42
D029-10	25,74	26,48	29,00	32,80	28,96	31,45	30,58	29,33	32,50
D030	22,41	30,02	28,53	29,24	26,70	28,97	30,90	26,62	28,65

ANEXO 2 - Retas Henry

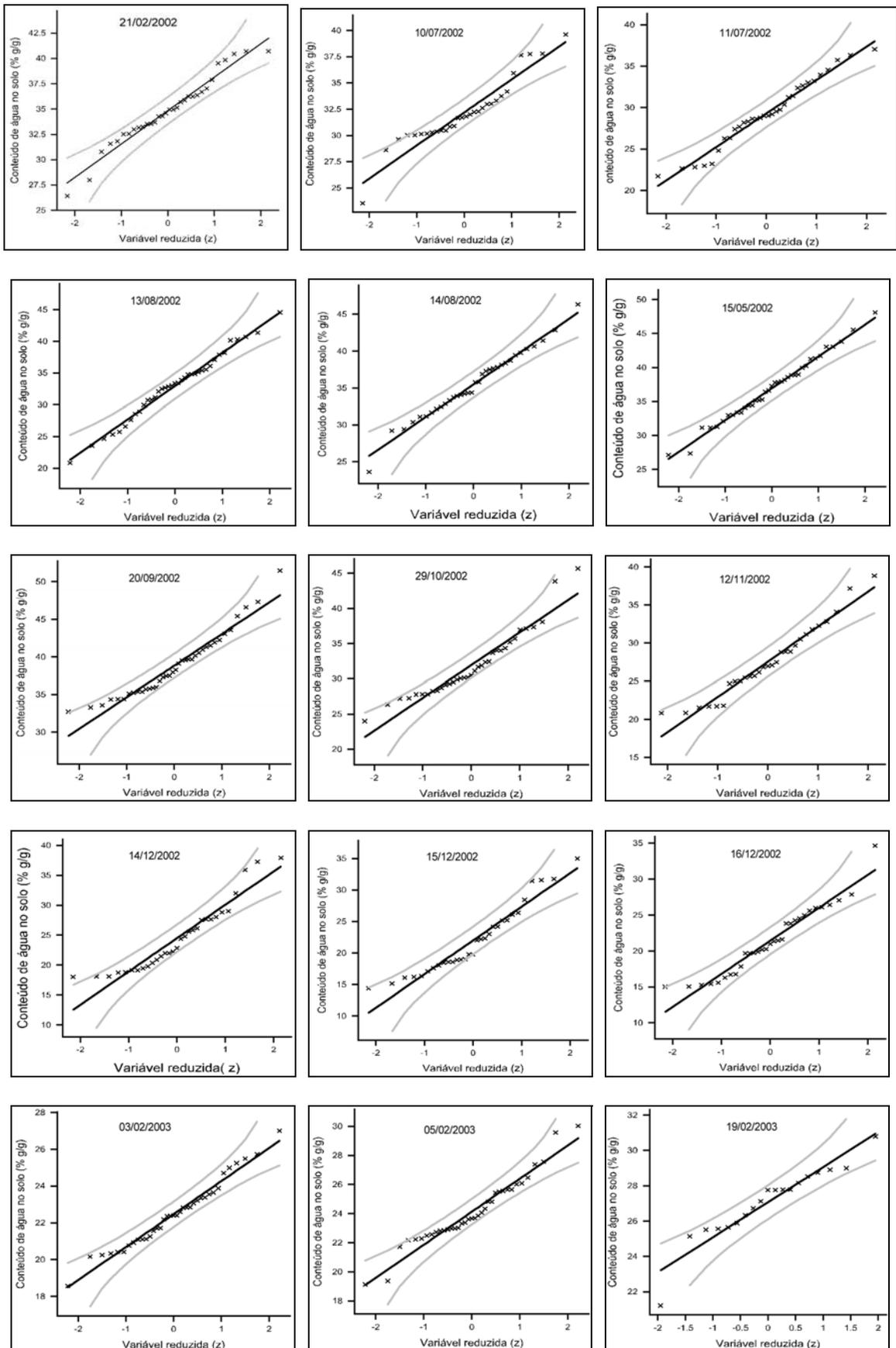


Figura A2.1: Retas Henry para dados de conteúdo de água no solo na superfície do solo (% g.g⁻¹).

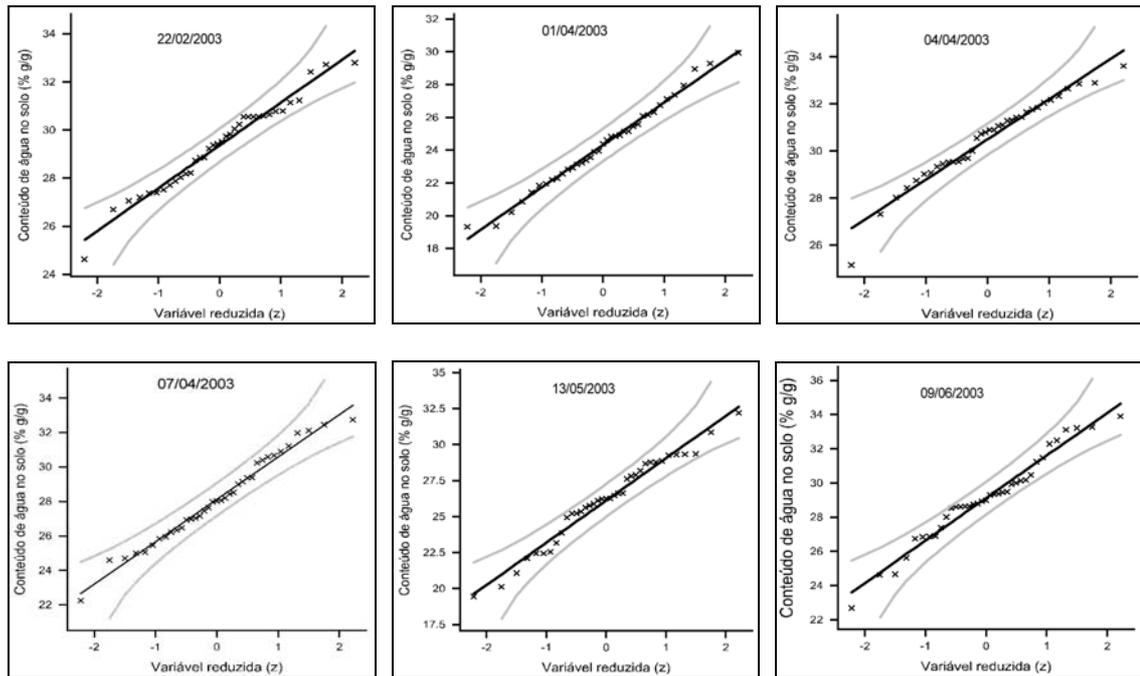


Figura A2.1: Retas Henry para dados de conteúdo de água no solo na superfície do solo (% g.g⁻¹) (continuação).

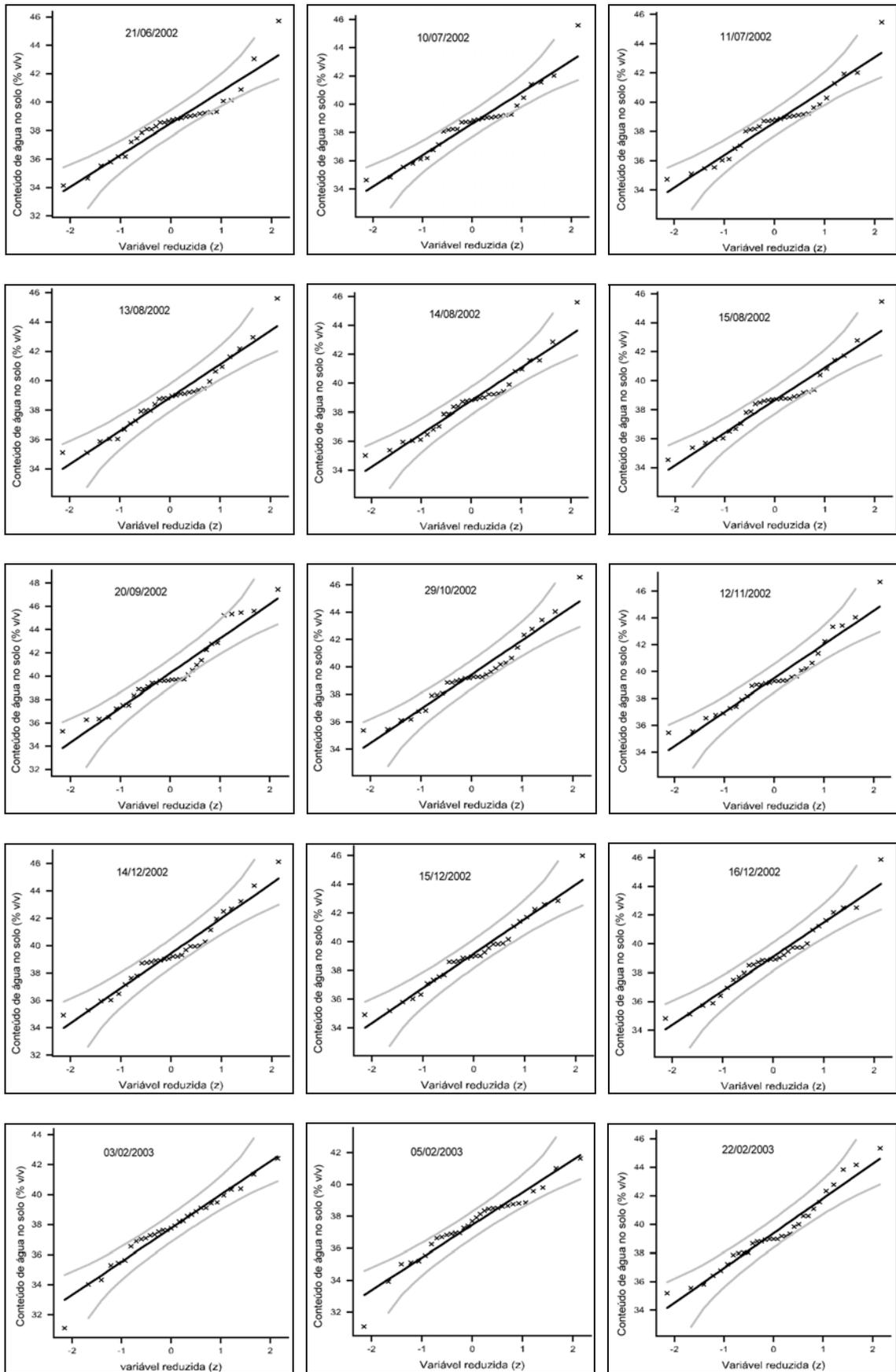


Figura A2.2: Retas Henry para dados de conteúdo de água no solo a 30 cm de profundidade ($\% \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$).

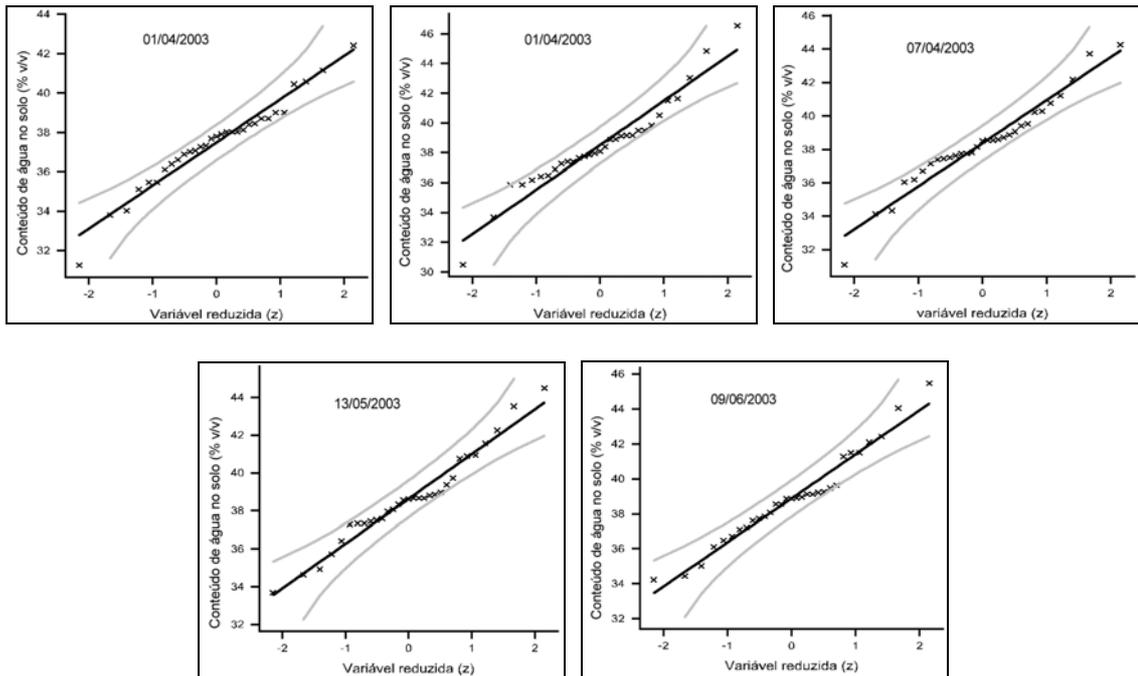


Figura A2.3: Retas Henry para dados de conteúdo de água no solo a 30 cm de profundidade ($\% \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) (continuação).

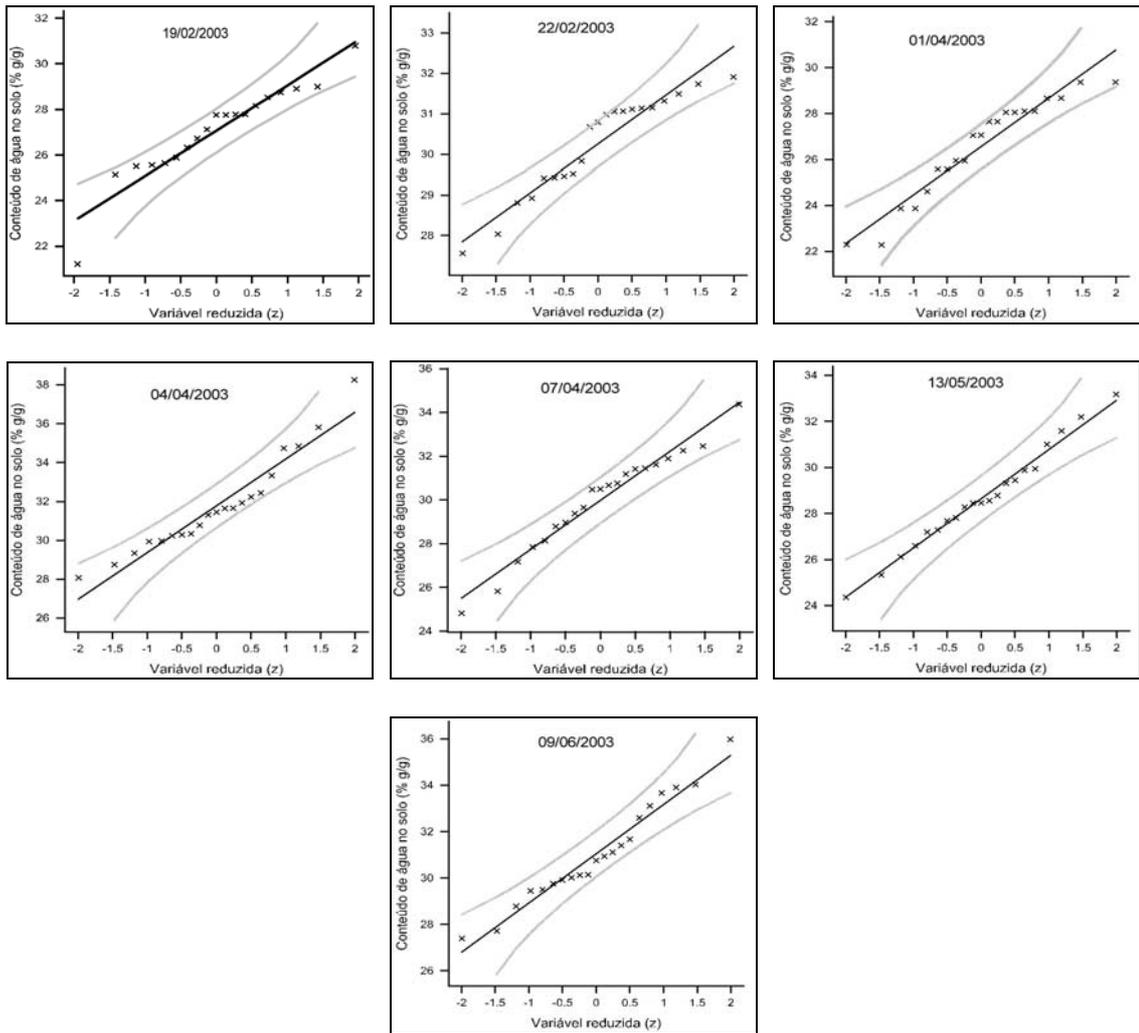


Figura A2.3: Retas Henry para dados de conteúdo de água no solo no perfil P1 (% g.g⁻¹).

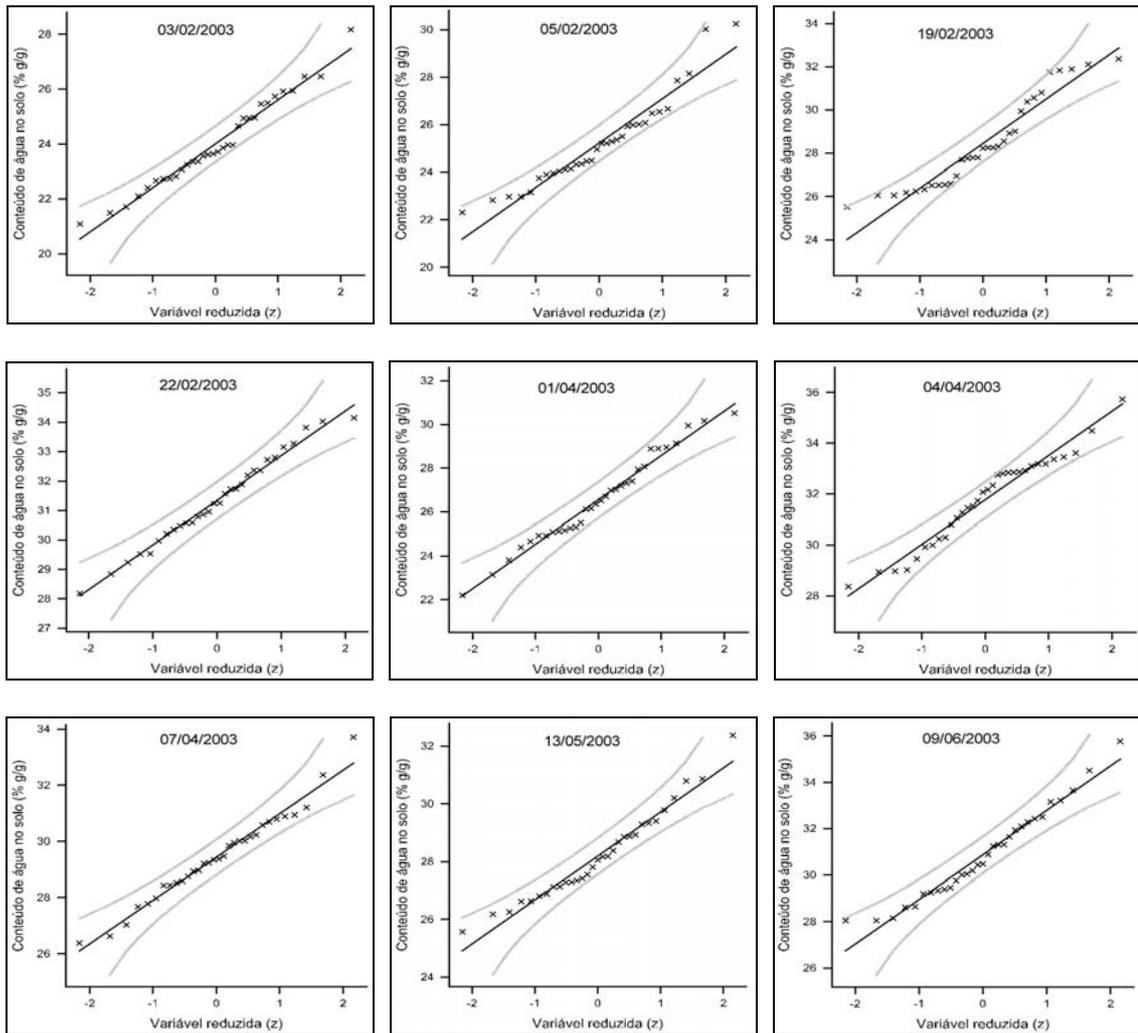


Figura A2.4: Retas Henry para dados de conteúdo de água no solo no perfil P3 (% g.g⁻¹).

ANEXO 3 - Atributos topográficos e índices de conteúdo de água

Tabela A3.1: Atributos topográficos e índices de conteúdo de água para as profundidades de 0, 30 e 60 cm.

PONTOS	ALT	DECL	ÁREA	ASP	COS(asp)	C ASP	CPER	CPLA	CLAS	IND1	IND2
D001	442,39	35,28	22	41	-0,9873	1	-5,91E-02	7,78E-02	3	7,352	3,091
D002	432,46	16,73	7	244	0,5026	8	-1,24E-02	-9,84E-03	1	6,953	4,025
D003	433,89	19,82	138	160	-0,9756	4	-8,01E-03	7,44E-03	3	9,764	6,314
D004	440,92	35,10	4	157	0,9968	4	-5,16E-02	2,50E-02	3	5,652	2,773
D005	450,88	27,94	1	145	0,8839	4	4,73E-02	-9,45E-02	9	4,494	1,386
D006	455,22	2,92	1	158	0,6055	4	1,87E-02	1,07E-01	7	6,754	1,386
D007	438,82	19,95	70	124	-0,0928	7	1,16E-01	-1,50E-03	9	9,079	6,194
D008	438,31	17,34	88	152	0,3590	4	-1,23E-01	9,11E-02	3	9,448	5,864
D009	444,13	29,76	21	158	0,6055	4	-6,78E-02	3,09E-02	3	7,475	4,431
D010	448,38	20,86	8	134	-0,4638	7	1,85E-02	-4,95E-02	9	6,866	4,025
D011	453,27	38,34	13	134	-0,4638	7	6,40E-02	-5,17E-02	9	6,743	4,511
D012	438,03	29,40	182	158	0,6055	4	-1,18E-02	-5,65E-03	1	9,647	6,590
D013	467,60	14,65	1	318	-0,7654	2	9,98E-03	-5,25E-03	9	5,140	0,693
D014	464,21	29,13	2	129	-0,9811	7	2,01E-03	-3,22E-02	9	5,145	2,639
D015	432,88	29,12	3	25	0,9912	1	3,43E-02	-1,94E-02	9	5,551	1,099
D016	420,93	25,36	102	26	0,6469	1	-5,69E-02	6,30E-02	3	9,216	4,625
D017	436,76	9,71	1	88	0,9994	6	1,10E-02	-1,04E-01	9	5,551	1,792
D018	427,75	6,11	1	340	0,7597	2	1,13E-01	-8,56E-02	9	6,013	0,693
D019	421,74	22,65	1	72	-0,9673	6	7,27E-02	-1,87E-02	9	4,704	1,792
D020	407,48	18,28	1	70	0,6333	6	1,24E-01	-6,98E-02	9	4,918	1,792
D021	435,03	28,79	48	14	0,1367	1	1,99E-02	5,98E-02	7	8,335	3,871
D022	435,52	45,63	2	178	-0,4794	4	1,26E-01	-1,15E-01	9	4,697	2,079
D023	403,99	3,21	1	180	-0,5985	4	8,98E-03	8,65E-02	7	6,657	1,386
D024	415,63	17,32	1	194	0,7118	3	1,04E-01	-1,28E-02	9	4,972	1,099
D025	434,18	15,72	2	141	-0,9317	4	-5,46E-02	3,46E-02	3	5,762	2,079
D026	437,09	26,68	36	198	-0,9968	3	-1,59E-02	1,78E-02	3	8,123	4,682
D027	425,27	12,16	1	165	-0,0663	4	-1,72E-03	-2,21E-02	1	5,326	1,386
D028	441,02	23,95	4	181	0,3508	3	6,42E-03	-2,84E-04	9	6,035	2,485
D028-1	434,81	34,61	18	186	-0,7985	3	3,19E-02	1,33E-03	7	7,170	3,989
D028-2	428,28	25,54	28	201	0,9981	3	-1,21E-02	2,57E-03	3	7,916	4,431
D028-3	423,79	22,95	334	196	0,3425	3	5,31E-05	1,16E-03	7	10,502	6,910
D029	420,75	11,00	3	209	-0,0840	3	-4,67E-03	-8,89E-04	1	6,525	2,197
D029-1	417,44	14,01	9	179	-0,9975	4	1,31E-05	2,83E-05	7	7,381	3,584
D029-2	415,20	7,12	6	110	-0,9990	7	-5,52E-03	6,65E-03	3	7,652	3,738
D030	415,19	6,93	1	70	0,6333	6	5,56E-03	-1,21E-03	9	5,888	1,792
D031	418,03	29,51	3	244	0,5026	8	-2,96E-02	5,07E-02	3	5,538	3,178
D032	405,67	30,19	5	44	0,9998	1	-2,55E-02	2,69E-02	3	6,026	1,609
D033	394,87	23,44	7	10	-0,8391	1	-6,37E-02	2,23E-02	3	6,615	1,946

Tabela A3.2: Atributos topográficos e índices de conteúdo de água para o perfil P1.

PONTO	ALT	DECLI	AREA	ASP	COS(asp)	C_ASP	CPER	CPLA	CLAS	IND1	IND2	IND3
D006	455,22	2,92	1	158	0,6055	4	1,87E-02	1,07E-01	9	6,754	1,386	0,316
D005-4	454,72	15,90	5	172	-0,7056	4	9,70E-03	-1,28E-02	3	6,667	2,996	0,230
D005-3	454,01	15,88	8	172	-0,7056	4	9,91E-03	-1,30E-02	3	7,138	3,466	0,701
D005-2	453,22	19,62	11	164	0,8038	4	1,37E-02	2,53E-03	9	7,245	3,784	0,807
D005-1	452,10	22,06	49	160	-0,9756	4	-7,84E-03	1,48E-02	7	8,622	5,278	2,184
D005	450,88	27,94	1	145	0,8839	4	4,73E-02	-9,45E-02	3	4,494	1,386	-1,944
D004-4	448,73	40,19	3	150	0,6993	4	-2,72E-02	2,44E-02	7	5,229	2,485	-1,209
D004-3	446,71	36,53	5	154	-0,9981	4	-2,93E-02	-2,19E-03	1	5,835	2,996	-0,603
D004-2	444,92	37,59	1	160	-0,9756	4	4,39E-02	-4,30E-02	3	4,197	1,386	-2,240
D004-1	442,91	41,25	18	167	-0,8797	4	1,40E-02	-3,09E-02	3	6,995	4,277	0,557
D004	440,92	35,10	4	157	0,9968	4	-5,16E-02	2,50E-02	7	5,652	2,773	-0,786
D003-4	439,17	25,52	1	134	-0,4638	7	7,92E-03	-5,55E-02	3	4,585	1,946	-1,293
D003-3	437,50	30,48	3	146	0,0840	4	-7,43E-04	-7,43E-04	1	5,506	2,485	-0,932
D003-2	435,95	21,64	129	159	-0,3425	4	-9,49E-03	1,17E-02	7	9,610	6,246	3,172
D003-1	434,91	20,59	77	163	0,9349	4	-4,27E-03	4,05E-03	7	9,143	5,730	2,705
D003	433,89	19,82	138	160	-0,9756	4	-8,01E-03	7,44E-03	7	9,764	6,314	3,327
D002-4	433,20	10,67	103	177	0,4794	4	3,97E-03	-2,28E-02	3	10,091	6,021	3,654
D002-3	432,84	7,89	1	149	-0,2237	4	4,16E-02	-5,87E-02	3	5,759	1,386	-0,679
D002-2	432,49	6,27	1	241	-0,6195	8	5,90E-03	-2,23E-02	3	5,988	2,079	0,244
D002-1	432,41	13,34	13	218	-0,3341	3	-2,08E-03	-2,10E-03	1	7,798	3,664	1,073
D002	432,46	16,73	7	244	0,5026	8	-1,24E-02	-9,84E-03	1	6,953	4,025	1,208

Tabela A3.3: Atributos topográficos e índices de conteúdo de água para o perfil P3.

PONTO	ALT	DECLI	ÁREA	ASP	COS(asp)	C ASP	CPER	CPLA	CLAS	IND1	IND2	IND3
D028	441,02	23,95	4	181	0,3508	3	6,42E-03	-2,84E-04	3	6,035	2,485	-0,691
D028-1	440,03	33,22	6	180	-0,5985	4	8,66E-02	3,34E-04	9	6,113	3,178	-0,325
D028-2	438,56	31,67	12	178	-0,4794	4	1,09E-03	1,08E-03	9	6,854	3,871	0,416
D028-3	437,30	31,67	14	178	-0,4794	4	-1,85E-04	-1,78E-04	1	7,008	4,025	0,570
D028-4	436,03	30,79	16	184	-0,2151	3	-8,69E-03	3,29E-02	7	7,170	3,871	0,444
D028-5	434,81	34,61	18	186	-0,7985	3	3,19E-02	1,33E-03	9	7,170	3,989	0,445
D028-6	433,33	36,53	20	183	0,7055	3	-2,62E-03	1,10E-02	7	7,222	4,094	0,496
D028-7	431,88	34,77	22	182	0,9775	3	-1,49E-02	1,72E-05	7	7,366	4,190	0,641
D028-8	430,56	32,30	24	186	-0,7985	3	-1,89E-03	2,54E-02	7	7,527	4,277	0,802
D028-9	429,35	29,60	26	194	0,7118	3	3,25E-03	1,93E-02	9	7,694	4,357	0,969
D028-10	428,28	25,54	28	201	0,9981	3	-1,21E-02	2,57E-03	7	7,916	4,431	1,191
D028-11	427,43	21,32	30	198	-0,9968	3	-1,76E-03	-1,76E-03	1	8,166	4,500	1,440
D028-12	426,57	24,04	32	196	0,3425	3	5,04E-03	-2,35E-04	3	8,110	4,564	1,385
D028-13	425,63	24,54	34	196	0,3425	3	2,94E-04	2,94E-04	9	8,150	4,625	1,424
D028-14	424,69	24,57	332	199	-0,4716	3	-6,08E-03	1,55E-02	7	10,427	6,904	3,702
D028-15	423,79	22,95	334	196	0,3425	3	5,31E-05	1,16E-03	9	10,502	6,910	3,777
D028-16	422,91	21,96	336	197	-0,6056	3	-8,20E-03	2,46E-03	7	10,552	6,916	3,826
D028-17	422,17	17,08	361	203	-0,3591	3	-1,84E-02	5,00E-03	7	10,875	6,987	4,149
D028-18	421,62	13,79	46	204	-0,9794	3	-6,50E-03	2,57E-03	7	9,029	4,927	2,304
D028-19	421,17	12,49	3	209	-0,0840	3	-7,32E-05	-8,84E-05	1	6,398	2,197	-0,328
D029	420,75	11,00	3	209	-0,0840	3	-4,67E-03	-8,89E-04	1	6,525	2,197	-0,201
D029-1	420,37	21,81	1	194	0,7118	3	1,05E-01	-2,73E-02	3	4,742	1,099	-1,984
D029-2	419,42	16,44	3	191	-0,8038	3	7,67E-03	-5,15E-03	3	6,123	2,197	-0,602
D029-3	418,73	17,34	5	183	0,7055	3	-1,04E-04	2,42E-02	7	6,580	2,708	-0,145
D029-4	418,04	16,64	7	183	0,7055	3	-7,30E-03	2,56E-02	7	6,958	3,045	0,233
D029-5	417,44	14,01	9	179	-0,9975	4	1,31E-05	2,83E-05	9	7,381	3,584	0,943
D029-6	416,89	12,78	11	175	0,5985	4	-8,43E-03	5,64E-03	7	7,674	3,784	1,236
D029-7	416,36	14,06	13	172	-0,7056	4	-5,21E-03	1,04E-03	7	7,746	3,951	1,308
D029-8	415,86	11,83	15	165	-0,0663	4	-1,10E-03	3,27E-03	7	8,062	4,094	1,624
D029-9	415,41	9,87	17	167	-0,8797	4	-1,46E-02	2,32E-02	7	8,368	4,220	1,930
D029-10	415,20	7,12	6				-5,52E-03	6,65E-03	7	7,652		
D030	415,19	6,93	1				5,56E-03	-1,21E-03	3	5,888		

ANEXO 4 - Coeficientes de correlação dos atributos topográficos e índices de conteúdo de água

Tabela A4.1: Coeficientes de correlação entre os atributos topográficos e índices de conteúdo de água com o conteúdo de água no solo, para as profundidades de 0 cm.

DATA	ALT	DECLI	AREA	ASP	COS(asp)	C ASP	CPER	CPLA	CLAS	IND1	IND2	IND3	ARG	AREIA
21/6/2002	0,177	-0,104	-0,152	0,433	-0,020	0,211	0,246	0,020	0,060	-0,160	-0,077	-0,029	0,087	-0,262
9/7/2002	0,032	0,033	-0,344	0,098	-0,185	0,036	0,025	-0,060	0,117	-0,391	-0,312	-0,342	-0,044	-0,155
10/7/2002	0,142	0,084	0,042	0,108	-0,237	0,148	-0,293	0,090	-0,182	0,074	0,177	0,157	0,034	-0,177
11/7/2002	-0,010	0,004	0,094	0,297	0,110	0,110	-0,095	0,143	-0,078	0,046	0,154	0,160	-0,063	-0,185
13/8/2002	0,257	-0,127	-0,068	0,221	-0,218	0,118	-0,185	0,034	-0,097	0,086	0,124	0,183	0,153	-0,216
14/8/2002	0,278	0,083	-0,010	0,374	-0,233	0,047	-0,134	0,021	-0,110	0,107	0,192	0,163	0,250	-0,257
15/8/2002	0,107	-0,147	0,171	0,231	-0,128	0,039	-0,140	0,239	-0,112	0,281	0,231	0,333	0,058	-0,128
20/9/2002	-0,023	-0,212	0,148	0,036	-0,185	-0,001	0,118	-0,079	0,318	0,091	0,015	0,099	-0,133	0,021
29/10/2002	-0,151	-0,345	-0,210	0,068	-0,246	0,231	-0,070	0,041	0,020	-0,075	-0,100	0,036	-0,217	-0,120
12/11/2002	0,219	0,350	0,265	-0,094	-0,243	0,149	-0,138	0,106	0,029	0,239	0,400	0,305	0,074	0,078
14/12/2002	0,175	-0,034	0,300	0,303	-0,042	0,255	-0,309	0,098	-0,140	0,361	0,473	0,517	0,025	0,263
15/12/2002	0,158	-0,139	-0,083	0,254	-0,048	0,346	0,190	0,023	0,174	0,067	0,146	0,222	-0,160	0,278
16/12/2002	0,120	-0,138	0,156	0,140	-0,156	0,224	-0,108	-0,002	-0,104	0,092	0,165	0,214	-0,053	0,160
3/2/2003	0,122	0,194	-0,022	0,020	-0,159	0,151	-0,039	-0,190	-0,034	-0,046	0,101	0,017	0,243	-0,292
5/2/2003	0,051	0,105	0,113	-0,135	-0,008	0,068	-0,010	-0,098	0,174	0,085	0,153	0,104	-0,038	-0,118
19/2/2003	0,206	0,138	-0,092	0,412	-0,316	-0,092	-0,595	0,228	-0,340	0,256	0,267	0,247	0,181	-0,212
22/2/2003	0,083	0,088	-0,074	0,083	-0,259	0,210	0,049	-0,123	0,119	-0,044	0,097	0,049	0,135	-0,347
1/4/2003	0,012	0,194	0,046	0,135	-0,177	0,054	-0,046	-0,117	-0,028	0,101	0,195	0,130	0,067	-0,131
4/4/2003	-0,055	0,114	0,253	-0,040	-0,152	-0,132	-0,233	0,115	-0,226	0,205	0,227	0,173	0,175	-0,304
7/4/2003	0,245	0,200	0,119	0,155	-0,144	0,089	-0,178	-0,006	-0,086	0,222	0,337	0,281	0,243	-0,323
13/5/2003	0,285	0,274	-0,050	0,199	-0,223	0,062	-0,092	-0,069	-0,081	0,065	0,196	0,115	0,322	-0,217
9/6/2003	0,219	0,066	0,031	0,138	-0,166	0,023	-0,286	0,111	-0,146	0,139	0,203	0,179	0,495	-0,484

Tabela A4.2: Coeficientes de correlação entre os atributos topográficos e índices de conteúdo de água com o conteúdo de água no solo, para as profundidades de 30 cm.

DATA	ALT	DECLI	AREA	ASP	COS(asp)	C ASP	CPER	CPLA	CLAS	IND1	IND2	IND3	ARG	AREIA
21/6/2002	0,048	-0,154	0,123	-0,033	0,069	0,394	0,005	0,015	-0,066	0,380	0,421	0,510	-0,136	0,224
9/7/2002	0,024	-0,143	0,108	-0,057	0,044	0,415	-0,065	0,095	-0,083	0,381	0,426	0,513	-0,135	0,265
10/7/2002	0,051	-0,112	0,093	-0,071	0,066	0,404	-0,034	0,050	-0,048	0,336	0,394	0,467	-0,123	0,260
11/7/2002	0,066	-0,101	0,108	-0,066	0,046	0,377	-0,047	0,068	-0,059	0,358	0,409	0,476	-0,119	0,264
13/8/2002	-0,018	-0,139	0,142	-0,072	0,013	0,382	-0,020	0,080	-0,081	0,399	0,439	0,521	-0,191	0,276
14/8/2002	-0,048	-0,090	0,145	-0,194	0,028	0,236	-0,072	0,054	-0,137	0,418	0,421	0,477	-0,171	0,261
15/8/2002	-0,022	-0,083	0,072	-0,050	0,135	0,484	0,013	0,049	-0,103	0,319	0,430	0,480	-0,195	0,193
20/9/2002	-0,146	-0,206	0,252	-0,044	-0,065	0,269	-0,051	0,220	-0,167	0,489	0,449	0,559	-0,249	0,116
16/10/2002	-0,059	-0,144	0,182	-0,042	0,041	0,352	-0,028	0,106	-0,136	0,440	0,458	0,548	-0,212	0,269
29/10/2002	-0,169	-0,194	0,210	-0,053	0,054	0,303	-0,060	0,224	-0,217	0,483	0,450	0,567	-0,265	0,238
12/11/2002	-0,132	-0,158	0,195	-0,057	0,033	0,320	-0,029	0,175	-0,162	0,452	0,428	0,537	-0,233	0,262
14/12/2002	-0,201	-0,129	0,142	0,030	0,101	0,376	-0,075	0,234	-0,216	0,366	0,397	0,479	-0,281	0,270
15/12/2002	-0,153	-0,152	0,170	-0,023	0,067	0,332	-0,087	0,218	-0,212	0,423	0,422	0,519	-0,248	0,264
16/12/2002	-0,175	-0,166	0,175	-0,034	0,088	0,322	-0,081	0,215	-0,213	0,430	0,418	0,520	-0,277	0,281
3/2/2003	-0,127	-0,259	0,353	-0,169	0,020	0,103	-0,143	0,267	-0,143	0,556	0,438	0,553	-0,271	0,169
5/2/2003	0,006	-0,314	0,355	-0,023	-0,053	0,006	-0,103	0,243	-0,059	0,492	0,333	0,456	-0,300	0,248
8/2/2003	-0,164	-0,582	0,243	-0,115	-0,064	-0,024	-0,508	0,488	-0,170	0,489	0,210	0,529	-0,144	0,225
19/2/2003	-0,017	-0,066	0,572	0,002	-0,230	0,397	-0,380	0,195	-0,319	0,524	0,566	0,648	-0,132	0,235
22/2/2003	-0,030	-0,196	0,312	-0,069	-0,050	0,332	-0,051	0,108	-0,104	0,497	0,494	0,582	-0,243	0,202
1/4/2003	-0,124	-0,157	0,193	-0,084	0,104	0,305	0,056	-0,034	-0,089	0,304	0,312	0,381	-0,383	0,253
4/4/2003	-0,045	-0,061	0,207	-0,042	0,002	0,382	0,073	-0,040	-0,094	0,362	0,428	0,467	-0,334	0,273
7/4/2003	-0,055	-0,106	0,224	-0,094	0,069	0,341	0,036	-0,018	-0,083	0,378	0,413	0,463	-0,318	0,264
13/5/2003	-0,005	-0,229	0,237	-0,109	0,040	0,344	-0,036	0,145	-0,102	0,433	0,408	0,519	-0,323	0,251
9/6/2003	0,031	-0,235	0,239	-0,123	0,021	0,343	-0,107	0,217	-0,138	0,474	0,436	0,556	-0,269	0,258

Tabela A4.3: Coeficientes de correlação entre os atributos topográficos e índices de conteúdo de água com o conteúdo de água no solo, para o perfil P1.

DATA	ALT	DECLI	AREA	ASP	COS(asp)	C ASP	CPER	CPLA	CLAS	IND1	IND2	IND3	ARG	AREIA
19/2/2003	-0,116	0,080	0,084	-0,351	-0,114	-0,086	-0,039	-0,071	0,111	-0,047	-0,042	-0,059	0,122	-0,078
22/2/2003	0,073	0,199	-0,206	-0,378	0,199	-0,080	0,184	-0,191	0,289	-0,322	-0,277	-0,337	0,029	-0,179
1/4/2003	-0,002	-0,121	0,241	-0,089	-0,355	-0,141	0,034	-0,325	-0,020	0,320	0,326	0,309	0,064	0,078
4/4/2003	-0,018	0,012	0,038	-0,225	0,123	-0,043	0,265	-0,487	0,015	-0,082	-0,077	-0,088	0,265	-0,166
7/4/2003	-0,129	-0,048	0,148	-0,202	-0,022	-0,075	0,202	-0,377	0,138	0,072	0,083	0,064	-0,064	-0,023
13/5/2003	0,008	0,137	0,070	-0,353	-0,001	-0,147	0,291	-0,354	0,237	-0,131	-0,084	-0,153	0,117	-0,106
9/6/2003	-0,122	-0,038	-0,094	0,008	0,079	0,088	-0,013	-0,325	0,059	-0,097	-0,065	-0,088	0,042	0,135

Tabela A4.4: Coeficientes de correlação entre os atributos topográficos e índices de conteúdo de água com o conteúdo de água no solo, para o perfil P3.

DATA	ALT	DECLI	AREA	ASP	COS(asp)	C ASP	CPER	CPLA	CLAS	IND1	IND2	IND3	ARG	AREIA
3/2/2003	-0,036	0,074	-0,239	-0,654	-0,074	0,534	-0,046	0,304	0,367	-0,006	0,004	0,000	0,049	-0,111
5/2/2003	-0,256	-0,236	-0,223	-0,681	0,055	0,547	-0,026	0,019	0,153	-0,185	-0,084	-0,048	-0,299	-0,026
19/2/2003	-0,053	-0,003	-0,352	-0,745	-0,095	0,590	-0,188	0,300	0,291	-0,148	-0,119	-0,098	-0,007	-0,060
22/2/2003	0,159	0,183	-0,123	-0,489	-0,169	0,361	0,082	0,299	0,321	-0,100	-0,096	-0,140	0,099	-0,036
1/4/2003	-0,213	-0,141	-0,270	-0,574	0,086	0,424	-0,071	0,112	0,250	-0,102	-0,097	-0,066	-0,205	0,058
4/4/2003	0,159	0,227	0,028	-0,250	-0,016	0,197	0,227	-0,134	0,112	-0,096	-0,127	-0,155	0,359	-0,471
7/4/2003	-0,038	0,027	-0,005	-0,323	0,083	0,247	-0,113	0,236	0,385	0,020	0,110	0,084	-0,104	-0,146
13/5/2003	0,010	0,080	-0,220	-0,570	-0,018	0,345	-0,116	0,265	0,332	-0,110	-0,112	-0,123	0,295	-0,454
9/6/2003	-0,054	0,028	-0,240	-0,652	0,016	0,387	-0,051	-0,013	0,210	-0,165	-0,204	-0,190	0,297	-0,336