



Universidade Estadual Paulista  
"Júlio de Mesquita Filho"  
Programa Interunidades

unesp 

Mestrado

---

Engenharia Civil e Ambiental

**NILTON SANTOS PAES JUNIOR**

**AVALIAÇÃO DO PROCESSO DE INFILTRAÇÃO DA ÁGUA EM SOLO  
RESIDUAL DE BIOTITA-GNAISSE PARA SUPERFÍCIES COM  
DIFERENTES DECLIVIDADES UTILIZANDO LISÍMETROS**

Bauru  
2013



**NILTON SANTOS PAES JUNIOR**

**AVALIAÇÃO DO PROCESSO DE INFILTRAÇÃO DA ÁGUA EM SOLO  
RESIDUAL DE BIOTITA-GNAISSE PARA SUPERFÍCIES COM  
DIFERENTES DECLIVIDADES UTILIZANDO LISÍMETROS**

Dissertação apresentada como requisito para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Área de Concentração Geotecnia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. George de Paula Bernardes

Bauru  
2013



Paes Junior, Nilton Santos.

Avaliação do processo de infiltração da água em um solo residual de biotita-gnaiss para superfícies com diferentes declividades utilizando lisímetros / Nilton Santos Paes Junior, 2013

101 f. Il.

Orientador: George de Paula Bernardes


Dissertação (Mestrado)-Universidade Estadual Paulista. Faculdade de Engenharia, Bauru, 2013

1. Infiltração. 2. Declividade da superfície. 3. Lisímetro. 4. Simulador de Chuva I. Universidade Estadual Paulista. Faculdade de Engenharia. II. Título.

**ATA DA DEFESA PÚBLICA DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO DE NILTON SANTOS PAES JUNIOR, DISCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL, DO(A) FACULDADE DE ENGENHARIA DE BAURU.**

Aos 25 dias do mês de fevereiro do ano de 2013, às 15:00 horas, no(a) SALA DE VIDEOCONFERÊNCIA DA FACULDADE DE ENGENHARIA DE GUARATINGUETÁ, reuniu-se a Comissão Examinadora da Defesa Pública, composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. GEORGE DE PAULA BERNARDES do(a) Departamento de Engenharia Civil / Faculdade de Engenharia de Guaratinguetá - UNESP, Prof. Dr. PAULO VALLADARES SOARES do(a) Secretaria Executiva / Associação Corredor Ecológico do Vale do Paraíba, Prof. Dr. HERALDO LUIZ GIACHETI do(a) Departamento de Engenharia Civil / Faculdade de Engenharia de Bauru - UNESP, sob a presidência do primeiro, a fim de proceder a arguição pública da DISSERTAÇÃO DE MESTRADO de NILTON SANTOS PAES JUNIOR, intitulado "AVALIAÇÃO DO PROCESSO DE INFILTRAÇÃO DA ÁGUA EM UM SOLO RESIDUAL DE BIOTITA-GNAISSE PARA SUPERFÍCIES COM DIFERENTES DECLIVIDADES UTILIZANDO LISÍMETROS". Após a exposição, o discente foi arguido oralmente pelos membros da Comissão Examinadora, tendo recebido o conceito final: APROVADO. Nada mais havendo, foi lavrada a presente ata, que, após lida e aprovada, foi assinada pelos membros da Comissão Examinadora.

  
Prof. Dr. GEORGE DE PAULA BERNARDES

  
Prof. Dr. PAULO VALLADARES SOARES

  
Prof. Dr. HERALDO LUIZ GIACHETI

## **DEDICATÓRIA**

Aos meus pais Nilton e Neusa e a minha esposa Thalita pelo eterno amor e compreensão.

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus por guiar-me por mais esta etapa da minha vida, dando-me sabedoria e discernimento para continuar nesta "caminhada".

Ao orientador deste trabalho de pesquisa, Prof. Dr. George de Paula Bernardes, pela confiança, apoio, dedicação e tempo dispensado, bem como da experiência acadêmica e científica transmitida e amizade conquistada.

A todos os Professores que contribuíram no meu processo de formação, em especial ao Prof. Dr. Silvio Jorge Coelho Simões pela amizade e orientação em trabalhos anteriores.

A Prof<sup>ª</sup> Dra. Anna Sílvia Palcheco Peixoto e também ao Dr. Paulo Valladares Soares pelas orientações dadas no exame de qualificação desta dissertação.

Aos meus pais Nilton e Neusa, pela educação, amor e carinho dispensados aos filhos desde a infância e apoio e incentivo eternos.

A minha esposa Thalita, que com muito amor, dedicação e paciência me auxiliou em mais esta conquista.

Ao meu irmão Fábio pelo apoio e ajuda na construção dos equipamentos.

A toda a minha família, em especial aos meus avós paternos, Valério e Maria, e maternos Ostelino e Nair (in memoriam), pelo exemplo de vida.

Aos colegas que conquistei durante a integralização dos créditos na Pós-graduação, pela ajuda e atenção dispensadas.

Ao técnico do laboratório de Mecânica dos Solos, Flávio, pela amizade, paciência e disposição dispensadas durante a realização dos ensaios.

Aos colegas do DAEE - Departamento de Águas e Energia Elétrica pela compreensão e apoio dispensados.

A todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho e para o meu crescimento pessoal e profissional.

"Um País se faz com homens e livros"

Monteiro Lobato

PAES JUNIOR, N. S. **Avaliação do processo de infiltração da água em solo residual de biotita-gnaiss para superfícies com diferentes declividades utilizando lisímetros.** Faculdade de Engenharia de Bauru, Universidade Estadual Paulista. Dissertação de Mestrado, Bauru, 2013.

## RESUMO

Este trabalho de pesquisa tem por objetivo geral avaliar o processo de infiltração da água em um solo típico da região do Vale do Paraíba, sob diferentes declividades da superfície, utilizando para isso um lisímetro de vidro e um simulador de chuva, calibrado no próprio laboratório. O estudo se justifica pelo fato de o processo de infiltração ser um dos principais responsáveis pela manutenção do escoamento dos cursos d'água e também pela compreensão do comportamento desse tipo de solo ao longo de um evento de precipitação, frente a redução dos fatores de segurança. O solo residual de biotita gnaiss, caracterizado como um sílto de baixa plasticidade, foi seco, destorroado e então depositado no interior do lisímetro em camadas de 3 cm, sendo então compactado com um soquete a altura de queda padronizada. No decorrer do ensaio, as parcelas de água foram avaliadas por meio de relações temporais e volumétricas, e o avanço da frente de umedecimento por meio de câmera filmadora. No laboratório, foram realizados ainda ensaios para a caracterização completa do material em diferentes instantes de reaproveitamento da amostra, além ainda de ensaios de permeabilidade e de sucção para determinação das curvas características, de distribuição de poros e de condutividade hidráulica. A modelagem numérica pelo método teórico de Green & Ampt (1911) apresentou respostas satisfatórias, com uma considerável aderência do modelo em relação aos dados obtidos experimentalmente, principalmente para a declividade de 5%. O modelo permitiu ainda a separação entre a *frente de umedecimento* e a *zona de transmissão*, regiões ao longo do perfil, completamente diferentes quanto ao grau de saturação e gradiente de potencial da água, onde foi possível observar de forma bastante clara a influência da declividade em cada uma dessas zonas. O aumento da declividade gerou uma lentidão do avanço da *zona de transmissão* em relação à *frente de umedecimento*, chegando a gerar diferenças médias de cerca de 36% entre 5% e 50% de declividade.

**PALAVRAS-CHAVE:** Infiltração, Declividade da superfície, Lisímetro, Simulador de Chuva.



PAES JUNIOR, N. S. **Evaluation process of water infiltration in residual soil of biotite-gneiss for surfaces with different slopes using lysimeters.** Faculty of Engineering of Bauru, São Paulo State University. MSc Dissertation, Bauru, 2013.

## ABSTRACT

This research paper has the objective at evaluating the process of infiltration of water in a typical soil from de region of the Paraíba Valley, on different slopes inclination, making use of a lysimeter glass and a rainfall simulator, calibrated in the laboratory. The model developed in the laboratory, consists of a lysimeter glass box and a simulated rainfall with spreaders, calibrated in the laboratory. The study is justified by the fact that the process of infiltration is a major contributor to the maintenance of the flow of water courses and also for understanding the behavior of this type of soil along a rainfall event, ahead of the reduction factors of safety. The residual soil biotite gneiss, characterized as silt low plasticity, was air dried and trimmed before insertion inside the lysimeter by layers of 3 cm, and then compacted with a socket drop height standardized. During the test, the parcels of water were evaluated by volumetric and temporal relations, and advancement of the wetting front through the movie camera. In laboratory tests were performed yet for full characterization of the material at different instants of reusing the sample, and further testing for permeability and suction for determination of the characteristic curves of pore size distribution and hydraulic conductivity. Numerical modeling by theoretical method of Green & Ampt (1911) showed satisfactory answers, with a considerable adherence of the model against data obtained experimentally, especially for the slope of 5%. The model also allowed the separation of the wetting front and the transmission zone, regions along the profile, completely different in the degree of saturation and water potential gradient, where we could see quite clearly the influence of slope on each one of these areas. The increased slope generated a slow advance of transmission zone in relation to the wetting front, coming to generate difference averages about 36% between 5% and 50% slope.

**KEYWORDS:** Infiltration, Surface Slope, Lysimeter, Rainfall Simulator.

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Representação esquemática do Ciclo Hidrológico (Davide <i>et al</i> , 2002). ....	5
Figura 2 – Fluxograma do Ciclo Hidrológico (Soares, 2005). ....	6
Figura 3 - Distribuição de água no solo (adaptada de Lima (2008) e Oliveira e Brito (1998)). ....	8
Figura 4 - Perfil de umedecimento do solo durante o processo de infiltração (EPA, 1998). .....	10
Figura 5 - Perfis de umidade para diferentes condições de declividade do terreno (Miyazaki, 1993). ....	15
Figura 6- Modelo esquemático de uma curva característica (modificado de Fredlund et al., 1994). ....	19
Figura 7 - Comportamento típico da curva característica frente ao tipo de solo (Fredlund et al., 1994). ....	20
Figura 8 - Representação dos tipos de contato entre solo e papel filtro (modificado de Marinho, 1995). ....	25
Figura 9 - Curva diferencial da curva característica (Santos, 2005). ....	26
Figura 10 - Esquema de um permeâmetro de carga constante (Pinto, 2000). ....	28
Figura 11 - Esquema de um simulador de chuva (Autor). ....	29
Figura 12 - Perfil de infiltração da água no solo do modelo de Green-Ampt. ....	32
Figura 13 - Vista geral do lisímetro. ....	34
Figura 14 - Dimensões da caixa (Lisímetro) utilizada no experimento (m). ....	35
Figura 15 - Detalhe da base de madeira, calços, drenagem de fundo e suporte de sustentação. ....	35
Figura 16 - Camada drenante construída no fundo do lisímetro. ....	36
Figura 17 - Recipiente de coleta do escoamento superficial (a); Buretas de medição (b). .	37
Figura 18 - Simulador de Precipitação (a); Detalhe do bico aspersor (b); Registro de acionamento e manômetro (c). ....	38
Figura 19 - Disposição dos bicos aspersores sobre o lisímetro (m). ....	38
Figura 20 - Calibração do simulador pelo uso de pluviômetros. ....	39
Figura 21 - Lançamento e compactação da camadas de solo no lisímetro. ....	40
Figura 22 - Manta de geotêxtil não-tecido colocada sobre a amostra de solo. ....	41

Figura 23 - Ensaio de Sedimentação com solo do primeiro e do último reuso (com e sem defloc.).....	42
Figura 24 - Retirada do solo (a); Extração de anéis volumétricos (b); Pesagem dos anéis (c).....	43
Figura 25 - Permeâmetro utilizado na determinação da condutividade hidráulica saturada. ....	44
Figura 26 - Preparo dos anéis para o ensaio de sucção pelo método do papel filtro.....	45
Figura 27 - Moldagem do solo para o ensaio de sucção pelo método do papel filtro. ....	45
Figura 28 - Curvas granulométricas para o 1º e 11º destorroamento (com e sem defloculante). ....	47
Figura 29 - Carta de Plasticidade.....	49
Figura 30 - Resultados dos ensaios de permeabilidade. ....	50
Figura 31 - Curvas Características para o 1º, 4º e 9º destorroamento. ....	51
Figura 32 - Função Condutividade Hidráulica $K(\theta)$ para o 1º, 4º e 9º destorroamento. ....	53
Figura 33 - Curvas de Distribuição de Poros para o 1º, 4º e 9º destorroamento. ....	54
Figura 34 - Esquema representando à variação de pressão da rede na forma do borrifo. ...	56
Figura 35 - Exemplo de correção do escoamento superficial em função da precipitação... 56	56
Figura 36 - Resultados do ensaio de declividade 5% - 23/02/12.....	57
Figura 37 - Resultados do ensaio de declividade 5% - 01/06/12.....	57
Figura 38 - Resultados do ensaio de declividade 15% - 31/01/12.....	58
Figura 39 - Resultados do ensaio de declividade 15% - 21/05/12.....	58
Figura 40 - Resultados do ensaio de declividade 30% - 14/11/12.....	59
Figura 41 - Resultados do ensaio de declividade 30% - 09/05/12.....	59
Figura 42 - Resultados do ensaio de declividade 50% - 28/05/12.....	60
Figura 43 - Resultados do ensaio de declividade 50% - 09/10/12.....	60
Figura 44 - Evolução da frente de umedecimento para os ensaios realizados. ....	61
Figura 45 - Evolução das Frentes de umedecimento dos ensaios realizados por declividade. ....	63
Figura 46 - Evolução das Frentes de umedecimento separadas em duas classes de $e$ .....	64
Figura 47 - Escoamentos superficiais separados em duas classes de $e$ .....	65
Figura 48 - Escoamentos subterrâneos separados em duas classes de $e$ .....	66
Figura 49 - Modelagem do ensaio de declividade 5% - 23/02/12.....	67
Figura 50 - Modelagem do ensaio de declividade 5% - 01/06/12.....	68
Figura 51 - Modelagem do ensaio de declividade 15% - 31/01/12.....	68

Figura 52 - Modelagem do ensaio de declividade 15% - 21/05/12.....	69
Figura 53 - Modelagem do ensaio de declividade 30% - 14/11/11.....	69
Figura 54 - Modelagem do ensaio de declividade 30% - 09/05/12.....	70
Figura 55 - Modelagem do ensaio de declividade 50% - 28/05/12.....	70
Figura 56 - Modelagem do ensaio de declividade 50% - 09/10/12.....	71
Figura 57 - Taxas de infiltração separadas em duas classes de $e$ .....	72
Figura 58 - Perfis de umidade para à classe de $e$ variando de 0,69 à 0,82.....	73
Figura 59 - Perfis de umidade para à classe de $e$ variando de 1,14 à 1,22.....	74

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Equações propostas para ajuste da curva característica de sucção (Mendes, 2008).....	21
Tabela 2 - Exemplo de modelos de previsão da curva de condutividade hidráulica (Gerscovich & Guedes,2004). .....	23
Tabela 3 - Equações dos principais modelos de base empírica (Ahrendt, 2005). .....	31
Tabela 4 - Soluções analíticas da Equação de Richards (Ahrendt, 2005). .....	32
Tabela 5 - Frações de solo das amostras analisadas (%). .....	47
Tabela 6 - Limites de Atterberg das amostras analisadas.....	48
Tabela 7 - Propriedades físicas do solo para cada ensaio de infiltração (anéis).....	49
Tabela 8 - Propriedades físicas do solo para os ensaios de permeabilidade.....	50
Tabela 9 - Propriedades hidráulicas do solo para os ensaios de permeabilidade. ....	50
Tabela 10 - Parâmetros de ajuste das CRUS pelo modelo de Duplo Van Genuchten. ....	52
Tabela 11 - Ensaios realizados no lisímetro com chuva simulada. ....	55
Tabela 12 - Propriedades hidráulicas do solo para cada ensaio de infiltração. ....	61
Tabela 13 - Propriedades físicas do solo para cada ensaio de infiltração (hipótese $V_v = V_{\omega ret}$ ).....	62

## SUMÁRIO

<b>RESUMO .....</b>	<b>I</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>II</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS .....</b>	<b>III</b>
<b>ÍNDICE DE TABELAS .....</b>	<b>VI</b>
<b>SUMÁRIO .....</b>	<b>VII</b>
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>2</b>
1.1 OBJETIVOS .....	4
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>5</b>
2.1 O CICLO HIDROLÓGICO .....	5
2.2 A ÁGUA NO SOLO .....	7
2.3 DINÂMICA DA ÁGUA NO SOLO.....	9
2.3.1 <i>Infiltração</i> .....	9
2.3.2 <i>Fatores que influenciam no processo de infiltração da água no solo</i> .....	12
2.3.2.1 Textura .....	12
2.3.2.2 Porosidade .....	13
2.3.2.3 Cobertura vegetal .....	14
2.3.2.4 Umidade inicial .....	14
2.3.2.5 Declividade do terreno .....	15
2.3.3 <i>Conceitos e Parâmetros relacionados</i> .....	16
2.3.3.1 Potencial da água no solo .....	16
2.3.3.2 Sucção .....	17
2.3.3.3 Curva Característica .....	18
2.3.3.4 Condutividade Hidráulica.....	22
2.3.3.5 Distribuição do tamanho de poros .....	23
2.3.4 <i>Determinação das Propriedades do Solo</i> .....	24
2.3.4.1 Determinação da sucção no solo.....	25
2.3.4.2 Determinação da distribuição da porosidade .....	26
2.3.4.3 Determinação da Taxa de Infiltração e Condutividade Hidráulica Saturada .....	27
2.4 LISIMETRIA .....	29
2.5 MODELAGEM DE INFILTRAÇÃO DA ÁGUA NO SOLO .....	30

2.5.1	<i>Modelo de Green e Ampt</i> .....	32
<b>3.</b>	<b>MATERIAIS E METODOS</b> .....	<b>34</b>
3.1	A CONSTRUÇÃO DO LISÍMETRO .....	34
3.2	A CONSTRUÇÃO DO SIMULADOR DE CHUVA .....	37
3.3	PREPARO DO SOLO E O PREENCHIMENTO DO LISÍMETRO .....	39
3.4	DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS GEOTÉCNICOS .....	41
3.4.1	<i>Ensaio de caracterização física</i> .....	41
3.4.2	<i>Condutividade hidráulica saturada</i> .....	43
3.4.3	<i>Curva de retenção de umidade do solo (CRUS) e Distribuição de Poros</i> .....	44
<b>4.</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>47</b>
4.1	CARACTERIZAÇÃO DO SOLO .....	47
4.1.1	<i>Caracterização física</i> .....	47
4.1.2	<i>Condutividade Hidráulica Saturada</i> .....	50
4.1.3	<i>Curva de Retenção de Umidade do Solo (CRUS)</i> .....	51
4.1.4	<i>Função Condutividade Hidráulica</i> .....	52
4.1.5	<i>Curva de Distribuição de Poros</i> .....	53
4.2	SIMULAÇÕES NO LISÍMETRO .....	55
4.3	MODELAGEM NUMÉRICA DOS ENSAIOS .....	67
<b>5.</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>76</b>
<b>6.</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>79</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Estudos sobre a infiltração da água no solo são relativamente recentes, datando de fins do século XIX e início do século XX, caracterizando um tempo relativamente curto quando se leva em conta a importância do seu conhecimento (Cecílio, 2002).

Sabe-se que a melhoria das condições de infiltração da água no solo são fundamentais para a manutenção da dinâmica das águas subterrâneas e a consequente recarga dos aquíferos, acarretando aumento no escoamento de base e redução nas vazões de enchente dos cursos d'água.

Assim, o conhecimento pormenorizado do processo de infiltração atrelado ao planejamento do uso e ocupação do solo, condizente com a dinâmica do ambiente físico, evitaria a ocorrência de sérios danos socioeconômicos e ambientais, observados a todo o momento, principalmente nos grandes centros urbanos.

Autores como Bertoni e Lombardi Neto (1999) ressaltam também a importância do conhecimento da infiltração da água na determinação das perdas de solo decorrentes de processos erosivos, com consequência negativa direta na produção agrícola e comprometimento das redes de drenagens e rios devido ao assoreamento.

O entendimento do processo de infiltração e de suas relações com as propriedades geo-hidro-mecânicas dos solos são fundamentais para a solução de problemas relativos às áreas de irrigação, drenagem, conservação do solo e da água e controle do escoamento superficial (Pruski et al, 1997).

Cada tipo de solo apresenta uma capacidade de armazenamento ou retenção (Capacidade de Campo) específica (Pereira *et al*, 1997). Assim, as propriedades físicas do solo, em especial, a textura e estrutura granular, podem afetar significativamente a sua Capacidade de Campo. Além disso, o conteúdo de água no solo é função do tamanho e do volume dos seus poros, estando a umidade intimamente relacionada à pressão capilar (TUCCI, 1993).

Em terrenos declivosos, autores como Ahrendt (2005) e Camarinha (2011) afirmam que a sua inclinação não influencia na velocidade de infiltração propriamente dita, mas sim na quantidade de água disponível na superfície do terreno para ser infiltrada. Ainda segundo Miyazaki (2006), a declividade influencia na profundidade alcançada pela frente de saturação e no tempo necessário para que esta saturação ocorra.



Diante disso, podemos concluir que caracterizar todas as variáveis que influenciam na infiltração é um processo demorado e difícil, sendo que a intensidade com que algumas variáveis afetam o processo, ainda hoje, não é bem definida.

Dentro do presente cenário de crescimento sustentável e preservação dos recursos hídricos, este trabalho de pesquisa procura avaliar o processo de infiltração da água da chuva em um solo residual de biotita-gnaïsse, típico da região do Vale do Paraíba, caracterizado como um silte de baixa plasticidade. Para este estudo, foram construídos um lisímetro e um simulador de chuva, capazes de serem posicionados em diferentes declividades e de monitorar os escoamentos superficial e básico e a evolução da frente de infiltração. O modelo de Green & Ampt, implementado em plataforma Excel®, foi utilizado para representar a evolução da frente de umedecimento e quantificar a zona de transição.

Quanto ao emprego de lisímetros, observa-se na literatura a existência de vários experimentos simulando o efeito da chuva sobre taludes, dentre eles, o de Vallejo (1982), Tami et al. (2004) e Soares (2006), onde os autores concluíram que a modelagem mostrou ser uma ferramenta bastante útil na investigação do fluxo de água em solos, permitindo o monitoramento de poro-pressões, tensões, umidades e volumes de água drenados, além ainda de deslocamentos, tanto de massas de solo quanto de frente de umedecimento.

O estudo se justifica pelo fato de o processo de infiltração ser um dos principais responsáveis pela manutenção do escoamento básico dos cursos d'água e conseqüentemente da disponibilidade hídrica dos mesmos, tendo em vista a importância e a fragilidade de algumas bacias hidrográficas da região frente aos processos antrópicos e as demandas crescentes.

A compreensão do comportamento desse tipo de solo ao longo de um evento de precipitação, também é extremamente importante, uma vez que, a redução dos fatores de segurança está diretamente relacionada ao modo como a água avança dentro do perfil de solo, atreladas ao conhecimento da curva característica e de condutividade hidráulica do solo e de características externas, dentre elas à declividade do terreno.

Por permitir o monitoramento de inúmeras variáveis com maior precisão, dentre elas o avanço da frente de umedecimento, e também pelas dificuldades inerentes ao desenvolvimento de campanhas de campo, o estudo foi desenvolvido em laboratório, com a utilização de um lisímetro de vidro e simulador de chuva, os quais possibilitando assim a realização de um maior número de ensaios.

## 1.1 Objetivos

Este trabalho de pesquisa tem por objetivo geral quantificar, em escala laboratorial, o processo de infiltração da água em um solo típico de biotita-gnaiss da região do Vale do Paraíba, sob diferentes declividades da superfície, utilizando para isso um lisímetro e um simulador de chuva.

Entre os objetivos específicos estabelecidos estão, o desenvolvimento e a construção de um lisímetro de paredes de vidro e de um simulador de chuva, além ainda do estudo dos parâmetros físicos e hidráulicos do solo em questão e da simulação do processo de infiltração em modelo numérico.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 O Ciclo Hidrológico

O ciclo hidrológico é definido resumidamente como um fenômeno global em que toda a água existente no planeta Terra, quer seja nos oceanos, nos continentes ou na atmosfera, circula continuamente entre estes compartimentos, impulsionada fundamentalmente pela energia solar associada à gravidade e a rotação terrestre. Este ciclo é responsável pela renovação da água no planeta, e ainda segundo Soares (2005), é o fenômeno onde operam processos interdependentes tanto de transferência entre os compartimentos de armazenagem como de transformação entre os estados, sólido, líquido e gasoso.

Tal processo pode ocorrer no sentido superfície-atmosfera, sob a forma de vapor, sendo este considerado o principal elemento responsável pela contínua circulação de água no globo, ou ainda no sentido atmosfera-superfície, com a água regressando a superfície nas fases líquida e sólida, por meio de precipitações (Tucci, 1993).

Como é observado em grande parte da literatura, o ciclo é comumente retratado por um diagrama muito simplificado (Figura 1) que representa somente as principais transferências da água entre os compartimentos envolvidos.

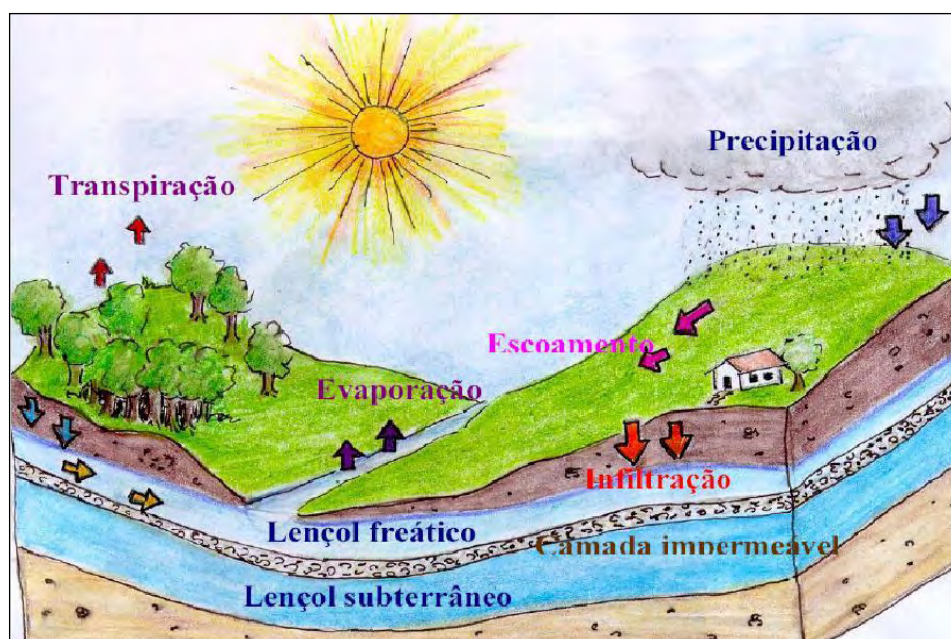


Figura 1 – Representação esquemática do Ciclo Hidrológico (Davide *et al*, 2002).

No ciclo hidrológico a água que evapora dos oceanos e da superfície continental se torna parte da atmosfera, formando pequenas gotículas, que ao se unirem, precipitam-se tanto nos oceanos como nos continentes. Nestes, a água precipitada, em sua trajetória pela superfície terrestre pode seguir caminhos preferenciais. Parte da água pode ser interceptada pela vegetação e dali ser evaporada ou cair sobre o solo, parte pode ficar acumulada na superfície ou em depressões, e outra parte, pode escorrer pela superfície do terreno em direção aos canais de drenagem, constituindo o escoamento superficial (Figura 2).

Em função das características pedológicas e geomorfológicas e sobre a ação da força gravitacional e de tensões capilares, parte da água precipitada passa da superfície do terreno para o interior do solo por meio do processo de infiltração, atingindo camadas inferiores do solo pela drenagem gravitacional e constituindo os escoamentos de sub-superfície e escoamento básico.

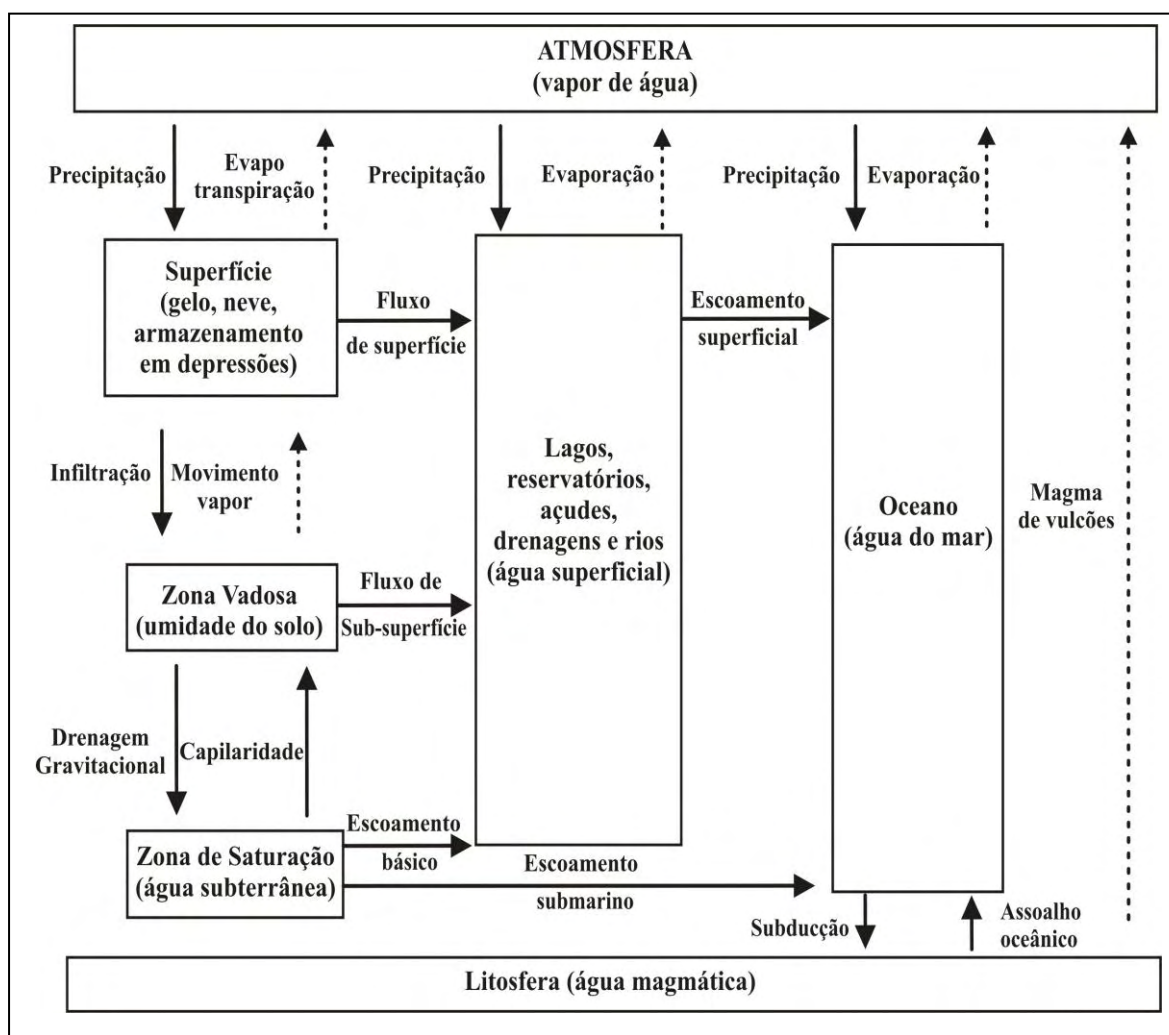


Figura 2 – Fluxograma do Ciclo Hidrológico (Soares, 2005).

A parcela de água que é armazenada na camada superficial do solo, também conhecida como zona vadosa, está disponível para ser absorvida e utilizada pela vegetação, voltando então à atmosfera por meio de um processo chamado transpiração.

Assim, segundo Lima (2008), o ciclo hidrológico descreve a dinâmica da água na natureza, consistindo em um conjunto de fases, nas quais são representados os diferentes caminhos que a água percorre pelo planeta. Participam do ciclo da água vários processos hidrológicos, dentre eles a precipitação, evaporação, transpiração, infiltração, armazenamento superficial, escoamento superficial e subsuperficial e percolação.

O ciclo hidrológico pode ser representado de forma simplificada por entrada, variação no armazenamento e saída de água. Para uma determinada área, a quantidade envolvida em cada fase pode ser avaliada pela seguinte equação do balanço hídrico (Fetter, 2001):

$$P - ET = Q_s \pm \Delta S + Q_{ss} \quad (\text{Equação 1})$$

onde:  $P$  = precipitação

$ET$  = evapotranspiração

$Q_s$  = escoamento superficial

$Q_{ss}$  = escoamento subterrâneo

$\Delta S$  = variação no armazenamento

## 2.2 A Água no Solo

Do ponto de vista hidrológico, a camada de material intemperizado que está localizada na superfície da crosta terrestre é dividida em duas zonas: *zona de aeração* e *zona de saturação*. A parte superficial da camada intemperizada que se encontra acima do lençol freático é referida como zona de aeração (não saturada ou vadosa). Nesta zona os interstícios, ou seja, os espaços existentes entre os grãos do solo, podem estar parcialmente preenchidos por água, mas nunca completamente, pois em alguns desses espaços ainda existe ar.

A água presente na zona de aeração, é conhecida como água do solo, que pode ser classificada, de acordo com as forças envolvidas e grau de saturação em *águas higroscópicas*, *peliculares* e *capilares*; sendo as *higroscópicas* aquelas que envolvem o

grão do solo formando uma camada muito fina devido à atração molecular; as *peliculares* aquelas que formam uma película de espessura variável, envolvendo o grão de solo, submetida a atrações moleculares e a tensões superficiais; e as *capilares* aquelas que ficam retidas em espaços intergranulares diminutos, por meio de tensões superficiais.

Segundo Walton (1970) *apud* Lima (2008), a espessura da zona de aeração varia de acordo com a localidade e profundidade do lençol freático, podendo ser virtualmente ausente em áreas alagadiças, ou alcançar algumas centenas de metros em regiões montanhosas.

A zona de aeração pode ainda ser dividida em três camadas: a de *água do solo*, também conhecida como superior ou das raízes, a *zona intermediária*, e a *franja capilar*, conforme observado na Figura 3.

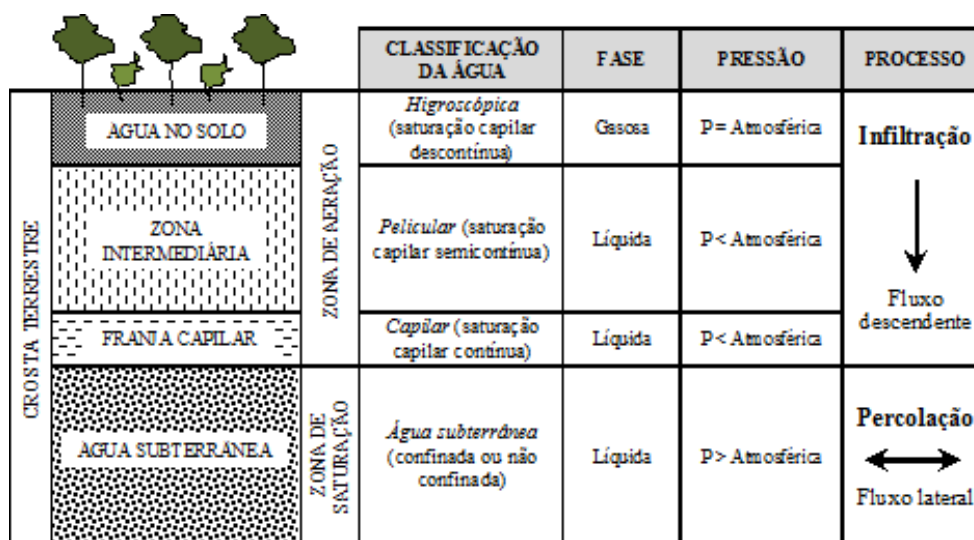


Figura 3 - Distribuição de água no solo (adaptada de Lima (2008) e Oliveira e Brito (1998)).

Tais camadas se diferenciam entre si pelo seu teor de umidade e pelas forças envolvidas, sendo a superior caracterizada pela presença de água próxima à superfície sustentada por forças moleculares e capilares, fornecendo água para o crescimento das plantas e para a atmosfera. Já na camada intermediária, onde da mesma maneira a água é retida por forças moleculares e capilares, a diferenciação é devida à profundidade, que impede a absorção da água pelas raízes dos vegetais e a própria evaporação. Logo abaixo desta camada encontra-se a franja capilar, a qual é formada pela ascensão capilar da água da zona de saturação, opondo-se assim à ação da gravidade.

Finalmente, na zona de saturação a água lá existente é referida como água subterrânea. Esta zona caracteriza-se pelo completo preenchimento dos interstícios ou poros do solo por água. Observa-se, também, ausência de forças capilares, e a pressão num ponto qualquer é sempre igual ou maior do que a pressão atmosférica.

## **2.3 Dinâmica da Água no Solo**

Trabalhos com o de Camapum de Carvalho et al (2012) tem alertado sobre a interferência antrópica no ambiente como sendo a grande causadora da insustentabilidade dos recursos naturais, dentre eles a água.

Sabe-se que a melhoria das condições de infiltração da água no solo é importante para a recarga dos aquíferos subterrâneos, acarretando aumento no escoamento de base e redução de processos erosivos e problemas de enchente dos cursos d'água.

Sendo assim, a quantificação dos parâmetros que controlam o processo de infiltração da água no solo, ou seja, identificar e quantificar os fatores que determinam a entrada e o avanço da água no perfil é fundamental para o entendimento e o consequente planejamento de ações.

### **2.3.1 Infiltração**

A infiltração da água no solo é um processo muito importante da fase terrestre do ciclo hidrológico, uma vez que determina quanto de água da chuva, presente na superfície, penetra no solo.

Segundo Libardi (2000), o processo de infiltração define a entrada de água no solo através de sua superfície, ou seja, na interface solo-atmosfera. Já o movimento da água dentro do perfil é comumente referido como percolação, definida por Silveira *et al* (1993) como o fluxo em subsuperfície que atravessa a zona não saturada (zona vadosa ou de aeração) em direção a zona de saturação. A infiltração é, assim, um processo da superfície para o interior do solo, ao passo que a percolação é um processo interno da zona de saturação.

Os dois processos, todavia, estão intimamente ligados, já que a infiltração não pode continuar se não houver percolação da água dentro do solo (Lima, 2008).

Outros autores como Dunne & Leopold (1978) e Musgrave & Holtan (1964) *apud* Lima (2008) abordam o processo de uma forma mais abrangente, definindo a infiltração como o resultado de relações interdependentes na entrada de água na superfície do solo, na armazenagem dentro do solo e na transmissão de umidade do solo.

Assim, uma vez atingida à superfície do terreno, a água pode correr pela mesma ou penetrar no solo, favorecida pela gravidade ou capilaridade, movimentando-se da superfície para o interior do solo, através de seus vazios e sob a forma de uma frente de umedecimento.

Ainda segundo EPA (1998) e Brandão (2003), devido ao dinamismo da distribuição da água em um perfil de umedecimento do solo durante o processo de infiltração, é possível distinguir-se quatro fazes ou zonas: *Zona de saturação*, *Zona de transição*, *Zona de transmissão* e *Zona de umedecimento*, como observado na Figura 4.

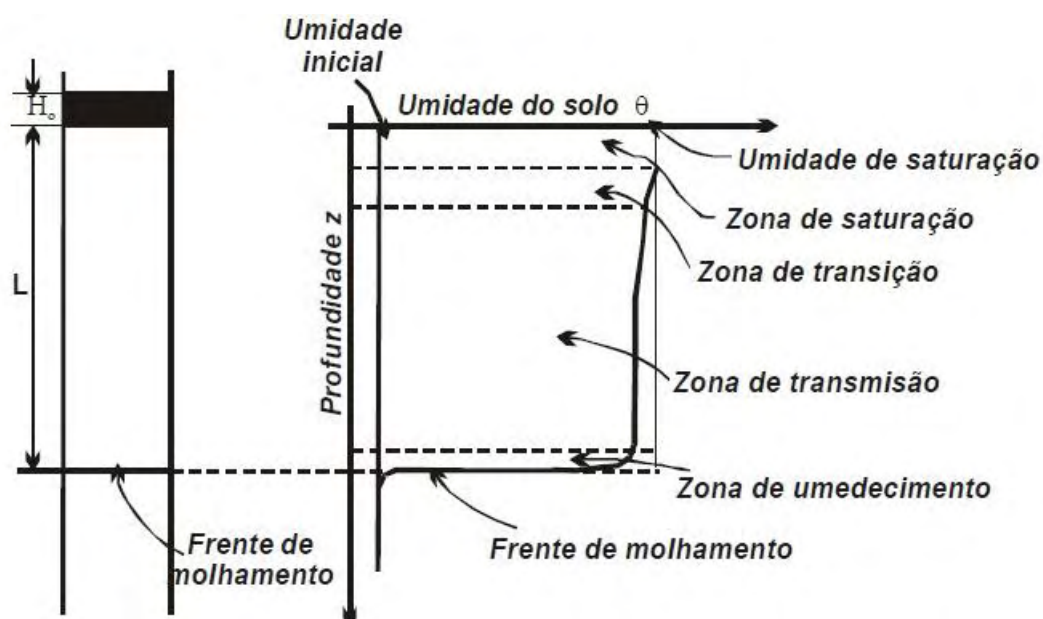


Figura 4 - Perfil de umedecimento do solo durante o processo de infiltração (EPA, 1998).

A Zona saturada, de pouca espessura, corresponde ao estágio inicial de infiltração, é seguida pela Zona de transição, caracterizada por uma queda rápida no teor de umidade do solo com a profundidade. Nestas duas primeiras zonas, mais saturadas de água, o potencial gravitacional torna-se proeminente. O terceiro estágio corresponde a Zona de transmissão, que se caracteriza pela variação de umidade quase inexistente, sendo o movimento de água gerado pelos potenciais gravitacional e matricial. Esta zona, ao contrário das outras, tem sua espessura aumentando continuamente enquanto a aplicação de água é mantida. No



quarto estágio, ou Zona de umedecimento, os teores de umidade decrescem rapidamente com a profundidade, formando um gradiente de potencial de água entre dois pontos, e condutibilidade hidráulica decrescendo exponencialmente. Por fim, forma-se a frente de molhamento, limite visível da movimentação da água no solo e consequentemente divisor entre as partes úmida e seca do perfil, onde ocorre maior gradiente de potencial de água.

Outros autores como Mcdougall & Pyrah (1998) aprofundaram as análises, e concluíram em seus experimentos que o padrão de infiltração é função da relação entre a intensidade de precipitação e a condutividade hidráulica saturada ( $i/k_{sat}$ ) e da umidade inicial do perfil, o que levou Santos e Villar (2004) a definir que, para  $i > k_{sat}$  ocorre a saturação da superfície e a frente de umedecimento é bem definida, e para  $i < k_{sat}$  não ocorre a saturação da superfície e a frente de umedecimento pode ser uniforme ou não.

Comumente, utiliza-se como parâmetro de quantificação do processo de infiltração à *velocidade ou taxa real de infiltração (f)*, definida como a quantidade de água que atravessa a unidade de área da superfície do solo, por unidade de tempo.

Segundo o conceito proposto por Horton (1940), um solo inicialmente seco apresentará uma taxa de infiltração alta, a qual diminuirá gradativamente durante uma chuva prolongada, até atingir um valor constante, denominado *capacidade máxima de infiltração (fc)* ou simplesmente capacidade de infiltração.

Segundo Reichardt e Timm (2004), a alta taxa de infiltração nos momentos iniciais da chuva ocorre devido a existência de um gradiente matricial (diferença de potencial) existente entre as zonas úmidas e secas do solo. Entretanto, com o aumento da umidade do solo, decorrente do avanço da frente de umedecimento esse gradiente diminui e consequentemente também a taxa de infiltração.

Quando a velocidade infiltração torna-se constante, ou seja atinge a taxa básica de infiltração ou capacidade de infiltração máxima, esta pode ser igualada à condutividade hidráulica saturada do solo.

Uma vez cessada a infiltração na superfície, a massa de solo passará por um período de redistribuição da umidade, surgindo aí o conceito de *capacidade de campo*, que é definida por Santos e Guimarães (1992) como a quantidade de água que o solo pode reter contra a força da gravidade após o excesso ter sido drenado para camadas subjacentes.

A partir desse ponto de retenção, parte da água é transferida para a atmosfera por evaporação direta ou por transpiração dos vegetais, sendo esse processo responsável pela recuperação gradual da capacidade de infiltração do solo, tendendo a um limite superior à medida que as camadas superiores do solo vão se tornando mais secas.

### 2.3.2 Fatores que influenciam no processo de infiltração da água no solo

Segundo Harden & Scruggs (2003), a infiltração não é um processo único, mas sim uma combinação de processos que envolvem a força da gravidade e a força de atração entre as moléculas de água, caracterizando assim três processos distintos: a) entrada de água na superfície, b) armazenamento de água no solo e c) transmissão de umidade dentro do solo. Assim como outros processos que se desenvolvem na natureza e que são regidos por fatores ou características, o processo de infiltração também sofre influência de alguns fatores, sendo os principais apresentados e descritos abaixo:

#### 2.3.2.1 Textura

Definida como a proporção relativa em que se encontram, em determinada massa de solo, as frações argila, silte e areia; a textura do solo é uma característica pouco variável no tempo e pouco afetada pelo manejo (Reinert *et al*, 2001). Dessa forma, as modificações físicas dos solos são, na maioria dos casos, associadas a sua estrutura. A textura e a estrutura são características que influenciam expressivamente a movimentação da água no solo, uma vez que determinam a quantidade de macroporos presentes em seu perfil, os quais são de extrema importância na condutividade hidráulica do solo. Também interferem expressivamente na infiltração a forma dos poros e a sua continuidade. Por isso, recomenda-se sempre avaliar a textura do solo não só quanto ao tipo de partícula, mas também por meio de dados adicionais referentes à porosidade do solo.

Solos de textura grossa, ou seja, arenosos, possuem maior quantidade de macroporos que os de textura fina (argilosos) e, conseqüentemente, apresentam maior condutividade hidráulica e taxa de infiltração. Entretanto, os solos argilosos bem estruturados, ou com estrutura estável, podem mostrar maiores taxas de infiltração do que os com estrutura instável, que sofrem dispersão quando umedecidos ou submetidos a algum agente desagregador (Silva e Kato, 1997).

Além desses aspectos, Reichert *et al* (1992), afirmam que a textura do solo afeta sensivelmente o salpico de partículas com impacto das gotas de chuva, o que contribui para uma redução da porosidade da camada superficial do solo.

### 2.3.2.2 Porosidade

Definida por Hillel (1970) como a fração volumétrica de uma amostra de solo ocupada pelo ar, e ou, água, a porosidade representa o espaço em que ocorrem os processos dinâmicos de circulação de ar e água na matriz granular, variando de acordo com a granulometria do solo, e a disposição em que seus grãos se encontram.

Numericamente, a porosidade ( $\eta$ ) é uma medida em porcentagem que apresenta a relação entre o volume de vazios ( $V_v$ ) e o volume total ( $V_t$ ) do solo:

$$\eta = \frac{V_v}{V_t} \quad \text{(Equação 2)}$$

onde:  $\eta$  = porosidade

$V_v$  = volume de vazios

$V_t$  = volume total

Inúmeras classificações do diâmetro dos poros são citadas na literatura, destacando-se uma forma mais simplificada, a proposta por Richards (1965) apud Klein & Libardi (2002), a qual separa os poros em duas classes: macroporos, quando os poros apresentam diâmetro maior que 0,5 mm e microporos, aqueles poros com diâmetro menor que 0,5 mm. Outras classificações mais detalhadas subdividem os poros em até oito classes, adotando classificações como crioporos para os poros com diâmetro inferior à 0,0002 mm.

Segundo Klein & Libardi (2002), o estudo da distribuição e as características dos poros existentes entre os grãos de solo condicionam seu comportamento físico-hídrico, e portanto, a porosidade é uma das maneiras de se caracterizar e quantificar tais processos.

A variação da porosidade se deve a diversos fatores, entre eles: à forma e imbricamento dos grãos, à presença de materiais de granulometria fina (argilas, siltes) que ocupam lugares intergranulares, à presença de materiais cimentantes (óxidos, carbonatos) que preenchem total ou parcialmente os poros do solo e a distribuição granulométrica. A heterogeneidade dos grãos possui, por sua vez, uma importância considerável na porosidade. Os grãos menores tendem a se concentrar nos espaços intersticiais deixados pelos grãos maiores, diminuindo o índice de vazios e, conseqüentemente, a porosidade.

### 2.3.2.3 Cobertura vegetal

A cobertura vegetal reduz a velocidade da água que atingem o solo através da interceptação física que as folhagens causam nas gotas de chuva. Isto faz com que o volume de água que incide diretamente no solo seja menor, além de diminuir a energia de impacto transmitida pela gota de água ao solo.

Desta forma, a presença da vegetação reduz o processo de escoamento superficial, aumentando o tempo de contato entre a água e a superfície do solo, possibilitando que uma maior quantidade de água consiga se infiltrar. Além disso a presença das raízes aumenta a porosidade da porção superficial do solo, fazendo com que haja um aumento da capacidade de infiltração (Jaakkola, 1998).

Em aglomerações florestais existe a presença da serrapilheira, que também desempenha as funções de proteção do solo, diminuição do escoamento superficial e consequentemente aumento da capacidade de infiltração (Coelho Neto, 1998).

Segundo Guerra (1999), a ausência de vegetação facilita o impacto das gotas de chuva, fenômeno esse conhecido como "Splash", provocando a desagregação do solo superficial e causando a sua compactação, o que consequentemente reduz a capacidade de infiltração daquela parcela.

### 2.3.2.4 Umidade inicial

A principal influência da umidade do solo no início do processo de infiltração está relacionada com o tempo necessário para que a velocidade de infiltração atinja o seu valor constante com a saturação (condutividade hidráulica saturada). Desta forma, Scott (2000) afirma que quanto maior a umidade inicial do solo, menor será a taxa de infiltração inicial e, consequentemente, a velocidade constante será alcançada de forma mais rápida.

Por outro lado, sabe-se que um solo que se encontra inicialmente seco requer maior quantidade de água para preencher todos os poros e, assim, mais tempo será necessário para alcançar o regime estacionário (velocidade de infiltração constante). Além disso, Freyberg et al. (1980) ressaltam que a umidade inicial do solo irá influenciar, também, na profundidade alcançada pela frente de saturação. Para um mesmo volume de água acumulado e em um mesmo intervalo de tempo, um perfil de solo com umidade inicial

mais alta irá apresentar uma profundidade maior alcançada pela frente de saturação do que um perfil de solo com umidade inicial baixa.

### 2.3.2.5 Declividade do terreno

Diferente de outros fatores descritos acima, a declividade do terreno não influencia na velocidade de infiltração propriamente dita, mas sim na quantidade de água disponível da superfície do terreno para ser infiltrada e no tempo em que esta permanece ali (Ahrendt, 2005).

Quando a água toca o solo em terrenos mais íngremes, a tendência é que ela escoe mais rapidamente pela superfície, diminuindo o tempo de contato entre a água e a superfície do terreno e, conseqüentemente, a disponibilidade para ser infiltrada nestes locais. Por outro lado, em terrenos planos ou terrenos que possuem pequenas ondulações, o escoamento superficial é retardado, propiciando condições para que a água infiltre, uma vez que a tendência é que a água permaneça nestes locais por mais tempo.

Ainda segundo Miyazaki (1993), a declividade influencia na profundidade alcançada pela frente de saturação e no tempo necessário para que esta saturação ocorra, como pode ser observado na Figura 5.

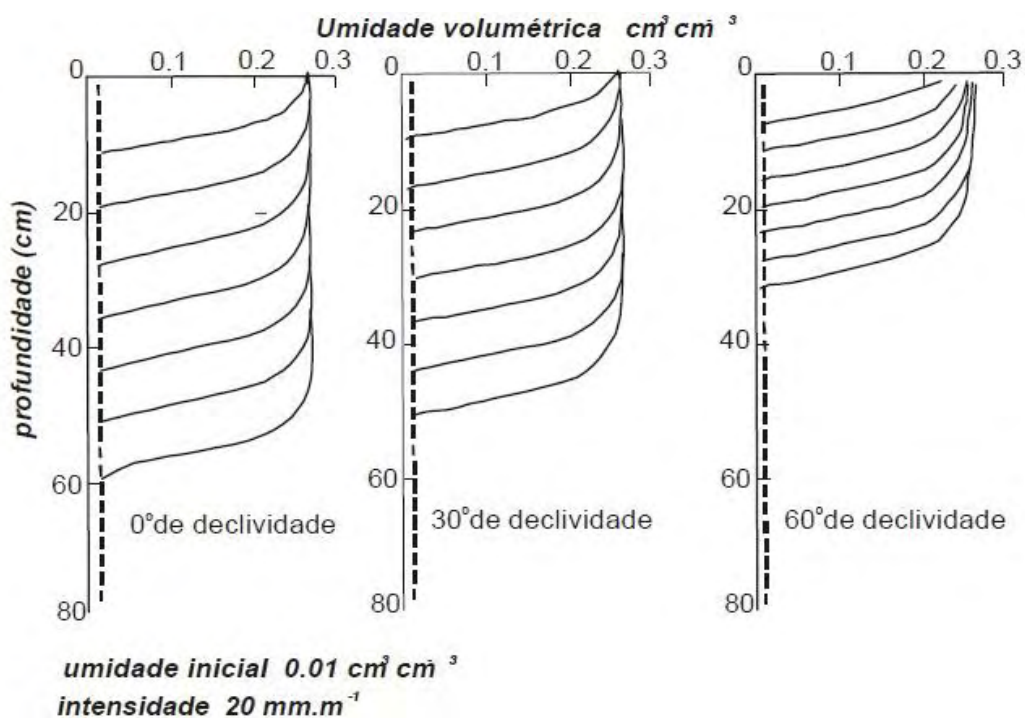


Figura 5 - Perfis de umidade para diferentes condições de declividade do terreno (Miyazaki, 1993).

### 2.3.3 Conceitos e Parâmetros relacionados

De acordo com Santos (2008), o solo é uma estrutura que possui um variado conjunto de poros, os quais podem estar total ou parcialmente preenchidos por água, caracterizando inicialmente três fases: sólida, líquida e gasosa.

Fredlund & Morgenstern (1977) apud Freitas Neto (2008) propuseram a introdução de uma quarta fase, referente à interface solo-água, chamada de membrana contráctil. Tal película influencia diretamente no comportamento mecânico do solo, por apresentar uma significativa resistência à tração.

Esta resistência, oriunda de uma propriedade chamada tensão superficial, é produzida pelo fenômeno da capilaridade, influenciando diretamente o comportamento mecânico do solo, pelo desenvolvimento de uma coesão aparente (Fredlund & Morgenstern, 1978 apud Freitas Neto, 2008).

Em condições de saturação, a água do solo movimenta-se principalmente devido a atuação da gravidade, porém, a medida que o solo seca, a água remanescente começa a ficar presa por forças cada vez maiores de coesão e de adesão, juntas referidas por capilaridade. Quando a água entre os vazios “seca” para baixos teores de umidade no solo, a água se apresenta em forma de filmes recobrando as partículas sólidas, sendo esta retenção denominada adsorção (Santos e Guimarães, 1992).

Diante do apresentado acima, faz-se necessária a exposição de alguns conceitos e a caracterização de parâmetros que regem o modo como a água se movimenta no solo, sendo os mesmos apresentados abaixo:

#### 2.3.3.1 Potencial da água no solo

A presença dos potenciais de água no solo é dada essencialmente em função da intensidade de energia existente entre as partículas do solo e a solução que o percola.

De forma sucinta, pode-se definir o potencial da água do solo como representando o trabalho necessário para trazer uma massa unitária de água para condições de água livre.

O potencial total da água no solo é o resultado da atuação de vários potenciais, principalmente o de pressão, o osmótico e o gravitacional. Ou seja:

$$\phi = \phi_p + \phi_o + \phi_z \quad (\text{Equação 3})$$

onde:  $\phi$  = potencial total

$\phi_p$  = potencial de pressão

$\phi_o$  = potencial osmótico

$\phi_z$  = potencial gravitacional

Assim, o potencial total ( $\phi$ ) torna-se, basicamente, função do componente gravitacional, sempre presente e sempre atuando no sentido vertical descendente, e do potencial de pressão, uma vez que o potencial osmótico, só aparece se houver uma membrana ou barreira difusiva que deixe passar mais água que sais, criando uma diferença de concentração, como no caso da interações entre as raízes e o solo (Hillel, 1971).

Logo, o potencial de pressão pode ser subdividido em dois componentes:

1º) potencial de pressão propriamente dito ou carga hidráulica ( $\phi_p$ ): componente positivo de pressão que aparece toda vez que ocorre a formação de uma carga hidráulica.

2º) potencial matricial ( $\phi_m$ ): este componente ocorre em solos não saturados. É, portanto, o componente normal de potencial de pressão nos solos. Resulta da atração entre as moléculas de água (coesão), e da atração entre água e as partículas do solo (adesão). Estas duas forças definem a capilaridade, razão pela qual o potencial matricial é referido também como potencial capilar.

Nos solos o potencial matricial está relacionado com o conteúdo de umidade. Quanto mais úmido estiver o solo, menor (mais próximo de zero) será o potencial matricial. Ou seja, à medida que o solo se torna mais úmido, o potencial matricial tende a se tornar cada vez mais desprezível. À medida que o solo seca, por outro lado, o potencial matricial começa a predominar, tornando-se a principal força que retém a água no solo em condições de não-saturação (Lima, 2008).

### 2.3.3.2 Sucção

A sucção do solo é o estado de energia livre da água no solo (Edlefsen e Anderson, 1943, apud Fredlund e Rahardjo, 1993).

De forma análoga ao que foi exposto na definição de potencial da água no solo, pode-se compreender o termo sucção através da definição do potencial total. Assim, temos:

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_{osm} \quad (\text{Equação 4})$$

onde:  $\Psi$  = sucção total

$\Psi_m$  = sucção matricial

$\Psi_{osm}$  = sucção osmótica

A sucção total ou pressão negativa, é composta por duas parcelas: a sucção mátrica ou matricial e a sucção osmótica. A sucção mátrica está associada aos fenômenos de capilaridade e adsorção enquanto a osmótica ao efeito de diferentes concentrações de solutos.

A sucção matricial, representada pela diferença entre a pressão do ar ( $u_a$ ) e a pressão da água ( $u_w$ ) equivale à sucção total quando o líquido contido no solo é idêntico à água padrão (destilada), restando apenas o efeito da matriz do solo. E, a sucção osmótica é igual à sucção total quando o solo se encontra saturado, restando apenas o efeito de diferentes concentrações de soluto.

Segundo Calle (2000), tem-se atribuído uma mudança na sucção total à variações na sucção matricial (sucção osmótica desprezível).

Esta relação entre a sucção matricial e o conteúdo volumétrico de água define uma característica hidrológica importante dos solos, referida como "curva característica da água do solo" (Lima, 2008).

### 2.3.3.3 Curva Característica

A curva característica, também denominada curva de retenção de água, relaciona a quantidade de água retida no solo com a sucção. Este teor de umidade pode ser quantificado em termos de teor de umidade volumétrico ( $\theta$ ), teor de umidade gravimétrico ( $w$ ) ou grau de saturação ( $S$ ).

A Figura 6 apresenta o exemplo de uma curva característica, onde são representados esquematicamente as zonas de energia da água, o efeito da histerese e os principais pontos de interesse ao estudo do comportamento dos solos.



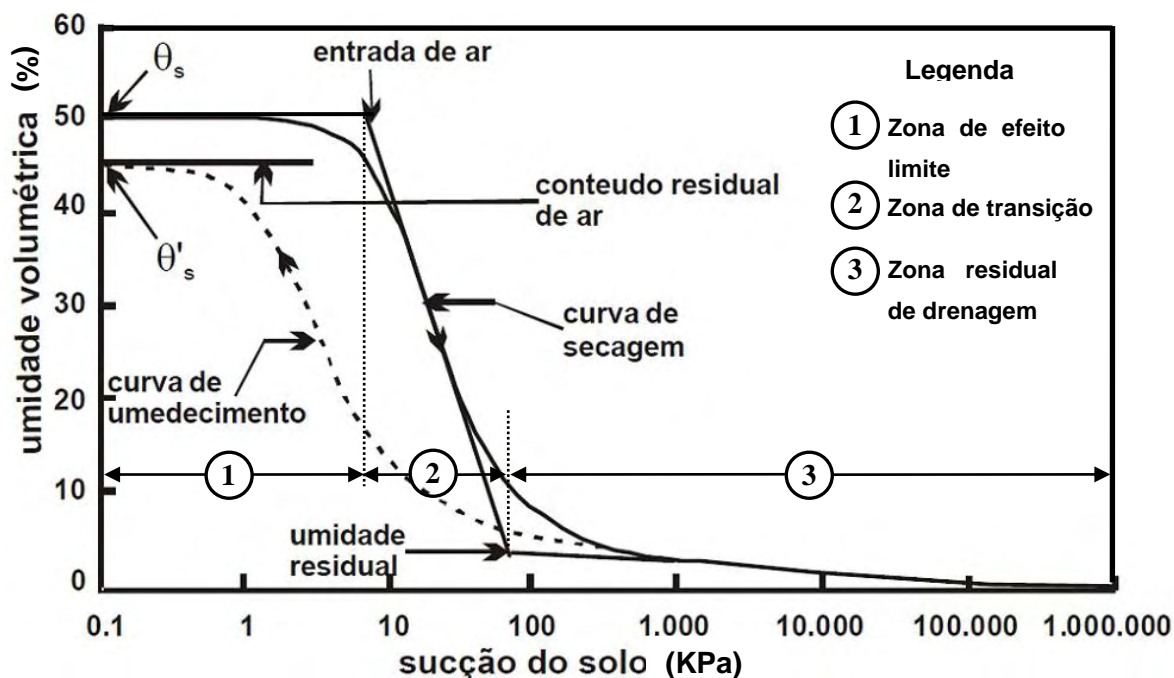


Figura 6- Modelo esquemático de uma curva característica (modificado de Fredlund et al., 1994).

Segundo Vanapalli *et al* (1996) apud Freitas Neto (2008), a curva de retenção pode ser dividida em três estágios (Figura 6). O primeiro estágio, denominado *zona de efeito limite*, corresponde ao trecho onde todos os poros contêm água, indo desde o teor de umidade saturado ( $\theta_s$ ) até a sucção de entrada de ar. O segundo, denominada *zona de transição*, corresponde ao trecho onde ocorre a drenagem da fase líquida, indo desde a sucção de entrada de ar até o teor de umidade residual ( $\theta_r$ ). E, o terceiro, *zona residual de drenagem*, onde a quantidade de água nos vazios é reduzida e descontínua, pois acréscimos de sucção causam mínimas variações no grau de saturação do solo.

O teor de umidade saturado ( $\theta_s$ ) é teoricamente igual à porosidade do solo, já que neste estado todos os vazios estão preenchidos pela água.

O teor de umidade residual ( $\theta_r$ ) é um valor de umidade associado à altos valores de sucção, quando a água retida pelo solo encontra-se na forma de filmes finos ou meniscos desconectados (Lu & Likos, 2004).

Segundo Hillel (1971) apud Soares (2006) e Cardoso Júnior (2006) apud Benessiuti (2011), a relação entre sucção e a quantidade de água retida pode ser influenciada por inúmeros fatores, dentre eles: tipo de solo, arranjo estrutural e histerese.

Quanto ao tipo de solo, para uma dada sucção, a quantidade de água retida em solos argilosos é maior que em solos arenosos, mostrando uma inclinação mais suave da curva característica. Já para solos arenosos, devido aos tamanhos dos poros serem bem maiores

do que os dos solos argilosos, pequenos valores de sucção são suficientes para reduzir bastante o teor de umidade volumétrico (Figura 7).

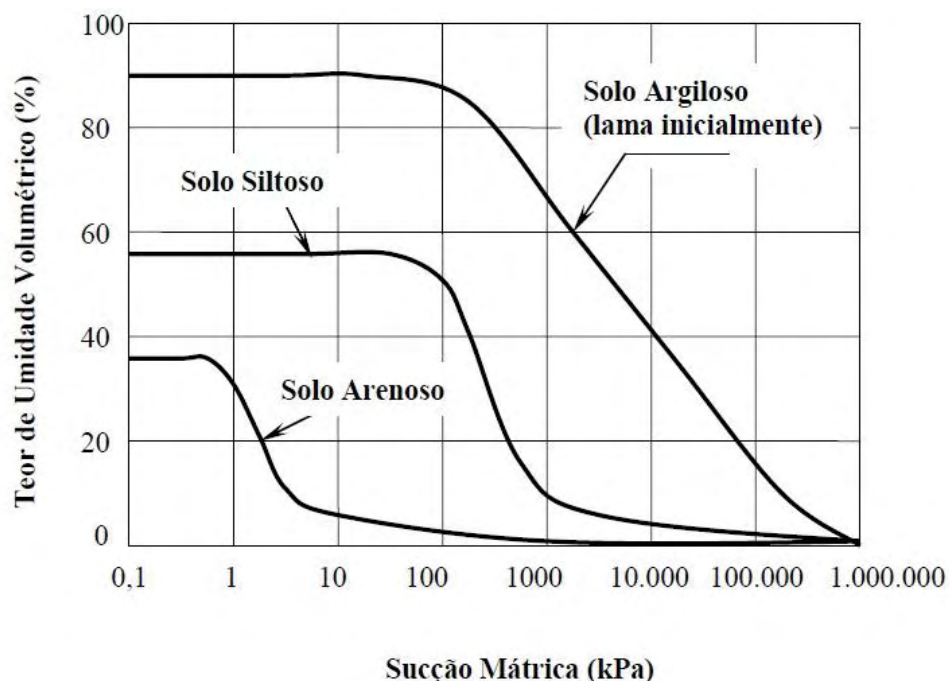


Figura 7 - Comportamento típico da curva característica frente ao tipo de solo (Fredlund et al., 1994).

De acordo com Fredlund & Xing (1994), para baixos valores de sucção, a quantidade de água retida está relacionada, principalmente, aos efeitos de capilaridade, que estão diretamente ligados à distribuição granulométrica e a estrutura do solo. Já para altos valores de sucção, o fenômeno da adsorção é dominante, influenciado pela superfície específica das partículas e composição mineralógica do solo.

Ainda segundo Hillel (1971) apud Soares (2006), a curva característica é influenciada pela disposição das partículas. Assim, observou-se que a compactação altera a forma original da curva, principalmente para baixos valores de sucção. Durante a compactação, o volume dos vazios maiores é diminuído, aumentando o número de vazios com dimensão intermediária, ficando a microporosidade inalterada.

Já com relação aos solos tropicais, devido à distribuição dos poros e à estrutura presente nestes solos, as curvas de retenção tem apresentado comportamento diferenciado, podendo gerar patamares devido à ausência de poros em determinadas faixas de sucção.

Outro fator que influencia na forma da curva característica é a histerese. Como esta pode ser determinada a partir de dois processos (umedecimento ou secagem), nota-se que

há uma "defasagem" entre as curvas obtidas, denominada histerese. De maneira geral, a quantidade de água liberada pelo solo no processo de secagem é superior a retida no processo de umedecimento.

Esse fenômeno está associado a diversas causas, dentre elas: ao ar aprisionado nos vazios do solo (ocluso), a não uniformidade geométrica dos vazios e também a mudança da estrutura em um solo sujeito a ciclos de secagem e umedecimento (expansão, contração e envelhecimento).

Um grande número de formulações empíricas tem sido propostas visando representar a curva característica por meio de ajuste aos dados obtidos experimentalmente.

Estes modelos empíricos surgiram a partir da análise de resultados de diversos solos, onde uma mínima variação na entrada dos parâmetros pode causar significativas variações na forma da curva.

Todas as propostas são assintóticas a uma linha horizontal para baixas sucções e não tendem a umidade zero para valores altos de sucção (Boszczowski, 2008).

Gerscovich (2001) e Gerscovich & Sayão (2002) concluíram em seus trabalhos que, os melhores ajustes para os solos brasileiros eram obtidos a partir das equações matemáticas propostas por Gardner (1958), Van Genuchten (1980) e Fredlund & Xing (1994), as quais são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1 - Equações propostas para ajuste da curva característica de sucção (Mendes, 2008).

Autor (es)	Ano	Equação	Parâmetros de ajuste
GARDNER	1958	$\Theta = \frac{1}{1 + q\psi^n}$	$q$ - valor da sucção de entrada de ar. $n$ - inclinação do ponto de inflexão da CRA.
VAN GENUCHTEN	1980	$\Theta = \frac{1}{[1 + (\alpha\psi)^n]^m}$ $\Theta = S_e = \frac{\theta - \theta_R}{\theta_s - \theta_R}$	$\Theta$ - teor de umidade volumétrica normalizada ou grau de saturação relativo. $\psi$ - sucção matricial. $\alpha, n$ e $m$ - parâmetros de ajuste.
FREDLUND & XING	1994	$\theta = C(\psi) \frac{\theta_s}{\ln \left[ e + \left( \frac{\psi}{a} \right)^n \right]^m}$	$\psi$ - sucção matricial. $\theta_s$ - umidade volumétrica saturada $a, n$ e $m$ - parâmetros de ajuste.

#### 2.3.3.4 Condutividade Hidráulica

Para quantificar o processo de infiltração da água no solo é necessária a caracterização de parâmetros que representem o modo como a mesma se movimenta ao longo do perfil, sendo a condutividade hidráulica  $K(\Theta)$  a mais comumente utilizada.

Segundo Libardi (2000), a condutividade hidráulica  $K(\Theta)$  é um dos parâmetros mais importantes da dinâmica da água no solo, a qual define a facilidade com que a água de movimenta ao longo do perfil.

Em um solo saturado, a condutividade hidráulica é máxima e constante, pois todos os poros estão preenchidos e são condutores do fluido. Já na condição não saturada, a presença de ar em parte dos poros diminui a fase líquida do solo, responsável pela condução de água na seção transversal. Portanto, a condutividade hidráulica decresce rapidamente com o decréscimo do teor de umidade ou grau de saturação, devido à diminuição da área útil para a condução da água.

A relação entre a condutividade hidráulica e o grau de saturação ou o teor de umidade é chamada de função de condutividade hidráulica, sendo termo coeficiente de permeabilidade um caso específico de condição saturada, nesta função.

De acordo com Miqueletto (2007), solos granulares de textura mais grossa, normalmente apresentam condutividade hidráulica saturada superior à de solos finos.

No entanto, quando não saturados, esses materiais estão sujeitos a variações bruscas de umidade, onde a condutividade hidráulica também sofre uma redução acentuada, podendo então os solos finos, apresentar condutividade hidráulica superior à dos solos granulares.

Devido à dificuldade de se estabelecer experimentalmente as funções de condutividade hidráulica, diversos métodos indiretos foram desenvolvidos para este fim, a partir de modelos descritivos e preditivos (Tabela 2).

Os modelos preditivos prevêm uma curva de condutividade hidráulica em função da sucção, a partir do coeficiente de permeabilidade e da curva de retenção de água. Tal previsão, baseia-se no fato de que tanto a condutividade hidráulica como a curva característica são obtidas através da distribuição dos tamanhos de poros de um determinado tipo de solo Mendes (2008).

Tabela 2 - Exemplo de modelos de previsão da curva de condutividade hidráulica (Gerscovich & Guedes,2004).

Modelo	Equação	Definição de variáveis
Gardner (1958)	$k = \frac{k_{sat}}{1 + a \left( \frac{\Psi}{\rho_w g} \right)^n}$	$\Psi$ = Sucção a e n= parâmetros de ajuste $\rho_w$ = densidade da água g = aceleração gravitacional
Brooks e Corey (1968)	$\begin{cases} k(\psi) = k_{sat} \left( \frac{\psi}{\psi_b} \right)^\eta \rightarrow \psi > \psi_b \\ k(\psi) = k_{sat} \rightarrow \psi \leq \psi_b \end{cases}$	$\Psi_b$ = sucção de entrada de ar $\Psi$ = sucção $\eta$ = parâmetro de ajuste
Arbhabharama & Kridakom (1968)	$k = \frac{k_{sat}}{\left( \frac{\Psi}{\Psi_b} \right)^{n'} + 1}$	$\Psi$ = Sucção $\Psi_b$ = Sucção de entrada de ar n' = Parâmetro de ajuste
Davidson et al (1969)	$k = k_{sat} e^{\beta(\theta - \theta_s)}$	$\theta_s$ = teor de umidade saturado. $\beta$ = parâmetro de ajuste
Campbell (1974)	$k = k_{sat} \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2n+1}$	$\theta_s$ = teor de umidade saturado. $\beta$ = parâmetro de ajuste
Mualem (1976)	$K_{rel} = \frac{[1 - (\alpha\Psi)^m (1 + (\alpha\Psi)^n)^{-m}]}{[1 + (\alpha\Psi)^n]^2} \rightarrow \Psi > 0$	$K_{rel} = k/k_{sat}$ m, n e $\alpha$ = parâmetros de ajuste $\Psi$ = sucção
Mualem & Dagan (1978)	$k_{rel} = S_e^b \left( \frac{\int_0^{\theta} \frac{d\theta}{\Psi^{1+b}}}{\int_0^{\theta_s} \frac{d\theta}{\Psi^{1+b}}} \right)^2$	$K_{rel} = k/k_{sat}$ $\theta$ = teor de umidade volumétrico $\Psi$ = Sucção. b = fator de tortuosidade
Van Gemuchten (1980)	$k(S_e) = k_{sat} S_e^m \left[ 1 - \left( 1 - S_e^{\frac{1}{n}} \right)^m \right]^2$ $S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$	$\theta_r$ e $\theta_s$ = teor de umidade residual e saturado. $S_e$ = grau de saturação no solo. m= parâmetro de ajuste l = 0,5
Leong & Rahardjo (1998)	$k_{rel} = \Theta^p \Rightarrow \Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$	$K_{rel} = k/k_{sat}$ $\Theta$ = teor de umidade normalizado $\theta_r$ e $\theta_s$ = teor de umidade residual e saturado. p= parâmetro de ajuste.
Vanapalli & Lobbezoo (2002)	$k_{rel} \approx 10^{(\gamma, 0,14 \theta^{\gamma})}$ $\gamma = 14,08 \left[ \frac{I_p}{100} \right]^2 + 9,4 \left[ \frac{I_p}{100} \right] + 0,75$	$K_{rel} = k/k_{sat}$ S = grau de saturação $I_p$ = índice de Plasticidade

### 2.3.3.5 Distribuição do tamanho de poros

A determinação do tamanho e a distribuição dos poros no solo pressupõem a aceitação do modelo físico da teoria capilar como representativo do espaço poroso deste meio, os poros maiores são os primeiros a serem drenados, seguidos por poros sucessivamente menores.

No estudo da distribuição de poros, Libardi (2000), refere-se ao tamanho do poro como o diâmetro da maior esfera inscrita no interior do espaço ocupado pelo poro, e é por este motivo que os poros do solo são classificados em termos de diâmetro de poro.

A definição do tamanho dos poros faz-se pela identificação dos diâmetros cilíndricos equivalentes, normalmente estimados a partir da drenagem da água pela aplicação de tensões capilares em amostras saturadas, pelo método denominado “dessorção de água”.

O método consiste na drenagem, por etapas, de uma amostra de solo embebida em água até a saturação, através da aplicação de tensões específicas para drenar um volume de água contido nos poros de diâmetro equivalente. Pelas etapas sucessivas do ensaio, pode-se determinar a distribuição do tamanho de poros da amostra.

Outro método existente, porém menos utilizada, é o de "intrusão de mercúrio", onde o mesmo, por possuir propriedades específicas e não umedecer quase nenhum material (alto ângulo de contato), é forçado à penetrar em uma amostra, sendo monitorados volume penetrado e pressão aplicada.

Coforme mencionado anteriormente no item 2.3.2.2, inúmeras classificações do diâmetro dos poros foram citadas na literatura, tendo trabalhos mais recentes com o de Tognon (1991) e Curmi et al. (1994), relatado a existência de dois tipos de poros: um resultante do arranjo dos microagregados, formando o espaço poroso intra-agregado (diâmetro  $< 0,0002$  mm), o qual ocupa um volume importante do solo e outro formado por canais e cavidades com dimensões maiores denominados poros interagregados (micro e macroporos de diâmetro  $> 0,0002$  mm).

#### **2.3.4 Determinação das Propriedades do Solo**

Por se tratar este de um trabalho experimental, realizado em laboratório, serão empregadas técnicas diretas utilizando o permeâmetro e o simulador de chuva. A curva característica e a curva de distribuição de poros foram determinadas por técnicas indiretas. Outros detalhes e aprofundamento sobre o assunto podem ser encontrados nos trabalhos de Marinho (1994 e 1997), Oliveira & Filho (1996) e Ghiberto (1999).

### 2.3.4.1 Determinação da sucção no solo

Segundo Lopes (2006), o método do papel filtro consiste em uma técnica simples, rápida e econômica de se medir a sucção no solo, e se baseia na capacidade que os meios porosos têm de absorverem ou perderem certa quantidade de água, quando em contato, com o papel filtro, em um ambiente fechado, até entrarem em equilíbrio de pressão. A norma técnica ASTM D5298-94 especifica que o papel filtro deve ser “quantitativo”, do Tipo II, sendo os mais utilizados o Whatman No 42 e Schleicher & Schell No 589.

Marinho (1994) explica que, os níveis de sucção aplicados a esta técnica variam de 0 a 29000 kPa, sendo possível medir a sucção total e a matricial do solo, dependendo do tipo de contato entre o papel filtro e a amostra estudada (Figura 8).

Quando o solo está em contato direto com o papel, a transferência se dá através de fluxo capilar, inexistindo a componente osmótica. Neste caso, é medida a sucção matricial.

Quando há um espaço de ar entre o papel e a amostra, o fluxo ocorre através de vapor de água, impedindo a migração de sais sendo assim, medida à sucção total.

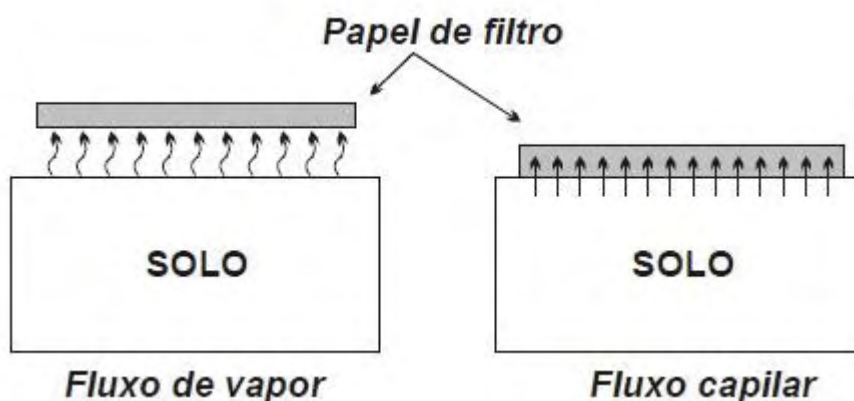


Figura 8 - Representação dos tipos de contato entre solo e papel filtro (modificado de Marinho, 1995).

A partir do valor de umidade final e de uma curva de calibração do papel filtro empregado, a sucção do solo pode ser obtida indiretamente. No estado de equilíbrio, é admitido que o solo e o material poroso apresentem a mesma sucção.

Para a realização do ensaio, alguns aspectos devem ser considerados, dentre eles o tempo de equilíbrio, a precisão da balança de pesagem, o manuseio correto do papel e a garantia de um sistema de isolamento durante o período de equalização, que segundo Marinho (1994) é da ordem de sete dias (sucção matricial).

### 2.3.4.2 Determinação da distribuição da porosidade

Como a curva característica relaciona a quantidade de solução no solo em equilíbrio com a tensão aplicada, é oportuno mostrar que uma vez obtida a curva de retenção, pode-se estimar de forma indireta a distribuição do tamanho dos poros no solo.

Segundo Santos (2005), utilizou-se o método da derivação da curva característica, obtendo um gráfico  $d\theta/d\Psi_m$  versus  $\Psi_m$  (Figura 9).

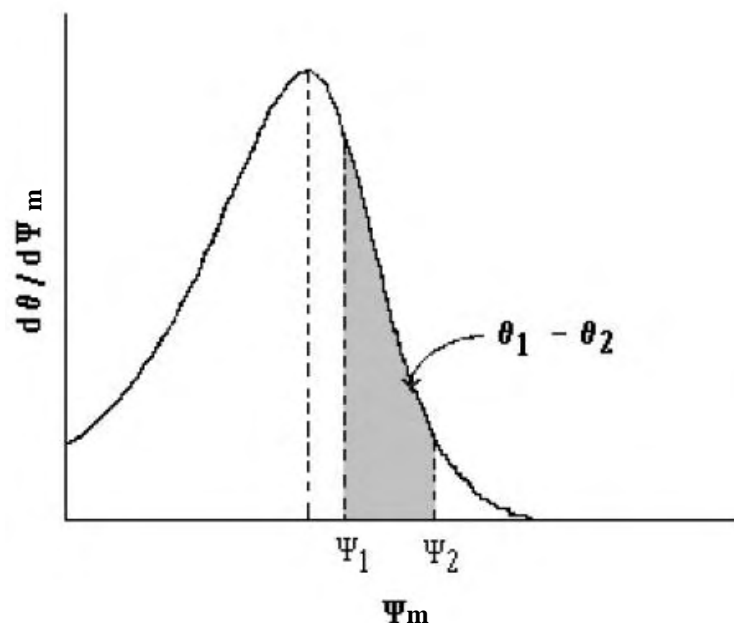


Figura 9 - Curva diferencial da curva característica (Santos, 2005).

A interpretação da curva apresentada na Figura 9, é feita com base no efeito da aplicação de uma variação de sucção  $\Delta\Psi = \Psi_2 - \Psi_1$  à qual drenará poros com raios entre  $r_2$  e  $r_1$ . Assim, o volume de água extraído do solo com a variação da tensão de  $\Psi_1$  para  $\Psi_2$ , o qual é obtido pela diferença de umidades  $\theta_2 - \theta_1$ , é igual ao volume de poros de raio compreendido entre  $r_1$  e  $r_2$  esvaziados na amostra.

A determinação do diâmetro equivalente drenado ( $d_p$ ) é obtida pela equação 5:

$$d_p = 2 \cdot r = \frac{4 \cdot \sigma}{\rho \cdot g \cdot \Psi_m} \quad (\text{Equação 5})$$

onde:  $d_p$  = diâmetro equivalente drenado

$r$  = raio do poro

$\sigma$  = tensão superficial da água



$\rho$  = densidade da água

$g$  = aceleração da gravidade

$\Psi_m$  = sucção matricial

Com base nestas considerações, percebe-se que, para uma mesma variação de  $\Psi_2 - \Psi_1$ , quanto maior for  $\theta_2 - \theta_1$ , maior é o número de poros existentes no solo com raios entre  $r_1$  e  $r_2$ , ou seja, pode-se obter, a partir da curva de retenção, a distribuição do tamanho de poros da estrutura (Libardi, 2000).

#### 2.3.4.3 Determinação da Taxa de Infiltração e Condutividade Hidráulica Saturada

Conforme observado na literatura, vários são os métodos de determinação da taxa de infiltração da água no solo e da condutividade hidráulica saturada, tanto em campo como em laboratório. Porém, por se tratar de trabalho experimental, como já mencionado no início deste tópico, serão abordados aqui apenas os métodos adaptados ao trabalho, ou seja: o permeâmetro de carga constante e o infiltrômetro de aspersão ou simulador de chuva.

##### • Permeâmetro de carga constante

Segundo a literatura, o permeâmetro é um equipamento para determinação da infiltração de água no solo, da condutividade hidráulica saturada, do potencial matricial e da sortividade (Elrick e Reynolds, 1992);

Este ensaio é realizado em laboratório e tem como base a percolação de água através de um corpo de prova cilíndrico, sendo possível ensaiar amostras deformadas ou indeformadas (Figura 10).

O equipamento permite a aplicação de diferentes cargas hidráulicas e o acompanhamento das vazões sendo a Condutividade hidráulica saturada calculada por meio da equação de Darcy adaptada ao ensaio (Equação 6).

$$K_{sat} = \frac{Q \cdot L}{h \cdot A} \quad \text{(Equação 6)}$$

onde:  $K_{sat}$  = condutividade hidráulica saturada  
 $Q$  = vazão percolada pela amostra de solo  
 $L$  = altura da amostra  
 $h$  = carga hidráulica  
 $A$  = área da amostra

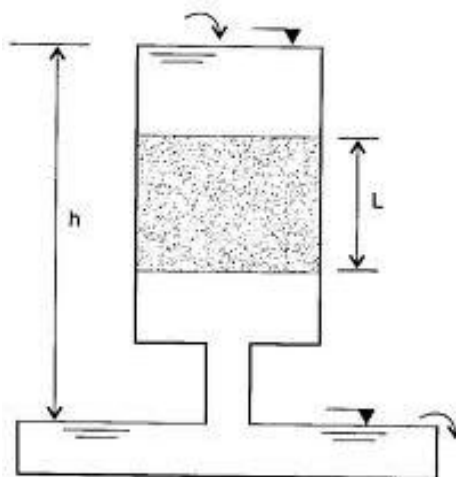


Figura 10 - Esquema de um permeâmetro de carga constante (Pinto, 2000).

#### • Simulador de chuva

Os simuladores de chuva ou infiltrômetros de aspersão são equipamentos, constituídos de orifícios hidráulicos (aspersores), que aplicam água à uma parcela de solo por aspersão, apresentando intensidade de precipitação constante (Figura 11).

As parcelas escoadas são monitoradas em função do tempo, obtendo-se de forma indireta a parcela infiltrada.

No Brasil, a sua utilização ainda é pouco significativa, principalmente devido aos altos custos envolvidos na implementação, porém trabalhos como o de Vallejo (1982) e Soares (2006) demonstram a utilização e desenvolvimento de variantes deste equipamento.

De acordo com Alves Sobrinho (1997), um simulador de chuva deve tentar produzir uma precipitação o mais próximo possível da realidade, atentando para critérios de energia, velocidade de impacto e diâmetro das gotas, além ainda da uniformidade, controle da aplicação da água e facilidade de operação.

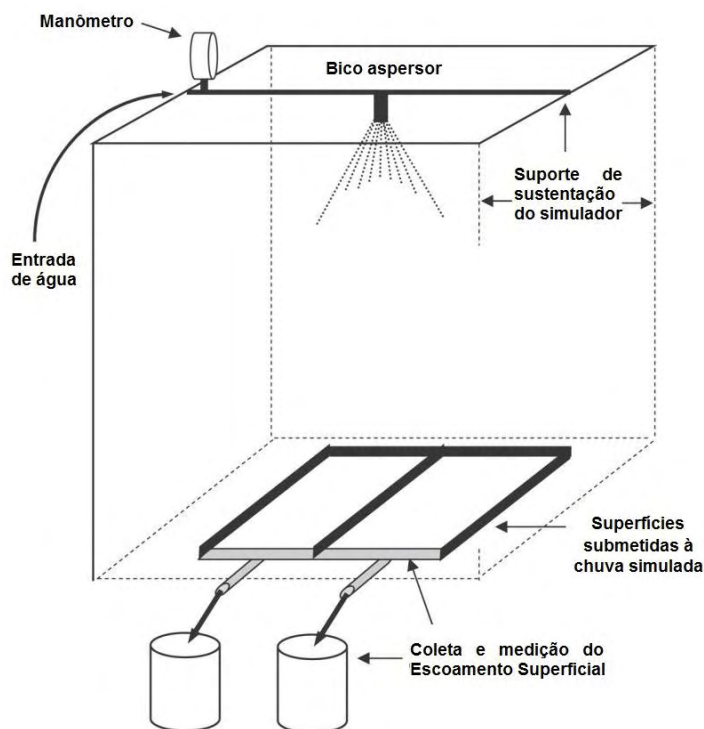


Figura 11 - Esquema de um simulador de chuva (Autor).

## 2.4 Lisimetria

A técnica de lisimetria consiste basicamente em medir a diferença entre a água que entra e sai de um bloco de solo, por meio de relações volumétricas ou gravimétricas. Segundo Faria et al (2006) os lisímetros consistem de tanques contendo solo representativo da área de interesse, e são utilizados sobretudo para medir os componentes do balanço de água no sistema solo-planta-atmosfera, sob tratos culturais ou não e condições climáticas específicas.

Segundo Campeche (2002), inicialmente, os lisímetros foram desenvolvidos para a quantificação e qualificação da água do solo percolada em estudos hidrológicos, o que é confirmado por Carvalho et al (2007), que mencionam que o dispositivo é uma estrutura destinada a medir, de maneira precisa, eventos de precipitação, evaporação e drenagem.

Complementarmente, de acordo com Aboukhaled et al (1982), citada por Cunha e Wendland (2005), existem basicamente dois tipos de lisímetro: os não pesáveis, também chamados de volumétricos ou de drenagem e os de pesagem ou gravimétricos.

Observa-se na literatura a existência de vários experimentos empregando lisímetros na avaliação da infiltração da água no solo, dentre eles, o de Vallejo (1982), Tami et al. (2004) e Soares (2006).

Com o objetivo de avaliar a influência do "litter" (camada de folhas que caem da vegetação) no comportamento da infiltração da água, Vallejo (1982) construiu um lisímetro o qual foi submetido à diferentes intensidades de precipitação (15, 30, 45 e 75 mm/h) e declividades (0°, 8° e 15°). Em linhas gerais, o autor concluiu que essa cobertura foliar, enquanto parte componente da estrutura florestal, assume grande importância no controle da hidrologia superficial, sendo a declividade e sua implicando na vegetação e acumulação do "litter".

Na intenção de compreender os efeitos que a histerese tem sobre a infiltração da água em taludes não saturados, em um regime de fluxo estacionário, Tami et al. (2004) montaram um experimento constituído de uma caixa experimental inclinada (30° com horizontal). Dentro da caixa foram depositados dois materiais: uma camada de areia grossa, em contato com o fundo, e uma camada de areia fina, na região superior. O modelo foi instrumentado com tensiômetros e medidores de umidades (TDR). Para a simulação da infiltração foram utilizados sprinklers localizados na parte superior do modelo experimental. Os autores concluíram que a modelagem mostrou ser uma ferramenta bastante útil na investigação do fluxo de água em solos, permitindo o monitoramento de poro-pressões, tensões, umidades e volumes de água drenados, além ainda de deslocamentos, tanto de massas de solo quanto de frente de umedecimento.

Posteriormente, Soares (2006), procurando entender o fluxo de água em taludes parcialmente saturados, fez uso de um lisímetro construído em acrílico, dentro do qual depositou um solo arenoso, sendo a evolução do processo de infiltração acompanhado através de resultados obtidos de poro-pressão, sucção e umidade do talude. O dispositivo permitia ainda a variação de alguns parâmetros como intensidade de precipitação, condições iniciais de umidade, drenagem e inclinação. Quanto ao equipamento, o autor concluiu que o mesmo apresentou poucos problemas, sendo importante na compreensão do avanço da frente de infiltração em taludes coluvionares, uma vez que permitiu a visualização da frente de infiltração e a instalação de alguns medidores automatizados.

## **2.5 Modelagem de Infiltração da Água no Solo**

Na tentativa de modelar o processo de fluxo de água ao longo de um perfil de solo, várias equações de infiltração já foram propostas, e segundo Scott (2000), os modelos que

descrevem a infiltração da água podem ser divididos em dois grandes grupos: os de base empírica e os de base teórica.

Os modelos empíricos são aqueles obtidos de dados experimentais resultando em equações específicas para determinados tipos de condições de contorno, sem que estes tenham obrigatoriamente significado físico (Tabela 3).

Tabela 3 - Equações dos principais modelos de base empírica (Ahrendt, 2005).

<b>Equação</b>	<b>Expressão</b>	<b>Observações</b>
<b>Kostiakov (1932)</b>	$i(t) = \alpha t^{-\beta}$ $I(t) = [(\alpha/1-\beta)t^{(1-\beta)}]$	$\alpha > 0$ e $0 < \beta < 1$ são constantes empíricas $t =$ tempo
<b>Horton (1940)</b>	$i(t) = i_f + (i_0 - i_f)e^{-\gamma t}$ $I(t) = i_f t + 1/\gamma(i_0 - i_f)(1 - e^{-\gamma t})$	$i_0$ e $i_f$ são vel. de infiltração inicial e final $\gamma$ é uma constante empírica
<b>Holtan (1961)</b>	$I(t) = i_f + ab(\omega - 1)^{1.4}$	$0.25 < a < 0.8$ é uma cte relativa a condição na superfície; $b$ é um fator de escala; $\omega$ é o déficit de umidade inicial (cm)

Os mesmos promovem estimativas de infiltração acumulada e de velocidade de infiltração, apresentando como principal desvantagem a impossibilidade de utilização para outros tipos de solo.

Já os modelos teóricos são, em sua grande maioria, baseados na teoria física do escoamento em meios porosos, o qual é descrito pela Equação de Richards ou mesmo pela Equação de Darcy, à partir da qual a anterior foi desenvolvida.

Na

Tabela 4 são apresentadas algumas soluções analíticas da Equação de Richards encontradas na bibliografia, as quais foram obtidas de diferentes simplificações e restritas as condições de contorno de solo homogêneo e umidade constante.

Dentre os modelos teóricos desenvolvidos, o de Green e Ampt (1911) é considerado por Pruski et al (1997) o mais empregado, em virtude da simplicidade de aplicação e embasamento físico bem definido.

Além disso, algumas condições de contorno consideradas nesse método, dentre elas o perfil de solo homogêneo com profundidade infinita e umidade inicial uniforme, condizem com as condições deste trabalho de pesquisa, reforçando ainda mais a necessidade aplicação desse modelo nas análises dos resultados experimentais.

Tabela 4 - Soluções analíticas da Equação de Richards (Ahrendt, 2005).

<b>Equação</b>	<b>Expressão e observações</b>
<b>Philip (1957)</b>	$Y = T^{1/2} + \lambda T$ ; $\lambda =$ constante entre 0 e 1
<b>Knight (1973)</b>	$Y = \pi/4 \ln[1 + \operatorname{erf}(4T/\pi)^{1/2}] + 2T$
<b>Parlange (1975)</b>	$2Y - [1 - \exp(-2T^{1/2})] = 2T$
<b>Brutsaert (1977)</b>	$Y = T + [T^{1/2} / (1 + \alpha T^{1/2})]$ ; $\alpha = 2/3$ ou 1
<b>Collis-George (1977)</b>	$Y = T + 1/N [\tan h(N^2 T)]^{1/2}$ ; N = constante adimensional entre 1 e 4
<b>Schwartzendruber e Cangue (1989)</b>	$Y = T + 1/\alpha [1 - \exp(-\alpha T^{1/2})]$ ; $\alpha =$ constante relativa as propriedades hidráulicas do solo
<b>Equações adimensionais de T e Y</b>	$T = K_s^2 t / S^2$ e $Y = K_s l / S^2$ ; S é a sorptividade

### 2.5.1 Modelo de Green e Ampt

O Modelo de Green e Ampt foi desenvolvido em 1911 e tem sido bastante empregado, uma vez que sua aplicação é simples, e com resultados bastante satisfatória em diversos trabalhos (Bouwer, 1966, apud Espinoza, 1999).

O modelo parte do princípio de que a água penetra no perfil de solo seguindo a forma de um pistão, ou seja, tem um horizonte bem definido entre a porção saturada e a não saturada (Figura 12).



Figura 12 - Perfil de infiltração da água no solo do modelo de Green-Ampt.

Segundo Camapum de Carvalho *et al* (2012), esse método considera ainda a hipótese de que existe uma fina camada de água na superfície do solo que pode ter carga hidráulica ( $h_0$ ) desprezada. Na frente de molhamento, ocorre uma redução abrupta entre a umidade de saturação e a umidade inicial do solo. A fronteira molhada tem uma profundidade  $L$  que é atingida após um tempo  $t$ . Uma vez que o solo acima da frente de

umedecimento continua saturado, a condutividade hidráulica adotada nesta condição é a saturada ( $K_{sat}$ ), porém  $\Psi_f$  que é o potencial matricial na frente de umedecimento, é admitido em condição de umidade inicial do solo. Assim, a expressão para a taxa de infiltração é dada pela equação 7:

$$i = K_{sat} \left( 1 + \frac{\Psi_f}{L} \right) \quad (\text{Equação 7})$$

A qual, segundo Brandão *et al.* (2003), considera que a infiltração é governada por dois gradientes, o matricial ( $\Psi_f/L$ ) e o gravitacional ( $L/L$ ), onde a medida que o evento transcorre, o potencial mátrico vai diminuindo, enquanto o gravitacional permanece constante e igual à unidade. Logo, a taxa de infiltração tende à ser alta no início, aproximando-se da condutividade hidráulica saturada do solo, com o passar do tempo.

A expressão para a taxa de infiltração também pode ser escrita em função da variação de umidade ( $\theta_f - \theta_i$ ) e da infiltração acumulada (I) conforme equação 8:

$$i = K_{sat} \left( 1 + \Psi_f \frac{(\theta_f - \theta_i)}{I} \right) \quad (\text{Equação 8})$$

onde:  $K_{sat}$  = condutividade hidráulica saturada  
 $\Psi_f$  = sucção matricial na frente de umedecimento  
 $\theta_f$  = Umidade final ou de saturação  
 $\theta_i$  = Umidade inicial do solo  
 I = Infiltração acumulada

Já a capacidade de infiltração acumulada é dada pela equação 9:

$$I = K_{sat} \cdot t + \Psi_f \cdot \Delta\theta \cdot \ln \left[ 1 + \frac{I}{\Psi_f \cdot \Delta\theta} \right] \quad (\text{Equação 9})$$

onde:  $K_{sat}$  = condutividade hidráulica saturada  
 t = tempo em que se deseja determinar a infiltração  
 $\Psi_f$  = sucção matricial na frente de umedecimento  
 $\Delta\theta$  = variação de umidade ( $\theta_f - \theta_i$ )  
 I = Infiltração acumulada

### 3. MATERIAIS E METODOS

Neste trabalho de pesquisa desenvolveu-se um simulador de chuva e um lisímetro sob a forma de canaleta, também conhecida na literatura como "flume", de modo que o material empregado e suas dimensões permitissem o acondicionamento do solo, a simulação de precipitação e acompanhamento do escoamento superficial e de base, além ainda da visualização do processo de avanço da frente de infiltração.

#### 3.1 A construção do Lisímetro

O desenvolvimento e construção do lisímetro foram realizados no Laboratório de Mecânica dos Solos, do Departamento de Engenharia Civil, Campus da UNESP de Guaratinguetá/SP.

Empregaram-se na construção placas de vidro incolor de 5 mm de espessura, devidamente vedadas com borracha de silicone e contidas, em suas extremidades superior e inferior, com o emprego de cantoneiras de alumínio e parafusos. O vidro permite a visualização do processo de lançamento e compactação bem como monitorar a evolução da frente de umedecimento durante o ensaio.

De dimensões internas medindo 90 cm de comprimento, 15 cm de largura e duas alturas, medindo 25 cm no lado referente a saída do escoamento superficial e 28 cm no lado oposto. O lisímetro contém ainda um orifício de 10 mm de diâmetro no fundo para a drenagem da água percolada durante a simulação.

Na Figura 13 apresenta-se o lisímetro construído e na Figura 14 os detalhes das dimensões do mesmo.

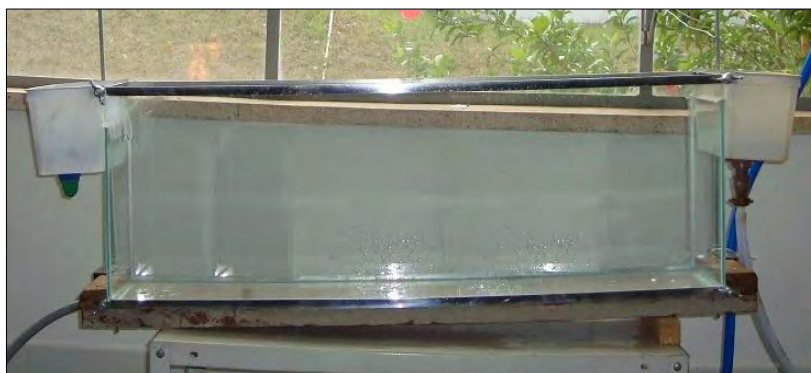
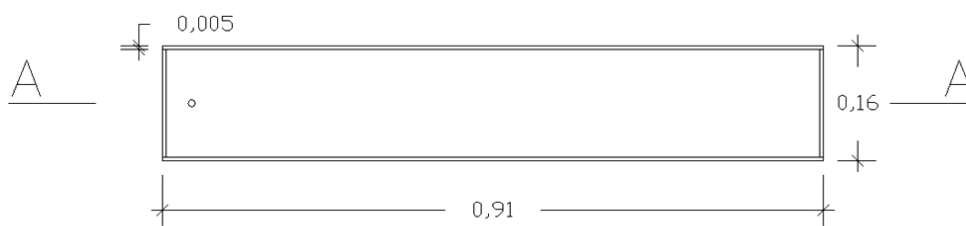
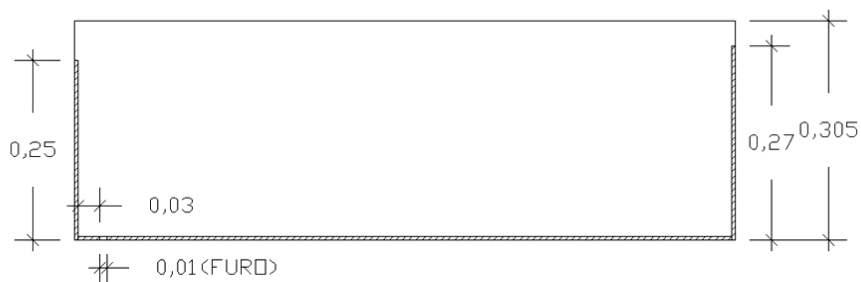


Figura 13 - Vista geral do lisímetro.





**Vista Superior**



**Corte AA**

Figura 14 - Dimensões da caixa (Lisímetro) utilizada no experimento (m).

Para a sustentação e inclinação do dispositivo, o mesmo foi instalado sob uma prancha de madeira medindo 15 cm de largura por 100 cm de comprimento, e fixado nas extremidade por calços de madeira aparafusados.

Esses mesmos calços serviram para a fixação de cantoneiras de aço de 1" x 1" x 1/8" x 9 cm de comprimento, peças essas onde foram fixadas barras "roscadas" de 5/16" de diâmetro por 80 cm de comprimento, às quais integram o suporte do tubo que fará à simulação da chuva (Figura 15).



Figura 15 - Detalhe da base de madeira, calços, drenagem de fundo e suporte de sustentação.

Visando garantir o escoamento da água percolada através do perfil até o orifício de drenagem foi construída uma camada drenante composta por pedrisco de diâmetro variando entre 1,70 e 2,00 mm e manta de geotêxtil não-tecido previamente saturada (Figura 16).



Figura 16 - Camada drenante construída no fundo do lisímetro.

Para a coleta da água escoada superficialmente, foi instalado na borda esquerda da caixa um recipiente plástico, ao qual foi conectada uma mangueira para a condução da água às buretas de medição (Figura 17).

A evolução da frente de umedecimento foi acompanhado através de uma fita métrica colada à parede do lisímetro, onde em intervalos de tempo pré-estabelecidos se registrava a posição da mesma.

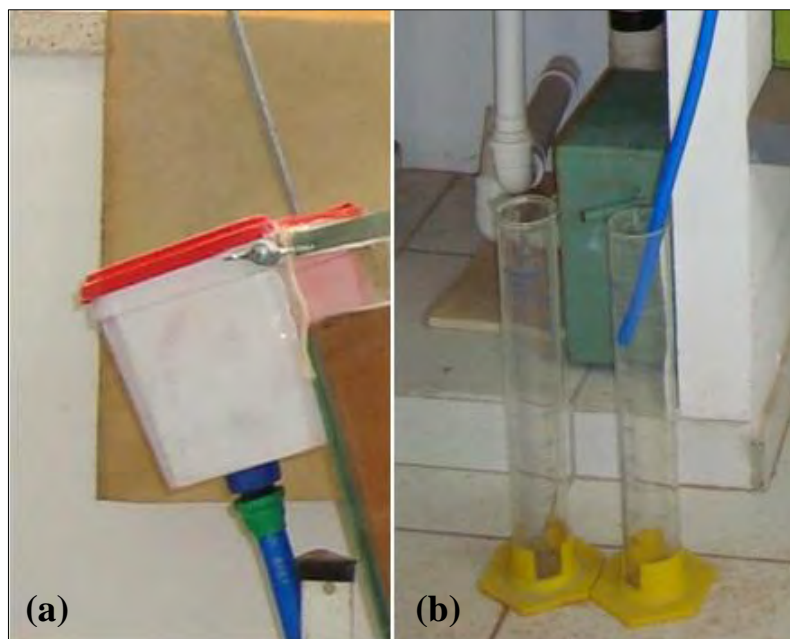


Figura 17 - Recipiente de coleta do escoamento superficial (a); Buretas de medição (b).

### 3.2 A construção do Simulador de Chuva

O sistema de simulação de precipitação desenvolvido neste trabalho é bastante simples quando comparados com os de Vallejo (1982) e Soares (2006), pois o mesmo apresenta baixo custo, fácil ajuste e operação.

O dispositivo utiliza 5 "bicos" de pulverizadores modelo ultrajet da marca Guarany® fixados a um tubo de PVC com diâmetro de 3/4", provido de um "cap" (tampão) em uma das extremidades e adaptador na outra extremidade de forma a permitir a conexão da mangueira de alimentação do simulador (Figura 18).

A alimentação do simulador é feita por meio de uma torneira próxima à bancada do laboratório, à qual é alimentada pela rede de distribuição de água do prédio. Para o controle de variações de pressão da rede de distribuição durante a realização dos ensaios, foi instalado um manômetro com escala até 2 atm de pressão.

Os bicos aspersores empregados (Figura 18b) possibilitam a regulagem do borrafo e conseqüentemente a variação da intensidade de precipitação, durante o processo de calibração.

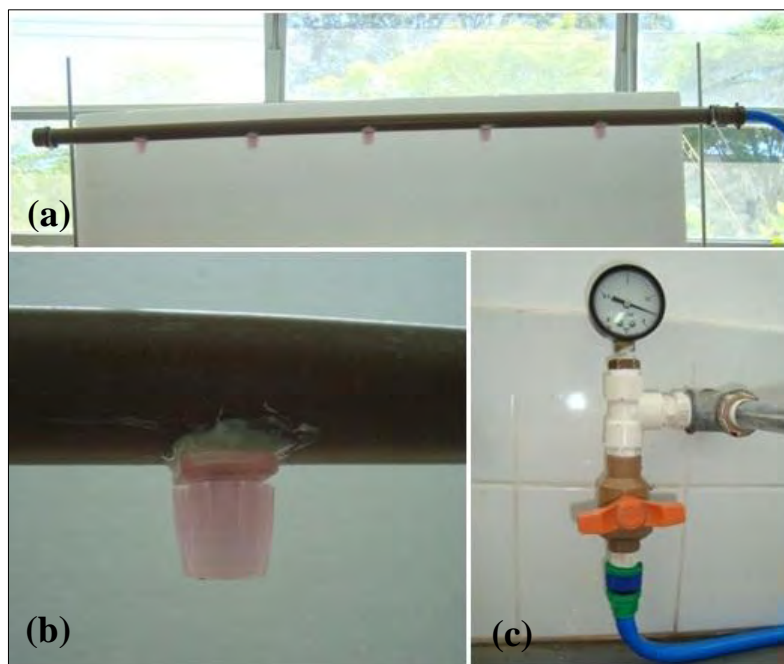
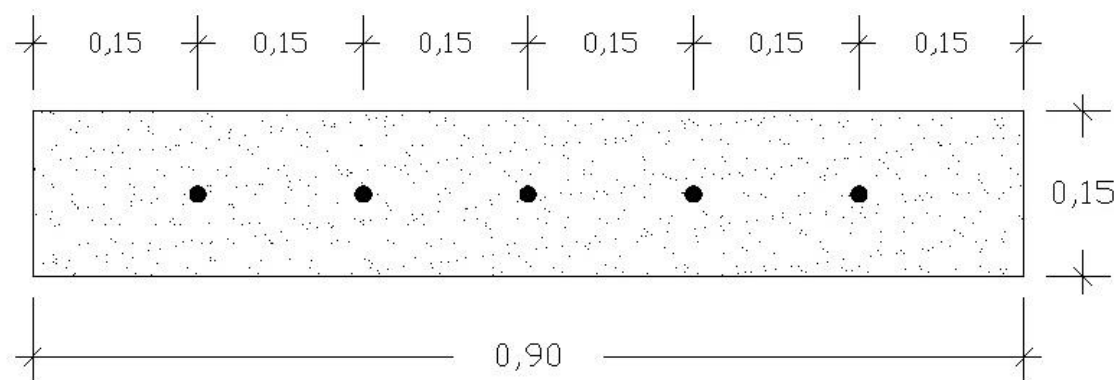


Figura 18 - Simulador de Precipitação (a); Detalhe do bico aspersor (b); Registro de acionamento e manômetro (c).

Os "bicos" foram distribuídos de forma a pulverizarem toda à superfície do solo contido no dispositivo lisimétrico de forma a não haver sobreposição das plumas de pulverização (Figura 19). Para garantir essa uniformidade, o tubo com os aspersores foi posicionado à uma distância de 30 cm da superfície do solo.



### Vista Superior

Figura 19 - Disposição dos bicos aspersores sobre o lisímetro (m).

O processo de calibração do simulador foi dividido em duas etapas: a aferição individual dos bicos e a aferição do sistema. Para a aferição individual dos bicos utilizou-se uma bureta graduada de 100 ml e um cronômetro, sendo os bicos considerados

calibrados quando apresentassem a mesma vazão. Para aferição do sistema foram utilizadas duas técnicas, o uso de pluviômetros instalados no interior do lisímetro e a medida do volume escoado pelo fundo da caixa durante um intervalo de tempo de precipitação pré-estabelecido (Figura 20).



Figura 20 - Calibração do simulador pelo uso de pluviômetros.

Garantida a uniformidade dos borrifos, a menor precipitação obtida foi de 148 mm/h, condição extrema, sendo essa precipitação atribuída aos ensaios.

### 3.3 Preparo do Solo e o Preenchimento do Lisímetro

A jazida de onde foi coletado o solo para o estudo está localizada na unidade geológica do embasamento cristalino representado pelos granulitos, maciços alcalinos, granitos, migmatitos homogêneos, quartzitos, filitos, quartzo-mica-xistos (metasedimentos) e migmatitos heterogêneos.

Quanto à geomorfologia, a região de estudo está inserida na Província Geomorfológica do Planalto Atlântico, caracterizando-se pelas zonas do Planalto Paraitinga, Planalto Bocaina, Médio Vale do Paraíba e parte da Serra da Mantiqueira, conforme Ross e Moroz (1997).

Em linhas gerais o Planalto Atlântico caracteriza-se como uma região situada na porção leste/sudeste do Estado de São Paulo, constituída por terras altas, por formas de

topos convexos, elevada densidade de canais de drenagem e vales profundos (Ross e Moroz, 1997). Em grande parte o relevo resulta diretamente da erosão fluvial exercida sobre um complexo muito heterogêneo de rochas ígneas e metamórficas.

Após a coleta, em um horizonte de uma jazida na região da serra Quebra Cangalha, o solo foi inicialmente colocado em bandejas galvanizadas para secar naturalmente. Em seguida, toda a amostra, cerca de 0,035 m<sup>3</sup>, foi submetida a um processo de destorroamento e retirada de raízes e pedregulhos. O material é um solo residual maduro de biotita-gnaiss, com coloração vermelha, muito comum na região, o qual foi classificado como um silte de baixa plasticidade pelo Sistema Unificado de Classificação de Solos (SUCS).

Estando o solo destorroado e na condição de umidade higroscópica, o mesmo foi depositado no interior do lisímetro pelo processo "sand rain", visando evitar a segregação da amostra. Para cada camada de deposição de 3 cm de altura, se procedia a compactação manualmente desta camada por meio de um soquete de madeira de 140 g de peso, mantendo-se uma altura de queda de cerca de 1 cm (Figura 21).



Figura 21 - Lançamento e compactação da camadas de solo no lisímetro.

Ao fim do processo de preenchimento do lisímetro, uma outra manta de geotêxtil não-tecido foi disposta na superfície do solo, visando protegê-la contra possíveis processos erosivos e conseqüente carreamento de parte do material ensaiado (Figura 22).



Figura 22 - Manta de geotêxtil não-tecido colocada sobre a amostra de solo.

Os ensaios foram realizados com o reaproveitamento do solo, onde após cada ciclo, o material foi retirado do lisímetro e disposto em bandejas galvanizadas para a secagem em estufa e posteriormente, novo destorroamento.

Uma vez que foi necessária à realização de repetições nos ensaios para confirmação dos resultados e tendo em vista que o solo coletado na jazida não seria suficiente para a realização de todas as repetições, optou-se pela reutilização do mesmo.

### **3.4 Determinação dos Parâmetros Geotécnicos**

#### **3.4.1 Ensaios de caracterização física**

Os ensaios de caracterização foram realizados seguindo os procedimentos preconizados pela Associação Brasileira de Normas Técnicas - ABNT por meio das normas NBR 6457/86 (Amostras de solo - Preparação para ensaios de compactação e caracterização), NBR 6457/86 (Teor de umidade natural), NBR 6459/84 (Determinação do Limite de Liquidez), NBR 7180/84 (Determinação do Limite de Plasticidade) e NBR 7181/84 (Análise granulométrica) adaptada aos conceitos propostos por Bowles (1992).

O solo foi caracterizado no primeiro e no último destorroamento de modo a avaliar o efeito do seu reuso na forma da curva granulométrica (Figura 23) e em sua classificação na carta de plasticidade, frente aos resultados dos ensaios de infiltração sob chuva simulada.

Para a determinação da umidade higroscópica, à cada moldagem foram retiradas três amostras, às quais foram acondicionadas em capsulas, pesadas e secadas em estufa à uma temperatura de 105 °C, durante 24 horas.

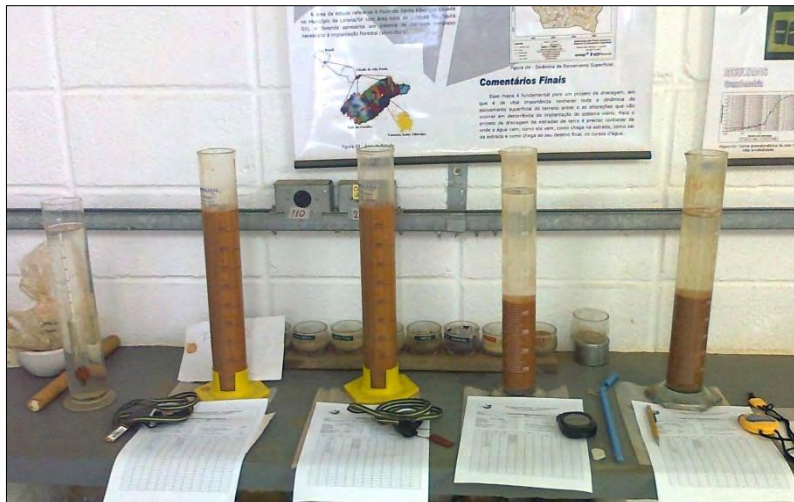


Figura 23 - Ensaio de Sedimentação com solo do primeiro e do último reuso (com e sem defloc.)

A padronização da moldagem das amostras na caixa sob uma mesma altura (24 cm), e a extração de anéis volumétricos (Figura 24), após a realização de cada ensaio, permitiu a determinação dos índices de estado do solo depositado no lisímetro, como a massa específica natural ( $\gamma_{nat}$ ), a massa específica seca ( $\gamma_d$ ), o índice de vazios ( $e$ ), a porosidade ( $\eta$ ) e o grau de saturação ( $S$ ), podendo assim avaliar a repetibilidade do processo de moldagem e analisarmos comparativamente os resultados.



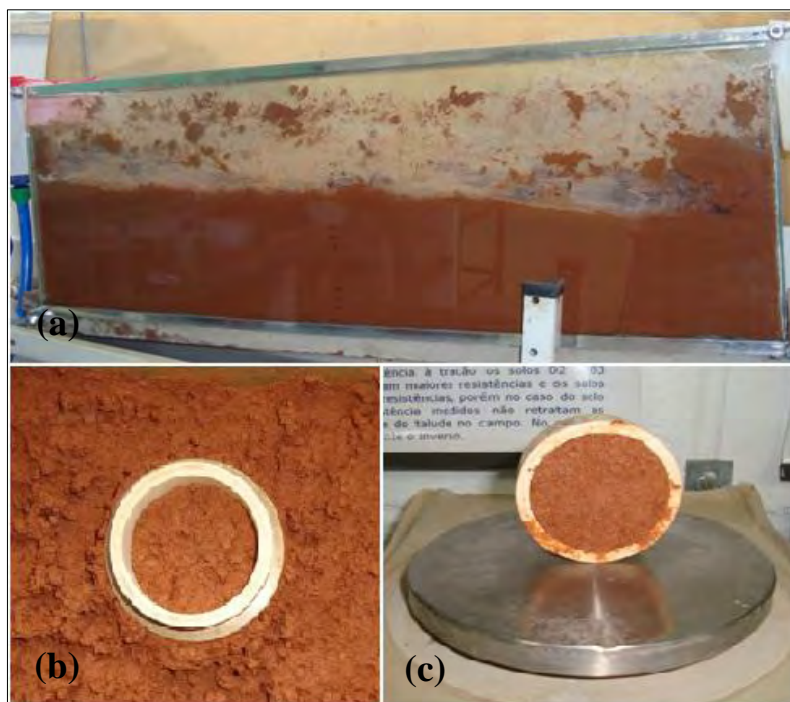


Figura 24 - Retirada do solo (a); Extração de anéis volumétricos (b); Pesagem dos anéis (c).

### 3.4.2 Condutividade hidráulica saturada

Para a determinação da condutividade hidráulica saturada do solo, foi utilizado o permeâmetro desenvolvido por Almeida et al (2012), o qual, por meio de um Frasco de Mariotte, mantém uma carga constante de 2 cm de água sobre a amostra de solo depositada em um cilindro de acrílico de cerca de 11 cm de diâmetro por 18 cm de altura.

O solo foi depositado no interior do permeâmetro seguindo o mesmo procedimento utilizado no lisímetro.

Na Figura 25 é apresentado o permeâmetro utilizado para a determinação da condutividade hidráulica saturada do solo, volume de retenção e fluxo de base.

Após a obtenção do gráfico da percolação acumulada em função do tempo, a condutividade hidráulica pôde ser então calculada a partir da equação 10:

$$K_{sat} = \frac{Q \cdot L}{h \cdot A} \quad (\text{Equação 10})$$

onde:  $K_{sat}$  = condutividade hidráulica saturada

$Q$  = vazão percolada pela amostra de solo

$L$  = altura da amostra

$h$  = carga hidráulica

$A$  = área da amostra

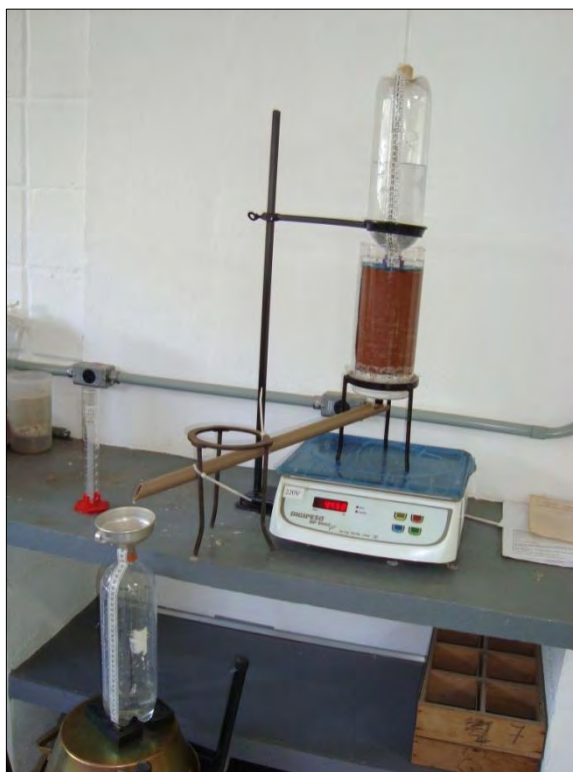


Figura 25 - Permeômetro utilizado na determinação da condutividade hidráulica saturada.

### 3.4.3 Curva de retenção de umidade do solo (CRUS) e Distribuição de Poros

Para a obtenção da curva característica do solo, foram utilizados anéis de PVC de 50 mm de diâmetro e 30 mm de altura (mesma espessura de lançamento das camadas dentro do lisímetro), os quais tiveram um lado fechado com disco de plástico visando conter o solo (Figura 26).

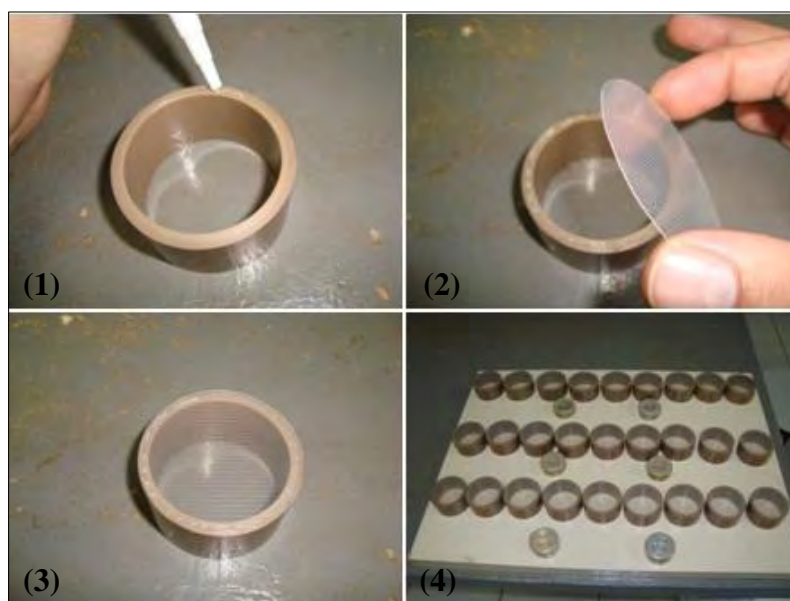


Figura 26 - Preparo dos anéis para o ensaio de sucção pelo método do papel filtro.

O procedimento de moldagem dos anéis é apresentado na Figura 27. De forma semelhante aos ensaios de caracterização física (Limites de Atterberg e Análise Granulométrica), o efeito do reuso do solo na forma da CRUS foi avaliado por meio do preparo de três amostras.

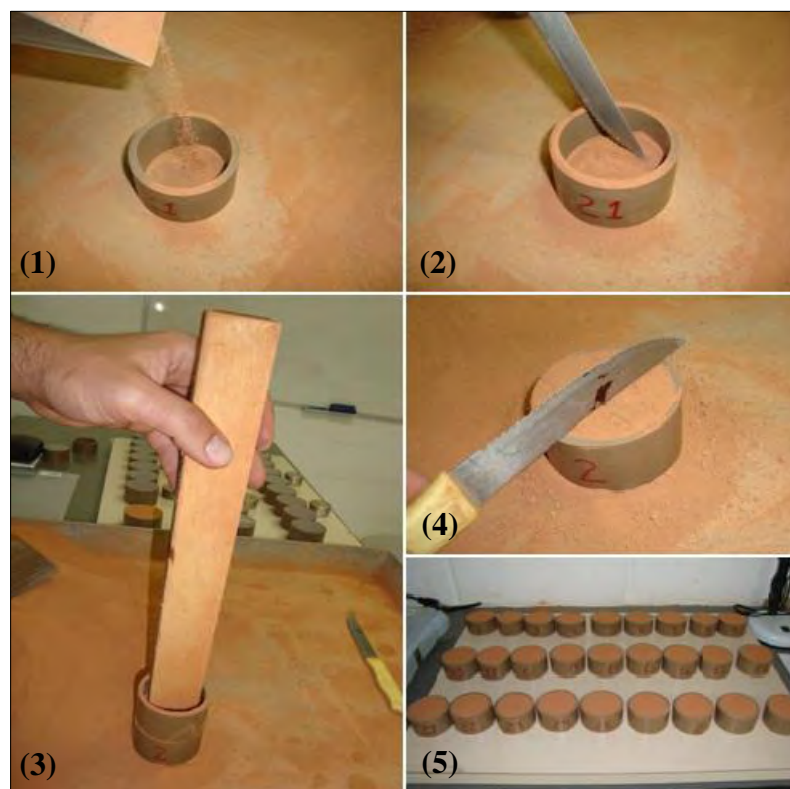


Figura 27 - Moldagem do solo para o ensaio de sucção pelo método do papel filtro.

Os ensaios foram realizados apenas pelo processo de secagem visando garantir uma distribuição uniforme de umidade ao longo das amostras mesmo para pequenas quantidades de água próximas da umidade residual. Através da curva de secagem foi determinada de forma qualitativa, pela derivação da CRUS, a curva de distribuição de poros.

Toda a metodologia empregada na determinação da curva característica se baseou nos procedimentos descritos por Marinho (1994). O papel filtro do tipo Whatmann #42 foi colocado em contato com as amostras no topo. As amostras foram envolvidas por camadas de filme plástico e colocadas em uma caixa de isopor, visando o máximo isolamento térmico. Conforme recomendado, as amostras ficaram em repouso por um período de 10 dias, a fim de garantir o mecanismo de transferência de umidade entre o solo e o papel filtro até a equalização da sucção.

Após esse tempo, o conjunto foi aberto e os papéis filtros foram colocados diretamente na balança com precisão de 0,0001 g, sendo determinada a massa do papel filtro no tempo igual a zero, a partir da correlação exponencial de massas determinadas em intervalos de tempo pré-estabelecidos.

Este procedimento foi repetido para a obtenção da massa do papel filtro seco, após o mesmo ter ficado em estufa (100° C) por um período de duas horas.

O valor de sucção foi então determinado, a partir da umidade do papel filtro, conforme a calibração existente na norma ASTM D5298 (1994) e representada pelas equações 11 e 12:

$$\Psi (KPa) = 10^{(6,05-2,48 \log W)}, \text{ para } W > 47\% \quad (\text{equação 11})$$

$$\Psi (KPa) = 10^{(4,84-0,0622W)}, \text{ para } W \leq 47\% \quad (\text{equação 12})$$

onde:  $\Psi$  = sucção matricial

$W$  = umidade do papel filtro

Assim, a partir da sucção obtida através do papel filtro e da umidade do solo moldado em cada anel, foi possível determinar as curvas características pelo processo de secagem, após o devido ajuste através da modelagem de Duplo Van Genuchten proposta por Carducci et al (2011).

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Caracterização do Solo

#### 4.1.1 Caracterização física

Com base nos procedimentos adotados no item 3.4.1, foram obtidas às curvas granulométricas, com e sem o uso de defloculante, para o primeiro e o último (11º) destorroamento, conforme observado na Figura 28.

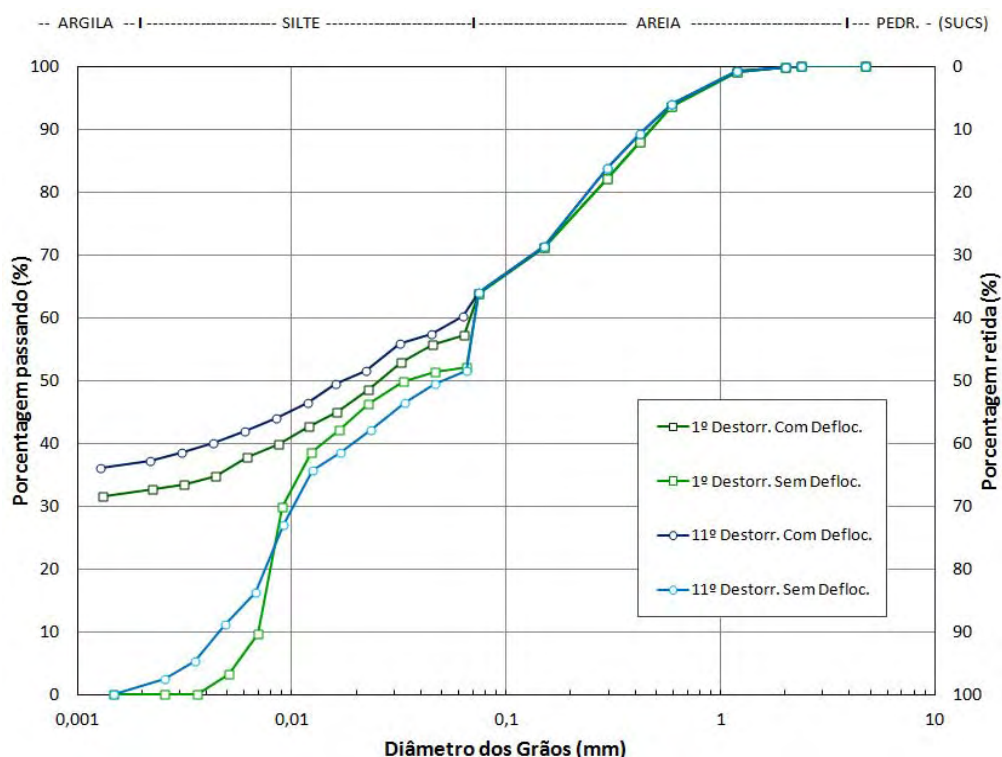


Figura 28 - Curvas granulométricas para o 1º e 11º destorroamento (com e sem defloculante).

A tabela apresenta os resultados de cada fração de solo de acordo com a ABNT, para as amostras, com e sem o uso de defloculante.

Tabela 5 - Frações de solo das amostras analisadas (%).

Solo	Pedregulho		Areia						Silte		Argila		Total Finos	
	Fino		Grossa		Média		Fina		c/ def	s/ def	c/ def	s/ def	c/ def	s/ def
(dest)	c/ def	s/ def	c/ def	s/ def	c/ def	s/ def	c/ def	s/ def						
1º	0,1	0,1	6,3	6,3	11,6	11,6	24,9	29,9	24,4	52,0	32,7	0,1	57,1	52,1
11º	0,1	0,1	6,0	6,0	10,2	10,2	23,5	32,2	23,1	49,0	37,2	2,6	60,2	51,6

Os dados da Figura 28 e Tabela 5 demonstram, para as granulometrias realizadas com o uso do defloculante hexametáfosfato de sódio, um aumento do teor de finos, em relação ao primeiro uso, da ordem de 5,5%, indicando que o solo sofreu uma certa quebra de grãos devido ao reaproveitamento da amostra.

Segundo Camapum de Carvalho *et al* (2012), mesmo apresentando teores significativos de argila, alguns solos possuem permeabilidade de solos arenosos, porque a textura que atua definindo o comportamento é a do agregado e não a da partícula de argila individualizada. Assim, torna-se relevante à realização de análises considerando o material defloculado e não defloculado.

Logo, nos ensaios sem o uso do defloculante, observa-se que a parcela fina forma microagregados siltosos (para o primeiro destorroamento) e silto-argilosos para o décimo primeiro.

Contudo, como a textura que atua definindo o comportamento é a do agregado e não a da partícula individualizada, pouca influência deve ser associada ao reaproveitamento da amostra.

Também seguindo os procedimentos adotados no item 3.4.1, foram determinados os Limites de Atterberg (Liquidez, Plasticidade e Índice de Plasticidade) para o primeiro e décimo destorroamento, conforme observado na Tabela 6:

Tabela 6 - Limites de Atterberg das amostras analisadas.

<b>SOLO (destorr.)</b>	<b>LL (%)</b>	<b>LP (%)</b>	<b>IP (%)</b>
1°	43	30	13
10°	45	28	17

Os parâmetros foram lançados na Carta de Plasticidade, à qual os classifica como silte de baixa plasticidade (ML) (Figura 29).

Contudo, para o décimo destorroamento, observa-se uma proximidade maior do ponto com a Linha A, à qual divide o silte da argila, demonstrando assim o efeito que o reuso da amostra causou à estrutura do solo, conforme se observou também nos resultados da análise granulométrica conjunta.

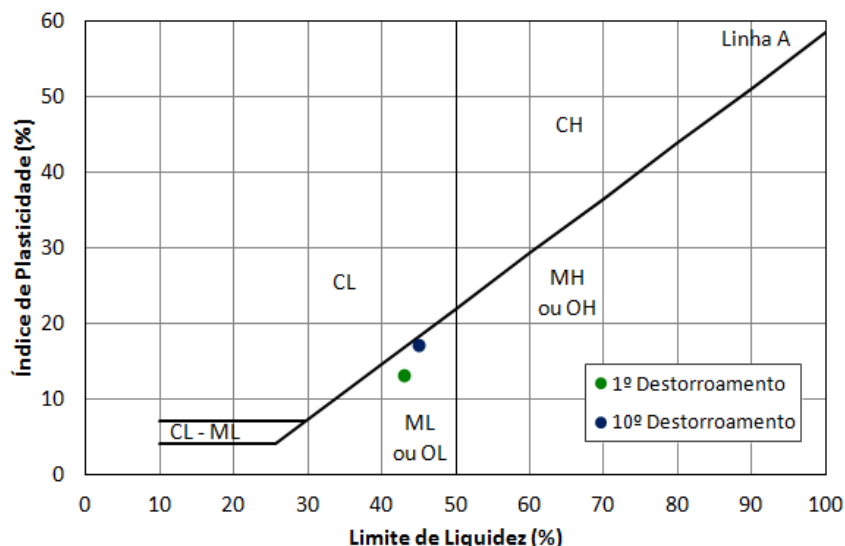


Figura 29 - Carta de Plasticidade.

Alguns índices de estado foram determinados com base nos procedimentos adotados no item 3.4.1, onde foram retiradas amostras indeformadas em três diferentes profundidades ao longo do perfil do solo dentro do lisímetro (Tabela 7).

Tabela 7 - Propriedades físicas do solo para cada ensaio de infiltração (anéis)

Decliv. Ensaio (%)	Data (dd/mm/aa)	W Higros. (%)	$\gamma_{nat}$ (g/cm <sup>3</sup> )	$\gamma_d$ (g/cm <sup>3</sup> )	e	$\eta$ (%)	S (%)
5	23/02/12	1,74	1,362	1,338	1,05	51	4,57
5	01/06/12	1,37	1,340	1,322	1,07	52	3,49
15	31/01/12	4,80	1,380	1,317	1,08	52	12,17
15	21/05/12	1,66	1,336	1,314	1,08	52	4,19
30	14/11/11	2,22	1,397	1,366	1,00	50	6,06
30	09/05/12	1,58	1,339	1,318	1,08	52	4,02
50	28/05/12	1,63	1,409	1,387	0,97	49	4,59
50	09/10/12	1,26	1,338	1,322	1,07	52	3,22

Os dados da Tabela 7 demonstram que o procedimento adotado nas moldagens foi bastante satisfatório, uma vez que o índice de vazios (e) variou muito pouco. Entretanto, é necessário lembrar que a retirada dos anéis foi de difícil execução, uma vez que o solo, na maioria das vezes ainda estava com a umidade muito alta, o que ainda lhe conferia plasticidade, podendo assim ter gerado erros significativos na sua determinação.

#### 4.1.2 Condutividade Hidráulica Saturada

Conforme descrito no item 3.4.2, foram realizados dois ensaios no permeâmetro desenvolvido por Almeida *et al* (2012), cujos resultados são apresentados na Figura 30 e Tabelas 8 e 9.

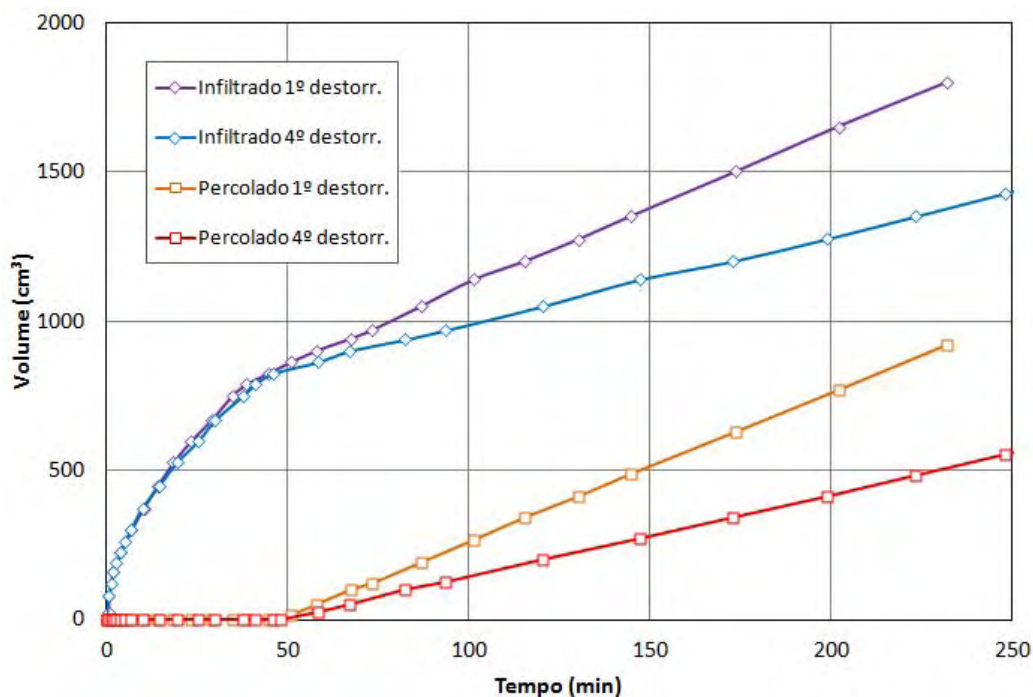


Figura 30 - Resultados dos ensaios de permeabilidade.

Tabela 8 - Propriedades físicas do solo para os ensaios de permeabilidade.

Solo (destorroa_to)	Massa de solo (g)	W higros. (%)	$\gamma_{nat}$ (g/cm <sup>3</sup> )	$\gamma_d$ (g/cm <sup>3</sup> )	e	$\eta$ (%)	S (%)
1º	2.270,0	1,76	1,257	1,236	1,22	55	3,96
4º	2.260,0	1,69	1,267	1,246	1,20	54	3,86

Tabela 9 - Propriedades hidráulicas do solo para os ensaios de permeabilidade.

Solo (destorroa_to)	Coef. de Permeabilidade - k (cm/s)	Taxa Básica de Infiltração (cm/s)	Retenção (cm <sup>3</sup> )	Velocidade Percolação (cm/s)
1º	7,6E-4	8,8E-4	875,4	8,5E-4
4º	4,2E-4	4,9E-4	875,7	4,7E-4



O abatimento entre as curvas do primeiro e do quarto destorroamento, observado na Figura 30, também indicam que o solo sofreu uma certa quebra dos grãos devido ao reaproveitamento da amostra. Esta observação é confirmada ainda pela proximidade entre os índices físicos, para os dois destorroamentos analisados, apresentados na Tabela 8.

Da Tabela 9, observa-se uma diminuição significativa da taxa básica de infiltração do primeiro para o quarto destorroamento, contudo sem variação da retenção de água na amostra.

O coeficiente de permeabilidade na condição saturada, mais comumente conhecido como condutividade hidráulica saturada do solo, não apresentou variação quanto ao seu expoente ( $10^{-4}$  cm/s), ficando dentro do intervalo considerado por Pinto (2000), o qual estabelece, como ordem de grandeza para análise, o coeficiente de permeabilidade para os siltes variando entre  $10^{-4}$  e  $10^{-7}$  cm/s.

#### 4.1.3 Curva de Retenção de Umidade do Solo (CRUS)

Com base nos procedimentos adotados no item 3.4.3, foram obtidas as CRUS para o primeiro (1º), o quarto (4º) e o nono (9º) destorroamento do solo utilizado nesta pesquisa, às quais são apresentadas na Figura 31, com os parâmetros de ajuste à Tabela 10.

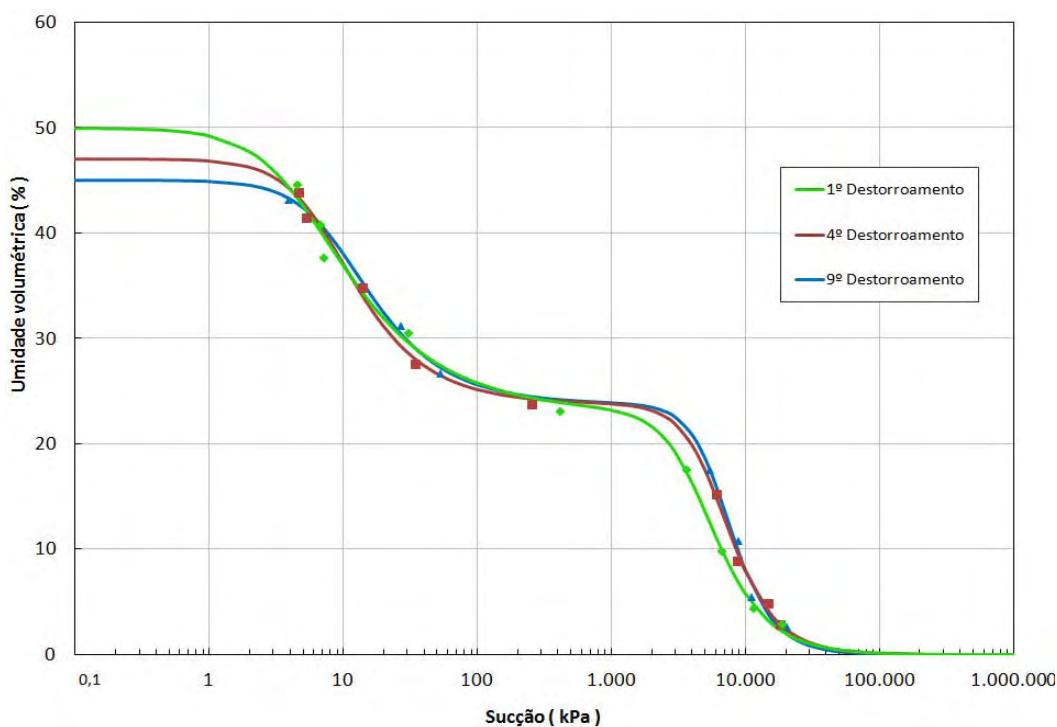


Figura 31 - Curvas Características para o 1º, 4º e 9º destorroamento.

Tabela 10 - Parâmetros de ajuste das CRUS pelo modelo de Duplo Van Genuchten.

Solo (destorr.)	$U_{res}$	$U_{pmp}$	$U_{sat}$	$\alpha_{tex}$	$n_{tex}$	$m_{tex}$	$\alpha_{est}$	$n_{est}$	$m_{est}$
1°	0,001	23,760	50,000	0,000	2,618	0,618	0,212	1,740	0,425
4°	0,001	23,760	47,000	0,000	2,860	0,650	0,137	2,078	0,519
9°	0,001	23,000	45,000	0,000	3,170	0,685	0,109	2,020	0,505

Na Figura 31 observa-se um comportamento bimodal da curva característica, comum aos solos da região de clima tropical, que representam solos com duas classes de poros contrastantes, classificados em poros estruturais e texturais, e que lhe conferem propriedades e comportamentos diferenciados.

Ainda com relação à Figura 31 observa-se, na zona de efeito limite do primeiro modo, uma diminuição do teor de umidade saturado com o reaproveitamento da amostra. Já no segundo modo, na zona de transição, temos uma maior proximidade entre as curvas para os dois últimos destorroamentos. Essas observações reforçam a colocação de que o solo sofreu uma certa quebra devido ao reaproveitamento da amostra.

#### 4.1.4 Função Condutividade Hidráulica

Com base no item 2.3.3.4, a função condutividade hidráulica  $K(\Theta)$  foi determinada indiretamente por meio do modelo de previsão de Van Genuchten (1980), à partir dos coeficientes de permeabilidade e da CRUS (Figura 32).

O comportamento bimodal também é observado, com um decréscimo da condutividade hidráulica muito brusco para a região textural da curva.

A diminuição da condutividade hidráulica, com o reuso da amostra, é claramente observada para sucções menores que 2 KPa, reforçando assim a colocação de que o solo sofreu uma certa quebra devido ao reaproveitamento da amostra.

O "degrau" observado para 400 KPa de sucção corresponde à mudança do parâmetro de ajuste  $m_{est}$  para  $m_{tex}$  na equação de previsão de  $K(\Theta)$ .

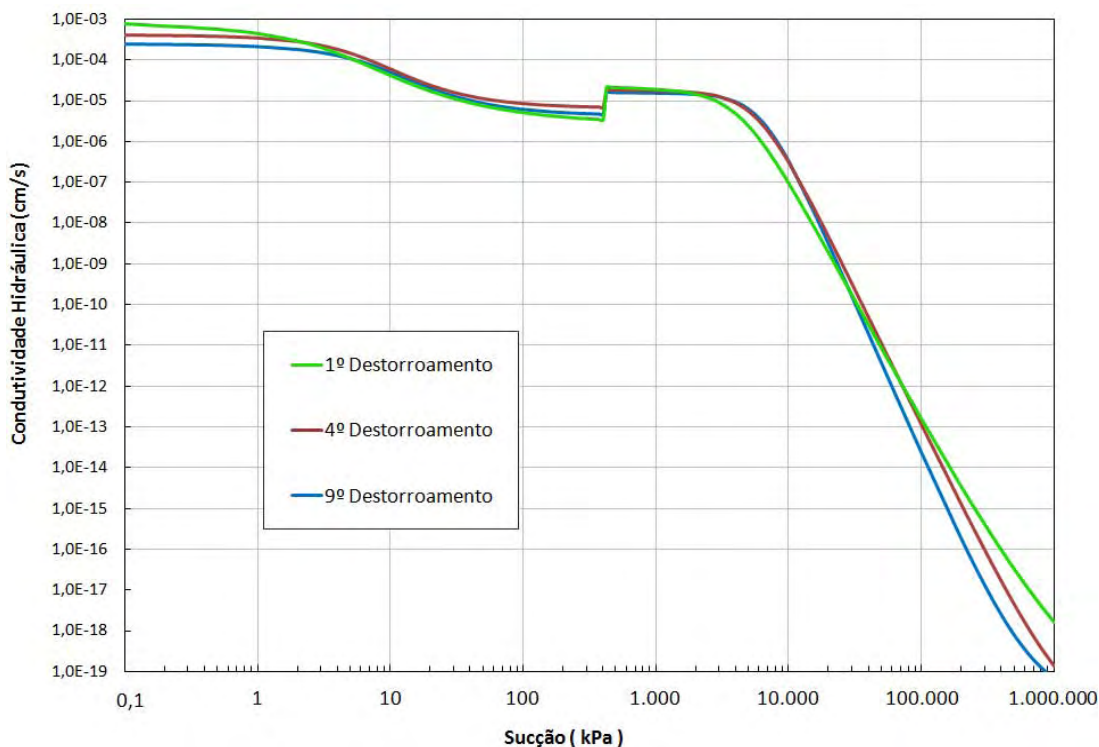


Figura 32 - Função Condutividade Hidráulica  $K(\theta)$  para o 1º, 4º e 9º destorroamento.

#### 4.1.5 Curva de Distribuição de Poros

Como descrito no item 3.4.3, as curvas de distribuição de poros foram obtidas por meio da derivação das curvas de retenção de umidade do solo (CRUS), sendo os resultados apresentados na Figura 33.

O comportamento bimodal da CRUS gerou dois picos de concentração de poros, um estrutural e outro textural, correspondente à macro e a microporosidade, respectivamente.

No lado direito do gráfico da Figura 33, é observada uma redução na amplitude das curvas de concentração da porosidade estrutural, do primeiro para o nono destorroamento, com uma redução do diâmetro de poro médio de 10 para 5  $\mu\text{m}$ . Este efeito também é observado do lado esquerdo do gráfico, nas curvas de concentração da porosidade textural, porém de forma menos pronunciada entre o 4º e o 9º destorroamento.

O efeito do reaproveitamento do solo é observado pela redução na amplitude das curvas de distribuição e redução no diâmetro médio dos poros.

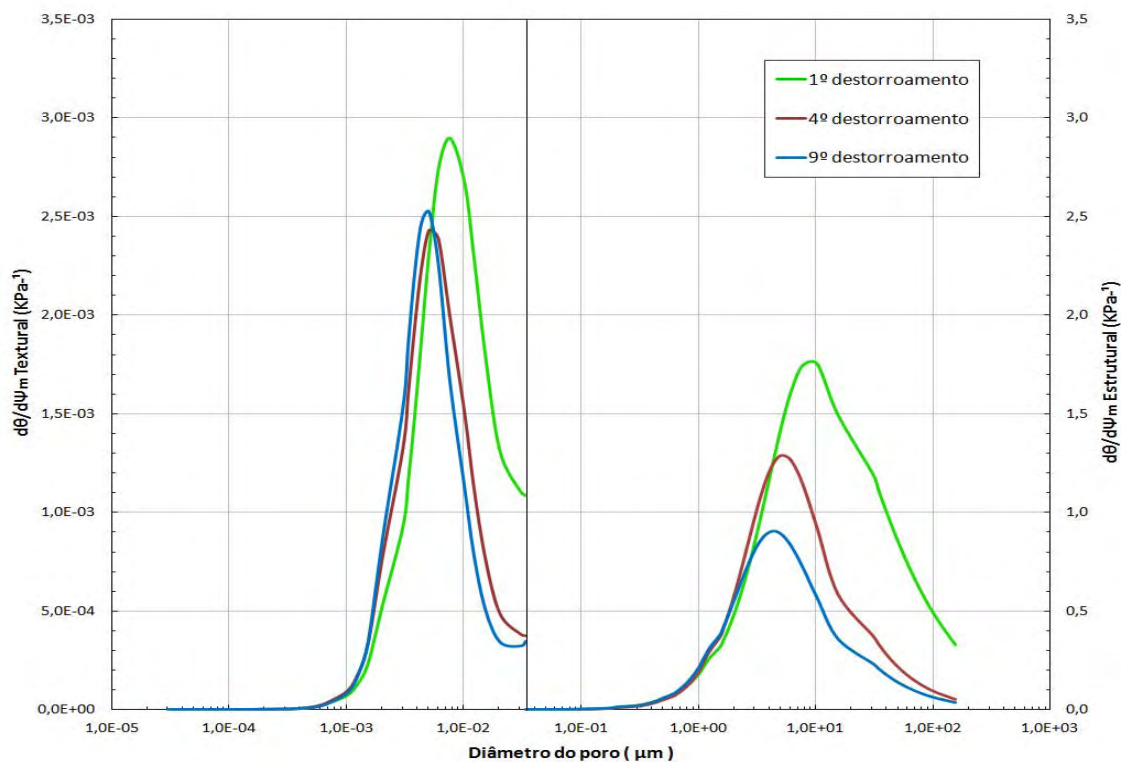


Figura 33 - Curvas de Distribuição de Poros para o 1º, 4º e 9º destorroamento.

Pequenas variações podem ter ocorrido durante o umedecimento das amostras (onde a taxa com que se adicionava água deveria ser menor do que à taxa de saída do ar) e na determinação da umidade pelo papel filtro (devido ao contato do mesmo com o solo) com consequência no ajuste das curvas características.

## 4.2 Simulações no Lisímetro

Um total de 8 ensaios foram realizados para 4 diferentes declividades de superfície, com uma repetição para cada experimento, onde as datas, a ordem de destorroamento e os respectivos tempos de duração dos mesmos estão listados na Tabela 11.

Tabela 11 - Ensaios realizados no lisímetro com chuva simulada.

<b>Declividade do Ensaio (%)</b>	<b>Data (dd/mm/aa)</b>	<b>Ordem do Destorroamento</b>	<b>Duração do Ensaio (hh:mm)</b>
5	23/02/12	5°	04:30
5	01/06/12	9°	04:42
15	31/01/12	4°	05:49
15	21/05/12	7°	05:06
30	14/11/11	2°	04:05
30	09/05/12	6°	05:37
50	28/05/12	8°	06:47
50	09/10/12	10°	05:48

Com base nos procedimentos adotados no item 3.1 e 3.3, foram obtidas, em função do tempo, as curvas de quantidades acumuladas dos escoamentos superficiais, subterrâneos e as curvas de infiltração.

As curvas de evolução da frente de umedecimento foram obtidas em função da leitura da fita métrica, fixada à parede de lisímetro, para intervalos de tempo pré-estabelecidos.

Uma vez que houveram algumas variações de pressão da rede de água do laboratório (Figura 34), os volumes acumulados de precipitação foram avaliados com base nas curvas e escoamento total (superficial mais subterrâneo), tendo em vista que essas variações causavam déficits ou perdas de água precipitada sobre o lisímetro.

Quando o sistema encontra-se em equilíbrio a curva de precipitação e volume de escoamento total devem ser paralelas. Com isso, qualquer perda de água dos aspersores pelas laterais do lisímetro foi corrigida nas curvas de precipitação e escoamentos superficiais, antes da determinação da quantidade de água infiltrada (Figura 35).

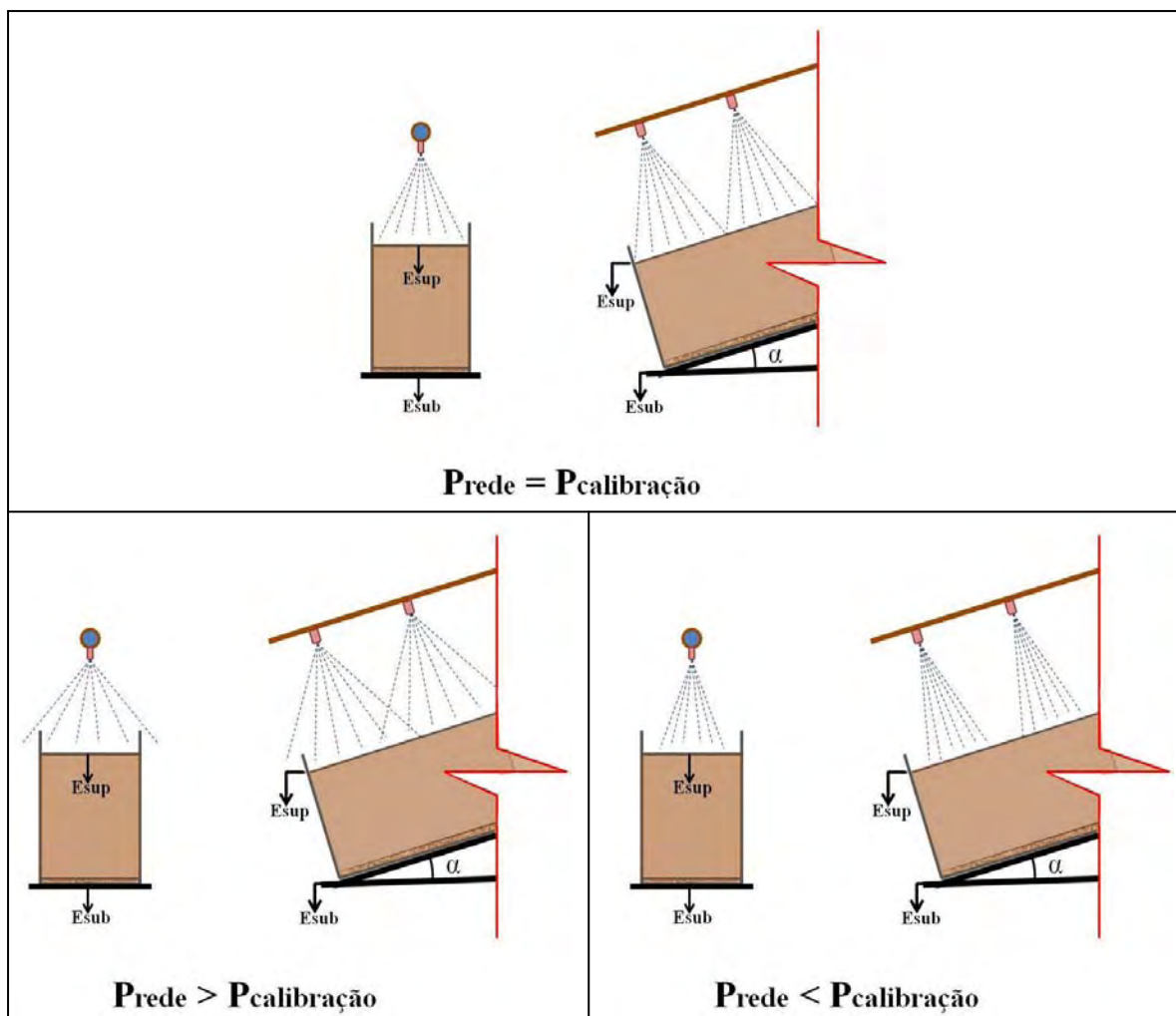


Figura 34 - Esquema representando à variação de pressão da rede na forma do borrifo.

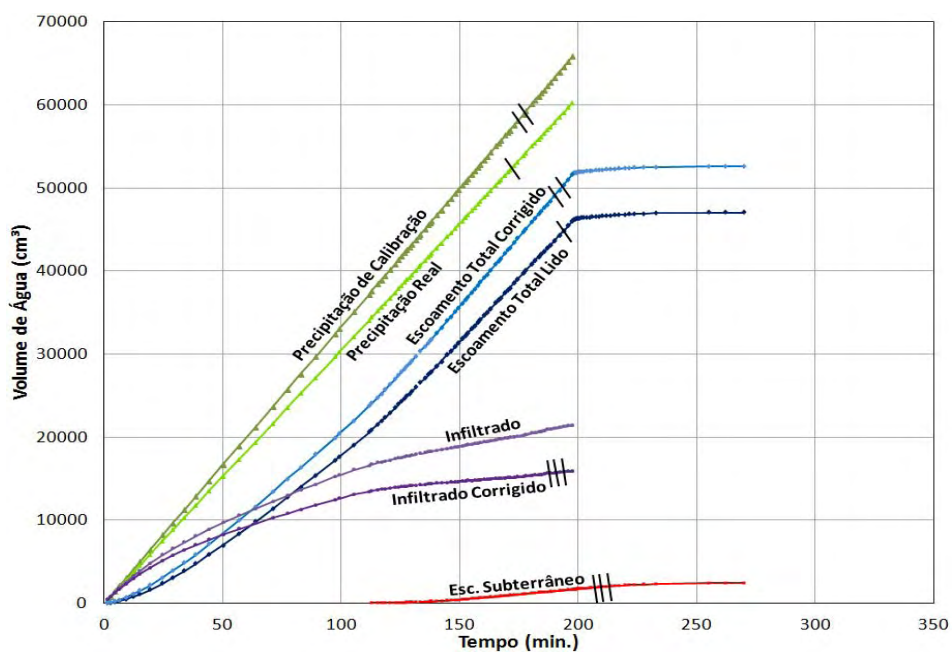


Figura 35 - Exemplo de correção do escoamento superficial em função da precipitação.

Na sequência (Figuras 36 à 44) são apresentados os resultados gráficos dos ensaios já devidamente corrigidos conforme exemplificado na Figura 35.

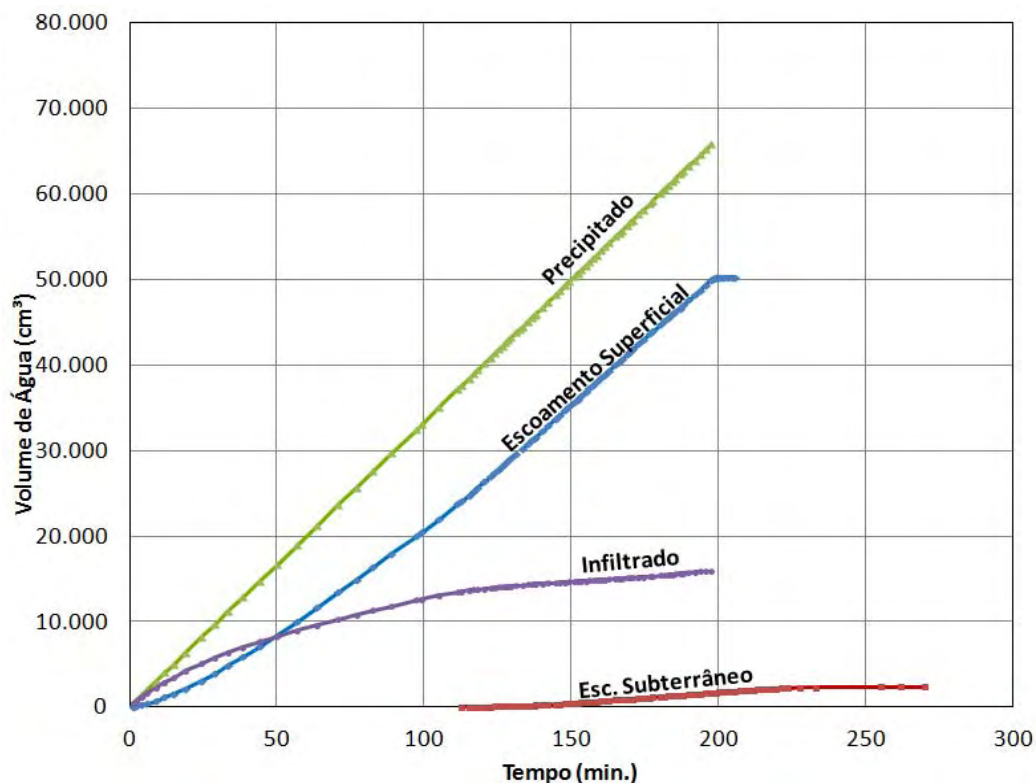


Figura 36 - Resultados do ensaio de declividade 5% - 23/02/12.

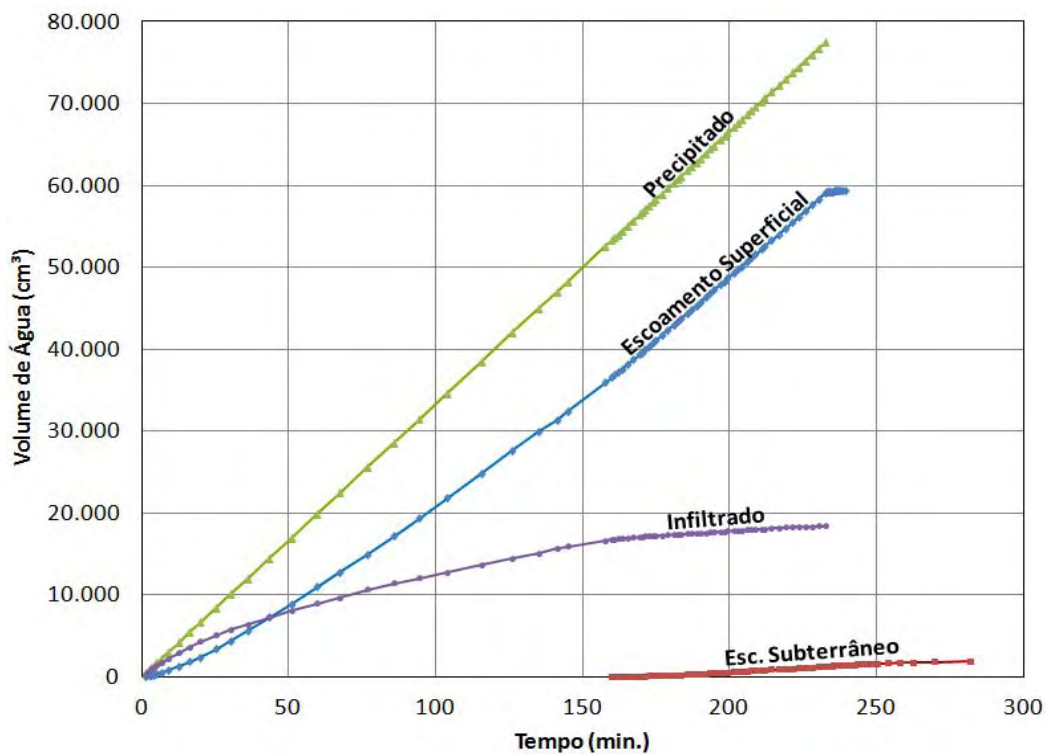


Figura 37 - Resultados do ensaio de declividade 5% - 01/06/12.

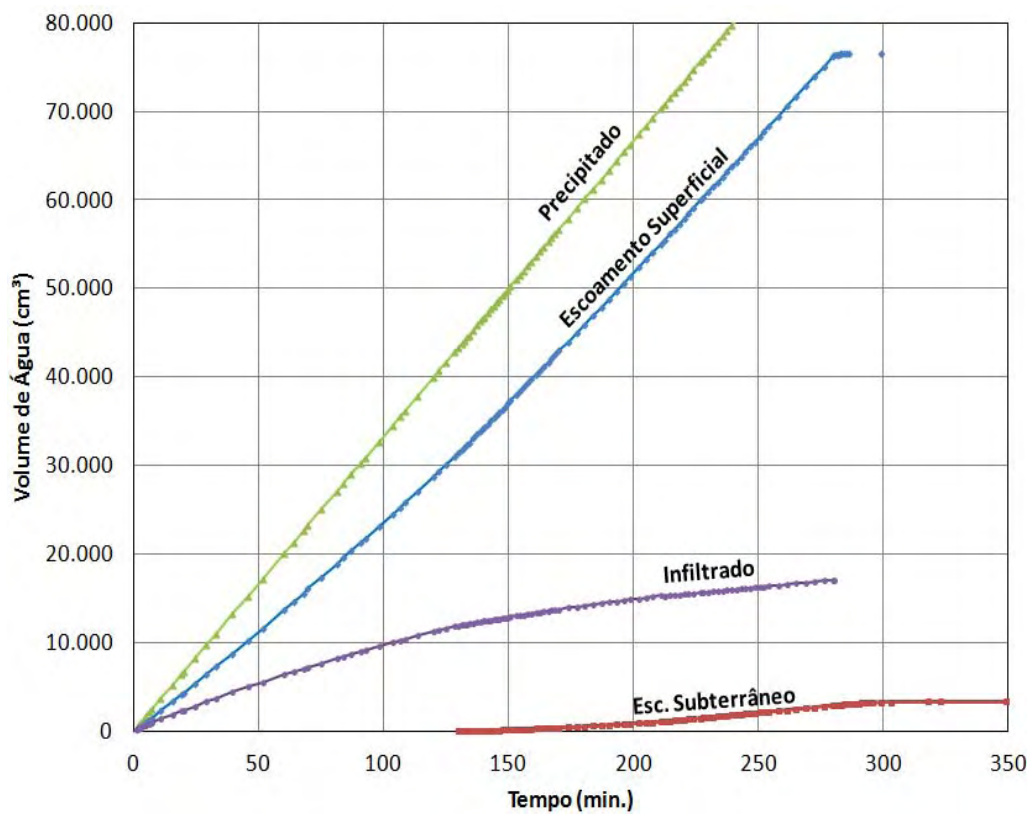


Figura 38 - Resultados do ensaio de declividade 15% - 31/01/12.

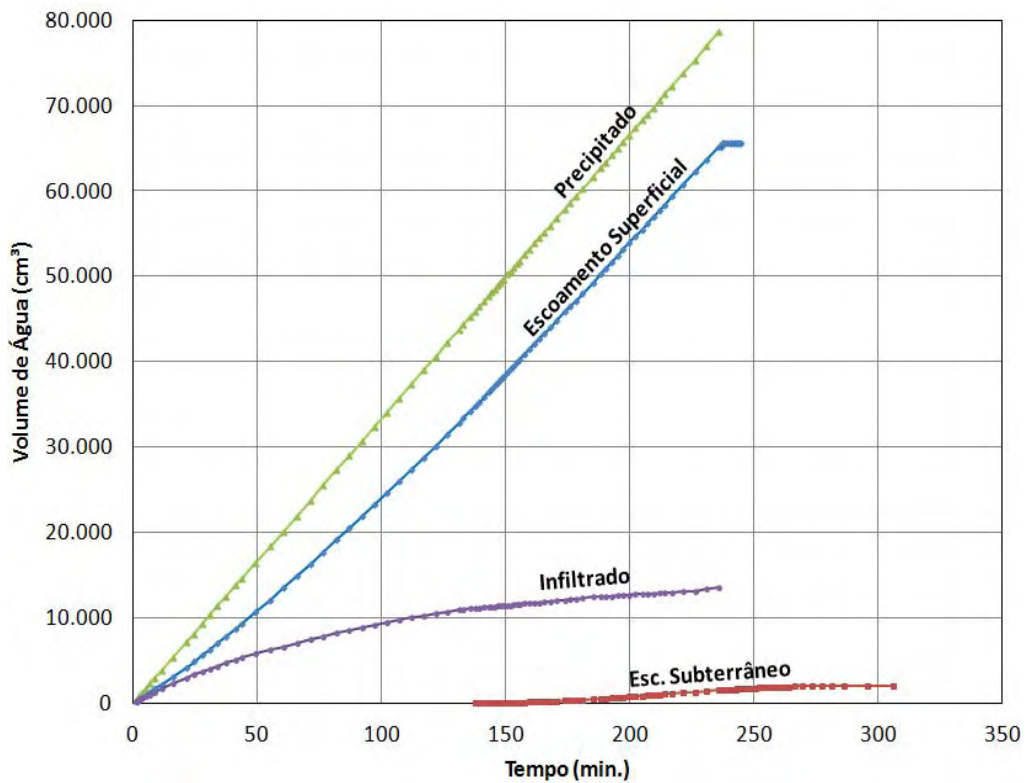


Figura 39 - Resultados do ensaio de declividade 15% - 21/05/12.



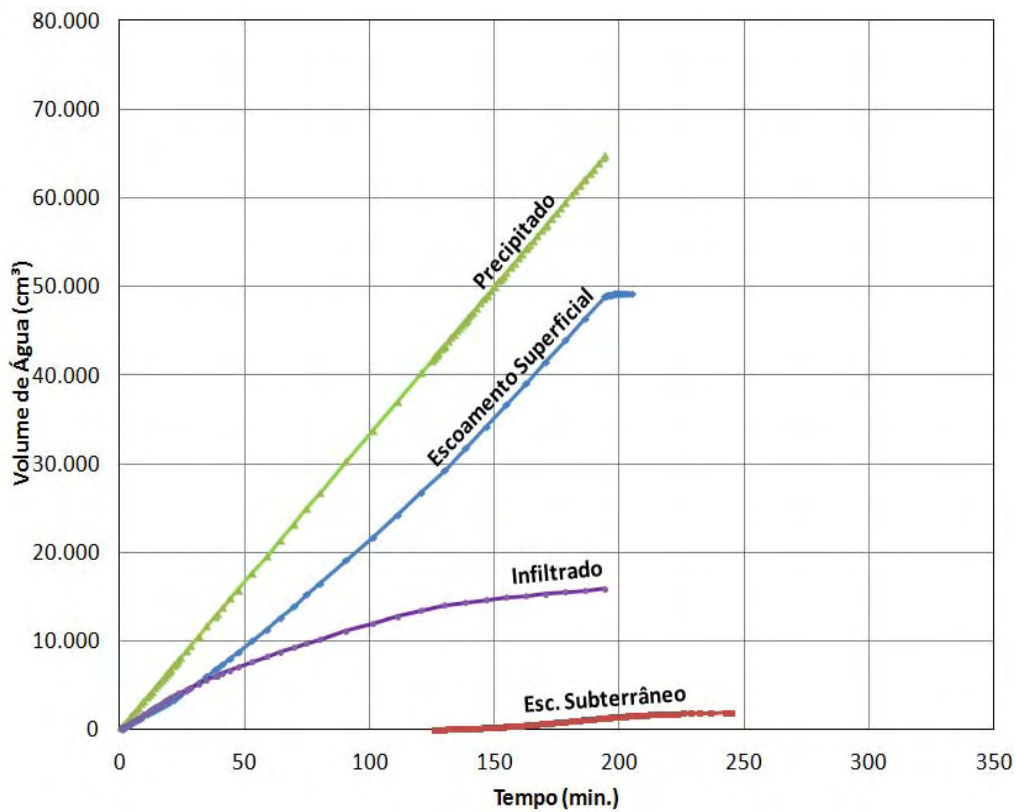


Figura 40 - Resultados do ensaio de declividade 30% - 14/11/12.

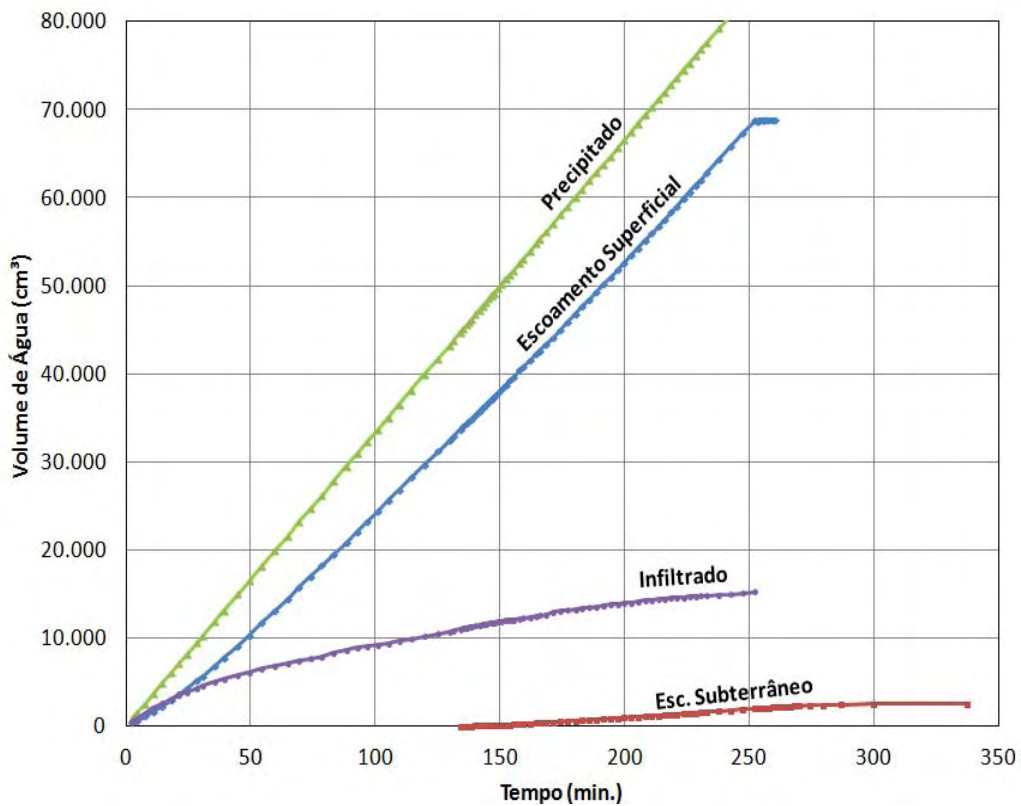


Figura 41 - Resultados do ensaio de declividade 30% - 09/05/12.

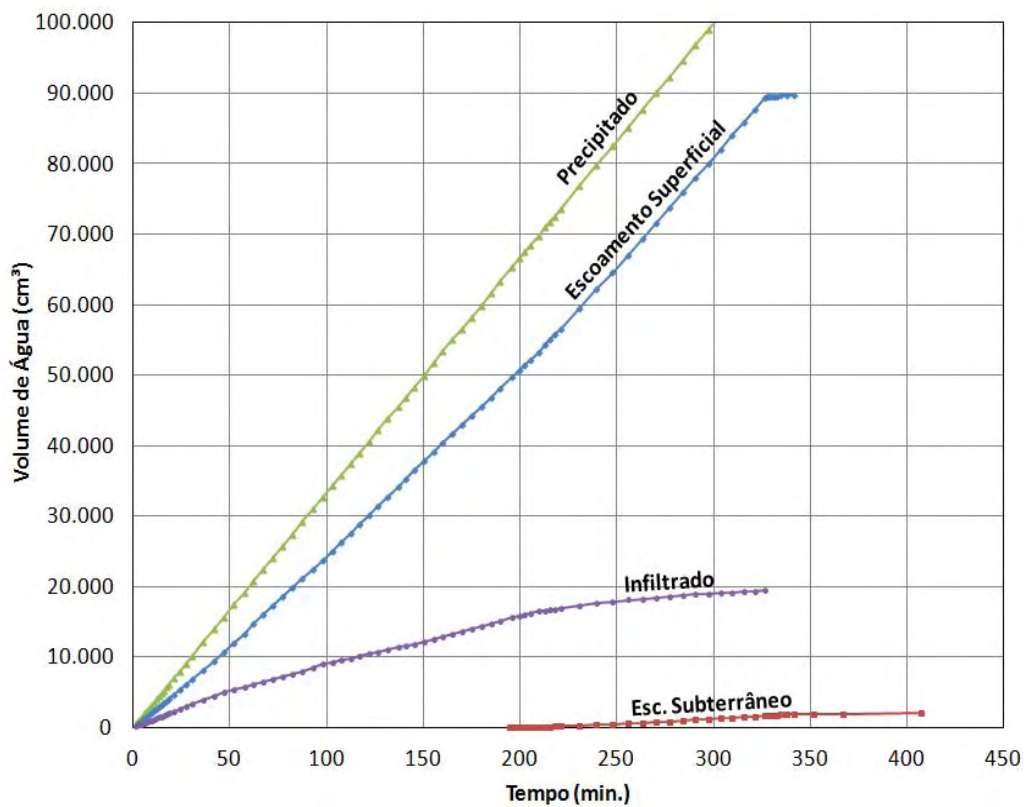


Figura 42 - Resultados do ensaio de declividade 50% - 28/05/12.

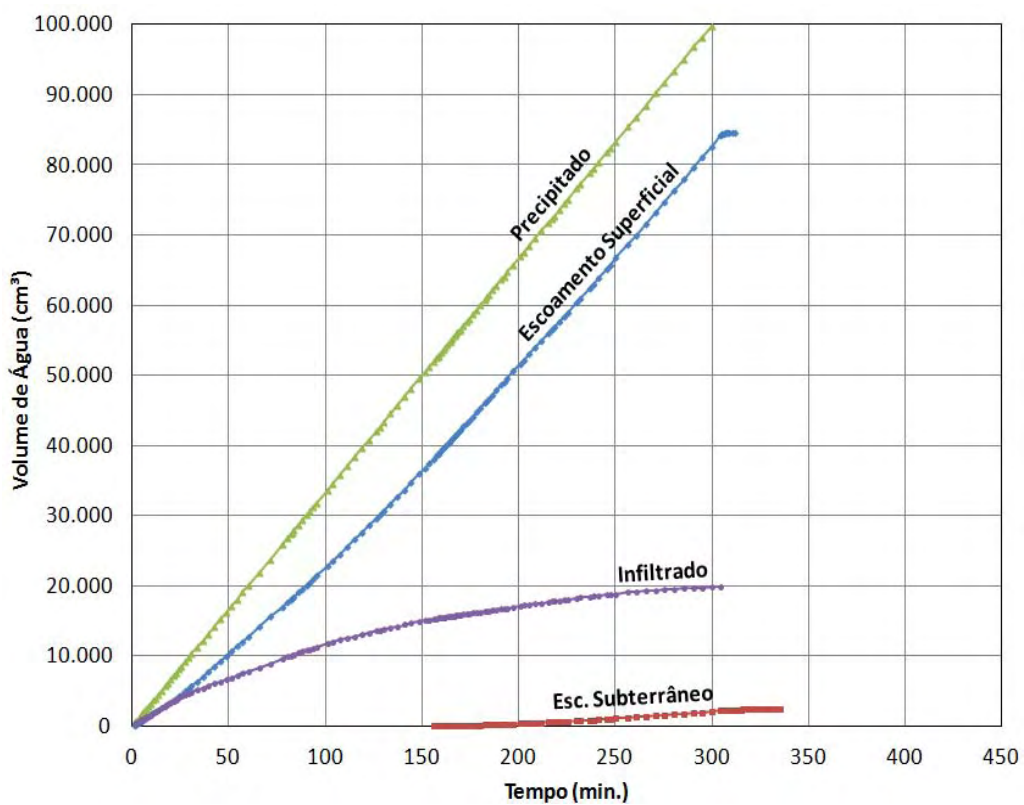


Figura 43 - Resultados do ensaio de declividade 50% - 09/10/12.

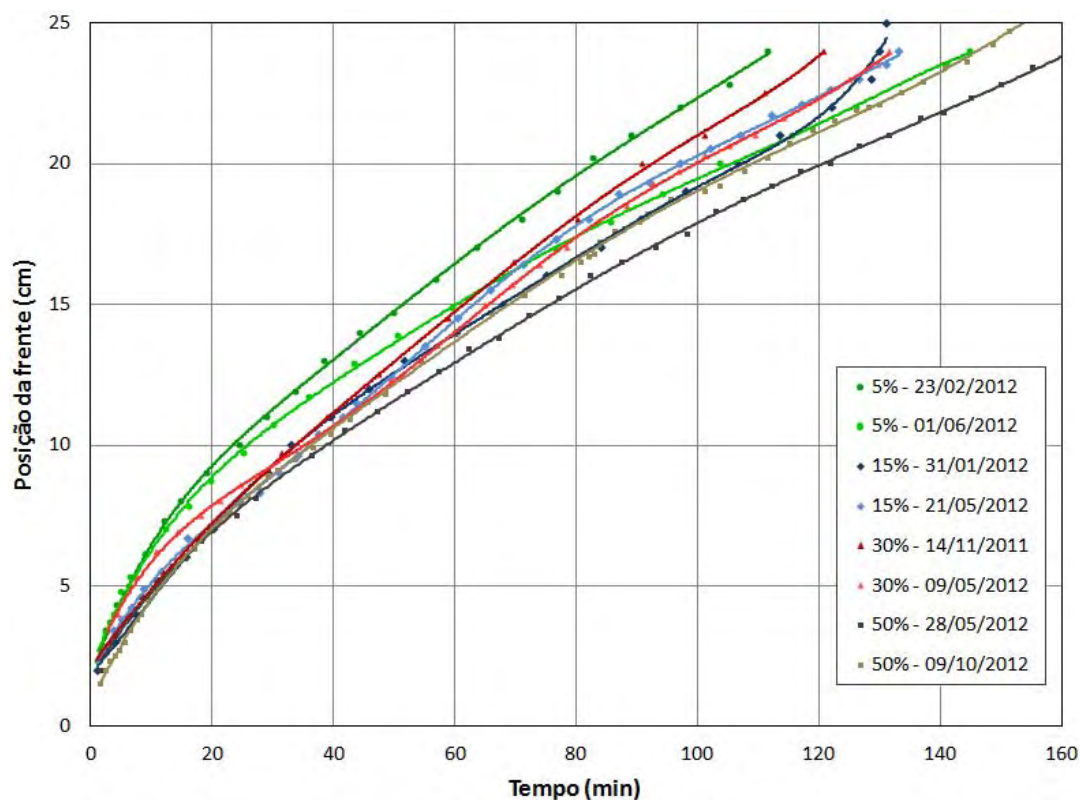


Figura 44 - Evolução da frente de umedecimento para os ensaios realizados.

Conforme descrito por Espírito Santos (2011), o Simulador de Chuva, diferente dos demais métodos usados para a determinação da Condutividade Hidráulica Saturada ( $K_{sat}$ ) do solo, proporciona possibilidade de escoamento superficial, sendo o gradiente de pressão sobre a superfície do solo praticamente inexistente. Dessa forma, observa-se apenas a influência da porosidade na determinação do parâmetro. Portanto, ao se atingir a taxa de infiltração estável, a mesma pode ser igualada a condutividade hidráulica saturada do solo.

Assim, as propriedades hidráulicas do solo determinadas em cada ensaio, são apresentadas na Tabela 12.

Tabela 12 - Propriedades hidráulicas do solo para cada ensaio de infiltração.

Declividade do Ensaio (%)	Data (dd/mm/aa)	Veloc./Taxa de Infiltração (cm/s)	Velocidade Percolação (cm/s)	Retenção (cm <sup>3</sup> )
5	23/02/12	3,2E-4	3,2E-4	14.212
5	01/06/12	2,7E-4	2,7E-4	17.228
15	31/01/12	3,3E-4	3,3E-4	14.169
15	21/05/12	2,5E-4	2,5E-4	13.622
30	14/11/11	3,1E-4	3,1E-4	14.614
30	09/05/12	2,6E-4	2,6E-4	13.221
50	28/05/12	2,2E-4	2,2E-4	17.763
50	09/10/12	2,5E-4	2,5E-4	17.790

Em uma análise prévia aos gráficos das Figuras 36 à 43, observa-se uma oscilação significativa nos tempos de estabilização dos escoamentos superficiais e subterrâneos entre os ensaios, porém uma tendência de abatimento nas curvas de evolução da frente de umedecimento com o aumento da declividade é observada na Figura 44.

Em virtude dessas oscilações e da dificuldade de se moldar os anéis volumétricos, devido a alta umidade em que estava o solo após os ensaios, os índices de estado do solo foram recalculados, considerando agora a hipótese de que o Volume de vazio é igual ao Volume de água retida em cada ensaio ( $V_v = V_{\omega_{ret}}$ ) (Tabela 13).

Tabela 13 - Propriedades físicas do solo para cada ensaio de infiltração (hipótese  $V_v = V_{\omega_{ret}}$ ).

<b>Ensaio Decliv. (%)</b>	<b>Data (dd/mm/aa)</b>	<b>W Higros. (%)</b>	<b><math>\gamma_{nat}</math> (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b><math>\gamma_d</math> (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>e</b>	<b><math>\eta</math> (%)</b>	<b>S (%)</b>
5	23/02/12	1,74	1,564	1,537	0,78	44	6,11
5	01/06/12	1,37	1,300	1,282	1,14	53	1,29
15	31/01/12	4,80	1,615	1,541	0,78	44	16,90
15	21/05/12	1,66	1,613	1,587	0,73	42	6,26
30	14/11/11	2,22	1,536	1,503	0,82	45	7,41
30	09/05/12	1,58	1,646	1,621	0,69	41	2,47
50	28/05/12	1,63	1,257	1,237	1,21	55	3,69
50	09/10/12	1,26	1,250	1,235	1,22	55	2,84

Da Tabela 13, observa-se uma maior coerência entre os índices de vazios (e) agora determinados e as retenções e velocidades de percolação apresentadas anteriormente na Tabela 12.

A diferença entre os resultados demonstra que além do material ter sofrido uma certa quebra dos grãos à medida que o solo ia sendo reaproveitado, também o procedimento de moldagem do solo no lisímetro (lançamento e compactação), nessas condições de umidade, não foram satisfatórios.

As diferenças nos gráficos de evolução da frente de umedecimento da Figura 45 também demonstram à variação do índice de vazios (e) apresentados na Tabela 13.

Cabe lembrar também que os índices apresentados na Tabela 13 são médios, pois foram determinados em função do volume total de água retido em cada amostra de solo, não identificando eventuais diferenças de porosidade eventualmente criadas pelo processo de compactação.

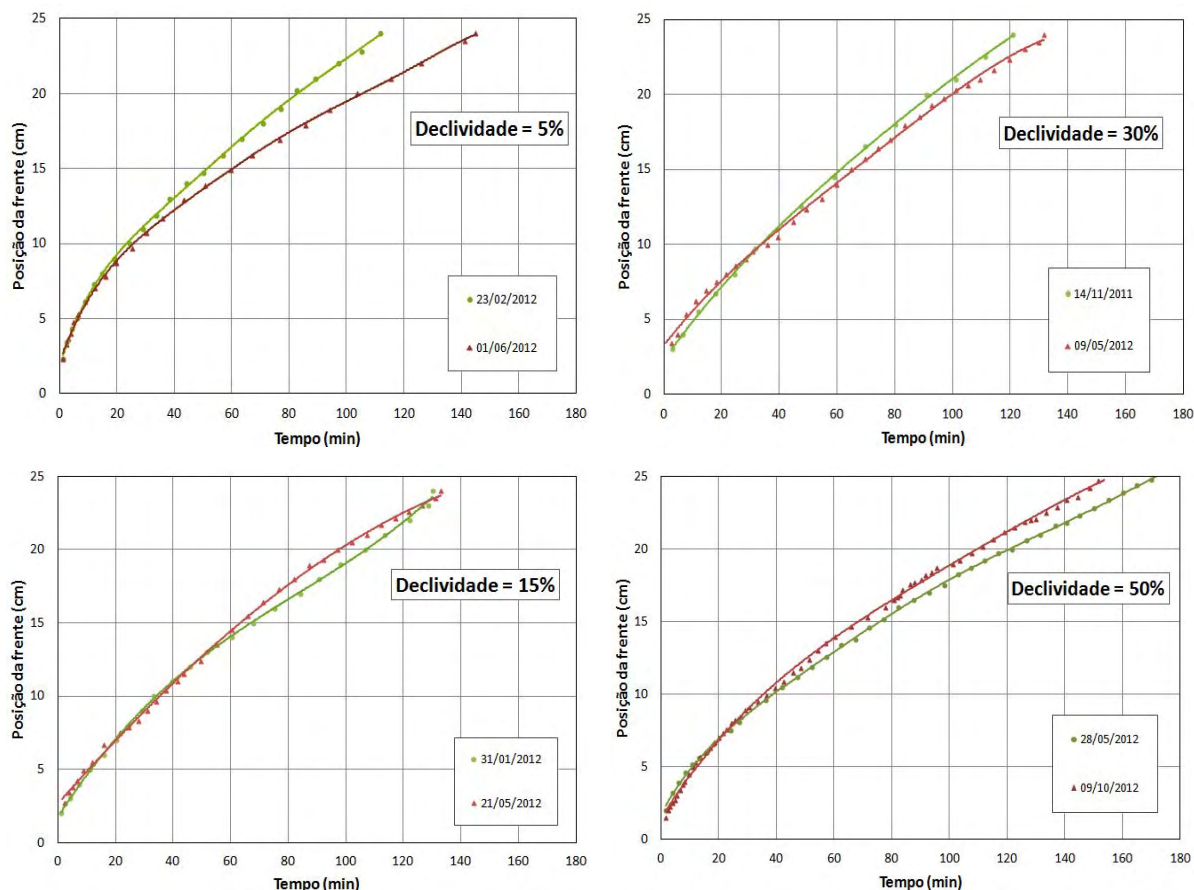


Figura 45 - Evolução das Frentes de umedecimento dos ensaios realizados por declividade.

A diferença entre os resultados demonstra que além do material ter sofrido quebra dos grãos, o procedimento de moldagem do solo no lisímetro (lançamento e compactação), não conseguiu reproduzir amostras com índice de vazios próximos. Assim, os resultados serão analisados segundo duas faixas de valores:  $0,69 < e < 0,82$  e  $1,14 < e < 1,22$ .

Nas Figuras 46 à 48, são apresentados os gráficos de evolução da frente de umedecimento e escoamentos superficiais e subterrâneos, separados em duas classes de índice de vazios.

Da Figura 46 destaca-se, para a primeira classe de índices de vazios, uma maior evolução da frente de infiltração para a superfície com 5% de declividade. As demais declividades, 15% e 30%, apresentam oscilações nas curvas, provavelmente devido à diferenças de porosidade ao longo do perfil, ficando assim todas dentro de uma mesma faixa de variação.

Para a segunda classe de índices de vazios, o mesmo comportamento é observado, porém com menor amplitude, uma vez que os ensaios dessa classe estão entre os últimos e portanto com o solo mais danificado estruturalmente.

Com relação ao escoamento superficial (Figura 47) e subterrâneos (Figura 48) os mesmos comportamentos são observados, com destaque aos gráficos dos escoamentos subterrâneos que evidenciam as diferenças dos índices de vazios em seus trechos lineares e a clara influência da declividade no escoamento básico entre as declividades de 5% e 50%.

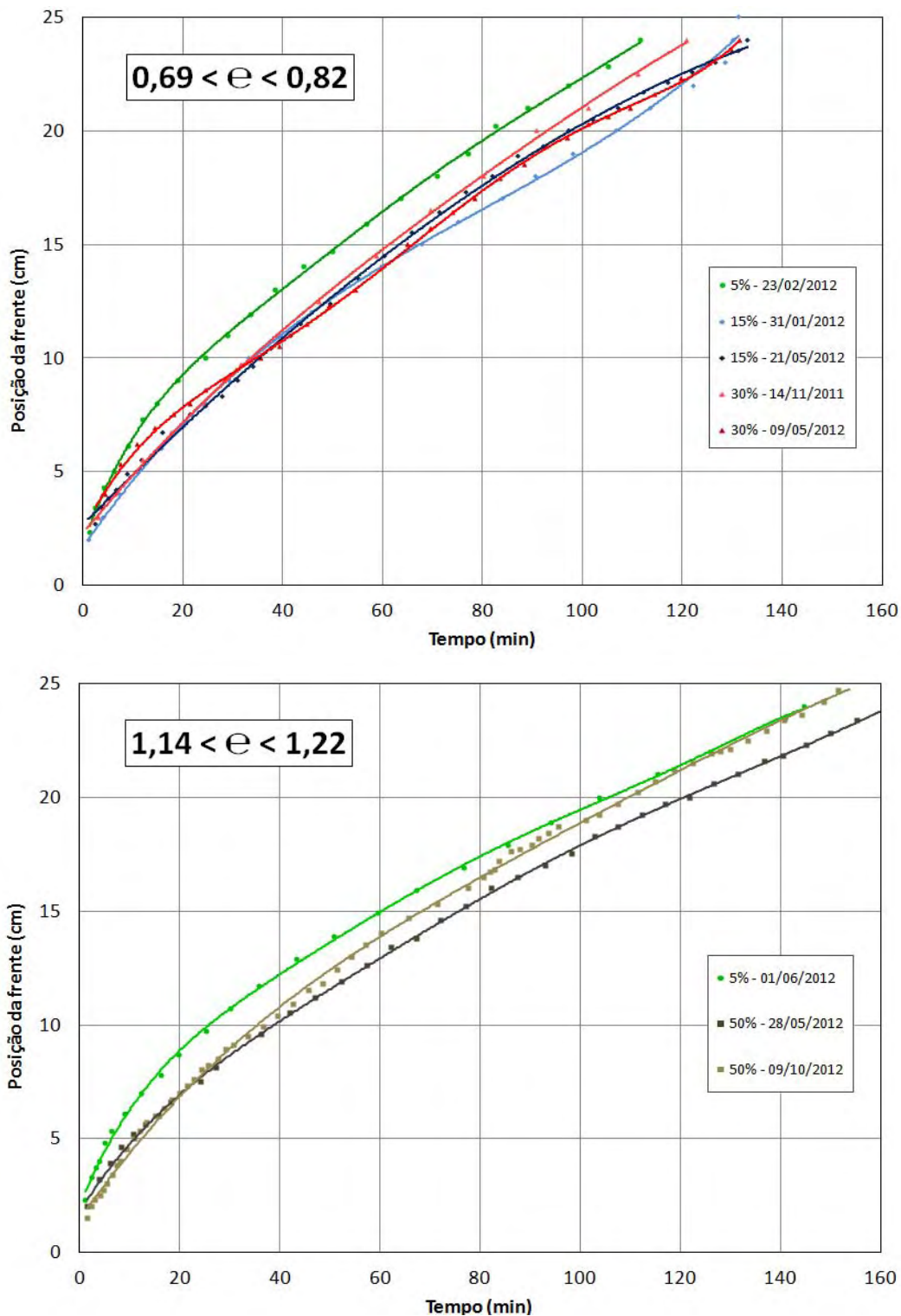


Figura 46 - Evolução das Frentes de umedecimento separadas em duas classes de  $e$ .

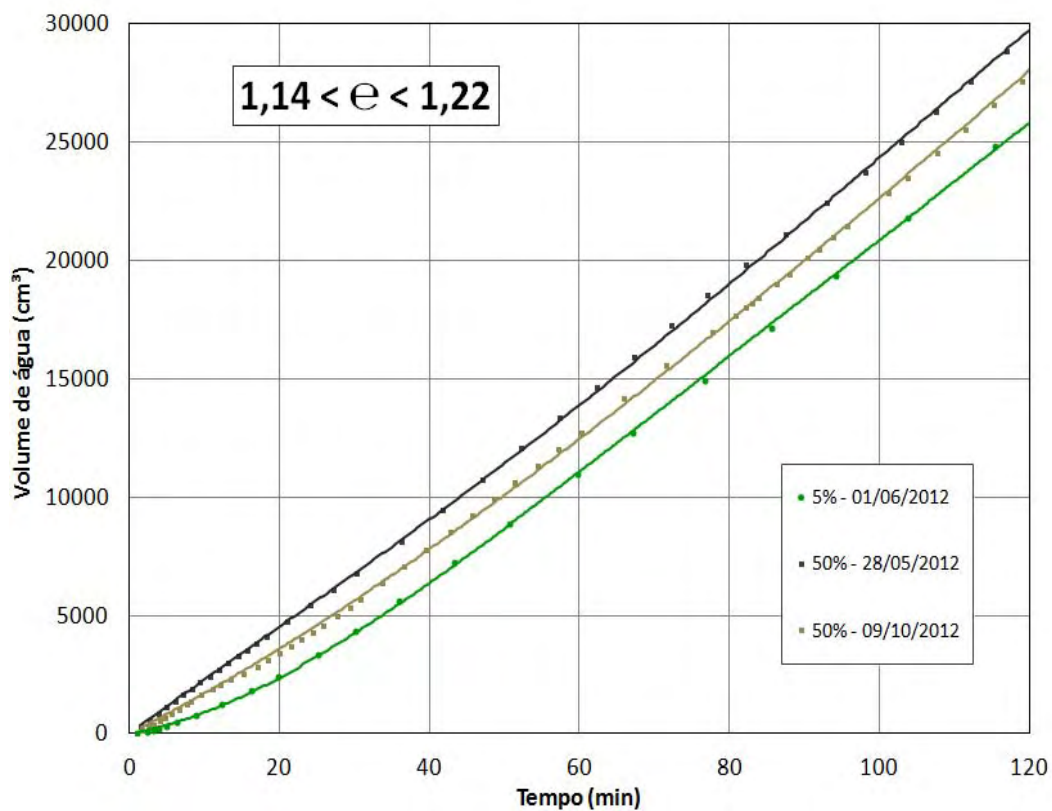
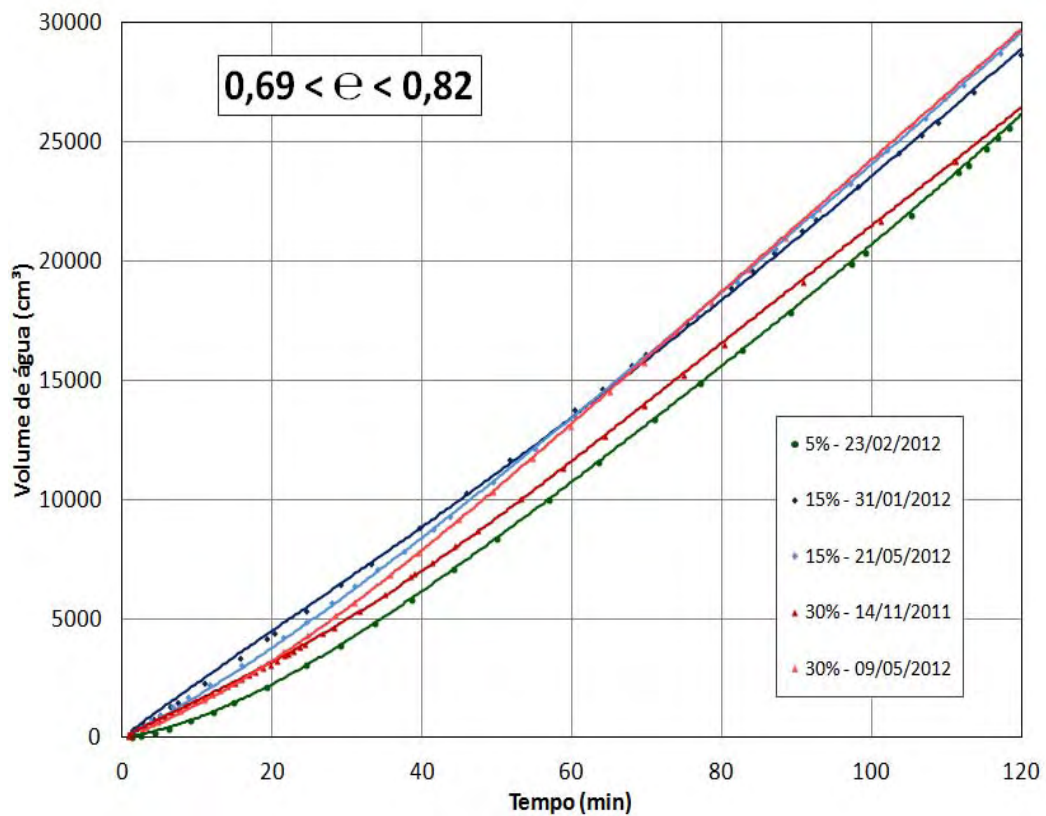


Figura 47 - Escoamentos superficiais separados em duas classes de  $e$ .

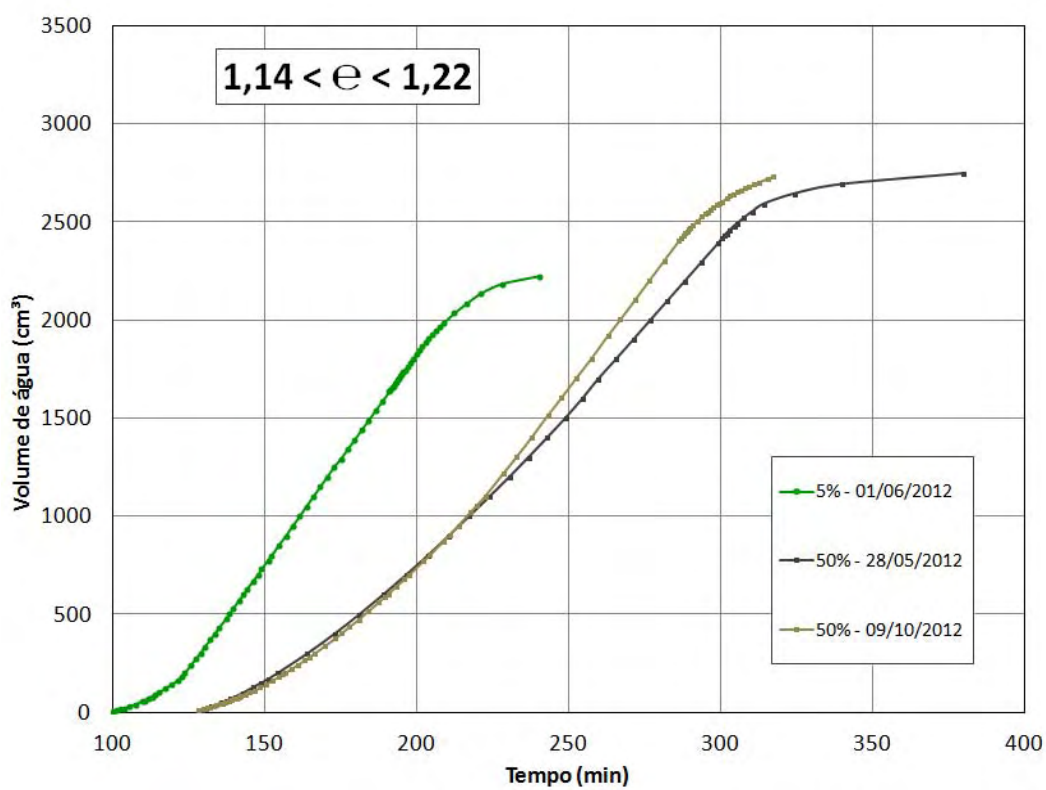
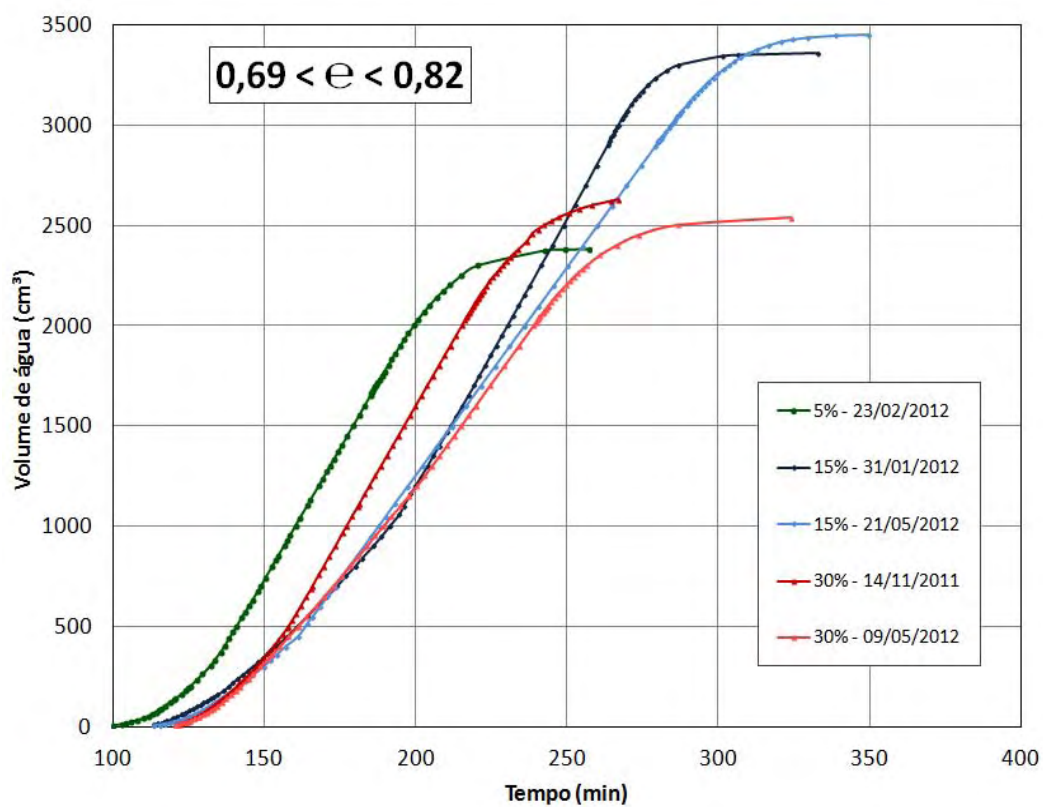


Figura 48 - Escoamentos subterrâneos separados em duas classes de  $e$ .



### 4.3 Modelagem Numérica dos Ensaio

Com o objetivo de avaliar os dados obtidos nos experimentos, os mesmos foram comparados com os resultados gerados pela aplicação de um modelo numérico.

O modelo utilizado foi o de Green & Ampt (1911), onde as equações 7 e 8, apresentadas no item 2.4.1, foram implementadas em plataforma Excel<sup>®</sup>, uma utilizando o comprimento da frente de umedecimento ( $L$ ) e outra utilizando a variação de umidade ( $\Delta\theta$ ) e a infiltração acumulada ( $I$ ). As simulações foram analisadas, com base nos dados das evoluções das frentes de umedecimento e das taxas de infiltração obtidos dos ensaios.

As Figuras 49 a 56 apresentam os resultados da aplicação do modelo de Green & Ampt para cada ensaio realizado e seus respectivos parâmetros adotados. As sucções na frente de umedecimento ( $\Psi_f$ ) correspondentes à umidade residual e umidade de entrada de ar foram obtidas das curvas características.

As curvas apresentadas descrevem, respectivamente, a *frente de umedecimento* e a *zona de transmissão* ao longo do perfil de solo, aos quais as diferenças existente estão relacionadas ao grau de saturação e correspondente sucção matricial.

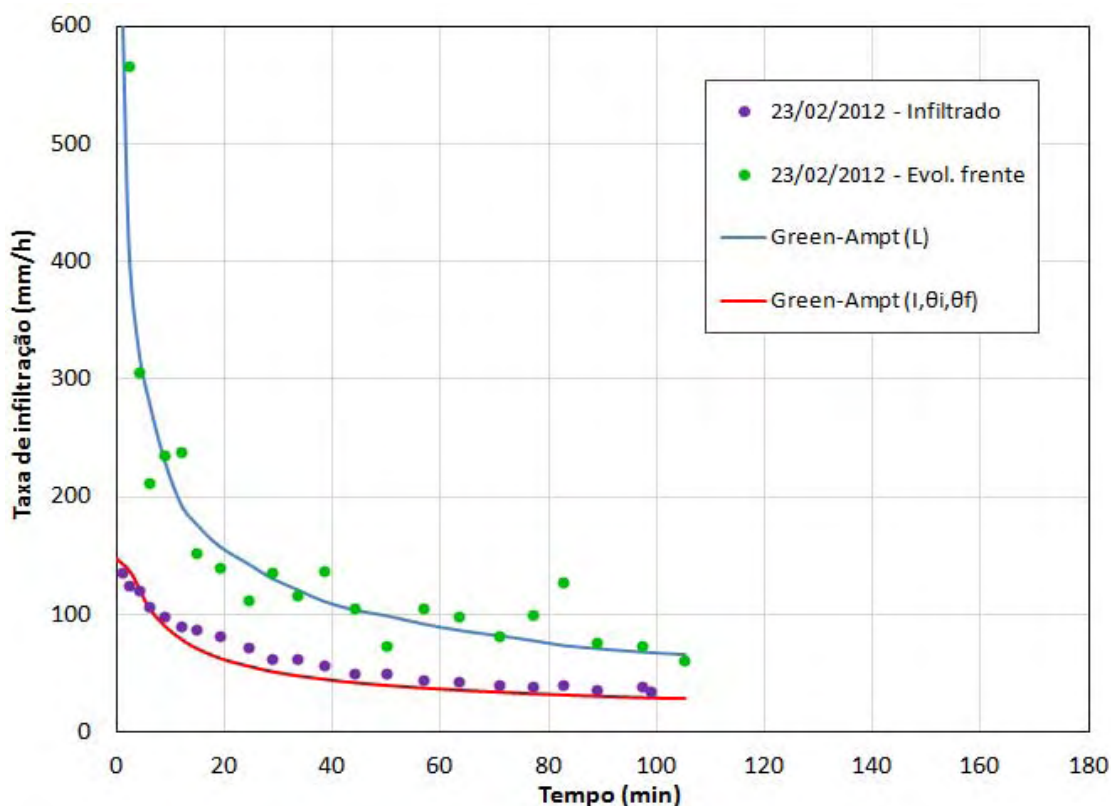


Figura 49 - Modelagem do ensaio de declividade 5% - 23/02/12.

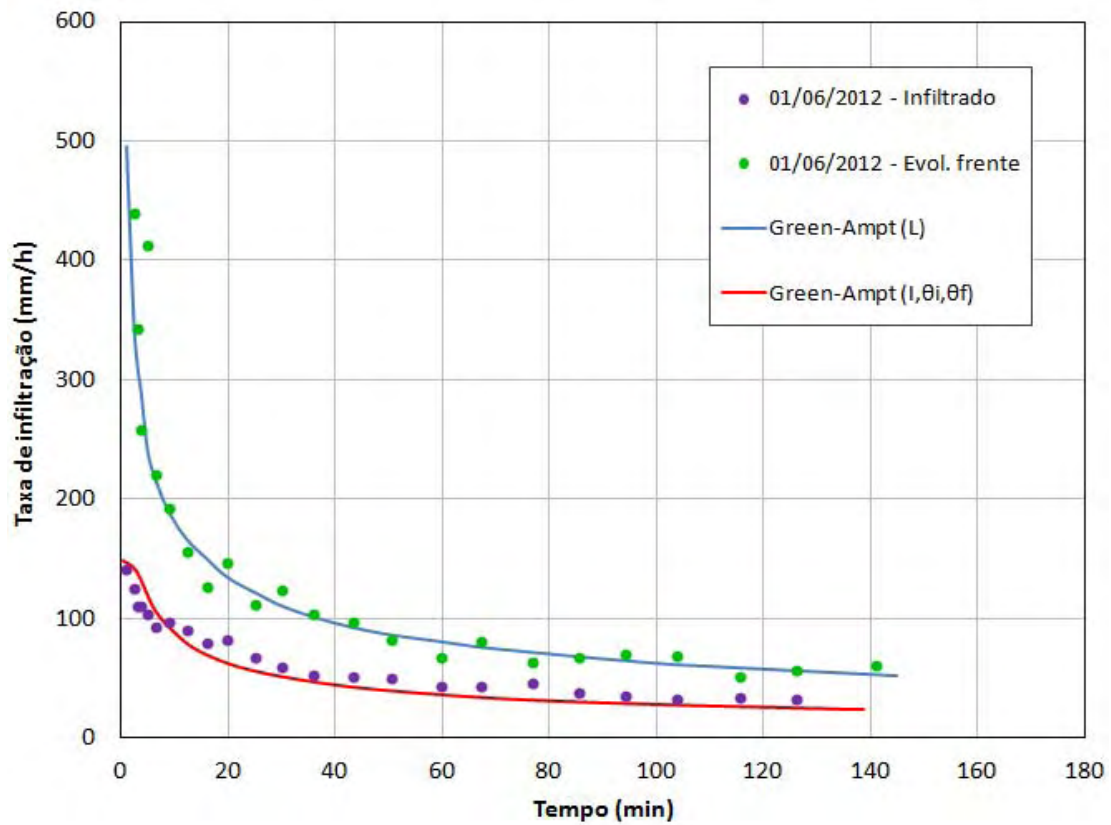


Figura 50 - Modelagem do ensaio de declividade 5% - 01/06/12.

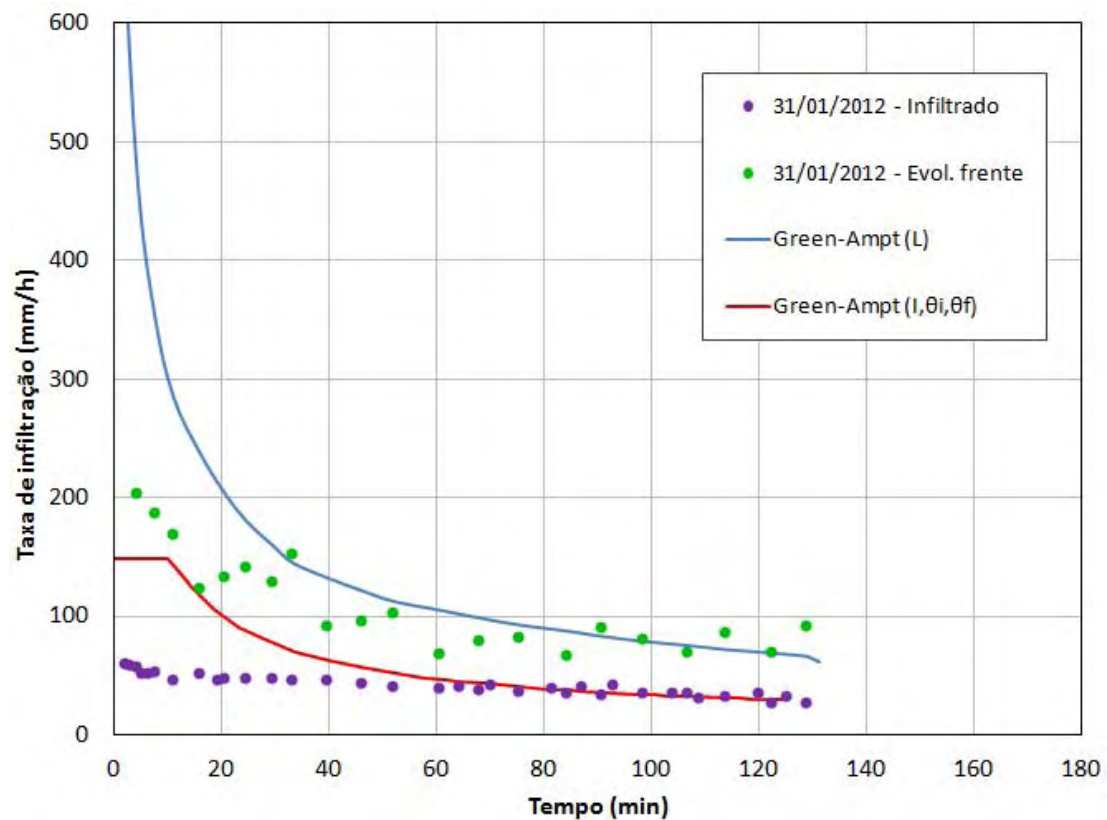


Figura 51 - Modelagem do ensaio de declividade 15% - 31/01/12.

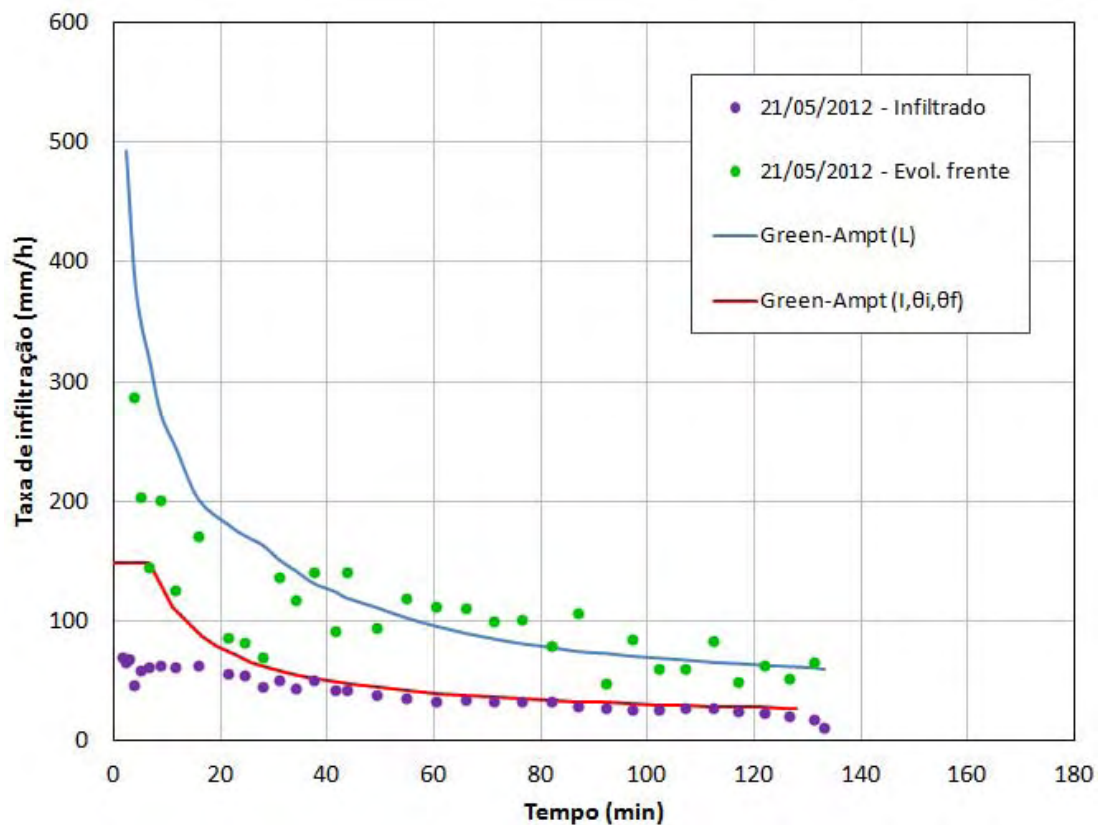


Figura 52 - Modelagem do ensaio de declividade 15% - 21/05/12.

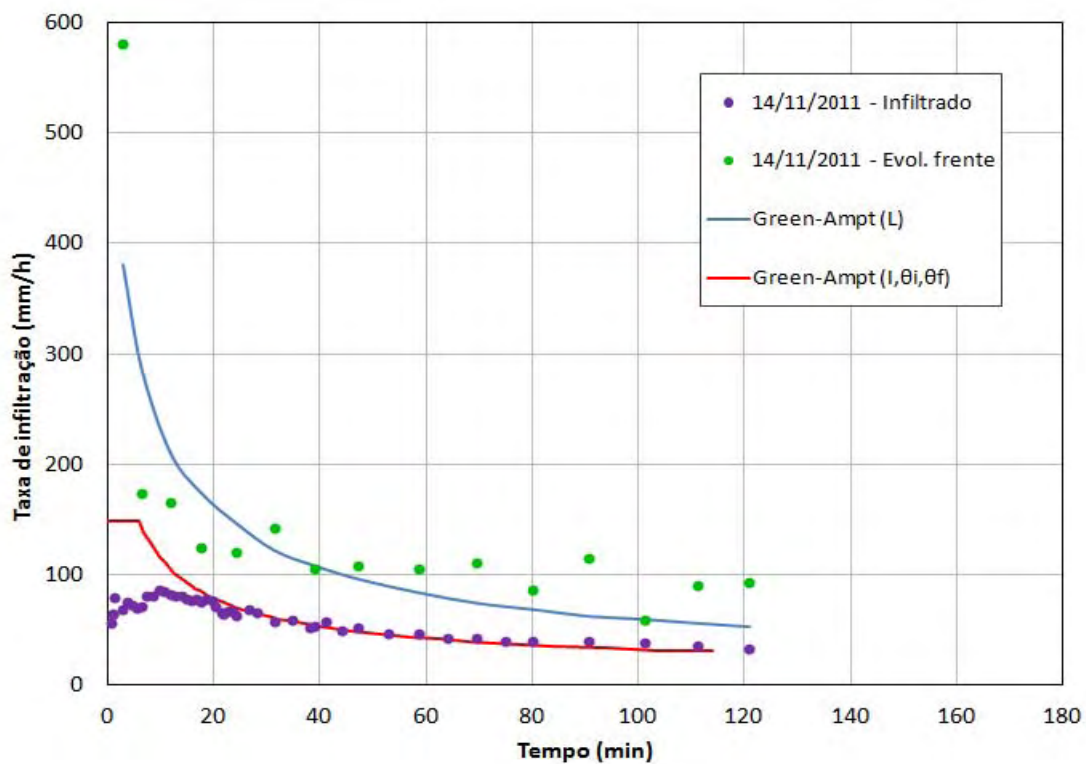


Figura 53 - Modelagem do ensaio de declividade 30% - 14/11/11.

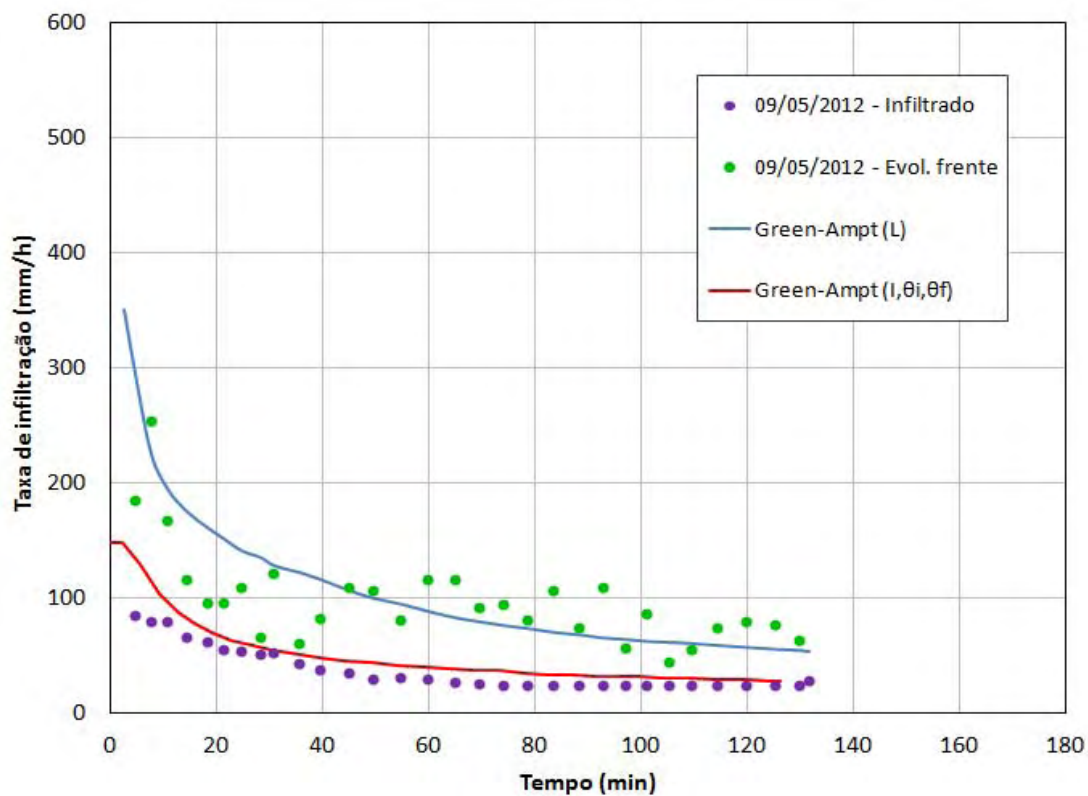


Figura 54 - Modelagem do ensaio de declividade 30% - 09/05/12.

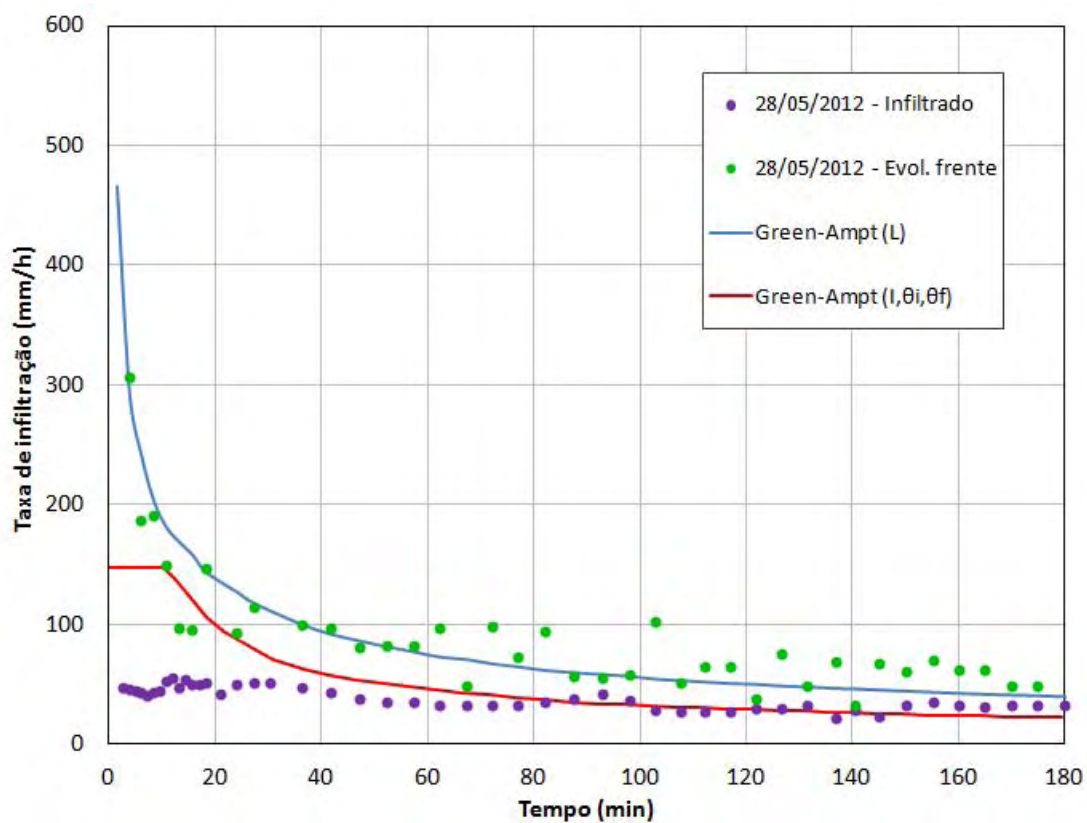


Figura 55 - Modelagem do ensaio de declividade 50% - 28/05/12.

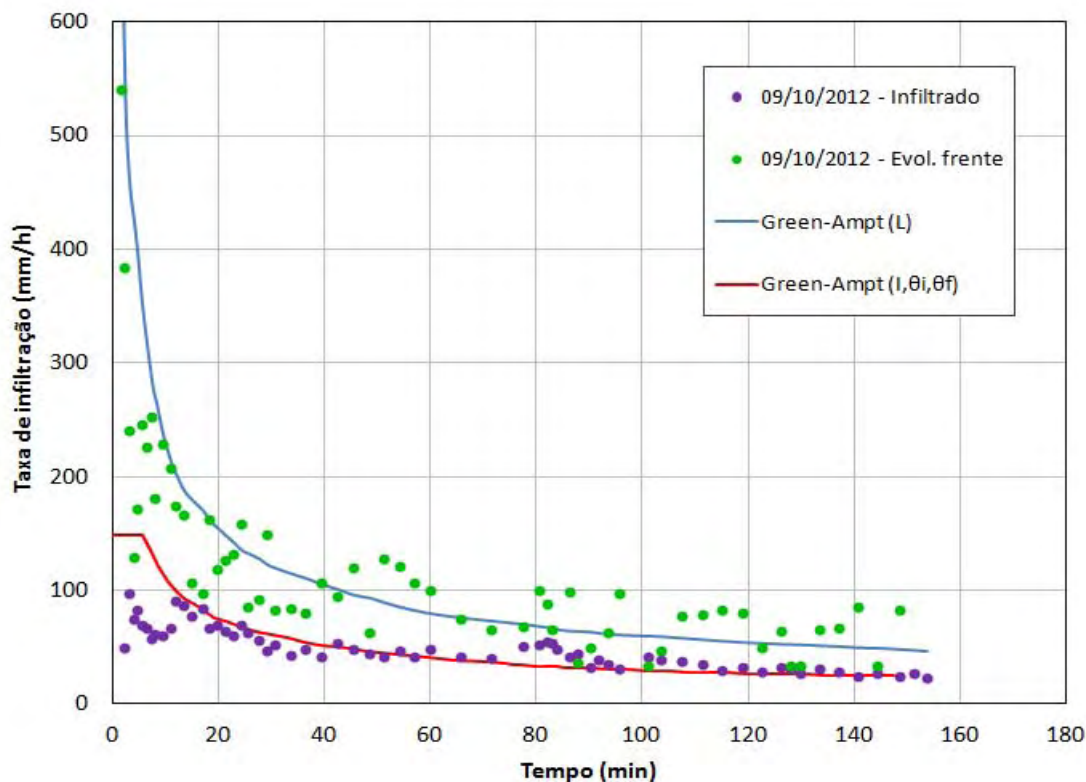


Figura 56 - Modelagem do ensaio de declividade 50% - 09/10/12.

Os gráficos das Figuras 49 à 56 demonstram que o modelo representou de forma satisfatória os dados experimentais de evolução da frente de umedecimento, para todas as declividades. Quanto a taxa de infiltração, apenas para a declividade de 5% apresentou boa concordância ao longo de todo o ensaio. Para os demais ensaios a modelagem apresentou maior taxa de infiltração nos trechos iniciais.

O comportamento semelhante do modelo aos dados experimentais de evolução da frente de umedecimento se deve ao fato de a mesma ser regida pela microestrutura do solo e portanto sujeita à valores de sucção muito elevados (condição não saturada).

Já o comportamento difuso do modelo aos dados experimentais da taxa de infiltração para as declividades maiores que 5% evidenciam à influência da declividade da superfície na evolução da zona de transmissão. Nesta fase do processo, a evolução destas zonas são governadas predominantemente pelo potencial gravitacional, o qual tem sua componente paralela à superfície, aumentando com o aumento da declividade, fazendo assim que uma menor quantidade de água permaneça na superfície do solo para ser infiltrada.

A Figura 57 demonstra que as taxas de infiltração da frente de umedecimento tiveram praticamente o mesmo comportamento em ambas as classes de  $e$ . As taxas de

infiltração medidas para 5% de declividade foram inicialmente maiores que as demais declividades, para ambas as classes de índice de vazios.

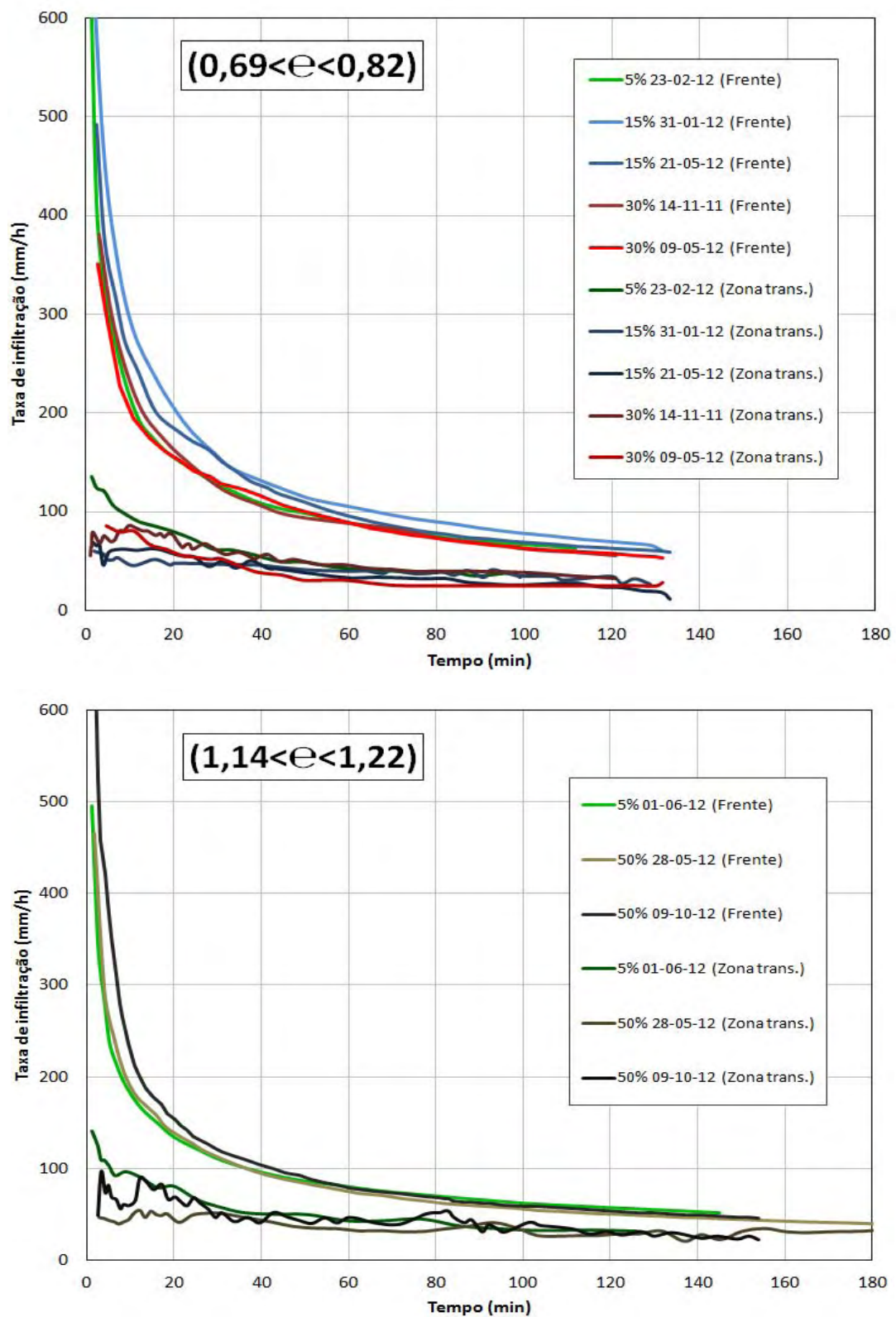


Figura 57 - Taxas de infiltração separadas em duas classes de e.

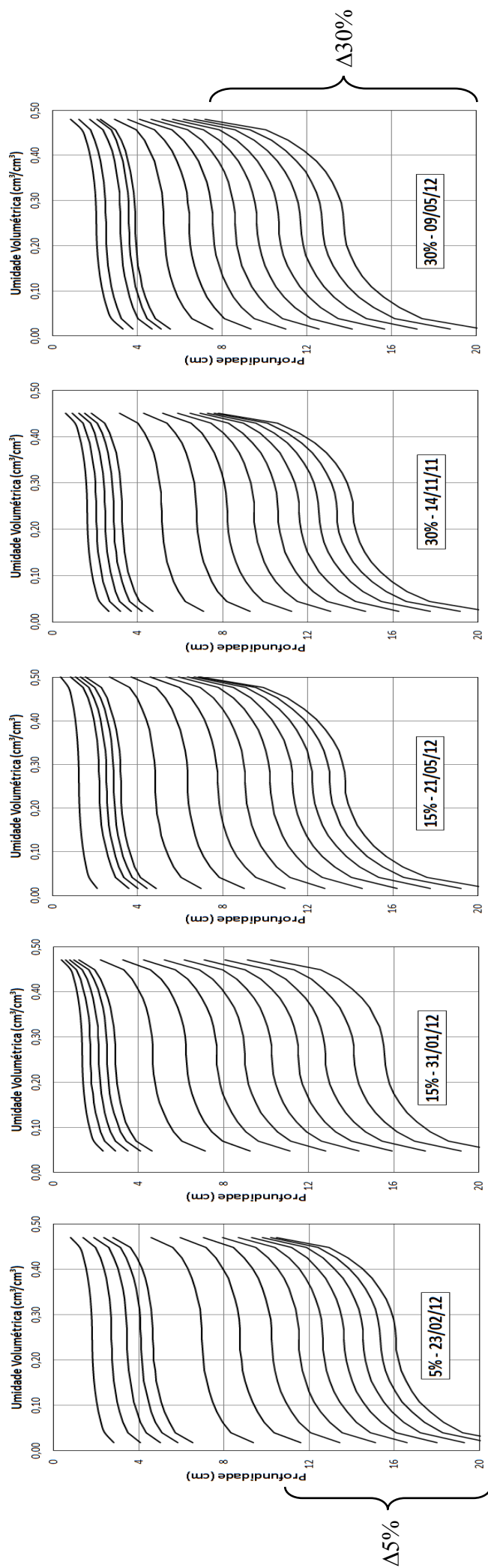


Figura 58 - Perfis de umidade para à classe de e variando de 0,69 à 0,82.

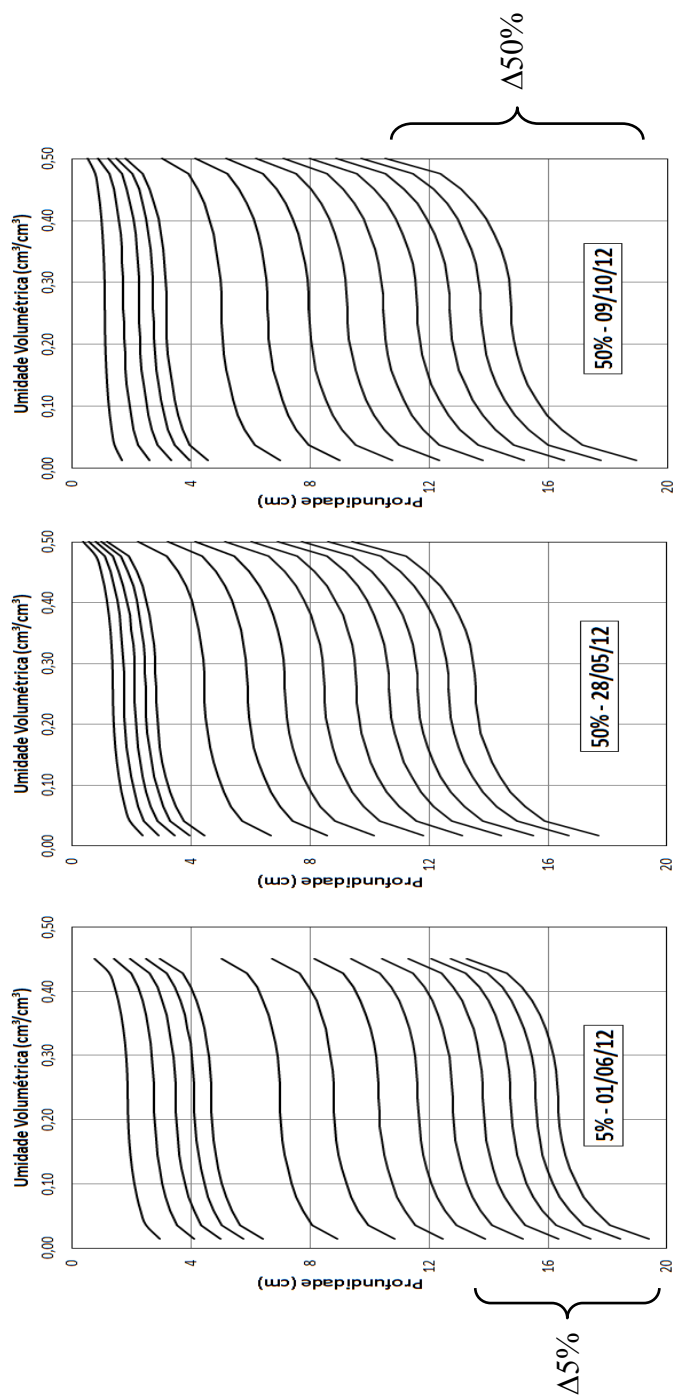


Figura 59 - Perfis de umidade para à classe de e variando de 1,14 à 1,22.



Numa tentativa de representar o processo de avanço do perfil de umidade, foram construídos os perfis de umidade (Figura 58 e 59) para intervalos de tempo pré estabelecidos (2, 4, 6, 8, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 e 100 minutos).

Cada perfil de umidade foi construído com base na relação entre as profundidades da frente de umedecimento e da zona de transmissão (Figura 49 e Figura 56) relacionando-as com o avanço da frente de umedecimento medido. Pelas Figuras 58 e 59 observa-se um maior avanço dos perfis de umidade para 5% declividade em relação aos demais perfis. Entre os perfis de 15% e 30% de declividade, não foram observadas diferenças significativas.

Com relação as zonas de umedecimento, o aumento da declividade provoca um retardamento da evolução da *zona de transmissão* em relação à *frente de umedecimento*. Essas diferenças, entre as profundidades atingidas pelas zonas, foram de 0,97cm para os ensaios de 5% e 15% e de 1,72cm para os ensaios de 5% e 30% ( $0,69 < e < 0,82$ ). Os ensaios de 5% e 50% de declividade apresentaram uma diferença de 2,24cm ( $1,14 < e < 1,22$ ).

As diferenças de comportamento são da ordem de 8,7% para os ensaios de 5% e 15% de declividade e de 15,4% para os ensaios de 15% e 30% considerando o índice de vazios entre 0,69 e 0,82. Para a outra faixa de índices de vazios entre 1,14 e 1,22, as diferenças médias ficaram em torno de 36% para os ensaios com 5% e 50% de declividade.

Esse comportamento também foi observado por Miyazaki (1993), conforme exposto na Figura 5, guardadas às características de cada solo e os procedimentos de medida.

Pela comparação entre as duas faixas de índice de vazios estudados, observa-se que para baixos valores de índice de vazios, os avanços das frentes de umedecimento são maiores, porém, mais lento o avanço das zonas de transmissão. Esse comportamento pode ser melhor entendido pela análise da curva característica do solo em questão (Figura 31), onde a evolução da frente de umedecimento se deve ao fato de a mesma ser regida pela microestrutura do solo e portanto sujeita à valores de sucção muito elevados (condição não saturada). Assim, quanto menor o índice de vazios, maior o efeito da capilaridade e portanto maior a sucção do solo.

Já quanto ao avanço das zonas de transmissão, como o mesmo é regido pela macroestrutura do solo, os potenciais envolvidos são menores (condição quase saturada), sendo a diminuição dos vazios por onde a água percola o principal responsável pela redução da velocidade de evolução da mesma.

## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O lisímetro com simulador de chuvas desenvolvido mostrou-se adequado para a compreensão do processo de transferência da água da superfície para o interior do solo, o qual permitiu o monitoramento dos escoamentos superficiais e subterrâneos, como também o monitoramento, através do vidro, da evolução da frente de umedecimento.

A determinação das propriedades físicas e hidráulicas do solo em questão foi importante para subsidiar o entendimento dos resultados dos ensaios realizados no lisímetro.

A necessidade de realização de repetições nos ensaios para confirmação dos resultados e a insuficiência de solo disponível para a realização de todas as repetições, levou à opção de reutilização do mesmo.

O procedimento de reutilização da amostra de solo, com a retirada, secagem e destorroamento a cada ensaio realizado, provocou quebra de grãos sendo nitidamente observados nos ensaios para obtenção da distribuição granulométrica e dos limites de Atterberg. A curva granulométrica mostrou um aumento do teor de finos, em relação ao primeiro uso, da ordem de 5,5%. Contudo, como a textura que atua definindo o comportamento é a do agregado e não a da partícula individualizada, pouca influência deve ser associada ao reaproveitamento da amostra.

O conhecimento da curva de retenção de umidade do solo (CRUS) se mostrou de fundamental importância para a compreensão do processo de infiltração da água no solo, uma vez que o seu comportamento explicou as diferenças de evolução observadas entre a frente de umedecimento e a zona de transmissão.

Através da CRUS foi possível determinar, mesmo que de forma indireta, as curvas de distribuição de porosidade e de condutividade hidráulica do solo utilizado. As curvas de retenção foram ajustadas pela metodologia de Duplo Van Genuchten, onde as mesmas apresentaram um comportamento bimodal, com dois pontos de entrada de ar, referentes a drenagem de água dos macro e dos micro poros, comuns aos solos da região.

Os parâmetros utilizados na modelagem são os do primeiro modo da curva característica, ou seja, os da macroestrutura, confirmando a colocação de que mesmo apresentando teores significativos de finos, alguns solos possuem permeabilidade de solos

arenosos, porque a textura que atua definindo o comportamento é a do agregado e não a da partícula fina individualizada.

Os ensaios realizados no permeâmetro se mostraram de grande importância na compreensão dos processos de infiltração da água no solo e do efeito da reutilização do solo na variação da condutividade hidráulica.

Os resultados dos ensaios de infiltração pela chuva simulada no lisímetro demonstram uma maior evolução da frente de infiltração para a superfície com 5% de declividade em relação as demais. As declividades, 15% e 30%, apresentam oscilações nas curvas, provavelmente devido à diferenças de porosidade ao longo do perfil, ficando assim todas dentro de uma mesma faixa de variação.

Com relação ao escoamento superficial e subterrâneo, os mesmos comportamentos são observados, com destaque aos resultados dos escoamentos subterrâneos que evidenciam as diferenças dos índices de vazios em seus trechos lineares e a clara influência da declividade no escoamento básico entre as declividades de 5% e 50%.

A modelagem numérica representou de forma satisfatória o processo de infiltração e propagação da frente de umedecimento, principalmente para a declividade de 5%.

O modelo permitiu ainda a simulação da *frente de umedecimento* e da *zona de transmissão*, regiões ao longo do perfil, completamente diferentes quanto ao grau de saturação e gradiente de potencial da água, onde foi possível observar de forma bastante clara a influência da declividade em cada uma dessas zonas. O aumento da declividade gerou uma redução da velocidade do avanço da *zona de transmissão* em relação à *frente de umedecimento*, com uma variação de 36% entre 5% e 50% de declividade.

Com relação à variação do índice de vazios, os resultados apontam um maior avanço da frente de umedecimento com a diminuição do índice, sendo porém, mais lento o avanço das zonas de transmissão. Esse comportamento evidencia novamente a importância do conhecimento da curva característica, e dos potenciais envolvidos, onde o aumento do índice de vazios leva a um aumento do efeito da capilaridade e portanto da sucção do solo. Já a redução do índice de vazios provoca uma diminuição dos "caminhos" por onde a água percola, levando à redução da velocidade de propagação da zona de transmissão.

Como recomendações para trabalhos subsequentes à este, propõe-se a realização de ensaios com diferentes teores de umidade inicial e índices de vazios, além ainda da utilização de outros tipos de solos.

Considerando as diferenças constatadas no procedimento de moldagem (diferença entre os índices de vazios) propõem-se também testar outros métodos de lançamento e compactação do solo.

Somado a isto, recomenda-se também o aprimoramento do simulador de chuvas, de modo a evitar as variações de pressão oriundas da rede e também possibilitar a aplicação de diferentes intensidades de precipitações.

Propõem-se ainda à realização de ensaios sem a reutilização da amostra, de modo à diminuir a interferência desta variável no comportamento da evolução da frente de umedecimento.

Para poder comparar os resultados obtidos nessa dissertação com a realidade do meio físico, recomenda-se ainda o desenvolvimento de uma versão melhorada desta técnica e sua aplicação em campo.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABNT. **Solo - Análise Granulométrica: NBR - 7181**. Associação Brasileira de Normas Técnicas. Rio de Janeiro. 1984.

ABNT. **Solo - Determinação do limite de liquidez: NBR - 6459**. Associação Brasileira de Normas Técnicas. Rio de Janeiro. 1984.

ABNT. **Solo - Determinação do limite de plasticidade: NBR- 7180**. Associação Brasileira de Normas Técnicas. Rio de Janeiro. 1984.

ABNT. **Amostras de Solo - Preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização: NBR - 6457**. Associação Brasileira de Normas Técnicas. Rio de Janeiro. 1986.

ABNT. **Solo - Determinação do teor de umidade natural: NBR - 6457**. Associação Brasileira de Normas Técnicas. Rio de Janeiro. 1986.

AHRENDT, A. **Movimentos de massa gravitacionais - Proposta de um sistema de previsão: Aplicação na área urbana de Campos de Jordão - SP**. Tese de Doutorado - Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo. São Carlos, p. 390. 2005.

ALMEIDA, A. O.; PAES JUNIOR, N. S.; BERNARDES, G. P. Análise dos Processos de Infiltração, Percolação, Retenção e Evaporação em Solos Arenosos utilizando Lisímetros. **XVI Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica**, Porto de Galinhas - PE, Setembro 2012.

ALVES SOBRINHO, T. **Desenvolvimento de um infiltrômetro de aspersão potátil**. Tese de Doutorado - UFV. Viçosa - MG, p. 85. 1997.

ASTM. **Standard test method for measurement of soil potential (suction) using Filter Paper**. American Society for Testing and Materials - D5298. [S.l.]. 1994.

BENESSIUTI, M. F. **Estudos dos mecanismos de instabilidade em solos residuais de biotita-gnaise da bacia do ribeirão Guaratinguetá**. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual Paulista - UNESP. Bauru, p. 128. 2011.

- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do Solo**. São Paulo: Ícone, 1999.
- BIASSUSI, M. **Simulação do movimento da água no solo utilizando modelo numérico**. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, p. 84. 2001.
- BLIGHT, G. E. Water balance for soil systems. **3rd International Conference on Unsaturated Soils (UNSAT 2002)**, Recife - PB, v. 3, 10-13 march 2002.
- BLIGHT, G. E.; FOURIE, A. B.; JAMES, C. S. Measurements of Infiltration and Evaporation Characteristics of Soils in the Nylsvlei Flood-Plain. **4th Environmental Management, Technology and Development Conference**, 2001.
- BOSZCZOWSKI, R. B. **Avaliação de propriedades mecânicas e hidráulicas de um perfil de alteração de granito-gnaiss de Curitiba - PR**. Tese de Doutorado - PUC. Rio de Janeiro, p. 577. 2008.
- BOUWER, H. Rapid field measurements of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. **Water Resources Research**, v. 2, n. 4, p. 729-738, 1966.
- BOWLES, J. E. **Engineering Properties of Soils and their measurement**. 4th. ed. NJ: Mac Graw-Hill, 1992.
- BRANDÃO, V. D. S.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D. D. **Infiltração da Água no Solo**. 2ª. ed. Viçosa: UFV, 2003.
- CALLE, J. A. C. **Análise de Ruptura de Talude em Solo não Saturado**. Dissertação de Mestrado - Escola de Engenharia de São Carlos/USP. São Carlos. 2000.
- CAMAPUM DE CARVALHO, J.; GITIRANA JUNIOR, G. D. F. N.; LEÃO CARVALHO, E. T. **Tópicos sobre infiltração: teoria e prática aplicadas a solos tropicais**. Brasília: Faculdade de Tecnologia, v. 4, 2012.
- CARDOSO JÚNIOR, C. R. **Estudo do comportamento de um solo residual de gnaiss não saturado para avaliar a influência da infiltração na estabilidade de taludes**. Dissertação de Mestrado - USP. São Paulo, p. 192. 2006.

CARDUCCI, C. E. et al. Modelagem da curva de retenção de água de latossolos utilizando a equação Duplo Van Genuchten. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, n. 35, p. 77-86, 2011.

CECÍLIO, R. A. **Aplicação da equação de Green-Ampt na modelagem da infiltração de água em Latossolo Vermelho-Amerelo estratificado**. Tese de Doutorado - Universidade Federal de Viçosa. Viçosa, MG, p. 118. 2002.

COELHO NETTO, A. L. Diagnóstico de Erosão Para o Planejamento Regional: Subsídios Metodológicos sob Enfoque Geo - Hidrológico. **VI Simpósio Nacional de Controle de Erosão**, Presidente Prudente, 1998.

CUNHA, A. T.; WENDLAND, E. Uso de lisímetro para avaliação da infiltração em zona de afloramento da formação Botucatu, na região de São Carlos-SP. **Águas Subterrâneas**, São Paulo-SP, v. 19, n. 2, p. 77-90, 2005.

CURMI, P.; KERTZMANN, F. F.; QUEIROZ NETO, J. P. Degradation of structure and hydraulic properties in na Oxisol under cultivation (Brazil). **Developments im Soil Science**, Amsterdam, Elsevier, v. 22, p. 569-579, 1994.

DAVIDE, A. C. et al. O que fazer para conservar as nascentes nas propriedades rurais. In: \_\_\_\_\_ **Nascentes: O verdadeiro tesouro da propriedade rural**. Lavras - MG: UFLA, 2002. p. 5-19.

DUNNE, T.; LEOPOLD, L. B. **Water in Environmental Planning**. New York: W.H. Freeman an Company, 1978.

EDLEFSEN, N. E.; ANDERSON, A. B. C. Thermodynamic of soil moisture, *Hilgardia*, v. 15, p. 31-298, 1943.

ELRICK, D. E.; REYNOLDS, W. D. Infiltration from Constant-Head Well Permeameters and Infiltrimeters. In: TOPP, G. C. E. A. **Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice**. (Special Publication, 30). ed. : Madison: Soil Science Society of America, 1992. p. 1-24.

EPA - UNITED STATES ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY. Estimation of infiltration rate in the vadose zone: Compilation of simple mathematical models. [S.l.]: [s.n.], v. 1, 1998. p. 84.

EPA - UNITED STATES ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY. Estimation of infiltration rate in the vadose zone: Application of a selected mathematical models. [S.l.]: [s.n.], v. 2, 1998. p. 117.

ESPINOZA, R. D. Infiltration. In: DELLEUR, J. W. **The Handbook of Groundwater Engineering**. [S.l.]: Boca Raton: CRC Press LLC, 1999.

ESPÍRITO SANTO, A. F. D. **Condutividade hidráulica saturada em função do tipo e uso do solo e método de determinação**. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília - Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária. Brasília, p. 34. 2011.

FERREIRA, A. D. O. et al. Influencia da declividade e de níveis de cobertura do solo no processo de erosão com chuva simulada. **Revista Verde de Agroecologia e Desenvolvimento Sustentável**, Mossoró - RN, v. 5, n. 5, p. 182-190, Dezembro 2010. ISSN 1981-8203.

FETTER, C. W. **Applied Hydrogeology**. 3. ed. New Jersey: Prentice Hall, 2001.

FREDLUND, D. G.; MORGENSTERN, N. R.; WIDGER, R. A. The shear strength of unsaturated soils. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 15, n. 3, p. 313-321, 1978.

FREDLUND, D. G.; RAHARDJO, H. **Soil mechanics for unsaturated soils**. New York: John Wiley & Sons, INC, 1993.

FREDLUND, D. G.; XING, A.; HUANG, S. Predicting the permeability function for unsaturated soils using the soil water characteristic curve. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 31, p. 533-546, 1994.

FREITAS NETO, O. **Resistência ao cisalhamento de um solo não saturado com medida direta de sucção**. Dissertação de Mestrado - USP. São Carlos, p. 178. 2008.

FREYBERG, D. L. et al. Application of the Green-Ampt Model to Infiltration under time-dependent surface water depths. **Water Resources Research**, v. 16, n. 3, p. 517-528, 1980.



GARDNER, W. R. Some Steady-State Solutions of the Unsaturated Moisture Flow Equations with Application to Evaporation from Watertable. **Soil Science**, v. 85, p. 189-200, 1958.

GERSCOVICH, D. M. S. **Equações para a Modelagem da Curva Característica Aplicada a Solos Brasileiros**. 4º Simpósio Brasileiro de Solos Não Saturados. Porto Alegre, p. 76-93. 2001.

GERSCOVICH, D. M. S.; SAYÃO, A. S. F. J. Evaluation of the soil-water characteristic curve equations for soils from Brazil. **Third International Conference on Unsaturated Soils - UNSAT2002**, Recife - PE, v. 1, p. 295-300, 2002.

GHIBERTO, P. J. **Metodologias para a obtenção de parâmetros utilizados em modelos de infiltração da água no solo**. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Curso de Pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo. [S.l.], p. 79. 1999.

GREEN, W. H.; AMPT, G. A. Studies in Soil Physics. The flow of air and water through soils. **J. Agr. Sci.**, v. 4, p. 1-24, 1911.

GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. **Erosão e Consevação do Solo**. Rio de Janeiro: Bertrand, 1999.

HARDEN, C. P.; SCRUGGS, D. P. Infiltration on mountain slopes: a comparison of three environments. **Geomorphology**, v. 55, p. 5-24, 2003.

HILLEL, D. **Soil and Water: Physical Principles and Processes**. Academic Press, INC. New York and London. 1971.

HILLEL, D.; GARDNER, W. R. measurement of unsaturated conductivity diffusivity by infiltration through an impeding layer. **Soil Science**, v. 43, p. 109-149, 1970.

HORTON, R. E. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. **Soil Science Society of America Proceeding**, v. 5, p. 399-417, 1940.

JAAKKOLA, J. **Forest groundwater hydrology: implications for terrain stability in coastal British Columbia**. Dissertação de Mestrado. Vancouver - Canadá, p. 158. 1998.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Densidade e distribuição de do diâmetro dos poros de um latossolo vermelho, sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 2002.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da Água no solo**. 2<sup>a</sup>. ed. Piracicaba,SP: ESALQ/USP, 2000. 497 p.

LIMA, W. D. P. **Hidrologia florestal aplicada ao manejo de bacias hidrográficas**. 2<sup>a</sup>. ed. Piracicaba, SP: ESALQ, 2008.

LOPES, M. B. L. **Influência da sucção na resistência ao cisalhamento de um solo residual de filito de Belo Horizonte, MG**. Dissertação de Mestrado - PUC. Rio de Janeiro, p. 175. 2006.

LU, N.; LIKOS, W. J. **Unsaturated Soil Mechanics**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2004.

MARINHO, F. A. M. Medição de sucção com o método do papel filtro. **X Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações**, Foz do Iguaçu, PR, v. 2, p. 515-522, 1994.

MARINHO, F. A. M. Medição de sucção em solos. **III Simpósio Brasileiro de Solos Não Saturados**, Rio de Janeiro, v. 2, p. 373-397, 1997.

MCDUGALL, J. R.; PYRAH, I. C. Simulation Transient Infiltration in Unsaturated Soil. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 35, n. 6, p. 1093-1100, July 1998.

MENDES, R. M. **Estudo das propriedades geotécnicas de solos residuais não saturados de Ubatuba (SP)**. Dissertação de Mestrado - USP. São Paulo, p. 256. 2008.

MIQUELETTO, M. **Desenvolvimento de procedimentos numéricos para análise de infiltração e estabilidade de taludes em bacias de drenagem**. Dissertação de Mestrado - PUC. Rio de Janeiro, p. 152. 2007.

MIYAZAKI, T. **Water flow in soils**. 2<sup>a</sup>. ed. New York: Taylor & Francis, 2006. 418 p.

MORAES, J. M. et al. Propriedades físicas do solo na parametrização de um modelo hidrológico. **RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 8, n. 1, p. 61-70, março 2003.

MUSGRAVE, G. W.; HOLTAN, H. N. Infiltration. In: CHOW, V. T. **Handbook of Applied Hydrology**. [S.l.]: McGraw-Hill, 1964. Cap. 12, p. 1-30.

OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. **Geologia de Engenharia**. São Paulo: ABGE, 1998.

OLIVEIRA, A. M. S.; FILHO, D. C. **Ensaio de permeabilidade em solos – orientações para sua execução no campo**. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia - ABGE, Boletim 04. [S.l.]. 1996.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDYIAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FAEALQ, 1997.

PINTO, C. D. S. **Curso Básico de Mecânica dos Solos em 16 Aulas**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000.

PINTO, C. S. **Curso Básico de mecânica dos Solos**. São Paulo: Ed. Oficina de Textos, 2000.

POTT, C. A. **Determinação da velocidade de infiltração básica de água no solo por meio de infiltrômetros de aspersão, de pressão e de tensão, em três solos do Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado - Instituto Agrônomo. Campinas, p. 65. 2001.

PRUSKI, F. F. et al. **Infiltração da água no solo**. Engenharia na Agricultura. Caderno Didático 25, p. 26. 1997.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, Planta e Atmosfera: Conceitos, Processos e Aplicações**. São Paulo: Manole, 2004.

REICHERT, J. M.; VEIGA, M.; CABEDA, M. S. V. Selamento superficial e infiltração de água em solos do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 16, n. 3, p. 289-298, 1992.

REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; SILVA, V. R. Propriedades físicas de solos em sistema de plantio direto irrigado. In: CARLESSO, R., et al. **Irrigação por aspersão no Rio Grande do Sul**. Santa Maria: UFSM, 2001. p. 165.

RICHARDS, L. A. Physical conditions of water in soil. In: BLACK, C. A. **Methods of soil analysis - Part 1**. [S.l.]: Madison, American Society for Testing and Materials, 1965. p. 770.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia**, FFLCH/USP, n. 10, p. 41-56, 1997.

SANTOS, C. R.; VILLAR, O. M. Análise Paramétrica da Estabilidade de Taludes em Solos não Saturados: A Influência do Tipo de Solo. In: \_\_\_\_\_ **5º Simpósio Brasileiro de Solos não Saturados**. Agosto. ed. São Carlos: [s.n.], v. 1, 2004. p. 181-188.

SANTOS, L. A. O.; GUIMARÃES, R. B. Infiltração Vertical da Água em Solos Insaturados: Frente de Saturação ou Umedecimento? **1º Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (COBRAE)**, Rio de Janeiro, v. 2, p. 631-645, Novembro 1992.

SANTOS, R. A. **Propriedades de retenção de água por espaços porosos não homogêneos: Experimentos de laboratório e simulação computacional**. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Ponta Grossa. Ponta Grossa, p. 121. 2005.

SANTOS, R. D. **Propriedades de retenção e condução de água em solos, sob condições de campo e em forma de agregados submetidos aos plantios convencional e direto**. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Ponta Grossa. Ponta Grossa, p. 102. 2008.

SCOTT, H. D. Soil Water flow process in the field. In: \_\_\_\_\_ **Soil Phisics – Agricultural and Environmental Applications**. [S.l.]: Iowa State University Press, 2000. p. 421.

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

SILVA, G. B. L. **Avaliação Experimental Sobre a Eficiência de Superfícies Permeáveis com Vistas ao Controle do Escoamento Superficial em Áreas Urbanas**. Tese de Doutorado – Faculdade de Tecnologia da Universidade de Brasília. Brasília, p. 180. 2006.

SILVEIRA, A. L. D.; LOUZADA, J. A.; BELTRANE, L. Infiltração e Armazenagem no Solo. In: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: EDUSP, 1993.

SOARES, A. B. **Fluxo de Água em Talude Arenoso: Modelagem Física e Numérica**. Tese de Doutorado - COPPE / UFRJ. Rio de Janeiro, p. 233. 2006.

SOARES, P. V. **As interrelações de elementos do meio físico natural e modificado na definição de áreas potenciais de infiltração na porção paulista da bacia do rio Paraíba do Sul**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNICAMP. Campinas, p. 192. 2005.

SOARES, P. V. et al. Aplicação do conceito de geoindicadores na avaliação da disponibilidade hídrica em bacias hidrográficas - uma abordagem introdutória. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos - RBRH**, Porto Alegre, v. 11, n. 1, p. 111-117, jan/mar 2006.

TAMI, D.; HARARDJO, H.; LEONE, E. Effects of Hysteresis on Steady-State Infiltration in Unsaturated Slopes. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE**, v. 130, n. 9, p. 956-966, February 2004.

TÉCNICAS, A. -A. B. D. N. **NBR- 6457: Preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização**. Rio de Janeiro. 1986.

TOGNON, A. A. **Propriedades físico-hídricas do Latossolo Roxo da região de Guaíra - SP**. Dissertação de Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz". Piracicaba, p. 85. 1991.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2ª. ed. Porto Alegre: Ed. da Universidade: ABRH: EDUSP, 1993. 943 p.

VALLEJO, L. R. **A influência do "Litter" na distribuição das águas pluviais**. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências - UFRJ. Rio de Janeiro, p. 88. 1982.

VAN GENUCHTEN, M. T. A Closed form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soil. **Soil Science Am. Journal**, v. 44, n. 5, p. 892-898, 1980.

VANAPALLI, D. G. et al. Model for the prediction of shear strength with respect to soil suction. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 33, p. 379-392, 1996.

WALTON, W. C. **The World of Water**. New York: Taplinger Publishing Co., 318 p., 1970.