

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO**

**ESTIMATIVA DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO A PARTIR
DE PEDOFUNÇÕES**

TESE DE DOUTORADO

Tatiana Taschetto Fiorin

**Santa Maria, RS, Brasil
2008**

ESTIMATIVA DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO A PARTIR DE PEDOFUNÇÕES

Por

Tatiana Tasquetto Fiorin

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Área de concentração em Processos Físicos e Morfogenéticos do Solo, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Ciência do Solo**

Orientador: Reimar Carlesso

Santa Maria, RS, Brasil
2008

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
Aprova a Tese de Doutorado

**ESTIMATIVA DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO A PARTIR DE
PEDOFUNÇÕES**

elaborada por
Tatiana Tasqueto Fiorin

como requisito parcial para obtenção do grau de
Doutor em Ciência do Solo

COMISSÃO EXAMINADORA



Reimar Carlesso, Ph.D.
(Presidente / Orientador)



Cláudio García Gallarréta, Dr.(INIA / Uruguai)



Flávio Luiz Foletto Eltz, Ph.D. (DS/UFSM)



Mirta Teresinha Petry, Dr. (FATEC/UFSM)



Renato Beppler Spohr Dr. (UNIPAMPA)

Santa Maria, 06 de março de 2008.

À Deus,

À meu esposo Manoel, por estar sempre ao meu lado, compreender, incentivar e amar,

À meus pais, Cladir e Vicencio, e minha irmã Tanizia, que sempre me apoiaram

DEDICO este trabalho

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Santa Maria (pública e gratuita), ao Centro de Ciências Rurais e ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, pela oportunidade de realizar este curso.

Ao professor Reimar Carlesso, pela orientação e amizade, muito importantes para a minha formação científica.

Ao professor Flavio Luiz Foletto Eltz, pela amizade e valiosa ajuda na condução desse trabalho.

Ao amigo Renato Beppler Spohr, pela valioso ajuda na condução deste trabalho e parceria em todos os momentos.

Ao amigo Cláudio García Gallarréta, pela valiosa ajuda na condução desse trabalho.

A Mirta Terezinha Petry, pela amizade e grande contribuição ao trabalho.

Ao Instituto Nacional de Investigacion Agropecuária – INIA, por ceder espaço nas suas estações experimentais, laboratórios e proporcionar a viabilização desse trabalho no Uruguai.

Ao Centro Federal de Educação Tecnológica de São Vicente do Sul – CEFET, pelo apoio e compreensão em todos os momentos.

Aos familiares e amigos pelo apoio e orações que muito me deram força e animo nesta caminhada.

Aos meus colegas e amigos, Alberto, Aparecida, Brantan, Cleiton, Cleudson, Christopher, Felipe, Giovani, Gisele, Gustavo, Juliano de Andrade, Juliano Martins, Marcio Zaiosc, Rodrigo e Tiago, pela ajuda e parceria em todos os momentos.

RESUMO

Tese de Doutorado
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo
Universidade Federal de Santa Maria

ESTIMATIVA DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO A PARTIR DE PEDOFUNÇÕES

Autora: Tatiana Tasquetto Fiorin
Orientador: Reimar Carlesso
Santa Maria, 06 de março de 2008.

O conhecimento da infiltração da água no solo é fundamental para a solução de problemas relativos as áreas de irrigação e drenagem e conservação da água e do solo. Deste modo, o objetivo desse trabalho foi modelar a taxa de infiltração de água no solo e a condutividade hidráulica em solo saturado através de funções de pedotransferência, para solos com diferentes características físicas, em 16 diferentes locais no Rio Grande do Sul e quatro no Uruguai. Em cada local foi determinada a taxa de infiltração de água no solo, densidade (do solo e de partícula), porosidade do solo (macro, micro e total), textura (argila, silte e areia), conteúdo volumétrico de água inicial e na saturação do solo e conteúdo volumétrico de água nas tensões de 1, 6, 10, 100, 500, 1500 KPa e a condutividade hidráulica (determinada apenas em sete locais). A taxa de infiltração de água no solo a campo foi obtida por meio do infiltrômetro dos duplos anéis concêntricos e os dados foram ajustados pelo modelo de Kostiaikov e Horton. Chuvas artificiais foram aplicadas utilizando-se um simulador estacionário de bicos múltiplos e oscilantes. Seis parcelas de 0,5 m² foram delimitadas por chapas metálicas galvanizadas cravadas no solo, contendo na parte inferior uma calha coletora, para recolher a água de escoamento superficial (mensurado em intervalos de cinco minutos). O modelo matemático usado para descrever a taxa de infiltração foi o de Smith modificado por Cabeda. A determinação da condutividade hidráulica em solo saturado a campo foi realizada utilizando o permeâmetro de Guelph. Os parâmetros dos modelos Kostiaikov, Horton e Smith foram ajustados através de equações multivariadas. Observou-se que a capacidade de infiltração de água no solo estimada pelo modelo de Horton apresentou uma superestimativa, em relação ao modelo estimado de Kostiaikov. Ao comparar os modelos de Kostiaikov e Horton com o de Smith, observa-se uma superestimativa da taxa de infiltração de água no solo, utilizando o modelo de Kostiaikov e o de Horton, para o Argissolo 01 e 02 e Chernossolo. Para o

Latossolo 12, Neossolo, e Vertissolo 01, houve uma subestimativa nos valores de infiltração de água. Na determinação das equações multivariadas, para estimativa dos parâmetros dos modelos de Kostiakov e Horton, as variáveis físico-hidricas utilizadas foram densidade (do solo e de partícula), porosidade do solo (macro, micro e total), textura (argila, silte e areia), conteúdo volumétrico de água inicial e na saturação do solo e conteúdo volumétrico de água nas tensões de 1, 6, 10, 100, 500, 1500 KPa. Estas equações apresentaram desempenho satisfatório em todos os solos estudados. A pedofunção originada da correlação entre a taxa de infiltração de água no solo obtida através das pedofunções de Kostiakov e Horton, com a taxa de infiltração de água no solo obtida pelo modelo de Smith, prevê satisfatoriamente a taxa de infiltração de água no solo estimada pelo modelo de Smith. A obtenção das equações de pedofunções, através de equações multivariadas, para estimativa a condutividade hidráulica em solo saturado pelo modelo de Guelph, pode ser utilizada satisfatoriamente para estimativa dos parâmetros do modelo.

Palavras-chave: pedofunção, infiltração de água; condutividade hidráulica.

ABSTRACT

Doctorate Thesis
Post-Graduate Program in Soil Sciences
Federal University of Santa Maria

ESTIMATING SOIL WATER INFILTRATION BASED ON PEDOFUNCTIONS

Author: Tatiana Taschetto Fiorin
Adviser: Reimar Carlesso
Santa Maria, March 6th 2008.

Knowledge on soil water infiltration is essential for the solution of problems concerning irrigation and drainage areas and those related to water and soil conservation research. In that regard, the aim of this paper was to model water infiltration rate and hydraulic conductivity in saturated soil by means of pedotransfer functions for soils of various physical characteristics in 16 sites in Rio Grande do Sul and 04 sites in Uruguay. For each site, the following variables were determined: water infiltration rate, density (soil and particle), soil porosity (macro, micro and total), texture (clay, silt and sand), initial soil moisture content, saturation and water content at 1, 6, 10, 100, 500, 1500 KPa, and hydraulic conductivity (which was measured in seven sites only). Experimental water infiltration rate was obtained by use of the Double-ring infiltrometer and data were adjusted with Kostiakov's and Horton's model. Artificial rainfalls were applied by using a simulator with stationary and oscillating nozzles. Six plots measuring 0,5 m² were delimited by galvanized steel boards inserted into the soil. Each board was equipped with a gutter at the lower part to collect runoff water (measured at 5-minute intervals). Smith's mathematical model as modified by Cabeda was used to describe infiltration rate. Experimental hydraulic conductivity in saturated soil was carried out by using Guelph's parameter. Kostiakov's, Horton's and Smith's parameters were adjusted by means of multivariate equations. In comparison to Kostiakov's, Horton's model resulted in overestimation of soil water capacity. For Argissolo 01 and 02 and Chernossolo, cross-comparison between Kostiakov and Horton's model and Smith's model revealed overestimation of water infiltration rate by use of Kostiakov and Horton's model. While for Latossolo 12, Neossolo, and Vertissolo 01, water infiltration values were underestimated. In determining multivariate equations for the estimation of Kostiakov and Horton's models parameters, physical-hydraulic variables adopted were density (soil and particle), soil porosity (macro, micro and total), texture (clay,

silt and sand), initial soil moisture content and saturation, and water content at 1, 6, 10, 100, 500, 1500 KPa. Such equations performed suitably for all the soils investigated. The pedofunction originated from the correlation between water infiltration rate obtained by means of Kostiakov and Horton's pedofunctions and water infiltration rate obtained by means of Smith's model can adequately predict water infiltration rate as estimated by Smith's model. Obtaining pedofunction equations by use of multivariate equations for estimating hydraulic conductivity in saturated soil solo by Guelph's model is suitable for estimating the model parameters.

Keywords: pedofunction, water infiltration; hydraulic conductivity.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 01-** Distribuição geográfica dos locais onde foram realizadas as avaliações da capacidade de infiltração de água no Rio Grande do Sul e no Uruguai. Santa Maria, RS, 2008.....21
- Figura 02-** Detalhe dos duplos anéis concêntricos e do cano de PVC utilizados para a determinação da infiltração de água no solo. Santa Maria, RS, 2008.24
- Figura 03-** Desenho esquemático do comportamento da lâmina de água infiltrada com o anel maior (a); e sem o anel maior (b). Santa Maria, RS, 2008.....24
- Figura 04-** Detalhe do simulador de chuva estacionário de bicos múltiplos e oscilantes, das parcelas, calhas coletoras e pluviômetros utilizado nas avaliações das chuvas simuladas. Santa Maria, RS, 2008.25
- Figura 05-** Detalhe do cano de PVC (permeâmetro de Guelph) utilizado para a determinação da condutividade hidráulica em solo saturado. Santa Maria, RS, 2008.27
- Figura 06-** Detalhe do orifício utilizado para a determinação da condutividade hidráulica em solo saturado. Santa Maria, RS, 2008.27
- Figura 07-** Taxa de infiltração observada e a curva ajustada pelos modelos de Kostiakov e Horton para os Argissolos 01 e 02, Chernossolo, Neossolo e Vetissolo 01 e 02. As linhas verticais representam o desvio padrão. Santa Maria, RS, 2008.36
- Figura 08-** Taxa de infiltração observada e a curva ajustada pelos modelos de Kostiakov e Horton para os Latossolos 01, 02, 03, 04, 05, 06, 07 e 08. As linhas verticais representam o desvio padrão. Santa Maria, RS, 2008.37
- Figura 09-** Taxa de infiltração observada e a curva ajustada pelos modelos de Kostiakov e Horton para os Latossolos 09, 10, 11, 12, 13 e 14. As linhas verticais representam o desvio padrão. Santa Maria, RS, 2008.38
- Figura 10-** Detalhe das fissuras no vertissolo 02. Santa Maria, RS, 2008.39

Figura 11- Comparação entre os valores de capacidade de infiltração da água no solo obtida pelos modelos de Kostiakov e Horton. Santa Maria, RS, 2008.	40
Figura 12- Detalhe de uma trincheira no Argissolo 02, onde a população de coró (<i>Diloboderus abderus</i>) era elevada. Santa Maria, RS, 2008.	42
Figura 13- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120; b- 60 e c- 30 mm h ⁻¹) para o Argissolo 01. Santa Maria, RS, 2008.	43
Figura 14- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120; b- 60 e c- 30 mm h ⁻¹) para o Neossolo. Santa Maria, RS, 2008.	45
Figura 15- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120; b- 60 e c- 30 mm h ⁻¹) para o Latossolo 12. Santa Maria, RS, 2008.	46
Figura 16- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120 e b- 60 mm h ⁻¹) no Vertissolo 02. Santa Maria, RS, 2008.	47
Figura 17- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120; b- 60 e c- 30 mm h ⁻¹) no Vertissolo 01. Santa Maria, RS, 2008.	48
Figura 18- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120; b- 60 e c- 30 mm h ⁻¹) no Argissolo 02. Santa Maria, RS, 2008.	49
Figura 19- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120; b- 60 e c- 30 mm h ⁻¹) no Chernossolo. Santa Maria, RS, 2008.	50
Figura 20- Comparação entre os valores de capacidade de infiltração da água no solo obtida pelos modelos de Smith e Kostiakov. Santa Maria, RS, 2008.	52
Figura 21- Comparação entre os valores de capacidade de infiltração da água no solo obtida pelos modelos de Smith e Horton. Santa Maria, RS, 2008.	52
Figura 22- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Argissolo 01. Santa Maria, RS, 2008.	53

Figura 23- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Argissolo 02. Santa Maria, RS, 2008.	54
Figura 24- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Chernossolo. Santa Maria, RS, 2008.	54
Figura 25- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Latossolo 12. Santa Maria, RS, 2008.	55
Figura 26- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Neossolo. Santa Maria, RS, 2008.	55
Figura 27- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Vertissolo 01. Santa Maria, RS, 2008.	56
Figura 28- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Vertissolo 02. Santa Maria, RS, 2008.	56
Figura 29- Comparação entre os valores observados e estimados para o coeficiente a do modelo de Kostiakov. Santa Maria, RS, 2008.	62
Figura 30- Comparação entre os valores observados e estimados para o coeficiente b . Santa Maria, RS, 2008.	64
Figura 31- Comparação entre os valores observados e estimados para o coeficiente i_f . Santa Maria, RS, 2008.	66
Figura 32- Comparação entre os valores observados e estimados para o coeficiente $(I_f - I_r)$. Santa Maria, RS, 2008.	68
Figura 33- Comparação entre os valores observados e estimados para o coeficiente β . Santa Maria, RS, 2008.	70
Figura 34- Comparação da taxa de infiltração de água no solo para o Argissolo 01 e 02, entre as funções de pedotransferência (P_i) para os modelos de Kostiakov (P_{iK}) e Horton (P_{iH}) com os resultados observados à campo. Santa Maria, RS, 2008.	71
Figura 35- Comparação da taxa de infiltração de água no solo para o Chenossolo, Neossolo e Vertissolo 01, entre as funções de pedotransferência (P_i)	

- para os modelos de Kostiakov (P_{iK}) e Horton (P_{iH}) com os resultados observados à campo. Santa Maria, RS, 2008.....72
- Figura 36-** Comparação da taxa de infiltração de água no solo para os Latossolos 01, 02, 03, 05, 06 e 09, entre as funções de pedotransferência (P_i) para os modelos de Kostiakov (P_{iK}) e Horton (P_{iH}) com os resultados observados à campo. Santa Maria, RS, 2008.....73
- Figura 37-** Comparação da taxa de infiltração de água no solo para os Latossolos 10, 12, 13 e 14, entre as funções de pedotransferência (P_i) para os modelos de Kostiakov (P_{iK}) e Horton (P_{iH}) com os resultados observados à campo. Santa Maria, RS, 2008.....74
- Figura 38-** Relação entre a taxa de infiltração de água no solo estimada pela pedofunção de Kostiakov e a taxa de infiltração de água no solo obtida pelo modelo de Smith. Santa Maria, RS, 2008.....75
- Figura 39-** Relação entre a taxa de infiltração de água no solo estimada pela pedofunção de Horton e a taxa de infiltração de água no solo obtida pelo modelo de Smith. Santa Maria, RS, 2008.....75
- Figura 40-** Comparação da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton, ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith aos dados obtido à campo pelo simulador de chuvas, para o Argissolo 01. Santa Maria, RS, 2008.77
- Figura 41-** Comparação da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton, ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith aos dados obtido à campo pelo simulador de chuvas, para o Neossolo. Santa Maria, RS, 2008.77
- Figura 42-** Comparação da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton, ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith aos dados obtido à campo pelo simulador de chuvas, para o Latossolo 12. Santa Maria, RS, 2008.....78
- Figura 43-** Comparação da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton, ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith aos dados obtido à campo pelo simulador de chuvas, para o Vertissolo 01. Santa Maria, RS, 2008.78
- Figura 44-** Comparação da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton, ajustadas aos dados obtidos pelo

- modelo de Smith aos dados obtido à campo pelo simulador de chuvas,
para o Argissolo 02. Santa Maria, RS, 2008.79
- Figura 45-** Comparação da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos
modelos de Kostiakov e Horton, ajustadas aos dados obtidos pelo
modelo de Smith aos dados obtido à campo pelo simulador de chuvas,
para o Chernossolo. Santa Maria, RS, 2008.....79
- Figura 46-** Comparação entre os valores observados e estimados para a
condutividade hidráulica em solo saturado. Santa Maria, RS, 2008.83
- Figura 47-** Comparação da condutividade hidráulica em solo saturado com a
capacidade de infiltração de água no solo para os diferentes solos.
Santa Maria, RS, 2008.83

LISTA DE TABELAS

Tabela 01- Relação dos locais, coordenadas geográficas, altitudes e convenções utilizadas nas avaliações da capacidade de infiltração de água no Rio Grande do Sul e no Uruguai. Santa Maria, RS, 2008.....	22
Tabela 02- Valores médios da densidade de partícula e do solo, porosidade (total, macro e micro) e textura (argila, silte e areia) nos diferentes locais no Uruguai e Rio Grande do Sul. Santa Maria, RS, 2008.	32
Tabela 03- Valores da umidade inicial, residual e na saturação do solo, coeficientes das equações ajustadas ao modelo de van Genuchten para as curvas características de água, profundidade de 0 – 10 cm. Santa Maria, RS, 2008.	33
Tabela 04- Valores da umidade residual e na saturação do solo, coeficientes das equações ajustadas ao modelo de van Genuchten para as curvas características de água, profundidade de 10 – 20 cm. Santa Maria, RS, 2008.	34
Tabela 05- Valores médios da capacidade de infiltração de água no solo pelos modelos de Kostiakov e Horton, e de seus coeficientes a e b (Kostiakov) e $(I_i - I_f)$, β e i_f (Horton) nos diferentes locais. Santa Maria, RS, 2008.	39
Tabela 06- Matriz de correlação de Pearson com as variáveis avaliadas, na profundidade de 0 – 10 cm. Santa Maria, RS, 2008.....	58
Tabela 07- Matriz de correlação de Pearson com as variáveis avaliadas, na profundidade de 10 – 20 cm. Santa Maria, RS, 2008.....	59
Tabela 08- Equações de regressão linear múltipla para estimativa do coeficiente a e respectivo coeficiente de determinação (r^2). Santa Maria, RS, 2008.	61
Tabela 09- Equações de regressão linear múltipla para estimativa do expoente b e respectivo coeficiente de determinação (r^2). Santa Maria, RS, 2008.	63
Tabela 10- Equações de regressão linear múltipla para estimativa do coeficiente if e respectivo coeficiente de determinação (r^2). Santa Maria, RS, 2008.	66

Tabela 11- Equações de regressão linear múltipla para estimativa do coeficiente (I_f) e respectivo coeficiente de determinação (r^2). Santa Maria, RS, 2008.	67
Tabela 12- Equações de regressão linear múltipla para estimativa do coeficiente β e respectivo coeficiente de determinação (r^2). Santa Maria, RS, 2008.	69
Tabela 13- Valores médios da condutividade hidráulica do solo saturado nos diferentes locais. Santa Maria, RS, 2008.	81
Tabela 14- Equações de regressão linear múltipla para estimativa da condutividade hidráulica em solo saturado e respectivo coeficiente de determinação (r^2). Santa Maria, RS, 2008.	82

LISTA DE ANEXOS

ANEXO I- Curvas características de água no solo ajustadas pelo modelo de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980) para o Argissolo 01 e 02, Chernossolo, Neossolo, Vertissolo 01 e 02, na profundidade de 0 – 10 cm. Santa Maria, RS, 2008.....	93
ANEXO II- Curvas características de água no solo ajustadas pelo modelo de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980) para o Latossolo 01, 02, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 09, 10 e 11, na profundidade de 0 – 10 cm. Santa Maria, RS, 2008.....	94
ANEXO III- Curvas características de água no solo ajustadas pelo modelo de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980) para o Latossolo 12, 13 e 14, na profundidade de 0 – 10 cm. Santa Maria, RS, 2008.....	95
ANEXO IV- Curvas características de água no solo ajustadas pelo modelo de Van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980) para a profundidade de 10 – 20 cm. Santa Maria, RS, 2008.....	96
ANEXO V- Estimativa das categorias de textura-estrutura para locais com valores de α^* . (REYNOLDS & ELRICK, 2002).....	97

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
2.1 Infiltração de água e condutividade hidráulica do solo	4
2.2 Características físicas do solo que influenciam na infiltração de água	7
2.2.1 Densidade do solo e de partícula	7
2.2.2 Textura e estrutura do solo	8
2.2.3 Porosidade do solo	9
2.3 Alterações na qualidade física do solo em função do manejo do solo.....	10
2.4 Métodos de determinação da infiltração	11
2.5 Modelos matemáticos de determinação da infiltração	13
2.6 Funções de pedotransferência	18
3 MATERIAL E MÉTODOS	21
3.1 Determinação da infiltração de água no solo.....	22
3.1.1 Infiltrômetro dos duplos anéis concêntricos	22
3.1.2 Simulador de chuva	23
3.2 Determinação da Condutividade hidráulica em solo saturado	26
3.3 Determinação das características físicas do solo	26
3.4 Determinação das funções de pedotransferência.....	29
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
4.1 Características físicas do solo	31
4.2 Taxa de infiltração de água no solo obtida pelos modelos de Kostiakov e Horton ..	35
4.3 Capacidade de infiltração de água no solo	38
4.4 Estimativa da infiltração pelo modelo de Smith	41
4.5 Comparação entre a capacidade de infiltração estimada pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith	51
4.6 Comparação entre as curvas de infiltração obtida pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith	53
4.7 Correlação entre os valores das características físicas de solo	57
4.8 Estimativa dos parâmetros a e b do modelo de Kostiakov	60

4.8.1 Estimativa do expoente a.....	60
4.8.2 Estimativa do expoente b.....	63
4.9 Estimativa dos parâmetros i_f , $(I_i - I_f)$ e de β do modelo de Horton.....	65
4.9.1 Estimativa da infiltração final (i_f)	65
4.9.2 Estimativa do coeficiente $(I_i - I_f)$	67
4.9.3 Estimativa do expoente β	68
4.10 Comparação entre as funções de pedotransferência para os modelos de Kostiakov e de Horton com os resultados obtidos à campo	71
4.11 Correlação entre as curvas de infiltração estimadas pelas pedofunções de Kostiakov e Horton ao modelo de Smith	74
4.12 Avaliação da taxa de infiltração estimada pelas pedofunções de Kostiakov e Horton ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith	76
4.13 Condutividade hidráulica em solo saturado	80
4.14 Estimativa da condutividade hidráulica do solo saturado pelo modelo de Guelph.....	81
4.15 Avaliação da pedofunção de Guelph	82
5 CONCLUSÕES.....	84
6 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	85
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86

1 INTRODUÇÃO

O conhecimento da infiltração da água no solo é fundamental para a solução de problemas relativos as áreas de irrigação e drenagem, conservação da água e do solo e controle do deflúvio superficial. Sendo assim, o entendimento do processo de infiltração e suas relações com as propriedades do solo é de grande importância para o manejo do solo e da água.

A infiltração da água no solo é influenciada por um grande número de fatores relativos ao solo e as condições a que ele é submetido. Dentre os fatores que exercem influência no processo de infiltração da água no solo estão as propriedades físicas do solo, principalmente a textura e a estrutura, que influenciam expressivamente a movimentação da água no solo, sendo o tamanho das partículas e a macroporosidade os atributos mais importantes (SILVA & KATO, 1997). O tipo e a quantidade de cobertura do solo, por evitar impacto direto das gotas de chuva e pela formação de canais preferenciais formados pelo sistema radicular das plantas, também são fatores determinantes do processo de infiltração (FARIA et al.,1998). Porém, a determinação das propriedades hidráulicas do solo, como a infiltração da água no solo e a condutividade hidráulica em solo saturado, são caras e de difícil obtenção pelo elevado tempo na execução, além de necessitarem de equipamentos grandes e pesados. Desse modo, os agentes envolvidos no sistema de produção agrícola desprezam sua utilização, superdimensionando os sistemas de irrigação e, freqüentemente, mantendo o ciclo de desperdício dos recursos hídricos. De acordo com Araújo Filho & Ribeiro (1996), na elaboração de projetos hidráulicos, a capacidade de infiltração de água no solo serve de referência para a escolha dos métodos e sistemas de irrigação, sendo, portanto, uma variável relevante para definição do manejo agrícola em sistemas irrigados.

Neste aspecto, é importante o estudo de novas metodologias, para que a quantificação da infiltração da água no solo seja mais rápidas, simples e capaz de representar, adequadamente, as condições em que se encontra o solo, como a utilização de funções de pedotransferência. O termo funções de pedotransferência, segundo Pachepsky & Rawls (1999), é usado para descrever as equações que

expressam a dependência da retenção de água e a condutividade hidráulica do solo com parâmetros disponíveis nos estudos de solos. Segundo Budiman et al. (2003), funções de pedotransferência são funções preditivas de certas propriedades dos solos a partir de outras facilmente medidas e rotineiramente obtidas a custos mais baixos. As funções de pedotransferência atendem as demandas por dados freqüentemente requeridos a partir de dados normalmente disponíveis em levantamentos de solos e bases de dados.

O progresso sobre a utilização das pedofunções é lento, basicamente porque essas medidas geralmente são lentas e caras. Para tanto, torna-se necessário adotar métodos de determinação baseados em condições semelhantes às aquelas observadas durante o processo ao qual o solo é submetido. No caso específico da infiltração de água no solo, que é fortemente influenciada pelas propriedades físicas do solo, condições de superfície e conteúdo volumétrico de água no solo, o conhecimento dessas condições é de fundamental importância para a interpretação dos resultados.

No entanto, Van Genuchten (1980), citado por Peraza (2003) menciona que, em geral, funções de pedotransferência são baratas e fáceis de usar quando se trabalha com bases de dados gerais, bastando identificar, muitas vezes, somente a classe textural e a que solo pertence.

Objetivo

O objetivo principal desse trabalho foi o de modelar a taxa de infiltração de água no solo e a condutividade hidráulica em solo saturado para solos com diferentes características físicas como: densidade (do solo e de partícula), porosidade do solo (macro, micro e total), textura (argila, silte e areia), conteúdo volumétrico de água inicial e na saturação do solo e conteúdo volumétrico de água no solo à tensão de 1, 6, 10, 100, 500, 1500 KPa através de funções de pedotransferência.

1.1. Objetivos Específicos

Este trabalho possui como objetivos específicos:

(i) Determinar a taxa da infiltração de água em solos com diferentes características físicas a partir de dados obtidos pelo infiltrômetro dos duplos anéis concêntricos, ajustada pelos modelos de Kostiakov e Horton;

(ii) Determinar a taxa de infiltração de água em solos com diferentes características físicas a partir de dados obtidos pelo simulador de chuvas, ajustado pelo modelo modificado de Smith;

(iii) Desenvolver e avaliar funções de pedotransferência a partir de características físico-hídricas dos solos para a estimativa dos parâmetros dos modelos de infiltração de água de Kostiakov e Horton;

(iv) Comparar os resultados da infiltração de água no solo estimados pelos modelos de Kostiakov e Horton, com os resultados estimados pelo método de Smith;

(v) Determinar a condutividade hidráulica em solo saturado com diferentes características físicas a partir do modelo de Guelph.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A água é o principal fator responsável pelas flutuações na produção das culturas, principalmente em regiões que apresentam períodos de déficit hídrico. A resposta econômica das plantas ao déficit hídrico é um processo dinâmico e, geralmente, torna-se difícil estabelecer relações quantitativas (RITCHIE, 1981). Dessa forma, práticas de manejo de solo ou culturas que proporcionam um melhor aproveitamento da água pelas plantas, devem ser priorizadas.

2.1 Infiltração de água e condutividade hidráulica do solo

Infiltração é o termo utilizado para descrever o processo de entrada de água no solo, geralmente por fluxo descendente, por toda ou parte da superfície do solo. A taxa de infiltração de água é definida pelo volume de fluxo de água infiltrando por unidade de tempo. O conhecimento da taxa de infiltração de água possibilita avaliar a quantidade de chuva ou irrigação que efetivamente infiltra no solo e o escoamento superficial provocado pela mesma.

Todos os fatores que influenciam na infiltração de água no solo, interferem também no escoamento superficial resultante (PRUSKI et al., 2003). O escoamento superficial tende a crescer com o aumento da intensidade e a duração da precipitação e da área abrangida pela mesma. A cobertura e os tipos de uso do solo, além de seus efeitos sobre as condições de infiltração da água no solo, exercem importante influência na interceptação da água advinda da precipitação. Ao atingir o solo descoberto, a gota da chuva promove a formação de uma microcratera compactada que pode ser de até quatro vezes o tamanho da gota, diminuindo com isso a infiltração da água no solo. Além disso, este impacto rompe os agregados do solo, desprendendo/individualizando e transportando argila, matéria orgânica, silte e areia fina, estas partículas podem ser deslocadas em até 1,0 m de altura e 1,5 m de distância de onde a gota caiu e, estando dispersas, causam a obstrução dos poros

do solo, sob condições de intensa precipitação e em solos com predominância de partículas finas. A obstrução desses poros, somada a presença de microcrateras, resulta no chamado selamento superficial, que consiste na formação de uma crosta, que raramente ultrapassa 1 a 3 mm de espessura, e que pode reduzir a infiltração em até 2.000 vezes, em relação ao solo não compactado logo abaixo. As chuvas subseqüentes intensificarão as taxas de enxurrada, potencializando as modalidades de erosão que resultam do escoamento superficial (PIRES & SOUZA, 2006)

A entrada de água no solo depende, segundo Musgrave (1955), das condições da superfície e quantidade de proteção contra o impacto das gotas da chuva, características internas da massa do solo, incluindo tamanho dos poros, profundidade da camada permeável até o horizonte adensado, expansibilidade da argila e colóides, conteúdo da matéria orgânica, grau de agregação, conteúdo de umidade do solo, grau de saturação, duração da chuva ou aplicação da água e temperatura do solo e da água.

A taxa de infiltração de água no solo é considerada um bom indicativo da qualidade física do solo (BERTOL et al., 2000), e quando reduzida a níveis muito baixos, aumenta o risco de erosão, de déficit hídrico e nutricional nas plantas, fazendo com que as raízes desenvolvam-se superficialmente, diminuindo a sua produtividade (MORAES et al., 1995).

No sistema plantio direto, de acordo com Kertzmann (1996), o solo apresenta redução da taxa de infiltração quando comparado a condição natural do mesmo. Isso, segundo Zimmermann (2001), pode estar relacionado a influências negativas das propriedades físicas do solo neste sistema de plantio, como o aumento da densidade do solo e a resistência mecânica a penetração de raízes, diminuindo a infiltração de água no solo.

Solos sob plantio direto, apresentam um aumento da taxa de infiltração de água, quando comparado ao preparo convencional (SILVA, 2003 e BARCELOS et al., 1999). Isso ocorre devido a presença de uma rede de macroporos contínuos em profundidade, no sistema plantio direto. Barcelos et al. (1999) verificaram que no preparo convencional, a taxa de infiltração de água foi 18% inferior àquela observada no sistema plantio direto, tendo como conseqüências um maior escoamento superficial e maiores riscos de perda de solo e nutrientes por erosão. Além disso, as perdas de água por evaporação e escoamento superficial são menores no plantio direto devido a presença da camada de resíduos vegetais

formando assim, uma barreira isolante (SALTON & MIELNICZUK, 1995). O tipo e a quantidade de cobertura do solo, por evitar o impacto direto das gotas de chuva e pelos canais preferenciais formados pelo sistema radicular das plantas, também são fatores determinantes do processo de infiltração (FARIA et al., 1998).

A taxa de infiltração de água no solo foi estudada por Cassol (2003), em sistema de integração lavoura pecuária, num Latossolo Vermelho sob plantio direto. O efeito do pisoteio bovino, realizado em pastagem de aveia preta e azevém, induziu a diminuição na taxa de infiltração quando a pastagem foi manejada a uma altura de 10 cm de resíduo. Houve um aumento diretamente proporcional na infiltração de água com o aumento da altura de resíduo da pastagem, evidenciando a degradação da qualidade do solo quando se utilizam elevadas pressões de pastejo, em sistema de pastoreio contínuo. Um dos principais problemas evidenciados em áreas de integração lavoura-pecuária é a diminuição da produção de forragem das pastagens cultivadas e da produtividade de grão das culturas implantadas posteriormente ao período de pastejo. O baixo desempenho das plantas é devido ao processo de compactação do solo, que segundo Baver et al. (1973), pode ser definido como um processo dinâmico do mesmo, onde ocorre um aumento da sua densidade, em resposta a cargas ou pressões exercidas.

A ocorrência de uma camada de menor permeabilidade da água no perfil do solo limita a capacidade de infiltração do perfil do solo. O perfil do solo apresentará uma capacidade de infiltração igual a permeabilidade da camada limitante. Essa camada de impedimento poderá ser tanto arenosa como argilosa, dependendo da condição inicial de umidade do solo. Uma camada argilosa limita a infiltração em condições de saturação do solo enquanto uma camada arenosa limita a infiltração em condições não saturadas do perfil (CARLESSO & ZIMMERMANN, 2000).

A condutividade hidráulica do solo é um parâmetro que representa a facilidade com que o solo transmite água, e seu valor é máximo quando o solo se encontra saturado, sendo denominada de condutividade hidráulica saturada (REICHARDT, 1990). A composição mineralógica, o tamanho e a distribuição das partículas do solo, os vazios do solo e as características dos fluídos percolantes são fatores que influenciam a condutividade hidráulica do solo, ou permeabilidade. Outro fator importante de influência na velocidade de percolação dos fluídos no solo é a presença de matéria orgânica, a qual pode diminuir a permeabilidade do solo quando encontrada em quantidades menores e totalmente decomposta, ou pode

aumentar a permeabilidade quando encontrada em grande quantidade no solo e pouco decomposta.

A condutividade hidráulica em solo saturado é uma das propriedades de maior relevância para estudos de movimento de água e solutos no solo (MESQUITA & MORAES, 2004). Sua determinação em laboratório e campo produz resultados com elevada dispersão, o que indica que esta propriedade é altamente variável. A condutividade hidráulica saturada em solo saturado é também dependente dos demais atributos do solo, principalmente da densidade do solo, densidade de partículas, porosidade total, macro e microporosidade. A caracterização e um maior entendimento desta dependência torna-se fundamental para permitir melhores conclusões sobre os processos físicos que ocorrem nos solos.

2.2 Características físicas do solo que influenciam na infiltração de água

2.2.1 Densidade do solo e de partícula

A densidade do solo é um parâmetro que serve como índice de compactação do solo e é muito utilizada nas avaliações do estado estrutural dos solos (SCAPINI et al., 1998). Há indicações da existência de limites críticos de densidade do solo ao crescimento radicular, porém esses limites são variáveis para diferentes tipos de solos e plantas (RUBIN et al., 1998). Valores críticos de densidade do solo foram propostos por Michelin (2005), que agrupou os solos em sete faixas de teor de argila assim descritas: 0 - 20, 20 - 30, 30 - 40, 40 - 50, 50 - 60, 60 - 70 e superior a 70%, com os valores seguintes, 1,60, 1,55, 1,50, 1,45, 1,40, 1,35 e 1,30 g cm⁻³, respectivamente.

Com o aumento da densidade do solo, diminuiu a infiltração de água, e os valores críticos dessa propriedade variam de acordo com a classe textural do solo, indicando limites críticos de densidade do solo para solos franco-arenosos, franco argilosos e francos de 1,41 a 1,53 Mg m⁻³ e para solos franco siltosos de 1,25 a 1,46 Mg m⁻³ (DIEBOLD, 1954)

A densidade de partículas é definida como a relação entre a massa de sólidos de um solo seco e o volume de partículas do solo (CARTER, 1993). A densidade de partículas não difere grandemente entre os solos, pois é dependente da constituição

mineralógica dos mesmos. Seus valores variam de 2,6 a 2,75 g cm³cm⁻³ para a maioria dos solos, pois os principais minerais constituintes do solo possuem densidades compreendidas nessa faixa.

2.2.2 Textura e estrutura do solo

A distribuição percentual da argila, silte e areia é considerada, segundo Montenegro (1976), como a característica física mais estável do solo, e sua correlação com a superfície específica torna-a uma das propriedades mais importantes do solo. A combinação da textura com outras propriedades, como a composição mineralógica das argilas e teor de matéria orgânica, permite interligar outros parâmetros como a estrutura, consistência, permeabilidade, capacidade de troca de cátions, retenção de água e fixação de fosfatos. Segundo Hillel (1980) e Foth (1987), os solos de textura grossa tendem a ser menos porosos que os solos de textura fina, entretanto, o tamanho médio individual dos poros é maior em solos de textura grossa que em solos de textura fina.

A textura do solo é uma característica pouco variável no tempo e pouco afetada pelo manejo (REINERT et al., 2001). Dessa forma, as modificações físicas dos solos são associadas a sua estrutura. A textura e a estrutura são características que influenciam expressivamente a movimentação da água no solo, uma vez que determinam a quantidade de macroporos presentes em seu perfil, os quais são de extrema importância na condutividade hidráulica do solo. Também interferem expressivamente na infiltração a forma dos poros e a sua continuidade.

Solos de textura grossa, ou seja, arenosos, possuem maior quantidade de macroporos que os de textura fina (argilosos) e, conseqüentemente, apresentam maior condutividade hidráulica e taxa de infiltração. Entretanto, os solos argilosos bem estruturados, ou com estrutura estável, podem mostrar maiores taxas de infiltração do que os com estrutura instável, que sofrem dispersão quando umedecidos ou submetidos a algum agente desagregador. A estabilidade dos agregados é determinada pelos chamados agentes cimentantes, que são representados, principalmente pela matéria orgânica e pelos óxidos de Fe e Al. Dessa forma, a medida que aumentam estes compostos no solo, maior é a possibilidade dele apresentar estruturas mais estáveis (SILVA E KATO, 1997).

2.2.3 Porosidade do solo

Entre as partículas do solo ou mesmo entre agregados existem espaços porosos oriundos do arranjo, distribuição e orientação das partículas do solo, que podem armazenar água e ar, necessários para o crescimento e desenvolvimento do sistema radicular das plantas, dos microrganismos e animais do solo. O volume total de poros é denominado de porosidade total do solo. A porosidade total do solo pode ser dividida em microporosidade e macroporosidade.

O movimento do ar e da água no solo ocorre através dos macroporos. Enquanto que, nos microporos, o movimento do ar é dificultado, e o da água fica restrito principalmente a capilaridade (HILLEL, 1980). Dessa forma, apesar dos solos arenosos apresentarem reduzida porosidade total, o movimento do ar e da água é rápido nesses solos, em função da predominância de macroporos. Já nos solos de textura fina, apesar de apresentarem grande espaço poroso, o movimento dos gases e da água é relativamente lento, devido a presença predominante de microporos.

A diminuição da porosidade, essencial ao desenvolvimento radicular, é decorrente da degradação da estrutura natural do solo, que favorece também o aumento da erosão hídrica (FARIA et al., 1998). Inicialmente, a compactação do solo afeta os macroporos, estabelecendo inadequada difusividade dos gases do solo (VIZOTTO et al, 2000). Segundo Souza et al. (1994), culturas não adaptadas ao excesso de água no solo exigem um mínimo de 10% de espaço aéreo para um desenvolvimento satisfatório.

A quantidade e a maneira como os poros estão distribuídos no solo afetam diretamente a infiltração de água no solo (ELTZ et al., 1989). A distribuição do tamanho de poros afeta a capacidade de armazenamento e o movimento da água no solo (HILLEL, 1980). Esta distribuição depende da textura e estrutura do solo, e pode ser obtida através da curva característica de água no solo. A água presente nos macroporos é facilmente drenada pela ação da gravidade e, parte da água retida nos microporos não é disponível às plantas.

A infiltração de água no solo está diretamente relacionada com a estrutura do solo e sua estabilidade, densidade do solo, porosidade do solo e selamento superficial (ANKENY et al, 1994), cobertura do solo e carbono orgânico (SINGH et al., 1994). A presença de macroporos contínuos, como os poros construídos por minhocas e outros organismos, aumenta a infiltração de água no solo (OKA, 1988).

Contudo, para que o macroporo tenha influência na infiltração de água, é necessário que esse esteja aberto até a superfície do solo, já que, teoricamente, havendo potencial matricial no solo, não há movimento de água do solo para o poro obstruído na superfície (GARDNER, 1979). Portanto, o tamanho, a quantidade, a continuidade, a distribuição e a configuração dos poros são importantes características de estrutura do solo (RUSSEL, 1941).

2.3 Alterações na qualidade física do solo em função do manejo do solo

A ação antrópica provoca alterações nas características físicas do solo, quando comparado a sua condição natural. O manejo do solo altera principalmente a estrutura do mesmo, influenciando no ambiente de crescimento radicular. Na maioria das vezes, há degradação da qualidade do solo, cujos principais atributos indicadores são a agregação e a compactação (REICHERT et al., 2003). Solos argilosos são bem estruturados, sendo mais resistentes a degradação do que solos arenosos, porém são mais suscetíveis a compactação quando comparados aos solos arenosos.

A intensa utilização do solo com mecanização pesada especialmente em condições inadequadas de umidade do solo causam, em muitas regiões, o aumento da compactação do mesmo. A compactação do solo é um processo resultante do histórico de tensões recebidas em uma área, através da mecanização ou pelo pisoteio animal (REICHERT et al., 2003), e refere-se a compressão do solo não saturado, durante a qual existe um aumento de sua densidade em consequência da redução de seu volume (GUPTA et. al. 1989), resultante da expulsão de ar dos poros do solo.

Elevados valores de densidade do solo e reduzidos valores de macroporosidade em solos sob plantio direto sugerem que a infiltração neste sistema seja menor que em solos com preparo convencional, onde a superfície, normalmente, é menos compactada. Entretanto, sob altas precipitações pluviométricas, variáveis como a resistência do solo a desagregação pelo impacto das gotas e a cobertura com restos vegetais, desempenham importante função sobre a quantidade de água que penetra no solo por unidade de tempo. Assim, quando se avalia a infiltração de água em trabalhos de manejo do solo é muito

importante considerar o método de avaliação (anéis concêntricos ou simulador de chuva). Quando se trabalha com anéis concêntricos, há o estabelecimento de uma carga hidráulica constante sobre a superfície do solo, eliminando-se o efeito de proteção contra o poder desagregante das gotas de chuva da cobertura morta. Deste modo, os valores de infiltração básica são muito semelhantes, mesmo quando comparados sistemas tão distintos como plantio direto e preparo convencional. As avaliações com chuva simulada refletem melhor as condições de infiltrabilidade da água no solo, pois não eliminam aqueles fatores considerados anteriormente (CASTRO, 1995).

A infiltração de água, resistência a penetração de raízes, macroporosidade, microporosidade, porosidade total e densidade do solo são indicadores do estado em que a estrutura do solo se encontra e do seu estado de compactação (REICHERT et al., 2003), porém, a infiltração da água é o indicador mais importante, pois integra vários fatores como distribuição do tamanho de poros e continuidade de poros.

2.4 Métodos de determinação da infiltração

Os infiltrômetros são equipamentos utilizados na determinação da taxa de infiltração da água no solo, sendo o infiltrômetro dos duplos anéis concêntricos e o simulador de chuvas os mais usados em estudos hidrológicos. Segundo Aguiar (2001) o permeâmetro de Guelph é um instrumento que opera de acordo com o princípio da garrafa de Mariotte e se presta à medição da permeabilidade do solo para medidas até a profundidade de 75 cm. Seu funcionamento consiste na saturação de um solo feita através de um poço, onde uma vez constante a velocidade de percolação da água no solo, pode-se medir com o equipamento o coeficiente de permeabilidade do solo quando saturado.

O infiltrômetro dos duplos anéis concêntricos superestima a taxa de infiltração em relação ao simulador de chuvas devido ao encrostamento da superfície do solo sob chuva simulada, enquanto que no infiltrômetro dos duplos anéis concêntricos isso não ocorre, uma vez que não existe o impacto das gotas de precipitação contra a superfície do solo. Outro fator que contribui para que as taxas de infiltração obtidas com o infiltrômetro dos duplos anéis concêntricos sejam maiores que as

conseguidas com o simulador de chuva é que existe uma lâmina de água sobre a superfície do solo, que proporciona maior potencial para se conseguir a infiltração (BRANDÃO et al., 2004).

Outros fatores que caracterizam a inadequação do método do infiltrômetro dos duplos anéis concêntricos para a determinação da infiltração da água no solo, como: deformação na estrutura do solo decorrente da cravação dos anéis, o escoamento que ocorre na interface da parede interna do anel com o solo, e a pequena área em que é realizado o ensaio, também contribuem para que os valores da infiltração da água no solo obtidos tenham pouca representatividade (SIDIRAS & ROTH, 1984).

Utilizando o infiltrômetro dos duplos anéis concêntricos e o simulador de chuvas, compararam os resultados obtidos na determinação da capacidade de infiltração de água de um Latossolo-Roxo distrófico, na região de Lavras, MG. Observaram que a velocidade básica de infiltração na média de três repetições de cada metodologia, indicou valores de $21,90 \text{ mm h}^{-1}$ para o simulador de chuvas e de $47,22 \text{ mm h}^{-1}$ para os anéis concêntricos, concluindo-se que o valor da capacidade de infiltração determinada pelo simulador de chuvas foi menor que o obtido com os anéis concêntricos, devido a ação combinada da chuva e do escoamento superficial, sugerindo o emprego do simulador de chuvas para projetos de irrigação por aspersão (COSTA et al., 1999).

O simulador de chuvas é considerado o método de determinação da infiltração de água no solo que melhor representa a realidade do local, por simular as condições típicas de chuvas naturais, como velocidade de impacto e distribuição do tamanho das gotas da chuva, intensidade de precipitação, ângulo de impacto das gotas e capacidade de reproduzir a intensidade e a duração das chuvas intensas. No entanto os inconvenientes de sua utilização são tamanho, peso e custo do equipamento. Dessa forma, os anéis duplos concêntricos possuem vantagem, por serem relativamente pequenos, leves, de fácil transporte, sendo mais utilizados, porém também apresentam o inconveniente de possuírem grande variabilidade espacial e elevado tempo de determinação (BRANDÃO et al., 2004).

2.5 Modelos matemáticos de determinação da infiltração

Os modelos que descrevem a infiltração da água no solo podem ser teóricos ou empíricos (BRANDÃO et al., 2004). Os empíricos têm a vantagem de permitir relacionar os parâmetros do modelo às características do solo, sem que estes obrigatoriamente tenham significado físico, e englobar na determinação de suas constantes fatores que são difíceis de ser considerados nos modelos teóricos, por exemplo, a heterogeneidade do solo. A principal desvantagem do emprego de equações empíricas é que os dados ajustados somente são válidos para as condições em que eles foram determinados, ou seja, não podem ser adotados para outros tipos de solo. Já, os modelos teóricos são baseados na teoria física do escoamento em meios porosos, que é descrito pela equação de Richards ou mesmo pela equação de Darcy, a partir da qual a equação de Richards foi desenvolvida.

A equação de Darcy, para solos não-saturados pode ser descrita, pela seguinte expressão:

$$q = -K(q) \frac{\Delta\Psi_t}{\Delta z} \quad (1)$$

onde: q é o fluxo, LT^{-1} ; $K(q)$ é a condutividade hidráulica para meio não-saturado, LT^{-1} ; $\Delta\Psi_t$ é o potencial total de água no solo, L; e $\frac{\Delta\Psi_t}{\Delta z}$ é o gradiente hidráulico, LL^{-1} .

O gradiente hidráulico representa a taxa de variação do potencial total ao longo da distância percorrida pelo escoamento. Dessa forma, a força responsável pela infiltração da água é o gradiente do potencial total desta no solo. O sinal negativo na equação de Darcy indica que o escoamento se estabelece do maior para o menor potencial.

O potencial total de água no solo é dado pelo somatório dos potenciais de pressão, gravitacional, osmótico e o matricial (REICHARDT, 1996). Porém, segundo o mesmo autor, o componente osmótico não é importante no estudo do movimento da água, a não ser quando existe alguma membrana semi-permeável no sistema, como é o caso das membranas celulares.

A equação de Darcy é válida somente para condições em que há uma relação linear entre o fluxo e o gradiente hidráulico, o que só é verificado no regime de

escoamento laminar. Esta relação deixa de ser linear quando o movimento da água através dos poros apresenta um regime de escoamento turbulento ou quando o fluxo é muito pequeno e, conseqüentemente, as forças de atração eletrostática entre a água e a matriz do solo tornam-se mais expressivas que as forças gravitacionais.

Combinando a equação de Darcy para meios não-saturados com a equação da continuidade chega-se a uma equação diferencial parcial não-linear de segunda ordem que explica o escoamento em meios porosos não-saturados, também denominada equação de Richards (1931), expressa pela seguinte equação:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(q) \frac{\partial H}{\partial z} \right] \quad (2)$$

onde, $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica do solo (cm dia^{-1}) em função de sua umidade θ , $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$; H o potencial total da água no solo, cm; z a coordenada vertical de posição, cm; e t o tempo, dia.

Dentre as equações empíricas, uma das mais utilizadas para fins de dimensionamento de sistemas de irrigação é a desenvolvida por Kostiaikov em 1932. Este pesquisador propôs a seguinte equação para calcular a infiltração acumulada e a taxa de infiltração de água no solo:

$$I = aT^b \quad (3)$$

onde: I é lâmina infiltrada no tempo T , a e b são parâmetros do modelo e dependem do tipo de solo. Derivando a equação (3) obtém-se:

$$VI = abT^{b-1} \quad (4)$$

onde: VI é a taxa de infiltração da água no solo. Os coeficientes a e b foram determinados por regressão linear entre os valores da infiltração acumulada de água e o tempo acumulado.

$$T = 600.b \quad (5)$$

onde: T é o tempo estimado para a VI ser igual a CI (Capacidade de infiltração de água no solo).

O emprego do modelo de Kostiaikov é limitado à situação em que há disponibilidade de dados de infiltração observados para a determinação dos

parâmetros a e b da equação, pois tais não tem significado físico próprio e são avaliados a partir de dados experimentais, podendo ser determinados estatisticamente. Não podendo ser aplicada a outros tipos de solo e condições diferentes das condições em que seus parâmetros foram determinados (BRANDÃO et al., 2004).

O modelo de Kostiakov, apesar de estritamente empírico, apresenta valor de taxa de infiltração inicial tendendo para o infinito e taxa de infiltração para longos valores de tempo tendendo a um valor próximo a zero, e não a um valor constante. Este valor constante corresponde a taxa de infiltração estável, ou mesmo a condutividade hidráulica do meio saturado (BRANDÃO et al., 2004). Isto poderia ser irrelevante para a infiltração no sentido horizontal, mas torna a equação completamente deficiente para o caso de infiltração vertical. No entanto, para a maior parte dos intervalos de tempo de interesse para a irrigação representa adequadamente o processo de infiltração da água no solo (HILLEL, 1980).

Outro modelo empírico muito utilizado é o desenvolvido por Horton em 1940. Segundo Brandão et al. (2004), para esse modelo a redução de infiltração com o tempo é fortemente controlada por fatores que ocorrem na superfície do solo, como encrostamento superficial devido ao impacto das gotas de chuva, fenômenos de expansão e contração do solo, dentre outros. Ele também concluiu que a taxa de infiltração se aproxima de um valor constante, mas freqüentemente é menor que a condutividade hidráulica em solo saturado. Ele justificou que essa diferença decorre da presença de ar aprisionado no solo e da incompleta saturação do solo em condições de campo.

A taxa de infiltração, segundo o modelo de Horton, é expressa pela equação abaixo:

$$i = i_f + (i_i - i_f)e^{-bt} \quad (6)$$

onde: i é a taxa de infiltração da água no solo, i_f é o valor constante corresponde a taxa de infiltração estável, i_i é a taxa de infiltração inicial, β é a constante de decaimento e t é o tempo, em minutos.

$$I = i_f t + \frac{(i_i - i_f)}{b} (1 - e^{-bt}) \quad (7)$$

onde: i_i , i_f , e β foram parâmetros determinados empiricamente a partir de pares de valores simultâneos de I e t ou i e t , caso a infiltração seja acumulada (equação 7) ou instantânea (equação 6), respectivamente.

A equação de Smith, foi desenvolvida, tomando como base a equação de Richards (1931), e considerava que o escoamento inicia assim que ocorre o empoçamento de água na superfície do solo (ALVES & CABEDA, 1999). Entretanto, em condições de campo, normalmente isto não ocorre, em decorrência da rugosidade e da cobertura da superfície, que retarda o início do escoamento da água. Por este motivo, Alves & Cabeda (1999) fizeram a substituição, na equação, do tempo de empoçamento de água pelo tempo de início do escoamento.

A taxa de infiltração de água no solo foi obtida pela diferença entre a taxa de escoamento superficial e a taxa constante de aplicação da precipitação. O modelo matemático usado para descrever a taxa de infiltração foi o de Smith modificado por Cabeda (ALVES & CABEDA, 1999):

$$i = (R - i_c) \times \left(\frac{t_e}{t} \right)^b + i_c, \quad \text{para } t > t_e \quad (8)$$

onde: i é a taxa de infiltração em um tempo t , mm h^{-1} ; R é a intensidade constante de chuva, mm h^{-1} ; i_c é a taxa constante de infiltração, mm h^{-1} ; t_e é o tempo de início do escoamento da água sobre a superfície do solo, em minutos; t é o tempo após o início do escoamento, em minutos e b é o parâmetro de ajuste da equação.

O permeâmetro de Guelph é um permeâmetro de poço e de carga hidráulica constante que mede a condutividade hidráulica saturada de campo acima do lençol freático. A recarga de água no poço está submetida a três tipos de fluxo: um de pressão radial ao longo das paredes e dois verticais na base, um de pressão e outro gravitacional. Ao considerar a variação destes fluxos ao longo da base e das paredes do poço, desenvolveu-se um método semi-analítico e numérico para a estimativa da permeabilidade saturada de campo. Mas, para a aplicação destes métodos, algumas condições têm que ser consideradas: meio poroso rígido, homogêneo e isotrópico; fluxo em regime permanente; domínio de fluxo em um semi espaço infinito.

Para os cálculos do coeficiente de permeabilidade, geralmente são feitos ensaios com duas cargas de pressão (H_1 e H_2). Com cada carga aplicada, se obtém as vazões (Q_1 e Q_2). A condutividade hidráulica será:

$$K = G_2 Q_2 - G_1 Q_1 \quad (9)$$

onde:

$$G_1 = \frac{H_2 C_1}{p[2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1)]} \quad (10)$$

$$G_2 = \frac{H_1 C_2}{p[2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1)]} \quad (11)$$

Onde: C é o fator da forma do poço; H é a carga hidráulica no poço (cm) e a é o raio do poço (cm).

Para o cálculo da condutividade hidráulica do solo saturado no campo, utilizaram-se as seguintes equações:

$$C = \sinh^{-1}\left(\frac{H}{a}\right) - \left[\left(\frac{a}{H}\right)^2 + 1\right]^{\frac{1}{2}} + \left(\frac{a}{H}\right) \quad (12)$$

Para melhores resultados, a relação carga hidráulica no poço (H) e o raio do poço (a) deve ser a maior possível para aumentar o fluxo de pressão tridimensional (que atinge fluxo constante mais rápido e envolve uma região molhada finita) e minimizar o fluxo unidimensional gravitacional. E quanto maior o volume e o tempo envolvidos no ensaio, maior importância se dá ao fluxo gravitacional (REYNOLDS et al. 2002).

A equação 9 também leva em conta os efeitos não saturados (capilaridade e pressão inicial do solo). Para meios heterogêneos e com grandes vazios, os cálculos utilizando mais de uma carga de pressão, levam a resultados negativos. Para evitar isto, Elrick et al. (1987) propuseram um ensaio que utilizasse somente uma carga de pressão. A equação é expressa da seguinte forma:

$$K_s = \frac{CAR}{\left[2pH^2 + Cpa^2 + \left(\frac{2pH}{a^*}\right)\right]} \quad (13)$$

Onde: K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado a campo, em cm h^{-1} ; C é o fator da forma do poço; A é a área da seção transversal do reservatório de permeâmetro, em cm^2 ; R é a diferença na leitura do reservatório de água do permeâmetro, quando é atingida vazão constante, em cm h^{-1} , H é a carga hidráulica no poço, em cm, e a é o raio do poço, em cm, e a^* é o parâmetro textural/estrutural do solo, em cm^{-1} .

O fator da forma do poço (C), é calculado da seguinte forma (REYNOLDS & ELRICK, 2002):

$$C = \left[\frac{H}{(2074a + 0,093H)} \right]^{0,754} \quad \text{para } \alpha^* \geq 0,09 \text{ cm}^{-1} \quad (14)$$

$$C = \left[\frac{H}{(1992a + 0,091H)} \right]^{0,683} \quad \text{para } \alpha^* \geq 0,04 \text{ cm}^{-1} \quad (15)$$

$$C = \left[\frac{H}{(2102a + 0,118H)} \right]^{0,655} \quad \text{para } \alpha^* \geq 0,01 \text{ cm}^{-1} \quad (16)$$

O parâmetro textural/estrutural do solo (a^*), é apresentado em Reynolds & Elrick (2002) (ANEXO I).

2.6 Funções de pedotransferência

A pedotransferência é assunto relativamente novo no Brasil e uma metodologia pouco utilizada, embora existam casos de aplicações potenciais deste recurso quando se utilizam dados analíticos e morfológicos de solos para estimar, por exemplo, uma classe de aptidão agrícola ou uma classe de suscetibilidade a erosão. De maneira geral, as interpretações de levantamentos de solos são pedotransferências para estimar, a partir de dados existentes, outras características ou propriedades correlacionadas.

Quando a pedotransferência é expressa de forma quantitativa, por meio de equações matemáticas, ela é denominada de funções de pedotransferência. Essa metodologia está começando a ser utilizada em muitas áreas e com grande potencial de aplicação. A morfologia do solo e as interpretações de dados de pesquisa de campo e análises de laboratório podem ser usadas para o mapeamento quantitativo de propriedades do solo. Por meio de equações matemáticas, as funções de pedotransferência traduzem os dados originados de levantamentos de solos em outras informações de difícil mensuração ou de obtenção complexa e de custo elevado.

As análises de laboratório para fins de levantamentos de solos são normalmente realizadas para associar o perfil de solo a um sistema de classificação existente. O alto custo das análises de laboratório estimula o desenvolvimento de

relações empíricas que relacionem propriedades mais facilmente ou habitualmente medidas com outras propriedades que são mais úteis, mas inexistentes. Um dos exemplos mais comuns é a estimativa da capacidade de água disponível a partir da análise granulométrica. O desenvolvimento de funções de pedotransferência é impulsionado pela existência de grandes bancos de dados de solos, que possibilitam o uso de ferramentas de busca de dados. Portanto, é importante considerar que, no momento de usar funções de pedotransferência, o técnico deve estar ciente que métodos indiretos não existem sem métodos diretos, pois é somente com a obtenção e quantificação dos dados diretos do solo que se criam os bancos de dados dos quais são derivados os métodos indiretos (FPTs).

A pesquisa tem focado as correlações de propriedades determinadas em laboratório com propriedades mais difíceis de determinar, principalmente por causa da disponibilidade de bancos de dados de levantamentos de solos, e a suposição de que essas propriedades são as mais apropriadas para fins de predição. Deste modo, Calhoun et al. (2001) argumentam que a descrição morfológica de campo tem sido subutilizada no desenvolvimento de funções de pedotransferência. Mostraram a representação dos fatores de formação do solo de Jenny através das variáveis: fisiografia, material originário, horizonte, textura de campo e estrutura para prever a densidade do solo. Demonstraram também, que a própria morfologia e os descritores de campo respondem por mais variabilidade na predição de densidade do solo, do que a determinação granulométrica e de carbono orgânico em laboratório.

No mapeamento digital de solos, interessa estimar a distribuição espacial de propriedades do solo. Existem poucos estudos de avaliação do uso de funções de pedotransferência para quantificar a variabilidade espacial de propriedades do solo. Springer & Cundy (1987) compararam os parâmetros da equação de infiltração de Green-Ampt a partir de medidas de campo e aqueles estimados por funções de pedotransferência. Mostraram que a média e a variância dos parâmetros estimados por funções de pedotransferência não foram mantidas, as variâncias foram sempre mais baixas. Williams et al. (1983) desenvolveram funções de pedotransferência para classificar a retenção de água com base em classe textural e produziram valores médios de parâmetros para um modelo de função potencial da curva de retenção de água com base em classes de textura.

Desenvolver novas funções de pedotransferência é uma tarefa difícil, porque requer uma ampla base de dados de solos contendo muitos dados morfológicos e determinações de laboratório. É aconselhável, em primeira instância, utilizar funções de pedotransferência que já tenham sido desenvolvidas, mas a validade de uma determinada função de pedotransferência não deve ser interpolada ou extrapolada além do ambiente pedológico ou tipo de solo em que foi desenvolvida. Romano & Santini (1997) avaliaram o desempenho de algumas funções de pedotransferência publicadas para quantificar a variabilidade espacial de retenção de água do solo. Usando diferentes funções de pedotransferência, avaliaram o semivariograma de conteúdo volumétrico de água a tensão de 1, 10 e 100 kPa. Concluíram que a maioria das funções de pedotransferência eram adequadas, pois mantinham a variância dentro do campo.

A calibração é necessária para ajustar propriedades de acordo com dados de entrada. Por exemplo, frações de areia são diferentes, de acordo com a classificação de ISSS/Australiana (partícula diâmetro 20 - 2000 μm) e os critérios da FAO/USDA (partícula diâmetro 50 - 2000 μm). Minasny & Mcbratney (2001) forneceram equações para converter estes dois tipos de tamanho de areia. Entretanto, Hoodnett & Tomasella (2002) desenvolveram funções de pedotransferência para solos tropicais relativas aos parâmetros de retenção de água usados na equação de Van Genuchten. É sugerido que análises e dados mineralógicos sejam incluídos em funções de pedotransferência o que, decisivamente, pode mostrar as diferenças entre solos de clima temperado e tropicais e a necessidade de desenvolver funções de pedotransferência próprios para solos tropicais, em geral ou para classes específicas de solos.

3 MATERIAL E MÉTODOS

O trabalho foi conduzido em 16 locais no Estado do Rio Grande do Sul (Brasil) e em quatro na República Oriental do Uruguai, (Tabela 1). No Rio Grande do Sul foram amostradas áreas irrigadas por pivô central na Região de Cruz Alta, Santo Augusto e São Francisco de Assis, em Santa Maria na área experimental do Departamento de Engenharia Rural da UFSM e, no Uruguai, nos Departamentos de Colônia, Salto, Tacuarembó e Treinta y Três, nas áreas experimentais do Instituto Nacional de Investigación Agropecuária–INIA (Figura 1).

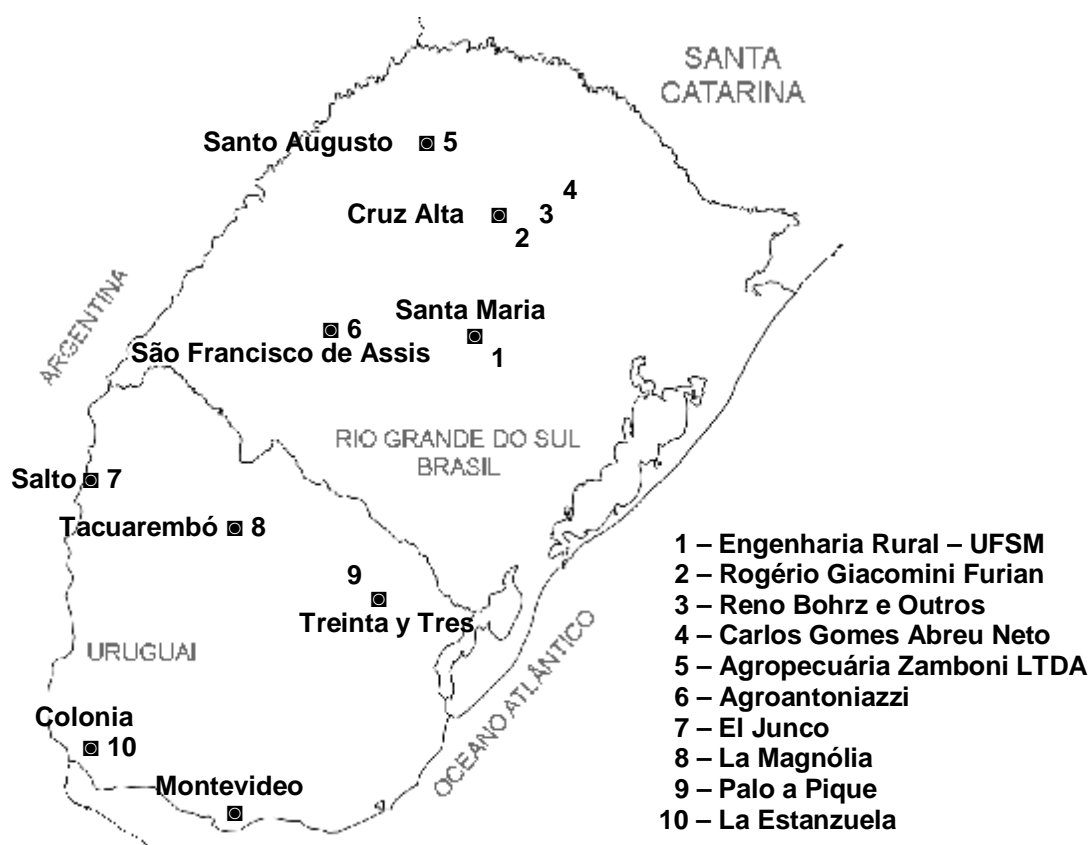


Figura 01- Distribuição geográfica dos locais onde foram realizadas as avaliações da capacidade de infiltração de água no Rio Grande do Sul e no Uruguai. Santa Maria, RS, 2008.

Tabela 01- Relação dos locais, coordenadas geográficas, altitudes e convenções utilizadas nas avaliações da capacidade de infiltração de água no Rio Grande do Sul e no Uruguai. Santa Maria, RS, 2008.

Cidade	Local	Convenção utilizada	Latitude (S)	Longitude (W)	Altitude (m)
Brasil					
Santa Maria	UFSM	Argissolo 01 ¹	29°43'10"	53°43'04"	101
Cruz Alta	Rogério Giacomini Furian	Latossolo 01 ²	28°45'15"	53°35'23"	400
Cruz Alta	Rogério Giacomini Furian	Latossolo 02 ²	28°46'11"	53°35'09"	428
Cruz Alta	Reno Bohr e Outros	Latossolo 03 ²	28°40'36"	53°27'17"	440
Cruz Alta	Reno Bohr e Outros	Latossolo 04 ²	28°38'06"	53°26'28"	440
Cruz Alta	Reno Bohr e Outros	Latossolo 05 ²	28°39'06"	53°26'23"	440
Cruz Alta	Reno Bohr e Outros	Latossolo 06 ²	28°40'10"	53°25'51"	449
Cruz Alta	Reno Bohr e Outros	Latossolo 07 ²	28°40'10"	53°25'51"	449
Cruz Alta	Carlos G. Abreu Neto	Latossolo 08 ²	28°35'35"	53°22'12"	463
Cruz Alta	Carlos G. Abreu Neto	Latossolo 09 ²	28°34'46"	53°23'11"	426
Cruz Alta	Carlos G. Abreu Neto	Latossolo 10 ²	28°35'56"	53°22'46"	468
Cruz Alta	Carlos G. Abreu Neto	Latossolo 11 ²	28°35'06"	53°21'51"	450
Santo Augusto	Agropecuária Zamboni LTDA	Latossolo 12 ³	27°52'56"	53°45'42"	538
Santo Augusto	Agropecuária Zamboni LTDA	Latossolo 13 ³	27°53'24"	53°46'00"	528
Santo Augusto	Agropecuária Zamboni LTDA	Latossolo 14 ³	27°53'11"	53°45'51"	530
São Francisco de Assis	Agroantoniuzzi	Neossolo ⁴	29°36'10"	55°19'10"	135
Uruguai					
Tacuarembó	La Magnólia	Argissolo 02 ⁵	31°42'34"	55°49'26"	158
Treinta y Tres	Palo a Pique	Chernossolo ⁶	33°15'50"	54°29'42"	67
Colônia	La Estanzuela	Vertissolo 01 ⁷	34°20'33"	57°43'23"	82
Salto	El Junco	Vertissolo 02 ⁷	31°11'15"	57°22'23"	80

Classificação Brasileira: ¹Argissolo Vermelho distrófico arênico; ²Latossolo Vermelho distrófico típico; ³Latossolo Vermelho distroférico típico; ⁴Neossolo Quartzarênico órtico típico; ⁵Argissolo Vermelho-Amarelo eutrófico abruptico; ⁶Chernossolo Ebânico órtico típico; ⁷Vertissolo Ebânico órtico típico.

3.1 Determinação da infiltração de água no solo

3.1.1 Infiltrômetro dos duplos anéis concêntricos

Em cada local foram realizadas oito testes de infiltração de água no solo determinada pelo método dos duplos anéis concêntricos (Figura 2), segundo metodologia descrita por EMBRAPA (1997). Os anéis maior e menor possuem, respectivamente, 40 e 20 cm de diâmetro, e 10 e 15 cm de altura. Os mesmos foram inseridos no solo de forma que ficassem concêntricos. Os anéis possuem uma das suas bordas afiadas para facilitar a sua introdução no solo e evitar a desestruturação do solo no local, e a outra borda possui um reforço, para suportar os golpes que foram necessários na ocasião de sua introdução no solo. O anel maior foi introduzido 5 cm no interior do solo, e o menor 10 cm. Para a medição do volume de

água infiltrada, foi utilizado um cano de PVC de 150 mm de diâmetro, com um registro de esfera de $\frac{1}{2}$ polegada em ambas as extremidades, com uma escala graduada em intervalos de 10 ml, visualizada através de uma mangueira plástica transparente, suspensos por meio de um tripé de ferro e alocado sobre o anel menor, a fim de manter uma lâmina de água constante, com carga hidráulica de 4 cm de altura. O medidor confeccionado é semelhante ao descrito por Siqueira & Denardin (1985). No anel maior a lâmina de água foi mantida constante manualmente, com auxílio de galões, com carga hidráulica de 4 cm de altura. A lâmina de água do anel maior deve ser constante mantida para assegurar que o processo de infiltração seja prioritariamente no sentido vertical e, conseqüentemente, não ocorra movimento lateral da água infiltrada a partir do anel menor (Figura 3). As leituras foram realizadas nos tempos de 0, 1, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 45, 60, 90 e 120 minutos após o início do teste. As observações de infiltração acumulada com o tempo foram computadas e convertidas em taxas de infiltração correspondente. A infiltração de água no solo foi ajustada pelos modelos empíricos de Kostiaikov (BERNARDO, 2002) (equações 3, 4 e 5) e Horton (BRANDÃO et al., 2004) (equações 6 e 7).

3.1.2 Simulador de chuva

As chuvas simuladas foram aplicadas utilizando-se um simulador estacionário de bicos múltiplos e oscilantes (Figura 4) desenvolvido pelo National Soil Erosion Research Lab, USDA – ARS, de West Lafayette, USA, para estudos de erosão usando a metodologia WEPP (NORTON & BROWN, 1992). A calibração do simulador de chuva foi realizada coletando-se a precipitação em diferentes intensidades de chuvas. A intensidade foi controlada pela variação do número de oscilações por unidade de tempo. Utilizou-se, 31 coletores dispostos longitudinalmente ao simulador de chuvas, espaçados 0,25m. Testou-se de 10 a 250 oscilações por minutos. Maiores detalhes podem ser observados em Spohr (2007).

O simulador foi instalado a 2,45 metros acima da superfície do solo e a pressão de saída da água dos bicos foi mantida em 41,4 kPa. A precipitação pluvial total foi determinada através de pluviômetros instalados na superfície do solo, ao lado das calhas coletoras (Figura 4). A intensidade final real de cada chuva aplicada não correspondeu a chuva programada devido a ocorrência de rajadas de vento e



Figura 02- Detalhe dos duplos anéis concêntricos e do cano de PVC utilizados para a determinação da infiltração de água no solo. Santa Maria, RS, 2008.

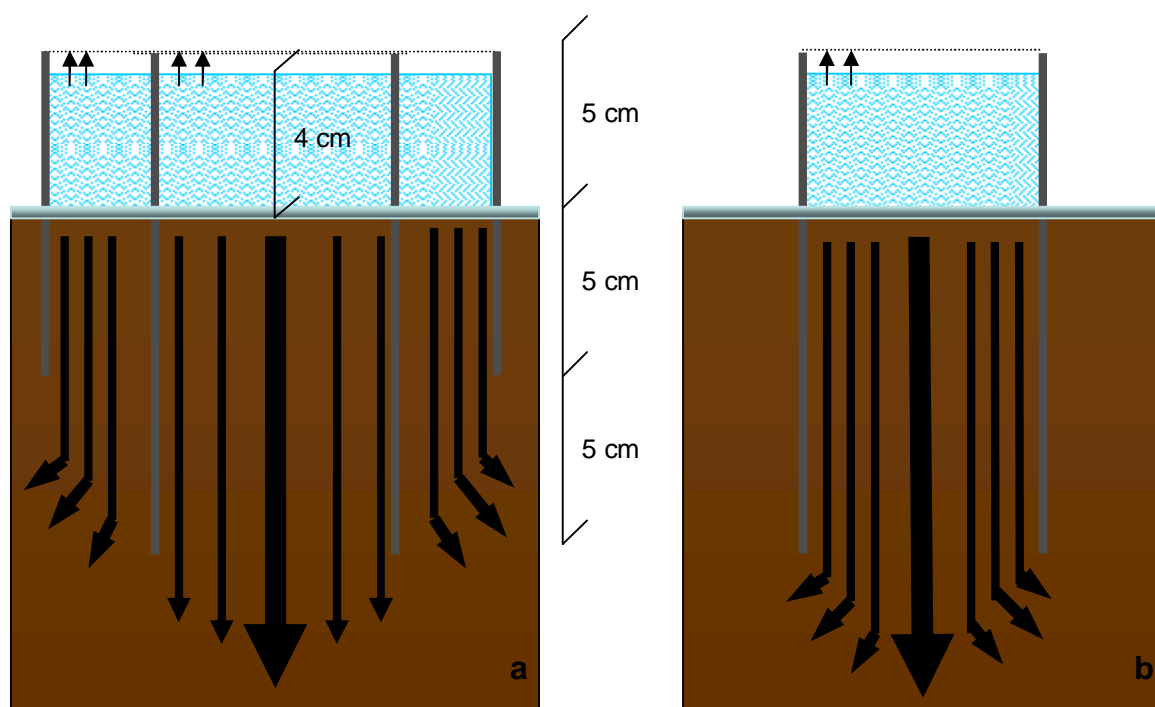


Figura 03- Desenho esquemático do comportamento da lâmina de água infiltrada com o anel maior (a); e sem o anel maior (b). Santa Maria, RS, 2008.

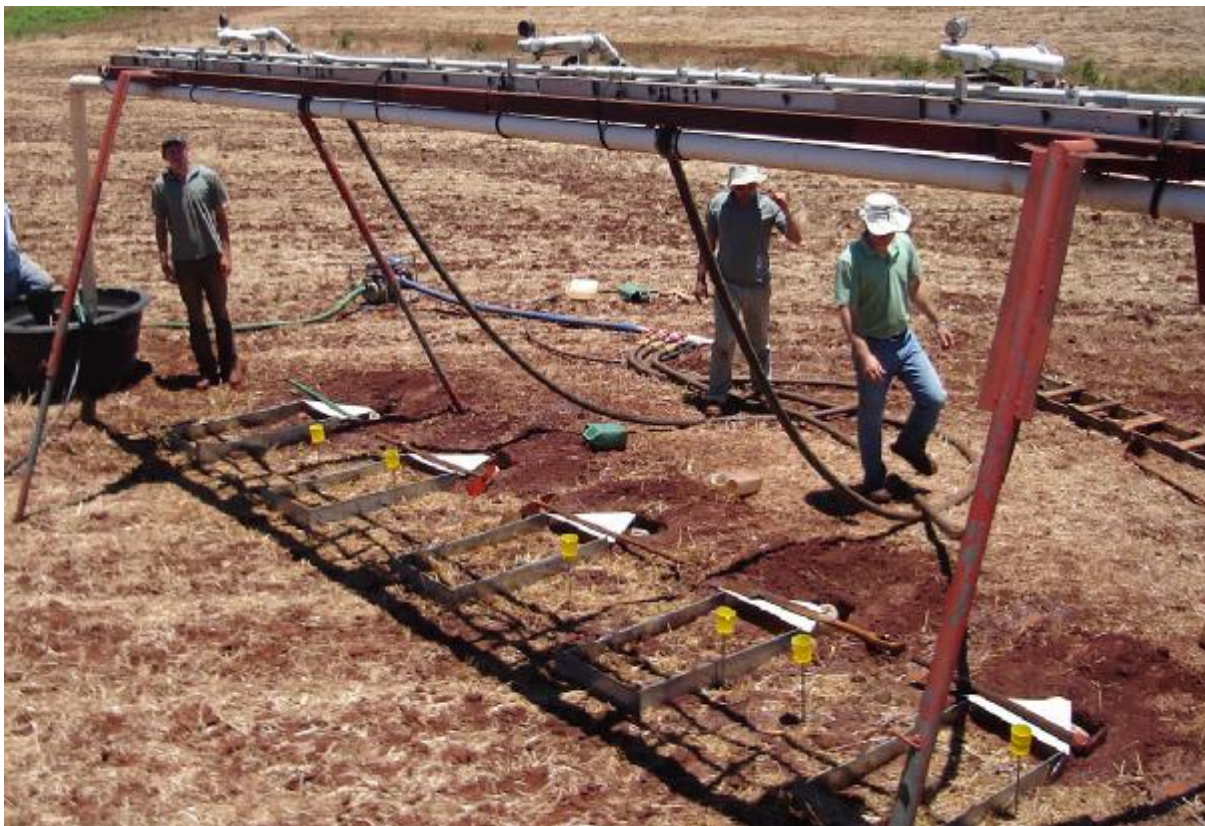


Figura 04- Detalhe do simulador de chuva estacionário de bicos múltiplos e oscilantes, das parcelas, calhas coletoras e pluviômetros utilizado nas avaliações das chuvas simuladas. Santa Maria, RS, 2008.

de pequenas variações na pressão nos bicos do simulador durante a aplicação das mesmas.

Seis parcelas foram delimitadas por chapas metálicas galvanizadas cravadas no solo, contendo na parte inferior uma calha coletora, para coletar a água de escoamento superficial (Figura 4). As dimensões das parcelas foram de 1,0 x 0,5 (0,5m²). As coletas do volume de água escoado eram realizadas em intervalos de cinco minutos. A declividade dos locais foi determinada em cada ensaio, com a utilização de um nível de mangueira. Amostras de solo foram coletadas para determinação da umidade gravimétrica antes e imediatamente após a aplicação das chuvas simuladas.

Inicialmente foram realizadas duas chuvas simuladas (a segunda era realizada no mesmo local, 24 horas após a primeira) com intensidade de 30, 60 e 120 mm h⁻¹, para duração de 60, 30 e 15 minutos, respectivamente. Porém, este tempo foi insuficiente para estabilizar o escoamento superficial, parâmetro necessário para o ajuste da taxa de infiltração de água no solo pelo modelo de

Smith. Deste modo, o volume do escoamento superficial foi avaliado até tornar-se constante ou até o tempo máximo de 120 minutos para cada chuva simulada.

A taxa de infiltração de água no solo foi obtida pela diferença entre a taxa de escoamento superficial e a taxa constante de aplicação da precipitação. O modelo matemático usado para descrever a taxa de infiltração foi o de Smith modificado por Cabeda (ALVES & CABEDA, 1999) (equação 8).

3.2 Determinação da Condutividade hidráulica em solo saturado

Depois da tomada de decisão em mudar o tempo utilizado para encontrar o escoamento constante, parâmetro necessário para o ajuste pelo modelo de Smith, houve a inclusão da determinação da condutividade hidráulica do solo. Entretanto, seguindo-se o cronograma de trabalho, essa determinação foi realizada somente nos Argissolo 01 e 02, Chernossolo, Latossolo 12 e Vertissolo 01 e 02.

A determinação da condutividade hidráulica em solo saturado a campo foi realizada utilizando-se o permeâmetro de Guelph (Figura 5), seguindo metodologia descrita por Elrick et al. (1987). Através do uso de um trado, foi feito um orifício de 15 cm de profundidade sobre o solo (Figura 6) e aplicou-se uma carga hidráulica de 10 cm. A condutividade hidráulica em solo saturado foi determinada até atingir a vazão constante, que ocorria quando o potencial matricial estava próximo a zero. Os dados obtidos foram utilizados no cálculo para obtenção dos valores da condutividade hidráulica do solo saturado, conforme Reynolds & Elrick (2002) (equações 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15 e 16).

3.3 Determinação das características físicas do solo

Foram coletadas amostras de solo, com estrutura preservadas em duas camadas (0-10 e 10-20 cm), para determinações da porosidade total, microporosidade, densidade do solo e curva característica de água no solo. Para as análises de textura do solo e densidade de partículas foram coletadas amostras com estrutura deformada, nas mesmas profundidades descrita acima. Porém, para a profundidade de 10 a 20 cm, foram coletadas somente nos solos onde foram realizadas as determinações com o permeâmetro de Guelph (Argissolo 01 e 02, Chernossolo, Latossolo 12 e Vertissolo 01 e 02).



Figura 05- Detalhe do cano de PVC (permeômetro de Guelph) utilizado para a determinação da condutividade hidráulica em solo saturado. Santa Maria, RS, 2008.



Figura 06- Detalhe do orifício utilizado para a determinação da condutividade hidráulica em solo saturado. Santa Maria, RS, 2008.

As análises físicas do solo foram realizadas no Laboratório de Análises Físicas do Departamento de Solos da Universidade Federal de Santa Maria (Brasil) e no Laboratório de Análises Físicas do INIA Las Brujas (Uruguai). As determinações analíticas de textura, densidade de partículas, densidade do solo e microporosidade foram realizadas pela metodologia descrita por EMBRAPA (1997). Para a análise granulométrica foi utilizado o método da pipeta (GEE & BAUDER, 1986). A densidade de partículas foi obtida pelo método do balão volumétrico e a densidade do solo pelo método do anel volumétrico, utilizando um cilindro de metal de 65 cm³ de volume.

Para a determinação da curva característica do conteúdo volumétrico de água no solo as amostras de solo foram primeiramente saturadas e colocadas na mesa de tensão a 0,001, 0,006 e 0,01 MPa por um período de 96 horas em cada tensão. O conteúdo volumétrico de água correspondente ao ponto de saturação e a tensão de 0,006 MPa foram utilizadas como correspondentes a porosidade total e a microporosidade do solo, respectivamente. A macroporosidade foi calculada pela diferença entre a porosidade total e a microporosidade. As amostras de solo ainda com estrutura preservada, seguiram para o aparelho extrator de umidade idealizado por Richards (RICHARDS, 1949), onde foi obtido o conteúdo volumétrico de água do solo na tensão de 0,10 MPa, nas placas porosas de Richards. Após isso, as amostras foram colocadas na estufa a 105°C para secagem até massa constante.

O conteúdo volumétrico de água das amostras de solo correspondentes as tensões de 0,5 e 1,5 MPa foram determinadas através de psicrometria, utilizando a câmara de um potenciômetro de ponto de orvalho, WP4 “dewpoint potentiometer” (DECAGON, 2000). Para essa avaliação foram utilizados cinco sub-amostras de solo com estrutura deformada secas ao ar, umedecidas com água através de um borrifador, pesadas e levadas ao WP4, onde foi feita a leitura da tensão que a amostra se encontrava. Em seguida as amostras foram levadas para a estufa para secagem, até massa constante. A diferença entre as duas pesagens corresponde ao conteúdo volumétrico de água do solo na tensão determinado pelo WP4. Relacionando-se o potencial determinado pelo WP4 para cada sub-amostra com sua respectiva umidade foi traçado uma curva, em escala logarítmica, da qual foram extraídos os valores do conteúdo volumétrico de água no solo nas tensões de 0,5 e 1,5 MPa.

A curva característica do conteúdo volumétrico de água no solo foi ajustada segundo Van Genuchten (1980), por meio do programa CURVARET (DOURADO NETO et al., 1990), utilizando o seguinte modelo:

$$q = q_r + \frac{(q_s - q_r)}{\left[1 + (ay_m)^n\right]^b} \quad (17)$$

onde: q é o conteúdo volumétrico de água no solo, em $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, q_r é o conteúdo volumétrico de água residual do solo, em $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, q_s é o conteúdo volumétrico de água na saturação do solo, em $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, a , n e b são os coeficientes empíricos e, y_m é o potencial matricial de água no solo, em $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$.

3.4 Determinação das funções de pedotransferência

Os resultados das taxas de infiltração de água no solo determinadas a partir de dados obtidos pelos modelos de Kostiakov e Horton (infiltrômetro dos duplos anéis concêntricos) foram comparadas com as do modelo de Smith (simulador de chuvas).

As análises de regressão linear múltiplas foram determinadas estimando-se os parâmetros a e b de Kostiakov e I_f , $(I_f - I_r)$ e β de Horton para as variáveis independentes incluídas no modelo usando a opção “stepwise” do Statistical Analysis System (SAS), em nível de 5% de probabilidade de erro. As variáveis utilizadas nessa opção foram: densidade (do solo e de partícula), porosidade do solo (macro, micro e total), textura (argila, silte e areia), conteúdo volumétrico de água inicial e na saturação do solo.

Um exemplo de regressão múltipla é:

$$a = (\alpha \cdot ARG) + (\beta \cdot PT) + (\lambda \cdot DS) \quad (18)$$

onde, a é o coeficiente a do modelo de Kostiakov (variável dependente), ARG é o teor de argila no solo, PT é a porosidade do solo, DS é a densidade do solo e α , β , λ são os coeficientes da equação de regressão linear múltipla.

Na definição das equações de regressão linear múltiplas para prever os parâmetros do modelo foi estabelecido que o comportamento de uma característica na equação deve afetar o parâmetro a ser predito (variável dependente) de forma

consistente com o conhecimento empírico e teórico do processo. A eficácia das funções foram avaliadas pelo coeficiente de determinação (r^2) e graficamente pela relação 1:1 dos dados estimados em relação aos observados.

De posse dos parâmetros **a** e **b** do modelo de Kostiakov e I_f , $(I_i - I_f)$ e β do modelo de Horton obtidos pelas análises de regressão linear múltiplas, encontram-se as taxas de infiltração de água no solo modeladas (pedofunção de Kostiakov e Horton), as quais foram comparadas com as taxas de infiltração obtidas pelo modelo original de Kostiakov e Horton, respectivamente.

Para melhorar a capacidade preditiva das pedofunções, as taxas de infiltração de água no solo modeladas (pedofunção de Kostiakov e Horton) foram correlacionadas com a taxa de infiltração de água no solo estimada pelo modelo de Smith (simulador de chuvas), resultando em novas pedofunções (Kostiakov-Smith e Horton-Smith), onde a taxa de infiltração é ajustada aos dados, obtidos pelo simulador de chuvas.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Características físicas do solo

Na tabela 2 são apresentados os valores médios da densidade de partícula e do solo, porosidade (total, macro e micro) e textura (argila, silte e areia) na camada superficial (0 a 10 cm) nos diferentes locais e na subsuperficial (10 a 20 cm) para os locais onde foram realizadas as determinações da condutividade hidráulica saturada. Os valores de densidade de partícula e do solo variaram na camada superficial de 2,47 a 2,80 g cm⁻³ e de 1,16 a 1,70 g cm⁻³, respectivamente. Na camada subsuperficial os valores de densidade de partícula e do solo variaram de 2,59 a 2,80 g cm⁻³ e de 1,17 a 1,69 g cm⁻³, respectivamente.

A macroporosidade variou de 0,004 a 0,194 cm³cm⁻³ e de 0,019 a 0,126 cm³cm⁻³, respectivamente, na camada superficial e subsuperficial. O teor de argila variou de 65,6 a 11,0% e de 70,1 a 11,0 %, respectivamente, na camada superficial e subsuperficial. MICHELON (2005), trabalhando com diferentes solos no Rio Grande do Sul, na profundidade de 0 a 25, encontrou valores médios de teor de argila de 49,98%, e macroporosidade de 0,073 cm³cm⁻³. Segundo REINERT et al., (2001), em solos irrigados, quando o espaço aéreo do solo for inferior a 0,1 cm³cm⁻³, o suprimento de oxigênio para as raízes é reduzido, implicando em redução de geração de energia para a planta.

Os vertissolos 01 e 02, tanto na camada superficial como na subsuperficial, apresentaram uma reduzida macroporosidade (Tabela 2). Em parte, isso pode ser explicado pelo tipo de argilomineral com característica expansiva (2:1), presente nesses solos. Segundo Browning citado por REICHERT et al (1992), a expansão da argila reduz a porosidade total e o diâmetro médio de poros. O Neossolo e os Argissolo 01 e 02 apresentam valores semelhantes de densidade do solo, teor de argila e porosidade total, no entanto, a diferença nos valores de macroporosidade entre estes solos foi elevada, em ambas as profundidades. A razão para esta diferença pode ser a percentagem superior a 10% de argila e 20% inferior de areia

no Argissolo 01 em relação ao Neossolo. Já para o Argissolo 02, esta diferença pode ter ocorrido devido a área ser utilizada para pastoreio. O bovino pode, em determinadas situações, ser o principal agente compactador do solo, tendo inclusive maior efeito do que o maquinário utilizado nas operações agrícolas. Segundo SCHNEIDER et al. (1978), um bovino com peso de 70 a 500 Kg exerce uma pressão de compactação de 0,73 a 2,27 Kg cm⁻² e um trator de esteira de 0,08 a 0,15 Kg cm⁻². Comparando os valores, atribui a maior compactação do solo causada pelos bovinos pelo fato de seu peso ser distribuído em uma menor área atingida pelo casco.

Tabela 02- Valores médios da densidade de partícula e do solo, porosidade (total, macro e micro) e textura (argila, silte e areia) nos diferentes locais no Uruguai e Rio Grande do Sul. Santa Maria, RS, 2008.

Local	Densidade (g cm ⁻³)		Porosidade (cm ³ cm ⁻³)			Textura (%)		
	Solo	Partícula	Total	Macro	Micro	Argila	Silte	Areia
Profundidade de 0 - 10 cm								
Argissolo 01	1,52	2,66	0,422	0,094	0,328	19,3	26,7	54,1
Argissolo 02	1,51	2,71	0,462	0,016	0,446	11,0	8,0	81,0
Chernossolo	1,35	2,67	0,536	0,019	0,516	21,0	40,0	39,0
Latossolo 01	1,62	2,47	0,346	0,008	0,338	27,0	9,4	63,6
Latossolo 02	1,55	2,59	0,403	0,029	0,373	40,9	14,7	44,4
Latossolo 03	1,41	2,62	0,462	0,115	0,347	27,3	10,4	62,4
Latossolo 04	1,52	2,53	0,398	0,007	0,391	28,6	11,3	45,3
Latossolo 05	1,70	2,51	0,322	0,004	0,318	24,8	6,6	68,6
Latossolo 06	1,34	2,47	0,459	0,102	0,356	28,6	13,8	57,6
Latossolo 07	1,34	2,48	0,461	0,140	0,321	28,9	10,6	60,4
Latossolo 08	1,52	2,54	0,403	0,122	0,281	23,5	7,9	68,6
Latossolo 09	1,29	2,80	0,538	0,109	0,429	39,9	27,4	32,7
Latossolo 10	1,34	2,55	0,475	0,087	0,387	27,9	14,3	57,7
Latossolo 11	1,41	2,64	0,466	0,052	0,411	50,5	17,1	32,4
Latossolo 12	1,20	2,67	0,522	0,139	0,383	62,5	29,0	8,5
Latossolo 13	1,39	2,64	0,475	0,018	0,456	59,7	27,5	12,8
Latossolo 14	1,16	2,61	0,554	0,133	0,421	65,6	25,8	8,5
Neossolo	1,56	2,61	0,482	0,194	0,288	11,1	16,3	72,6
Vertissolo 01	1,29	2,65	0,578	0,036	0,542	40,0	22,0	38,0
Vertissolo 02	1,21	2,60	0,379	0,031	0,349	49,0	44,0	7,0
Profundidade de 10 - 20 cm								
Argissolo 01	1,69	2,59	0,346	0,078	0,267	11,8	29,8	58,3
Argissolo 02	1,61	2,71	0,416	0,036	0,379	11,0	8,0	81,0
Chernossolo	1,35	2,67	0,536	0,019	0,516	21,0	40,0	39,0
Latossolo 12	1,34	2,80	0,521	0,072	0,449	70,1	22,7	7,2
Neossolo	1,54	2,64	0,416	0,126	0,291	17,0	17,1	65,8
Vertissolo 01	1,37	2,65	0,522	0,022	0,501	40,0	22,0	38,0
Vertissolo 02	1,17	2,60	0,389	0,034	0,354	49,0	44,0	7,0

A baixa densidade do solo (1,20 e 1,16 g cm⁻³), e a elevada macroporosidade (0,139 e 0,133 cm³ cm⁻³) observada, respectivamente para os Latossolos 12 e 14 (mesmo com o elevado teor de argila) pode estar relacionado ao fato das determinações terem sido realizadas imediatamente após a semeadura da cultura da aveia, operação realizada com o uso de sulcadores nas semeadoras de plantio direto.

Os coeficientes das equações ajustadas ao modelo de Van Genuchten, para cada curva característica do conteúdo volumétrico de água do solo, são apresentados na tabela 3. Nos anexos I, II e III são apresentadas as curvas características determinadas para a camada de 0 a 10 cm de profundidade.

Tabela 03- Valores do conteúdo volumétrico de água residual e na saturação do solo, coeficientes das equações ajustadas ao modelo de van Genuchten para as curvas características de água, profundidade de 0 – 10 cm. Santa Maria, RS, 2008.

Solo	Umidade inicial (cm ³ cm ⁻³)	Umidade (cm ³ cm ⁻³)		Coeficiente			Coeficiente de ajuste
		θ_r	θ_s	a	n	m	
Argissolo 01	0,27	0,130	0,420	0,05050	1,3573	0,2632	0,904
Latossolo 01	0,08	0,120	0,420	0,02625	1,3917	0,2814	0,940
Latossolo 02	0,30	0,180	0,480	0,05477	1,3433	0,2556	0,910
Latossolo 03	0,22	0,110	0,500	0,06876	1,3286	0,2473	0,918
Latossolo 04	0,39	0,230	0,470	0,02832	1,3174	0,2409	0,819
Latossolo 05	0,19	0,120	0,390	0,02357	1,3760	0,2733	0,845
Latossolo 06	0,39	0,150	0,540	0,10570	1,3340	0,2504	0,929
Latossolo 07	0,20	0,120	0,520	0,07949	1,4092	0,2904	0,973
Latossolo 08	0,22	0,110	0,460	0,10385	1,3617	0,2656	0,977
Latossolo 09	0,30	0,200	0,600	0,10826	1,2939	0,2272	0,864
Latossolo 10	0,24	0,120	0,520	0,04301	1,3587	0,2640	0,923
Latossolo 11	0,36	0,210	0,520	0,05201	1,3311	0,2487	0,883
Latossolo 12	0,29	0,210	0,520	0,07837	1,3428	0,2553	0,930
Latossolo 13	0,29	0,270	0,560	0,05783	1,2985	0,2299	0,849
Latossolo 14	0,47	0,240	0,610	0,09766	1,3849	0,2779	0,971
Neossolo	0,40	0,090	0,480	0,17012	1,3236	0,2445	0,939
Argissolo 02	0,29	0,150	0,460	0,00216	1,9021	0,4743	0,995
Chernossolo	0,36	0,360	0,540	0,00088	2,3649	0,5771	0,947
Vertissolo 01	0,39	0,380	0,580	0,00099	2,1126	0,5267	0,881
Vertissolo 02	0,21	0,270	0,380	0,00094	2,1174	0,5277	0,812

θ_r = umidade residual do solo, em Kg kg⁻¹; θ_s = umidade na saturação do solo, em m³m⁻³; a, n e m = coeficientes empíricos.

A conteúdo volumétrico de água retido no solo entre as tensões 1500 KPa e na saturação (θ_r e θ_s , respectivamente) variou de 0,11 a 0,40 cm³ cm⁻³, e a média foi de 0,31 cm³ cm⁻³ (anexos I, II e III). Porém, para o Chernossolo e o Vertissolo 01 e

02, os valores de retenção de água no solo foram de 0,18, 0,20 e 0,11 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, respectivamente. A presença de argilomineral (montmorilonita) com característica expansiva nesses solos pode ser a explicação para esse comportamento. Segundo Browning citado por REICHERT et al (1992), a expansão da argila reduz a porosidade total e o diâmetro médio de poros, de tal forma que os macroporos se transformam em microporos e podem ser completamente obstruídos.

Os coeficientes das equações ajustados ao modelo de Van Genuchten, para cada curva característica do conteúdo volumétrico de água do solo, na profundidade de 10 a 20 cm estão apresentados na tabela 4. No anexo IV são apresentadas as curvas características determinadas para a camada de 10 a 20 cm de profundidade, para os locais onde foram realizadas as avaliações da condutividade hidráulica do solo saturado.

Tabela 04- Valores do conteúdo volumétrico de água e na saturação do solo, coeficientes das equações ajustadas ao modelo de van Genuchten para as curvas características de água, profundidade de 10 – 20 cm. Santa Maria, RS, 2008.

Local	Umidade ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)		Coeficiente			Coeficiente de ajuste
	θ_r	θ_s	a	n	b	
Argissolo 01	0,190	0,370	0,08918	2,1174	0,3689	0,944
Latosolo 12	0,260	0,540	0,04667	1,5846	0,2221	0,826
Neossolo	0,100	0,450	0,01056	1,2855	0,3452	0,923
Argissolo 02	0,080	0,410	0,00158	1,5272	0,5308	0,981
Chernossolo	0,270	0,450	0,00129	2,0353	0,5087	0,973
Vertissolo 01	0,380	0,520	0,00076	2,4372	0,5897	0,957
Vertissolo 02	0,280	0,380	0,00108	1,9826	0,4956	0,793

θ_r = umidade residual do solo, em Kg kg^{-1} ; θ_r = umidade na saturação do solo, em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$; a, n e b = coeficientes empíricos.

O conteúdo volumétrico de água retido no solo entre as tensões de 1500 KPa e na saturação (θ_r e θ_s , respectivamente) variou entre 0,10 a 0,35 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ (anexo IV).

Entre as camadas de solo, de 0 a 10 cm e de 10 a 20 cm de profundidade, observa-se que os valores do conteúdo volumétrico de água retido no solo reduziram, respectivamente, de uma camada para outra, com exceção do Chernossolo e do Argissolo que permaneceram praticamente iguais. O Chernossolo e Vertissolo 01 e 02, apresentaram valores do conteúdo volumétrico de água retido de 0,18, 0,14 e 0,10 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, respectivamente.

4.2 Taxa de infiltração de água no solo obtida pelos modelos de Kostiakov e Horton

Nas figuras 7, 8 e 9 são apresentados os valores médios da taxa de infiltração de água, para cada solo, estimados pelos modelos de Kostiakov e Horton. Observa-se, que no modelo de Kostiakov a taxa de infiltração, no início do teste, foi consideravelmente elevada quando comparada ao modelo de Horton. Porém, com incremento no tempo a taxa de infiltração gradativamente é reduzida, tornando-se semelhante em ambos os modelos. Isso porque no modelo de Kostiakov (Potencial) a taxa de infiltração tende a zero quando o tempo de infiltração tende ao infinito (BRANDÃO et al., 2004). Para o modelo de Horton, o fator fundamental é o i_f (infiltração final), deste modo, a taxa de infiltração tende a i_f quando o tempo de infiltração tende ao infinito.

O valor da taxa de infiltração de água estimado pelo modelo de Kostiakov no início dos ensaios variou entre 54 a 1590 mm h⁻¹, para o Latossolo 10 e Vertissolo 02, respectivamente. O valor da taxa de infiltração de água estimada pelo modelo de Horton no início dos ensaios variou entre 32 a 497 mm h⁻¹, também para o Latossolo 10 e Vertissolo 02, respectivamente. Observa-se que o Latossolo 10 apresentou um conteúdo volumétrico de água inicial do solo de 0,24 cm³ cm⁻³ (Tabela 3) e o conteúdo volumétrico de água a tensão de 100 KPa (capacidade de campo) que foi de 0,34 cm³ cm⁻³. Esses resultados indicam que o conteúdo volumétrico de água no solo estava elevado, resultando em menor taxa de infiltração no início da avaliação.

O Vertissolo 02 apresentou uma alta taxa de infiltração de água. Este fato pode estar associado ao menor conteúdo volumétrico de água do solo, uma vez que não havia registros de chuvas significativas há pelo menos 60 dias no local, ocasionando a formação de fissuras no solo (Figura 10), favorecendo a infiltração de água. Isso pode ser comprovado ao comparar-se ao conteúdo volumétrico de água inicial do solo (0,21 cm³ cm⁻³, Tabela 4) e o conteúdo volumétrico de água a tensão de 1500 KPa (ponto de murcha permanente) que foi de 0,27 cm³ cm⁻³. Esses resultados indicam que o conteúdo volumétrico de água no solo estava abaixo do ponto de murcha permanente. Segundo CARLESSO & ZIMMERMANN (2000), no início da infiltração, estando o solo relativamente seco, o gradiente de potencial total da água é expressivo, principalmente em função do potencial matricial, o que resulta em valores elevados de infiltração. Ao longo do processo, entretanto, há diminuição

no gradiente do potencial matricial e o gradiente de potencial total da água passa a ser igual ao gravitacional, que é pequeno em relação ao início do processo. No entanto, no caso do Vertissolo 02, o tempo de duração dos ensaios com os anéis concêntricos não foi suficiente para promover a expansão das argilas e o fechamento das fissuras.

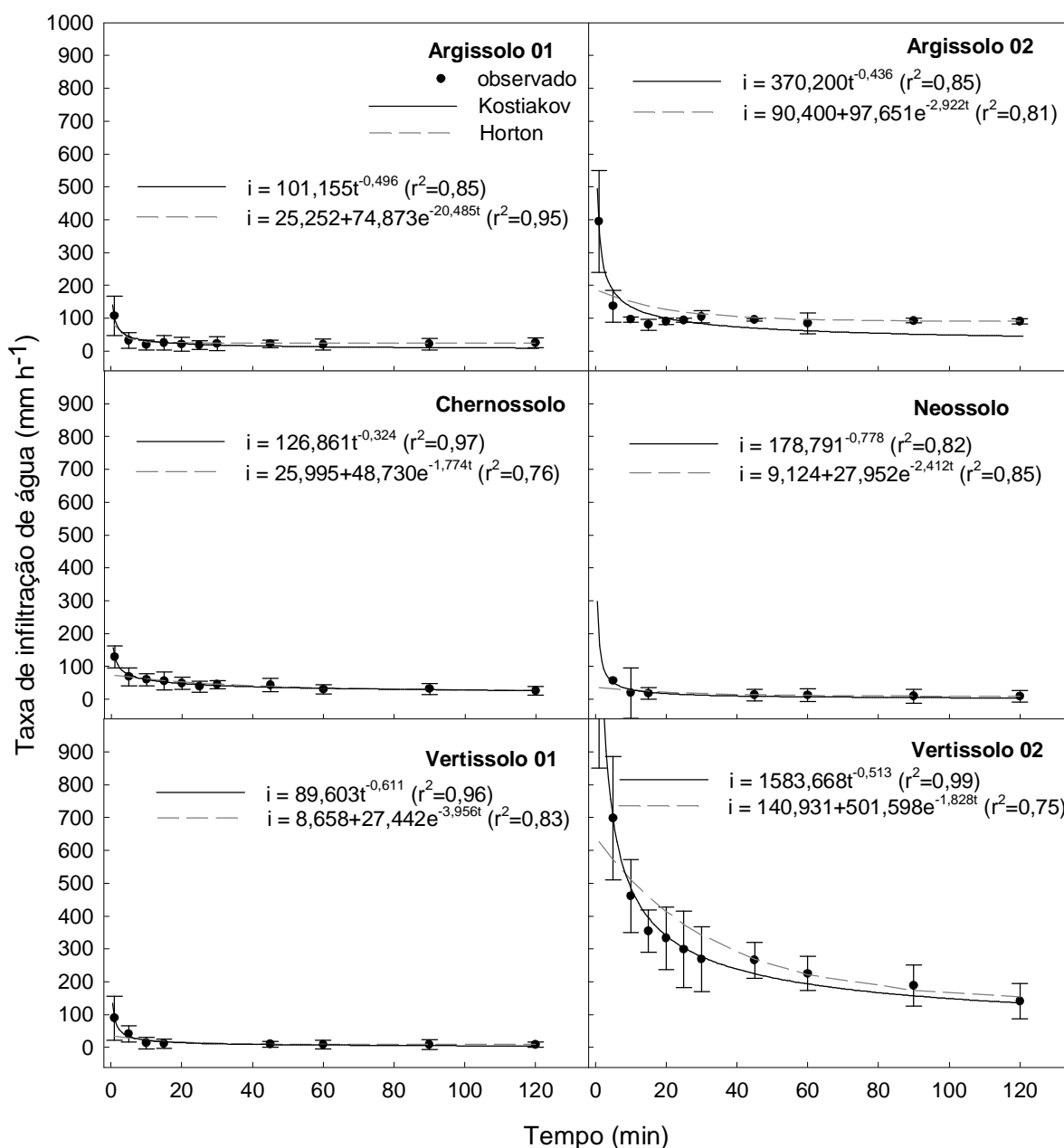


Figura 07- Taxa de infiltração observada e a curva ajustada pelos modelos de Kostiakov e Horton para os Argissolos 01 e 02, Chernossolo, Neossolo e Vertissolo 01 e 02. As linhas verticais representam o desvio padrão. Santa Maria, RS, 2008.

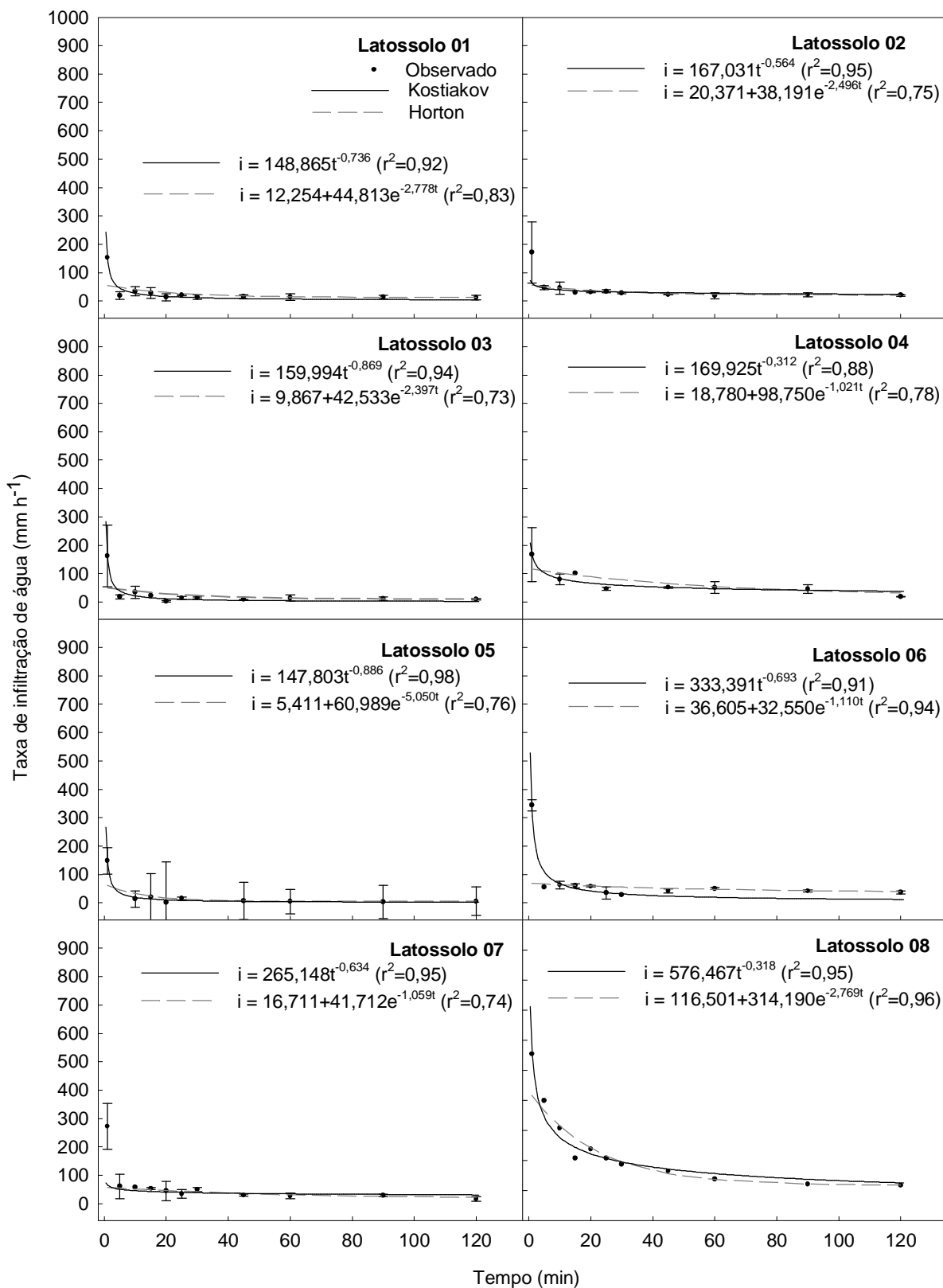


Figura 08- Taxa de infiltração observada e a curva ajustada pelos modelos de Kostiakov e Horton para os Latossolos 01, 02, 03, 04, 05, 06, 07 e 08. As linhas verticais representam o desvio padrão. Santa Maria, RS, 2008.

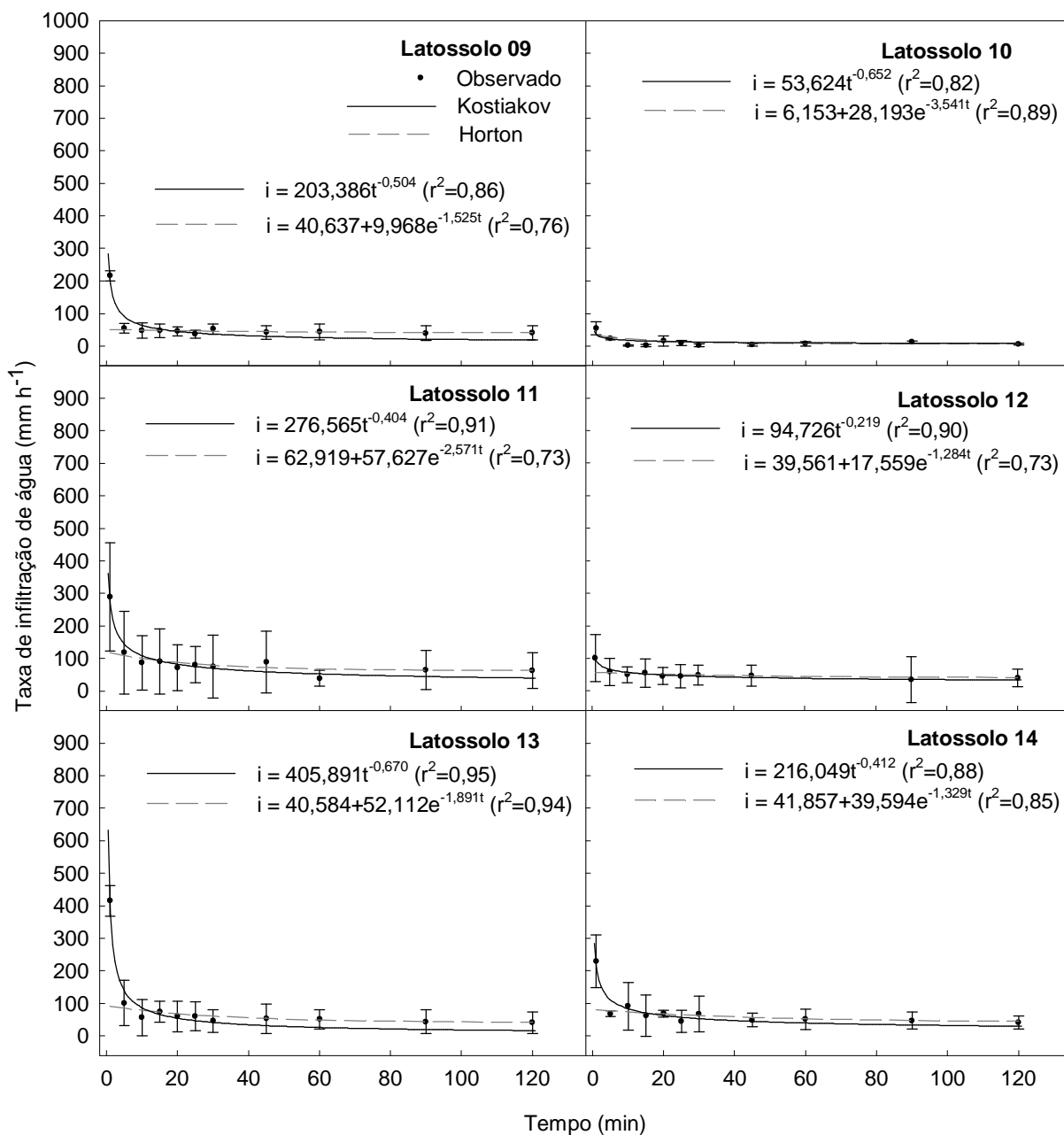


Figura 09- Taxa de infiltração observada e a curva ajustada pelos modelos de Kostiakov e Horton para os Latossolos 09, 10, 11, 12, 13 e 14. As linhas verticais representam o desvio padrão. Santa Maria, RS, 2008.

4.3 Capacidade de infiltração de água no solo

Na tabela 5 são apresentados os valores médios da capacidade de infiltração de água no solo estimado pelo modelo de Kostiakov (Equação 3) e Horton (Equação 6) e os coeficientes dos modelos.



Figura 10- Detalhe das fissuras no vertissolo 02. Santa Maria, RS, 2008.

Tabela 05- Valores médios da capacidade de infiltração de água no solo pelos modelos de Kostiakov e Horton, e de seus coeficientes a e b (Kostiakov) e (I_i - I_f), β e I_f (Horton) nos diferentes locais. Santa Maria, RS, 2008.

Local	Kostiakov			Horton			
	CI* (mm h ⁻¹)	Coeficientes		CI* (mm h ⁻¹)	Coeficientes		
		a	b		(I_i - I_f)	β	I_f^{**}
Argissolo 01	13,5	0,39	0,63	19,63	64,15	3,202	19,63
Argissolo 02	57,9	0,39	0,80	128,28	104,92	2,295	128,28
Chernossolo	23,9	0,19	0,80	38,99	79,01	1,718	38,99
Latossolo 01	6,0	0,19	0,56	12,25	45,32	2,706	12,25
Latossolo 02	11,5	0,24	0,64	20,37	27,02	1,876	20,37
Latossolo 03	4,5	0,21	0,55	9,87	30,73	1,405	9,87
Latossolo 04	28,1	0,21	0,69	18,78	90,57	1,444	18,78
Latossolo 05	1,9	0,17	0,39	5,41	50,73	4,326	5,41
Latossolo 06	17,7	0,39	0,64	36,61	55,13	1,606	36,61
Latossolo 07	9,0	0,33	0,46	13,36	54,80	1,705	13,36
Latossolo 08	59,3	0,49	0,82	116,50	314,22	2,769	116,50
Latossolo 09	21,3	0,25	0,70	26,83	34,39	1,545	26,83
Latossolo 10	3,1	0,06	0,65	6,15	20,07	0,967	6,15
Latossolo 11	36,9	0,39	0,70	62,92	121,49	4,686	62,92
Latossolo 12	46,7	0,16	0,91	51,00	40,42	2,540	51,00
Latossolo 13	20,9	0,53	0,58	40,58	78,13	2,639	40,58
Latossolo 14	46,2	0,50	0,73	66,42	148,95	2,707	66,42
Neossolo	30,3	0,18	0,83	39,85	57,80	1,878	39,85
Vertissolo 01	2,2	0,08	0,54	8,64	37,02	2,830	8,64
Vertissolo 02	101,8	2,61	0,64	140,93	465,46	1,505	140,93

*CI = Capacidade de Infiltração de água no solo; I_i = Infiltração inicial; ** I_f = Infiltração final;

Os valores de capacidade de infiltração de água no solo estimados pelo modelo de Kostiakov, variaram de 1,94 a 101,81 mm h⁻¹. Os coeficiente **a** e **b** variaram de 0,01 a 4,56 e de 0,26 a 0,95, respectivamente. Para o modelo de Horton os valores da capacidade de infiltração de água no solo variaram de 5,41 as 140,93 mm h⁻¹. Os coeficientes (**I_i-I_f**), **β** e a **if** variaram de 20,0 a 465,4 de 0,96 a 4,68 e de 5,4 a 140,9, respectivamente.

Na figura 11 é apresentada a comparação entre os valores médios da capacidade de infiltração de água no solo, obtido pelos modelos de Kostiakov e Horton. Esta comparação entre os modelos é dada pela dispersão dos pontos em torno da linha de tendência (contínua). Observa-se uma superestimativa dos valores da capacidade de infiltração de água obtidos pelo modelo estimado de Horton em relação ao modelo de Kostiakov.

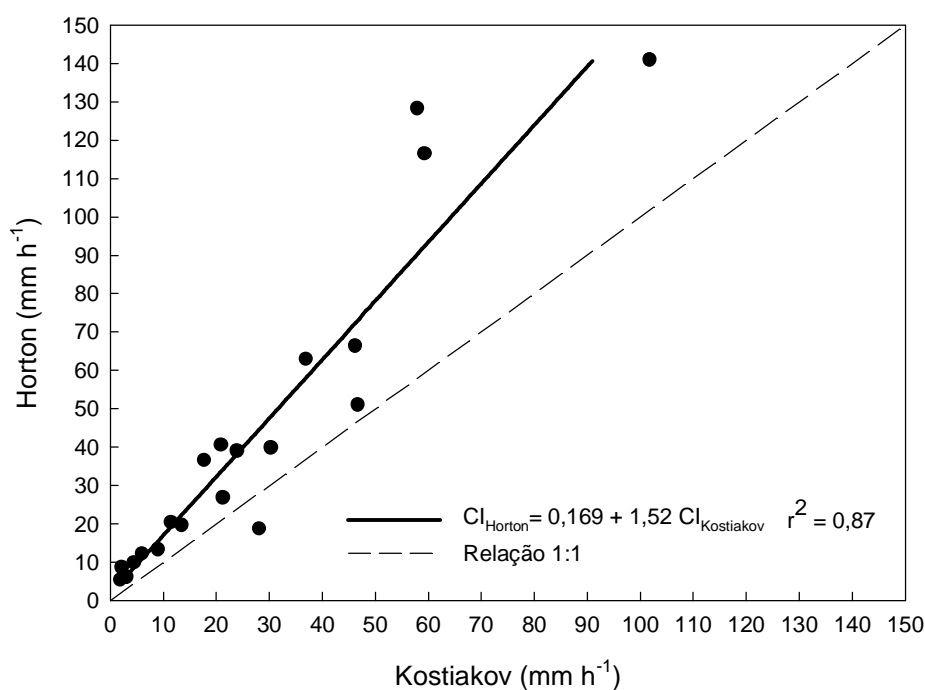


Figura 11- Comparação entre os valores de capacidade de infiltração da água no solo obtida pelos modelos de Kostiakov e Horton. Santa Maria, RS, 2008.

Os Latossolos 01, 04 e 05, apresentaram valores de capacidade de infiltração de água no solo semelhantes (12,2, 18,7 e 5,4 mm h⁻¹), pelo modelo de Horton (Tabela 5). Porém, para o modelo de Kostiakov, apresentaram uma maior diferença de valores de capacidade de infiltração de água no solo, de 6,04, 28,12 e 1,94 mm h⁻¹, respectivamente (Tabela 5). No entanto, os valores de macroporosidade (0,008,

0,007 e 0,004 cm³ cm⁻³, respectivamente) foram baixos para os três solos (Tabela 2). O fato do Latossolo 04 apresentar valor de capacidade de infiltração de água no solo relativamente alto, está relacionado ao fato de ter sido executada a semeadura alguns dias antes à realização da avaliação. Isso causou um revolvimento na linha de cultivo, favorecendo a infiltração de água. Segundo LIPIEC & HATANO (2003), a macroporosidade do solo é responsável por aproximadamente 89% do fluxo de água no solo. Em sistemas conservacionistas de manejo do solo (como no Sistema Plantio Direto), os macroporos e a continuidade são preservadas, mesmo em condições de densidade do solo mais elevadas.

Os Latossolos 07, 08, 12, 14 e o Neossolo apresentam elevados valores de macroporosidade (14,01, 12,25, 13,89, 13,34 e 19,42 %, respectivamente), e conseqüentemente uma alta capacidade de infiltração de água no solo, em ambos os modelos de Kostiakov e Horton. O Latossolo 07 que apresentou uma macroporosidade de 14% e uma capacidade de infiltração de água no solo de 9,03 mm h⁻¹ pelo modelo de Kostiakov e 13,3 mm h⁻¹ para o modelo de Horton.

O Argissolo 02 apresentou uma capacidade de infiltração de água de 57,99 mm h⁻¹ estimado pelo modelo de Kostiakov e 128,3 mm h⁻¹ pelo modelo de Horton, porém apresenta uma reduzida macroporosidade (0,015 cm³ cm⁻³). O fato da capacidade de infiltração de água no solo ter sido alta, poder ser devido a população de *Diloboderus abderus* ser alta neste local (Figura 12). Apesar dos danos que causa, esta espécie pode proporcionar benefícios (GASSEN, 1999), como aumento da capacidade do solo em absorver água, através das galerias que abre, e melhoria de características físicas, químicas e biológicas do solo, por meio da incorporação e decomposição de restos culturais.

4.4 Estimativa da infiltração pelo modelo de Smith

Nas figuras 13, 14, 15, 16, 17, 18 e 19 são apresentadas as curvas ajustadas da infiltração de água no solo estimado pelo modelo de Smith para os testes com chuva simulada realizados no Argissolo 01, Neossolo, Latossolo 12, Vertissolo 02 e 01, Argissolo 02 e Chernossolo, respectivamente.

Na primeira chuva simulada no Argissolo 01 (Figura 13), após 120 minutos, os valores de infiltração estimada foram de 37, 9,0 e 1,0 mm h⁻¹, para intensidades de



Figura 12- Detalhe de uma trincheira no Argissolo 02, onde a população de coró (*Diloboderus abderus*) era elevada. Santa Maria, RS, 2008.

chuva de 125, 66 e 35 mm h⁻¹, respectivamente. Na segunda chuva, os valores de infiltração estimada foram de 24, 3,0 e 2,0 mm h⁻¹, para intensidades de chuva de 120, 64 e 35 mm h⁻¹, respectivamente. Observa-se que a capacidade de infiltração aumenta com a intensidade da chuva. Este fato pode ser devido a cobertura do solo, pois a área é cultivada em sistema plantio direto há aproximadamente 10 anos. SILVA & KATO (1998), trabalhando com chuvas simuladas, com intensidade de aplicação de aproximadamente 90 mm h⁻¹, em solos de cerrado, encontraram valores para a taxa de infiltração de água, para solos sem cobertura de 61,3 mm h⁻¹, enquanto que para solos com cobertura morta este valor foi de 76,3 mm h⁻¹.

Na primeira chuva simulada no Neossolo (Figura 14), após 120 minutos de aplicações, os valores de infiltração estimadas foram de 50, 34 e 20 mm h⁻¹, para intensidades de chuva de 122, 59 e 31 mm h⁻¹, respectivamente. No Neossolo e no Latossolo 12 não houve a aplicação da segunda chuva, pois o solo encontrava-se com o conteúdo volumétrico de água inicial elevada antes da aplicação da primeira chuva.

Na primeira chuva simulada no Latossolo 12 (Figura 15), após 120 minutos, os valores de infiltração estimada foram de 72, 37 e 23 mm h⁻¹, para intensidades de chuva de 107, 59 e 35 mm h⁻¹, respectivamente. Os altos valores da capacidade de infiltração de água no Latossolo 12, podem ser devido a semeadura da cultura dias antes da realização das avaliações. Foram utilizados sulcadores nas semeadoras de

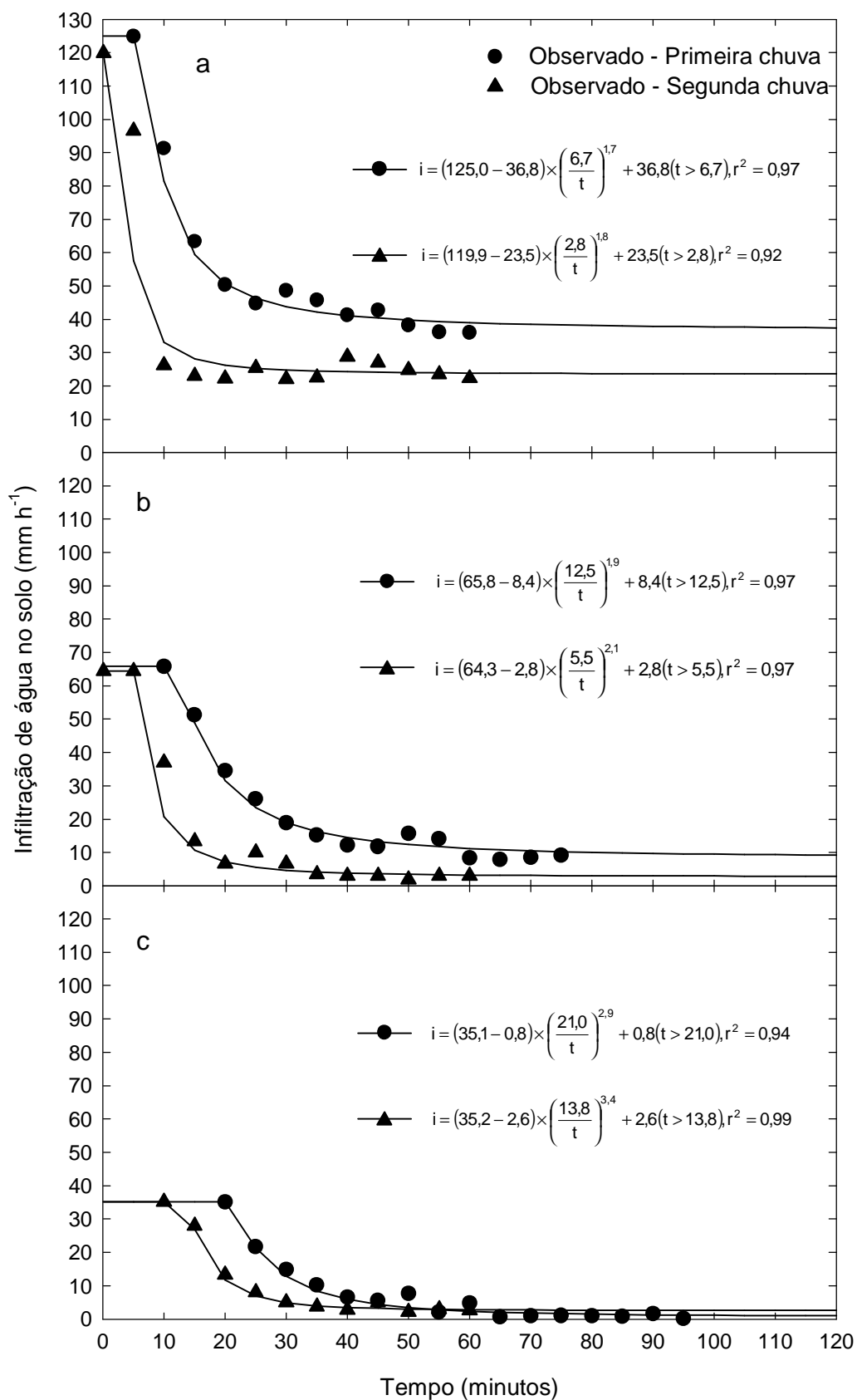


Figura 13- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120; b- 60 e c- 30 mm h^{-1}) para o Argissolo 01. Santa Maria, RS, 2008.

plantio direto, contribuindo para o aumento da macroporosidade e redução da densidade do solo na linha de cultivo e resultando no aumento da infiltração de água.

No Vertissolo 02 (Figura 16), após 120 minutos de aplicação da primeira chuva simulada, apenas na intensidade de 116 mm h^{-1} houve escoamento superficial e a infiltração estimada foi de 90 mm h^{-1} . Na segunda chuva os valores de infiltração estimadas foram 57 e 49 mm h^{-1} , para as intensidades de chuva de 119 e 62 mm h^{-1} , respectivamente. Nos testes realizados com intensidade de 30 mm h^{-1} , não houve escoamento superficial. Justifica-se o elevado valor de infiltração de água no solo, na primeira chuva de testes, porque, nesse local não havia registros de chuvas significativas há pelo menos 60 dias, o que provocou o aparecimento de fissuras no solo (Figura 10), não ocasionando escoamento superficial.

Na segunda chuva houve uma redução da taxa de infiltração, no vertissolo 02, na intensidade de 119 mm h^{-1} . Isso provavelmente ocorreu porque a primeira chuva ocasionou a expansão das argilas e a redução da porosidade do solo, confirmando os resultados apresentados por REICHERT et al. (1992). Segundo Browning citado por REICHERT et al (1992), a expansão da argila reduz a porosidade total e o diâmetro médio de poros, de tal forma que os poros não capilares se transformam em capilares, os quais podem ser completamente obstruídos.

Na primeira chuva simulada no Vertissolo 01 (Figura 17), após 120 minutos, os valores estimados de infiltração foram de 29 , $3,0$ e $5,0 \text{ mm h}^{-1}$, para as intensidades de chuva de 116 , 65 e 35 mm h^{-1} , respectivamente. Na segunda chuva, os valores estimados de infiltração foram de 21 , $2,0$ e $2,0 \text{ mm h}^{-1}$, para as intensidades de chuva de 112 , 61 e 32 mm h^{-1} , respectivamente. Os reduzidos valores de infiltração de água estão associados ao alto conteúdo volumétrico de água inicial do solo antes da realização da chuva simulada, uma vez que foram registradas chuvas nos dias que antecederam os testes realizados naquele local. Solos com conteúdo volumétrico de água inicial elevado atingem a capacidade de infiltração básica em menos tempo após o início da chuva, quando comparado a solos com baixo conteúdo volumétrico de água inicial. Além disso, trata-se de um solo muito argiloso (70% de teor de argila e com característica expansiva 2:1) e baixa macroporosidade ($0,036 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$). Isso pode ser comprovado, ao observar que o conteúdo volumétrico de água inicial desse solo era em média de $0,414 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ e o conteúdo volumétrico de água na saturação era de $0,578 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

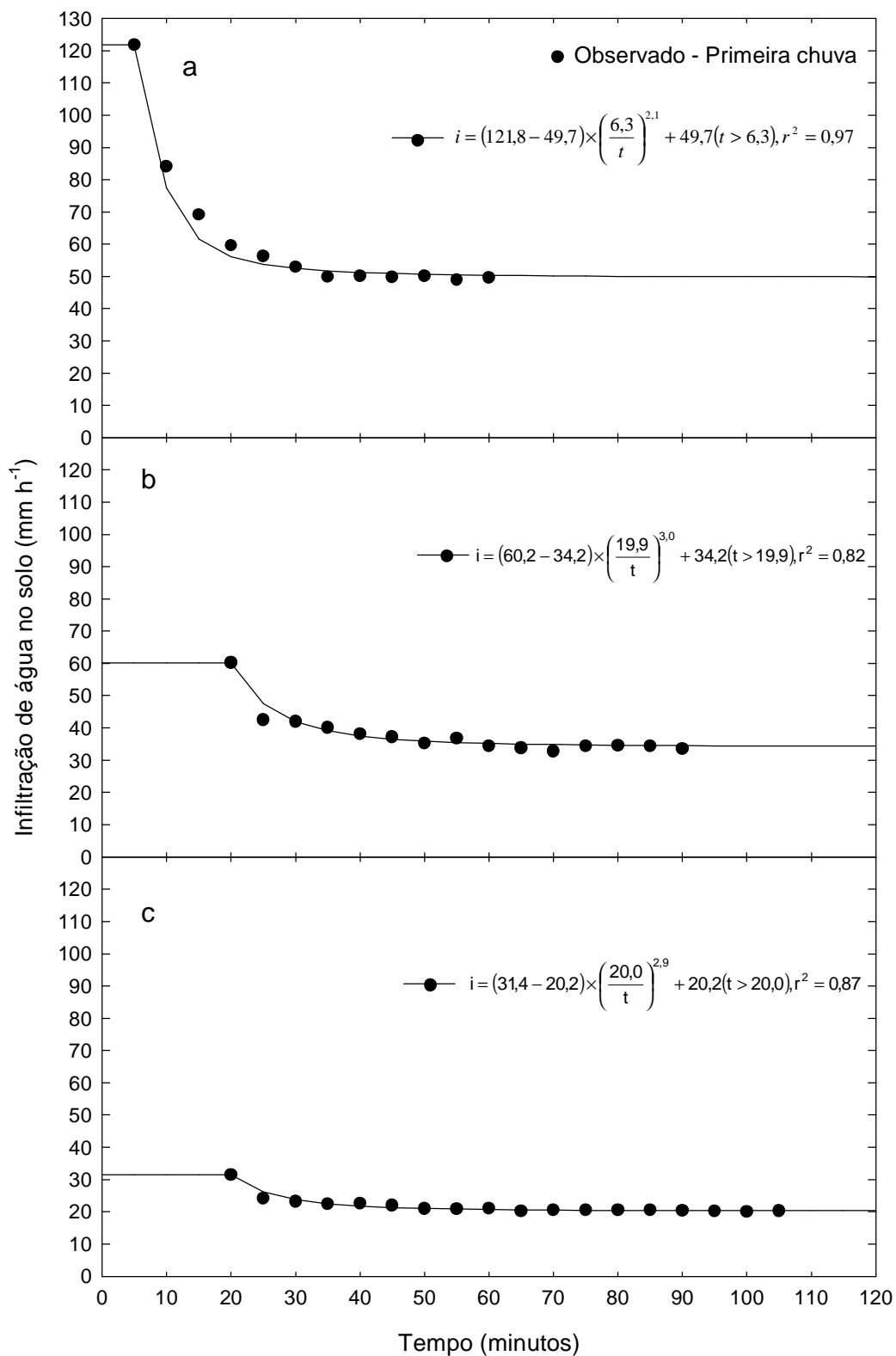


Figura 14- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120; b- 60 e c- 30 mm h⁻¹) para o Neossolo. Santa Maria, RS, 2008.

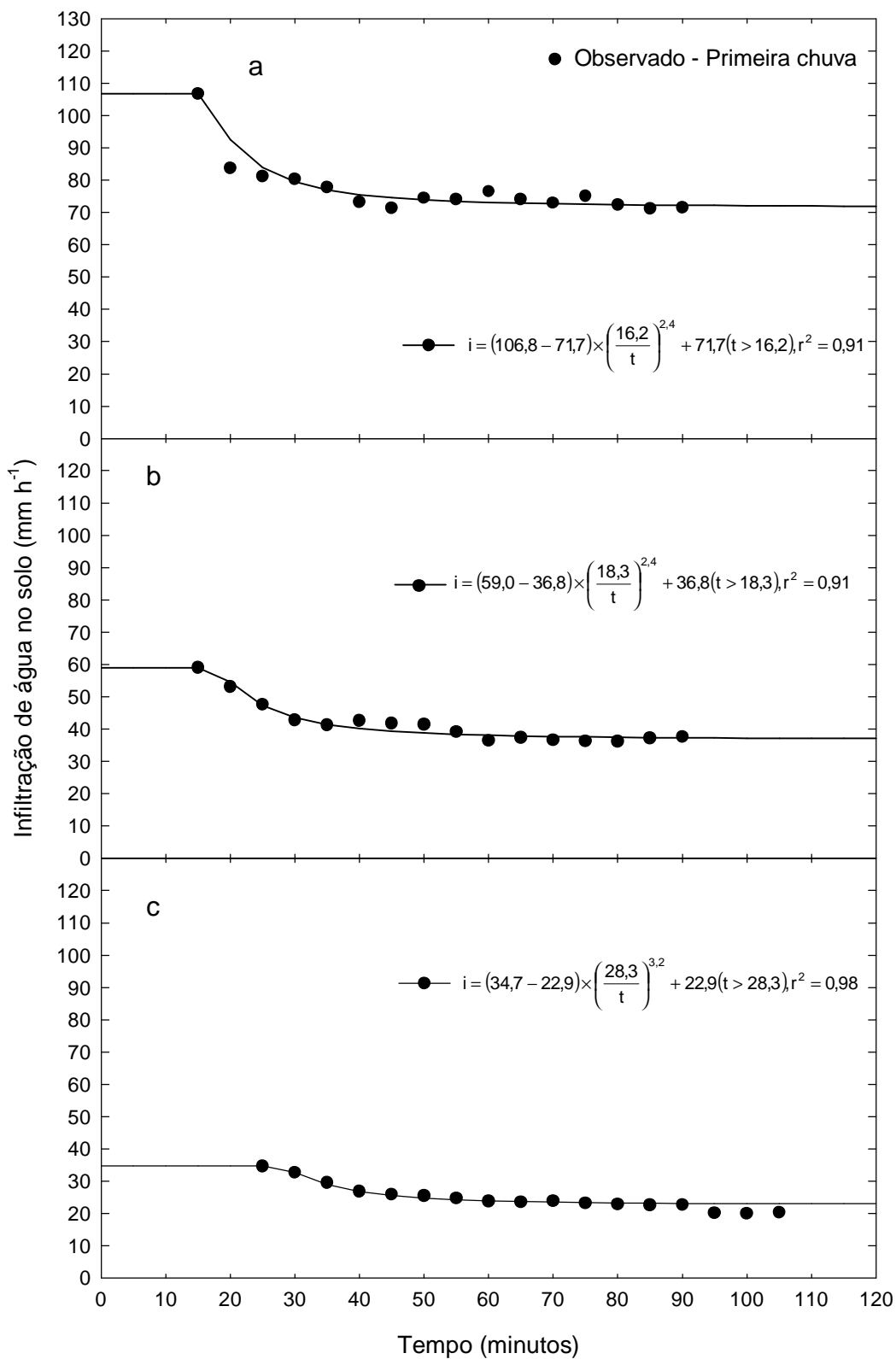


Figura 15- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120; b- 60 e c- 30 mm h⁻¹) para o Latossolo 12. Santa Maria, RS, 2008.

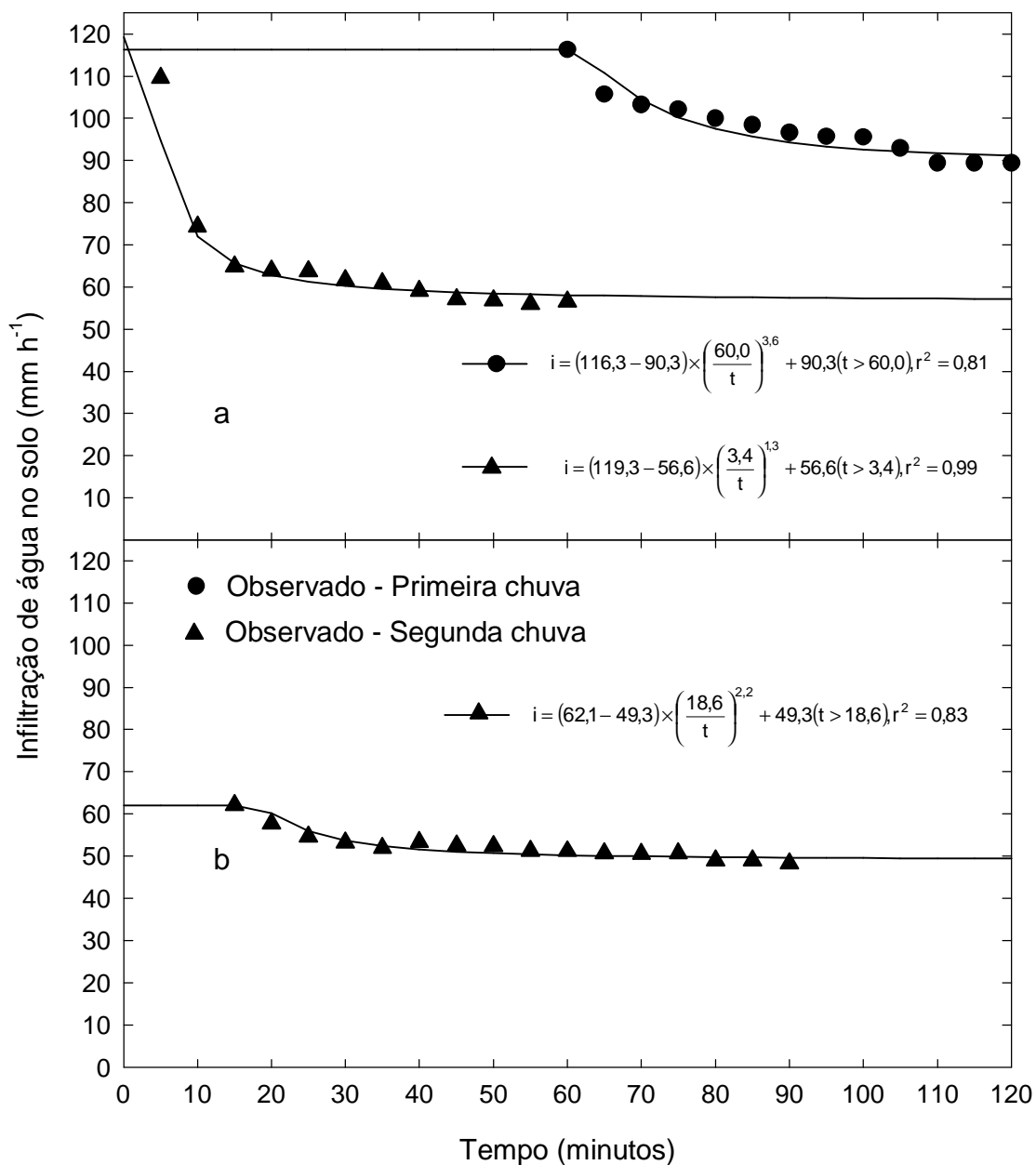


Figura 16- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120 e b- 60 mm h⁻¹) no Vertissolo 02. Santa Maria, RS, 2008.

REICHERT et al. (1992) obteve resultados semelhantes trabalhando com Vertissolo (com argila expansiva 2:1) sob chuva simulada de 86 mm h⁻¹, sendo que a taxa constante de infiltração foi de 12 mm h⁻¹ em um solo pré-umedecido com 43 mm de chuva.

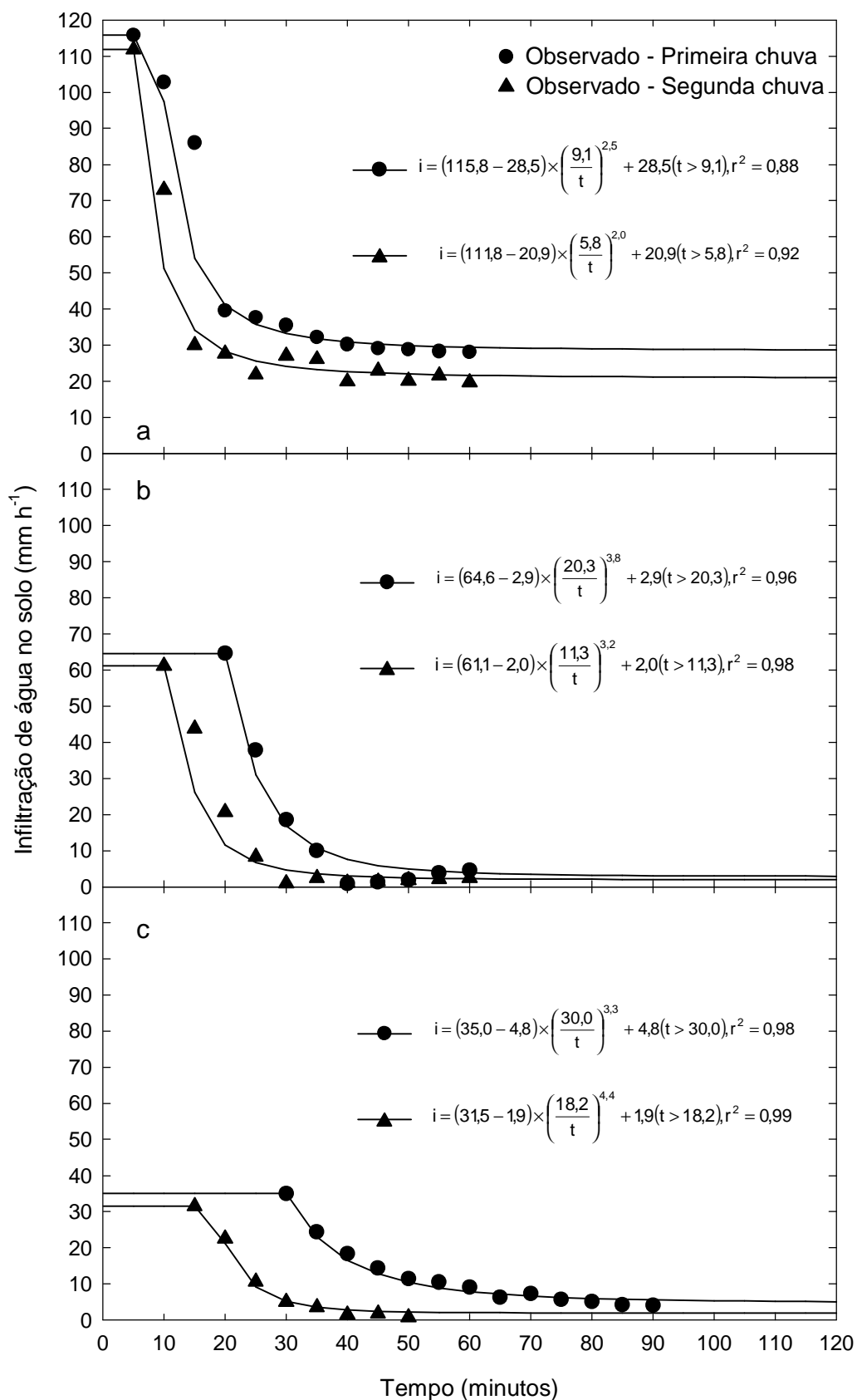


Figura 17- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120; b- 60 e c- 30 mm h^{-1}) no Vertissolo 01. Santa Maria, RS, 2008.

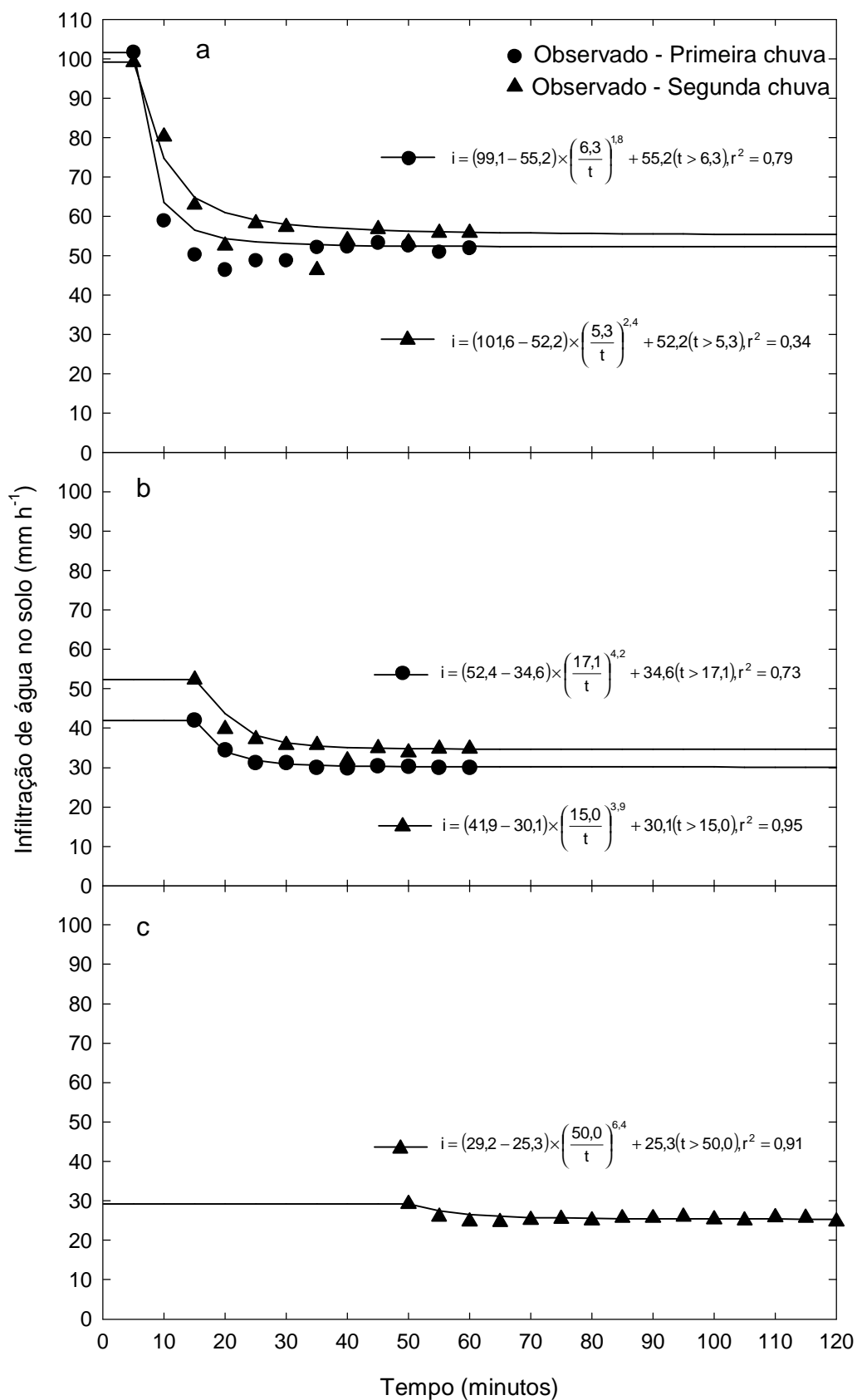


Figura 18- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120; b- 60 e c- 30 mm h⁻¹) no Argissolo 02. Santa Maria, RS, 2008.

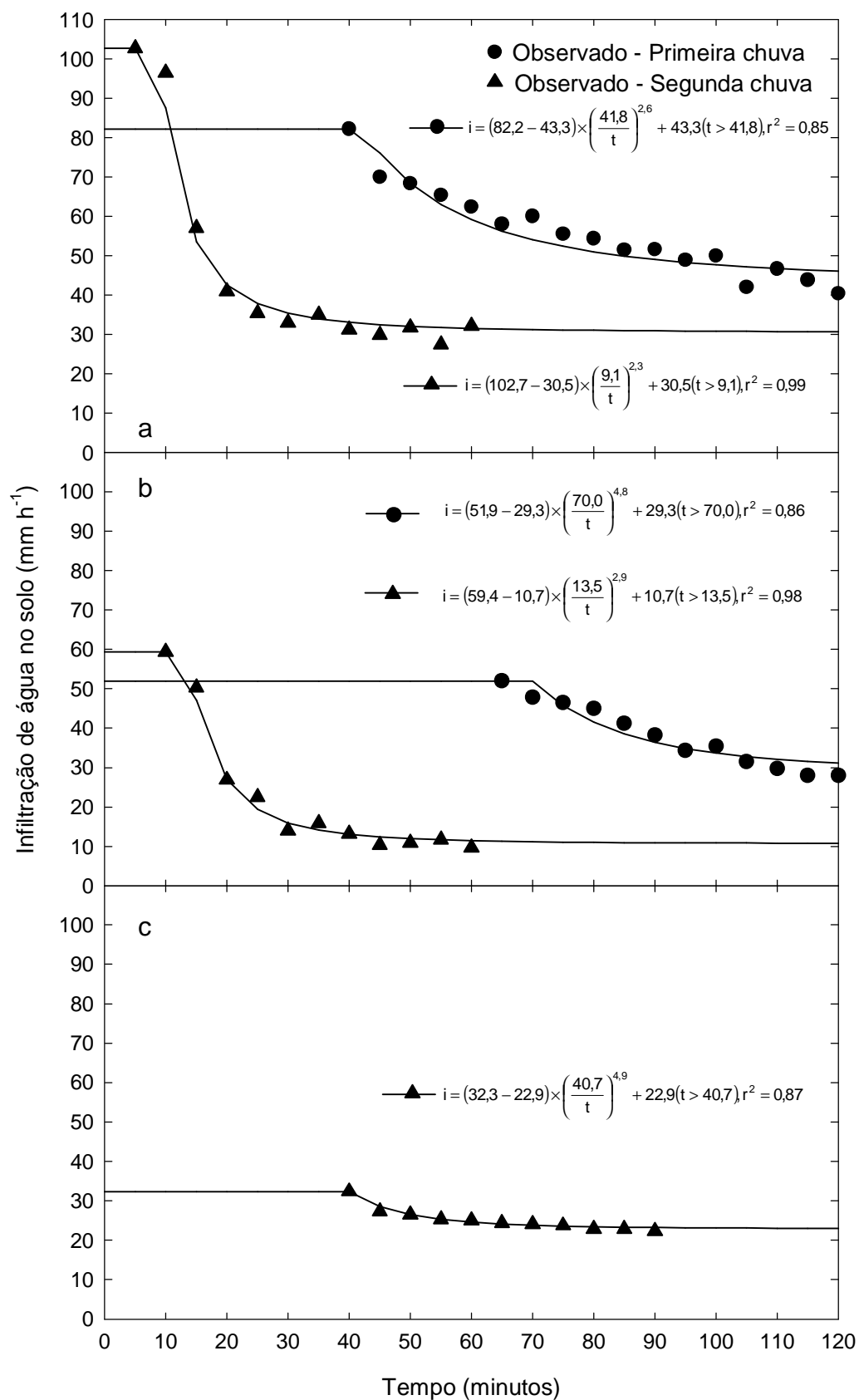


Figura 19- Infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith para as diferentes intensidades de chuva simulada (a- 120; b- 60 e c- 30 mm h^{-1}) no Chernossolo. Santa Maria, RS, 2008.

No Argissolo 02, para a primeira chuva (Figura 18), após 120 minutos de aplicação de água, os valores de infiltração estimada foram de 52 e 30 mm h^{-1} , para as intensidades de chuva de 102 e 41 mm h^{-1} , respectivamente. Na segunda chuva, os valores de infiltração estimada foram de 55, 35 e 25 mm h^{-1} , para as intensidades de chuva de 99, 52 e 29 mm h^{-1} , respectivamente. No teste realizado com intensidade de 30 mm h^{-1} , no primeiro dia, não houve escoamento superficial.

Na primeira chuva simulada no Chernossolo (Figura 19), após 120 minutos de aplicação de água, os valores estimados de infiltração foram de 43 e 29 mm h^{-1} , para intensidades de chuva de 82 e 52 mm h^{-1} , respectivamente. Na segunda chuva, os valores estimados de infiltração foram de 31, 11 e 22 mm h^{-1} , para as intensidades de chuva de 103, 59 e 32 mm h^{-1} , respectivamente. No teste realizado com intensidade de 30 mm h^{-1} , no primeiro dia, não houve escoamento superficial.

Em todos os locais testados, as altas taxas de infiltração de água no solo estão associadas as maiores intensidades de chuvas simuladas. Isso ocorre com o solo com menor conteúdo volumétrico de água inicial (na primeira chuva) como também com o solo mais úmido (na segunda chuva). As maiores diferenças podem ser observadas nos testes realizados no Vertissolo 01 (Figura 17), ao comparar as intensidades de chuva de 116 e 112 mm h^{-1} . Na primeira chuva testada, a diferença na taxa de infiltração atinge os 26 mm h^{-1} (967%). Ao comparar as menores intensidades, em todos os locais, as diferenças são menores.

4.5 Comparação entre a capacidade de infiltração estimada pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith

Na figura 20 é apresentada a comparação entre os valores médios da capacidade de infiltração de água no solo, obtido pelos modelos de Smith e Kostiakov. Esta comparação entre os modelos pode ser observada ao comparar-se a linha contínua (linha de tendência) com a linha tracejada (1:1). Observa-se uma superestimativa, dos valores da capacidade de infiltração de água no solo estimado pelo modelo de Smith em relação ao de Kostiakov, para os valores de capacidade de infiltração de água no solo abaixo de 50 mm h^{-1} (aproximadamente).

Na figura 21 é apresentada a comparação entre os valores médios da capacidade de infiltração de água no solo, obtido pelos modelos de Smith e Horton.

Esta comparação entre os modelos pode ser observada ao comparar-se a linha contínua (linha de tendência) com a linha tracejada (1:1). Observa-se uma superestimativa dos valores da capacidade de infiltração de água no solo obtidos pelo modelo estimado de Smith em relação ao modelo de Horton, para os valores de capacidade de infiltração de água no solo abaixo de 40 mm h^{-1} (aproximadamente).

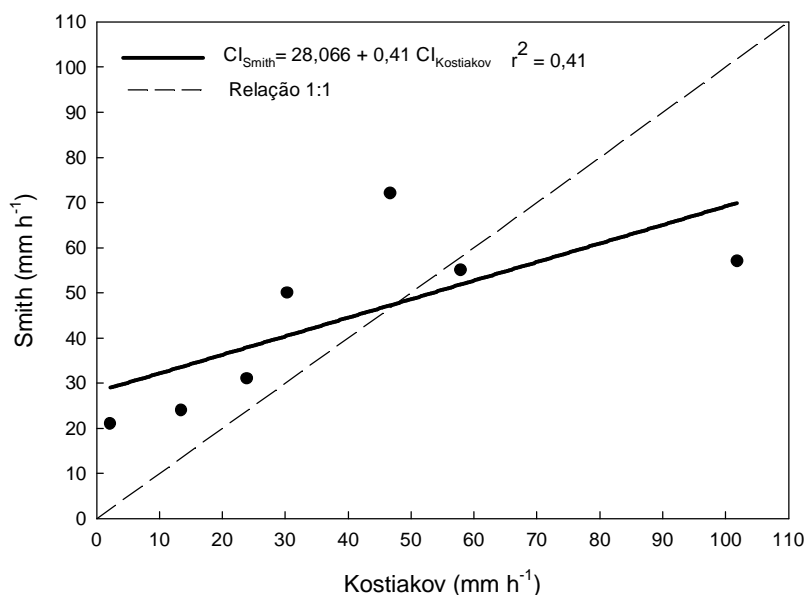


Figura 20- Comparação entre os valores de capacidade de infiltração da água no solo obtida pelos modelos de Smith e Kostiakov. Santa Maria, RS, 2008.

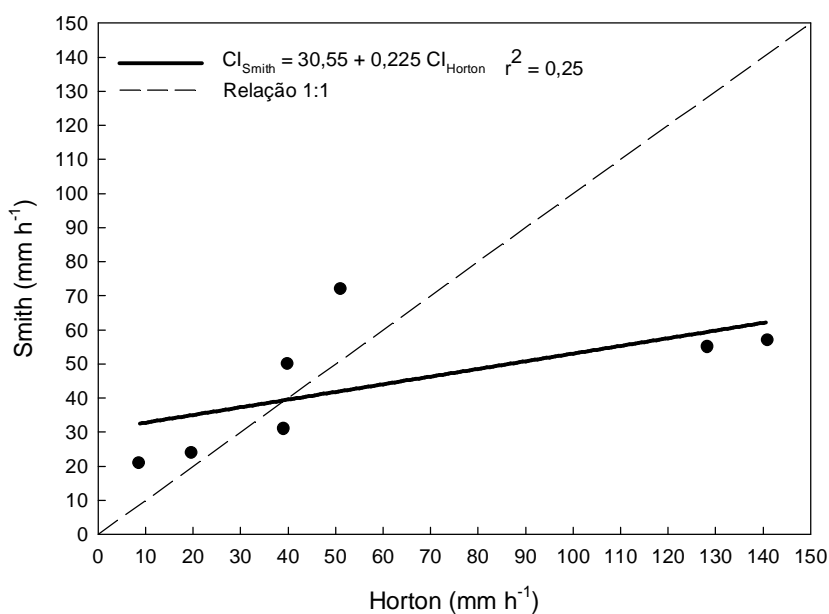


Figura 21- Comparação entre os valores de capacidade de infiltração da água no solo obtida pelos modelos de Smith e Horton. Santa Maria, RS, 2008.

4.6 Comparação entre as curvas de infiltração obtida pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith

Nas figuras 22, 23, 24, 25, 26, 27 e 28 são apresentadas as curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelo modelo de Smith, Kostiakov e Horton para o Argissolo 01 e 02, Chernossolo, Latossolo 12, Neossolo e Vertissolo 01 e 02, respectivamente. Os resultados da taxa de infiltração ajustados pelo modelo de Smith foram obtidas com dados da segunda chuva simulada (com a intensidade de 120 mm h^{-1}), isso fez com que o conteúdo volumétrico de água do solo no momento das avaliações fosse semelhante às condições observadas durante os testes com os anéis concêntricos.

Nas figuras 22, 23 e 24, são apresentados os resultados da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Argissolo 01 e 02 e Chernossolo. Observa-se uma superestimativa da taxa de infiltração de água no solo, utilizando o modelo de Kostiakov e o de Horton em relação ao modelo de Smith.

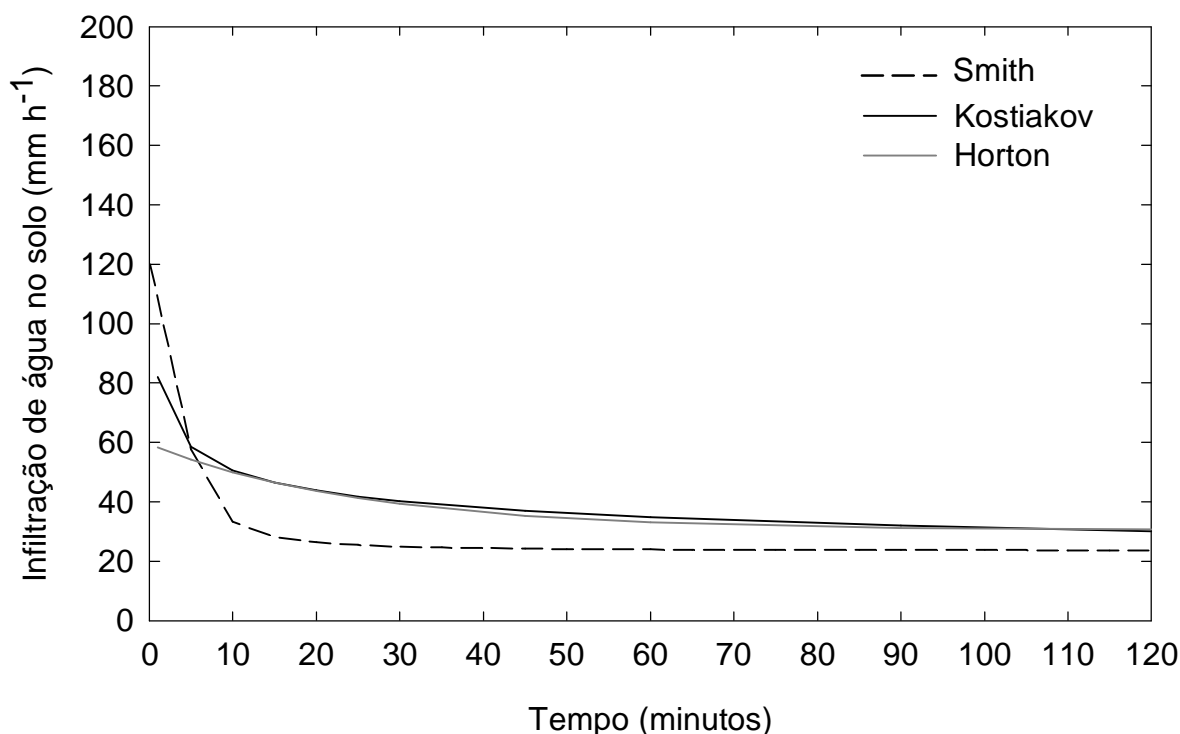


Figura 22- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Argissolo 01. Santa Maria, RS, 2008.

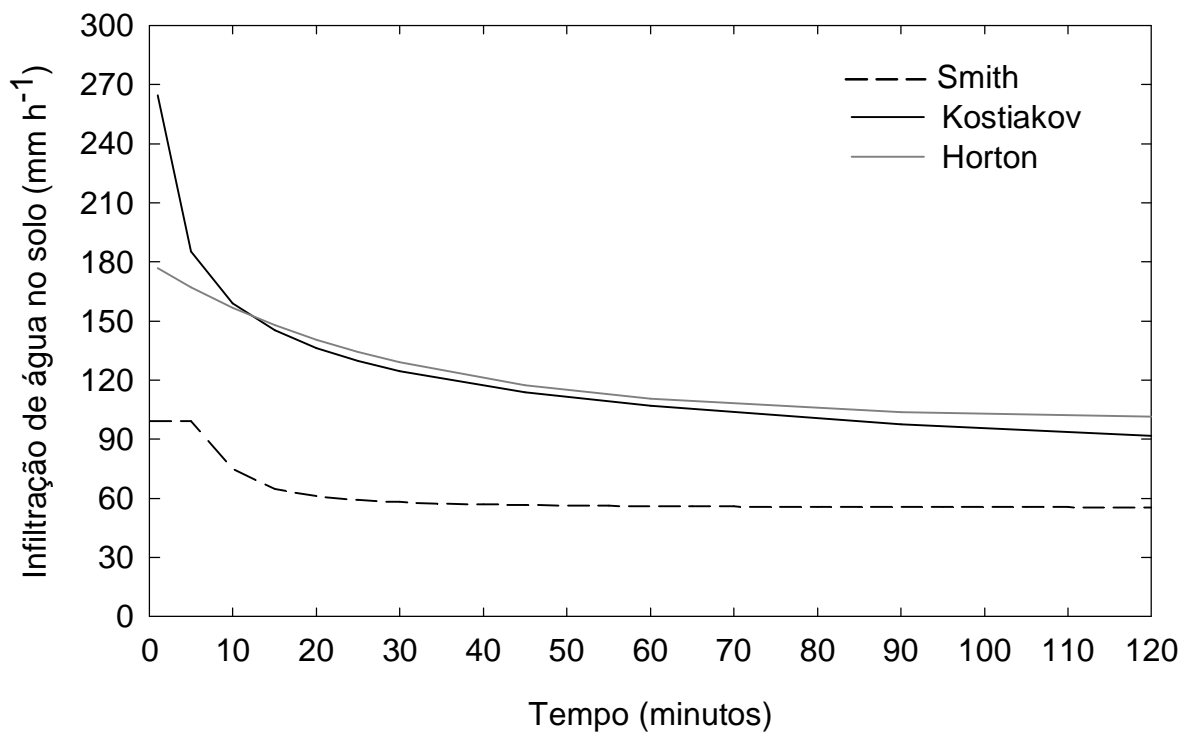


Figura 23- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Argissolo 02. Santa Maria, RS, 2008.

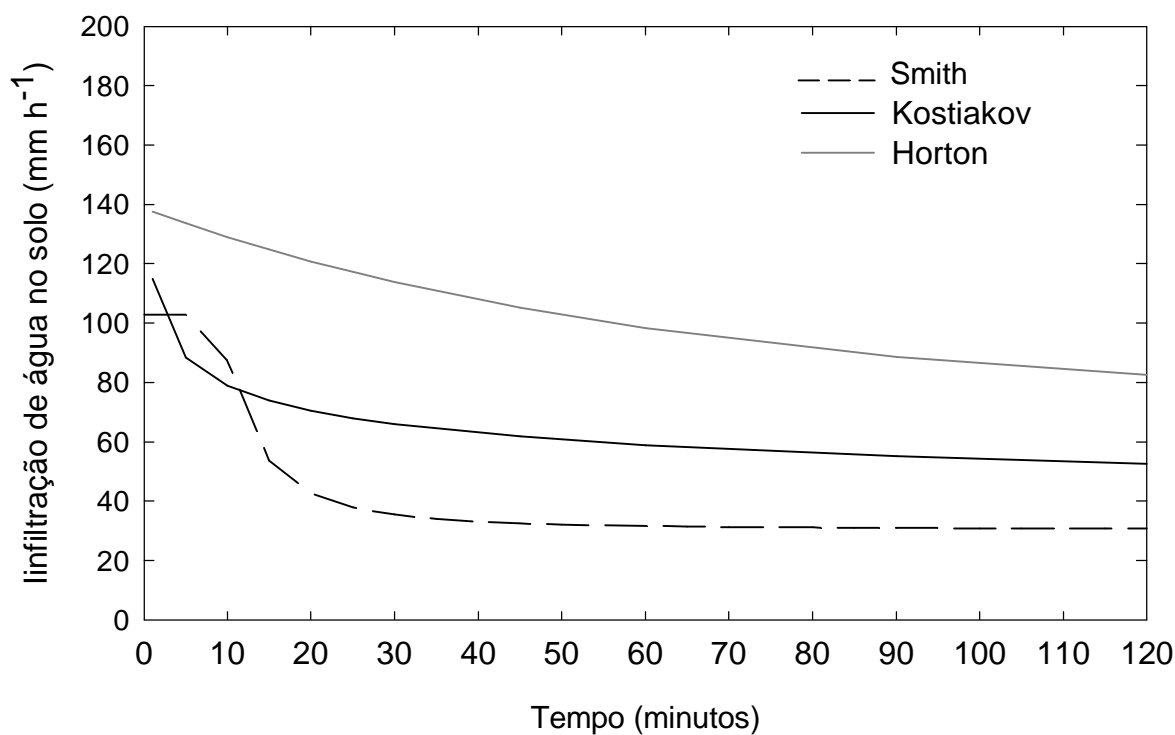


Figura 24- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Chernossolo. Santa Maria, RS, 2008.

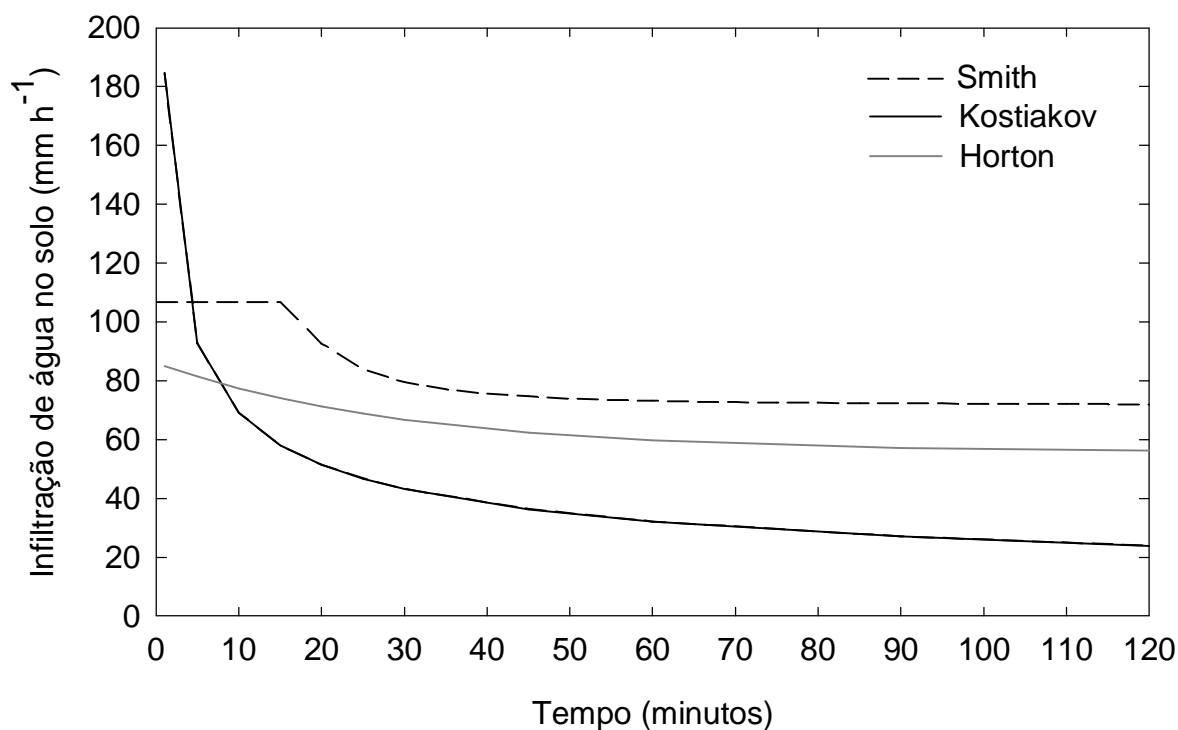


Figura 25- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Latossolo 12. Santa Maria, RS, 2008.

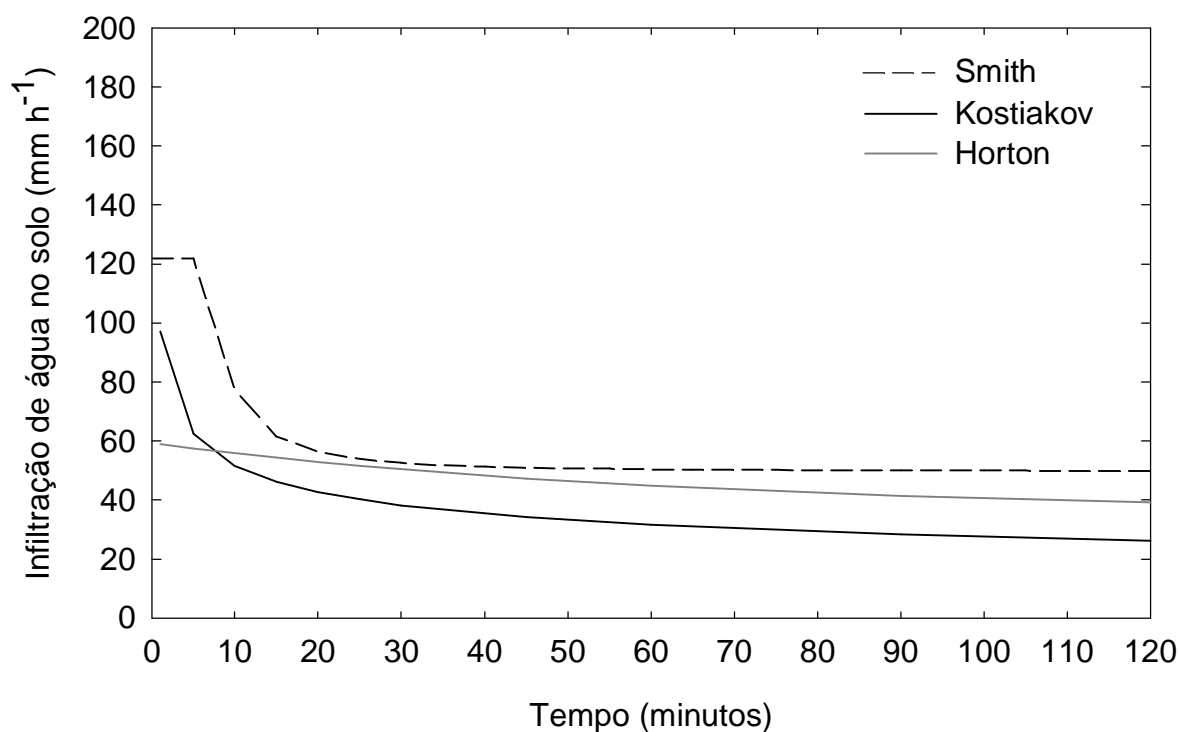


Figura 26- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Neossolo. Santa Maria, RS, 2008.

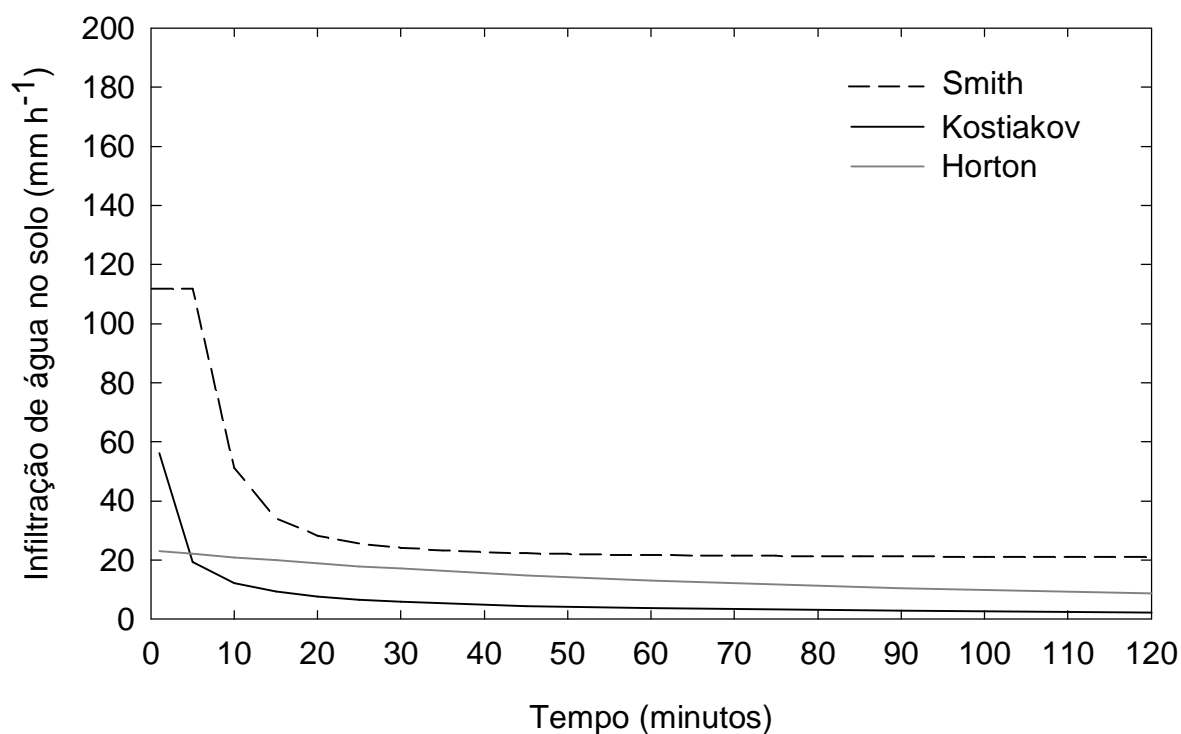


Figura 27- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Vertissolo 01. Santa Maria, RS, 2008.

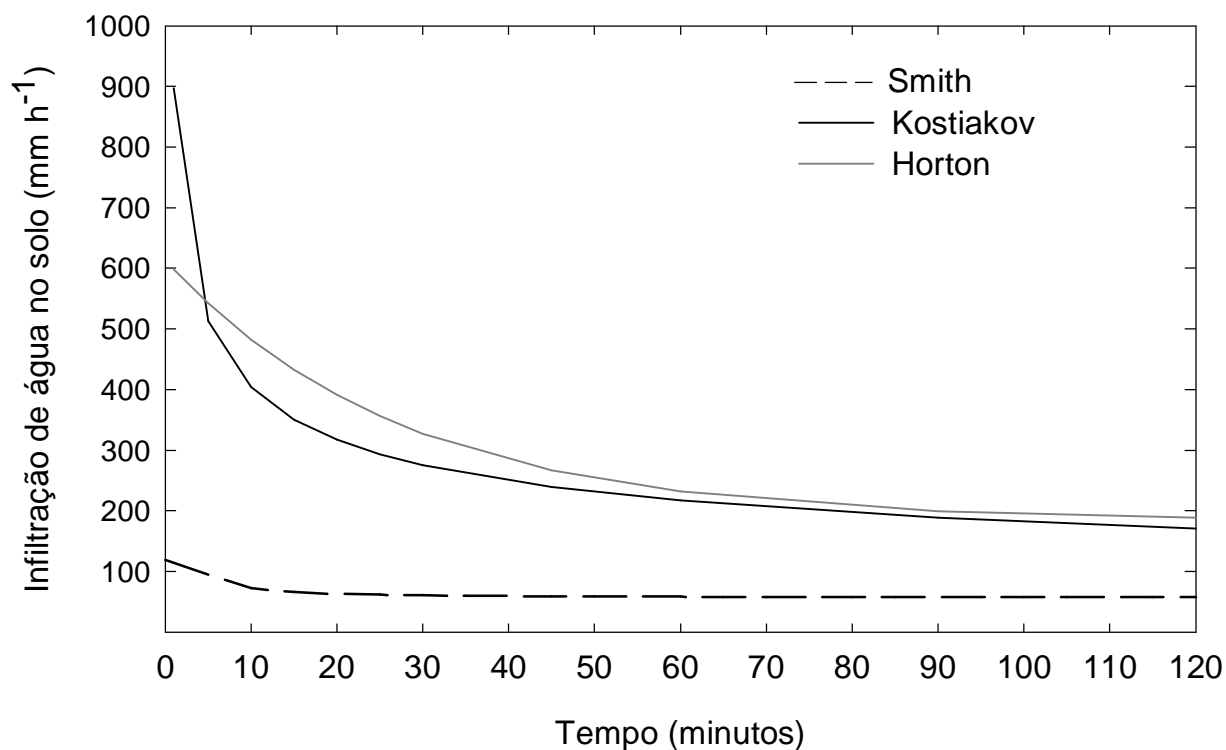


Figura 28- Comparação das curvas de infiltração de água no solo ajustadas pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Vertissolo 02. Santa Maria, RS, 2008.

Nas figuras 25, 36 e 27 são apresentadas as curvas de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Latossolo 12, de água nestes solos, para os modelos de Kostiakov e Horton em relação ao modelo de Smith.

Na figura 28 são apresentadas as curvas de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov, Horton e Smith para o Vertissolo 02. Observa-se uma superestimativa, das taxas de infiltração de água nestes solos, para os modelos de Kostiakov e Horton em relação ao modelo de Smith. Justifica-se esta diferença pela influencia das fissuras no solo (Figura 10) que influenciaram diferentemente os testes com o simulador de chuvas e os anéis duplos concêntricos.

4.7 Correlação entre os valores das características físicas de solo

Na tabela 6 é apresentada a matriz de correlação de Pearson entre as variáveis físico-hídricas do solo na profundidade de 0 a 10 cm, com os coeficientes de correlação.

A capacidade de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton apresentam correlação significativa ($P > 0,05$) para os valores de densidade do solo, porosidade total, silte, areia, conteúdo volumétrico de água inicial, conteúdo volumétrico de água na saturação e conteúdo volumétrico de água retida nas tensões de 1, 6, 10, 100 e 500 KPa. O teor de argila foi significativo apenas para a capacidade de infiltração de água no solo, estimada pelo modelo de Kostiakov. O coeficiente de correlação da capacidade de infiltração de água no solo estimada pelo modelo de Kostiakov e Horton, apresentou valores negativos, para a densidade do solo, porosidade total, macroporosidade e microporosidade do solo, areia, conteúdo volumétrico de água inicial, conteúdo volumétrico de água na saturação do solo e conteúdo volumétrico de água nas tensões de 1, 6, 10, 100 e 1500 KPa. Porém, para o teor de areia e de macroporosidade, esta correlação deveria ser positiva, pois quanto maior o teor de areia e a macroporosidade de um solo maior deveria ser a capacidade de infiltração de água.

O coeficiente **a** do modelo de Kostiakov, apresentou correlação significativa com todas as variáveis avaliadas. No entanto, o coeficiente **b** apresentou correlação significativa somente com a densidade do solo e de partícula, porosidade total, teor de argila e conteúdo volumétrico de água a tensão de 1KPa.

Tabela 06- Matriz de correlação de Pearson com as variáveis avaliadas, na profundidade de 0 – 10 cm. Santa Maria, RS, 2008.

Variável	Kostiakov			Horton			
	Coeficientes			Coeficientes			
	CI	"a"	"b"	CI	"if"	"(li-lf)"	"β"
Ds (g cm ⁻³)	-0,162*	-0,403*	0,137*	-0,119*	-0,119*	-0,384*	0,146*
Dp (g cm ⁻³)	0,068ns	-0,215*	0,450*	0,085ns	0,085ns	-0,210*	0,051ns
PT (%)	-0,406*	-0,513*	0,137*	-0,413*	-0,413*	-0,504*	0,107*
Macrop (%)	-0,177*	-0,172*	0,034ns	-0,190*	-0,190*	-0,173*	-0,015ns
Microp (%)	-0,275*	-0,372*	0,096ns	-0,274*	-0,274*	-0,362*	0,108*
Argila (%)	0,123*	0,376*	-0,190*	0,093ns	0,093ns	0,346*	0,059ns
Silte (%)	0,293*	0,499*	0,061ns	0,180*	0,180*	0,494*	-0,198*
Areia (%)	-0,240*	-0,521*	0,094ns	-0,159*	-0,159*	-0,498*	0,066ns
θ _i (cm ³ cm ⁻³)	-0,493*	-0,362*	-0,018ns	-0,579*	-0,579*	-0,371*	0,093ns
θ _s (cm ³ cm ⁻³)	-0,559*	-0,655*	0,091ns	-0,570*	-0,570*	-0,648*	0,175*
θ _{1 KPa} (cm ³ cm ⁻³)	-0,443*	-0,555*	0,120*	-0,451*	-0,451*	-0,543*	0,135*
θ _{6 KPa} (cm ³ cm ⁻³)	-0,275*	-0,372*	0,096ns	-0,274*	-0,274*	-0,362*	0,108*
θ _{10 KPa} (cm ³ cm ⁻³)	-0,146*	-0,224*	0,058ns	-0,150*	-0,150*	-0,210*	0,092ns
θ _{100 KPa} (cm ³ cm ⁻³)	-0,217*	-0,130*	-0,028ns	-0,263*	-0,263*	-0,126*	0,042ns
θ _{500 KPa} (cm ³ cm ⁻³)	0,226*	0,147*	0,039ns	0,277*	0,277*	0,142*	-0,023ns
θ _{1500 KPa} (cm ³ cm ⁻³)	-0,019ns	0,103*	-0,055ns	-0,061ns	-0,061ns	0,108*	-0,022ns

Ds = densidade do solo; Dp = densidade de partícula; PT = Porosidade do Solo; Macrop = Macroporosidade do Solo; Microp = Microporosidade do Solo; θ_i = conteúdo volumétrico de água inicial; θ_s = conteúdo volumétrico de água na saturação; θ_{1 KPa} = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1 KPa; θ_{6 KPa} = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 6 KPa; θ_{10 KPa} = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 10 KPa; θ_{100 KPa} = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 100 KPa; θ_{500 KPa} = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 500 KPa; θ_{1500 KPa} = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1500 KPa. * = significativo em nível de probabilidade de 0,05, ns= não significativo.

Na tabela 7 é apresentada a matriz de correlação de Pearson entre as variáveis físico-hídricas do solo na profundidade de 10 a 20 cm, e a condutividade hidráulica em solo saturado.

No modelo de Horton, o coeficiente (**li-lf**), apresenta correlação significativa com todas as variáveis estudadas. A variável **if** não apresentou correlação somente com a densidade de partícula, teor de argila e conteúdo volumétrico de água a tensão de 1500 KPa. O coeficiente **β**, apresentou correlação significativa com a densidade do solo, porosidade total, microporosidade, teor de silte, conteúdo volumétrico de água na saturação do solo e conteúdo volumétrico de água a tensão de 1 KPa.

A condutividade hidráulica do solo apresentou correlação significativa (P>0,05) com os valores de densidade do solo e de partícula, porosidade total, macroporosidade, microporosidade, argila, conteúdo volumétrico de água na saturação e conteúdo volumétrico de água a tensão de 1 KPa. Os resultados de

Tabela 07- Matriz de correlação de Pearson com as variáveis avaliadas, na profundidade de 10 – 20 cm. Santa Maria, RS, 2008.

Variável	Condutividade hidráulica do solo saturado
Ds (g cm ⁻³)	-0,277 *
Dp (g cm ⁻³)	-0,430 *
PT (%)	-0,514 *
Macrop (%)	-0,266 *
Microp (%)	-0,288 *
Argila (%)	-0,165 *
Silte (%)	0,151 ns
Areia (%)	0,046 ns
θ_i (cm ³ cm ⁻³)	-0,584 *
θ_s (cm ³ cm ⁻³)	-0,412 *
$\theta_{1 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	-0,289 *
$\theta_{6 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	-0,146 ns
$\theta_{10 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	-0,221 *
$\theta_{100 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	-0,231 *
$\theta_{500 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	-0,192 *

Ds = densidade do solo; Dp = densidade de partícula; PT = Porosidade do Solo; Macrop = Macroporosidade do Solo; Microp = Microporosidade do Solo; θ_i = conteúdo volumétrico de água inicial; θ_s = conteúdo volumétrico de água na saturação; $\theta_{1 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1 KPa; $\theta_{6 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 6 KPa; $\theta_{10 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 10 KPa; $\theta_{100 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 100 KPa; $\theta_{500 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 500 KPa; $\theta_{1500 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1500 KPa. * = significativo em nível de probabilidade de 0,05, ns= não significativo.

correlação entre a condutividade hidráulica e o teor de areia apresentaram valor negativo, no entanto deveriam ser positivos, pois quanto maior o teor de areia no solo maior a capacidade de infiltração de água.

A variável condutividade hidráulica do solo apresentou correlação significativa com a densidade de solo, porosidade total, macroporosidade, argila, silte, areia, conteúdo volumétrico de água inicial, conteúdo volumétrico de água na saturação e conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1, 6, 100, 500 e 1500 KPa. Segundo MESQUITA & MORAES (2004), a condutividade hidráulica saturada de um solo é determinada pela geometria e continuidade dos poros preenchidos com água, tornando-se dependente, portanto, da forma, quantidade, distribuição e continuidade dos mesmos. Segundo os mesmos autores, métodos indiretos para obtenção de condutividade hidráulica saturada podem assumir algumas relações matemáticas e correlações entre condutividade hidráulica saturada e outras variáveis não hidráulicas do solo, tais como densidade do solo, porosidade total, macro e microporosidade, as

quais influenciam a distribuição dos poros e, por conseqüência, a permeabilidade dos solos.

4.8 Estimativa dos parâmetros a e b do modelo de Kostiakov

No desenvolvimento das equações de regressão múltiplas, ou equações de pedotransferência, foram utilizados todos os dados das características físico-hídricas do solo, visando a obtenção de uma equação de regressão que representasse a capacidade de infiltração para todos os locais. Porém, observou-se que para o Latossolo 04, 07, 11 e o Vertissolo 02, quando a taxa de infiltração de água do solo era relacionada com suas características físico-hídricas do solo, os resultados não eram conforme o esperado, já que apresentavam elevadas taxas de infiltração de água no solo, sendo desde modo, suprimidos das determinações. O mesmo ocorreu com o Latossolo 08, que foi subsolado alguns dias antes das avaliações, causando um aumento da porosidade e contribuindo para o aumento da infiltração de água no solo.

Todas as determinações que apresentaram capacidade de infiltração superior a 100 mm h^{-1} , não foram utilizadas, por apresentarem valores muito diferentes aos da média de cada local.

4.8.1 Estimativa do expoente a

Na tabela 8 é apresentada a equação de regressão linear múltipla para estimativa do expoente **a** do modelo de Kostiakov. Na estimativa do expoente **a**, através das equações de regressão, as variáveis físico-hídricas foram subdivididas em duas classes, conforme o teor de argila. Na determinação do $a'_{\text{arg}>40\%}$, utilizaram-se os dados dos solos com teor de argila superiores a 40% (equação 19), e para o $a'_{\text{arg}<40\%}$ os solo com teor de argila inferiores a 40% (equação 20), expressas da seguinte forma:

$$a'_{\text{arg}>40\%} = 66,459 - 26,480dp - 0,048arg + 0,197sil + 3,603 \theta_i \quad (19)$$

$$a'_{\text{arg}<40\%} = -0,934 + 0,561dp + 0,002arg - 1,445 \theta_i \quad (20)$$

Tabela 08- Equações de regressão linear múltipla para estimativa do coeficiente **a** e respectivo coeficiente de determinação (r^2). Santa Maria, RS, 2008.

Variável	$a'_{arg>40\%}$		$a'_{arg<40\%}$	
	Coef.	r^2 parcial	Coef.	r^2 parcial
Ds (g cm ⁻³)	ns		ns	
Dp (g cm ⁻³)	-26,480	0,15	0,561	0,09
PT (%)	ns		ns	
Macrop (%)	ns		ns	
Microp (%)	ns		ns	
Argila (%)	-0,048	0,07	0,002	0,01
Silte (%)	0,197	0,27	ns	
Areia (%)	ns		ns	
θ_i (cm ³ cm ⁻³)	3,603	0,19	-1,445	0,61
θ_s (cm ³ cm ⁻³)	ns		ns	
$\theta_{1\text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns		ns	
$\theta_{6\text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns		ns	
$\theta_{10\text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns		ns	
$\theta_{100\text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns		ns	
$\theta_{500\text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns		ns	
$\theta_{1500\text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns		ns	
Intersecção	66,459		-0,934	
Total		0,68		0,71

Ds = densidade do solo; Dp = densidade de partícula; PT = Porosidade do Solo; Macrop = Macroporosidade do Solo; Microp = Microporosidade do Solo; θ_i = conteúdo de água inicial; θ_s = conteúdo de água na saturação; $\theta_{1\text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1 KPa; $\theta_{6\text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 6 KPa; $\theta_{10\text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 10 KPa; $\theta_{100\text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 100 KPa; $\theta_{500\text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 500 KPa; $\theta_{1500\text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1500 KPa. * = significativo em nível de probabilidade de 0,05, ns= não significativo.

onde: $a'_{arg>40\%}$ é o coeficiente **a** do modelo de Kostiakov, para os solos com teor de argila superior a 40%; $a'_{arg<40\%}$ é o coeficiente **a** do modelo de Kostiakov, para os solos com teor de argila inferior a 40%; d_p é a densidade de partícula, em g cm⁻³; arg é o teor de argila, em %; sil é o teor de silte, em %; θ_i é a conteúdo volumétrico inicial de água no solo, em cm³ cm⁻³.

Na figura 29 são apresentados os resultados da capacidade preditiva das equações 19 e 20 obtidas por “stepwise” para o teor de argila superior a 40% e inferior a 40%, respectivamente. Pela dispersão dos pontos em torno do modelo de estimativa (linha contínua) pode-se observar que o ajuste do $a'_{arg>40\%}$ (para o teor de argila superior a 40%) foi semelhante ao da $a'_{arg<40\%}$ (para o teor de argila inferior a 40%). Há uma subestimativa do coeficiente **a** para os valores acima de 0,2 (aproximadamente), para ambos os teores de argila. Isso pode ser observado ao comparar-se a linha contínua (modelo de estimativa) com a linha tracejada (1:1).

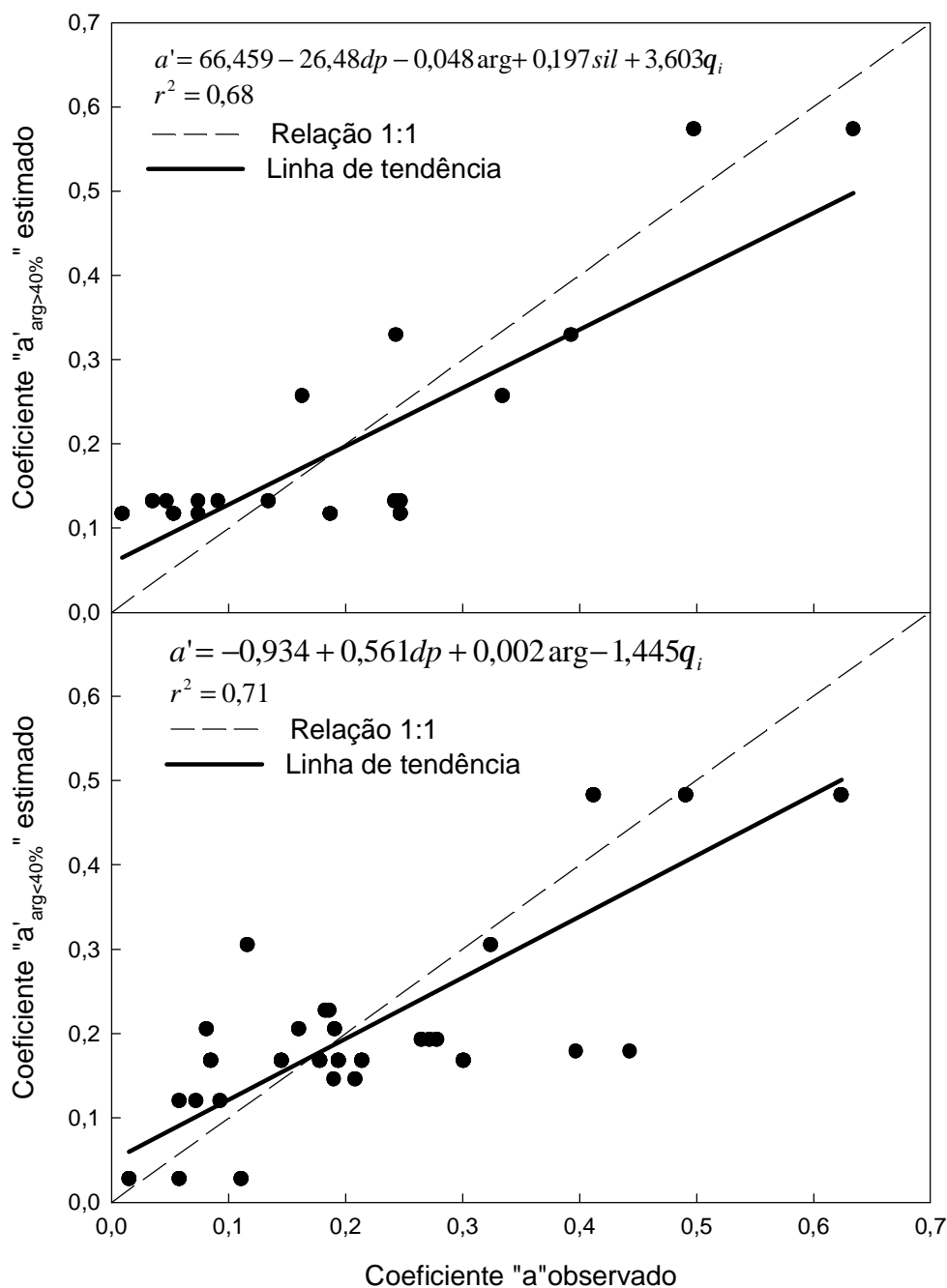


Figura 29- Comparação entre os valores observados e estimados para o coeficiente *a* do modelo de Kostiakov. Santa Maria, RS, 2008.

Criando-se uma simulação onde o expoente **b** é mantido constante e variando-se os valores de **a** utilizados, observou-se que quanto maior o valor de **a**, maior foi a infiltração inicial. Ao longo do tempo a tendência da curva foi tornar-se uma constante, entretanto, para valores de **a** mais elevados, a constante de infiltração inicial foi superior a constante obtida quando utilizados valores de **a** menores. Portanto, solos com maiores valores de **a**, possuem capacidade de infiltração de água no solo superior ao solos com valores de **a** menores.

4.8.2 Estimativa do expoente **b**

Na tabela 9 são apresentadas as equações de regressão linear múltipla para estimativa do expoente **b** do modelo modificado de Kostiakov. Na estimativa do expoente **b**, através das equações de regressão, as variáveis físico-hídricas foram subdivididas em duas classes, conforme o teor de argila. Na determinação do $b'_{arg>40\%}$, utilizaram-se os dados dos solos com teor de argila superior a 40% (equação 21), e para o $b'_{arg<40\%}$ os solos com teor de argila inferior a 40% (equação 22), expressas da seguinte forma:

$$b'_{arg>40\%} = -22,332 - 0,174a + 8,839dp + 0,002mip + 0,030arg - 0,081sil \quad (21)$$

$$b'_{arg<40\%} = -1,656 + 0,504dp + 0,012sil + 0,010ar + 0,597 \theta_i \quad (22)$$

Tabela 09- Equações de regressão linear múltipla para estimativa do expoente **b** e respectivo coeficiente de determinação (r^2). Santa Maria, RS, 2008.

Variável	$b'_{arg>40\%}$		$b'_{arg<40\%}$	
	Coef.	r^2 parcial	Coef.	r^2 parcial
Expoente a	-0,174	0,25	ns	
Ds (g cm ⁻³)	Ns		ns	
Dp (g cm ⁻³)	8,839	0,06	0,504	0,05
PT (%)	Ns		ns	
Macrop (%)	Ns		ns	
Microp (%)	0,002	0,04	ns	
Argila (%)	0,030	0,44	ns	
Silte (%)	-0,081	0,05	0,012	0,23
Areia (%)	Ns		0,010	0,25
θ_i (cm ³ cm ⁻³)	Ns		0,597	0,08
θ_s (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
$\theta_{1 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
$\theta_{6 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
$\theta_{10 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
$\theta_{100 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
$\theta_{500 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
$\theta_{1500 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
Intersecção	-22,332		-1,656	
Total		0,84		0,61

Ds = densidade do solo; Dp = densidade de partícula; PT = Porosidade do Solo; Macrop = Macroporosidade do Solo; Microp = Microporosidade do Solo; θ_i = conteúdo volumétrico de água inicial; θ_s = conteúdo volumétrico de água na saturação; $\theta_{1 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1 KPa; $\theta_{6 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 6 KPa; $\theta_{10 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 10 KPa; $\theta_{100 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 100 KPa; $\theta_{500 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 500 KPa; $\theta_{1500 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1500 KPa. * = significativo em nível de probabilidade de 0,05, ns= não significativo.

onde: b é o expoente \mathbf{b} do modelo de Kostiakov; a é o expoente \mathbf{a} do modelo de Kostiakov; dp é a densidade de partícula, em g cm^{-3} ; mip é a microporosidade, em %; arg é o teor de argila, em %; sil é o teor de silte, em %; ar é o teor de areia, em %; θi é a conteúdo volumétrico de água inicial no solo, em $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$.

Na figura 30 são apresentados os resultados da capacidade preditiva das equações 21 e 22 para o teor de argila superior e inferior a 40%, respectivamente. Pela dispersão dos pontos em torno do modelo de estimativa (contínua) observa-se que o ajuste do $b'_{arg>40\%}$ (para o teor de argila superior a 40%) foi melhor que o do $b'_{arg<40\%}$ (para o teor de argila inferior a 40%). Há uma subestimativa para os valores de \mathbf{b} acima de 0,6 para ambos os teores de argila. Isso pode ser observado ao comparar-se a linha contínua (modelo de estimativa) com a linha tracejada (1:1).

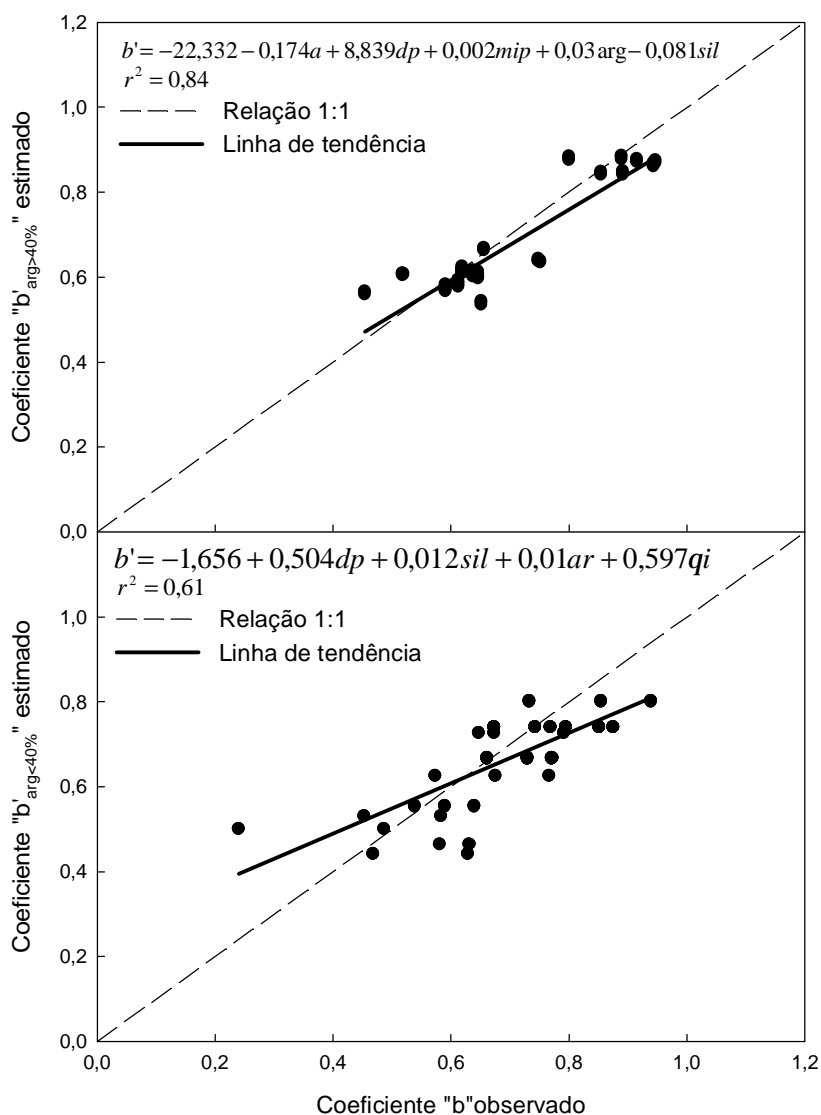


Figura 30- Comparação entre os valores observados e estimados para o coeficiente \mathbf{b} . Santa Maria, RS, 2008.

Em uma simulação onde o valor do expoente é mantido constante, observou-se que diferentes valores de **b** não alteraram a infiltração inicial e que, a taxa de infiltração ao longo do tempo tende a uma constante. Porém, solos com menores valores de **b** apresentam uma maior capacidade de infiltração do que solos com valores de **b** mais elevados.

4.9 Estimativa dos parâmetros i_f , $(I_i - I_f)$ e de β do modelo de Horton

No desenvolvimento da equação de regressão múltipla ou equações de pedotransferência de Horton, foram utilizados os mesmos dados que estabeleceram os parâmetros de Kostiakov. Deste modo, o Latossolo 04, 07, 08, 11 e o Vertissolo 02, também foram retirados das determinações de Horton. Foram retiradas ainda, todas as determinações que apresentaram capacidade de infiltração superior a 100 mm h^{-1} , no modelo de Kostiakov. Esta decisão foi tomada para melhor comparação entre os modelos estimados.

4.9.1 Estimativa da infiltração final (i_f)

Na tabela 10 é apresentada a equação de regressão linear múltipla, para estimativa do expoente i_f do modelo de Horton que pode ser expressa da seguinte forma:

$$i_f' = -434,53 + 26,55ds + 176,59dp + 0,86arg - 217,32\theta_i \quad (23)$$

onde, i_f' é o coeficiente i_f estimado do modelo de Horton; ds é a densidade do solo, em g cm^{-3} ; dp é a densidade de partícula, em g cm^{-3} ; arg é o teor de argila, em %; θ_i é o conteúdo volumétrico de água inicial no solo, em $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

Na figura 31 são apresentados os resultados da capacidade preditiva da equação 23, para os diferentes solos. Há uma tendência de subestimativa para os valores de i_f acima de 2,5. Isso pode ser observado ao comparar-se a linha contínua (modelo de estimativa) com a linha tracejada (1:1).

Tabela 10- Equações de regressão linear múltipla para estimativa do coeficiente *if* e respectivo coeficiente de determinação (r^2). Santa Maria, RS, 2008.

Variável	Coef.	r^2 parcial
Ds (g cm ⁻³)	26,55	0,01
Dp (g cm ⁻³)	176,59	0,17
PT (%)	ns	
Macrop (%)	ns	
Microp (%)	ns	
Argila (%)	0,86	0,10
Silte (%)	ns	
Areia (%)	ns	
θ_i (cm ³ cm ⁻³)	-217,32	0,28
θ_s (cm ³ cm ⁻³)	ns	
$\theta_{1 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns	
$\theta_{6 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns	
$\theta_{10 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns	
$\theta_{100 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns	
$\theta_{500 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns	
$\theta_{1500 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns	
Intersecção	-434,53	
Total		0,56

Ds = densidade do solo; Dp = densidade de partícula; PT = Porosidade do Solo; Macrop = Macroporosidade do Solo; Microp = Microporosidade do Solo; θ_i = conteúdo volumétrico de água inicial; θ_s = conteúdo volumétrico de água na saturação; $\theta_{1 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1 KPa; $\theta_{6 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 6 KPa; $\theta_{10 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 10 KPa; $\theta_{100 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 100 KPa; $\theta_{500 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 500 KPa; $\theta_{1500 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1500 KPa. * = significativo em nível de probabilidade de 0,05, ns= não significativo.

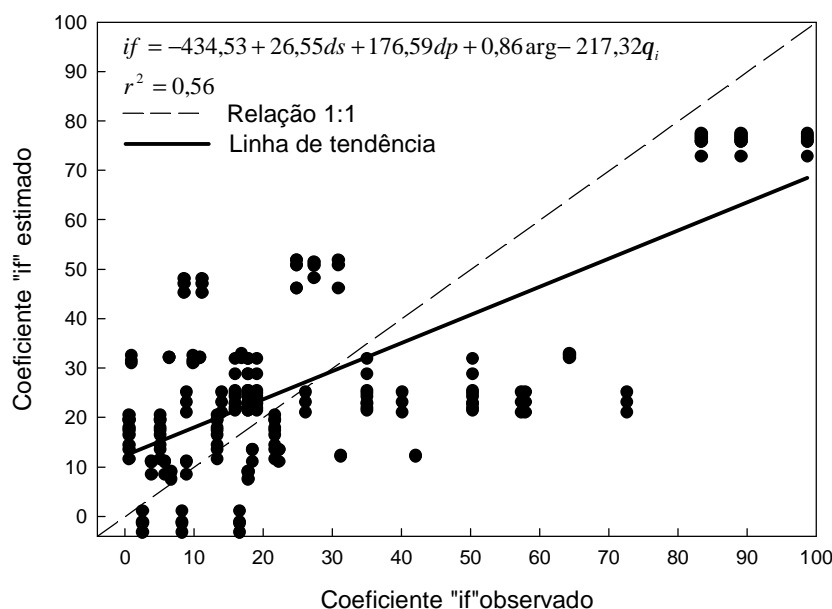


Figura 31- Comparação entre os valores observados e estimados para o coeficiente *if*. Santa Maria, RS, 2008.

4.9.2 Estimativa do coeficiente (I_i-I_f)

Na Tabela 11 é apresentada a equação de regressão linear múltipla para estimativa do expoente (I_i-I_f) do modelo modificado de Horton que pode ser expressa da seguinte forma:

$$(I_i-I_f)' = 57,52 + 7,88if - 94,15 \theta_i \quad (24)$$

onde: $(I_i-I_f)'$ é o coeficiente (I_i-I_f) do modelo de Horton, if é o coeficiente if do modelo de Horton, θ_i é o conteúdo inicial de água no solo, em $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$.

Na figura 32 são apresentados os resultados da capacidade preditiva da equação 24, para os diferentes solos. Há uma tendência de subestimativa para os valores de (I_i-I_f) acima de 4,5. Isso pode ser observado ao comparar-se a linha contínua (modelo de estimativa) com a linha tracejada (1:1).

Tabela 11- Equações de regressão linear múltipla para estimativa do coeficiente (I_i-I_f) e respectivo coeficiente de determinação (r^2). Santa Maria, RS, 2008.

Variável	Coef.	r^2 parcial
Infiltração final (mm/h)	7,88	0,48
Ds (g cm^{-3})	ns	
Dp (g cm^{-3})	ns	
PT (%)	ns	
Macrop (%)	ns	
Microp (%)	ns	
Argila (%)	ns	
Silte (%)	ns	
Areia (%)	ns	
θ_i ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	-94,15	0,05
θ_s ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	ns	
$\theta_{1 \text{ KPa}}$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	ns	
$\theta_{6 \text{ KPa}}$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	ns	
$\theta_{10 \text{ KPa}}$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	ns	
$\theta_{100 \text{ KPa}}$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	ns	
$\theta_{500 \text{ KPa}}$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	ns	
$\theta_{1500 \text{ KPa}}$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	ns	
Intersecção	57,52	
total		0,53

Ds = densidade do solo; Dp = densidade de partícula; PT = Porosidade do Solo; Macrop = Macroporosidade do Solo; Microp = Microporosidade do Solo; θ_i = conteúdo volumétrico de água inicial; θ_s = conteúdo volumétrico de água na saturação; $\theta_{1 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1 KPa; $\theta_{6 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 6 KPa; $\theta_{10 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 10 KPa; $\theta_{100 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 100 KPa; $\theta_{500 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 500 KPa; $\theta_{1500 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1500 KPa. * = significativo em nível de probabilidade de 0,05, ns= não significativo.

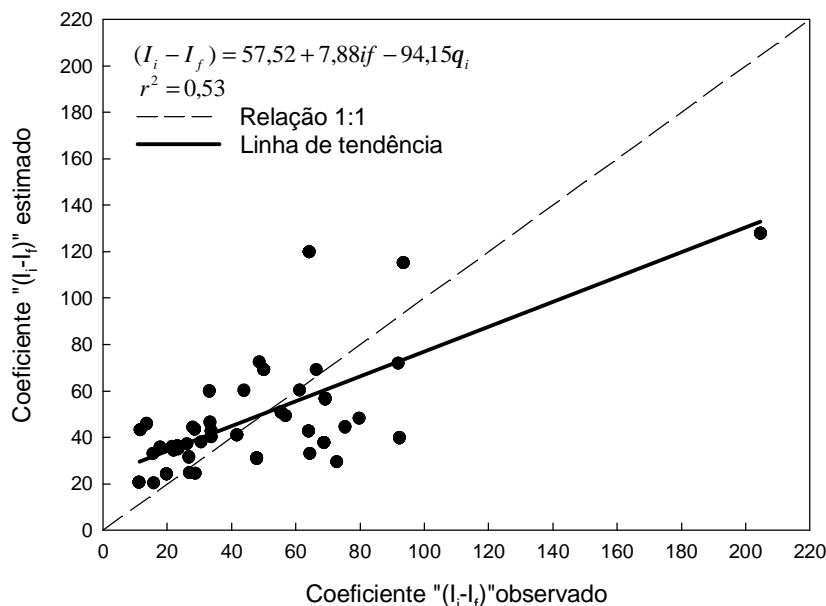


Figura 32- Comparação entre os valores observados e estimados para o coeficiente $(I_i - I_f)$. Santa Maria, RS, 2008.

Em uma simulação onde são mantidos constantes os valores de if e β , observou-se que quanto maior o $(I_i - I_f)$ maior a infiltração inicial, e quanto menor o $(I_i - I_f)$, menor a infiltração inicial. A taxa de infiltração tende a uma constante que não é interferida pela alteração no valor de $(I_i - I_f)$.

4.9.3 Estimativa do expoente β

Na tabela 12 são apresentadas as equações de regressão linear múltipla para estimativa do expoente β do modelo modificado de Horton. Na estimativa do coeficiente β através das equações de regressão, as variáveis físico-hídricas foram subdivididas em duas classes, conforme o teor de areia. Na determinação do $\beta'_{ar>40\%}$, utilizaram-se os dados dos solos com teor de areia superiores a 40% (equação 25), e para o $\beta'_{ar<40\%}$ (equação 26) os solos com teor de areia inferiores a 40%, pode ser expressada da seguinte forma:

$$\beta'_{ar>40\%} = 6,024 + 4,249ds - 3,6dp - 0,102arg \quad (25)$$

$$\beta'_{ar<40\%} = 0,753 - 0,471if + 0,396(I_i - I_f) - 0,034ar + 5,042\theta_i \quad (26)$$

onde: $\beta'_{ar>40\%}$ é o coeficiente β do modelo de Horton, para os solos com teor de areia superior a 40%, $\beta'_{ar<40\%}$ é o coeficiente β do modelo de Horton, para os solos com teor de areia inferior a 40%, if é o coeficiente if do modelo de Horton, $(I_i - I_f)$ é o

Tabela 12- Equações de regressão linear múltipla para estimativa do coeficiente β e respectivo coeficiente de determinação (r^2). Santa Maria, RS, 2008.

Variável	$\beta'_{ar>40\%}$		$\beta'_{ar<40\%}$	
	Coef.	r^2 parcial	Coef.	r^2 parcial
Infiltração final (mm/h)	Ns		-0,471	0,13
Coeficiente "a"	Ns		0,396	0,15
Ds (g cm ⁻³)	4,249	0,36	ns	
Dp (g cm ⁻³)	-3,600	0,06	ns	
PT (%)	Ns		ns	
Macrop (%)	Ns		ns	
Microp (%)	Ns		ns	
Argila (%)	-0,102	0,10	ns	
Silte (%)	Ns		ns	
Areia (%)	Ns		-0,034	0,22
θ_i (cm ³ cm ⁻³)	Ns		5,042	0,03
θ_s (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
$\theta_{1\text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
$\theta_{6\text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
$\theta_{10\text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
$\theta_{100\text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
$\theta_{500\text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
$\theta_{1500\text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	Ns		ns	
Intersecção	6,024		0,753	
total		0,52		0,53

Ds = densidade do solo; Dp = densidade de partícula; PT = Porosidade do Solo; Macrop = Macroporosidade do Solo; Microp = Microporosidade do Solo; θ_i = conteúdo volumétrico de água inicial; θ_s = conteúdo volumétrico de água na saturação; $\theta_{1\text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1 KPa; $\theta_{6\text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 6 KPa; $\theta_{10\text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 10 KPa; $\theta_{100\text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 100 KPa; $\theta_{500\text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 500 KPa; $\theta_{1500\text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão de 1500 KPa. * = significativo em nível de probabilidade de 0,05, ns= não significativo.

coeficiente ($I_i - I_f$) do modelo de Horton, ds é a densidade do solo, em g cm⁻³, dp é a densidade de partícula, em g cm⁻³, arg é o teor de argila, em %; ar é o teor de areia, em %; θ_i é o conteúdo volumétrico de água inicial no solo, em cm³ cm⁻³.

Na figura 33 são apresentados os resultados da capacidade preditiva das equações 25 e 26 obtidas por "stepwise" para o teor de areia superior e inferior a 40%, respectivamente. Pela dispersão dos pontos em torno do modelo de estimativa (linha contínua) observa-se que o ajuste do $\beta'_{ar>40\%}$ (para o teor de areia superior a 40%) foi semelhante a do $\beta'_{ar<40\%}$ (para o teor de areia inferior a 40%). Há uma tendência de subestimativa para os valores de β acima de 2,0 para ambos os teores de areia. Isso pode ser observado ao comparar-se a linha contínua (modelo de estimativa) com a linha tracejada (1:1).

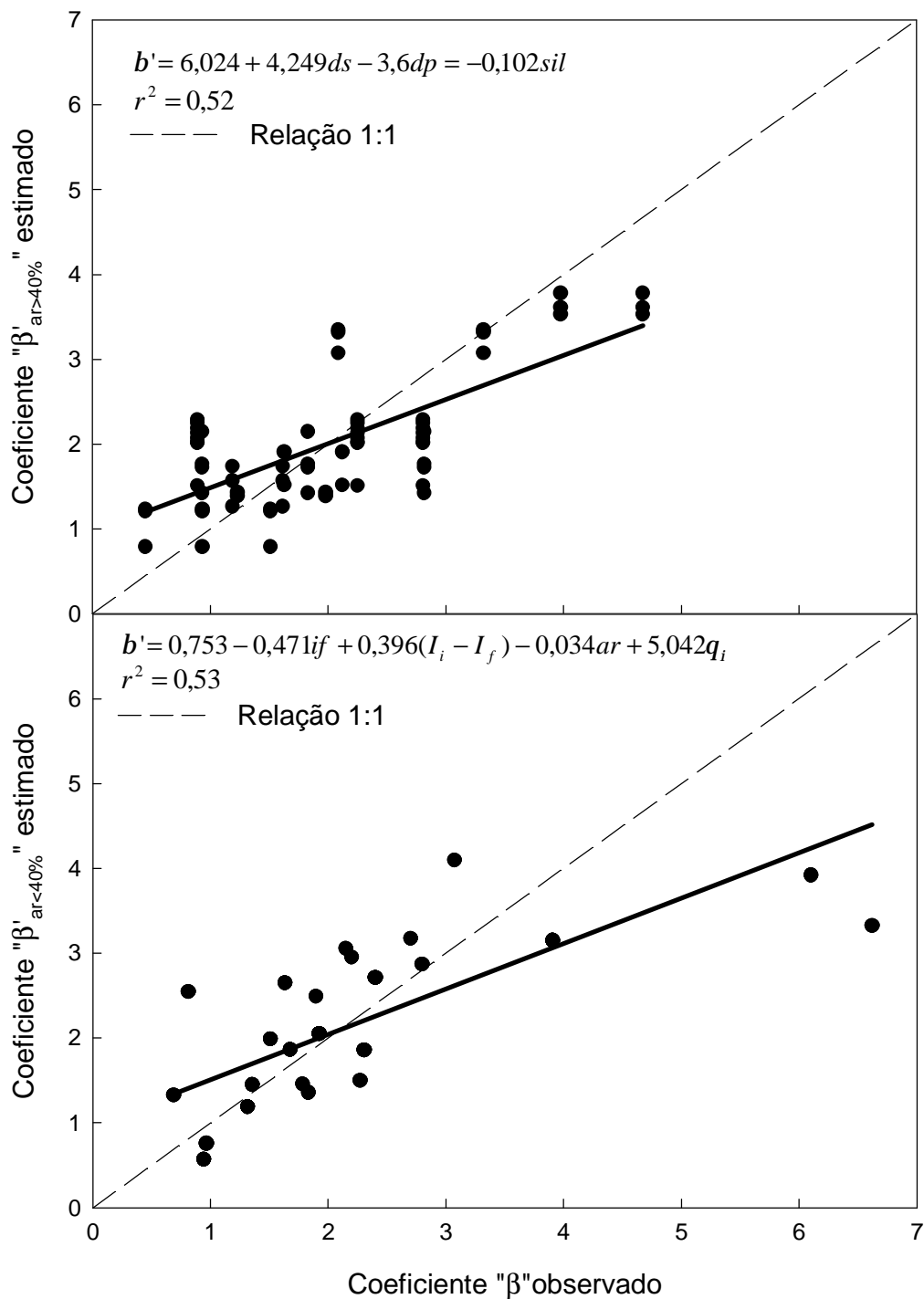


Figura 33- Comparação entre os valores observados e estimados para o coeficiente β . Santa Maria, RS, 2008.

Segundo BRANDÃO et al. (2004), β é o coeficiente de decaimento da taxa de infiltração de água no solo. A alteração nos seus valores interfere em pequena proporção na infiltração inicial de água no solo. Ao longo do tempo a taxa de infiltração tende a ser constante, entretanto, quanto maior o valor de β , mais rapidamente isto ocorre.

4.10 Comparação entre as funções de pedotransferência para os modelos de Kostiakov e de Horton com os resultados obtidos à campo

Nas figuras 34, 35, 36 e 37 são apresentadas as comparações entre os valores da taxa de infiltração de água no solo obtidos à campo e os valores obtidos através das pedofunções determinadas por Kostiakov e Horton, para os locais onde foram realizadas as avaliações da capacidade de infiltração de água no Rio Grande do Sul e Uruguai.

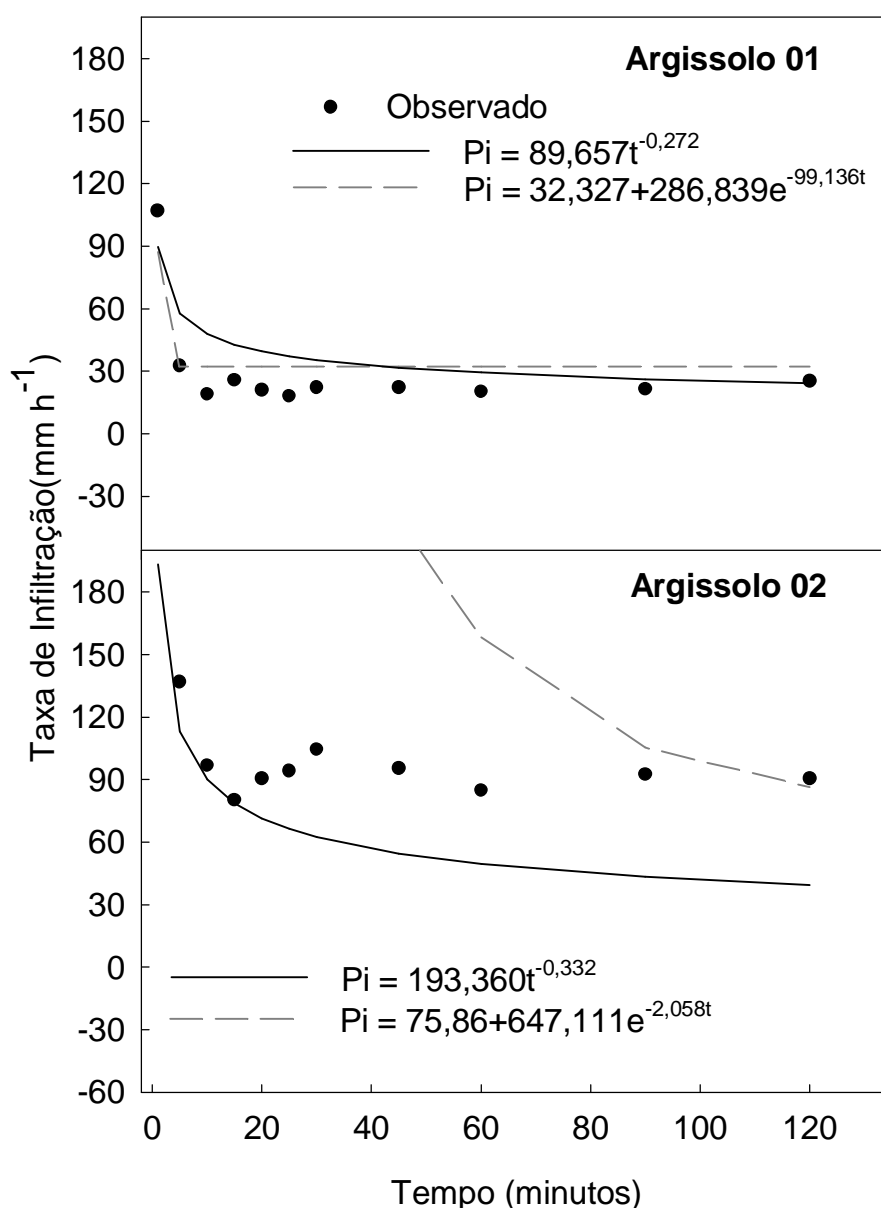


Figura 34- Comparação da taxa de infiltração de água no solo para o Argissolo 01 e 02, entre as funções de pedotransferência (P_i) para os modelos de Kostiakov (P_{iK}) e Horton (P_{iH}) com os resultados observados à campo. Santa Maria, RS, 2008.

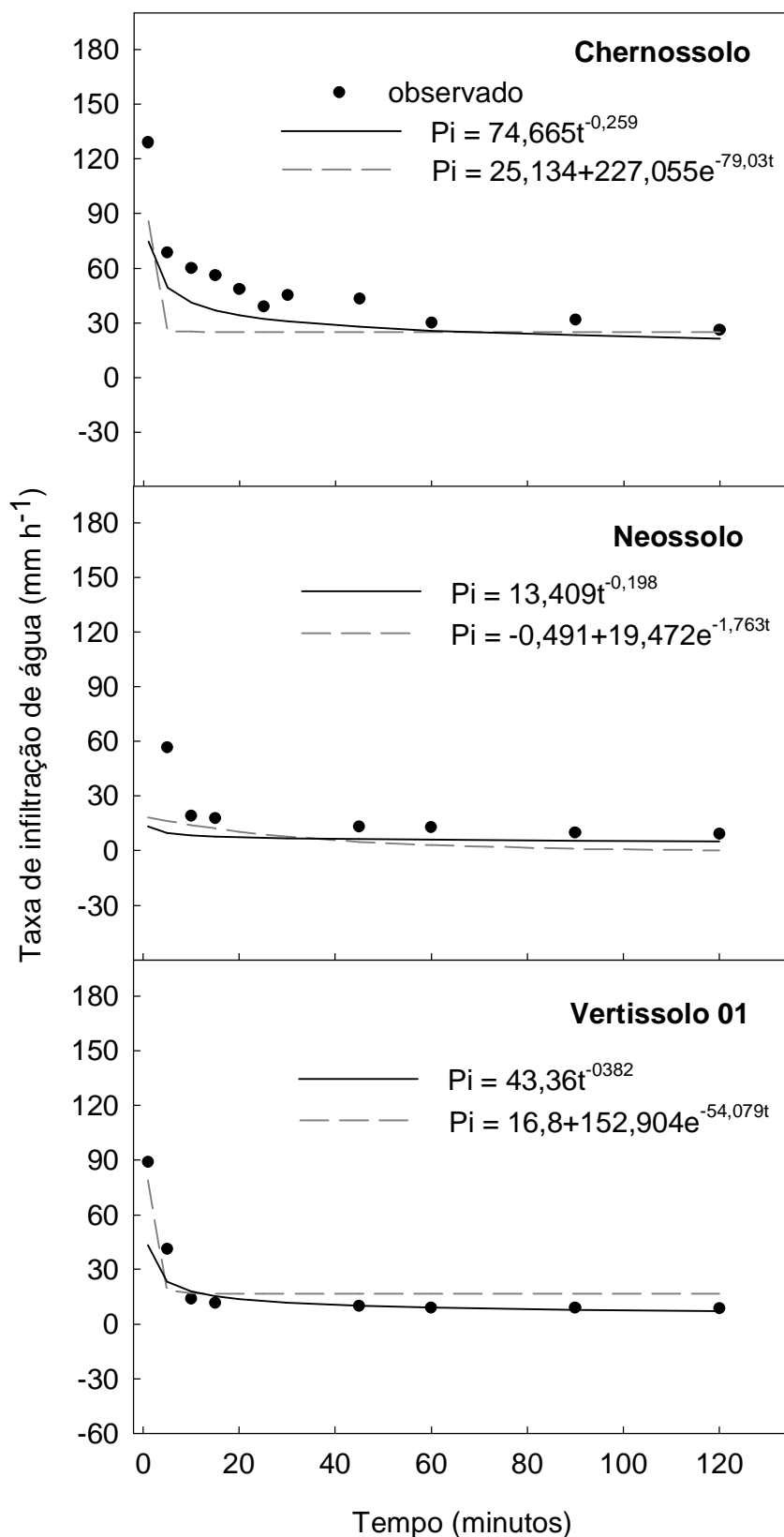


Figura 35- Comparação da taxa de infiltração de água no solo para o Chernossolo, Neossolo e Vertissolo 01, entre as funções de pedotransferência (Pi) para os modelos de Kostiakov (Pi_K) e Horton (Pi_H) com os resultados observados à campo. Santa Maria, RS, 2008.

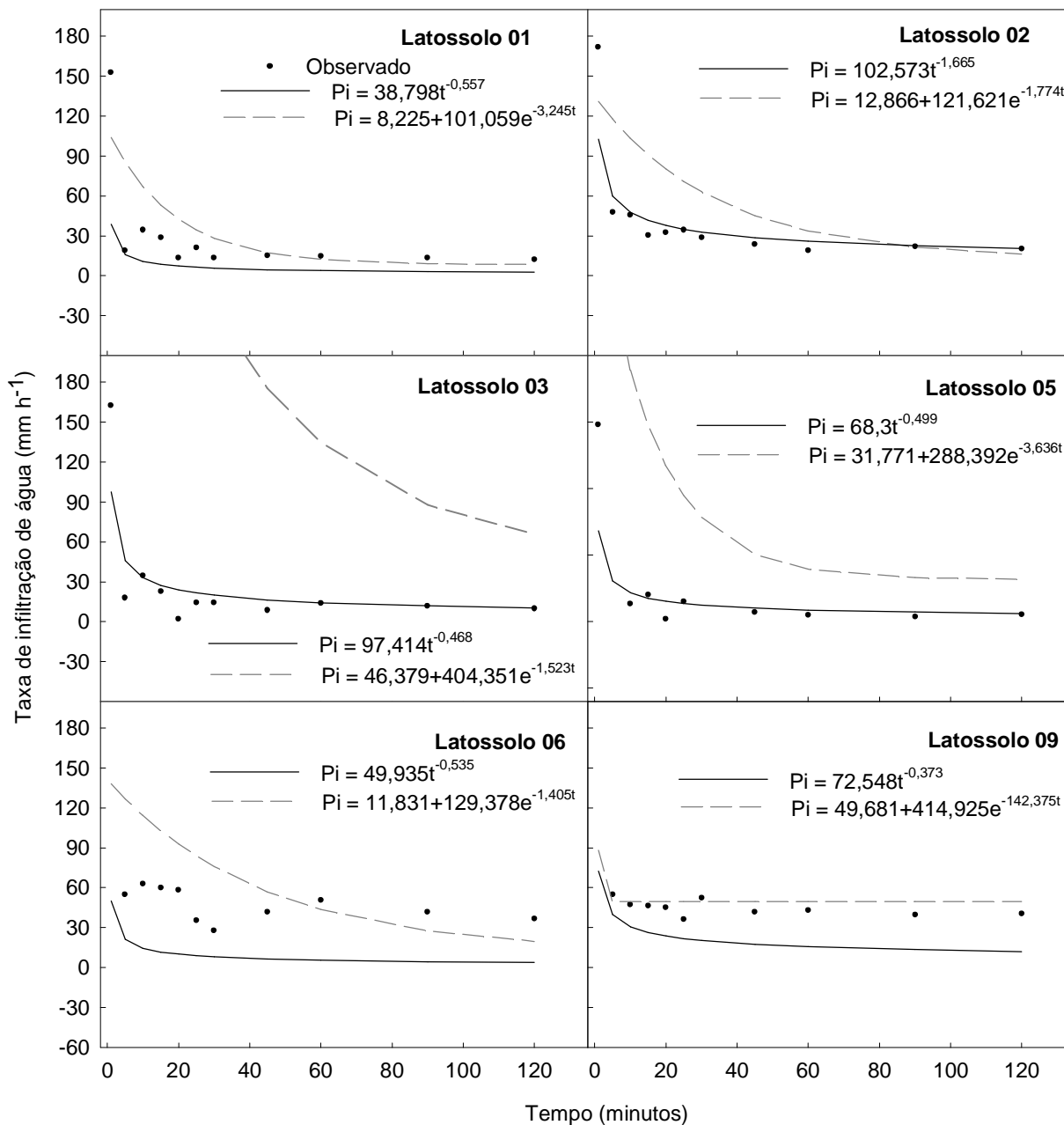


Figura 36- Comparação da taxa de infiltração de água no solo para os Latossolos 01, 02, 03, 05, 06 e 09, entre as funções de pedotransferência (Pi) para os modelos de Kostiakov (Pi_K) e Horton (Pi_H) com os resultados observados à campo. Santa Maria, RS, 2008.

Os valores estimados da taxa de infiltração de água no solo pela pedofunção de Kostiakov, apresentaram desempenho satisfatório, porém para o Argissolo 02, Latossolos 03, 06 e 09 ocorreu uma subestimativa. Os valores estimados da taxa de infiltração de água no solo pela pedofunção de Horton também apresentaram resultados satisfatórios, se comparados aos dados obtidos à de campo pelo infiltrômetro dos anéis concêntricos, apresentando resultados subestimados para os Latossolos 03 e 06. (Figuras 34, 35, 36 e 37).

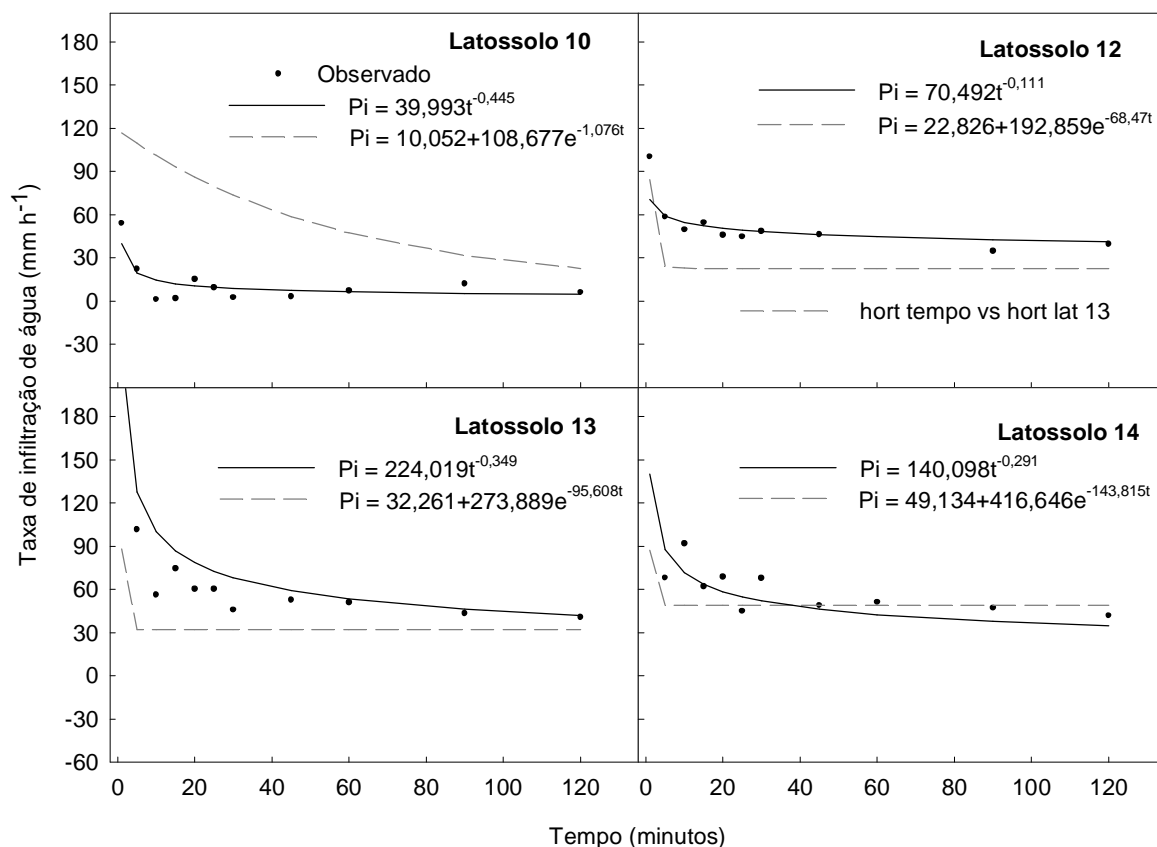


Figura 37- Comparação da taxa de infiltração de água no solo para os Latossolos 10, 12, 13 e 14, entre as funções de pedotransferência (P_i) para os modelos de Kostiakov (P_{iK}) e Horton (P_{iH}) com os resultados observados à campo. Santa Maria, RS, 2008.

4.11 Correlação entre as curvas de infiltração estimadas pelas pedofunções de Kostiakov e Horton ao modelo de Smith

O ajuste das equações apresentadas nas figuras 38 e 39 foram realizados utilizando-se os valores da taxa de infiltração de água no solo estimados pelas pedofunções de Kostiakov e Horton, respectivamente, e a taxa de infiltração de água no solo obtida pelo modelo de Smith.

Este ajuste foi realizado, na tentativa de melhorar a capacidade preditiva das pedofunções obtidas pelos dados do infiltrômetro dos anéis concêntricos, quando correlacionando-os ao simulador de chuvas.

As correlações entre as taxas de infiltração estimadas pelas pedofunções de Kostiakov e Horton foram realizadas apenas para o Argissolo 01 e 02, Chernossolo, Latossolo 12, Neossolo e Vertissolo 01. Esta comparação não foi realizada com o

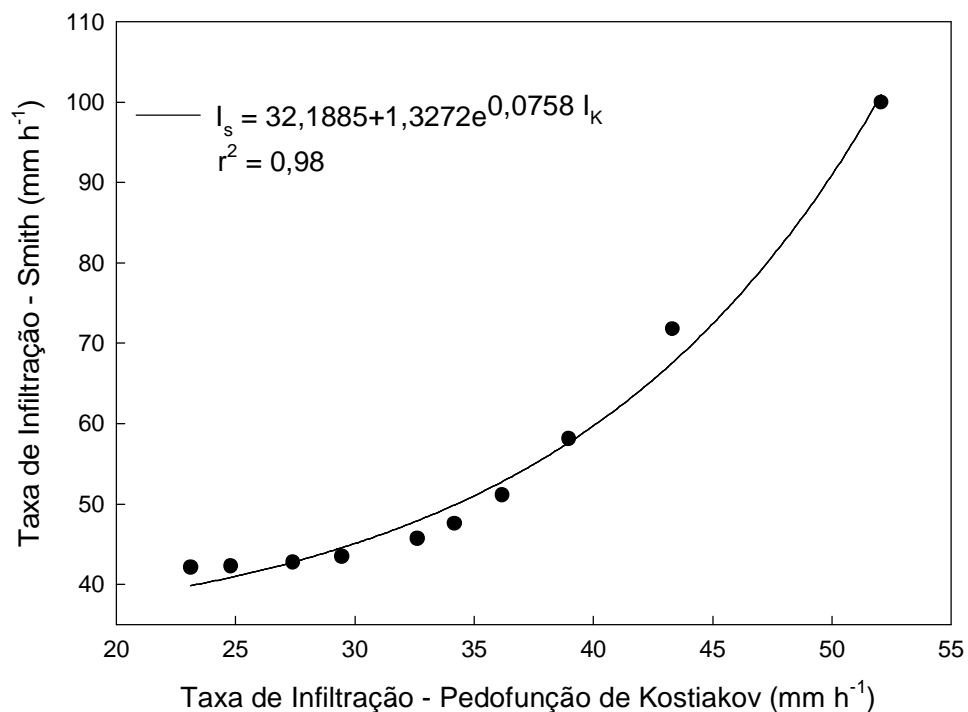


Figura 38- Relação entre a taxa de infiltração de água no solo estimada pela pedofunção de Kostiakov e a taxa de infiltração de água no solo obtida pelo modelo de Smith. Santa Maria, RS, 2008.

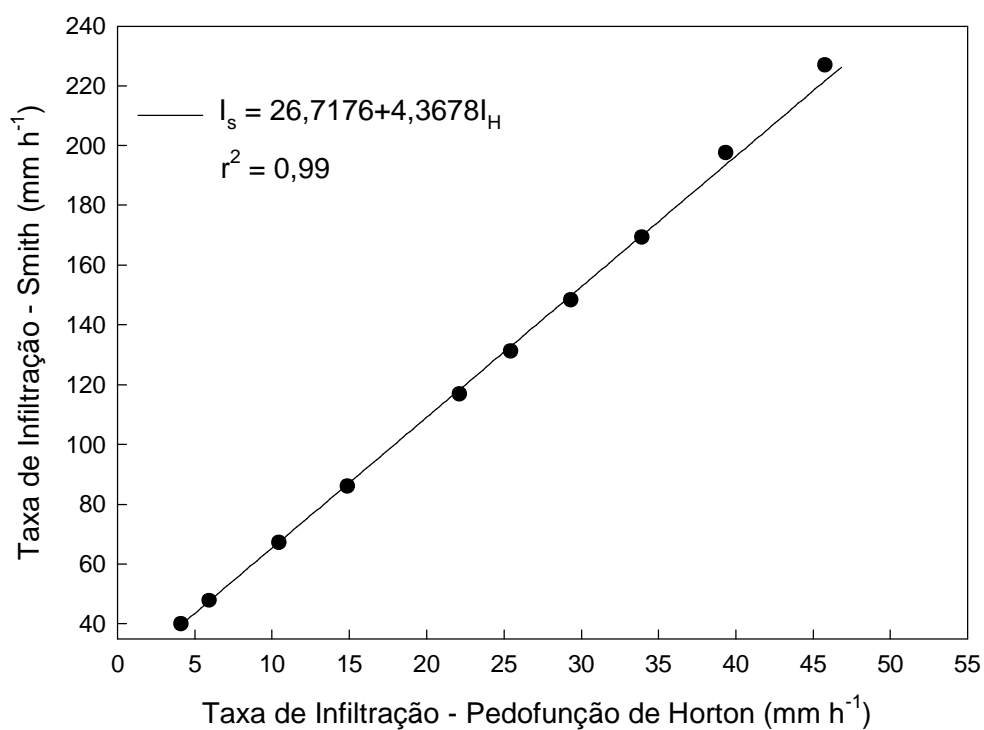


Figura 39- Relação entre a taxa de infiltração de água no solo estimada pela pedofunção de Horton e a taxa de infiltração de água no solo obtida pelo modelo de Smith. Santa Maria, RS, 2008.

vertissolo 02 porque este solo não foi utilizado para estimar as pedofunções de Kostiakov e Horton. Para o modelo de Kostiakov o melhor ajuste encontrado foi uma equação de tipo exponencial ($y = y_0 + ae^{bx}$), sendo que para o modelo de Horton o melhor ajuste encontrado foi uma equação de tipo linear ($y = y_0 + ax$).

A partir do ajuste apresentados nas figuras 38 e 39, obteve-se as equações 27 (Kostiakov) e 28 (Horton), respectivamente, expressadas da seguinte forma:

$$I_s = 32,1885 + 1,3272e^{0,0758 I_K} \quad (27)$$

$$I_s = 21,7176 + 4,3678I_H \quad (28)$$

Onde: I_s é a taxa de infiltração estimada pelas pedofunções de Kostiakov (equação 27) ou Horton (equação 28) ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith, em mm h^{-1} , I_K é a taxa de infiltração de água no solo estimada pela pedofunção de Kostiakov, em mm h^{-1} , I_H é a taxa de infiltração de água no solo estimada pela pedofunção de Horton, em mm h^{-1} .

4.12 Avaliação da taxa de infiltração estimada pelas pedofunções de Kostiakov e Horton ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith

Nas figuras 40, 41, 42, 43, 44 e 45 são apresentadas as comparações entre a taxa de infiltração de água no solo obtida pelo modelo de Smith e pelas pedofunções estimados de Kostiakov e Horton, realizados no Argissolo 01, Neossolo, Latossolo 12, Vertissolo 01, Argissolo 02 e Chernossolo, respectivamente.

Nas figuras 40 e 43, observa-se uma superestimativa na taxa de infiltração de água no solo inicial para a pedofunção ajustada por Horton, em relação ao modelo de Smith, sendo que com o passar do tempo esta diferença reduz para 20 mm (aproximadamente). A pedofunção ajustada de Kostiakov superestima a taxa de infiltração em relação ao modelo de Smith, em aproximadamente 20 mm. Segundo BRANDÃO et al.(2004), o infiltrômetro de anel superestima a taxa de infiltração em relação ao simulador de chuvas devido ao encrostamento da superfície do solo sob chuva simulada, enquanto que no infiltrômetro de anel isso não ocorre, uma vez que não existe o impacto das gotas de precipitação contra a superfície do solo. Outro fator que contribui para que as taxas de infiltração obtidas com infiltrômetro de anel

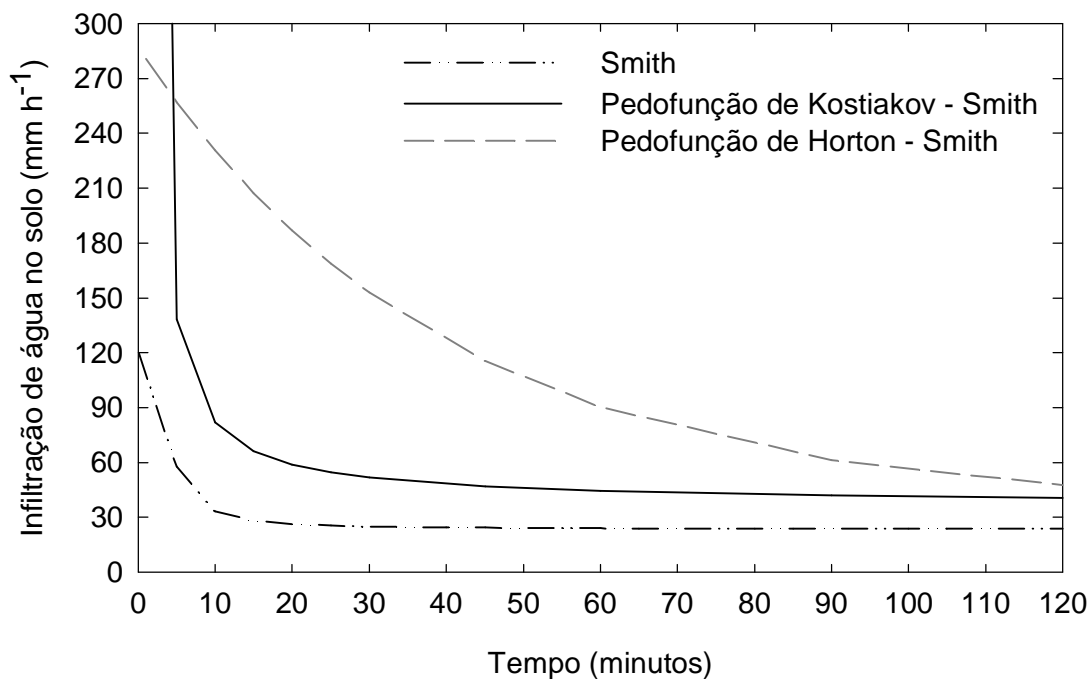


Figura 40- Comparação da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton, ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith aos dados obtido à campo pelo simulador de chuvas, para o Argissolo 01. Santa Maria, RS, 2008.

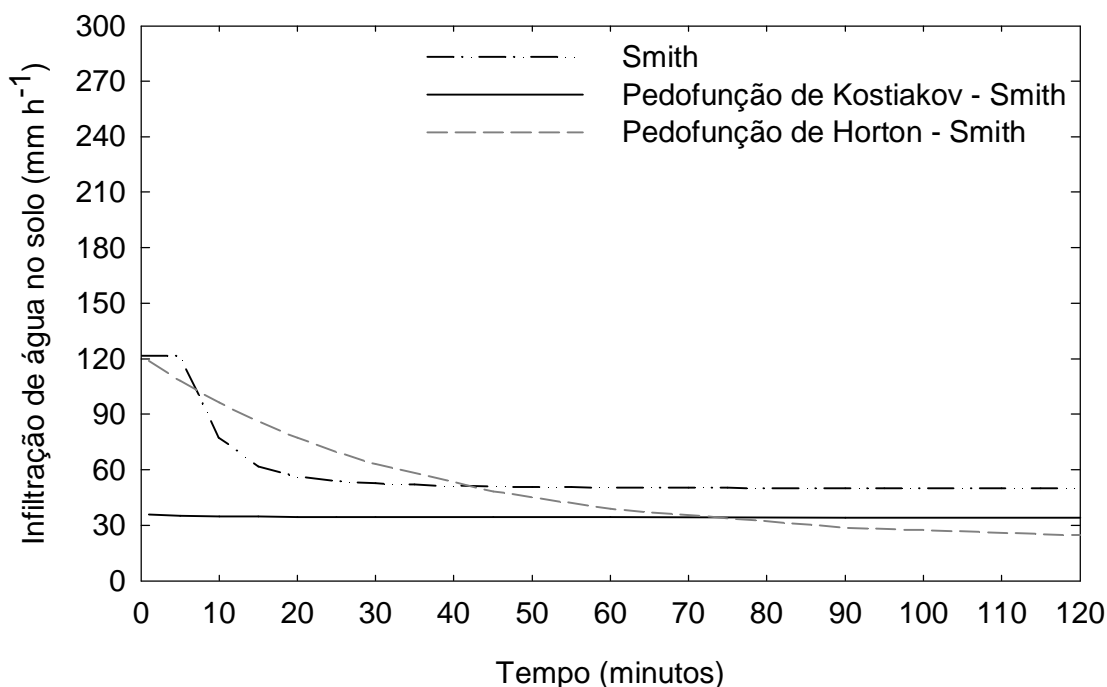


Figura 41- Comparação da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton, ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith aos dados obtido à campo pelo simulador de chuvas, para o Neossolo. Santa Maria, RS, 2008.

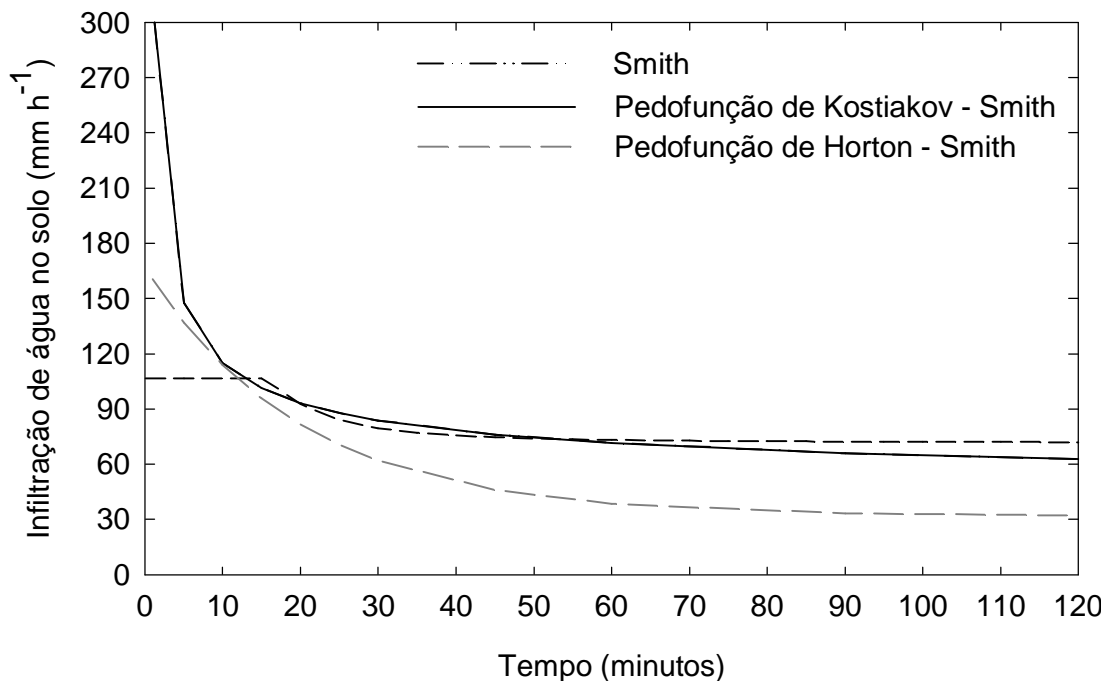


Figura 42- Comparação da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton, ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith aos dados obtido à campo pelo simulador de chuvas, para o Latossolo 12. Santa Maria, RS, 2008.

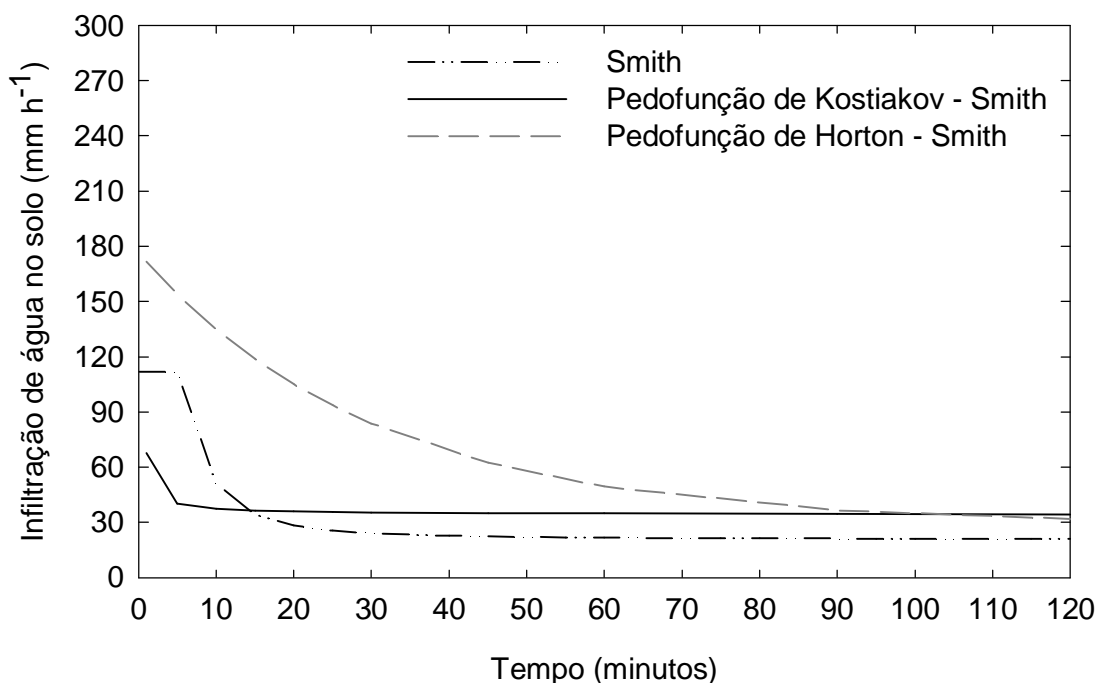


Figura 43- Comparação da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton, ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith aos dados obtido à campo pelo simulador de chuvas, para o Vertissolo 01. Santa Maria, RS, 2008.

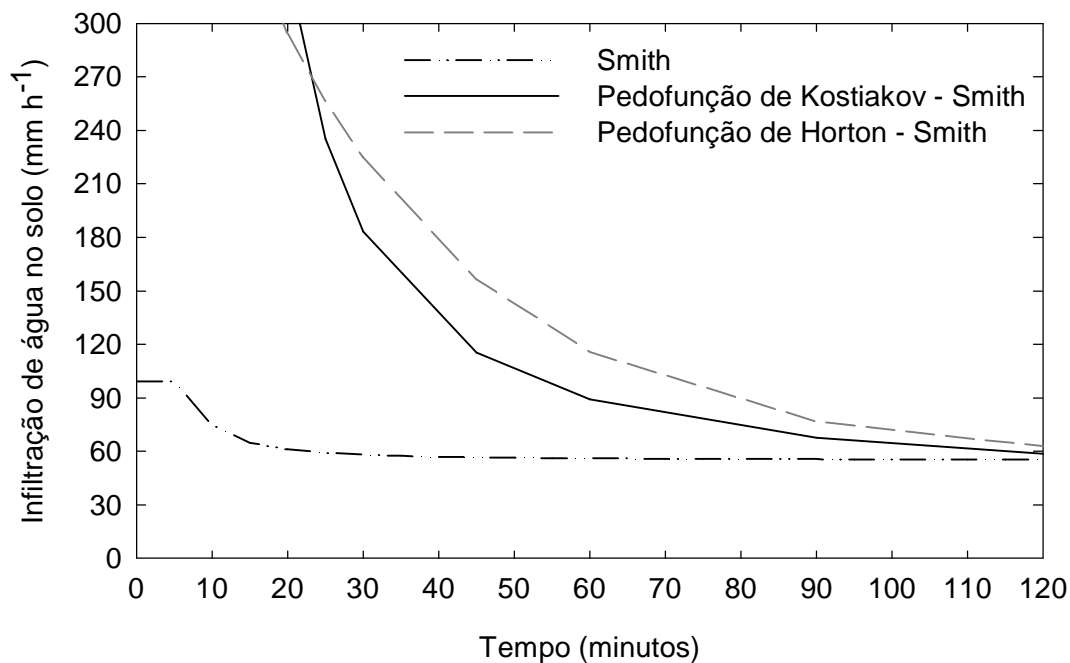


Figura 44- Comparação da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton, ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith aos dados obtido à campo pelo simulador de chuvas, para o Argissolo 02. Santa Maria, RS, 2008.

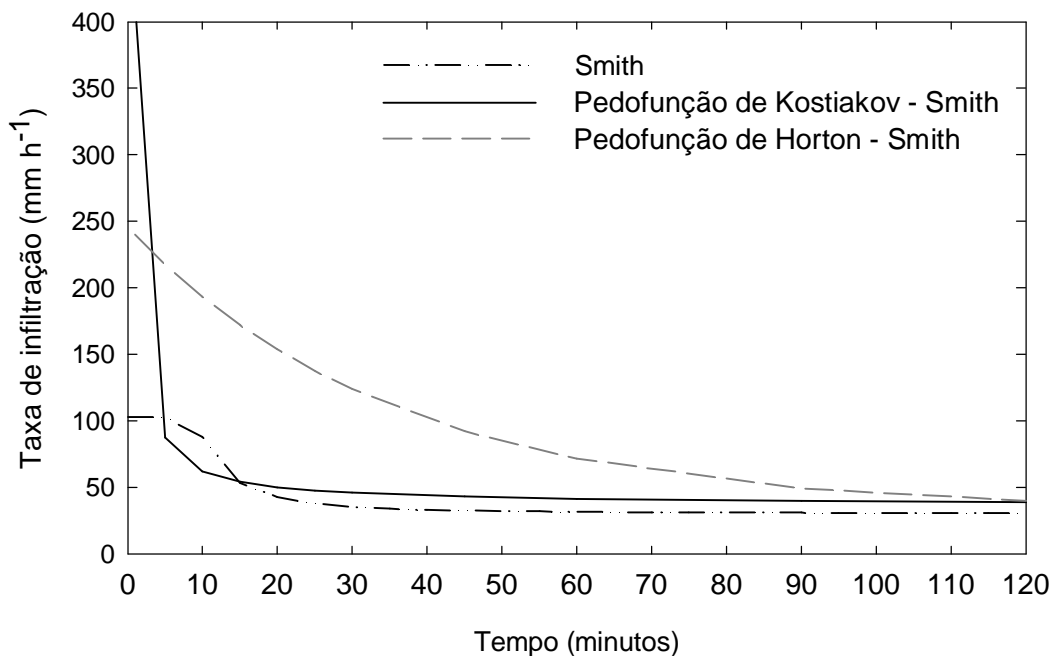


Figura 45- Comparação da taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton, ajustadas aos dados obtidos pelo modelo de Smith aos dados obtido à campo pelo simulador de chuvas, para o Chernossolo. Santa Maria, RS, 2008.

sejam maiores que as determinadas com o simulador de chuvas é que no infiltrômetro de anel existe uma lâmina de água sobre a superfície do solo, formando uma carga hidráulica favorecendo a infiltração de água.

Na figura 41, observa-se uma subestimativa, tanto para a pedofunção ajustada de Kostiakov quanto para a pedofunção ajustada de Horton em relação ao modelo de Smith, de 10 mm (aproximadamente). Já na figura 42, esta subestimativa ocorre apenas para a pedofunção ajustada de Kostiakov, pois para pedofunção ajustada de Horton este valor aumenta para 30 mm aproximadamente.

Na figura 45, observa-se satisfatória adequação entre as pedofunções ajustadas de Kostiakov e Horton em relação ao modelo de Smith. Já na figura 44 ambas as pedofunções superestimam a taxa de infiltração inicial, sendo que com o passar do tempo tanto a pedofunção ajustada de Kostiakov, quanto a pedofunção ajustada de Horton apresentam ajuste satisfatório.

4.13 Condutividade hidráulica em solo saturado

Na tabela 13, são apresentados os valores médios da condutividade hidráulica em solo saturado (equação 9) nos diferentes solos. Os valores da condutividade hidráulica em solo saturado variaram de 0,85 a 46,73 mm h⁻¹, para o Vertissolo 01 e 02, respectivamente.

O Argissolo 02 apresentou uma alta condutividade hidráulica (44,6 mm h⁻¹) (tabela 13), mesmo possuindo uma reduzida macroporosidade (3,6%) e uma alta densidade do solo de 1,61 g cm⁻³. O fato da condutividade hidráulica do solo ter sido muito superior as demais, pode ser devido as galerias formadas pela alta população de coró (*Diloboderus abderus*) (Figura 12).

Embora o Vertissolo 02 tenha apresentado uma baixa macroporosidade (3,5%), a sua condutividade hidráulica do solo foi elevada, este fato pode estar associado ao menor conteúdo volumétrico de água no solo, já que não haviam registros de chuvas significativas a pelo menos 60 dias nesse local, ocasionado a formação de fissuras no solo (Figura 10), favorecendo a infiltração de água.

O Neossolo apresentou uma baixa condutividade hidráulica (2,87 mm h⁻¹), mesmo possuindo uma alta macroporosidade (12,6%) e uma densidade do solo de 1,54 g cm⁻³. Segundo MBAGWU (1995), citado por ABREU (2000), a densidade do

Tabela 13- Valores médios da condutividade hidráulica do solo saturado nos diferentes locais. Santa Maria, RS, 2008.

Local	Condutividade hidráulica do solo saturado (mm h ⁻¹)
Argissolo 01	2,62
Argissolo 02	44,60
Chernossolo	8,95
Latossolo 12	8,03
Neossolo	2,87
Vertissolo 01	0,85
Vertissolo 02	46,73

solo e a macroporosidade são as propriedades mais influentes na condutividade hidráulica em solo saturado. Segundo o autor, quando a densidade do solo ultrapassa 1,63 g cm⁻³, os valores de condutividade hidráulica em solo saturado decrescem a valores próximos de zero e a porosidade total deixa de ser um bom indicador para a análise da condutividade hidráulica do solo.

4.14 Estimativa da condutividade hidráulica do solo saturado pelo modelo de Guelph

Na tabela 14 é apresentada a pedofunção para estimativa da condutividade hidráulica em solo saturado. Foram utilizados apenas os Argissolos 01 e 02, Chernossolo, Latossolo 12, Neossolo e os Vertissolos 01 e 02.

A pedofunção pode ser expressa da seguinte forma:

$$K_s = -34887,34 + 36,47ds - 1,07mip + 349,13arg + 348,2sil + 349,22ar \quad (29)$$

Onde: K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado, em mm h⁻¹, ds é a densidade do solo, em g cm⁻³, mip é a microporosidade, em %, arg é o teor de argila, em %, sil é o teor de silte, em %, ar é o teor de areia, em %.

Na figura 46 são apresentados os resultados da capacidade preditiva da equação 29 obtida por “stepwise”. Pela dispersão dos pontos em torno do modelo de estimativa (linha contínua) pode-se observar que o ajuste da equação 29 não foi satisfatório. Isto pode ter ocorrido devido ao reduzido número de observações. Há uma tendência de subestimativa dos valores da condutividade hidráulica do solo, para os valores acima de 1 (aproximadamente). Isso pode ser observado ao comparar-se a linha contínua (modelo de estimativa) com a linha tracejada (1:1).

Tabela 14- Equações de regressão linear múltipla para estimativa da condutividade hidráulica em solo saturado e respectivo coeficiente de determinação (r^2). Santa Maria, RS, 2008.

Variável	Coef.	r^2 parcial
Ds (g cm ⁻³)	ns	
Dp (g cm ⁻³)	ns	
PT (%)	36,47	0,03
Macrop (%)	ns	
Microp (%)	-1,07	0,02
Argila (%)	349,13	0,06
Silte (%)	348,20	0,08
Areia (%)	349,22	0,54
θ_i (cm ³ cm ⁻³)	ns	
θ_s (cm ³ cm ⁻³)	ns	
$\theta_{1 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns	
$\theta_{6 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns	
$\theta_{10 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns	
$\theta_{100 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns	
$\theta_{500 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns	
$\theta_{1500 \text{ KPa}}$ (cm ³ cm ⁻³)	ns	
Intersecção	-34887,34	
Total		0,73

Ds = densidade do solo; Dp = densidade de partícula; PT = Porosidade do Solo; Macrop = Macroporosidade do Solo; Microp = Microporosidade do Solo; θ_i = conteúdo volumétrico de água inicial; θ_s = conteúdo volumétrico de água na saturação; $\theta_{1 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão 1 KPa; $\theta_{6 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão 6 KPa; $\theta_{10 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão 10 KPa; $\theta_{100 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão 100 KPa; $\theta_{500 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão 500 KPa; $\theta_{1500 \text{ KPa}}$ = conteúdo volumétrico de água correspondente a tensão 1500 KPa. * = significativo em nível de probabilidade de 0,05, ns= não significativo.

4.15 Avaliação da pedofunção de Guelph

Na Figura 47 são apresentadas as comparações entre a condutividade hidráulica em solo saturado observadas e os valores da pedofunção (modeladas a partir da pedofunção 29) para os locais onde foram realizados as avaliações no Rio Grande do Sul e Uruguai.

Pode-se observar na figura 47, que ocorreu uma subestimativa nos valores da condutividade hidráulica em solo saturado modelado em relação a observada. Já para o Vertissolo 01 ocorreu o contrário, uma supertimativa em seu valor. Embora isto tenha ocorrido, os valores modelados da condutividade hidráulica do solo, apresentaram desempenho satisfatório, pois o reduzido número de avaliações limitou bastante o ajuste nos dados, além da variação natural da condutividade hidráulica do solo que ocorre devido a erros de amostragem.

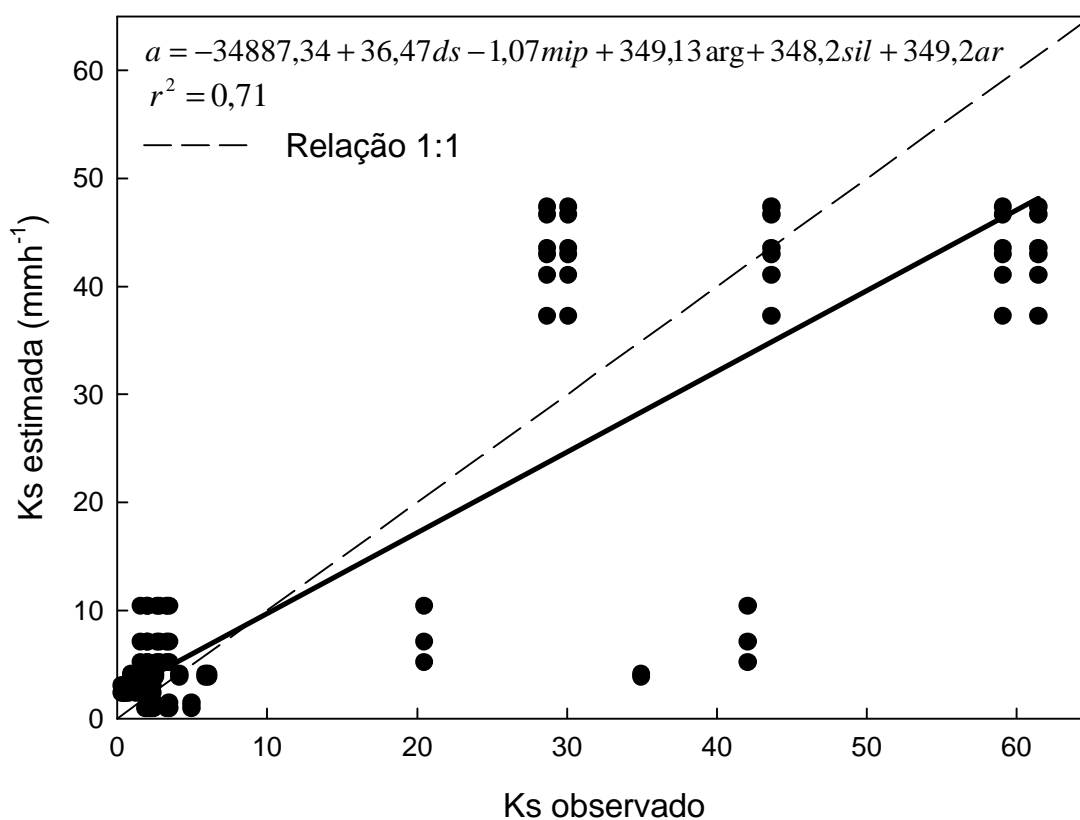


Figura 46- Comparação entre os valores observados e estimados para a condutividade hidráulica em solo saturado. Santa Maria, RS, 2008.

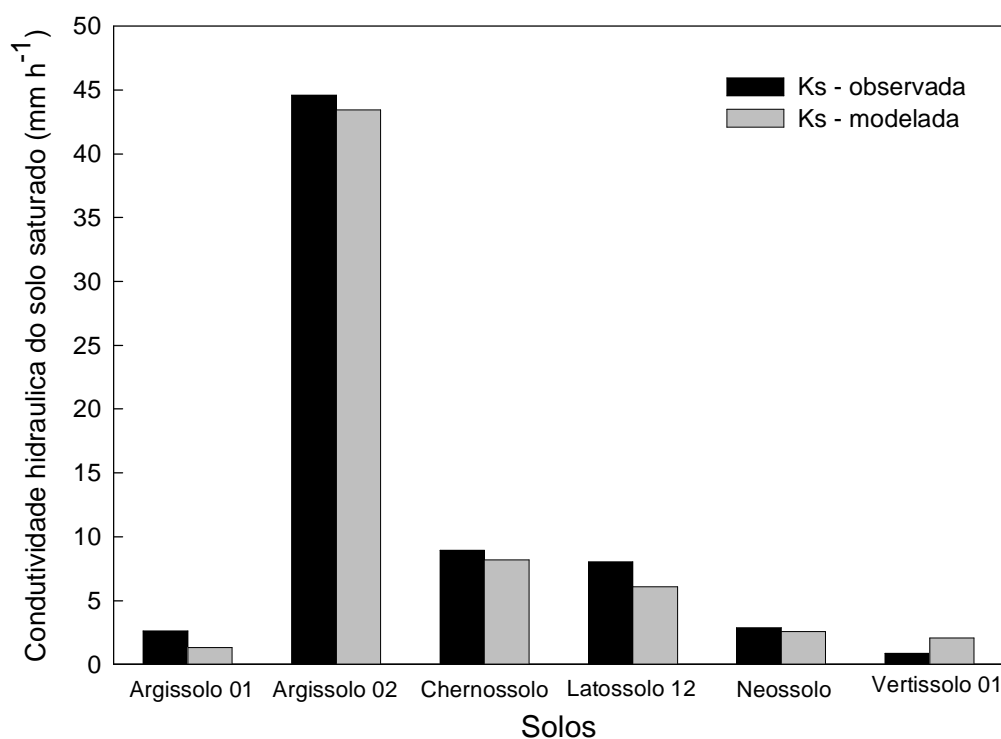


Figura 47- Comparação da condutividade hidráulica em solo saturado com a capacidade de infiltração de água no solo para os diferentes solos. Santa Maria, RS, 2008.

5 CONCLUSÕES

O emprego de equações de pedofunções, através de equações multivariadas, utilizando características do solo (densidade do solo e de partícula), porosidade do solo (macro, micro e total), textura (argila, silte e areia), umidade inicial e de saturação do solo e conteúdo volumétrico de água a tensão de 1, 6, 10, 100, 500, 1500 KPa) pode ser utilizada satisfatoriamente para estimativa dos parâmetros **a** e **b** do modelo de Kostiakov e **if**, **(I_i-I_f)** e **β** do modelo de Horton.

A capacidade de infiltração de água no solo estimada pelo modelo de Horton apresentou uma superestimativa, em relação ao modelo estimado de Kostiakov.

A taxa de infiltração de água no solo estimada pelo modelo de Smith aumenta com a intensidade da chuva, e diminui a medida que aumenta o conteúdo de água no solo.

A taxa de infiltração de água no solo estimada pelos modelos de Kostiakov e Horton, obtida pelos duplos anéis concêntricos, foi superior a taxa de infiltração de água no solo, estimada pelo modelo de Smith, obtida com o simulador de chuvas.

A pedofunção originada da correlação entre a taxa de infiltração de água no solo obtida através das pedofunções de Kostiakov e Horton, com a taxa de infiltração de água no solo obtida pelo modelo de Smith, prevê satisfatoriamente a taxa de infiltração de água no solo estimada pelo modelo de Smith.

A obtenção das equações de pedofunções, através de equações multivariadas, para estimativa a condutividade hidráulica em solo saturado pelo modelo de Guelph, pode ser utilizada satisfatoriamente para estimativa dos parâmetros do modelo.

6 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A fim de determinar com maior precisão a infiltração de água no solo, recomenda-se a utilização de no mínimo o dobro de repetições em cada local.

Para melhor determinação dos parâmetros físicos do solo recomenda-se a coleta de três amostras das características físicas do solo, por repetição de infiltração e não por local como foi realizado neste trabalho.

Recomenda-se também incluir a estrutura do solo entre os parâmetros físicos do solo.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, S. L. **Propriedades hídricas e mecânicas afetadas por sistemas de manejo e variabilidade espacial de um Argissolo**. 2000. 65f. Dissertação (Mestrado em Ciência do solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS.
- AGUIAR, A. B. **O emprego do permeâmetro de guelph na determinação da permeabilidade do solo, de camadas de lixo e sua cobertura**. 2001. 67f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ.
- ALVES, M.C.; CABEDA, M.S.V. Infiltração de água em um Podzólico Vermelho-escuro sob dois métodos de preparo, usando chuva simulada com duas intensidades. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.23, n.4, p.754-761, 1999.
- ANKENY, M. D.; KASPAR, T.C.; HORTON, R. Characterization of tillage and traffic effects on unconfined infiltration measurements. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 54, p. 837-840, 1990.
- ARAÚJO FILHO, J. C. de; RIBEIRO, M.R. Infiltração de água em Cambissolos do baixo de Irecê (BA). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.20, n.3, p.363-370, 1996.
- BARCELOS, A.A., CASSOL, A.E.; DENARDIN, J.E. Infiltração de água em um Latossolo Vermelho-Escuro sob condições de chuva intensa em diferentes sistemas de manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.23, p.35-43, 1999.
- BAVER, L.D., GARDNER, W.H., GARDNER, W.R. **Física de solos**. [Soil physics] 1 ed. México: U.T.E.H.A, 1973. 529p.
- BERNARDO, S. **Manual de Irrigação**, UFV., Imprensa Universitária, Viçosa, 2002, 6 ed. 565p.
- BERTOL, I.; ALMEIDA, J.; ALMEIDA, E.; KURZ, C. Propriedades físicas do solo relacionadas a diferentes níveis de oferta de forragem Capim Elefante Anão cv Mott. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. v.35, n.5, p.1047-1054, 2000.
- BRANDÃO, V.S.; PRUSKI, F.P.; SILVA, D.D. **Infiltração da água no solo**. Viçosa:, 2 ed. UFV, 2004. 98p.
- BUDIMAN, M.; MC BRATNEY, A.; Maria de Lourdes Mendonça-Santos.; Humberto Gonçalves dos Santos. Revisão sobre funções de pedotransferência (PTFs) e novos métodos de predição de classes e atributos do Solo - Rio de Janeiro : **Embrapa Solos**, 2003. 50 p.. - (Embrapa Solos. Documentos; n. 45)

CALHOUN, F. G.; SMECK, N. E.; SLATER, B. L.; BIGHAM, J. M.; HALL, G. F. Predicting bulk density of Ohio soils from morphology, genetic principles, and laboratory characterization data. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 65, p. 811-819, 2001.

CARLESSO, R.; ZIMMERMANN, F.L. Água no solo: Parâmetros para o dimensionamento de sistemas de irrigação. Santa Maria: UFSM/ Departamento de Engenharia Rural, 2000.88p.

CARTER, M.R. **Soil sampling and methods of analysis**. Canadian Society Soil Science. 1993. 823 p.

CASSOL, L.C. **Relações solo-planta-animal num sistema de integração lavoura-pecuária em semeadura direta com calcário na superfície**. 2003, 143f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo). Curso de Pós-Graduação em ciência do solo, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003.

CASTRO, O.M. Cultivo mínimo e propriedades físicas do solo. In: 1º Seminário sobre Cultivo Mínimo do Solo em Florestas, Anais, IPEF, Curitiba, PR. 1995.

COSTA, E.L.; SILVA, A.M. da; COLOMBO, A.; ABREU, A.R. de. Infiltração de água em solo, determinada por simulador de chuvas e pelo método dos anéis. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.3, n.2, p.131-134, 1999.

DECAGON DEVICES. **Operator's manual version 1.3 WP4 dewpointmeter**. USA Decagon devices, 2000. 70p.

DIEBOLD, C.H. Permeability and intake rates of medium textured soils in relation to silt content and degree of compactation. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 18, p. 339-343, 1954.

DOURADO NETO, D., LIER, Q.J.V., BOTREL, T.A. et al. Programa para confecção da água utilizando o modelo de Genuchten. **Engenharia Rural**, Campinas, v.1, p.93-101, 1990.

ELRICK, D. E.; REYNOLDS, W. D.; BAUMGARTNER, K.; TAN, K.A.; BRADSHAW, K.L. In-situ measurements of hydraulic properties of soils using the Guelph permeameter and the Guelph infiltrometer. **Proceedings of the Third International Workshop on Land Drainage**, Ohio State University, p. G13-G23, 1987.

ELTZ, F.L.F., PEIXOTO, R.T.G., JASTER, F. Efeitos de sistemas de preparo do solo nas propriedades físicas e químicas de um Latossolo Bruna Álico. **R. Bras. Ci. Solo**, Campinas v. 13, 1989, p. 249-167.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA- EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação do Solo. Rio de Janeiro: EMBRAPA, p.15-37, 1979.

FARIA, J.C.; SCHAEFER, C.E.R.; COSTA, L.M. et al. Effects of weed control on physical and micropedological properties os a brazilian ultisol. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. 22:731-741. 1998.

FOTH, H. **Fundamentos da ciencia del suelo**. 3ra impresión. Compañía Editorial de México; Ciudad de México. 1987, 433 p.

GARDNER, W.H. How water moves in the soil. **Crops and Soils Magazine**, (western ed.). v. 32, p. 13-18, 1979.

GASSEN, D. N. Benefícios de escarabeídeos em lavouras sob plantio direto. In: REUNIÃO LATINO-AMERICANA DE SCARABAEOIDOLOGIA, 4., 1999, Viçosa. **Memórias...** Londrina: Embrapa Soja; Passo Fundo: Embrapa Trigo; Viçosa: UFV, 1999. p. 123-132. (Embrapa Soja. Documentos, 126). (Embrapa Trigo. Documentos, 3).

GEE, G.W.; BAUDER, J.W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A. Methods of soil analysis. Part 1. 2 ed. Madison, American Society of Agronomy. 1986.

GUPTA, S.C., HADAS, A.; SACHAFER, R.L. Modeling soil mechanical behaviour during compaction. In: LARSON, W.E., BLAKE, G.R., ALLMARAS, R.R., VOORHEES, W.B. & GUPTA, S.C., eds. **Mechanics and related process in structured agricultural soils**. The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 1989. p. 137-152.

HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. Academic Press, Orlando, 1980.

HOODNETT, M. G.; TOMASELLA, J. Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: a new waterretention pedotransfer function developed for tropical soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 108, p. 155 – 180, 2002.

KERTZMANN, F.F. Modificações na estrutura e no comportamento de um Latossolo Roxo provocados pela compactação. 1996. 153p. Tese (Doutorado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

LIPIEC, J.; HATANO, R. Quantification of compaction effects on soil physical properties and crop growth. **Geoderma**, 116, p. 107-136. 2003.

MESQUITA, M.G.B.F.; MORAES, S.O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos do solo. **Revista Ciência Rural**, v.34, n.3, p.963-069, 2004.

MICHELON, C.J. Qualidade física de solos irrigados do Rio Grande do Sul e do Brasil Central. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo)- Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo UFSM, Santa Maria, 2005.

MINASNY, B.; McBRATNEY, A. B. The Australian soil texture boomerang: a comparison of the Australian and USDA/FAO soil particle-size classification systems. **Australian Journal of Soil Research**, Victoria, Australia, v. 39, 1443- 1451, 2001.

MONTENEGRO, J. 1976. **Características físicas e fator de erodibilidade de solos de depressão central do Rio Grande do Sul**. Santa Maria, RS, Brasil (Dissertação de Mestrado). 93 p. 1976.

MORAES, M.H.; BENEZ, S.H.; LIBARDI, P.L. Efeitos da compactação em algumas propriedades físicas do solo e seu reflexo no desenvolvimento das raízes de plantas de soja. **Bragantia**, 54:393-403, 1995.

MUSGRAVE, G. **How much of the rain enters in the soils**. Department of Agriculture, Washington, USA: The yearbook of agriculture. p. 151-159, 1955.

NORTON, L.D.; BROWN, L.C. Time-effect on water erosion for ridge tillage. **Transactions of the ASAE**, v.35, p. 473-478, 1992.

OKA, T. Rainfall infiltration and macropores in a hillside slope. In FOK, Y. (ed). **Infiltration principles and practices**. Honolulu: Water Resources Research Center, 1988. p. 168-177.

PACHEPSKY, Y. A.; RAWLS, W. J. Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, WI, v. 63, p. 1748-1756, 1999.

PERAZA, J.E.S. **Relação de água e pedofunções para solos do Rio Grande do Sul**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola)- Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola UFSM, Santa Maria, 2003.

PIRES, F.R.; SOUZA, C.M.de. **Práticas mecânicas de conservação do solo e da água**. Viçosa:, 2 ed. UFV, 2006. 216p.

PRUSKI, F.F.; BRANDÃO, V.S.; SILVA, D.D. **Escoamento superficial**. Viçosa: UFV, 2003. 88p.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo :Manole, 1990. 188p.

REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e de energia em ecossistemas**. 2. ed. Piracicaba, SP: USP/ESALQ. 1996. 505p.

REICHERT, J.M.; VEIGA, M.; CEBADA, M.S.V. Selamento superficial e infiltração de água em solos do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.16, p. 289-298, 1992.

REINERT, D.J., REICHERT, J.M.; SILVA, V.R. Propriedades físicas de solos em sistema de plantio direto irrigado. In: CARLESSO, R.; PETRY, M.T.; ROSA, G.M. & CERETTA, C.A. eds. Irrigação por aspersão no Rio Grande do Sul. Santa Maria, RS, 2001, 165p.

REYNOLDS, W.D.; ELRICK, D.E. **Constant head well permeameter. Methods of soil analysis**. Part 4. Physical Methods (Soil Science Society of America Book Series, vol.5 2002.

RICHARDS, L. A. Methods of measuring moisture tension. **Soil Science**, v. 58, p.95-112, 1949.

RITCHIE, J.T. Soil water availability. *Plant and Soil*, Dorebrecht, v.58, p. 327-338, 1981.

ROMANO, N.; SANTINI, A. Effectiveness of using pedo-transfer functions to quantify the spatial variability of soil water retention characteristics. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 202, p.137-157, 1997.

RUBIN, R.B. et al., Resistência do solo influenciada pelo tráfego e sistemas de cultivos. In: II Reunião Sul-Brasileira de Ciência do solo. 4 a 6 de Novembro de 1998, **Anais...**, Santa Maria – RS.

RUSSEL, M. B. Pore-size distribution as a measure of soil struture. **Soil Science Society of America Proceeding**, Madison, v. 6, p. 108-112, 1941.

SALTON, J.C.; MIELNICZUK, J. Relações entre sistemas de preparo, temperatura e umidade de um Podzólico Vermelho-Escuro de Eldorado do Sul (RS). **R. Bras. Ci. Solo**, v.19, p. 313-319, 1995.

SCAPINI, C. A. et. al. Medição da densidade e porosidade do solo pelo método do cilindro e torrão parafinado em sistemas de preparo do solo e pastejo animal. In: II Reunião Sul-Brasileira de Ciência do solo. 4 a 6 de Novembro de 1998, **Anais...**, Santa Maria – RS.

SCHNEIDER, P. R.; GALVÃO, F.; LONGHI, S. J. Influencia do pisoteio de bovinos em áreas florestais. **Revista Floresta**, vol. 19, n. 1, p. 19-23, 1978.

SIDIRAS, N.; ROTH, C.H. **Medições de infiltração com infiltrômetros e um simulador de chuvas em Latossolo Roxo Distrófico, Paraná, Sob vários tipos de cobertura do solo e sistemas de preparo**. Londrina, PR: Instituto Agrônômico do Paraná, 1984, 13p.

SILVA, C.L.; KATO, E. Avaliação de modelos para previsão da infiltração de água em solos sob cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira** Brasília, v.33, n.7, 1998.

SILVA, C.L.; KATO, E. Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira** Brasília, v..32, n.2, p.213-220. 1997.

SILVA, V. R. **Propriedades físicas e hídricas em solos sob diferentes estados de compactação**. Tese. (Doutorado em Agronomia) Programa de Pós-Graduação em Agronomia UFSM, Santa Maria, 2003.

SINGH, B.; CHANASYR, D;McGILL, W.; NYBORG, M. Residue and tillage management effects on soil properties of a Typic Cryoboroll under continuous baley. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 32, p. 117-133, 1994.

SIQUEIRA, O.J.F.; DENARDIN J.E. Equipamento para medir a taxa de infiltração de água no solo utilizando anéis concêntricos em um sistema com nível de água constante. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 9: 73-75, 1985.

SOUSA, R. O.; PAULETTO, E. A.; GOMES A. Sistemas de cultivos de arroz irrigado no Rio Grande do Sul. In: Conferência Internacional de Arroz Irrigado para a América Latina e para o Caribe, e Reunião Nacional de Pesquisa de Arroz, 1994, Goiânia – GO. **Anais**. Goiânia: EMBRAPA/CNPAF, 1994. v.1. p. 151-168.

SPOHR, R.B., **Influência das características físicas no solo nas perdas de água por escoamento superficial no sul do Brasil e Uruguai**. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola)- Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola UFSM, Santa Maria, 2007. p.105.

SPRINGER, E. P.; CUNDY, T. W. Field-scale evaluation of infiltration parameters from soil texture for hydrologic analysis. **Water Resources Research**, Washington, D.C., v.. 23, p. 325-334, 1987.

VAN GENUCHTEN, M. Th. A closed-form for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, v.44, p.892-898, 1980.

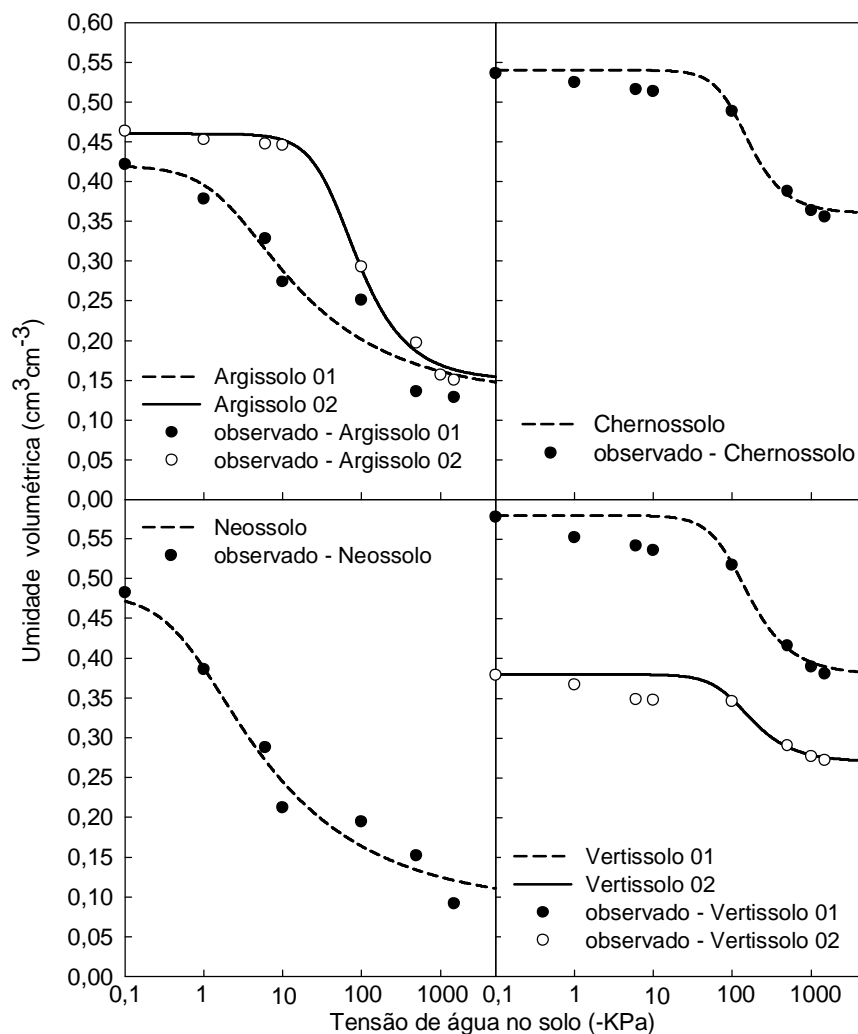
VIZZOTTO, V.R.; MARCHEZAN, E.; SEGABINAZZI, T. Efeito do pisoteio bovino em algumas propriedades físicas do solo de várzea. **Revista Ciência Rural**. V.30, n. 6, p. 965-969, 2000.

WILLIAMS J.; PREBBLE, J. E.; WILLIAMS, W. T.; HIGNETT, C. T. The influence of texture, structure and clay mineralogy on the soil moisture characteristic. **Australian Journal of Soil Research**, East Melbourne, Austrália, v. 21, p. 15-32, 1983.

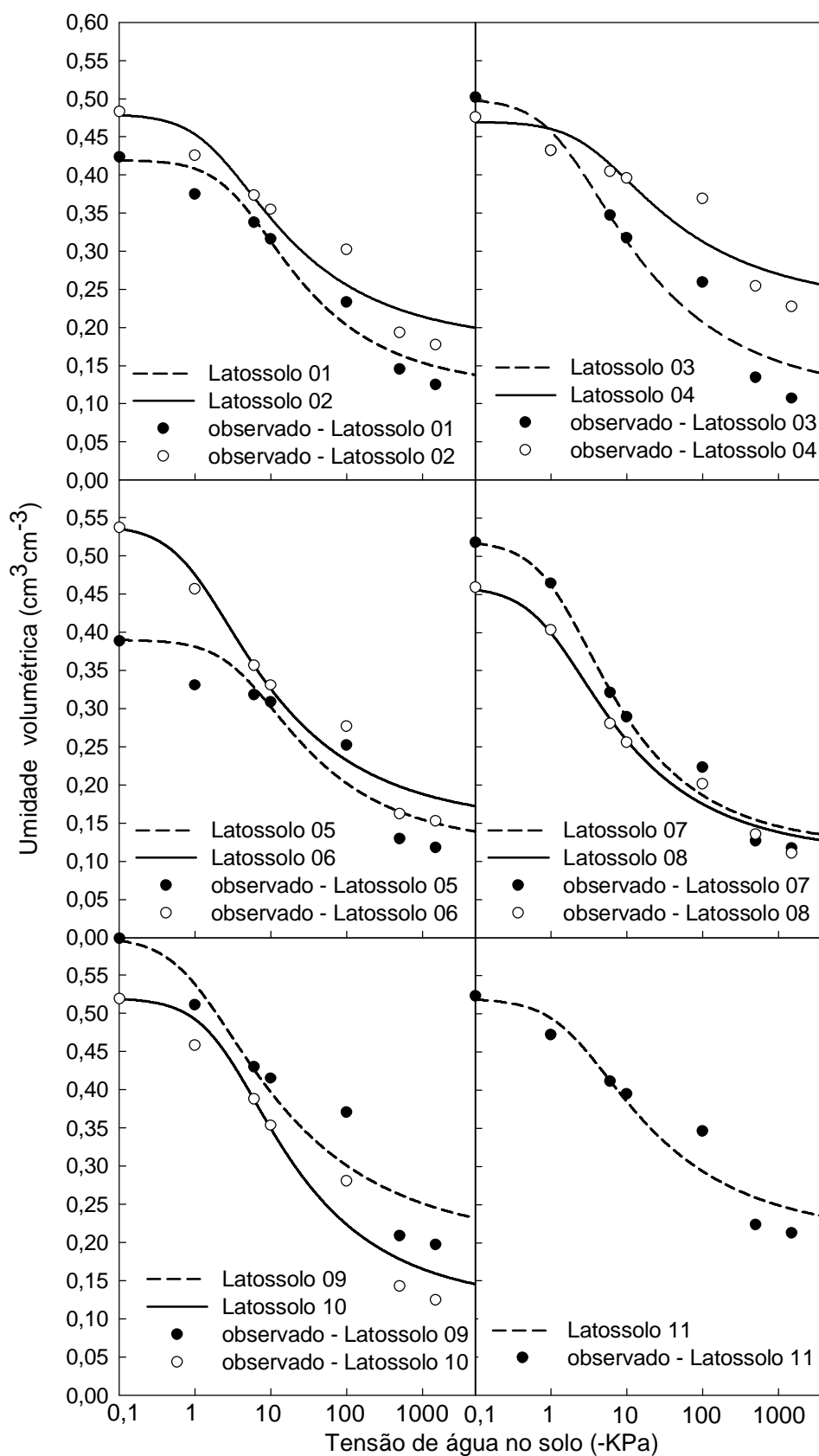
ZIMMERMANN, F.L. **Crescimento de plantas de milho e armazenamento de água no solo em dois sistemas de cultivo**. Dissertação (Mestrado em Agronomia)- Programa de Pós-Graduação em Agronomia UFSM, Santa Maria, 2001.

ANEXOS

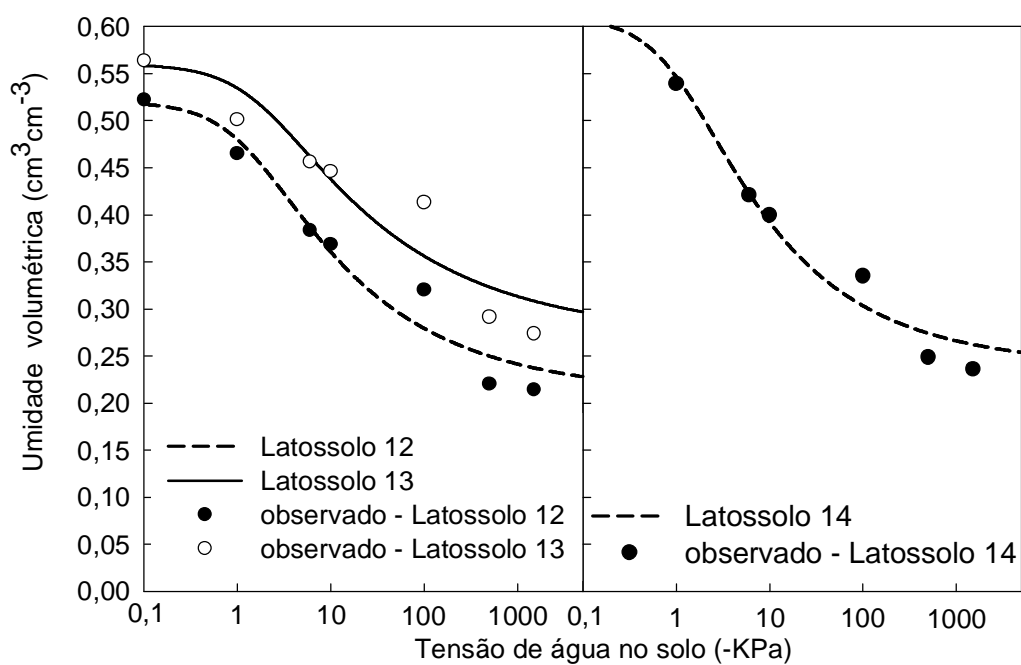
ANEXO I - Curvas características de água no solo ajustadas pelo modelo de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980) para o Argissolo 01 e 02, Chernossolo, Neossolo, Vertissolo 01 e 02, na profundidade de 0 – 10 cm. Santa Maria, RS, 2008.



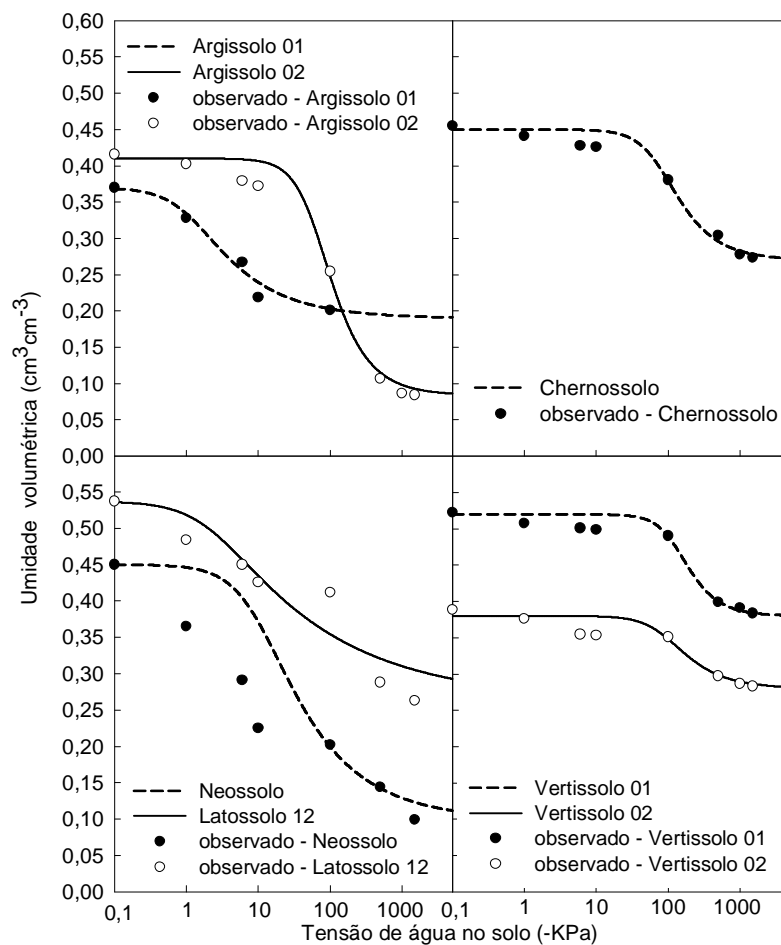
ANEXO II- Curvas características de água no solo ajustadas pelo modelo de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980) para o Latossolo 01, 02, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 09, 10 e 11, na profundidade de 0 – 10 cm. Santa Maria, RS, 2008.



ANEXO III- Curvas características de água no solo ajustadas pelo modelo de van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980) para o Latossolo 12, 13 e 14, na profundidade de 0 – 10 cm. Santa Maria, RS, 2008.



ANEXO IV- Curvas características de água no solo ajustadas pelo modelo de Van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980) para a profundidade de 10 – 20 cm. Santa Maria, RS, 2008.



ANEXO V- Estimativa das categorias de textura-estrutura para locais com valores de α^* . (REYNOLDS & ELRICK, 2002).

Textura do solo e categoria de estrutura	α^* cm ⁻¹
Solos compactados, sem estruturas, argilosos ou siltosos, tais como aterro sanitário, lacustre ou sedimentos marinhos.	0,01
Solos que têm a textura fina (argilosos ou siltosos) e desestruturados; também podem incluir algumas areias finas.	0,04
A maioria dos solos estruturados de argilosos a francos; também incluem areia média e fina. A categoria mais freqüentemente aplicável para solos de agricultura.	0,12
Areia grossa e que contém muitos grãos de pedra (gravelly); também podem incluir solos bem estruturados ou agregados, bem como solos com numerosas e/ou grandes rachaduras, macroporos.	0,36