

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA  
AGRÍCOLA**

**PARÂMETROS FÍSICOS E HÍDRICOS  
RELACIONADOS COM O AVANÇO DA  
FRENTE DE MOLHAMENTO**

**TESE DE DOUTORADO**

**Paulo da Silva e Souza Filho**

**Santa Maria, RS, Brasil.**

**2011**

# **PARÂMETROS FÍSICOS E HÍDRICOS RELACIONADOS COM O AVANÇO DA FRENTE DE MOLHAMENTO**

**Paulo da Silva e Souza Filho**

Tese apresentada ao curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Área de Concentração em Irrigação e Drenagem, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Engenharia Agrícola.**

**Orientador: Prof. Arno Bernardo Heldwein**

Santa Maria, RS, Brasil.  
2011

---

© 2011

Todos os direitos autorais reservados a Paulo da Silva e Souza Filho. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita com autorização por escrito do autor.

End. Eletr: [paulosouza.eng@gmail.com](mailto:paulosouza.eng@gmail.com)

---

**Universidade Federal de Santa Maria  
Centro de Ciências Rurais  
Programa de Pós - Graduação em Engenharia Agrícola**

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

**PARÂMETROS FÍSICOS E HÍDRICOS RELACIONADOS COM O  
AVANÇO DA FRENTE DE MOLHAMENTO**

elaborado por  
**Paulo da Silva e Souza Filho**

como requisito parcial para obtenção do grau de  
**Doutor em Engenharia Agrícola**

**COMISSÃO EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Arno Bernardo Heldwein  
PPG em Engenharia Agrícola da UFSM  
(Orientador)

---

Prof. Dr. Afrânio Almir Righes  
UNIFRA – RS

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup>. Ana Rita Costenaro Parizi  
IF FARROUPILHA – RS  
(Campus Alegrete)

---

Prof. Dr. Toshio Nishijima  
PPG em Engenharia Agrícola da UFSM

---

Prof. Dr. Evandro Zanini Righi  
PPG em Engenharia Agrícola da UFSM

Santa Maria, 2 de dezembro de 2011

**Dedico esse trabalho aos meus  
familiares, amigos e professores.**

## Agradecimentos

Em primeiro lugar, agradeço a Deus que me deu saúde e perseverança, para vencer todos os obstáculos ao longo desta jornada.

A minha amada família, Marinês, Paulinho e Juliana pelo apoio e amor incondicional.

Aos meus pais *in memoriam* pela educação e valores a mim transmitidos.

Ao meu orientador Prof. Dr. Arno Heldwein pelos conhecimentos transmitidos, dedicação, paciência e amizade a mim dispensada.

Aos Professores e co-orientadores Dr. Toshio Nishijima e Dr. Dalvan Reinert pela transmissão de conhecimentos e amizade.

A sociedade brasileira por manter o ensino público e gratuito.

Ao Programa de Pós – Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal de Santa Maria pela oportunidade.

Ao meu amigo João Fernando Zamberlan e família pelas horas de convívio e auxílio nos momentos oportunos e necessários.

Ao colega e amigo Henrique Cunha, pela amizade e troca de idéias.

Aos demais Professores e colegas do Programa de Pós Graduação em Engenharia Agrícola pelos conhecimentos adquiridos.

A todos que de uma maneira ou de outra contribuíram para a realização deste trabalho.

O meu muito obrigado!

**O estudo em geral, a busca da verdade e da beleza são domínios em que nos é consentido ficar criança toda a vida.**

**ALBERT EINSTEIN**

## RESUMO

Tese de Doutorado  
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola  
Universidade Federal de Santa Maria

### **PARÂMETROS FÍSICOS E HÍDRICOS RELACIONADOS COM O AVANÇO DA FRENTE DE MOLHAMENTO**

AUTOR: PAULO DA SILVA E SOUZA FILHO  
ORIENTADOR: PROF. DR. ARNO BERNARDO HELDWEIN  
Santa Maria, 2 de dezembro de 2011.

O presente estudo visou contribuir no âmbito metodológico, nas áreas da ciência do solo e da irrigação, notadamente a microirrigação (irrigação localizada), na obtenção “*in situ*” de parâmetros físicos e hídricos, em especial as funções hidrodinâmicas do Argissolo Vermelho Distrófico Arênico (PVd). Foi projetado um sistema “multi-gotejador”, cuja aplicação está vinculada aos princípios do “Método do Gotejador”, na obtenção da condutividade hidráulica  $K(h)$  e da curva de retenção de água no solo  $\theta(h)$ . Vazões aplicadas de 2, 4 e 8 L h<sup>-1</sup> e suas respectivas áreas de molhamento e de saturação no momento do equilíbrio dinâmico serviram de base para o ajuste de uma função de regressão, estimou-se o fluxo saturado em equilíbrio dinâmico. Com os pares de valores do avanço da frente de molhamento e de tempo determinou-se a declividade da respectiva reta de regressão para as três vazões testadas no trabalho. O valor médio de sorptividade calculado foi de 2,68 cm h<sup>-0,5</sup>, sendo obtidos os valores de  $\eta = 2,22$ ,  $\beta = 0,44$  e  $hw = -2,29$  cm de H<sub>2</sub>O. Usando estes valores dos parâmetros do solo, a curva característica de retenção de água no solo (CCRAS) e a função da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo foram estimados e representados graficamente. A curva característica obtida com dados experimentais de campo não foi igual àquela obtida em laboratório conforme metodologia padrão, mas foi possível obter uma função exponencial que permite corrigir os valores de umidade volumétrica do solo.

Palavras - chave: Irrigação. Gotejamento. Engenharia agrícola. Funções de pedotransferência a campo. Simplificação de método.



## ABSTRACT

Doctor Science Thesis  
Graduate Program in Agricultural Engineering  
Federal University of Santa Maria

### **PHYSICAL AND HYDRIC PARAMETERS RELATED TO THE SOIL WETTING FRONT ADVANCE**

AUTHOR: PAULO DA SILVA E SOUZA FILHO  
ADVISER: PROF. DR. ARNO BERNARDO HELDWEIN  
Defense Place and Date: Santa Maria, December 02<sup>th</sup>, 2011.

The present study aimed to contribute, in the methodological way, to the field of Soil Science and Irrigation, more specifically Micro-Irrigation (Targeted Irrigation), by *in situ* to obtain physical and hydric parameters, specially the hydrodynamic functions of a Paleudalf soil. A “multi-drip” system, whose application is linked to the “Drip Method” principles, was designed to obtain hydraulic conductivity  $K(h)$  and soil-water retention curve  $\theta(h)$ . The system applied flow rates of 2, 4 and 8 L h<sup>-1</sup> and, their respective areas of wetting and saturation in the dynamic balance moment were measured and worked as basis for the adjustment of a regression function, so as the saturated flow was estimated in dynamic balance. With the pairs of values to the advances in wetting and time fronts, the declivity of the respective regression line was determined considering the three flow rates tested in the study. The average value of sorptivity calculated was 2.68 cm h<sup>-0,5</sup>, with values of  $\eta = 2.22$ ,  $\beta = 0.44$  e  $hw = -2.29$  cm H<sub>2</sub>O. By using these values of soil parameters, the soil-water retention characteristic curve (SWRCC) and the hydraulic conductivity function as function of the water content in the soil were estimated and graphically represented. The retention curve obtained through field experimental data does not match to the one obtained in laboratory according to standard methodology, but it was possible to build an exponential function which allows the correction of the volumetric soil moisture values.

Key words: Irrigation. Drip Method. Agricultural Engineering. Field Pedotransfer Functions. Method Simplification.

## LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Produção de tomate e eficiência do uso da água em diferentes sistemas de irrigação e de cultivo. ....	7
Tabela 02 – Equações usadas para se determinar a condutividade hidráulica de um solo não saturado.....	22
Tabela 03 – Valores dos parâmetros físicos do solo Argissolo Vermelho Distrófico arênico da área experimental segundo Jadoski (1999).....	28
Tabela 04 – Valores médios de densidade e porosidade do solo Argissolo Vermelho Distrófico arênico da área experimental.....	29
Tabela 05 – Modelos para ajuste das curvas de retenção de água no solo.....	38
Tabela 06 – Resultados da análise granulométrica e classe textural do solo Argissolo Vermelho Distrófico arênico (PVd.), na profundidade de 0 a 15 cm da área experimental e dos solos Millville, Nibley, Latossolo Vermelho-escuro (L.E.) utilizados em outros trabalhos para fins de comparação. ....	39
Tabela 07 – Distâncias da frente de avanço da água medidos em quatro direções a partir do gotejador de 2 L h <sup>-1</sup> durante os últimos dez intervalos de tempo. ....	46
Tabela 08 – Distâncias da frente de avanço da água medidos em quatro direções a partir do gotejador de 4 L h <sup>-1</sup> durante os últimos dez intervalos de tempo. ....	46
Tabela 09 – Distâncias da frente de avanço da água medidos em quatro direções a partir do gotejador de 8 L h <sup>-1</sup> durante os últimos dez intervalos de tempo. ....	47
Tabela 10 – Equações dos ajustes conforme Seki (2007) para a curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), padrão, na camada de 0 - 15 cm.....	49
Tabela 11 – Equações dos ajustes conforme Seki (2007) para a curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), padrão, na camada de 15 - 30 cm.....	50
Tabela 12 – Equações dos ajustes conforme Seki (2007) para a curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), obtidos a partir dos dados de campo. ....	53
Tabela 13 – Equações e coeficientes de ajuste para correção de valores de umidade volumétrica a campo para um mesmo potencial matricial em laboratório. ....	58

## LISTA DE FIGURAS

Figura 01 – Distribuição de água de um gotejador.....	6
Figura 02 – Curva de retenção de água para um solo siltoso e seus principais componentes.....	17
Figura 03 – Curvas de retenção de água no solo para um solo arenoso, siltoso e argiloso.....	19
Figura 04 – Detalhe da linha principal e derivações do sistema multi-gotejador..	30
Figura 05 – Croqui e a disposição do sistema multi-gotejador na área experimental.....	31
Figura 06 – Gotejadores autocompensantes usados no experimento com vazão de 2 L h <sup>-1</sup> (a), 4 L h <sup>-1</sup> (b) e 8 L h <sup>-1</sup> (c). ....	32
Figura 07 – Início da irrigação e o avanço da frente de molhamento superficial no solo.....	33
Figura 08 – Conjunto moto bomba e reservatório d'agua. ....	33
Figura 09 – Detalhe do avanço da frente de molhamento $x$ em função do tempo $t$ .....	35
Figura 10 – Medição da área saturada.....	35
Figura 11 – Área de equilíbrio da frente de molhamento para as vazões de 2, 4 e 8 L h <sup>-1</sup> aplicadas no Argissolo. ....	40
Figura 12 – Tempo do avanço da frente de molhamento desde o início da irrigação até o equilíbrio dinâmico para as vazões de 2, 4 e 8 L h <sup>-1</sup> dos gotejadores, nas repetições 1, 2 e 3.....	42
Figura 13 – Fluxo de água em equilíbrio dinâmico relacionado com o inverso do raio da área saturada, no solo Argissolo Vermelho Distrófico arênico para os gotejadores com vazão de 2, 4 e 8 L h <sup>-1</sup> .....	43
Figura 14 – Detalhe da transição entre a área saturada e a frente de molhamento.....	45
Figura 15 – Curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), padrão, na camada de 0 - 15 cm de profundidade determinada em laboratório e ajustada com as equações de Brooks e Corey (1964), van Genuchten (1980) e Kosugi (1996). ....	48
Figura 16 – Curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), padrão, na camada de 15 - 30 cm de profundidade determinada em	

laboratório e ajustada com as equações de Brooks e Corey (1964), van Genuchten (1980) e Kosugi (1996). .....	48
Figura 17 – Curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd) obtido a partir dos dados de campo. ....	51
Figura 18 – Curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), obtidos a partir dos dados de campo, ajustada com as equações de Brooks e Corey (1964), van Genuchten (1980) e Kosugi (1996).....	52
Figura 19 – Condutividade hidráulica não saturada do solo Argissolo (PVd) em função do conteúdo volumétrico de água com os dados obtidos no campo. ....	54
Figura 20 – Curvas características de retenção de água no solo Argissolo (PVd), em laboratório (padrão) e experimento (campo), ajustadas com as equações de van Genuchten (1980), Brooks e Corey (1964) e Kosugi (1996).....	56
Figura 21 – Funções de ajuste para correção de valores de umidade volumétrica obtidos pela metodologia de campo (método alternativo baseado nas variáveis físico-hídricas relacionadas ao avanço da frente de molhamento horizontal na superfície do solo) para um mesmo potencial matricial em laboratório. ....	57

# SUMÁRIO

<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>1 REVISÃO DE LITERATURA</b> .....	<b>4</b>
1.1 Recursos hídricos.....	4
1.2 Irrigação localizada .....	5
1.2.1 Percentualidade de área molhada.....	9
1.3 Movimento de água no solo não saturado.. ..	11
1.4 Curvas de retenção de água no solo.....	14
1.5 Condutividade Hidráulica.....	20
1.6 Método do Gotejador.....	23
<b>2 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	<b>27</b>
2.1 Local e Período de Realização.....	27
2.2 Área Experimental.....	27
2.2.1 Solo .....	28
2.2.2. Estrutura do experimento .....	29
2.2.2.1 Conjunto Multi-Gotejador.....	30
2.2.3 Condução do experimento .....	33
2.3 Modelos para estimar a tensão de água no solo.....	37
<b>3 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	<b>39</b>
<b>4 CONCLUSÕES</b> .....	<b>59</b>
<b>5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>60</b>
<b>6 ANEXOS</b> .....	<b>69</b>
<b>7 APENDICES</b> .....	<b>73</b>

## INTRODUÇÃO

A história da agricultura confunde-se com o uso da água. A agricultura irrigada é importante na produção de alimentos. Com a estimativa de aumento populacional mundial e a conseqüente demanda por alimentos, a irrigação torna-se agente de fomento da produtividade das culturas bem como fator determinante na viabilização de novas áreas.

A irrigação permite que se obtenham maiores rendimentos nas áreas de cultivo e uma melhor qualidade do produto final, pois a planta se desenvolve sob condições de menor estresse. Também permite a viabilização de áreas áridas improdutivas, tornando-as produtivas, permite cultivar a mesma área mais de uma vez por ano e principalmente, reduz o risco de quebra da produção por déficit hídrico. Além disso, é fonte geradora de empregos diretos e indiretos.

Na maioria das vezes os projetos de irrigação priorizam o dimensionamento hidráulico, negligenciando o manejo que é fator determinante para o sucesso da técnica e fundamental para uso eficiente da água. Portanto, a maximização da eficiência no uso da água aplicada é imperativa para o sucesso da agricultura irrigada e para uma produção agrícola sustentável.

A lâmina de irrigação quando aplicada em excesso pode lixiviar nutrientes e elementos poluentes como nitratos a camadas mais profundas do solo. Outras substâncias tóxicas como, por exemplo, metais pesados, também podem ser carregados para camadas inferiores do solo, acabando por contaminar o lençol freático. Outro problema relacionado a este excesso reside na quantidade de água aplicada, que muitas vezes suplanta a taxa de infiltração básica, causando escoamento e impermeabilização superficial do solo.

No caso de aplicação de uma lâmina insuficiente, além de não suprir a planta de água, pode causar a salinização do solo tendo como efeito a alteração do potencial osmótico do solo com influência direta na absorção de água pelas plantas. Lâminas de água muito pequenas reduzem a solubilização dos nutrientes existentes ou aplicados ao solo para o cultivo. Portanto, as lâminas a

serem aplicadas pela irrigação devem manter o solo úmido o suficiente para suprir as perdas por evapotranspiração das plantas, para que estas expressem seu máximo potencial produtivo.

O adequado dimensionamento do sistema e o manejo preciso da irrigação são dependentes de fatores ambientais relacionados principalmente à demanda diária de água da atmosfera, à dimensão e arquitetura das partes aéreas das plantas e às características e propriedades do solo, principalmente a condutividade hidráulica e a curva de retenção de água no solo. Esses parâmetros físico-hídricos relacionados às características e aos limites de cada solo são importantes no entendimento da dinâmica do fluxo de água no solo para o fim de realizar o manejo adequado da irrigação. A determinação dos valores desses parâmetros é essencial para a correta quantificação da reposição de água nos diferentes solos cultivados. Estes parâmetros são utilizados para quantificar a água armazenada e fornecem subsídios para o conhecimento do fluxo de água no interior do solo. De acordo com a capacidade de armazenamento de água no solo, têm-se condições de determinar o manejo da irrigação a ser adotado.

A água possui diferentes dinâmicas de fluxo e redistribuição em função das diferentes classes de solo, sendo as determinações da curva de retenção e da condutividade hidráulica imprescindíveis para definir a resposta precisa ao questionamento de quando e quanto irrigar. Nesse contexto, a condutividade hidráulica representa a capacidade que um solo possui em conduzir água através de seus poros, sendo influenciada pela textura, porosidade e densidade do solo e pela presença de ar em seu interior. A curva de retenção de água no solo, que representa a relação do conteúdo de água no solo em função de um potencial mátrico (DOURADO NETO et al., 1993), é importante na identificação dos limites quantitativos de água no solo, fornecendo subsídios para a determinação da irrigação total necessária para repor as reservas hídricas disponíveis às culturas.

A curva de retenção é elaborada a partir de amostras de solo coletadas no campo que são submetidas a metodologias específicas em laboratório. A

morosidade e custo deste processo, com necessidade de utilização de equipamentos específicos e mão de obra especializada, aliada a dependência da baixa capacidade instalada de laboratórios para atender a demanda potencial por essas análises, constituem um grave entrave para o manejo da irrigação. Esse é um problema que precisa ser contornado, preferencialmente com procedimentos mais simples, principalmente quando se espera uma rápida e mais ampla expansão da área irrigada.

Portanto, necessita-se utilizar outras técnicas mais ágeis e suficientemente precisas para obter as informações necessárias referentes aos solos a serem irrigados, as quais poderiam se fundamentar em determinações “*in situ*”. Nesse sentido, Shani et al. (1987) desenvolveram uma metodologia para determinar de forma simples a curva característica e a condutividade hidráulica de um solo. Essa metodologia foi utilizada por Oliveira (1988) para determinar a curva característica e a condutividade hidráulica de um “latossolo vermelho escuro” em Brasília. Portanto, pode-se estabelecer a hipótese de que essa técnica pode ser utilizada para outros solos a campo, desde que obedecidas certas condições de contorno e realizados os devidos ajustes, uma vez que a campo não se tem o controle obtido sob as condições de laboratório.

Este trabalho teve por objetivos:

a) determinar a campo as curvas características de retenção água e de condutividade hidráulica de um solo da unidade de mapeamento São Pedro (PVD) a partir das variáveis: vazão de água aplicada pontualmente, avanço horizontal da frente de molhamento na superfície do solo com o tempo, área superficial saturada em equilíbrio dinâmico e sorptividade;

b) implantar um sistema multi-gotejador para a agilização da determinação do avanço da frente de molhamento com o tempo, área saturada, fluxo saturado de água no solo e sorptividade, de forma simultânea em várias repetições.



# 1 REVISÃO DE LITERATURA

## 1.1 Água e a agricultura

No ano de 2025, 1,8 bilhões de pessoas viverão em países ou regiões com falta de água, e 2/3 da população poderão enfrentar a escassez total deste recurso tão importante para a vida na terra, como informa o relatório da Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO), em 2009. O relatório da FAO faz um alerta e diz que o consumo de água tem crescido no último século a um ritmo mais de doze vezes superior ao da população mundial. Por esse motivo, a gestão sustentável, eficaz e equitativa de recursos hídricos cada vez mais escassos será o desafio-chave para os próximos cem anos.

As previsões contidas no relatório sobre desenvolvimento humano 2006 (PNUD, 2006) sugere que, para 2025, é provável que mais de 3 bilhões de pessoas sofram escassez na disponibilidade hídrica e outros 14 países podem-se classificar como dependentes da falta de água (menos de 1000 m<sup>3</sup> por pessoa ao ano).

A crescente devastação de áreas de cabeceira ou de recarga hídrica causada pelo desmatamento e pela ocupação irresponsável do solo vem provocando a redução da quantidade e da qualidade da água doce disponível no planeta. Estas áreas são cruciais para o abastecimento de lençóis freáticos, aquíferos e nascentes que, por sua vez, alimentam os rios e lagos (WWF-BRASIL, 2008).

Relatório produzido pela FAO (2007) afirma que a agricultura utiliza 70 % do total de água usada no mundo e destes 95 % em países em desenvolvimento influenciando na quantidade e na qualidade da água disponível para outros usos humanos. A agricultura emprega mais pessoas ocupando mais espaço e consome mais água do que qualquer outra atividade humana. Dados da FAO de

1997 concluíram que 17,73% das áreas cultivadas do mundo são irrigadas, ou seja, 268 milhões ha.

Conforme relatório anual da WWF-Brasil (2009), o Brasil possui 70 milhões de hectares ocupados pela agricultura. Pelo menos 60 milhões dessas áreas já degradadas ou subutilizadas poderiam ser destinados à expansão e otimização da agricultura e da pecuária. Nesse caso, a habilitação técnica dos gerenciadores e usuários e o desenvolvimento de técnicas mais ágeis, “*in loco*”, para o correto gerenciamento, principalmente em caso de uso da irrigação, são essenciais para o êxito da produção sustentável.

## **1.2 Irrigação localizada**

As diferentes modalidades da microirrigação (gotejamento, microaspersão, condutos exsudantes, entre outros) caracterizam-se por efetuarem aplicação localizada da água, de forma a umedecer volumes restritos de solo no entorno das plantas. Dessa forma, as perdas de água são drasticamente reduzidas, permitindo elevados índices de eficiência de irrigação e são realizadas em faixas de pressões bastante baixas, entre 0,6 a 3,5 bar (6 – 35 m.c.a) o que reduz significativamente a demanda de energia.

Estes aspectos tornam a microirrigação uma das mais eficientes alternativas, especialmente no setor da horticultura (fruti, oleri e floricultura) e na silvicultura (viveiros de produção de mudas). Conforme estudo elaborado por Nakayama et al. (2007) no período de 1981 a 2000 o aumento da irrigação localizada no mundo foi de 436 mil a 3,2 milhões de hectares respectivamente. Conforme Christofidis (2006) a irrigação por aspersão no Brasil, no período de 2003/04 ocupou uma área de 662,328 ha. No Brasil a incorporação de áreas dominadas pelo método de irrigação localizada (gotejamento, microaspersão, etc...), foi bastante representativa, passando de 112.730 ha em 1996, para 337.755 ha em 2004. No estado do Rio Grande do Sul (RS) é inexpressivo o aumento da irrigação localizada no mesmo período. No RS são apenas 5.000 ha entre 2003 e 2004, comparado com o estado da Bahia, que expandiu sua área

para 32 mil hectares em 2004. Na região Nordeste, em cinco anos, o índice de expansão de sistemas de irrigação localizada permitiu elevar a cobertura irrigada para uma superfície de 176,8 mil hectares (2004), dos quais, cerca de 52 % ocorrem no estado da Bahia (CHRISTOFIDIS, 2006).

O sistema de irrigação por gotejamento se baseia na distribuição de água, gota a gota, próximo a base da planta junto a superfície do solo, proveniente de tubulações fixas, às quais estão acoplados os gotejadores ou emissores. Estes gotejadores poderão estar colocados diretamente à linha de derivação, onde a mesma é aparente, ou ligada por microtubo e adaptador, sendo que neste caso apenas os gotejadores são visíveis.

Os principais componentes do sistema de gotejamento conforme Bastos (1991) são a motobomba, cabeçal de controle, linha principal, válvulas, linha de derivação, linha lateral e gotejadores. Cabe salientar que não é objetivo deste estudo a análise individual de cada componente, podendo ser encontradas diversas referências sobre o assunto, como Clark et al. (2007), Phene et al. (1992), Silva e Marouelli (1995), Castellanos (1999) e Bernardo (2006) entre outros.

Conforme o tipo de solo o movimento da água assume uma determinada forma (Figura 1), existindo uma relação entre o raio de umedecimento (dimensão horizontal) e a profundidade de umedecimento (dimensão vertical). Essas dimensões determinam o bulbo úmido.

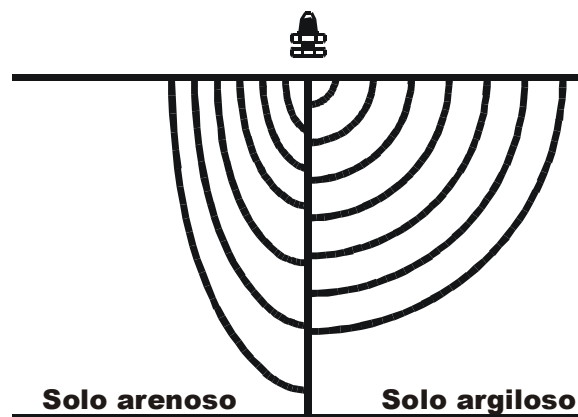


Figura 1 – Distribuição de água de um gotejador. Fonte: Apostila Agrojet, 2000.

Estudo realizado por Castellanos (1999) mostra a eficiência do uso da água em diferentes sistemas de irrigação e a produção, em toneladas por hectare, da cultura do tomateiro. Um resumo de seus resultados é apresentado na tabela 1, mostrando uma nítida vantagem do uso da irrigação localizada, principalmente em cultivo protegido e com fertirrigação.

Tabela 1 – Produção de tomate e eficiência do uso da água em diferentes sistemas de irrigação e de cultivo.

Sistema de irrigação	Rendimento (t ha <sup>-1</sup> )	Consumo (m <sup>3</sup> ha <sup>-1</sup> )	Eficiência (kg m <sup>-3</sup> )
Gravidade	50	15.000	3,3
Gotejamento com fertirrigação	100	8.000	12,5
Gotejamento com fertirrigação em estufa	250	7.000	35,7

Fonte: Castellanos (1999)

Conforme Bernardo (2006), as principais vantagens da irrigação por gotejamento são, a maior eficiência do uso da água, maior produtividade, maior eficiência na adubação, maior eficiência no controle fitossanitário, não interfere com as práticas culturais, adapta-se as diferentes tipos de solos e topografia, pode ser usado com água salina ou em solos salinos e economia de mão de obra. As desvantagens são os entupimentos dos orifícios e a distribuição do sistema radicular, pois devido à formação e manutenção de um volume constante de solo umedecido (bulbo molhado), as raízes dos vegetais tendem a concentrar-se nesta região, diminuindo a estabilidade das árvores frutíferas. Outros fatores importantes como desvantagem para a uniformidade de aplicação de água pelos gotejadores são: as obstruções, coeficiente de variação de fabricação, expoente de descarga do gotejador, sensibilidade do gotejador à variação da temperatura e de pressão, entre outros (SOLOMON, 1985).

Silva (2005) afirma que a uniformidade em sistemas de irrigação localizada é afetada por uma série de fatores, dentre eles, fatores hidráulicos, atmosféricos, falta de manutenção dos equipamentos e baixa qualidade da água de irrigação, fazendo com que aplicações insuficientes ou excessivas resultem em prejuízos consideráveis à produtividade.

A agregação da prática da fertirrigação no sistema de microirrigação permite a dosagem precisa em aplicações escalonadas dos nutrientes segundo a marcha de absorção pelas plantas em seu ciclo de desenvolvimento, permitindo assim o máximo aproveitamento dos nutrientes.

Estudo realizado na Embrapa Agroindústria Tropical mostrou que a fertirrigação é uma operação integrante do sistema de irrigação localizada. A injeção de fertilizantes na microirrigação é a maneira mais eficiente que disponibiliza solução de nutrientes onde as raízes das fruteiras tropicais estão em pleno desenvolvimento (SANTOS; CRISÓSTOMO, 2000).

Muitas pesquisas com fertirrigação mostram que a Irrigação por gotejamento, associada à fertirrigação pode se tornar uma boa alternativa para a cultura do tomateiro. Phene et al. (1992), demonstraram que a microirrigação por gotejamento, microaspersão, tubos exsudantes, xique-xique entre outros, seja por gotejamento superficial ou subterrâneo, tem condições de proporcionar alto controle e alta uniformidade na aplicação de água e de fertilizantes, suficientes para maximizar a produtividade de tomate industrial. Silva e Marouelli (1995) confirmaram o potencial do gotejamento superficial na irrigação do tomateiro, alcançando um incremento de 20 a 40 % de produtividade (110 a 140 t ha<sup>-1</sup>) em Brasília, DF.

Vários trabalhos têm sido realizados com fertirrigação subterrânea tanto em tomateiro industrial quanto em tomateiro estaqueado e pimentão (PHENE et al., 1987; SILVA et al., 1997). Segundo Phene et al. (1987), a irrigação subterrânea para tomateiro industrial apresenta uma série de vantagens, tendo sido obtida, na Califórnia, produtividade de frutos próxima a 200 t ha<sup>-1</sup>.

De acordo com Rajput e Patel (2007) o sistema de gotejamento subsuperficial é o método mais adequado para se obter o maior rendimento da

cultura de batata. Rendimento máximo ( $33,3 \text{ t ha}^{-1}$ ) foi obtido através da aplicação de 100% da evapotranspiração da cultura (23,6 mm) e colocando o sistema de gotejamento a 10,0 cm de profundidade. No solo franco-arenoso do experimento, a força da gravidade predominou sobre a força capilar causando um maior movimento descendente de água no solo.

Wang et al. (2007) afirmam que para ter maior rendimento na cultura de tomates, os gotejadores precisam ser enterrados no mínimo a uma profundidade de 20 cm, e que para ter uma irrigação com mais eficiência o potencial mátrico deverá ser de  $-50 \text{ kPa}$ , alcançando, neste caso uma produção de  $55 \text{ t ha}^{-1}$ . No entanto, essa profundidade provavelmente não é a mais adequada no período inicial do desenvolvimento das plantas.

Para Nogueira (2000) a localização dos gotejadores abaixo da superfície mostrou-se mais eficiente que a localização superficial, no que tange à reserva de água disponível no solo.

### 1.2.1 Percentualidade de área molhada.

A percentagem de área molhada representa a razão entre a área molhada e a representada por planta, que é função da área molhada por gotejador e do número de gotejadores por planta. A área molhada por gotejador pode ser estimada por (BERNARDO, 2006):

$$AW = W^2 \pi/4 \cong 0,8 W^2 = Se' W \quad (1)$$

sendo:

AW = área molhada por gotejador, ( $\text{m}^2$ );

W = diâmetro máximo do bulbo molhado por gotejador, (m); e

Se' = espaçamento entre gotejadores para ter um volume de solo molhado contínuo, (m).

Para uma única linha lateral por fileira de plantas, a percentagem de área molhada (PW) pode ser obtida pela equação 2 quando  $Se < Se'$  e pela equação 3 quando  $Se > Se'$ , por (BERNARDO, 2006):

$$Se < Se', PW = NEP (Se W / Sp Sf) 100 \quad (2)$$

$$Se > Se', PW = NEP (Se' W / Sp Sf) 100 \quad (3)$$

sendo:

Se = espaçamento entre gotejadores, (m);

Sp = espaçamento entre plantas, (m);

Sf = espaçamento entre fileiras, (m); e

NEP = número de gotejadores por planta.

Conforme Mantovani et al. (2006) este parâmetro expressa a percentagem da área molhada em relação à área total da planta e depende das características do gotejador (vazão, espaçamento e raio irrigado) e da planta (espaçamento e desenvolvimento). Os autores informam que o valor mínimo recomendado para a percentagem de área molhada é definido em função principalmente do clima, sendo maior em climas mais áridos (KELLER; BLIESNER, 1990). Segundo Pizarro (1987), o valor da área molhada aceitável e recomendada varia de 30 a 40 %.

A propagação da frente de molhamento, proveniente de uma fonte pontual de água no solo, é tridimensional e a forma do volume de solo umedecido (bulbo molhado) depende, principalmente, do equilíbrio entre as forças capilares e gravitacionais. Entretanto, por ser o solo um meio heterogêneo, a infiltração também é afetada pela textura do solo, condutividade hidráulica, volume e vazão do gotejador e conteúdo inicial de água no solo (KELLER, 1984). Para Schwartzman e Zur (1985), o volume de solo molhado depende da condutividade hidráulica do solo (K), da vazão do gotejador (Q) e do total de água aplicado no solo (TA).

A percentagem de área molhada depende de fatores relacionados ao espaçamento, vazão dos gotejadores e propriedades físicas do solo, sendo

razoável, segundo Keller e Bliesner (1990) considerar uma percentagem inferior a 67 % para regiões áridas e superior a 33 % para regiões de irrigação suplementar. Em termos mais práticos, segundo Abreu et al. (1987) parece mais adequado definir a percentagem de área molhada como à área média molhada por planta, referida percentualmente à área média sombreada pela planta. No entanto, não se pode prescindir do conhecimento da K do solo, tal como, de forma similar, o conhecimento de TA e vazão dos gotejadores, é essencial para o correto dimensionamento e manejo de um sistema de irrigação por aspersão.

Nascimento e Soares (1988) afirmaram que muitos sistemas são dimensionados utilizando dados tabelados pela inexistência de informações de campo para maioria dos solos. Barros et al. (2009), propõem que o bulbo molhado pode ser medido diretamente no campo, com abertura de trincheiras ou de medidas indiretas, como tabelas ou modelos. Devido a especificidade dos solos, tabelas ajustadas para todos os solos nem sempre são adequadas para os solos brasileiros, tornando imprescindíveis estudos “*in loco*” que os caracterizem.

### **1.3 Movimento de água no solo**

A determinação do conteúdo de água no solo é de importância extraordinária para gerenciar a irrigação de forma precisa, revertendo em ganhos para o produtor. O conceito de capacidade de campo (teor de água da camada inicialmente umedecida alguns dias após a infiltração) é considerado por muitos um critério prático e útil para o limite superior de água que um solo pode reter (REICHARDT, 2004). Nota-se que nesse caso não se leva em conta fatores como a umidade do solo antes da infiltração, profundidade de molhamento, quantidade de água aplicada, entre outras variáveis. Segundo Prevedello (1996), a infiltração acumulada em função do tempo pode ser medida em condições de campo. Mas, em tal medida, não se dispõe de informações sobre a distribuição da umidade ao longo da profundidade e nem da profundidade da frente de molhamento alcançada.



Henry Darcy, estudando a filtragem de água por meios porosos em 1856, estabeleceu a equação geral do fluxo saturado, sendo seu uso de domínio público (Equação de Darcy). Esta equação descreve o movimento de um fluido em um meio poroso homogêneo e saturado. O movimento de água no solo se dá por diferença de potencial, movendo-se do ponto de maior potencial para o de menor. A quantificação deste movimento é calculada através da equação de Darcy, sendo o fluxo diretamente proporcional à diferença de potencial e inversamente proporcional a distância entre os referidos pontos. A facilidade com a qual o solo é capaz de transmitir a água de um ponto a outro é denominada de condutividade hidráulica.

Segundo Mesquita e Moraes (2004), a condutividade hidráulica saturada é determinada pela geometria, distribuição e continuidade dos poros. Portanto, um solo com maior número e melhor distribuição de tamanho de poros terá uma maior condutividade hidráulica. Esta porosidade está ligada a textura e estrutura do solo e sua densidade pode ser afetada pelo manejo, influenciando no movimento de água.

As propriedades físicas dos solos, como a textura e estrutura determinam o fluxo de água no solo. Conforme Carlesso (2000) a importância direta da densidade das partículas para irrigação é praticamente mínima sendo, entretanto utilizada para calcular a porosidade total do solo.

Solos de texturas diferentes divergem quanto à capacidade de retenção de água (SOUZA, 1999), de forma que os de textura fina retêm mais água do que os de textura grossa, cuja variação depende dos fenômenos de capilaridade e adsorção, que são governados pelas forças de adesão, coesão e de tensão superficial (KLAR, 1984; REICHARDT, 1993).

Righes et al. (2009) definem porosidade de um solo como sendo o volume do solo que, em condições naturais, representa o volume da fração de água e de ar. Cita também que em termos percentuais, um solo normal ideal deveria ter aproximadamente 50 por cento de sólidos e 50 por cento de poros. Nessa porosidade, 25 % seria ocupada pela água e os outros 25 % pelo ar.

Carlesso (2000) comenta que o arranjo, distribuição e orientação das partículas do solo ocasionam a formação de espaços vazios ou poros que facilitam a penetração de raízes e o movimento de água e gases ( $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ,  $NH_3$ , etc...) no interior do solo.

“Em geral o espaço poroso ocupado pelo ar representa a percentagem de macroporos por onde ocorre o fluxo saturado da água, ou seja, a drenagem. Os solos arenosos retêm pouca água, porque representam menor volume de espaço poroso. Os solos de textura argilosa absorvem, relativamente, maiores quantidades de água devido à grande percentagem de poros pequenos que retêm mais água contra a força da gravidade. [...] A intensa mobilização do solo pelas máquinas agrícolas como arados e grades, principalmente nas regiões tropicais, associada aos processos de compactação e adensamento, tem reduzido drasticamente a macroporosidade dos solos e, conseqüentemente, a taxa de infiltração de água.” (RIGHES et al., 2009, p.141)

Em solos saturados o fluxo de água é máximo e o potencial matricial é igual a zero. Nessa condição os solos estão com os macroporos cheios de água. Na medida em que a água vai sendo drenada, esvaziam-se os macroporos, a água ocupa predominantemente os microporos, passando o solo a um estado de não saturação com potencial matricial diferente de zero (REICHARDT, 1990). Portanto, o movimento se dá junto aos microporos, onde na condição de solo úmido, este movimento ocorre pelo fenômeno da capilaridade e quando seco por difusão.

Os métodos e as técnicas utilizadas para quantificar a  $K_s$  e  $S$  devem ser realizadas de forma que não provoquem perturbações no solo e que forneçam valores representativos com precisão e exatidão adequadas aos objetivos do seu uso (BORGES e LIBARDI, 2000).

O processo de infiltração é caracterizado por dois parâmetros: a sorptividade ( $S$ ) e a condutividade hidráulica ( $K$ ). O conceito de sorptividade  $S$  foi proposto por Philip (1969), para descrever a capacidade de um solo homogêneo

absorver água na ausência dos efeitos gravitacionais. O valor de S é associado à fase inicial da infiltração. Nessa fase, a infiltração é praticamente independente dos efeitos gravitacionais. Por isso a determinação de S é realizada no estágio inicial da infiltração, justamente quando o efeito da capilaridade é o efeito dominante e o efeito da gravidade pode ser desprezado. Os valores S e K na camada superficial do solo definem a partição dos aportes externos de água (precipitação, irrigação), afetando assim, tanto o armazenamento de água no solo, como o escoamento superficial. É importante considerar que os macroporos são funcionais quando o solo está muito próximo à saturação, sendo capazes de transportes preferenciais de água e substâncias químicas de forma rápida durante o processo de infiltração. Por causa da natureza frágil dos macroporos é necessária a realização de medidas de infiltração “*in situ*” usando técnicas que minimizem as perturbações do solo (BORGES et al., 1999).

O estado energético da água no solo dever ser expresso em Pascal (Newton m<sup>-2</sup>). Em alguns trabalhos mais antigos podem-se constatar doses expressas em metro de coluna de água (m.c.a.), em centímetro de coluna de água (cm.c.a.), em atmosfera (atm) ou em bar. A relação entre essas unidades pode ser descrita por: 1 bar = 10<sup>5</sup> Pascal = 100kPa = 14,5 psi = 1atm = 10 m.c.a. = 1000 cm.c.a.

#### **1.4 Curvas de retenção de água no solo**

As curvas de retenção de água no solo são de extrema utilidade no estabelecimento das necessidades de irrigação, uma vez que permitem conhecer a variação do potencial de água no solo na faixa de água disponível para as plantas (MARCIANO, 1998). O ajuste da curva de retenção permite maior eficiência na estimativa da lâmina de irrigação, podendo-se estabelecer as tensões críticas para reposição da água no solo (REIS et al., 2006).

A literatura estabelece que a estrutura do solo exerce influência na retenção de água desde valores de potenciais de água no solo próximos a zero até valores entre -100 a -200 kPa (HILLEL, 1998; RICHARDS, 1965). Para

baixos níveis de conteúdo volumétrico de água, o potencial matricial praticamente independe de fatores geométricos, sendo a densidade do solo e a porosidade de pouca importância em sua determinação (REICHARDT, 1990).

A textura e a estrutura do solo que definem a área superficial e a arquitetura do sistema poroso são os principais fatores associados ao armazenamento e disponibilidade da água nos solos, assim como, com a habilidade dos solos de deixar passar água na sua matriz para camadas profundas do perfil do solo e da camada terrestre (REINERT, 2006). Cada solo apresenta uma relação entre o conteúdo volumétrico de água e o potencial matricial, característica determinada pela textura e estrutura do solo (REICHARDT, 1990).

O desenvolvimento de modelos que relacionam a retenção de água com condutividade hidráulica (van GENUCHTEN, 1980) fornece um conjunto de parâmetros para calcular a curva de retenção de água no solo e a curva de condutividade hidráulica do solo. Os parâmetros dos modelos muitas vezes tornam-se impossíveis de serem determinados diretamente, devido ao tempo, aos recursos financeiros, à instrumentação, à escala e às restrições conceituais (ABBASPOUR et al., 2001).

A combinação de soluções analíticas ou numéricas com algoritmos de otimização proporcionaram novos métodos (RAATS, 2001). Os pesquisadores preferem estimar as funções físico hídricas de um solo, em experimentos de campo, principalmente se estas funções forem utilizadas para solucionar problemas de campo.

Os experimentos realizados em laboratório têm como principais desvantagens a dificuldade ou a impossibilidade de simular as pressões naturais que ocorrem no solo e as perturbações causadas pelo processo de amostragem que interrompem a continuidade e a capilaridade da amostra. Para se conhecer o conteúdo de água no solo usando o método gravimétrico são necessárias, no mínimo, 24 horas de espera após a amostragem. Este tempo, muitas vezes, pode prejudicar o manejo da irrigação (RIGHES et al., 2003), principalmente sob

condições de alta demanda atmosférica por água no período mais crítico da cultura ao estresse por déficit hídrico.

Na metodologia descrita por Richards, a extração de água ocorre por diferença de potencial entre a placa porosa e a amostra de solo e, o fluxo de água é exponencialmente reduzido quando o potencial matricial torna-se mais negativo, especialmente quando se aproxima de  $-1500$  kPa uma das desvantagens desta metodologia é o seu demasiado tempo para atingir o ponto equilíbrio do conteúdo de água na amostra.

Mantovani et al. (2006) apresentaram algumas equações, usando tensiômetros, que descrevem a curva de retenção de água no solo para tensões de até 0,8 bar. Salientam que a equação potencial apresentada é muito simples para descrever adequadamente a evolução da relação entre a tensão e a porcentagem de água no solo. Esses autores chamam a atenção para trabalhos que necessitem maior precisão e recomendam a utilização de outros métodos para determinação da curva de retenção, principalmente nessa faixa de baixas tensões.

Um método alternativo da curva de retenção de água no solo foi proposto por Fredlund et al. (1997) os quais utilizaram a curva de distribuição granulométrica do solo, concluindo que para os solos arenosos e siltosos o método foi satisfatório. Nos modelos mais recentes, os parâmetros físicos solicitados para obtenção da curva de retenção são os dados da curva de distribuição textural, a massa específica do solo seco e a massa específica de partículas. Essa é uma das razões que evidenciam a importância da representação analítica da curva de distribuição textural (PREVEDELLO et al., 2000). Conforme Brasil (2003), entre outros métodos para o traçado da curva granulométrica o método de Fredlund et al. (1997) deverá ser usado com restrição. Outro método para se determinar a curva de retenção de água no solo e da condutividade hidráulica não saturada foi proposto por Shani et al. (1987) e Oliveira (1988), que usaram equações para obtenção destas propriedades do solo. Os mesmos autores salientam também que o método se baseou em funções  $K(h)$  e  $\theta(h)$  ajustadas e, portanto, as possíveis limitações destas

funções devem ser estendidas aos resultados obtidos, uma vez que não são similares àquela obtidas por metodologia padrão de laboratório.

Conforme informativo técnico da Embrapa (2007) uma das maneiras de determinar a curva de retenção de água no solo é utilizando o aparelho de placas porosas de Richards, considerado padrão, que simula uma determinada tensão pela aplicação de uma pressão na amostra de solo e posteriormente, por diferença de massa de água retida, ou seja, solo úmido após ser submetida à pressão (solo seco em estufa a 105 °C por 48 horas) determina-se o conteúdo de água relacionada à pressão aplicada. O problema é que esse método é mais moroso, exige o uso de importação de equipamento e os laboratórios de análise física em funcionamento tem uma capacidade instalada muito inferior à demanda potencial por análises em virtude do provável aumento significativo das áreas irrigadas nos próximos anos.

#### 1.4.1 Forma e principais componentes da curva de retenção de água no solo.

Na figura 2 está representada a curva característica de água em solo siltoso e seus principais componentes, como descrevem Fredlund e Xing (1994).

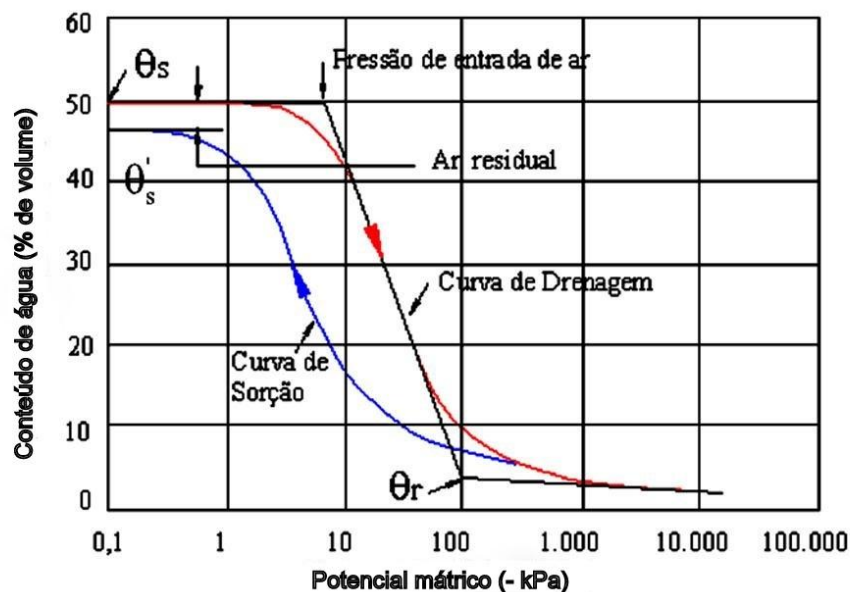


Figura 2 – Curva de retenção de água para um solo siltoso e seus principais componentes. Fonte: Fredlund e Xing (1994).

Com base na figura 2 podem-se definir os termos que são: conteúdo volumétrico de água de saturação obtida pelo processo de drenagem  $\theta_s$ , conteúdo volumétrico de água de saturação obtida pelo processo de umedecimento  $\theta_s'$ , conteúdo de ar residual entre os processos de drenagem e umedecimento ( $\theta_s - \theta_s'$ ), conteúdo residual de água no solo  $\theta_r$  e a pressão de entrada de ar definido como pressão máxima de ar que um meio poroso qualquer, previamente saturado, pode suportar antes de deixar o ar passar pelos seus poros maiores.

Hillel (2004) descreveu a forma da curva de retenção de água no solo como:

"As forças capilares são mais atuantes em elevados potenciais matriciais da água no solo e nesta faixa de potencial matricial a textura e estrutura do solo determinam a quantidade de água retida pelos poros do solo. Com a redução gradativa do potencial matricial diminuem as forças capilares e aumentam os fenômenos de adsorção da água no solo pela diminuição da espessura do envelope que envolve as partículas do solo e aumenta a energia de retenção da água no solo. Consequentemente, solos de textura fina ou argilosa apresentam maior capacidade de retenção de água no solo que solos arenosos. A quantidade de água retida em baixos valores de potencial matricial (0 e 100 kPa), depende da capilaridade e da distribuição do tamanho dos poros. Por isso, é afetada pela estrutura do solo. Nos potenciais mais elevados, a retenção de água é cada vez mais afetada pelo fenômeno de adsorção, e é influenciada principalmente pela textura do solo do que pela estrutura."(HILLEL, 2004).

Croney e Coleman (1954) mostraram em seus estudos o efeito da compactação na curva de retenção de água de um solo franco-arenoso e afirmaram que em condições de saturação, a quantidade de água retida pelo solo diminui com a compactação. Isso se deve provavelmente as baixas tensões, pois uma amostra compactada retém menos água do que uma não compactada por haver menor volume de poros maiores.

Fredlund e Xing (1994), indicaram que a forma da curva de retenção de água no solo é típica para as diferentes classes texturais dos solos (Figura 3) e que a mesma depende vários fatores como: conteúdo de água inicial, índice de vazios, textura, compactação entre outros. Este modelo baseia-se na hipótese de que a forma da curva característica é dependente da distribuição do tamanho de poros do solo e tem a forma de uma curva de distribuição de frequência integrada, abrangendo sucções na faixa de 0 a  $10^6$  kPa. Assim, as curvas de retenção que apresentam menor  $\theta_s$  e redução mais abrupta de  $\theta$  em função da tensão da água são típicas de solos mais arenosos, com baixa microporosidade e maior proporção de macroporos.

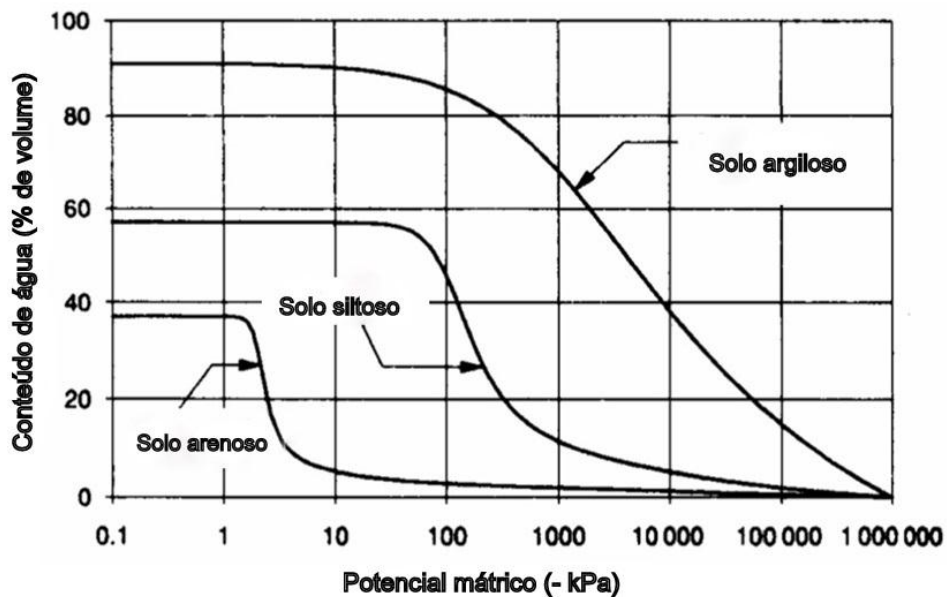


Figura 3 – Curvas de retenção de água no solo para um solo arenoso, siltoso e argiloso. Fonte: Fredlund e Xing (1994).

Seki (2007) desenvolveu em seu estudo, um programa computacional que permite estimar os valores dos parâmetros de um solo e da curva de retenção de água no solo usando o ajuste não linear. O programa seleciona automaticamente as estimativas iniciais baseadas nas observações usando os



modelos matemáticos de Brooks e Corey (1964), van Genuchten (1980), Kosugi (1996), e Seki (2007). Saito et al. (2009) compararam a distribuição espacial das curvas de retenção de água no solo usando interpolação espacial e sem interpolação com a metodologia de Seki (2007) e verificaram que a abordagem usando interpolação foi mais exata.

## 1.5 Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica ( $K$ ) representa a capacidade que um solo possui em conduzir água através de seus poros. Na condutividade hidráulica influem a granulometria do solo, a massa específica e a viscosidade do fluido, as quais, por sua vez, são funções da temperatura e da pressão. Para um solo não saturado,  $K$  é função do conteúdo volumétrico de água no solo ( $\theta$ ). Os poros ocupados pelo ar reduzem a área efetiva ao fluxo, aumentando a tortuosidade do fluxo remanescente. Assim, a condutividade hidráulica em meios porosos não saturados é menor do que nos saturados e é dependente do conteúdo de água (PREVEDELLO, 1999). Miller e Low (1963) demonstraram que além do aumento da tortuosidade também ocorre uma alteração na viscosidade da água com a diminuição de ( $\theta$ ), dificultando seu fluxo.

Várias têm sido as propostas para determinar a condutividade hidráulica e a curva de retenção da água no solo, devido ao fato destas propriedades serem relativamente difíceis de serem obtidas (DIRKSEN, 1999). Saxton et al. (1986) usaram equações matemáticas para estimar a condutividade hidráulica de um solo não saturado em um modelo baseado na textura do solo e do potencial de água no solo. Concluíram que as equações podem ser usadas para calibração dos parâmetros obtidos no campo ou no laboratório. Fuentes et al. (2005) demonstraram que a partir de um modelo conceitual baseado na geometria fractal e nas leis fundamentais de Laplace Poiseuille, foi criado um modelo para estimar a condutividade hidráulica em solos. Os autores afirmaram que para os solos Latossolo Vermelho Amarelo e um Argissolo Amarelo, foi possível prever

satisfatoriamente a condutividade hidráulica dos solos não saturados. Estudo realizado por Oliveira et al. (1995) concluem em seus estudos que a condutividade hidráulica do solo, determinada por tensiometria no campo foi maior do que a obtida por atenuação de raios gama, em amostras deformadas (laboratório), o que compromete a extrapolação dos resultados de laboratório para a situação de campo.

Silva e Godinho (2002) apresentaram o método do infiltrômetro de disco que permite a determinação “*in situ*” da condutividade hidráulica de um solo não saturado com pouco gasto de água e tempo relativamente pequeno, dispensando instrumentos para determinação da umidade ou tensão da água nas diferentes camadas do solo. Andrade e Stone (2009) concluíram que a condutividade hidráulica não saturada no ponto de inflexão da curva de retenção da água do solo ( $K_i$ ) pode ser determinada a partir do índice de sorptividade ( $S$ ) sendo  $S$  a declividade da curva característica de retenção da água do solo em seu ponto de inflexão e da tensão matricial no ponto de inflexão dessa curva, independentemente da textura do solo. Os autores também afirmaram que embora a correlação entre a condutividade hidráulica saturada medida e a condutividade hidráulica não saturada calculada exista, a variação nos valores de condutividade hidráulica saturada foi muito alta. Isso provavelmente se manifesta devido à ocorrência de características macroestruturais, fazendo com que esta correlação não seja de uso prático para a predição de condutividade hidráulica saturada.

Conforme Mesquita e Moraes (2004) a dependência entre a condutividade hidráulica saturada e propriedades frequentemente utilizadas pra descrevê-la, como a densidade do solo, macro e micro porosidades e porosidade total não podem ser obtidas diretamente por uma simples correlação e talvez possa ser obtida diretamente e não a partir de modelos.

Shani et al. (1987) e Oliveira (1988) propuseram em seus estudos uma alternativa para a elaboração das curvas características de um solo chamado de “*Método do Gotejador*”. Este método usa equações empíricas como a de Brooks e Corey (1964) para determinar as funções físicos e hídras de um solo. Os autores

também afirmaram que na resolução do fluxo saturado em equilíbrio dinâmico um solo homogêneo foi assumido. Os mesmos autores chamam a atenção, pois dependendo do tipo de solo, o limite entre a área saturada e não saturada pode não ser facilmente visualizado.

A tabela 2 representa algumas das equações usadas para se determinar a função condutividade hidráulica de um solo não saturado.

Tabela 2 – Equações usadas para se determinar a condutividade hidráulica de um solo não saturado.

Condutividade hidráulica	Citação
$k = ah + b$	Richards (1931)
$k = k_s \quad \theta = \theta_s \quad h > h_w$	
$k(h) = k_s \left(\frac{hw}{h}\right)^\eta \quad h < h_w$	Brooks e Corey (1964)
$\theta(h) = (\theta_s - \theta_r)(hw/h)^\beta + \theta_r \quad h < hw$	
$k(h) = e^{(\alpha h)}$	Philip (1957)
$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ \frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m \quad m = 1 - \frac{1}{n}$	van Genuchten (1980)

$h$  = tensão de água no solo (cm de coluna de H<sub>2</sub>O); (1 Pa= 0.001 kPa, ou 0.0101971621298 cm de coluna de H<sub>2</sub>O), 1 cm de coluna de H<sub>2</sub>O é 0.0980665.kPa.

$h_w$  = potencial matricial de entrada de ar (cm de coluna de H<sub>2</sub>O);

$\theta$  = conteúdo volumétrico de água (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>),

$S_e$  = conteúdo efetivo de água; (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>),

$\theta_s$  = conteúdo volumétrico de água no solo saturado (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>),

$\theta_r$  = conteúdo volumétrico de água residual (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>),

$k$  = condutividade hidráulica (cm min<sup>-1</sup>);

$k_s$  = condutividade hidráulica no solo saturado (cm min<sup>-1</sup>);

$\theta(h)$  = retenção de água do solo em função do potencial matricial (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>);

$m, n, \alpha$  (cm<sup>-1</sup>),  $\lambda$  e  $\sigma$  = parâmetros do solo.

## 1.6 Método do Gotejador

O desenvolvimento teórico, apresentado por Oliveira (1986), considera dois tipos de relações hídricas para solos homogêneos (semi-infinitos) e anisotrópicos. Na metodologia empregada para o primeiro, segundo Philip (1969), é dado por:

$$K(h) = e^{(\alpha h)} \quad (4)$$

sendo:

$K(h)$  = função de condutividade hidráulica,  $e$  é a constante tomada como base do logaritmo natural e aproximadamente igual 2,71828;

$\alpha$  = um parâmetro do solo;

$h$  = potencial matricial da água no solo (cm de coluna de H<sub>2</sub>O).

O segundo é dado por Brooks e Corey (1964):

$$K(h) = K_s (hw/h)^\eta \quad ; h < hw \quad (5)$$

$$K = K_s \text{ com } \theta = \theta_s \quad ; h > hw \quad (6)$$

$$\theta(h) = (\theta_s - \theta_r) (hw/h)^\beta + \theta_r \quad ; h < hw \quad (7)$$

sendo:

$K_s$  = condutividade hidráulica saturada; (cm h<sup>-1</sup>)

$hw$  = potencial matricial de entrada de ar; (cm de coluna de H<sub>2</sub>O)

$\theta$  = conteúdo volumétrico de água no solo; (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>)

$\theta_r$  = conteúdo residual de água no solo seco (k=0); (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>)

$\theta_s$  = conteúdo de água do solo saturado (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>) e

$\eta$  = parâmetro de solo.

O potencial matricial de entrada de ar ( $hw$ ) também denominado na bibliografia inglesa como “*bubbling pressure*” definido como pressão máxima de ar que um meio poroso qualquer, previamente saturado, pode suportar, antes de

deixar o ar passar através de seus poros. Portanto quanto menor o tamanho do poro, maior será a pressão necessária para o ar atravessá-lo. O parâmetro  $\eta$  pode ser estimado conforme Russo e Bresler (1980). A fórmula para o cálculo do parâmetro  $\eta$  é dada como:

$$\eta = ([-20(n+2)K_s(\theta_s - \theta_r)hw/\pi S^2] + 3n + 10)/(3n + 8) \quad ; \eta > 2 \quad (8)$$

sendo:

$n$  = número inteiro, permeabilidade de um meio poroso;

$S$  = sorptividade (sorvidade) do solo ( $\text{cm.h}^{-0,5}$ )

O valor da permeabilidade de um meio poroso vai depender do modelo escolhido, ou seja, para  $n = 0$  escolhe-se o modelo “série – paralelo” de Childs, Collins - George (1950), para  $n = -1$  o modelo eleito é o de “conjunto de capilares paralelos” de Gates e Lietz (1950) e para  $n = 1$  o modelo “capilares paralelos” de Burdine (1953).

O valor do parâmetro  $\beta$  do solo pode ser determinado conforme Brutsaert (1967) e é dado pela fórmula 9:

$$\beta = (\eta - 2)/(n + 2) \quad \eta > 2 \quad (9)$$

A água, sendo aplicada com vazão constante ( $Q$ ) na superfície do solo, por um ou mais gotejadores, forma uma área saturada ( $A$ ), com formato circular e de raio ( $r$ ), que permanece praticamente inalterada ou em equilíbrio dinâmico, depois de certo período de tempo. Assumindo um solo homogêneo com superfície horizontal plana, uniformemente seco e, considerando a equação 6, uma solução para este fluxo em equilíbrio dinâmico ( $q$ ), estabelecido na superfície do solo ( $z = 0$ ), foi obtida por Wooding (1968) e dada pela equação 10.

$$q(r, 0) = Q/A = K_s + (4F/\pi)r^{-1} \quad (10)$$

sendo:

$Ks$  = componente do fluxo devido à força da gravidade;

$(4F/\pi)r^{-1}$  = representa a componente de fluxo devido a gradiente do potencial e

$F$  = definida pela integral da equação 11.

$$F = \int_{h_i}^h k(h)dh \quad (11)$$

Introduzindo, separadamente, as equações 4 e 5 na equação 11, integrando e considerando que  $e^{\alpha h_i}$  e  $h_i^{(1-\eta)}$  tendem para zero em condições de solo seco ( $h = h_i$ ),  $F$  pode ser obtido pela relação:

$$F = Ks/\alpha = -Ks hw \eta/(\eta - 1) \quad (12)$$

A expressão para  $hw$  pode ser obtida da equação 12 e escrita sob a forma:

$$hw = (1 - \eta)/\alpha \eta \quad (13)$$

A equação 10 corresponde a uma reta com a intersecção no eixo da ordenadas igual a  $Ks$  e declividade ( $b$ ) igual a  $4F/\pi$ . Assim sendo, com  $F$  igual a  $b\pi/4$  e pela equação 12, uma expressão para  $\alpha$  pode ser obtida:

$$\alpha = 4Ks/b \pi \quad (14)$$

Introduzindo as equações 13 e 14 na equação 8 uma expressão para  $\eta$  pode ser escrita sob a forma:

$$\eta = 0,5 \{(C2 + C1) + [(C2 + C1)^2 - 4 C2]^{0,5}\} \quad (15)$$

sendo:

$$C2 = 5b (\theta_s - \theta_r) (n + 2)/(3n + 8) S^2$$

$$C1 = (3n + 10)/(3n + 8)$$

A estimativa da função sorptividade ( $S$ ) pode ser obtida da relação (PHILIP, 1969):

$$\int_{\theta_i}^{\theta_s} \frac{x}{t^{0,5}} d\theta = \frac{x(\theta_s - \theta_i)}{t^{0,5}} \quad (16)$$

sendo:

$\theta_i$  = conteúdo inicial de água do solo seco ao ar ( $\theta_s = \theta_r$ )

$x$  = a distância que representa o avanço horizontal da frente de molhamento durante o intervalo de tempo  $t$ .

O tempo  $t$  é usado para obter uma linha de regressão  $x$  versus  $t^{0,5}$ , que passa pela origem dos eixos de coordenadas e com declividade ( $b1$ ) igual a  $S/(\theta_s - \theta_i)$ , de onde o valor de  $S$  pode ser calculado.

Estudo elaborado por Oliveira (1988), usando o método do gotejador, mostrou as curvas para tensão de água no solo e da condutividade hidráulica (Anexos 3 e 4) estimadas pelas equações descritas neste capítulo.

## **2 MATERIAL E MÉTODOS**

### **2.1 Local e Período de Realização**

O trabalho foi desenvolvido na área experimental do Departamento de Engenharia Rural da UFSM, em Santa Maria, Rio Grande do Sul, situada na latitude de 29° 41'24"**S**, longitude de 53° 48'42"**W** e altitude de 92 m a.n.m., na região fisiográfica da Depressão Central. O clima dessa região enquadra-se no tipo fundamental "Cfa", subtropical úmido, de acordo com a classificação climática de Köppen (MORENO, 1961). A temperatura média do mês mais quente do ano é de 24,7 °C e do mês mais frio é de 13,8 °C, sendo a precipitação média anual normal de 1712,4 mm bem distribuída no ano, porem pode apresentar anos bastante secos como o de 1917 (640 mm) a chuvosos como 1941 (2953 mm) (HELDWEIN et al., 2009).

O período experimental compreendeu os meses de outubro a dezembro de 2006, caracterizado por ocorrência de estiagem.

### **2.2 Área Experimental**

A área em que foi conduzido o experimento localiza-se em terreno suavemente ondulado, apresentando pequena declividade, sem problemas de erosão. Anterior à instalação do experimento a área havia sido cultivada com milho no verão. Para a instalação do experimento, o solo não foi revolvido, procedendo-se a dessecação da vegetação invasora com antecedência de cerca de 40 dias e a limpeza da superfície do solo no dia anterior através de leve raspagem superficial.



### 2.2.1 Solo

O solo da área experimental pertence a unidade de mapeamento São Pedro (BRASIL, 1973), sendo classificado como Argissolo Vermelho Distrófico arênico (Pvd) (STRECK et al., 2002). Os parâmetros físicos do solo foram obtidos por Jadoski (1999) e estão transcritos na tabela 3.

Tabela 3 – Valores dos parâmetros físicos do solo Argissolo Vermelho Distrófico arênico da área experimental segundo Jadoski (1999). Santa Maria, RS, 2011.

Parâmetros	Profundidade (cm)					
	0-20	20-50	50-70	70-110	110-130	130-150
Da (g cm <sup>-3</sup> )	1,49	1,37	1,35	1,29	1,27	1,35
Dp (g cm <sup>-3</sup> )	2,657	2,612	2,639	2,641	2,668	2,658
Pt (cm cm <sup>-3</sup> )	0,420	0,483	0,496	0,527	0,524	0,492
Fração argila (%)	20,49	23,29	42,80	51,01	45,81	36,32
Fração silte (%)	34,67	35,85	20,87	26,92	27,85	33,09
Fração areia fina (%)	27,18	24,61	23,51	14,26	16,81	19,03
Fração areia grossa (%)	17,65	16,25	12,83	7,81	9,53	11,55
Classe textural	Franco	Franco	Argiloso	Argiloso	Argiloso	Franco Argiloso

Da = densidade aparente (g cm<sup>-3</sup>)

Dp = densidade da partícula (g cm<sup>-3</sup>)

Pt = porosidade total (cm cm<sup>-3</sup>)

A análise química do solo da área experimental foi obtido por Spohr (2003) (Anexo 2).

A determinação da densidade do solo da área experimental foi realizada imediatamente após o experimento. Para isso foi escavada uma trincheira, sendo retiradas amostras com estrutura não deformada até a profundidade de 30 cm, em três pontos aleatórios de cada camada de 10 cm da parede da trincheira, até a profundidade de 30 cm. As amostras coletadas foram levadas ao laboratório de solos da UFSM, secadas em estufa a 105 °C até obter massa seca constante, sendo os valores médios apresentados na tabela 4 e todos os resultados das análises físicas no anexo 1.

Tabela 4 – Valores médios de densidade e porosidade do solo Argissolo Vermelho Distrófico arênico da área experimental. Santa Maria, RS, 2011.

Profundidade (cm)	Densidade (g cm <sup>-3</sup> )		Porosidade (%)		
	Solo	Partícula	Macro	Micro	Total
0 - 15	1,50	2,57	12,37	33,58	45,95
15 - 30	1,44	2,52	9,97	38,07	48,04

A Densidade de partícula foi determinada pelo método do balão volumétrico, a densidade do solo foi determinada pelo método do anel volumétrico e o cálculo da porosidade total do solo foi realizado conforme a metodologia preconizada pela Embrapa (1997). A curva de retenção de água no solo em amostras com estrutura não deformada em anéis de aço, submetidas à mesa de tensão, aparelho de placas porosas de Richards e ao medidor de potencial de água – WP4, foram realizadas no laboratório da UFSM para validação do método do gotejador no campo, conforme Richards (1965).

Outros parâmetros de importância, particularmente em microirrigação, foram obtidos a partir das observações efetuadas na área experimental com a utilização do sistema multi-gotejador, como o diâmetro e área superficial de molhamento junto a cada gotejador em função do tempo, para diferentes taxas e volumes de aplicação localizada da água e o padrão de umedecimento do solo para diferentes volumes aplicados.

### 2.2.2. Estrutura do experimento

Para as determinações da curva característica e da função da condutividade hidráulica do solo a campo, o método preconiza a aplicação de diferentes vazões em pontos distintos na superfície do solo. Assim, em pontos isolados foram aplicadas, através de gotejadores, as vazões de 2 L h<sup>-1</sup>, 4 L h<sup>-1</sup> e 8 L h<sup>-1</sup>. Para agilizar a obtenção das variáveis necessárias foi montado um sistema, denominado de sistema multi-gotejador, composto por três tubos

flexíveis, espaçados em 3,0 m entre si, nos quais foram fixados três gotejadores de mesma vazão na mesma linha, também espaçados 2,0 m entre si. Assim, cada uma das duas determinações experimentais realizadas eram composta por nove parcelas de 6 m<sup>2</sup>, totalizando seis repetições para cada vazão.

#### 2.2.2.1 Sistema Multi-Gotejador

O sistema multi-gotejador foi construído para facilitar as determinações simultâneas dos parâmetros do solo propostas pelo “método do gotejador” (principalmente para o parâmetro sorptividade), em que se deseja estimar a condutividade hidráulica e a curva de retenção de água no solo, proposto por Shani et al. (1987).

A linha principal é composta de tubo flexível de 2,54 cm (1”) de diâmetro com 10 m de comprimento e a secundária de 8 metros de tubo flexível de 1,27 cm de diâmetro (1/2”), espaçados de 2 m para cada gotejador. Portanto, para cada linha com três gotejadores tem-se 6 m, com 1 m de bordadura em cada extremidade (Figura 4).



Figura 4 – Detalhe da linha principal e derivações do sistema multi-gotejador. Santa Maria, RS, 2006.

Cada linha possuía três gotejadores de vazões definidas. Na primeira linha as vazões eram de  $2 \text{ L h}^{-1}$ , na segunda linha de  $4 \text{ L h}^{-1}$ , e na terceira linha a vazão correspondente foi de  $8 \text{ L h}^{-1}$ . No croqui apresentado na figura 5 observam-se as dimensões do sistema e a disposição na área experimental com os componentes necessários para iniciar a irrigação.

No final da linha principal foi colocado um manômetro para o monitoramento da pressão de serviço dos gotejadores, que conforme o fabricante pode oscilar de 0,9 à 3,5 bar (35 m c a). A água foi pressurizada por uma motobomba, modelo Branco 4 T de 2 Hp, suficiente para gerar uma pressão adequada aos gotejadores e vazão de no máximo de  $24 \text{ L h}^{-1}$ .

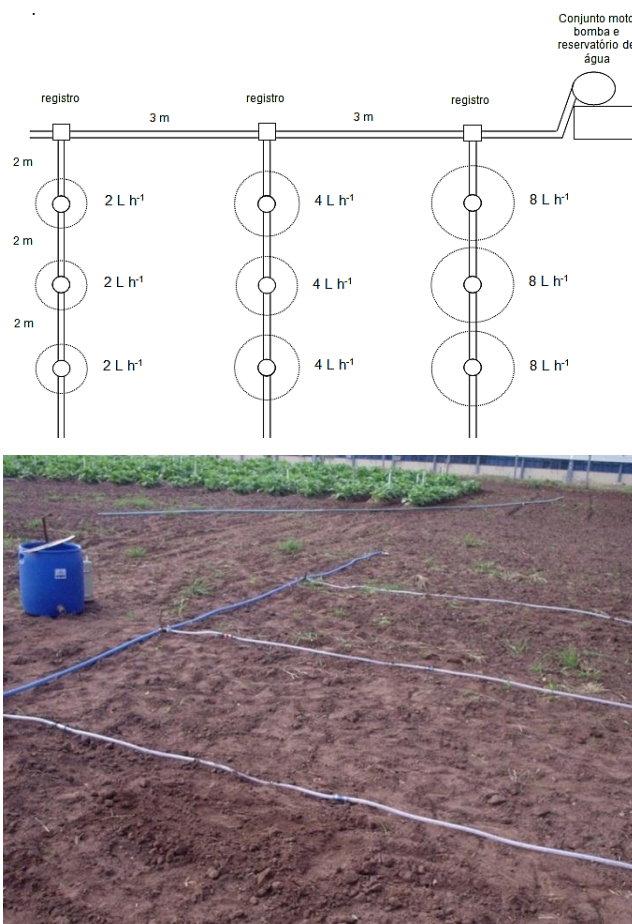


Figura 5 – Croqui e a disposição do sistema multi-gotejador na área experimental. Santa Maria, RS, 2006.

Foram utilizados gotejadores autocompensantes os quais evitam a variação de vazão em caso de variação de pressão no sistema. Os gotejadores foram fixados perfurando o tubo flexível. Na figura 6 são apresentadas os gotejadores autocompensantes com vazão de 2, 4 e 8 litros de água por hora, utilizados no equipamento.

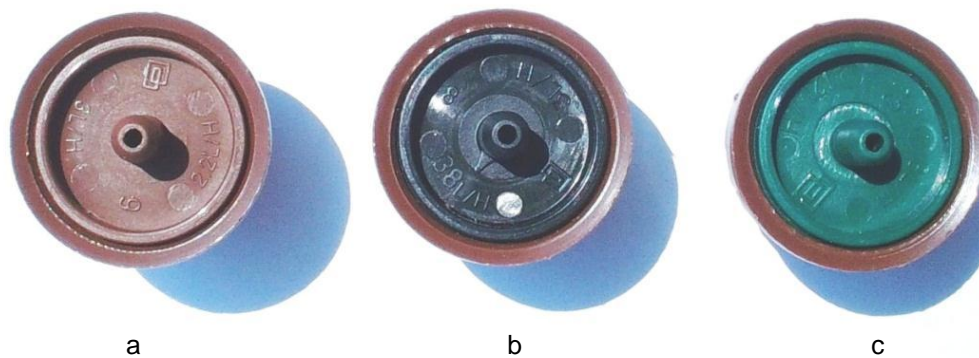


Figura 6 – Gotejadores autocompensantes usados no experimento com vazão de 2 L h<sup>-1</sup> (a), 4 L h<sup>-1</sup> (b) e 8 L h<sup>-1</sup> (c). Santa Maria, RS, 2011.

Na figura 7 tem-se uma visão geral do sistema instalado na área experimental e do avanço da frente de molhamento com o tempo. Procurou-se deixar um espaço maior entre linhas, evitando-se com essa maior bordadura uma eventual sobreposição entre as frentes de molhamento, o que poderia dificultar as medições do avanço da frente de molhamento.

A figura 8 apresenta o conjunto moto bomba e o reservatório d'água usados no experimento. A motobomba foi utilizada para o recalque de água e suprir o sistema com pressão adequada para os gotejadores.



Figura 7 – Início da irrigação e o avanço da frente de molhamento superficial no solo. Santa Maria, RS, 2006.



Figura 8 – Conjunto moto bomba e reservatório d'água. Santa Maria, RS 2006.

### 2.2.3 Condução do experimento

O uso do sistema multi-gotejador permitiu aplicar água na superfície do solo, com vazão constante  $Q$  conhecida, de forma simultânea nos diferentes pontos de aplicação. A área saturada, de formato circular e em equilíbrio

dinâmico, formada sobre o solo, pôde ser determinado através do seu diâmetro médio. Para isso, junto a cada gotejador foram utilizadas duas réguas graduadas dispostas em forma de cruz, usando-se os valores dos quatro raios da área saturada para obter o diâmetro médio.

Depois de instalado o sistema multi-gotejador no campo, e com auxílio de um cronômetro, iniciou-se a irrigação e, em intervalos de 5 minutos, mediu-se a distância do ponto de fornecimento d'água até a borda da área saturada para todas as vazões simultaneamente até ocorrer o equilíbrio dinâmico. Na figura 9 detalha-se o avanço da frente de molhamento  $x$  em função do tempo  $t$  em intervalos de 5 minutos até ocorrer o equilíbrio dinâmico, sendo este caracterizado quando os aumentos dos valores do raio da frente de molhamento no intervalo de 5 minutos se tornarem quase nulos. Desligou-se então a irrigação na respectiva linha de gotejadores onde houve o equilíbrio dinâmico e imediatamente mediu-se a área saturada com o auxílio das réguas com indicação em cm e resolução em mm (Figura 10). Feito isso, imediatamente passou-se a medição das distâncias para o cálculo da sorptividade  $S$ . Para isso foram feitas dez medições em intervalos de 3 min tomando como tempo zero o momento do equilíbrio dinâmico na linha (Figura 10). Procedeu-se essa medição em todas as repetições das três diferentes vazões, com auxílio das duas réguas perpendiculares, medindo-se da frente de molhamento nas direções norte e sul e leste e oeste para obter o valor médio do raio ( $x$ ) (Figura 10).

Para fins de cálculo dos diferentes parâmetros utilizou-se área saturada formada sobre o solo, determinada pela média de todas as vazões e todas repetições. Os apêndices 1 e 2 apresentam os modelos de tabelas usadas no campo para a coleta dos dados, para o avanço da frente de molhamento e sorptividade.

Considerando que o sistema possuía três conjuntos de três gotejadores, permitindo aplicar vazões de 2, 4 e 8 L h<sup>-1</sup> de forma contígua em uma mesma área, foi então possível obter pares de fluxo ( $q = Q/A$ ) nas diferentes vazões e também o respectivo valor inverso de raio médio da área saturada em equilíbrio dinâmico ( $r^{-1} = (A/\pi)^{-0,5}$ ). Portanto, uma equação de regressão linear,

equivalente a equação 14, foi ajustada com esses pares de pontos, permitindo estimar os valores de condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ), a função ( $F$ ) da integral da condutividade hidráulica em função do potencial matricial de água no solo, no intervalo do potencial inicial ( $h_i$ ) até determinado potencial  $h$ , conforme equação 15, e o parâmetro  $\alpha$  relacionado à sorptividade do solo.



Figura 9 – Detalhe do avanço da frente de molhamento  $x$  em função do tempo  $t$ . Santa Maria, RS, 2006.

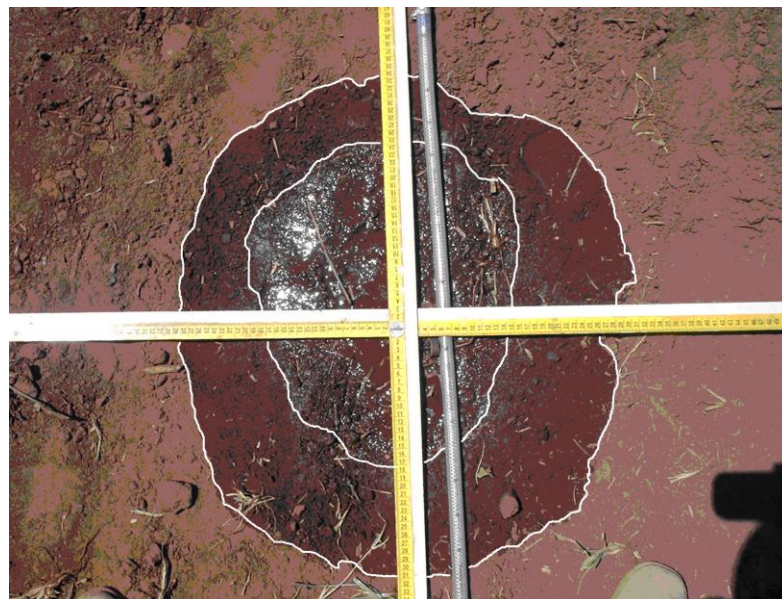


Figura 10 – Medição da área saturada. Santa Maria, RS, 2006.



Considerando que o sistema possuía três conjuntos de três gotejadores, permitindo aplicar vazões de 2, 4 e 8 L h<sup>-1</sup> de forma contígua em uma mesma área, foi então possível obter pares de fluxo ( $q = Q/A$ ) nas diferentes vazões e também o respectivo valor inverso de raio médio da área saturada em equilíbrio dinâmico ( $r^{-1} = (A/\pi)^{-0,5}$ ). Portanto, uma equação de regressão linear, equivalente a equação 14, foi ajustada com esses pares de pontos, permitindo estimar os valores de condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ), a função ( $F$ ) da integral da condutividade hidráulica em função do potencial matricial de água no solo, no intervalo do potencial inicial ( $h_i$ ) até determinado potencial  $h$ , conforme equação 15, e o parâmetro  $\alpha$  relacionado à sorptividade do solo.

O parâmetro  $\alpha$  relacionado à sorptividade do solo traduz a capacidade de um solo adsorver água por ação da capilaridade e representa a taxa de redução na condutividade hidráulica com a redução do potencial matricial. Esses valores variam de acordo com a faixa do conteúdo de água no solo ou com o regime de umidade ou de potencial matricial, dependendo da distância em relação ao gotejador. Seus valores podem ser obtidos conhecendo-se a faixa do conteúdo de água no solo ou de potencial a certa distância do gotejador, pela função logarítmica  $\ln[K(h)] \times h$ , que pode ser derivada da curva de retenção (van GENUCHTEN, 1980; DOURADO NETO, LIBARDI, 1983). Neste caso,  $a$  é a declividade da curva no ponto correspondente ao valor médio de  $h$  e  $K_s$  é o intercepto da tangente com o eixo  $\ln[K(h)]$  de acordo com o método da declividade média móvel de Moldrup et al. (1989).

Para as vazões aplicadas sobre o solo inicialmente seco ao ar ( $\theta_i = \theta_r$ ) e após o equilíbrio dinâmico ter se verificado, o avanço da frente de molhamento medido ( $x$ ) foi usado para estimar o valor da sorptividade ( $S$ ). Como a área é em formato circular, os raios medidos com régua nas quatro direções permitiram obter o valor médio  $x$  representativo (Figura 10), para cada intervalo de regressão entre os valores de  $x$  e  $t^{0,5}$ , que foram tabulados. Com esses pares determinou-se a declividade da reta de regressão  $b_1$  e, conseqüentemente, o valor de  $S$  foi calculado com a relação,  $S = b_1 (\theta_s - \theta_i)^{-1}$ . Portanto, foi necessário conhecer o conteúdo volumétrico de água do solo seco ( $\theta_i$ ) e saturado ( $\theta_s$ ) nos primeiros

centímetros do solo, o que foi determinado pelo método gravimétrico, com amostras coletas até a profundidade de 2 cm.

De posse destes dados e substituindo-os na equação 15 (p. 23), o valor de  $\eta$  foi obtido algebricamente, para o solo considerado e os valores de  $\beta$  e  $hw$  nas equações 9 (p. 21) e 13 (p. 22), respectivamente, puderam ser determinados. Desse modo todas as informações necessárias para determinar a condutividade hidráulica (Equação 5, p. 20) e a curva de retenção (Equação 7, p. 20) estavam disponíveis.

### **2. 3 Ajuste das curvas de retenção de água no solo e sua correção para condições de campo**

Seki (2007) desenvolveu um programa computacional de código aberto que usa procedimento totalmente automático para estimar os parâmetros de solo e a curva característica de retenção de água no solo e seleciona automaticamente as estimativas iniciais baseados em observações de campo. Os três modelos, de Brooks e Corey (1964), van Genuchten (1980) e Kosugi (1996), apresentados na tabela 5, foram ajustados aos pontos da curva de retenção, usando essa metodologia, para obter parâmetros da curva característica de retenção de água no solo em todos os locais de amostragem, tanto utilizando os dados determinados em laboratório, considerada a metodologia padrão, quanto utilizando os dados obtidos no campo (experimento).

Considerando que as curvas características obtidas pelas duas metodologias de determinação (padrão de laboratório e experimento de campo) não são semelhantes (OLIVEIRA, 1988), é necessária realizar sua correção. Essa correção foi realizada através de funções exponenciais que relacionam os pares de valores de umidade volumétrica obtidos com as duas metodologias para um mesmo potencial matricial, para o que se utilizou o software "Table curve".

Tabela 5 – Modelos para ajuste das curvas de retenção de água no solo.

Modelos	Equações
Brooks e Corey	$S_e = \left(\frac{h}{h_b}\right)^{-\lambda} \quad h > h_b$ $S_e = 1 \quad h \leq h_b$
van Genuchten	$S_e = \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n}\right]^m \quad m = 1 - \frac{1}{n}$
Kosugi	$S_e = Q \left[\frac{\ln(h/h_m)}{\sigma}\right]$

$h$  = tensão de água no solo (cm); (1 Pa= 0.001 kPa, ou 0.0101971621298 cm água), 1 cm água é 0.0980665.kPa

$h_b$  = potencial matricial de entrada de ar (cm)( $h_w$ );

$\theta$  = conteúdo volumétrico de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),

$S_e$  = conteúdo efetivo de água;

$Q(x)$  = função da distribuição normal cumulativa complementar;

$\theta_s$  = conteúdo volumétrico de água no solo saturado ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),

$\theta_r$  = conteúdo volumétrico de água residual ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),

$k$  = condutividade hidráulica ( $\text{cm min}^{-1}$ );

$\theta(h)$  = retenção de água do solo em função do potencial matricial ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );

$m, n, \alpha$  ( $\text{cm}^{-1}$ ),  $\lambda$  e  $\sigma$  = parâmetros do solo.

### 3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A tabela 6 representa as frações granulométricas de quatro solos usados com a metodologia de gotejador, sendo o solo PVd do atual trabalho e os solos Millville, Nibley e Latossolo Vermelho Escuro (L.E.) extraídos dos resultados, análise e discussão apresentada por Oliveira (1988), para fins de comparação. Os resultados de fração granulométrica obtidos no laboratório de solos do CCR/UFSM para o Argissolo Vermelho Distrófico arênico (PVd) (Tabela 6) e seu detalhamento (Anexo 1), indicam que o atual trabalho foi realizado em uma classe textural de solo diferente ao de outros trabalhos publicados.

Tabela 6 – Resultados da análise granulométrica e classe textural do solo Argissolo Vermelho Distrófico arênico (PVd.), na profundidade de 0 a 15 cm da área experimental e dos solos Millville, Nibley, Latossolo Vermelho-escuro (L.E.) utilizados em outros trabalhos para fins de comparação.

<i>Solo Local</i>	<i>Millville Logan, UT</i>	<i>Nibley Logan, UT</i>	<i>L.E.<sup>1</sup> Brasília, DF</i>	<i>PVd<sup>2</sup> Santa Maria, RS</i>
Areia (%)	29,0	7,4	6,7	39,0
Silte (%)	55,0	53,0	25,0	41,0
Argila (%)	16,0	39,6	68,3	20,0
Classe Textural	Franco siltoso	Franco argilo-siltoso	Muito argiloso	Franco arenoso

<sup>1</sup>L.E. – Latossolo Vermelho escuro.

<sup>2</sup>PVd. – Argissolo Vermelho Distrófico arênico.

<sup>\*</sup>Resultados (em %) da análise de tamanho de partículas. Departamento de Engenharia Rural, campus da UFSM.

O conteúdo volumétrico de água do solo, determinado antes do início do experimento, foi igual a  $\theta_i = \theta_r = 0,09 \text{ (cm}^3 \text{ cm}^{-3}\text{)}$ . O conteúdo de água do solo saturado obtido a partir de três amostras coletadas logo após o experimento foi de  $\theta_s = 0,43 \text{ (cm}^3 \text{ cm}^{-3}\text{)}$ , ou seja, em cada  $\text{cm}^3$  de solo existem  $0,43 \text{ cm}^3$  de água.

Estudo realizado por Souza e Matsura (2004) em um solo Latossolo Vermelho distroféricos aferiram os diâmetros superficiais molhados horizontal

em relação ao declive do terreno (5%) e obtiveram, em média, 0,61 m, para o ensaio com a vazão de 2 L h<sup>-1</sup>, e 0,68 m para a vazão de 4 L h<sup>-1</sup>.

A figura 11 representa as diferentes vazões aplicadas pontualmente e os resultados de tempo gasto para que as suas áreas saturadas 201,06 cm<sup>2</sup>, 452,39 cm<sup>2</sup> e 1134,11 cm<sup>2</sup> para as vazões de 2, 4 e 8 L h<sup>-1</sup>, respectivamente, ficassem em equilíbrio dinâmico. Salienta-se que no atual trabalho procurou-se adaptar a metodologia do gotejador para o solo proposto, sendo os resultados de determinação do tempo para que as áreas saturadas permanecessem em equilíbrio dinâmico uma das variáveis requeridas.

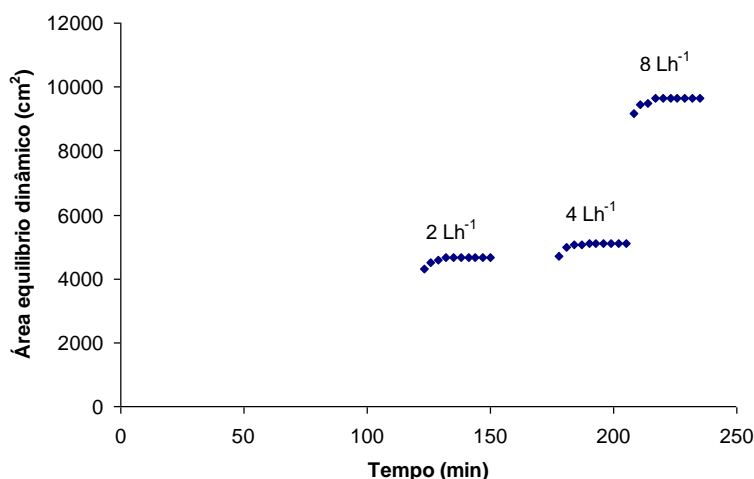


Figura 11 – Área de equilíbrio da frente de molhamento para as vazões de 2, 4 e 8 L h<sup>-1</sup> aplicadas no Argissolo.

Estudo proposto por Oliveira (1988) indica que para uma vazão de 7,343 L h<sup>-1</sup> a área saturada chegou a 962,11 cm<sup>2</sup>, e o tempo de irrigação gasto até o equilíbrio foi de 135 min aproximadamente. Para este trabalho o mesmo volume alcançou uma área de 1134,11 cm<sup>2</sup> para o tempo gasto de 210 minutos para o equilíbrio dinâmico da frente de molhamento, mostrando que há diferenças de resposta de solos com classes texturais diferentes para o equilíbrio dinâmico. Na literatura também aparecem diferenças quando se considera o equilíbrio dinâmico em profundidade. Barros et al. (2009), utilizaram o solo classificado como nitossolo vermelho, segundo a classificação brasileira de solos (EMBRAPA, 1997) e a estabilização do crescimento do bulbo formado

no perfil do solo ocorreu após 180 minutos nos sistemas superficiais, contrariando os dados de Nogueira (2000) que, trabalhando em solo franco argiloso, confirmou estabilização após 24 h.

Essas diferenças de tempo na estabilização do crescimento da frente horizontal superficial de molhamento entre as medidas e as dos demais autores foram provavelmente devido à variabilidade espacial da textura e estrutura intrínseca de cada solo. Como exemplo, pode ser tomado o solo Argiloso, cuja estabilização foi mais demorada em consequência da menor condutividade hidráulica e maior presença de microporos, cuja força de retenção de água no solo é maior devido ao seu menor diâmetro, acarretando provavelmente uma menor profundidade do bulbo úmido e maior tempo para alcançar o equilíbrio dinâmico. Este fenômeno de movimento de água no solo difere dependendo da sua textura, por vezes a sorptividade corrobora para que em solos argilosos onde a condutividade hidráulica é menor, esta leve um tempo maior para atingir o equilíbrio dinâmico quando comparado a solos arenosos. No argissolo de textura arenosa o equilíbrio dinâmico foi atingido em tempo menor. Em solos de textura arenosa a profundidade do bulbo de umedecimento ocorre predominantemente em direção as camadas mais profundas do perfil devendo-se a uma maior quantidade de macroporos, que facilitam a drenagem profunda, consequência do maior diâmetro dos poros e da menor força de retenção da água. Assim, infere-se que os resultados obtidos estão em concordância com experimentos realizados por Bresler et al. (1971), Bresler (1978), Schwartzman e Zur (1985) e Keller e Bliesner (1990), os quais concluem que um aumento na vazão do gotejador resulta em um acréscimo no movimento horizontal e uma expansão menor no movimento vertical da água no bulbo em profundidade, para um mesmo tipo de solo e volume de água aplicado.

Na figura 12 constata-se a área ( $\text{cm}^2$ ) da frente de molhamento em função do tempo (min), desde o início da irrigação até iniciar o equilíbrio dinâmico para as vazões de 2, 4 e 8  $\text{L h}^{-1}$  nas repetições 1, 2 e 3. Verifica-se que os resultados são semelhantes para as vazões de 4 e 8  $\text{L h}^{-1}$ , enquanto que para a vazão de 2  $\text{L h}^{-1}$  na repetição da área de molhamento no equilíbrio dinâmico foi um pouco

maior, o que pode ser decorrente da variabilidade espacial das propriedades físico-hídricas (MONTENEGRO; MONTENEGRO, 2006).

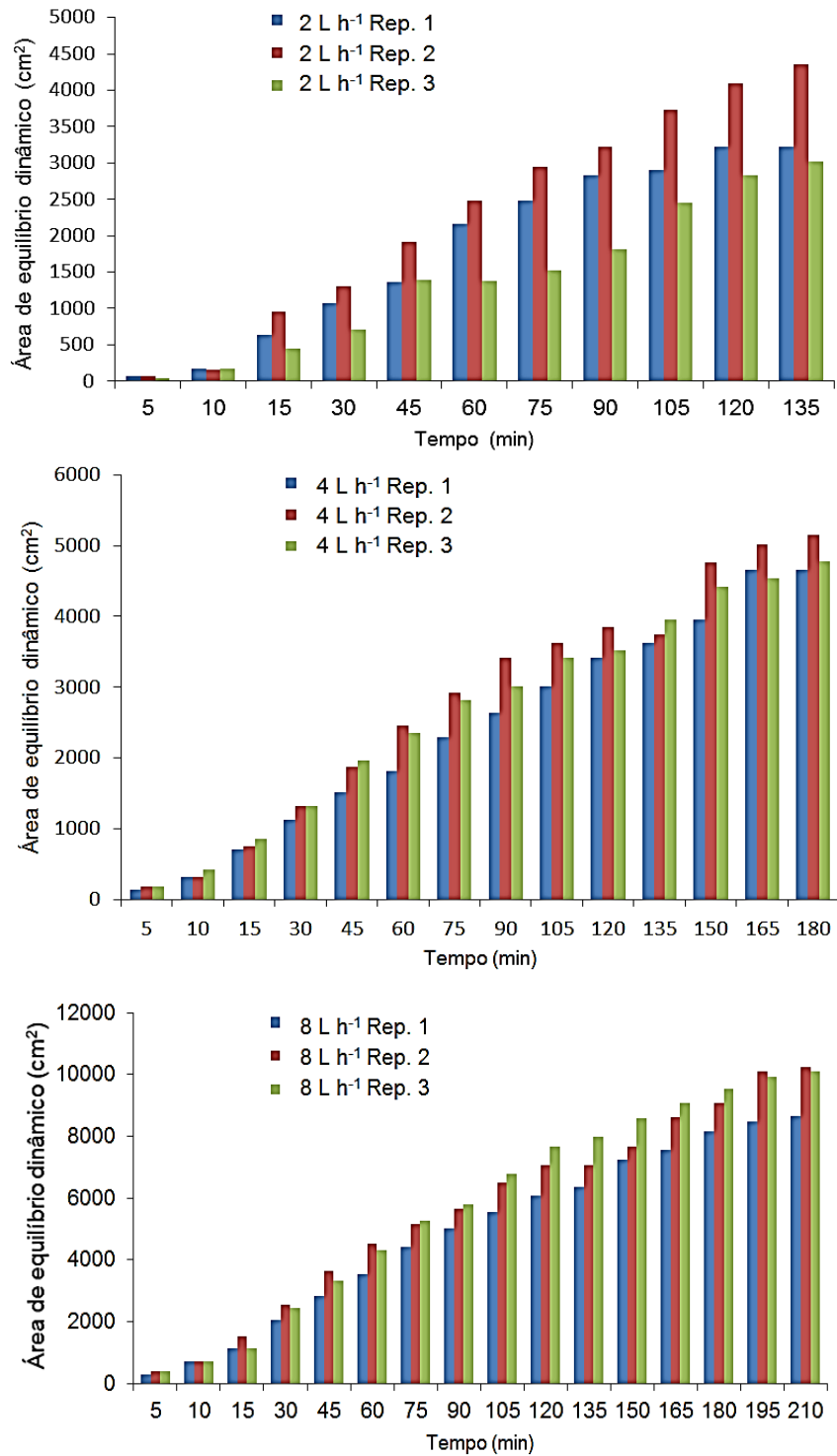


Figura 12 – Tempo do avanço da frente de molhamento desde o início da irrigação até o equilíbrio dinâmico para as vazões de 2, 4 e 8 L h<sup>-1</sup> dos gotejadores, nas repetições 1, 2 e 3.

A condutividade hidráulica saturada ( $k_s$ ) obtida a campo foi igual a  $5,59 \text{ cm h}^{-1}$ . Esse resultado foi obtido com as três vazões aplicadas de 2, 4 e  $8 \text{ L h}^{-1}$  e suas respectivas áreas em equilíbrio dinâmico e do ajuste de uma reta de regressão, apresentada na figura 13, sendo a variável independente o inverso do raio médio medido da área saturada. O valor da declividade da reta de regressão, igual a  $34,81 \text{ cm}^2 \text{ h}^{-1}$ , é o aumento médio da área de molhamento com o tempo.

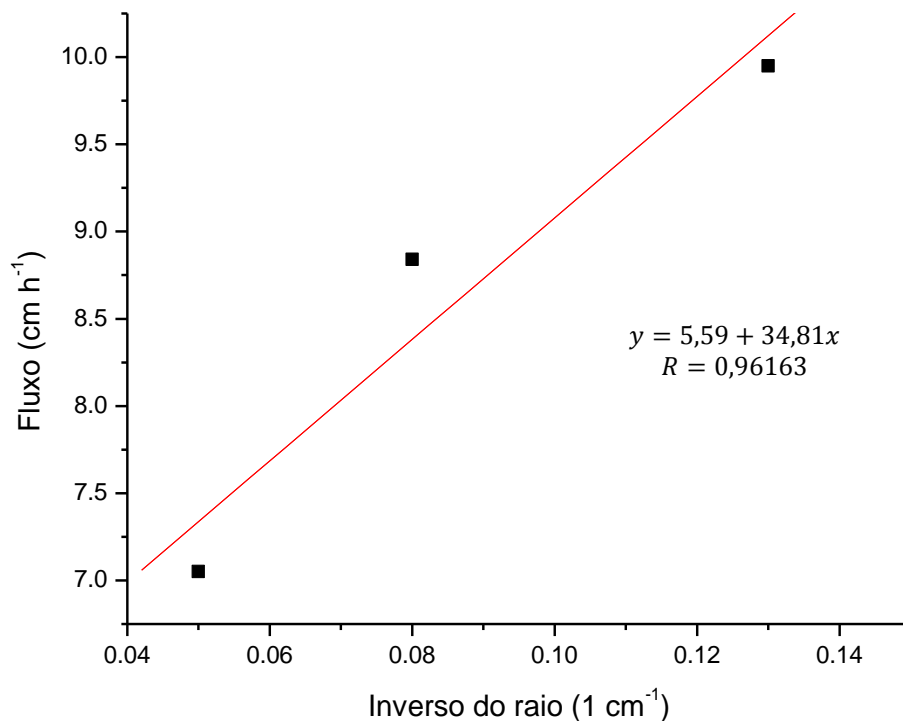


Figura 13 – Fluxo de água em equilíbrio dinâmico relacionado com o inverso do raio da área saturada, no solo Argissolo Vermelho Distrófico arênico para os gotejadores com vazão de 2, 4 e  $8 \text{ L h}^{-1}$ .

Conforme Pinheiro e Teixeira (2009), utilizando o modelo BEST, que é baseado no método semifísico de Beerkan, para determinação dos parâmetros das curvas da condutividade hidráulica  $K(\theta)$  e de retenção  $h(\theta)$ , o maior valor encontrado da condutividade hidráulica saturada foi obtido na mata nativa  $22,91 \text{ m dia}^{-1}$  e o menor, na área de milho com plantio convencional  $1,123 \text{ m dia}^{-1}$  em solo franco siltoso. Montenegro e Montenegro (2006)



afirmaram que a condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) da camada subsuperficial de solo de textura franca e franco-arenosa, variou de 0,07 a 93 m dia<sup>-1</sup>, com média igual a 7,13 m dia<sup>-1</sup> para a camada de solo 0 - 15 cm. A grande variação, não discutida pelos autores, indica que a variabilidade espacial da  $K_s$  em um mesmo solo pode ser maior do que entre solos de classes texturais diferentes. A condutividade hidráulica alta obtida no atual trabalho (1,3416 m dia<sup>-1</sup>), também em solo franco arenoso, pode ser aceita como correta, mesmo por que a variabilidade entre as repetições foi relativamente pequena.

Zuquette e Palma (2006) concluíram em seus estudos que a condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) variou de 0,0013 a 0,031 m dia<sup>-1</sup>, para os materiais inconsolidados residuais de basalto, entre 0,17 a 2,72 m dia<sup>-1</sup>, para os materiais inconsolidados residuais arenosos e 0,39 m dia<sup>-1</sup>, para os materiais inconsolidados aluvionares.

Considerando a relação dos valores de raiz quadrada do tempo ( $t^{0,5}$ ) e do avanço da frente de molhamento  $x$ , a análise de regressão resultou em diferentes valores da declividade da curva ( $b$ ) para as três vazões do experimento. Para a vazão de 2 L h<sup>-1</sup>, a declividade da curva ( $b_2$ ) foi de 0,9417 cm<sup>2</sup> h<sup>-1</sup>, para  $b_4$ , correspondente a vazão de 4 L h<sup>-1</sup>, a declividade da reta foi de 1,014 cm<sup>2</sup> h<sup>-1</sup> e para a vazão de 8 L h<sup>-1</sup>, a declividade da curva ( $b_8$ ) foi de 1,074 cm<sup>2</sup> h<sup>-1</sup>, confirmando que ocorre aumento do avanço horizontal do molhamento com o aumento da vazão (MONTENEGRO; MONTENEGRO, 2006; SOUZA; MATSURA, 2004).

A figura 14 representa o detalhe da transição entre área saturada e a frente de molhamento. Quando o equilíbrio dinâmico se estabelece é importante conhecer o parâmetro do solo denominado de sorptividade ( $S$ ) (PHILIP, 1957). O sistema multi-gotejador foi útil para esse cálculo devido às repetições simultâneas que o equipamento oferece, perfazendo a média das três medições para a sorptividade igual a 2,68 cm h<sup>-0,5</sup>, nas vazões de 2, 4 e 8 L h<sup>-1</sup>, diminuindo assim os erros de leitura e proporcionando um valor médio representativo para se estimar os parâmetros físicos e hídricos proposto no método.

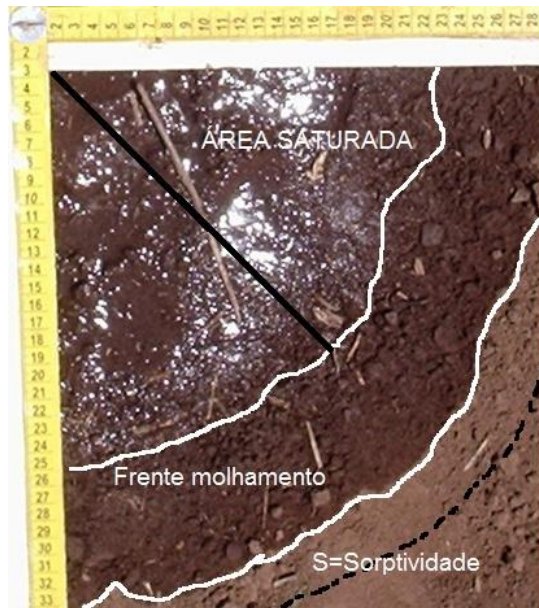


Figura 14 – Detalhe da transição entre a área saturada e a frente de molhamento. Santa Maria, RS, 2006.

O valor calculado da sorptividade foi de  $2,48 \text{ cm h}^{-0,5}$ , para a vazão de  $2 \text{ L h}^{-1}$ , representada aqui por  $S_2$ . Para a vazão dos gotejadores de  $4 \text{ L h}^{-1}$  a sorptividade ( $S_4$ ) foi igual a  $2,74 \text{ cm h}^{-0,5}$  e para a vazão de  $8 \text{ L h}^{-1}$  o valor da sorptividade ( $S_8$ ) foi igual a  $2,82 \text{ cm h}^{-0,5}$ , perfazendo uma média das três medições de vazão igual a  $2,68 \text{ cm h}^{-0,5}$ . Em estudo conduzido por Souza et al. (2008) foi estimada a sorptividade em três tipos de Latossolos Amarelos e três tipos de Neossolos Flúvicos e constatado que a sorptividade variou entre  $284$  a  $745,2$  e  $176,4$  a  $892,8 \text{ cm h}^{-0,5}$ , nos solos desses dois grupos, respectivamente. Os autores salientam que os valores de  $S$  e  $K_s$  aumentam com o teor de areia identificando como mais permeável o Latossolo Amarelo.

Silva e Libardi (2000) determinaram a sorptividade de um solo classificado como terra roxa estruturada, usando um permeâmetro de disco encontraram valores entre  $53,64$  a  $954 \text{ cm h}^{-0,5}$ .

Nas tabelas 7, 8 e 9 tem-se a relação dos valores de raiz quadrada do tempo ( $t^{0,5}$ ) e do avanço da frente de molhamento  $x$  para as vazões de  $2$ ,  $4$  e  $8 \text{ L h}^{-1}$  durante os últimos dez intervalos de tempo.

Tabela 7 – Distâncias da frente de avanço da água medidos em quatro direções a partir do gotejador de 2 L h<sup>-1</sup> durante os últimos dez intervalos de tempo.

Local - Gotejador de 2 L h <sup>-1</sup> 120 minutos (2ªrep)					
Tempo (minuto)	Direção				x (média)
	Norte	Sul	Leste	Oeste	
(cm)					
123	43	43	31	31	37
126	44	44,5	32	31	37,875
129	44	44,5	33	31	38,125
132	44	45	33	32	38,5
135	44	45	33	32	38,5
138	44	44	34	32	38,5
141	44	44	33	33	38,5
144	44	44	33	33	38,5
147	44	44	33	33	38,5
150	44	44	33	33	38,5

Tabela 8 – Distâncias da frente de avanço da água medidos em quatro direções a partir do gotejador de 4 L h<sup>-1</sup> durante os últimos dez intervalos de tempo.

Local - Gotejador de 4 L h <sup>-1</sup> 175 minutos (2ªrep)					
Tempo (minuto)	Direção				x (média)
	Norte	Sul	Leste	Oeste	
(cm)					
178	40	40	38	37	38,75
181	42	41	38	38	39,75
184	42,5	42	38	38	40,125
187	42,5	42	38	38	40,125
190	43	42	38	38	40,25
193	43	42	38	38	40,25
196	43	42	38	38	40,25
199	43	42	38	38	40,25
202	43	42	38	38	40,25
205	43	42	38	38	40,25

Tabela 9 – Distâncias da frente de avanço da água medidos em quatro direções a partir do gotejador de 8 L h<sup>-1</sup> durante os últimos dez intervalos de tempo.

Local – Gotejador de 8 L h <sup>-1</sup> 205 minutos (2 <sup>a</sup> rep)					
Tempo (minuto)	Direção				x (média)
	Norte	Sul	Leste	Oeste	
(cm)					
208	54	53	53	56	54
211	56	53,5	53	57	54,875
214	56	54	53	57	55
217	56	54	54	57,5	55,375
220	56	54	54	57,5	55,375
223	56	54	54	57,5	55,375
226	56	54	54	57,5	55,375
229	56	54	54	57,5	55,375
232	56	54	54	57,5	55,375
235	56	54	54	57,5	55,375

Observou-se que com o aumento da vazão ocorreu incremento na sorptividade de 9,5 % no aumento da vazão de 2 L h<sup>-1</sup> para a de 4 L h<sup>-1</sup>, de 2,8 % no aumento da vazão de 4 L h<sup>-1</sup> para 8 L h<sup>-1</sup> e de 12,1 % para o aumento da vazão de 2 L h<sup>-1</sup> para 8 L h<sup>-1</sup>. Este aumento deveu-se ao maior volume de água aplicado, o que resultou em uma maior sorptividade, ou seja, uma maior quantidade de água absorvida por área em função do tempo.

As medidas “*in situ*” da sorptividade foram influenciadas pelas condições de contorno definidas para a área experimental, como ausência de declividade, de vegetação e torrões na superfície do solo, obtendo-se um tamanho da frente de molhamento uniforme. Ressalta-se que a área estava com solo destorroado e nivelado.

Na validação do experimento a campo, foram consideradas as curvas características de retenção de água para o solo Argissolo Vermelho Distrófico arênico (PVd) nas camadas de 0 a 15 cm e de 15 a 30 cm de profundidade (Figuras 15 e 16). Vale lembrar que a elaboração dessas curvas foi feita com amostras de solo com estrutura não deformada em anéis de aço, submetidas à mesa de tensão, ao aparelho de placas porosas de Richards e ao aparelho de

determinação do potencial de água-WP4, conforme Richards (1965), sendo utilizadas as equações de ajuste de Brooks e Corey (1964), van Genuchten (1980) e Kosugi (1996). A equação de Kosugi (1996) foi a que melhor se ajustou aos dados de 0 a 15 cm de profundidade. Para a profundidade de 15 a 30 cm as equações de van Genuchten (1980) e Kosugi (1996) apresentaram melhor e similar ajuste aos dados.

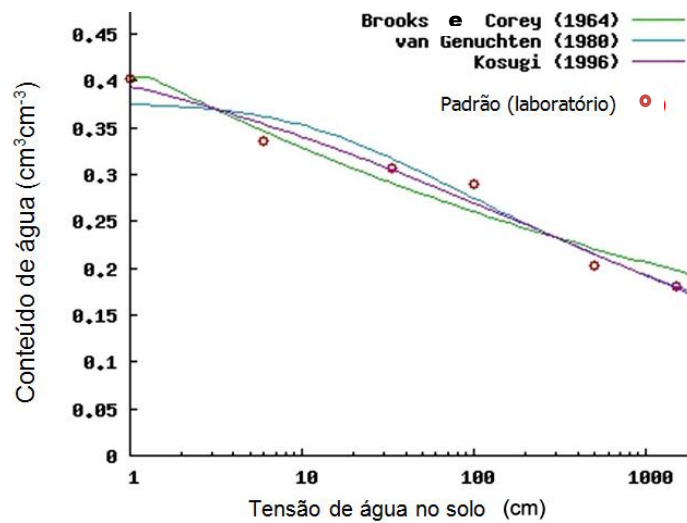


Figura 15 – Curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), padrão, na camada de 0 - 15 cm de profundidade determinada em laboratório e ajustada com as equações de Brooks e Corey (1964), van Genuchten (1980) e Kosugi (1996).

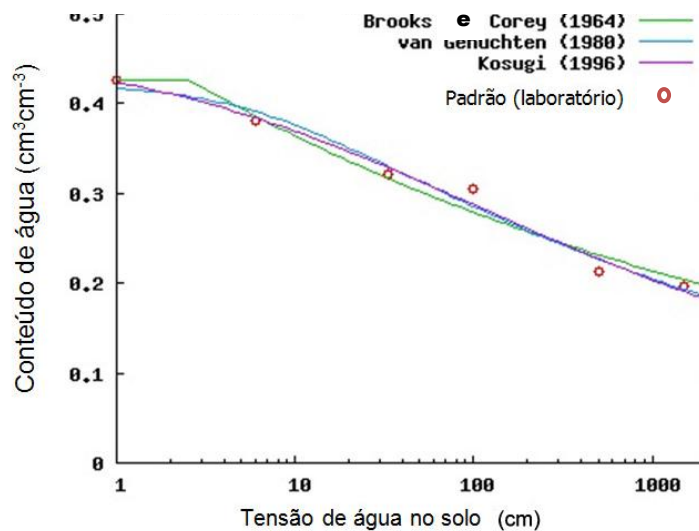


Figura 16 – Curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), padrão, na camada de 15 - 30 cm de profundidade determinada em laboratório e ajustada com as equações de Brooks e Corey (1964), van Genuchten (1980) e Kosugi (1996).

Santiago (2002) determinou a curva característica de água no solo, a partir de amostras de solo não deformadas no extrator de Richards, de acordo com procedimentos da Embrapa (1997), obtendo valores de 0,22; 0,07; 0,44 e 0,37; 0,10; 0,44 (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>), respectivamente, para os valores de capacidade de campo, ponto de murcha permanente, e para a porosidade total do solo, nas camadas de 0 a 60 cm e de 60 a 90 cm de profundidade.

As curvas características de retenção de água no solo apresentadas nas figuras 16 e 17 foram ajustadas de acordo com as metodologias propostas por van Genuchten (1980), Brooks e Corey (1964) e Kosugi (1996) e representadas graficamente com o programa SWRC Fit (SEKI, 2007). As equações dos ajustes conforme Seki (2007) para a curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), padrão, nas camadas de 0 – 15 cm e de 15 – 30 cm de profundidade, determinada em laboratório estão descritas nas tabelas 10 e 11 respectivamente.

Tabela 10 – Equações dos ajustes conforme Seki (2007) para a curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), padrão, na camada de 0 - 15 cm.

Modelos	Equações	Parâmetros	R <sup>2</sup>
Brooks e Corey	$S_e = \left(\frac{h}{h_b}\right)^{-\lambda} \quad (h > h_b)$ $S_e = 1 \quad (h \leq h_b)$	$\theta_s = 0,40440$ $\theta_r = 0,020101$ $h_b = 1,3060$ $\lambda = 0,10144$	0,94668
van Genuchten	$S_e = \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n}\right]^m \quad m = 1 - \frac{1}{n}$	$\theta_s = 0,37710$ $\theta_r = 0,1377$ $\alpha = 0,066195$ $n = 1,1597$	0,94493
Kosugi	$S_e = Q \left[ \frac{\ln\left(\frac{h}{h_m}\right)}{\sigma} \right]$	$\theta_s = 0,45920$ $\theta_r = 0,045848$ $h_m = 330,59$ $\sigma = 5,4028$	0,97148

$h$  = tensão de água no solo (cm);

$h_b$  = potencial matricial de entrada de ar (cm)( $h_w$ );

$\theta$  = conteúdo volumétrico de água (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>),

$S_e$  = conteúdo efetivo de água (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>);

$Q(x)$  = função da distribuição normal cumulativa complementar;

$\theta_s$  = conteúdo volumétrico de água no solo saturado (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>),

$\theta_r$  = conteúdo volumétrico de água residual (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>),

$\theta(h)$  = retenção de água do solo em função do potencial matricial ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );  
 $m, n, \alpha$  ( $\text{cm}^{-1}$ ),  $\lambda$  e  $\sigma$  = parâmetros do solo.

Tabela 11 – Equações dos ajustes conforme Seki (2007) para a curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), padrão, na camada de 15 - 30 cm.

Modelos	Equações	Parâmetros	R <sup>2</sup>
Brooks e Corey	$S_e = \left(\frac{h}{h_b}\right)^{-\lambda} \quad (h > h_b)$ $S_e = 1 \quad (h \leq h_b)$	$\theta_s = 0,42534$ $\theta_r = 0,093990$ $h_b = 2,5760$ $\lambda = 0,11557$	0,97236
van Genuchten	$S_e = \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n}\right]^m \quad m = 1 - \frac{1}{n}$	$\theta_s = 0,42156$ $\theta_r = 0,064471$ $\alpha = 0,14087$ $n = 1,1457$	0,97843
Kosugi	$S_e = Q \left[ \frac{\ln\left(\frac{h}{h_m}\right)}{\sigma} \right]$	$\theta_s = 0,45920$ $\theta_r = 0,10156$ $h_m = 120,03$ $\sigma = 5,7414$	0,98405

$h_b$  = potencial matricial de entrada de ar (cm)( $h_w$ );  
 $\theta$  = conteúdo volumétrico de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  
 $S_e$  = conteúdo efetivo de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );  
 $Q(x)$  = função da distribuição normal cumulativa complementar;  
 $\theta_s$  = conteúdo volumétrico de água no solo saturado ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  
 $\theta_r$  = conteúdo volumétrico de água residual ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  
 $\theta(h)$  = retenção de água do solo em função do potencial matricial ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );  
 $m, n, \alpha$  ( $\text{cm}^{-1}$ ),  $\lambda$  e  $\sigma$  = parâmetros do solo.

Para o valor médio de sorptividade determinado a campo de  $2,68 \text{ cm h}^{-0,5}$ , o valor de  $\eta = 2,22$  obtido pela equação 8, e, também, os valores de  $\beta = 0,44$  e  $hw = -2,29 \text{ cm}$  de  $\text{H}_2\text{O}$ , foram calculados pelas equações 9 e 13, respectivamente. Usando estes valores estimados dos parâmetros do solo a curva característica de retenção de água no solo pôde ser determinada a campo, sendo representada na figura 17 e pelas equações 17 e 18 com os seguintes coeficientes:

$$\theta(h) = (0,43 - 0,09)(-2,29 h - 1)^{0,44} + 0,09 \quad (17)$$

$$\theta(h) = 0,489|h|^{-0,44} + 0,09 \quad h < -2,29 \quad (18)$$

sendo:

$\theta(h)$  = conteúdo de água no solo em função da tensão da água no solo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );

$|h|$  = módulo da tensão de água no solo ( $\text{cm H}_2\text{O}$ );

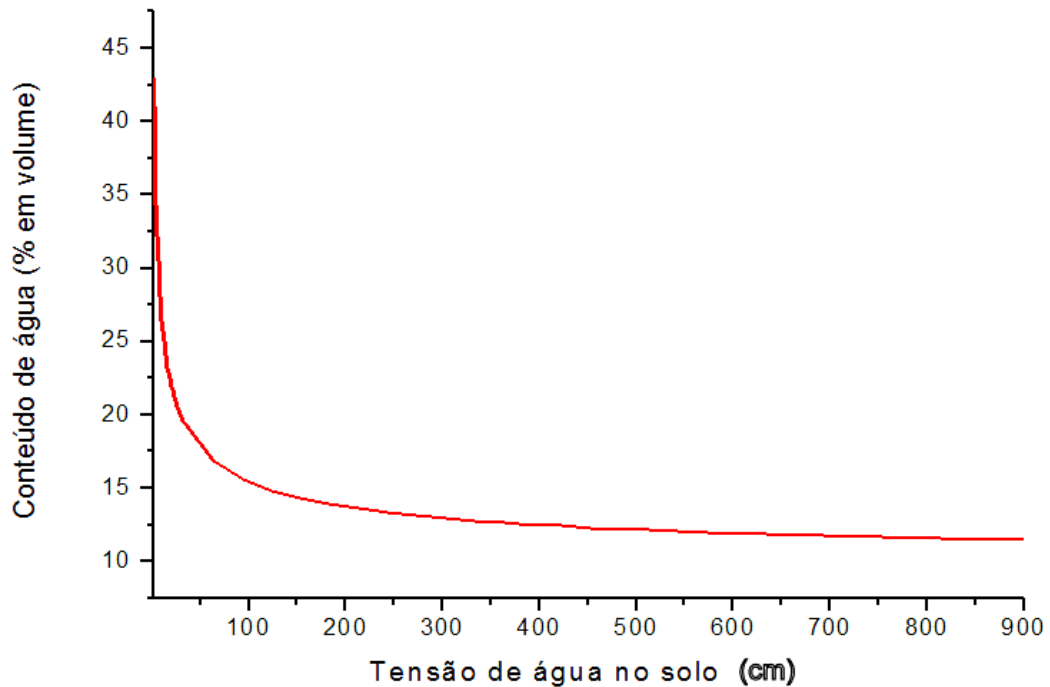


Figura 17 – Curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd) obtido a partir dos dados de campo. Fonte: autor.

No estudo realizado por Timm et al. (2007), foi constatado que a variação do parâmetro  $n$ , que está relacionado com a declividade da curva de retenção ajustada, foi de 1,129 a 1,468 para os solos Argissolo Vermelho e Luvisolo Háplico, corroborando com os resultados obtidos neste trabalho com o solo Argissolo para um valor do parâmetro  $n$  igual a 1,504. Os autores também afirmaram que houve uma tendência de decréscimo do seu valor com a profundidade. Este fato poderia ser explicado pelo incremento do teor de argila com a profundidade, devido aos solos arenosos possuírem uma curva de retenção com declividade maior, refletindo a pequena variação dos tamanhos dos poros, sendo esperados valores maiores do parâmetro  $n$ .



Na figura 18 percebe-se que a primeira entrada de ar, referente à drenagem dos macroporos, está aproximadamente a 3 cm de tensão de H<sub>2</sub>O e é relacionada à presença da fração do solo composta por areia, que é correspondente a 39% da massa do solo. Observa-se ainda que o final da drenagem se dá aproximadamente a 1000 cm de H<sub>2</sub>O de tensão. De acordo com Fredlund e Xing (1994), o valor de entrada de ar representa o nível de sucção a partir da qual o ar começa a entrar nos maiores poros do solo (Figura 18). As equações dos ajustes conforme Seki (2007) para a curva característica de retenção de água do Argissolo (PVd), obtidos no campo, estão descritas na tabela 12. Os resultados corroboram com o estudo realizado por Fredlund e Xing (1994), que indicam a forma da curva de retenção de água no solo para um solo arenoso. Os autores utilizaram a curva de distribuição granulométrica do solo, e concluíram que para os solos arenosos e siltosos o método foi satisfatório.

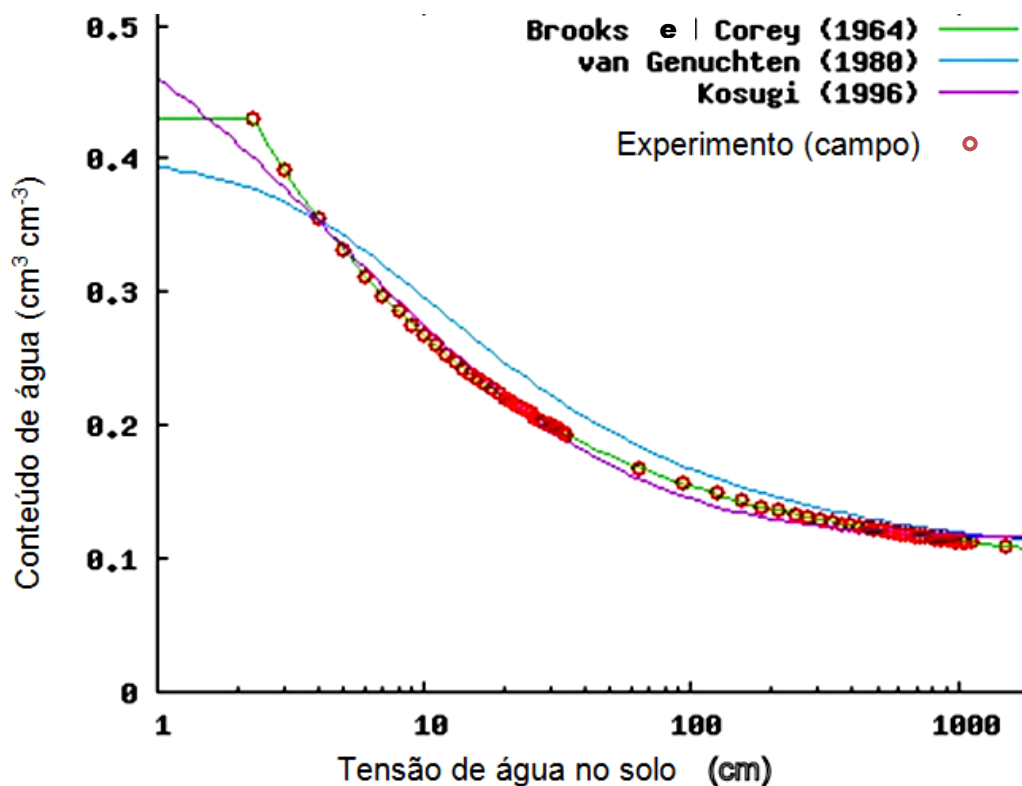


Figura 18 – Curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), obtidos a partir dos dados de campo, ajustada com as equações de Brooks e Corey (1964), van Genuchten (1980) e Kosugi (1996).

Tabela 12 – Equações dos ajustes conforme Seki (2007) para a curva característica de retenção de água no solo Argissolo (PVd), obtidos a partir dos dados de campo.

Modelos	Equações	Parâmetros	R <sup>2</sup>
Brooks e Corey	$S_e = \left(\frac{h}{h_b}\right)^{-\lambda} \quad (h > h_b)$ $S_e = 1 \quad (h \leq h_b)$	$\theta_s = 0,43036$ $\theta_r = 0,090000$ $h_b = 2,2786$ $\lambda = 0,44000$	1,000
van Genuchten	$S_e = \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n}\right]^m \quad m = 1 - \frac{1}{n}$	$\theta_s = 0,40164$ $\theta_r = 0,097996$ $\alpha = 0,18846$ $n = 1,5040$	0,97135
Kosugi	$S_e = Q \left[ \frac{\ln(h/h_m)}{\sigma} \right]$	$\theta_s = 0,55470$ $\theta_r = 0,11583$ $h_m = 4,9249$ $\sigma = 2,0055$	0,99390

$h$  = tensão de água no solo (cm);  
 $h_b$  = potencial matricial de entrada de ar (cm)( $h_w$ );  
 $\theta$  = conteúdo volumétrico de água (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>),  
 $S_e$  = conteúdo efetivo de água (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>);  
 $Q(x)$  = função da distribuição normal cumulativa complementar;  
 $\theta_s$  = conteúdo volumétrico de água no solo saturado (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>),  
 $\theta_r$  = conteúdo volumétrico de água residual (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>),  
 $\theta(h)$  = retenção de água do solo em função do potencial matricial (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>);  
 $m, n, \alpha$  (cm<sup>-1</sup>),  $\lambda$  e  $\sigma$  = parâmetros do solo.

A função da condutividade hidráulica de mesma forma pode ser representada matematicamente pelas equações 19 e 20 com os seguintes coeficientes:

$$K(h) = 5,59(-2,29 h^{-1})^{2,22} \quad (19)$$

$$K(h) = 34,82 |h|^{-2,22} \quad h < -2,29 \quad (20)$$

sendo:

$K(h)$  = condutividade hidráulica (cm min<sup>-1</sup>);

$h$  = tensão de água no solo (cm H<sub>2</sub>O)

A condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo (Figura 19) pode ser descrita pela equação 21:

$$K(\theta) = 5,59 [(\theta - 0,09)/0,34]^{5,04} \quad (21)$$

sendo:

$K(\theta)$  = condutividade hidráulica em função do conteúdo volumétrico de água do solo ( $\text{cm min}^{-1}$ );

$\theta$  = conteúdo volumétrico de água do solo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ).

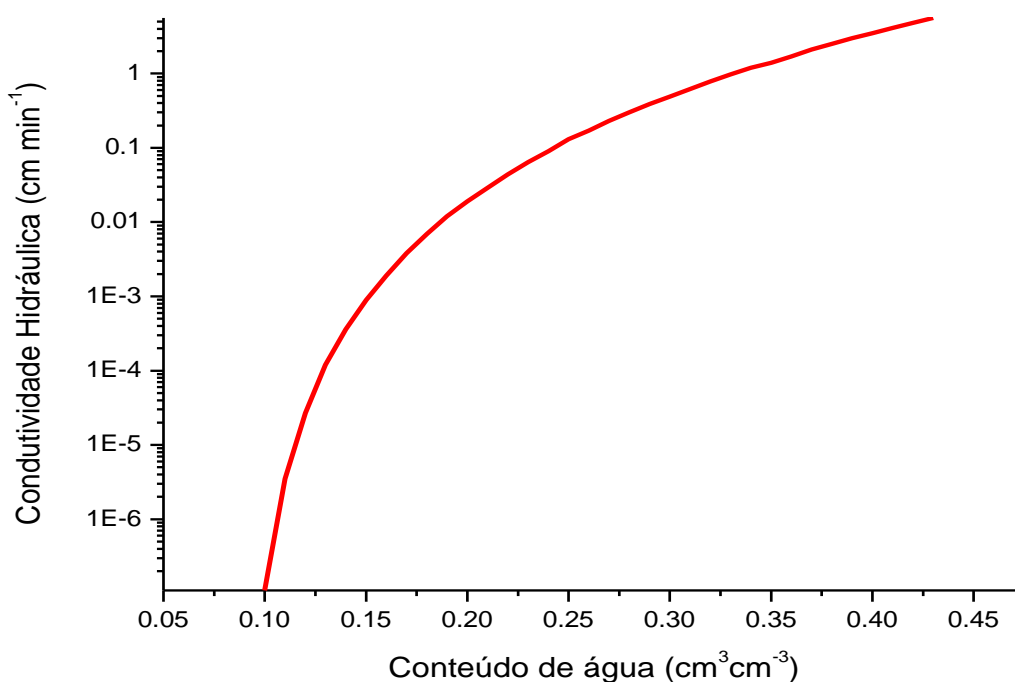


Figura 19 – Condutividade hidráulica não saturada do solo Argissolo (PVd) em função do conteúdo volumétrico de água com os dados obtidos no campo.

Estudos realizados por Saxton et al. (1986), em solo classificado como franco-arenoso, apresentam a curva de condutividade hidráulica estimada por equações matemáticas usando como parâmetro a textura do solo (Anexo 4). Os resultados obtidos por Saxton et al. (1986) corroboram com os resultados de condutividade hidráulica apresentados na figura 19 utilizando a metodologia proposta no atual estudo.

O diâmetro da área superficial de molhamento e o tempo determinado para que as áreas saturadas permanecessem em equilíbrio dinâmico foi diferente da metodologia proposta por Oliveira et al. (1988), provavelmente devido à variabilidade espacial da textura e estrutura dos solos (MONTENEGRO; MONTENEGRO, 2006).

A curva de retenção de água no solo obtida a campo (Figura 20), nas baixas tensões se aproximou dos dados de laboratório. Conforme o conteúdo volumétrico de água no solo decresce com o aumento na tensão, os valores obtidos pelo método a campo e do laboratório se afastam (Figura 20), sendo que o conteúdo volumétrico de água no solo determinado a campo é menor que o do laboratório. Como no método de campo a determinação da sorptividade após a ocorrência do equilíbrio dinâmico foi realizada em nível da superfície do solo, pode ter havido neste caso, um acréscimo do fluxo de água no solo.

Outro fato que pode ter contribuído para a obtenção de curvas de retenção diferentes em função dos dois métodos de determinação é que a amostra do método de campo não foi deformada, sendo mantida a estrutura "in situ", contrariamente a do método de laboratório, que foi utilizada amostra deformada. Isto é relevante, pois as condições do solo no momento da medição refletem a condição atual da área, como estrutura do solo, porosidade, densidade, cobertura vegetal, podendo estes fatores influenciar no fluxo dinâmico de água determinado a campo. Este aumento do fluxo determinado a campo pode ter sido o fator que contribuiu com o decréscimo do conteúdo de água e na inferência de que a curva construída por este método subestima o volume de água no solo.

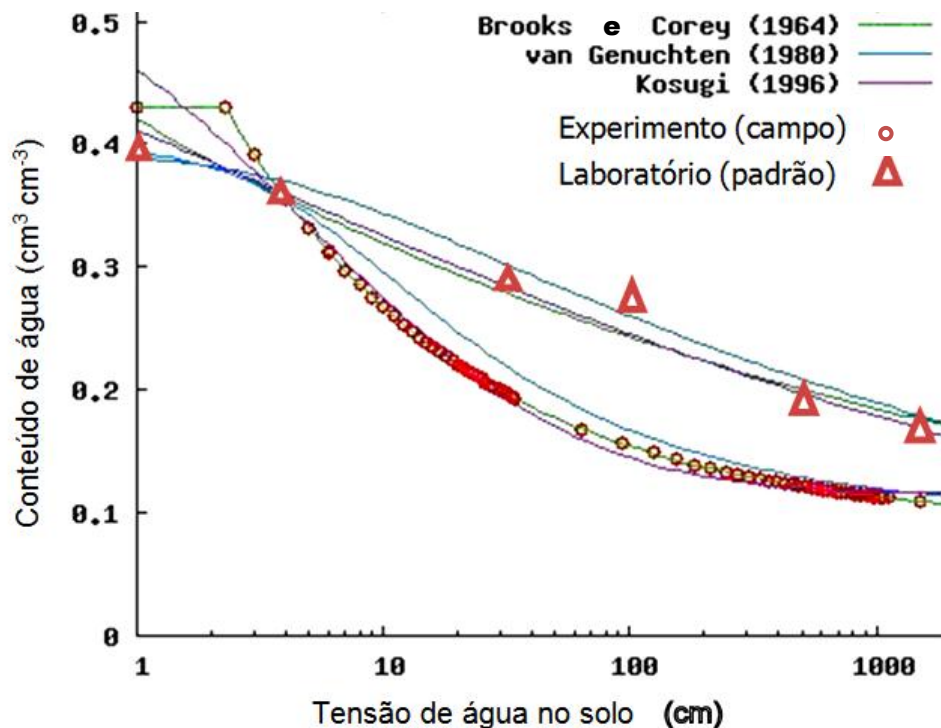


Figura 20 – Curvas características de retenção de água no solo Argissolo (PVd), em laboratório (padrão) e experimento (campo), ajustadas com as equações de van Genuchten (1980), Brooks e Corey (1964) e Kosugi (1996).

As curvas de retenção de água no solo são classicamente construídas com dados obtidos pela metodologia proposta por Richards (1965), em que determinam-se pares de valores de conteúdo de água no solo e respectivo potencial matricial. O sistema consta de aparelho de placas porosas de Richards, e equipamentos de produção e controle de pressão, podendo-se usar tanto amostras não deformadas como deformadas, sendo a determinação em laboratório um tanto trabalhosa e demanda tempo. Essa é a metodologia padrão adotada e aceita, mas sua representatividade depende de uma amostragem cuidadosa.

A metodologia proposta nesse estudo mostra a utilidade e a rapidez na elaboração das curvas de retenção e condutividade hidráulica, não demandando muito tempo na sua obtenção, o que é um aspecto importante para quem está no campo e precisa de dados para tomada de decisão. Comparando as curvas elaboradas com os dados obtidos em laboratório e a campo pela metodologia

proposta, sendo as duas ajustadas com as equações de van Genuchten (1980), Brooks e Corey (1964) e Kosugi (1996), verifica-se que são diferentes, o que trás restrição ao seu uso direto. No entanto, a relação entre os valores de umidade volumétrica obtidos pelas duas metodologias para um mesmo potencial matricial apresentaram uma relação exponencial entre si em função dos valores de umidade volumétrica obtidos a campo. Essa função exponencial (Figura 21) apresentou alto ajuste aos dados na faixa de tensões correspondentes de 1 cm de H<sub>2</sub>O até 1500 cm de H<sub>2</sub>O. Isso permitiu corrigir os dados obtidos a campo para seus equivalentes determinados em laboratório pela metodologia padrão.

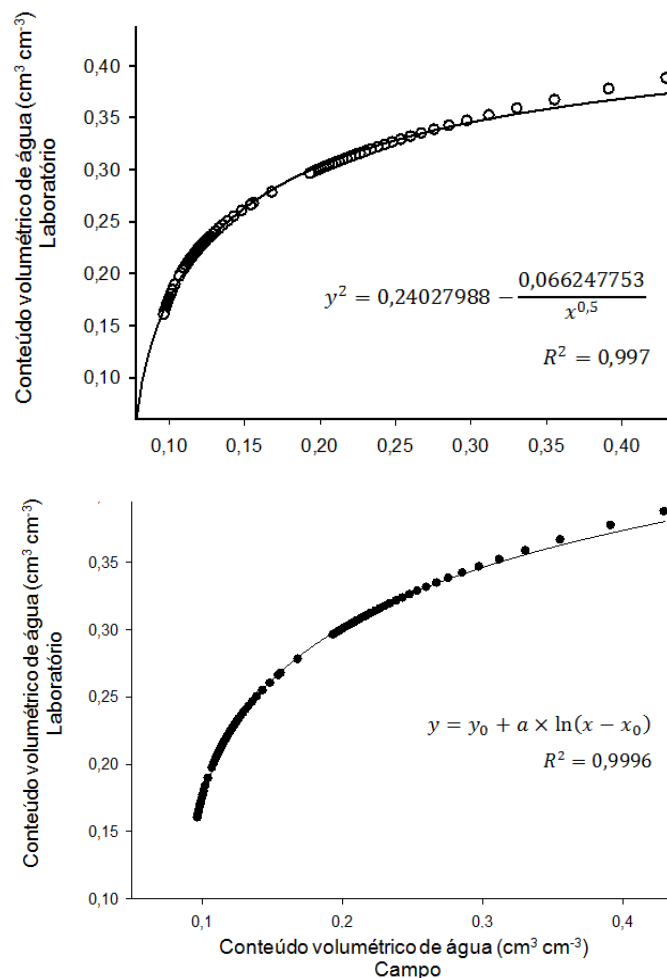


Figura 21 – Funções de ajuste para correção de valores de umidade volumétrica obtidos pela metodologia de campo (método alternativo baseado nas variáveis físico-hídricas relacionadas ao avanço da frente de molhamento horizontal na superfície do solo) para um mesmo potencial matricial em laboratório.

Portanto, as duas funções ajustadas podem ser utilizadas para corrigir os valores de umidade volumétrica obtidas a campo pela metodologia, conforme também inferem Shani et al. (1987). Para Richards (1947) e Bernardo (1982, 2006) existem diferenças consideráveis quando se considera a água disponível no solo determinada pelos métodos de laboratório e de campo. Para as condições em que foi desenvolvido o atual trabalho, em solo PVD, os coeficientes de ajuste a serem utilizados estão representados na tabela 13.

Tabela 13 – Equações e coeficientes de ajuste para correção de valores de umidade volumétrica a campo\* para um mesmo potencial matricial em laboratório.

Equações	Coeficientes	R <sup>2</sup>
$y = y_0 + a \ln(x - x_0)$	$y_0 = 0,4577$ $x_0 = 0,0783$ $a = 0,0740$	0,9996
$y^2 = a - \frac{b}{x^{0,5}}$	$a = 0,24027988$ $b = 0,06624775$	0,9970

\*Método alternativo baseado nas variáveis físico-hídricas relacionadas ao avanço da frente de molhamento horizontal na superfície do solo.

## 4 CONCLUSÕES

- O Sistema multi-gotejador permite obter um número maior de amostragens simultâneas no campo que facilitam a estimativa de sorptividade ( $S$ );
- Os cálculos de sorptividade ( $S$ ), parâmetros do solo ( $\eta$ ) e ( $\beta$ ) e do potencial matricial de entrada de ar ( $h_w$ ), com as medidas feitas com o sistema Multi-Gotejador, são suficientes para obtenção das curvas características de água no solo e da condutividade hidráulica não saturada para o solo Argissolo Vermelho Distrófico arênico (PVd);
- O diâmetro, área superficial de molhamento e o tempo medido para que as áreas saturadas permanecessem em equilíbrio dinâmico no Argissolo Vermelho Distrófico arênico são diferentes dos valores obtidos por outros autores em outros tipos de solos.
- Os resultados obtidos com os métodos de determinação (laboratório e campo) são diferentes o que trás restrição ao seu uso direto. Entretanto, as funções exponenciais de ajuste podem ser utilizadas para corrigir os valores de umidade volumétrica obtidos a campo. Permitido eleger, preferencialmente o método de campo por utilizar o solo em sua estrutura natural e ser possível prever a curva característica de retenção de água no solo e da condutividade hidráulica do solo com maior rapidez.



## 5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBASPOUR, K.C.; SCHULIN, R.; van GENUCHTEN, M.T. Estimating unsaturated soil hydraulic parameters using a colony optimization. **Advances in Water Resources**. Amsterdam, v.24, p.827-841, 2001.

ABREU, J. M. H.; LOPEZ, J. R.; REGALADO, A. P.; HERNANDEZ, J. F. G. **El riego localizado**. Curso internacional de riego localizado. Madrid, 1987, 317p.

ANDRADE, R. S.; STONE, L. F. Uso do índice S na determinação da condutividade hidráulica não-saturada de solos do cerrado brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. Campina Grande, PB. v.13, n.4, p.376–381, 2009.

BARROS, A. C., FOLEGATTI, M. V., SOUZA, C. F., SANTORO, B. L. Distribuição de água no solo aplicado por gotejamento enterrado e superficial. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. Campina Grande, PB. v.13, n.6, p.700–707, 2009.

BASTOS, E. **Manual de irrigação** – Técnicas para instalação de qualquer sistema de irrigação. 3ª Ed. São Paulo, 1991.103p.

BERNARDO, S. **Manual de irrigação**. 8ª. Ed. Viçosa: UFV, Impr. Univ. 2006. 625p.

BERNARDO, S. **Manual de Irrigação**. 2ª. Ed. Viçosa: UFV, Impr. Univ. 1982. 463p.

BORGES, E.; ANTONINO A. C. D.; OLIO, A. D.; AUDRY, P.; CARNEIRO, C. J. G. Determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade de um solo não-saturado utilizando-se permeâmetro a disco. **Pesquisa Agropecuária brasileira**, Brasília, v.34, n.11, p.2083-2089, nov. 1999.

BORGES, E.; LIBARDI, P. L. Propriedades hidráulicas de um solo não-saturado utilizando-se o permeâmetro a disco. **Scientia Agrícola**, v.57, n.3, p.525-529, 2000.

BRASIL. Ministério da Agricultura e Abastecimento. **Teste de comparação de modelos matemáticos para o traçado de curvas granulométricas**. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 107. ISSN 1676 – 918x, Planaltina, DF, 2003, 122p.

BRASIL. Ministério da Agricultura. **Levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Rio Grande do Sul**. Recife: convênio MA/DPP-AS/DRNR, 1973, 431p.(boletim técnico, 30).

BRESLER, E. Analysis of trickle irrigation with application to design problems. **Irrigation Science**, New York. v.1, p.3-17, 1978.

BRESLER, E.; HELLER, J.; DINER, N.; BEN-ASHER, J.; BRANDT, A.; GOLDBERG, D. Infiltration from a trickle source: II. Experimental data and theoretical predictions. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v.35, p.683-689, 1971.

BROOKS, R. H.; COREY, A. T. Hydraulic properties of porous media. **Hydrological Paper..** Fort Collins: Colorado State University, n.3, 1964, 54p.

BRUTSAERT, W. Some methods of calculating unsaturated permeability. **Trans. ASAE**, v.10, p.400-404, 1967.

BURDINE, N. T. Relative permeability calculations from pore size distribution data. **Transactions American Institute of Mining Engineers**, v.198, p.71-78. 1953.

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.

CASTELLANOS, J. Z. **Aspectos fundamentales sobre fertirrigacion em cultivos hortícolas**. Memórias del tercer curso internacional del manejo del agua y fertilizantes em cultivos intensivos. Quito, Equador, 1999.

CHILDS, E. C.; COLLIS-GEORGE, N. The permeability of porous materials. **Proceedings Royal Society London**, v.20, n.1A, p.392-405, 1950.

CHRISTOFIDIS, D. **Água**: Gênese, Gênero e Sustentabilidade Alimentar no Brasil. Brasília, DF, UNB, PROÁGUA. Fev. 2006, 18p.

CLARK, G. A.; HAMAN, D. Z.; PROCHASKA, J. F.; YITAYEM, M. General System Design Process. In: LAMM, F. R.; AYARS, J. E.; NAKAYAMA, F. S. **Microirrigation for crop production**. 1st. ed. Elsevier B.V Amsterdam: Elsevier, 2007. cap. 5, (Developments in Agricultural Engineering 13).p.161-220.

CRONEY, D.; COLEMAN, J. D. Soil structure in relation to soil suction (pF). **Journal Soil Science**, London, v.5, p.75-84, 1954.

DIRKSEN, C. **Soil physical measurements**. Reiskirchen: Catena Verlag. 1999.

DOURADO NETO, D.; MORAES, S. O.; LIBARDI, P. L. Problemas metodológicos na obtenção da curva de retenção da água pelo solo. **Ciência Agrícola**, Piracicaba, v.50, n.3, p. 383-392, 1993.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro, RJ, 1997. 212p.

\_\_\_\_\_. **Determinação da Curva de Retenção de Água no Solo em Laboratório.** Centro de Pesquisa Agropecuária do Meio-Norte. Teresina, PI, 2007. 2p.

FAO - Organização das Nações Unidas para a Agricultura e a Alimentação. Coleção, **FAO: Agricultura, N° 38.** Roma, 2007.

\_\_\_\_\_. Coleção, **FAO: Agricultura,** Roma, 2009, 200p.

FAO – Yearbook production, 1997, v.52, 1998.

FREDLUND, M. D.; FREDLUND, D. G.; WILSON, G. W. Prediction of the Soil-Water Characteristic Curve from Grain-Size Distribution and Volume-Mass Properties. **3º Brazilian Symposium on Unsaturated Soils,** Rio de Janeiro, Brazil, April 22-25, 1997.

FREDLUND, D.G.; ANQING XING. Equations for the soil-water characteristic curve. **Canadian Geotech Journal,** v.21, p.521-532, 1994.

FUENTES, C.; ANTONINO, A. C. D.; NETTO, A. M.; LIRA, C. A. B. O.; CABRAL, J. J. S. P. Desenvolvimento de um modelo fractal para a estimativa da condutividade hidráulica de solos não saturados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo,** v.29, p.51-60, 2005.

GATES, J. I.; LIETZ, W. T. Relative permeabilities of California cores by the capillary-pressure method. **In: Drilling and production practice.** New York, American Petroleum Institute, 1950.

HELDWEIN, A. B.; BURIOI, A. G.; STRECK, N. A. O clima de Santa Maria. **Ciência & Ambiente,** v.38, p.43-58, 2009.

HILLEL, D. **Environmental soil physics.** 1.ed. New York: Academic Press. 1998, 770p.

HILLEL, D. **Introduction to environmental soil physics.** New York: Academic Press. 2004, 511p.

JADOSKI, S. O. **População de plantas e manejo da irrigação para a cultura do feijoeiro.** Santa Maria, UFSM, 1999. 111p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Santa Maria, 1999.

KELLER, J. **Sprinkler and trickle irrigation.** Logan: Utah State University, 1984, 281p.

KELLER, J.; BLIESNER, D.R. **Sprinkler and trickle irrigation.** New York: von Nostrand Reinhold, 1990, 652p.

KLAR, A. E. **Irrigação: frequência e quantidade de aplicação.** São Paulo: Nobel, 1991, 156p.

KLAR, A. E. **A água no sistema solo - planta - atmosfera**. São Paulo: Nobel, 1984, 408p.

KOSUGI, K. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. **Water Resource Research**, v.32, n.9, p.2697-2703, 1996.

LIBARDI, P. L.; MELO FILHO, J. F. Exploratory analysis and variability of hydraulic conductivity equation parameters, in an instantaneous profile experiment. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.30, n.2, p.197-206. ISSN 0100-0683. Mar-Apr. 2006.

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

MANTOVANI, E. C.; BERNARDO, S.; PALARETTI, L. F. **Irrigação: princípios e métodos**. Viçosa, ed. UFV, 2006, 318p.

MARCIANO, C. R.; MORAES, S. D.; SAAD, A. M.; LIBARDI, P. L. Variabilidade do potencial mátrico e do conteúdo de água no solo em experimento de manejo de irrigação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.22, n.4, p.563-571, 1998.

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

MILLER, R. J.; LOW, P. F. Threshold gradient for water flow in clay systems. **Soil Science Society of America Journal**, v.27, p.605-609, 1963.

MOLDRUP, P.; ROLSTON, D. E.; HANSEN, J. A. Rapid and numerically stable simulation of one dimensional, transient water flow in unsaturated layered soils. **Soil Science Society of America Journal**, v.148, n.3, p.219-226, 1989.

MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. G. Variabilidade espacial de classes de textura, salinidade e condutividade hidráulica de solos em planície aluvial. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.10, n.1, p.30-37, 2006.

MORENO, J. A. **Clima do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Secretaria da Agricultura e Abastecimento, Diretoria de Terras e Colonização, Secção de Geografia, 1961.

LAMM, F. R.; AYARS, J. E.; NAKAYAMA, F. S.; BUCKS, D. A. **Microirrigation for crop production**. 1st. ed. Elsevier B.V Amsterdam: Elsevier, (Developments in Agricultural Engineering 13), 2007, 618p.

NASCIMENTO, T.; SOARES, J. M. Bulbo Infiltrômetro. In: Congresso nacional de irrigação e drenagem. Florianópolis, 1998. **Anais...** Florianópolis: v.2, p.107-1218. 1988.

NOGUEIRA, C. C. P.; COELHO, E. F.; LEÃO, M. C. Características e dimensões do volume de um solo molhado sob gotejamento superficial e subsuperficial. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.4, n.3, p.315-320, 2000.

OLIVEIRA, C. A. S. Determinação de condutividade hidráulica e da curva de retenção de água no solo com um método simples de campo. Brasília, DF: **EMBRAPA-CNPq Circular Técnica 6**, 1988, 11p.

OLIVEIRA, C. A. S. **Influence of diking and mulch soil surface treatments on infiltration and runoff as affected by irrigation**. 1986. 124p. Logan: Utah State University, Thesis Ph.D. 1986.

OLIVEIRA, J. C. M.; REICHARDT, K.; APPOLONI, C. R.; SOUZA, A. D. B.; COSTA, A. C. S. Hydraulic conductivity determination of a dark red latosol by gamma attenuation and tensiometry. **Semina: CL Exatas/Tecnológicas**, Londrina, v.16, n.4, p.550-553, Dec. 1995.

PHENE, C. J.; HUTMACHER, R. B.; AYARS, J. E.; DAVIS, K. R.; MEAD, R. M.; SCHONEMAN, R. A. Maximizing water use efficiency with subsurface drip irrigation. ASAE Paper No.92-2059, In: International Summer Meeting of American Society of Agricultural Engineers, Charlotte: New York, June 21–24, 1992b, 27p.

PHENE, C. J.; DAVIS, K. R.; HUTMACHER, R. B.; MCCORMICK, R. L. Advantages of subsurface irrigation for processing tomatoes. **Acta Horticulture**, n.200, p.101-113, 1987.

PHILIP, J. R. The theory of infiltration: The infiltration equation and its solution. **Soil Science Society of America Journal**, v.83, p.345-57, 1957.

PHILIP, J. R. Theory of infiltration. **Hydro science**, v.5, p.215-291, 1969.

PINHEIRO, A; TEIXEIRA, L. P. Estimativa das curvas de condutividade hidráulica e de retenção a partir de características físicas do solo. **Revista de estudos ambientais**, v.11, n. 1, p. 44-50, jan-jun. 2009.

PIZARRO, F. **Riegos localizados de alta frecuencia**: Goteo, microaspersion, exudacion. Madrid: Ediciones Mundi-Prensa, 1987, 461p.

PNUD. Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento. Relatório do desenvolvimento humano. **A água para lá da escassez**: poder, pobreza e a crise mundial da água. New York, 2006, 1101p.

- PREVEDELLO, C. L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Curitiba: Sociedade Autônoma de Estudos Avançados em Física do Solo. 1999, 446p.
- PREVEDELLO, C. L.; COSTABILE, M. S.; STRAPASSON, A. B.; SANTOS, A. P. R.; AFONSO, M. A. Diâmetro médio predominante de partículas do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.24, p.675-677, 2000.
- RAATS, P. A. C. Developments in soil-water physics since the mid 1960s. **Geoderma**, v.100, p.355-87, 2001.
- RAJPUT, T. B. S.; PATEL, N. Effect of drip tape placement depth and irrigation level on yield of potato. **Agricultural water management**, v.88, p.209-223, 2007.
- REICHARDT, R.; TIMM, L. C. **Solo Planta Atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri, São Paulo. Manole, 2004.
- REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Editora Manoele Ltda, 1990.
- REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. Piracicaba: USP/ ESALQ. Departamento de Física e Meteorologia, 1993, 505p.
- REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. **Propriedades físicas do solo**. Universidade Federal de Santa Maria – UFSM. Centro de Ciências Rurais – CCR. Santa Maria, 2006.
- REIS, E. F.; FARIA, P. A. S.; GUARIZ, H. R.; EFFGEN, E. M.; PASSOS, R. R. Efeito do manejo na curva de retenção de água no solo, em duas profundidades distintas. **In: X Encontro Latino Americano de Iniciação Científica e VI Encontro Latino Americano de Pós-Graduação Universidade do Vale do Paraíba**, p. 2899-2901, 2006.
- RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous mediums. **Physics**, n.1, p.318-333, 1931.
- RICHARDS, L. A. Pressure-membrane apparatus, construction and use. **Agronomy Engineering**, n.28, p.451-454, 1947.
- RICHARDS, L. A. Physical conditions of water in soil. **In: C. A. BLACK, D. D. EVANS, J. L. WHITE, L. E. ENSMINGE; F. E. CLARK. Methods of soil analysis - Physical and mineralogical properties, including statistics of measurements and sampling**. Madison, ASASSSA, p.128-152, 1965.
- RIGHES, A. A.; SILVA, R. F. Escoamento Superficial, Erosão e contaminação do solo. **In: RIGHES, A. A.; BURIOLO, G. A.; BOER, N. Água e educação: Princípios e estratégias de uso e conservação**. Cap.V, p.137-168. Santa Maria: Centro Universitário Franciscano, 2009, 272p.

RIGHES, A. A.; AMARAL, L. G. H.; DALLA COSTA, R.; ROSA, G. M. V.; WILLES, J. A.; GOMES, A. C. S. **Determinação da água no solo e na planta para irrigação**. Santa Maria: Imprensa Universitária, 2003, 97p.

RUSSO, D.; BRESLER, E. Field determination of soil properties for statistical analysis. **Soil Science Society of America Journal**, v.44, p.697-702, 1980.

SAITO, H.; SEKI, K.; SIMUNEK, J. An alternative deterministic method for the spatial interpolation of water retention parameters. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.13, p.453-465, 2009.

SANTIAGO, F. S. **Efeito do manejo da irrigação na salinidade e umidade de neossolo flúvico, com a cultivar de repolho midori (Brassica oleracea var. capitata), no município de Pesqueira -PE**. 2002. 115 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2002.

SANTOS, F. J. S.; CRISÓSTOMO, L. A. Fertirrigação em fruteiras tropicais. **Instruções técnicas n° 5 – Embrapa Agroindústria Tropical**, Fortaleza, p.1-3, Dez. 2000.

SAXTON, K. E.; RAWLS, W. J.; ROMBERGER, J. S.; PAPENDICK, R. I. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. **Soil Science Society of America Journal**, v.50, p.1031-1036, 1986.

SCHWARTZMAN, M.; ZUR, B. Emitter spacing and geometry of wetted soil volume. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York: ASCE 112, v.3, p.242-253, 1985.

SEKI, K. SWRC fit - a nonlinear fitting program with a water retention curve for soils having unimodal and bimodal pore structure. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.4, p.407-437, 2007.

SHANI, U.; HANKS, J. R.; BRESLER, E.; OLIVEIRA, C. A. S. A simple field method for estimating the hydraulic conductivity and matric potential water content relations of soils. **Soil Science Society of America Journal**, v.51, p.298-302, 1987.

SILVA, C. A.; SILVA, C. J. Avaliação de Uniformidade em Sistemas de Irrigação Localizada. **Revista Científica Eletrônica de Agronomia**, ano IV, n.8, 2005.

SILVA, E. L.; GODINHO, F. V. Infiltrômetro de disco para determinação da Condutividade hidráulica de solo não-saturado. **Ciência agrotecnica**, Lavras, v.26, n.3, p.585-588, mai-jun., 2002.

SILVA, W. L. C.; MAROUELLI, W. A. Exploratory studies on microirrigation for processing tomatoes in Central Brazil. In: INTERNATIONAL MICROIRRIGATION CONGRESS, 1995, Orlando, FL. **Anais...Orlando, FL: Microirrigation for a**

changing world, conserving resources, preserving the environment: Proceedings. Orlando: ASAE, p.904-908. 1995.

SILVA, W. L. C.; GIORDANO L. B.; GORNAT, B.; MAROUELLI, W. A.; FONTES, R. R. Resposta de cultivares de tomateiro para processamento industrial à fertirrigação por gotejamento subterrâneo. **Embrapa Hortaliças, N° 6**. Brasília DF, dez 1997.

SILVA, E. B.; LIBARDI, P. L. Propriedades hidráulicas de um solo não saturado utilizando-se o permeâmetro a disco. **Scientia Agricola**, v. 57, n. 3, p.525-529, 2000.

SOLOMON, K. H. Global uniformity of trickle irrigation system. **Transactions of the ASAE**, v.28, n.4, p.1151-1158, 1985.

SOUZA, C. C. de. **Avaliação de métodos de água disponível em diferentes solos na cultura do algodoeiro herbáceo**. Areia-PB: CCA/UFPB, 199p. (Dissertação de Mestrado), Universidade Federal da Paraíba, 1999.

SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D; ÂNGULO - JAMIRILLO, R.; NETTO, A. M. Caracterização hidrodinâmica de solos: aplicação do método Beerkan. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.12, n.2, 2008.

SOUZA, C. F.; MATSURA, E. E. Distribuição da água no solo para o dimensionamento da irrigação por gotejamento. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.8, n.1, p.7-15, 2004.

SPOHR, R. B. **Sequencia de cultivos irrigados de verão com arroz de terras altas e milho ou sorgo silagem**. Santa Maria, UFSM, 2003, 62p. Dissertação de Mestrado (Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Santa Maria, UFSM, 2003.

STRECK, E. V.; KÄMPF, N.; DALMOLIN, R. S. D.; NASCIMENTO, P. C.; SCHNEIDER, P. **Solos do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Ed. EMATER/RS; UFRGS, 2002, 108p.

TEDESCO, M. J.; GIANELLO, C.; BISSANI, C. A.; BOHNEN, H.; VOLKWEISS, S. J. **Análises de solo, plantas e outros materiais**. Porto Alegre, RS: Departamento de Solos, UFRGS, Boletim Técnico 5, 1995, 174p.

TIMM, L. C.; TAVARES, L. C.; TAVARES, V. E. Q.; REISSER JUNIOR, C.; MANKE, G.; LEMOS, F.D.; LISBOA, H.; PRESTES, R. B.; PAULETTO, E. A.; CUNHA, N. G. Capacidade de retenção de água e parâmetros de ajuste do modelo de van Genuchten (1980) em quatro solos representativos da região produtora de pêssego, Pelotas-Rs. **In: XVI CIC - XVI Congresso de Iniciação Científica**, Pelotas, RS. 2007.



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

WANG, D.; KANG, Y.; WANA, S. Effect of soil matric potential on tomato yield and water use under drip irrigation condition. **Agricultural water management**, v.87, p.180-186, 2007.

WOODING, R. A. Steady infiltration from a shallow circular pond. **Water Resources Research**, v.4, n.6, p.1259-1273, 1968.

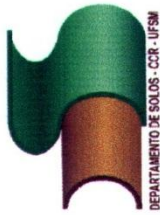
WWF-Brasil (Fundo Mundial para a Natureza). **Relatório Anual**, 2009, 64p.

\_\_\_\_\_ **Relatório Anual** 2008, 49p.

ZUQUETTE, L. V.; PALMA, J. B. Avaliação da condutividade hidráulica em área de recarga do aquífero Botucatu. **Rem: Revista Escola de Minas**, vol.59, n.1, p.81-87, 2006.



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS  
DEPARTAMENTO DE SOLOS  
LABORATÓRIO DE FÍSICA DO SOLO  
LAUDO DE ANÁLISES FÍSICAS



DEPARTAMENTO DE SOLOS - CCR - UFSM

DATA: 22/09/2005

SOLICITANTE: OSVALDO KONIG

PROF.	Identificação	Densidades, g cm <sup>-3</sup>		Porosidades, %			SATUR.	Umidade Volumétrica, cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>					
		SOLO	PARTIC.	MACRO	MICRO	TOTAL		1 (kPa)	6 (kPa)	33 (kPa)	100 (kPa)	500 (kPa)	1500 (kPa)
	1	1,61	2,57	8,42	33,48	41,89	0,419	0,378	0,335	0,315	0,293	0,216	0,194
	3	1,41	2,57	17,78	31,32	49,10	0,491	0,399	0,313	0,285	0,267	0,190	0,170
	5	1,43	2,57	15,28	32,94	48,23	0,482	0,424	0,329	0,292	0,281	0,193	0,173
	7	1,52	2,57	10,56	33,62	44,18	0,442	0,403	0,336	0,300	0,281	0,204	0,183
	9	1,55	2,57	9,82	36,55	46,37	0,464	0,405	0,365	0,343	0,327	0,209	0,187
	média	1,50	2,57	12,37	33,58	45,95	0,460	0,402	0,336	0,307	0,290	0,202	0,181
	2	1,47	2,52	9,10	38,39	47,50	0,475	0,422	0,384	0,323	0,307	0,216	0,200
	4	1,47	2,52	12,48	35,12	47,60	0,476	0,414	0,351	0,293	0,278	0,216	0,201
	6	1,37	2,52	9,83	38,80	48,63	0,486	0,432	0,388	0,321	0,302	0,202	0,187
	8	1,53	2,52	6,86	39,55	46,42	0,464	0,419	0,396	0,350	0,334	0,225	0,209
	10	1,36	2,52	11,58	38,47	50,06	0,501	0,436	0,385	0,320	0,303	0,201	0,186
	média	1,44	2,52	9,97	38,07	48,04	0,480	0,425	0,381	0,321	0,305	0,212	0,197

Metodologia: densidade do solo - cilindro; densidade de partícula - balão volumétrico; porosidades: macro - cálculo, micro - mesa de tensão, total - umidade de saturação; curva de retenção de água: 1 e 6 kPa - mesa de tensão, 33 e 100 kPa - panela de pressão, 500 e 1500 kPa - medidor de potencial de água-WP4.

Valores para densidade do solo das amostras 11 = 1,36  
12 = 1,28

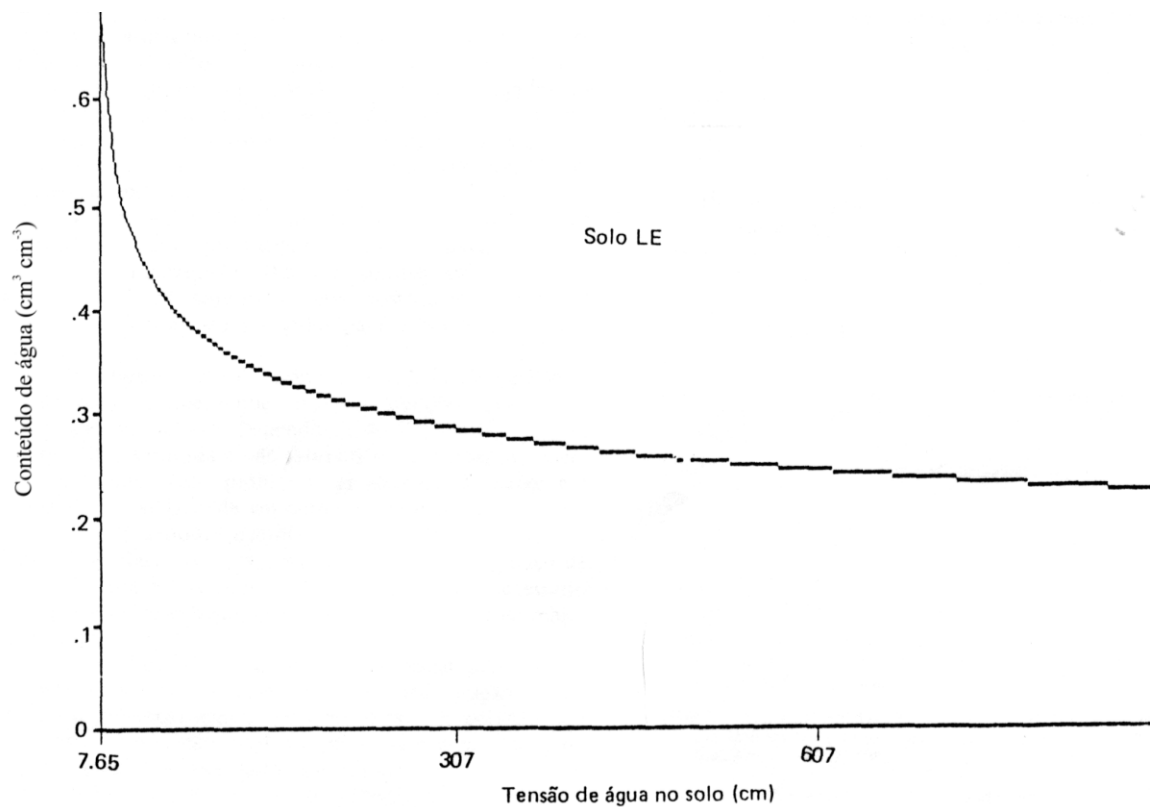
*Osvaldo Konig*

6 ANEXOS

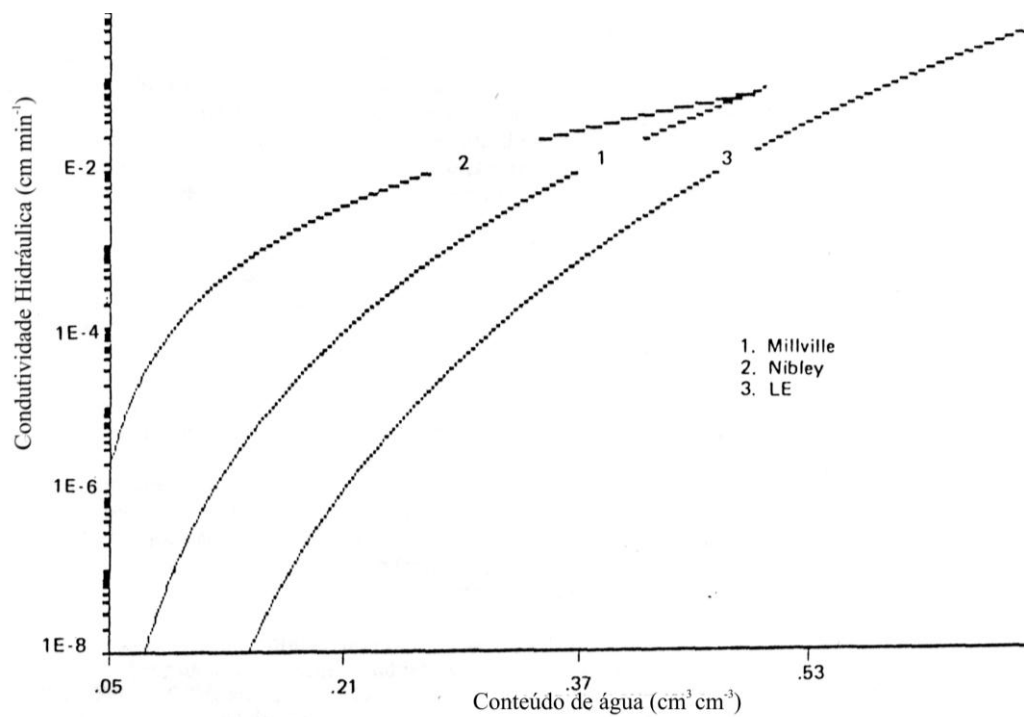
Anexo 2 - Análise química do solo na área experimental segundo Spohr (2003).  
 Santa Maria, RS, 2011.

	Textura	pH-H <sub>2</sub> O	MO	P	K	Ca	Mg	H+Al
Amostra			(%)	(mg L <sup>-1</sup> )				
1	4	5,3	1,8	12,3	58,0	3,5	1,6	3,3

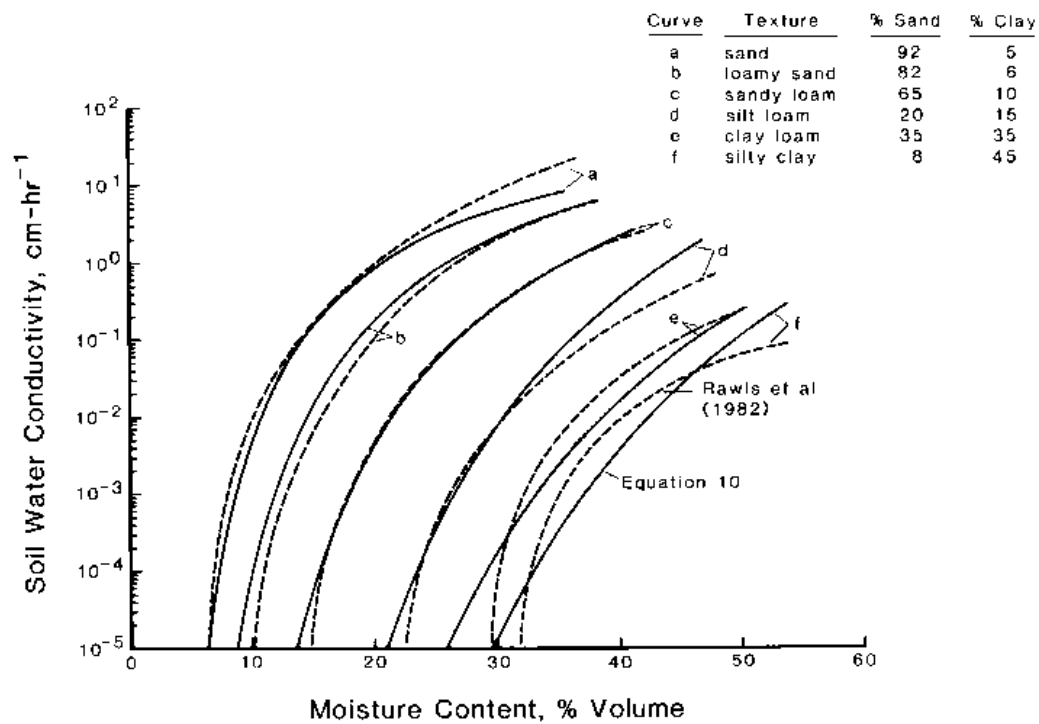
Obs: mg L<sup>-1</sup> = ppm; cmolc L<sup>-1</sup>; meq 100<sup>-1</sup> g



Anexo 3 – Curva de retenção de água no solo Latossolo Vermelho Escuro – LE, (OLIVEIRA, 1987).

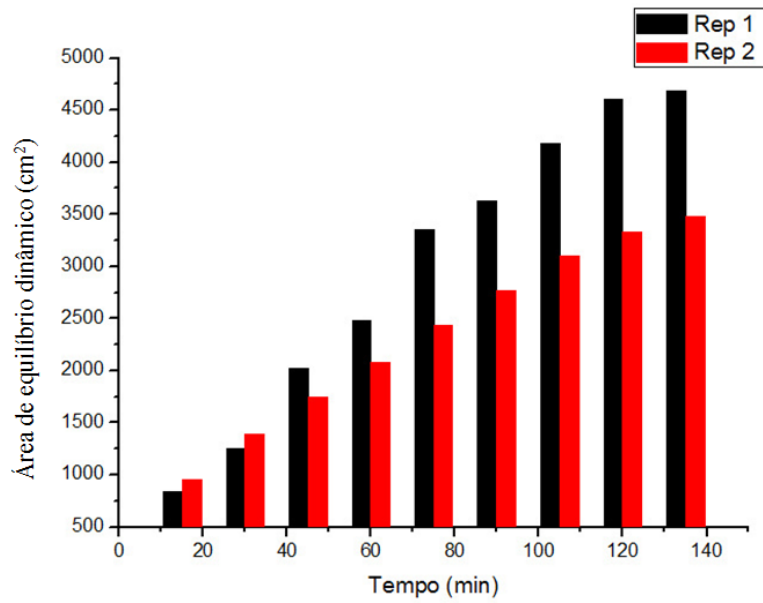


Anexo 4 – Condutividade hidráulica para os solos Millville, Nibley e Latossolo Vermelho Escuro – LE, (OLIVEIRA, 1987).



Anexo 5 – Comparação dos resultados da condutividade hidráulica insaturada com as curvas de Rawls et al. (1982). Fonte: Saxton et al. (1986).





Apêndice 3 – Tempo desde o início da irrigação até o equilíbrio dinâmico para a vazão de  $2 \text{ L h}^{-1}$ , nas repetições 1 e 2.