

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

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

**TRANSPORTE DE ÁGUA E DE SOLUTO EM UM**  
**LATOSSOLO DO BREJO PARAIBANO: EXPERIMENTO**  
**DE CAMPO E PARAMETRIZAÇÃO**

**LUCIANO JOSÉ DE SOUZA LIMA**

**RECIFE – PERNAMBUCO – BRASIL**  
**SETEMBRO - 2003**

**LUCIANO JOSÉ DE SOUZA LIMA**

**TRANSPORTE DE ÁGUA E DE SOLUTO EM UM  
LATOSSOLO DO BREJO PARAIBANO: EXPERIMENTO  
DE CAMPO E PARAMETRIZAÇÃO**

**Dissertação submetida ao curso de  
Mestrado do Programa de pós-  
graduação em Tecnologias Energéticas e  
Nucleares, do Departamento de Energia  
Nuclear, da Universidade Federal de  
Pernambuco, para obtenção do título de  
Mestre em Tecnologias Energéticas e  
Nucleares, Área de concentração:  
Aplicação de radioisótopos/Física do  
Solo.**

Orientador: Prof. Dr. André Maciel Netto

Co-Orientador: Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino

**RECIFE – PERNAMBUCO – BRASIL**

**SETEMBRO - 2003**

**Lima, Luciano José de Souza**

**Transporte de água e de soluto em um latossolo do brejo paraibano : experimento de campo e parametrização / Luciano José de Souza Lima. – Recife : O Autor, 2003.**

**xii, 145 folhas : il., tab.**

**Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Tecnologias Energéticas e Nucleares, 2003.**

**Inclui bibliografia, anexos e lista de símbolos.**

**1. Soluto – Transporte – Parametrização hidrodispersiva. 2. Água – Transferência – Parametrização hidrodinâmica. 3. Água e soluto – Infiltração. 4. Modelagem computacional (CXTFIT 2.0) – Utilização. 5. Latossolo - Preservação ambiental - Parâmetros. I. Título.**

**621.039:63  
631.43**

**CDU (2.ed.)  
CDD (21.ed.)**

**UFPE  
BC2003-379**

## SUMÁRIO

---

<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>iv</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>vi</b>
<b>LISTA DE SÍMBOLOS.....</b>	<b>vii</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>xi</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>xii</b>
<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>1 REVISÃO DE LITERATURA.....</b>	<b>4</b>
1.1 Introdução.....	4
1.2 O solo.....	4
1.2.1 Considerações iniciais.....	4
1.2.2 Escalas.....	7
1.2.3 Definição das variáveis.....	8
1.2.3.1 Do solo.....	9
1.2.3.2 Da água no solo.....	10
1.2.3.3 Do soluto no solo.....	11
1.3 Movimento e equações de transferência de água e do transporte de solutos .....	13
1.3.1 Equação de transferência de água.....	13
1.3.2 Equação da continuidade.....	15
1.3.3 Equação de Richards.....	16
1.4 Infiltração da água no solo.....	16
1.4.1 Estimação dos parâmetros hidrodinâmicos.....	22
1.4.2 Efeito dos macroporos na infiltração.....	24
1.5 Transporte de solutos.....	25
1.5.1 Traçadores.....	25
1.5.2 Processos físicos do transporte de solutos.....	26
1.5.3 Conceitualização do transporte de solutos – Modelos CD e MIM.....	28
1.5.3.1 Modelo convecção dispersão (CD).....	29
1.5.3.2 Modelo convecção dispersão a duas frações de água (MIM).....	32
1.6 Grandezas adimensionais.....	36
1.7 Tempos característicos do transporte de solutos.....	37
1.8 Resolução das equações de transporte.....	38
1.9 Condições inicial e de contornos.....	40
1.10 Métodos de determinação dos parâmetros hidrodispersivos.....	41
1.11 Análise estatística e variabilidade espacial.....	43

<b>2 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	46
2.1 Introdução.....	46
2.2 Descrição da área de estudo.....	46
2.3 Delineamento experimental.....	47
2.4 O Solo.....	48
2.4.1 Granulometria.....	48
2.4.2 Análise química do solo.....	49
2.5 Ensaio de campo: infiltração de água e de soluto.....	50
2.5.1 Obtenção da umidade inicial ( $\theta_{ini}$ ), massa específica ( $\rho_d$ ) e concentração inicial de cloreto no solo ( $C_{ini}$ ).....	50
2.5.2 Infiltração de água e de soluto.....	51
2.5.3 Obtenção da umidade final ( $\theta_{fm}$ ) e concentração final de cloreto no solo ( $C_{fm}$ ).....	51
2.6 Análise do cloreto.....	52
2.7 Taxa de recuperação (Tr).....	54
2.8 Parametrização hidrodinâmica.....	55
2.9 Parametrização hidrodispersiva.....	57
2.9.1 Cálculo da fração de água móvel $\Phi$ .....	58
2.9.2 Estimação do coeficiente de dispersão D.....	61
2.9.3 Estimação do coeficiente de troca de massa $\alpha$ .....	62
2.10 Programa CXTFIT 2.0.....	63
2.11 Análise estatística dos parâmetros relativos à transferência de água e ao transporte de soluto.....	67
<b>3 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	69
3.1 Introdução.....	69
3.2 Análise granulométrica e textura do solo.....	69
3.3 Massa específica e a porosidade do solo.....	71
3.4 Análise química do solo.....	72
3.5 Ensaio de infiltração.....	74
3.6 Parametrização hidrodinâmica.....	76
3.7 Parametrização hidrodispersiva.....	80
3.7.1 Modelo CD.....	83

3.7.2 Modelo MIM.....	86
3.8 Taxa de recuperação (Tr).....	95
3.9 Análise estatística e teste de normalidade dos parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos.....	97
3.9.1 Parâmetros hidrodinâmicos.....	97
3.9.2 Parâmetros hidrodispersivos.....	98
<b>4. CONCLUSÕES.....</b>	<b>100</b>
<b>5. PERSPECTIVAS.....</b>	<b>102</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>103</b>
<b>ANEXO 1.....</b>	<b>119</b>
<b>ANEXO 2.....</b>	<b>121</b>
<b>ANEXO 3.....</b>	<b>123</b>
<b>ANEXO 4.....</b>	<b>125</b>
<b>ANEXO 5.....</b>	<b>128</b>
<b>ANEXO 6.....</b>	<b>131</b>
<b>ANEXO 7.....</b>	<b>132</b>

## LISTA DE FIGURAS

---

### Figura

01	Diagrama para determinação da classe textural do solo proposto pelo USDA adotado e adaptado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo.....	6
02	Diagrama esquemático considerando o solo como um sistema trifásico.....	8
03	Elemento de volume no solo para representar a conservação da massa.....	15
04	Mapa do estado da Paraíba e da localização do município de Areia.....	47
05	Localização dos pontos experimentais na área em estudo.....	47
06	Solo utilizado nos ensaios de infiltração durante o cultivo do feijão macassar ( <i>Vigna Unguiculata</i> ).....	48
07	Análise granulométrica: (a) Peneiramento, (b) Sedimentação.....	49
08	Amostrador: (a) Cilindros de 5 cm de altura (b) Cilindros de 1 cm de altura...	50
09	Infiltrômetro de anel.....	51
10	Curvas granulométricas referentes aos pontos das linhas A, C e E.....	71
11	Teste de infiltração tridimensional utilizando um infiltrômetro de anel (150mm de diâmetro).....	74
12	Gráfico do fluxo de água em função do tempo, no ponto experimental C8, com destaque para os três pontos de aplicação do soluto (pontos sólidos).....	75
13	Gráfico da infiltração acumulada (mm) versus tempo (s) dos dez pontos experimentais.....	76
14	Gráficos das curvas de infiltração acumulada (mm) versus tempo (s) dos pontos experimentais C8, A4, A8 e E4.....	77
15	Perfil de concentração de cloreto no ponto experimental C8, com destaque para frente de molhamento do soluto ( $Z_{frente}$ ).....	83
16	Relação entre a velocidade calculada e a velocidade estimada pelo modelo CD.....	84
17	Relação entre a velocidade calculada e a velocidade estimada pelo modelo MIM.....	88

18	Perfis de umidade volumétrica final e das concentrações de cloreto (experimental e ajustadas pelos modelos CD e MIM) para os pontos experimentais C8 e A4.....	91
19	Perfis de umidade volumétrica final e das concentrações de cloreto (experimental e ajustadas pelos modelos CD e MIM) para os pontos experimentais A8 e E4.....	92
20	Relação entre o tempo de troca de massa e o tempo convectivo.....	94



## LISTA DE TABELAS

---

Tabela		
01	Efeito dominante no escoamento segundo o tempo de infiltração.....	22
02	Condições de aplicabilidade do método MoT (Clothier et al., 1992; Snow, 1999).....	60
03	Condições para a estimativa de $\Phi$ e D.....	62
04	Parâmetros adimensionalizados para o modelo CD.....	64
05	Parâmetros adimensionalizados para o modelo MIM.....	65
06	Textura e classificação do solo.....	70
07	Massa específica e porosidade do solo nos pontos experimentais.....	72
08	Composição química do Latossolo obtida a partir de seis amostras de solo.....	73
09	Parâmetros hidrodinâmicos , tempos e comprimento característicos...	78
10	Valores referentes à aplicação do soluto.....	81
11	Resultado dos ajustes dos parâmetros hidrodispersivos utilizando o modelo CD no programa CXTFIT 2.0.....	84
12	Resultado dos ajustes dos parâmetros hidrodispersivos utilizando o modelo MIM no programa CXTFIT 2.0.....	87
13	Tempos convectivos e tempos de troca massa.....	93
14	Taxa de recuperação ( $Tr$ ).....	95
15	Resultados da análise estatística e teste de normalidade dos parâmetros relativos à caracterização hidrodinâmica.....	98
16	Resultados da análise estatística e teste de normalidade dos parâmetros relativos à caracterização hidrodispersiva nos modelos CD e MIM.....	99

## LISTA DE SÍMBOLOS

---

<b>Símbolo</b>	<b>Descrição</b>	<b>Dimensão</b>
<b>A</b>	área transversal ao escoamento	$L^2$
<b>A</b>	contribuição da gravidade na equação de Philip	-
<b>a'</b>	constante empírica	-
<b>b</b>	parâmetro que varia de 0 a $\pi/4$	-
<b>b'</b>	constante empírica	-
<b>C</b>	concentração total do soluto	$M.L^{-3}$
<b>C</b>	concentração do soluto	$M.L^{-3}$
<b>C<sub>o</sub></b>	concentração no infiltrômetro	$M.L^{-3}$
<b>C<sub>f</sub></b>	concentração de fluxo	$M.L^{-3}$
<b>C<sub>fim</sub></b>	concentração de fluxo na fase imóvel	$M.L^{-3}$
<b>C<sub>fm</sub></b>	concentração de fluxo na fase móvel	$M.L^{-3}$
<b>C<sub>im</sub></b>	concentração de soluto na fração de água imóvel	$M.L^{-3}$
<b>C<sub>ini</sub></b>	concentração inicial	$M.L^{-3}$
<b>C<sub>fin</sub></b>	concentração final	$M.L^{-3}$
<b>C<sub>m</sub></b>	concentração de soluto na fração de água móvel	$M.L^{-3}$
<b>C<sub>r</sub></b>	concentração residente	$M.L^{-3}$
<b>C<sub>rim</sub></b>	concentração residente na fase imóvel	$M.L^{-3}$
<b>C<sub>rm</sub></b>	concentração residente na fase móvel	$M.L^{-3}$
<b>CV</b>	coeficiente de variação	-
<b>D</b>	coeficiente de dispersão hidrodinâmica	$L^2.T^{-1}$
<b>D<sub>im</sub></b>	coeficiente de dispersão na fração de água imóvel	$L^2.T^{-1}$
<b>D<sub>m</sub></b>	coeficiente de dispersão na fração de água móvel	$L^2.T^{-1}$
<b>D<sub>o</sub></b>	coeficiente de difusão molecular na água pura	$L^2.T^{-1}$
<b>D<sub>p</sub></b>	coeficiente de difusão molecular	$L^2.T^{-1}$
<b>erfc</b>	função de erro complementar	-
<b>f</b>	fração de sítios de adsorção	-
<b>g</b>	aceleração da gravidade	$L.T^{-2}$
<b>H</b>	potencial hidráulico	L
<b>h<sub>o</sub></b>	potencial da água	L
<b>h<sub>ini</sub></b>	pressão inicial na superfície	L
<b>h<sub>fin</sub></b>	pressão final na superfície	L
<b>I</b>	infiltração acumulada	L
<b>I<sub>sol</sub></b>	lâmina de solução infiltrada	L
<b>I<sub>1D</sub></b>	infiltração monodimensional	L

<b>I<sub>3D</sub></b>	Infiltração tridimensional	<b>L</b>
<b>J<sub>C</sub></b>	fluxo convectivo	<b>L.T<sup>-1</sup></b>
<b>J<sub>D</sub></b>	Fluxo dispersivo-difusivo	<b>L.T<sup>-1</sup></b>
<b>J<sub>S</sub></b>	fluxo de soluto	<b>M.L<sup>-2</sup>.T<sup>-1</sup></b>
<b>K</b>	condutividade hidráulica do solo	<b>L.T<sup>-1</sup></b>
<b>K<sub>d</sub></b>	coeficiente de distribuição de solutos	<b>L<sup>3</sup>.M<sup>-1</sup></b>
<b>K<sub>ini</sub></b>	condutividade hidráulica inicial	<b>L.T<sup>-1</sup></b>
<b>K<sub>s</sub></b>	condutividade hidráulica saturada	<b>L.T<sup>-1</sup></b>
<b>k</b>	permeabilidade intrínseca	<b>L<sup>2</sup></b>
<b>L</b>	comprimento característico	<b>L</b>
<b>Ma</b>	massa de ar	<b>M</b>
<b>M<sub>l</sub></b>	massa de líquido	<b>M</b>
<b>M<sub>s</sub></b>	massa de sólidos	<b>M</b>
<b>M<sub>sol</sub></b>	massa de soluto	<b>M</b>
<b>M<sub>t</sub></b>	massa total	<b>M</b>
<b>M<sub>U</sub></b>	massa de solo úmida	<b>M</b>
<b>n</b>	quantidade total de soluto no volume total de água	<b>M</b>
<b>n<sub>im</sub></b>	quantidade de soluto na fração de água imóvel	<b>M</b>
<b>n<sub>m</sub></b>	quantidade de soluto na fração de água móvel	<b>M</b>
<b>P</b>	número de Péclet	<b>adimensional</b>
<b>p</b>	probabilidade ou nível de significância alcançado	<b>-</b>
<b>q</b>	fluxo de água ou de Darcy	<b>L.T<sup>-1</sup></b>
<b>Q</b>	vazão de escoamento	<b>L<sup>3</sup>.T<sup>-1</sup></b>
<b>q<sub>1D</sub></b>	fluxo monodimensional	<b>L.T<sup>-1</sup></b>
<b>q<sub>1Dsol</sub></b>	fluxo monodimensional durante infiltração da solução	<b>L.T<sup>-1</sup></b>
<b>q<sub>stab1D</sub></b>	fluxo monodimensional em regime de estado estacionário	<b>L.T<sup>-1</sup></b>
<b>q<sub>3D</sub></b>	fluxo tridimensional	<b>L.T<sup>-1</sup></b>
<b>R</b>	Fator de retardo	<b>adimensional</b>
<b>r</b>	raio do disco ou anel	<b>L</b>
<b>S</b>	Sorvidade	<b>L.T<sup>-1/2</sup></b>
<b>S'</b>	Concentração do soluto na fase adsorvida	<b>M.M<sup>-1</sup></b>
<b>T</b>	tempo adimensional	<b>adimensional</b>
<b>t</b>	tempo	<b>T</b>
<b>t<sub>conv</sub></b>	tempo convectivo médio	<b>T</b>
<b>t<sub>α</sub></b>	tempo característico de transferência de massa	<b>T</b>
<b>t<sub>cap</sub></b>	tempo capilar	<b>T</b>
<b>t<sub>geomod</sub></b>	tempo geométrico modificado	<b>T</b>

$t_{\text{grav}}$	tempo gravitacional	T
$t_{\text{stab}}$	tempo de estabilização	T
$t_{\text{sol}}$	tempo de aplicação da solução	T
$v$	velocidade (média) da água nos poros	$L.T^{-1}$
$V_a$	volume de ar	$L^3$
$v_{\text{cal}}$	velocidade calculada	$L.T^{-1}$
$v_{\text{estim}}$	Velocidade estimada	$L.T^{-1}$
<b>VER</b>	volume elementar representativo	$L^3$
$V_{\text{eq}}$	Volume de $AgNO_3$ no ponto de equivalência	$L^3$
$v_m$	velocidade da água nos poros na fase móvel	$L.T^{-1}$
$V_l$	volume de líquido	$L^3$
$V_p$	volume de poros	$L^3$
$V_s$	volume de sólidos	$L^3$
$V_{\text{sob}}$	Volume da solução sobrenadante	$L^3$
$V_t$	volume total	$L^3$
$V_{\text{aim}}$	volume de água imóvel em um VER de solo	$L^3$
$V_{\text{am}}$	volume de água móvel em um VER de solo	$L^3$
$z$	coordenada na direção vertical	L
$z_0$	coordenada na direção vertical logo abaixo da superfície	L
$z_{\text{frente}}$	frente de avanço da solução	L
<b>W</b>	teste de Shapiro-Wilk	-
$w$	umidade à base de massa	$M.M^{-1}$
-----		
$\alpha$	coeficiente de transferência de massa	$T^{-1}$
$\alpha$	nível de significância	-
$\beta$	Constante entre 0 e 1	-
$\beta'$	coeficiente de partição entre as duas frações de água	<b>adimensional</b>
$\gamma$	constante empírica	-
$\sigma$	constante de tensão superficial	$M.T^{-2}$
$\lambda$	dispersividade	L
$\lambda_c$	comprimento capilar	L
$\lambda_m$	tamanho médio dos poros hidraulicamente funcionais	L
$\omega$	número de Damkohler	<b>adimensional</b>
$\varepsilon$	porosidade	<b>adimensional</b>
$\theta$	umidade volumétrica ou teor de água	$L^3.L^{-3}$
$\theta_{\text{im}}$	teor de água imóvel	$L^3.L^{-3}$
$\theta_m$	teor de água móvel	$L^3.L^{-3}$

$\theta_{ini}$	umidade volumétrica inicial	$L^3.L^{-3}$
$\theta_{fin}$	umidade volumétrica final	$L^3.L^{-3}$
$\rho_l$	Massa específica da água	$M.L^{-3}$
$\rho_d$	massa específica global ou aparente	$M.L^{-3}$
$\rho_p$	massa específica da partícula	$M.L^{-3}$
$\psi_m$	Potencial matricial	<b>L</b>
$\Phi$	fração de água móvel	<b>adimensional</b>
$\eta$	Viscosidade dinâmica do fluido	$M.L^{-1}.T^{-1}$

# **TRANSPORTE DE ÁGUA E DE SOLUTO EM UM LATOSSOLO DO BREJO PARAIBANO: EXPERIMENTO DE CAMPO E PARAMETRIZAÇÃO**

**Autor: Luciano José de Souza Lima**

**Prof. Orientador: André Maciel Netto**

**Prof. Co-orientador: Antonio Celso Dantas Antonino**

## **RESUMO**

Alguns problemas agrícolas e de meio ambiente podem ser resultados do transporte e das interações de substâncias químicas dissolvidas no solo. Conhecer o comportamento e o destino da água e de solutos no solo torna-se importante principalmente sob dois aspectos: atingir elevadas produtividades agrícolas e preservar o meio ambiente. A modelagem quantitativa da transferência de água e do transporte de soluto no solo necessita da medida dos parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos. Para a obtenção desses parâmetros, o infiltrômetro de anel utilizado com traçadores são ferramentas eficientes e de fácil manuseio no campo, simplificando, com a análise dos resultados, a metodologia da caracterização hidrodispersiva.

Através de ensaios de infiltração de água e de soluto em um Latossolo cultivado com feijão, com classificação textural predominante franco-argilo-arenosa, os parâmetros hidrodinâmicos, condutividade hidráulica ( $K$ ) e sorvidade ( $S$ ), utilizados como suporte para a obtenção dos parâmetros hidrodispersivos de entrada do programa CXTFIT 2.0, foram estimados a partir do ajuste da curva de infiltração acumulada utilizando a equação de infiltração tridimensional para tempos curtos. Um único traçador inerte ( $KCl$ ) foi utilizado na infiltração para o cálculo da fração de água móvel ( $\Phi$ ) e para a determinação dos perfis de concentração residente. O ajuste desses perfis com o programa CXTFIT 2.0, utilizando os modelos Convecção-Dispersão ( $CD$ ) e Convecção-Dispersão a duas frações de água ( $MIM$ ), possibilitou estimar os parâmetros hidrodispersivos ( $v$ ,  $D$ ,  $R$ ,  $\beta'$  e  $\omega$ ). Um bom ajuste entre os valores calculados e estimados foi obtido para ambos os modelos, sendo o modelo Convecção-Dispersão ( $CD$ ), com menor número de parâmetros a otimizar e menores erros médios quadráticos obtidos, o mais conveniente para determinação dos parâmetros hidrodispersivos.

## ABSTRACT

Some agricultural and environmental problems may arise from the transport and interactions of chemical substances dissolved in the soil solution. Knowledge of the behavior and fate of water and solutes in the soil becomes particularly important regarding two aspects: to attain high agricultural productivities and to preserve the environment. Quantitative modeling of water transfer and solute transport in soil requires the determination of hydrodispersive parameters. The ring infiltrometer associated with tracers is an efficient tool, with easy handling in the field, simplifying, to obtain those parameters.

Infiltration experiments of water and KCl were done in a sandy clay loam Oxisol, cultivated with bean, to determine the hydraulic conductivity (K) and sorptivity (S). These hydrodynamic parameters were used as inputs to obtain the hydrodispersive parameters with the CXTFIT 2.0 program, estimated from the accumulated infiltration curve fitted to the equation for three-dimensional infiltration for short times. Only one inert tracer (KCl) was used in the infiltration to evaluate the mobile water fraction ( $\Phi$ ) and to determine the profiles of resident concentration. The fit of those profiles with the CXTFIT 2.0 program, using the models Convection-dispersion (CD) and Convection-dispersion to two fractions of water (MIM), enabled the estimation of the hydrodispersives parameters  $v$ ,  $D$ ,  $R$ ,  $\beta'$  and  $\omega$ . A good agreement among the calculated and estimated values was obtained for both models. The Convection-dispersion model (CD), with smaller number of parameters to optimize and smaller mean square errors was the most convenient model to determine the hydrodispersives parameters.

## INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, o desenvolvimento tecnológico e industrial ressaltou a necessidade de uma preocupação maior com o meio ambiente. A natureza passou a ter não somente o papel de provedora de matérias primas, de meio de transporte e de espaço físico, como também demonstrou o seu caráter de destinatária dos resíduos associados ao desenvolvimento tecnológico, industrial e agrícola, sendo este último derivado das práticas de fertilização, de irrigação e de reutilização, de forma gradativa, da água contaminada.

Muitos problemas agrícolas envolvem a reação e o transporte de substâncias químicas dissolvidas no solo. Substâncias como fertilizantes e pesticidas são deliberadamente adicionadas no solo, podendo resultar em uma significativa contaminação do lençol freático (Pye et al., 1983). Estas substâncias movem-se por caminhos preferenciais através do solo resultando em um alto risco de contaminação de lençóis freáticos (Casey et al., 1999). Estes compostos químicos podem ser administrados a fim de maximizar seus efeitos dentro da zona de raízes e de minimizar seu transporte abaixo desta zona.

As teorias que governam a dinâmica de solutos bem como os processos de transformações aos quais eles estão sujeitos são complexos e cada vez mais são propostas soluções para problemas de distribuição de nutrientes na solução do solo, de lixiviação de sais em solos salinos e de poluição de águas subterrâneas, seja por produtos químicos tóxicos, resíduos de pesticidas, elementos radioativos, entre outros produtos. Atualmente, o aumento da contaminação das águas subterrâneas por agentes poluentes industriais, urbanos e agrícolas tem despertado interesse quanto ao comportamento do transporte dos solutos no solo. Só um técnico habilitado pode investigar e propor soluções para a indicação de técnicas que visem melhorar a eficiência e minimizar os impactos do uso de



insumos no ambiente, pois cada caso exige uma solução particularmente estudada (Prevedello, 1996).

Nas regiões de brejo, os elevados índices anuais de precipitação fazem da água o fator mais importante para a obtenção de elevadas produtividades agrícolas. Conhecer o comportamento e o destino da água e do soluto no solo é de fundamental importância principalmente nas questões relacionadas com o impacto ambiental. Modelos de simulação matemática, importantes ferramentas nos estudos relacionados ao transporte de água e nutrientes no sistema solo-planta-atmosfera, podem ser usados para otimizar o uso da água a fim de aumentar a produtividade das culturas. A formulação e solução de problemas de fluxo podem exigir o uso de métodos indiretos de análises, baseados em aproximações de técnicas numéricas. Por esta razão, torna-se necessário o desenvolvimento de rigorosas técnicas e métodos experimentais para o tratamento destes problemas (Hillel, 1998).

Numerosos estudos foram e estão sendo conduzidos para melhor compreender e prever o transporte de solutos nos solos. Este assunto é complexo, pois faz apelo a várias disciplinas tais como a física, a química ou ainda a biologia, pondo em foco mecanismos variados e acoplados em um meio complexo (meio poroso de múltiplas fases).

Desde a década de sessenta, com os trabalhos iniciais na área de transporte de solutos em solos (Nielsen & Biggar, 1961; Biggar & Nielsen, 1962a,b), o número de pesquisas nessa área tem crescido consideravelmente e com elas o número de situações experimentais sobre as quais a equação de convecção-dispersão (CD) é aplicada. No entanto, estudos em condições de campo são bastante escassos, sobretudo no que se refere à caracterização dos principais parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos e ao desenvolvimento de modelos computacionais apropriados às condições locais.

O objetivo deste trabalho consiste na caracterização hidrodinâmica e hidrodispersiva de um solo latossolo situado na microrregião do brejo paraibano, no município de Areia-PB, a nível de campo, por meio da infiltrometria a simples anel em uma área cultivada com feijão macassar (*Vigna Unguiculata*). Trata-se de um método direto simples, barato, eficiente do ponto de vista experimental e com uma caracterização mais próxima da realidade, já que é realizada no campo, onde as propriedades físico-hídricas do solo são preservadas.

A parte 1 engloba a revisão de literatura dos principais conceitos e variáveis relacionadas ao mecanismo de transferência de água e do transporte de solutos no solo, indo desde o processo de infiltração até os modelos utilizados na descrição dessas transferências.

A parte 2 apresenta as características da área em estudo, os materiais utilizados, a metodologia, as condições experimentais e a descrição do programa CXTFIT 2.0 empregado na determinação dos parâmetros hidrodispersivos.

A parte 3 apresenta os resultados obtidos experimentalmente e a discussão dos resultados.

A parte 4 expõe as conclusões resultantes do desenvolvimento deste trabalho.

A parte 5 apresenta as perspectivas para futuros trabalhos relacionados ao tema estudado.

# 1 REVISÃO DE LITERATURA

## 1.1 Introdução

O movimento da água e de soluto no meio poroso depende fundamentalmente das propriedades do solo que o constitui. Este capítulo tem por objetivo descrever algumas propriedades físicas do solo bem como abordar os processos físicos e modelos de transferência de água e de transporte de soluto no solo.

## 1.2 O Solo

### 1.2.1 Considerações iniciais

O termo solo refere-se aqui à camada externa e agricultável da superfície terrestre. Sua origem é a rocha que, por ação de processos físicos, químicos e biológicos de desintegração, decomposição e recombinação, transformou-se, no decorrer das eras geológicas, em material poroso de características peculiares (Reichardt, 1985).

Do ponto de vista físico, o solo pode ser definido como um sistema poroso constituído por partículas sólidas, líquidas e gasosas, e volumes de vazios, que podem ser ocupados pelo ar e pela água, sendo, portanto, um armazenador de nutrientes e água para as plantas (Klar, 1984).

Os solos possuem partículas resultantes da decomposição das rochas pelo efeito do intemperismo. Esses materiais, que são acumulados com o passar do tempo, apresentam diversos tamanhos, variando desde macro-agregados até partículas microscópicas em

estado coloidal – as argilas e o húmus. Evidentemente, a grande variedade das propriedades dos solos depende, em grande parte, da sua formação (Hillel,1998).

O meio poroso onde ocorrem os processos de transferência é considerado um sistema integrado pelas fases sólida, líquida e gasosa.

As fases líquida e gasosa são complementares, isto é, a máxima presença de uma implica na ausência da outra. Sempre a porção do espaço poroso não ocupado pela fase líquida será complementada pela fase gasosa. Portanto, a fase líquida pode estar presente nos poros do solo completa ou parcialmente. No primeiro caso, o solo é dito saturado e, no segundo, não saturado (Prevedello,1996).

A **fase sólida** do solo, também chamada de matriz sólida, é composta de matéria mineral e orgânica e constituída por partículas que variam no tamanho, composição química, forma e orientação, e sua estrutura determina a característica geométrica do espaço poroso onde o ar e a água são transmitidos e/ou retidos.

A **fase líquida** do solo, conhecida como solução do solo, constitui-se de uma solução de sais minerais e componentes orgânicos. Sua concentração varia de solo para solo e, certamente, com o conteúdo de água. A água no solo pode apresentar-se de duas formas:

- a) água móvel, que participa do escoamento;
- b) água imóvel, que não participa do escoamento. Essa água (imóvel) encontra-se presa nas partículas do solo pelas forças de adsorção molecular, nas bolhas de ar e nos poros bloqueados ou armadilhas capilares do solo.

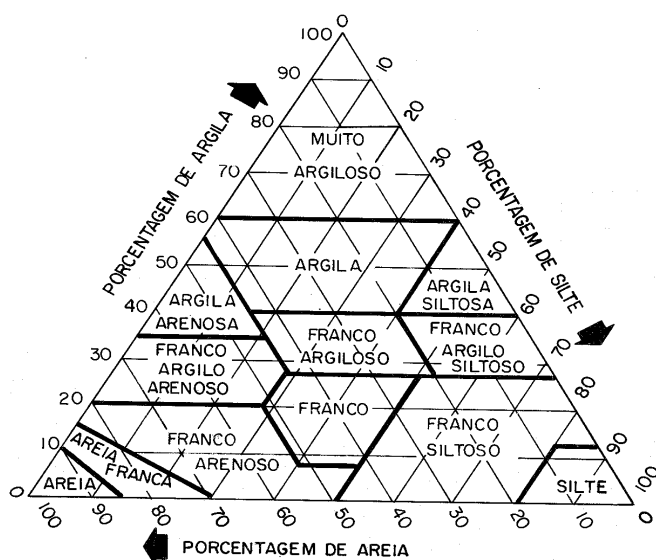
A **fase gasosa** do solo é constituída essencialmente de ar e vapor de água, ocupando uma fração dos poros na matriz sólida.

Os solos diferem muito em porosidade (medida do espaço poroso). O armazenamento, disponibilidade e transporte da solução e do ar no solo não só dependem da porosidade total, mas também e, principalmente, de como o espaço poroso total é distribuído por tamanho. Os poros do solo diferem em tamanho e forma. Os poros denominados macroporos possuem diâmetro maior que 0,3 mm, enquanto que os microporos detêm diâmetros menores que 0,05 mm. Os macroporos são mais importantes para a drenagem do excesso de água do solo após a ocorrência de fortes chuvas ou inundações; são os que afetam a aeração e a drenagem. Quando os macroporos são

drenados, os mesoporos (de tamanhos entre 0,05 e 0,3 mm) ganham importância na redistribuição da água. Embora esse movimento continue a se processar muito mais lentamente dentro dos microporos, parte dessa água remanescente é que garante a sobrevivência de muitas espécies vegetais (Prevedello, 1996).

A **textura do solo** (ou composição granulométrica) diz respeito à distribuição das partículas de acordo com o tamanho. As frações texturais básicas são a areia (tamanho entre 0,05 e 2 mm), silte (entre 0,002 e 0,05 mm) e argila (inferior a 0,002 mm).

Das diferentes proporções de areia, silte e argila derivam as diferentes classes texturais. A Figura 01 apresenta um diagrama triangular que representa a classe textural dos diversos tipos de solos proposto pela USDA (Departamento de Agricultura dos Estados Unidos) e adotado com adaptações pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – SBCS. Vale salientar que existem vários tipos de triângulo de classificação dos solos.



**Figura 01 - Diagrama para determinação da classe textural do solo proposto pelo USDA e adaptado pela Sociedade Brasileira de Ciências do Solo.**

A **estrutura** de um solo caracteriza a forma de arranjo, orientação e organização de suas partículas. A estrutura define também a geometria dos espaços porosos.

Um solo bem agregado (ou estruturado) apresenta uma boa quantidade de poros de tamanho relativamente grande. Dizemos que possui alta macroporosidade, qualidade que afeta a penetração das raízes, circulação de ar (aeração), seu manejo do ponto de vista agrícola (operação e cultivo) e a infiltração da água (Reichardt, 1985).

Solos de texturas iguais podem possuir estruturas diferentes, apresentando maiores ou menores dificuldades à penetração ou circulação da água, do ar e das raízes das plantas. A estrutura dos solos, ao contrário do que ocorre com a textura, é difícil de quantificar e também de catalogar. Contudo, ela exerce uma influência significativa sobre a porosidade e a permeabilidade do solo.

### 1.2.2 Escalas

O movimento de água e de soluto dentro do meio poroso depende fundamentalmente das propriedades físicas do solo que o compõem, devendo sempre ser levada em consideração a problemática da escala considerada.

Nos estudos dos fenômenos de transferências de água e de transporte de soluto, pode-se distinguir três escalas (Vauclin, 1994):

- Escala microscópica
- Escala macroscópica
- Escala mesoscópica

A **escala microscópica**, ou escala de poro, pode, devido à complexidade do meio, apresentar uma grande variabilidade espacial quando os processos de fluxo e transporte são nela considerados. Essas dificuldades são abstraídas quando o meio é suposto contínuo, levando a consideração de uma escala macroscópica.

A **escala macroscópica**, ou escala local, corresponde à escala representada pelo menor volume no qual a lei de Darcy, destacada mais adiante, é aplicável. Comumente é considerada como escala de Darcy.

Em um meio poroso, o movimento da água acontece em um arranjo muito complicado de poros interconectados. Logo, quando se estuda o escoamento nos solos, sugere-se considerar o meio como contínuo, abstraindo os microporos e estabelecendo a

noção de escoamento médio. O conceito de Volume Elementar Representativo (VER) é introduzido na medida em que há a conversão da escala microscópica, que utiliza a escala de um ponto, para macroscópica, onde se considera o meio poroso como um meio contínuo (Bear, 1972). O VER é, portanto, característico da escala macroscópica, onde o fenômeno possui uma representação contínua (Rouger, 1988).

A **escala mesoscópica** é a escala na qual as propriedades do solo são heterogêneas com respeito à escala macroscópica, porém são homogêneas com respeito ao tipo de cobertura vegetal, irrigação, distribuição de precipitação, etc.

### 1.2.3 Definição das variáveis

Na escala macroscópica, as características físicas do solo são descritas com a ajuda de variáveis calculadas a partir das relações de massa e volume de cada fase. Estas fases (sólida, líquida e gasosa) definem alguns parâmetros básicos que são normalmente estabelecidos na sua caracterização e composição física. Com esses elementos básicos são definidas as relações massa-volume e as variáveis indispensáveis ao estudo do solo sob o ponto de vista físico e de movimento de água e solutos no interior do mesmo.

A Figura 02 apresenta um diagrama esquemático no qual as três fases de uma amostra de solo foram separadas para uma melhor visualização das relações de massa e de volume.

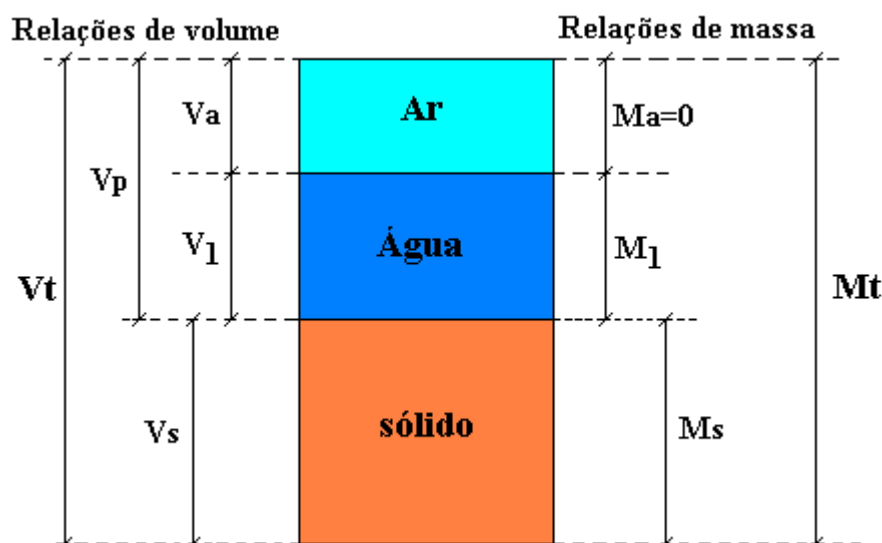


Figura 02 – Diagrama esquemático considerando o solo como um sistema trifásico.

Os termos  $V_a$ ,  $V_l$  e  $V_s$  representam os volumes de ar, de líquido e de partículas sólidas respectivamente,  $V_p$  é o volume de poros ( $V_a + V_l$ ) e  $V_t$  é o volume total ( $V_p + V_s$ ). As massas de ar (praticamente igual a zero), de líquido e de partículas sólidas são representadas por  $M_a$ ,  $M_l$  e  $M_s$ , respectivamente.

### 1.2.3.1 Do solo

- **Massa específica da partícula ( $\rho_p$ )**

A massa específica da partícula pode ser definida como:

$$\rho_p = \frac{M_s}{V_s} \quad (01)$$

O valor de  $\rho_p$  para um solo mineral varia de 2,60 a 2,75  $\text{g.cm}^{-3}$ , sendo freqüentemente adotado o valor médio de 2,65  $\text{g.cm}^{-3}$ .

- **Massa específica global ( $\rho_d$ )**

Também chamada de massa específica aparente do solo. É dada por:

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \quad (02)$$

- **Porosidade ( $\varepsilon$ )**

É a relação entre o volume de poros ( $V_p$ ), também denominado de “Espaço Poroso”, e o volume total da amostra.

$$\varepsilon = \frac{V_p}{V_t} \quad (03)$$



As características do espaço poroso estão intimamente ligadas com os processos físico-mecânicos e biológicos que ocorrem no solo (Klar, 1984).

### 1.2.3.2 Da água no solo

- **Umidade do solo**

A determinação quantitativa da fração líquida do solo, ou simplesmente do seu teor de água, pode ser feita de várias formas, dependendo da finalidade da medida. Destacaremos duas formas:

- **Umidade à base de massa (w)**

$$w = \frac{M_1}{M_s} \quad (04)$$

é adimensional ( $\text{g.g}^{-1}$ ), mas suas unidades devem ser mantidas para não confundir com a umidade volumétrica, que também é adimensional, porém numericamente diferente.

- **Umidade volumétrica ( $\theta$ )**

$$\theta = \frac{V_1}{V_t} \quad (05)$$

é expressa em  $[\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}]$ . Sua medida é de difícil obtenção, pois envolve a medida de volumes e a amostra não pode ser deformada. Normalmente, utiliza-se o seguinte:

$$\theta = \frac{M_1 / \rho_1}{M_s / \rho_d} = \frac{M_1}{\rho_1} \cdot \frac{\rho_d}{M_s} \Leftrightarrow \theta = w \cdot \rho_d \quad (06)$$

sendo a massa específica da água  $\rho_1 \cong 1,0 \text{ g.cm}^{-3}$ .

De Smedt & Wierenga (1984) estabeleceram que a água no meio poroso pode ser repartida em: água imóvel ( $\theta_{im}$ ), presente no interior das bolhas de ar ou nos agregados do solo presa pelos efeitos da adsorção molecular, capilaridade, forças de Van de Walls e ligações químicas; e água móvel ( $\theta_m$ ) que participa efetivamente do escoamento. Assim, a umidade do solo ( $\theta$ ) pode ser escrita na forma:

$$\theta = \theta_{im} + \theta_m \quad (07)$$

### 1.2.3.3 Do soluto no solo

- **Concentração Residente ( $C_r$ )**

É definida como a relação da massa de soluto ( $M_{sol}$ ) por unidade de volume de solo ( $V_t$ ). Experimentalmente, a concentração residente  $C_r$  pode ser estimada a partir de amostras de solos de volumes conhecidos, possibilitando a determinação de perfis de concentração.

$$C_r = \frac{M_{sol}}{V_t} \quad (08)$$

- **Concentração de fluxo ( $C_f$ )**

É definida como a quantidade de massa de soluto que atravessa uma dada seção transversal num dado tempo, dividida pela quantidade de água que atravessa a mesma seção transversal durante o mesmo tempo (Kreft & Zuber, 1978). Experimentalmente, é obtida no efluente de uma coluna de solo ou lisímetro. É dada por:

$$C_f = \frac{J_s}{q} \quad (09)$$

onde,  $J_s$  é a densidade de fluxo de soluto e  $q$  é a densidade de fluxo de água.

- **Concentração de solutos na fase líquida móvel ( $C_m$ )**

Determina a quantidade de soluto  $n_m$  (número de mols) localizada em um volume de água móvel  $V_{am}$  contido no solo, sendo dada por:

$$C_m = \frac{n_m}{V_{am}} \quad (10)$$

- **Concentração de solutos na fase líquida imóvel ( $C_{im}$ )**

Determina a quantidade de soluto  $n_{im}$  localizada no volume de água imóvel  $V_{aim}$ , sendo dada por:

$$C_{im} = \frac{n_{im}}{V_{aim}} \quad (11)$$

- **Concentração total de solutos ( $C$ )**

Determina a quantidade total de determinado soluto  $n$  localizado no volume total de água  $V_1$  contido no solo:

$$C = \frac{n}{V_1} \quad (12)$$

No caso da água do solo ser particionada em duas regiões de água móvel e imóvel, a concentração será a soma de duas componentes: a da fase móvel e a da fase imóvel. Pela conservação da massa, pode-se definir que:

$$\theta \cdot C = \theta_m \cdot C_m + \theta_{im} \cdot C_{im} \quad (13)$$

### 1.3 Movimento e equações de transferência de água e do transporte de solutos

#### 1.3.1 Equação de transferência de água

Darcy (1856) foi o primeiro a estabelecer uma equação que possibilitasse a quantificação do movimento de água em materiais porosos saturados. Ele verificou que a densidade de fluxo de água é proporcional ao gradiente de potencial hidráulico (H) dentro do solo (Reichardt, 1985). Entretanto, a maior parte dos processos de dinâmica da água no solo ocorre em situações de não-saturação. A equação de Darcy foi, então, modificada por Buckingham (1907) com o objetivo de descrever o fluxo da água nos meios porosos não saturados, a partir da introdução dos conceitos de condutividade hidráulica não saturada e de potencial matricial ( $\psi_m$ ). A equação passou a ser conhecida como de Darcy-Buckingham, descrita como:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (14)$$

onde,  $K(\theta)$  é a condutividade hidráulica do solo e expressa a facilidade com que a água escoar dentro do solo; H é o potencial total da água no solo ou potencial hidráulico, já citado anteriormente; z é a coordenada vertical de posição e q é a densidade de fluxo de água na direção considerada, dada por:

$$q = \frac{Q}{A} \quad (15)$$

onde, Q é a vazão do escoamento e A representa a área da secção transversal ao escoamento.

A densidade de fluxo, apesar de apresentar a dimensão de velocidade, não representa a velocidade da água na solução do solo. Para determinar a velocidade média com que a água se desloca nos poros (V), deve-se dividir a densidade de fluxo pelo teor de umidade no solo.

$$v = \frac{q}{\theta} \quad (16)$$

- **Condutividade hidráulica  $K(\theta)$**

A condutividade hidráulica, que expressa a facilidade com que a água é transportada no meio poroso, depende tanto das propriedades do solo como das propriedades da água. Como propriedades importantes da matriz porosa que afetam a condutividade hidráulica, podem ser citadas: a forma das partículas, a distribuição do tamanho das partículas do solo, a superfície específica, a tortuosidade e a porosidade do solo, propriedades estas que refletem a porosidade do meio. Já a massa específica e a viscosidade são as propriedades da água que afetam com maior importância a condutividade hidráulica.

Experimentalmente, verificou-se para um material poroso rígido que:

$$K = \frac{k \rho_1 g}{\eta} \quad (17)$$

onde:  $k$  – é a permeabilidade intrínseca, a qual depende do arranjo geométrico das partículas e da umidade, que determinam a secção transversal útil para o fluxo.

$\rho_1$  – densidade do fluido (água).

$g$  – aceleração da gravidade.

$\eta$  - viscosidade dinâmica do fluido.

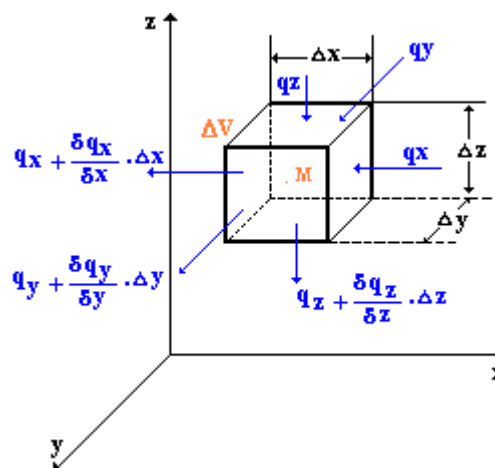
Pode-se dizer que a condutividade hidráulica de uma amostra de solo é uma função de  $\theta$ , ou  $K=K(\theta)$  (Reichardt, 1996).

Para um dado solo,  $K$  é tanto maior quanto maior sua umidade  $\theta$ . O valor máximo de  $K$  é quando o solo se encontra saturado ( $\theta = \theta_s$ ), e é denominada condutividade hidráulica saturada  $K_s$  (Reichardt, 1990).

### 1.3.2 Equação da continuidade

Apenas o conhecimento da densidade de fluxo  $q$ , pela aplicação da equação de Darcy, não é o bastante para o estudo da dinâmica da água no solo. É importante que se saiba, em um dado ponto  $M$ , dentro do perfil do solo, como a umidade varia em função do tempo, ou seja, determinarmos uma equação do tipo  $\theta = \theta(x, t)$ , que nos possibilite determinar a umidade do solo em qualquer posição  $x$  e em qualquer instante  $t$ . A equação da continuidade expressa o princípio da conservação da massa de água contida em um volume elementar representativo (VER) de solo.

Seja um elemento de volume  $\Delta V$  de solo em torno de um ponto  $M$ , situado em um perfil do solo. O fluxo  $q$  que entra nesse elemento de volume (Figura 03) pode ser decomposto nas três direções ortogonais  $x$ ,  $y$  e  $z$ , resultando  $q_x$ ,  $q_y$  e  $q_z$ .



**Figura 03 - Elemento de volume no solo para representar a conservação da massa.**

Dessa forma, a equação da continuidade pode ser expressa como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left[ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right] \quad (18)$$

Considerando o meio incompressível, isotrópico e o fluxo apenas na direção vertical, a equação (18) pode ser escrita da seguinte forma:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = - \left[ \frac{\partial q_z}{\partial z} \right] \quad (19)$$

onde  $\partial\theta/\partial t$  é a variação, com o tempo, do conteúdo de água e  $\partial q/\partial z$  é a variação do fluxo com a profundidade.

### 1.3.3 Equação de Richards

Richards (1931) combinou a equação de Darcy-Buckingham com a equação da continuidade a fim de descrever o movimento da transferência de água em solos não saturados, ficando esta equação conhecida como equação de Richards, sendo escrita como:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta) \cdot \left( \frac{\partial H}{\partial z} \right) \right] \quad (20)$$

onde  $\partial H/\partial z$  é o gradiente de potencial total da água no solo.

## 1.4 Infiltração da água no solo

Denomina-se de *infiltração* o processo pelo qual a água penetra na superfície do solo. De uma forma geral, este processo inicia-se com velocidade relativamente alta, diminuindo gradativamente até se estabilizar com o tempo.

Já a *taxa de infiltração* também chamada *velocidade de infiltração* representa o volume de água que entra através da superfície do solo por unidade de área e de tempo. Ela depende da taxa de fornecimento de água na superfície e das características físico-hídricas do solo, tais como: umidade, potencial matricial, textura, estrutura e uniformidade do perfil.

Pode-se citar também o termo *infiltrabilidade* definido por Hillel (1971) como sendo o fluxo resultante quando existe disponibilidade de água sobre a superfície do solo. Assim, a *taxa de infiltração* é, no máximo, igual a *infiltrabilidade* quando a água for

fornecida ao solo numa pressão superior a da atmosfera. De outra forma, se a água for fornecida por pressões menores que a atmosférica (pressões controladas), a taxa de infiltração será menor do que a *infiltrabilidade*. O volume total de água infiltrada no tempo é denominado *infiltração acumulada*.

Para um solo inicialmente não saturado, a infiltração ocorre sob a influência combinada dos gradientes de potencial matricial e gravitacional. Quando a água entra no solo, o gradiente de potencial total irá dividir-se numa distância sempre crescente até que o gradiente de potencial matricial torne-se desprezível e o gradiente de potencial gravitacional seja o único, efetivamente, a mover a água. O fluxo tende, então, a aproximar-se de um valor limite que é igual a condutividade hidráulica saturada.

Várias equações foram propostas para expressar a taxa de infiltração da água no solo. A equação de Philip, obtida a partir de uma série infinita e válida para infiltração monodimensional vertical e tempos suficientemente curtos, é dada por:

$$I(t) = S\sqrt{t} + At \quad (21)$$

onde  $A$  está relacionado com a contribuição da gravidade para o movimento da água, enquanto que  $S$  é um parâmetro chamado Sorvidade, que indica a capacidade que um solo homogêneo tem para absorver água em relação à sua umidade inicial. Segundo Philip (1957), a sorvidade é um dos parâmetros mais importantes que governam os momentos iniciais da infiltração da água no solo, variando de acordo com a estrutura do solo e com o teor de umidade inicial.

A infiltração axial e simétrica na superfície do solo tem sido descrita em várias pesquisas. Turner & Parlange (1974) calcularam uma expressão de aproximação analítica para o fluxo lateral na periferia de um processo de infiltração unidimensional. Baseados nestes estudos, Smettem et al. (1994) mostraram que o termo adicional considerando os efeitos laterais devido à geometria de fluxo axial e simétrica é linear com o tempo, sendo definido por:

$$I_{3D} - I_{1D} = \frac{\gamma S^2}{r(\theta_{fm} - \theta_{ini})} t \quad (22)$$



onde os termos subscritos 3D e 1D referem-se aos processos axiais e simétricos tridimensionais e monodimensionais; o  $\gamma$  é uma constante teoricamente igual à raiz quadrada de 0,3, quando os efeitos da gravidade são desprezíveis. Através da comparação com resultados experimentais, Smettem et al. (1994) atribuíram que um valor apropriado para  $\gamma$  seria 0,75.  $r$  é o raio do disco ou anel utilizado no ensaio de infiltração.

Com base na equação (22), Haverkamp et al. (1994) estabeleceram uma equação de infiltração tridimensional válida para **tempos curtos** e médios:

$$I_{3D} = S\sqrt{t} + \left[ \underset{(1)}{K_{ini}} + \underset{(2)}{\frac{2-\beta}{3}(K - K_{ini})} + \underset{(3)}{\frac{\gamma S^2}{r(\theta_{fin} - \theta_{ini})}} \right] \cdot t \quad (23)$$

onde  $\beta$  é uma constante que pode variar de 0 a 1 e tomada como sendo igual a 0,6 (valor médio obtido do banco de dados Grizzly, entre 661 solos (Haverkamp et al., 1998),  $K$  é a condutividade hidráulica do solo,  $K_{ini}$  é a condutividade hidráulica inicial do solo,  $\theta$  é a umidade volumétrica.

Os termos da equação (23) definem:

- (1) Contribuição da capilaridade vertical no processo de infiltração;
- (2) Contribuição da gravidade;
- (3) Contribuição da capilaridade lateral.

Vandervaere et al. (2000) mostraram que um regime transitório de infiltração axial e simétrica é adequadamente descrito pela equação (23), simplificada para:

$$I = C_1\sqrt{t} + C_2t \quad (24)$$

onde  $I$  é a infiltração acumulada e  $t$  é o tempo decorrido.

As expressões para os coeficientes  $C_1$  e  $C_2$  são definidas por:

$$C_1 = S \quad (25)$$

$$C_2 = \frac{2-\beta}{3} K + \frac{\gamma S^2}{r(\theta_{fin} - \theta_{ini})} \quad (26)$$

As equações 24, 25 e 26 foram obtidas segundo as seguintes suposições:

- i. O solo é homogêneo e isotrópico;
- ii. A umidade volumétrica inicial  $\theta_{ini}$  ou a pressão inicial na superfície  $h_{ini}$  são uniformes;
- iii. A pressão inicial na superfície  $h_{ini}$  é suficientemente pequena para que a condição  $K(h_{ini}) \ll K(h_{fin})$  seja cumprida.

No caso de uma infiltração monodimensional, a equação (26) é definida como:

$$C_2 = \frac{2-\beta}{3} K \quad (27)$$

Para o caso de **tempos longos** de infiltração, Haverkamp et al. (1994) propuseram uma relação linear da infiltração tridimensional com o tempo t:

$$I_{3D} = \left( K + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \right) \cdot t + \frac{S^2}{2(K - K_{ini})(1-\beta)} \cdot \ln\left(\frac{1}{\beta}\right) \quad (28)$$

Vale destacar que as equações de infiltrações apresentadas são válidas para uma fonte circular.

### - Tempos e comprimentos característicos do escoamento de água

A partir dos parâmetros hidrodinâmicos K e S, é possível inferir outras grandezas características do escoamento da água no solo. São os tempos e os comprimentos definidos para explicar os mecanismos de **capilaridade**, **gravidade** e **geometria da fonte** de água durante a infiltração (White & Sully, 1987).

Esses mecanismos são caracterizados pelas escalas de **tempo** – gravitacional ( $t_{\text{grav}}$ ) e geométrico ( $t_{\text{geom}}$ ) – e de **comprimento** – comprimento capilar ( $\lambda_c$ ) e raio característico de poros ( $\lambda_m$ ).

O **comprimento capilar**  $\lambda_c$  representa a magnitude relativa das forças capilar e gravitacional que prevalece durante o processo de infiltração (Angulo-Jaramillo et al., 2000).

White & Sully (1987) exprimiram o comprimento capilar em função da sorvidade e da condutividade hidráulica segundo a relação:

$$\lambda_c = \frac{b \cdot S^2}{\Delta\theta \cdot K} \quad (29)$$

onde  $b$  é um parâmetro que varia entre 0,5 e  $\pi/4$ ,  $S$  representa a sorvidade,  $\Delta\theta$  representa a variação de umidade volumétrica e  $K$  representa a condutividade hidráulica correspondente ao potencial da água,  $h_0$ .

A teoria da capilaridade permite definir a partir de  $\lambda_c$  o **tamanho médio dos poros hidraulicamente funcionais à pressão  $h_0$** ,  $\lambda_m(h_0)$ , segundo a relação:

$$\lambda_m(h_0) = \frac{\sigma}{\rho_1 g \lambda_c} \quad (30)$$

onde  $\sigma$  é a constante de tensão superficial,  $\rho_1$  é a massa específica da água e  $g$  a aceleração da gravidade. Esta é uma grandeza macroscópica que representa efetivamente uma dimensão média de poros.

Após um certo tempo de infiltração, a geometria do sistema torna-se dominante sobre o caráter inicial monodimensional do escoamento capilar. Para representar esse fenômeno, introduz-se o conceito de **tempo geométrico modificado** ( $t_{\text{geomod}}$ ), onde, diferentemente do tempo geométrico definido por Philip (1969), leva em consideração o efeito da gravidade traduzido pelo parâmetro  $\gamma$  (ver a equação 22). Esse tempo é definido da seguinte forma:

$$t_{\text{geomod}} = \left( \frac{r\Delta\theta}{\gamma S} \right)^2 \quad (31)$$

O **tempo gravitacional** ( $t_{\text{grav}}$ ) representa a ordem de grandeza a partir do qual o volume infiltrado pela gravidade torna-se tão importante quanto o volume infiltrado pela capilaridade para um escoamento monodimensional. Talsma (1969) observou que a influência da gravidade pode ser considerada desprezível para  $t \leq 0,02 t_{\text{grav}}$  (Borges et al., 1999).

$$t_{\text{grav}} = \left( \frac{S}{K} \right)^2 \quad (32)$$

Segundo Philip (1969), esse tempo tem sido freqüentemente utilizado para definir o tempo necessário para se aproximar de um regime de escoamento permanente na infiltração axissimétrica tridimensional. Porém, na infiltração axissimétrica tridimensional, dois fenômenos participam para o estabelecimento do regime permanente:

- A gravidade, caracterizada por K;
- Os efeitos da capilaridade lateral, caracterizados pelo termo  $\gamma S^2/r\Delta\theta$ .

Por esta razão, Vandervaere (1995) propôs um outro tempo característico para definir o tempo de aparição do regime pseudopermanente. Ele definiu como tempo de estabilização ( $t_{\text{stab}}$ ), expressado por:

$$t_{\text{stab}} = \left( \frac{S}{K + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta}} \right)^2 \quad (33)$$

Quando o regime de escoamento permanente é estabelecido, o tempo capilar  $t_{\text{cap}}$  define a relação entre as forças capilar e gravitacional. É dado por:

$$t_{\text{cap}} = \frac{\Delta\theta \cdot \lambda_c}{K} \quad (34)$$

Através da comparação entre os tempos característicos definidos aqui, é possível determinar o tempo que irá contribuir de maneira predominante no volume infiltrado durante o escoamento multidimensional, entre os efeitos da **capilaridade vertical**, da **gravidade**, da **capilaridade lateral associada à geometria** (White & Sully, 1987). De fato, se  $t_{\text{geomod}} < t_{\text{cap}}$ , (Tabela 01) então a geometria domina a capilaridade vertical antes que a gravidade apareça. No caso onde  $t_{\text{geomod}} > t_{\text{cap}}$ , a gravidade intervém no escoamento antes que os efeitos da geometria sejam visíveis (Roulier, 1999).

**Tabela 01 - Efeito dominante no escoamento segundo o tempo de infiltração**

$t_{\text{geomod}} < t_{\text{cap}}$			
	$t = 0$	$t = t_{\text{geomod}}$	$t = t_{\text{cap}}$
Fenômeno predominante	Capilaridade vertical	Capilaridade lateral	Gravidade
$t_{\text{geomod}} > t_{\text{cap}}$			
	$t = 0$	$t = t_{\text{cap}}$	$t = t_{\text{geomod}}$
Fenômeno predominante	Capilaridade vertical	Gravidade	Capilaridade lateral

#### 1.4.1 Estimação dos parâmetros hidrodinâmicos

As propriedades hidráulicas dos perfis de solo saturados e não-saturados são necessárias para a análise quantitativa do movimento de água.

São vários os métodos de determinação dos parâmetros hidrodinâmicos em laboratório (carga controlada, fluxo controlado, infiltração de uma coluna vertical, entre outros) e no campo (infiltração por aspersão, drenagem interna, infiltração através de uma camada de impedimento, infiltrômetros a disco, entre outros).

Instrumentos e técnicas para medidas no campo das propriedades hidráulicas do solo não-saturado têm sido desenvolvidas já há algum tempo (Dixon, 1975; Hillel & Gardner, 1970; Bouma & Denning, 1974).

Oliveira & Pinto (1997) determinaram a condutividade hidráulica em função da umidade pelo método do perfil instantâneo, proposto por Hillel (1980), utilizando um Latossolo Vermelho-Amarelo em colunas de solo e concluíram que a metodologia empregada no laboratório apresentou algumas vantagens operacionais em relação às realizadas no campo. Contudo, o tempo empregado para a realização do experimento é uma das grandes desvantagens desse método.

São inúmeros os trabalhos que se dedicaram à obtenção dos parâmetros hidrodinâmicos no campo: Clothier & White (1981); Perroux & White (1988); Shamsai & Sitar (1991); Tseng & Jury (1993). Paige & Hillel (1993) compararam três métodos de obtenção das propriedades hidráulicas do solo: o método do perfil instantâneo, o permeâmetro de Guelph e a determinação em laboratório usando amostras de solos indeformadas. Foram obtidos resultados de condutividade hidráulica no campo com o permeâmetro de Guelph numa ordem de grandeza até três vezes menor do que o obtido com as amostras indeformadas e com o método do perfil instantâneo.

Um dos dispositivos bastante utilizados para a obtenção dos parâmetros hidrodinâmicos é o permeâmetro a disco (Clothier et al., 1995; Jarvis & Messing, 1995; Jaynes et al., 1995; Wang et al., 1998; Angulo-Jaramillo et al., 1996, 1997, 2000; Borges & Libardi, 2000, 2002; Roulier et al., 2002). Técnicas baseadas nesses permeâmetros são de grande interesse, pois permitem determinar simultaneamente S e K no campo, de forma simples e rápida, minimizando as perturbações no solo. Inicialmente, os permeâmetros a disco foram usados para medir as taxas de infiltração mantendo-se o potencial positivo e constante na superfície do solo (Talsma, 1969). Posteriormente, foram desenvolvidos dispositivos que permitiram manter esse potencial constante e negativo (Dirksen, 1975; Clothier & White, 1981), possibilitando a determinação das propriedades físico-hídricas de solos fissurados. Perroux & White (1988) aperfeiçoaram esse dispositivo, a fim de se obter um maior controle do potencial negativo mantido na base do disco.

Smettem & Clothier (1989) desenvolveram um método que utiliza as medidas com múltiplos permeâmetros a disco para obter a sorvidade e a condutividade hidráulica não-

saturada. Thony et al. (1991) utilizaram no campo o permeâmetro a disco em dois solos de diferentes características a fim de avaliar, pelos tempos característicos, os mecanismos preponderantes no processo de infiltração, chegando a conclusão sobre a versatilidade do uso do permeâmetro a disco, além de obterem informações para modelagem numérica. Hussien & Warrick (1993) fizeram uma comparação entre quatro métodos diferentes para calcular os valores de condutividade hidráulica  $K_s$ , a partir de dados obtidos com infiltrômetros de tensão a discos de diferentes raios. Cook & Broeren (1994) compararam seis diferentes métodos de determinação de  $S$  e  $K$  utilizando o infiltrômetro a disco a fim de deduzir qual o método mais rápido para a obtenção das propriedades hidráulicas. Borges (1995) realizou um trabalho com permeâmetro a disco no campo para a obtenção de  $S$  e  $K$  a partir de dois métodos. O primeiro baseia-se nos dados da infiltração acumulada obtidos por um único permeâmetro para determinação da sorvidade e da condutividade hidráulica não-saturada. O segundo considera os fluxos estacionários obtidos a partir de dois permeâmetros de diferentes raios. Os resultados obtidos no segundo método foram mais consistentes.

#### **1.4.2 Efeito dos macroporos na infiltração**

O processo de infiltração pode ser afetado pela presença de macroporos no solo, podendo contribuir para o aumento da taxa de infiltração. Em alguns estudos foi possível relatar aumentos de dois a dez vezes da taxa de infiltração devido a buracos de minhoca, chamados macroporos de fauna. Childs et al. (1957), num estudo realizado na Inglaterra, concluíram que os macroporos de fauna levaram um solo argiloso a se comportar hidraulicamente como argila grossa.. Kladvko et al. (1986) realizaram um estudo, em casa de vegetação, no qual os buracos de minhocas aumentaram em quinze vezes o estado estacionário da taxa de infiltração.

Alguns trabalhos têm se dedicado a destacar a importância dos macroporos no processo de infiltração. Kissel et al. (1973), Anderson & Bouma (1977a, b), Kanchanasut et al.(1978) e McMahon & Thomas (1979) realizaram trabalhos, em laboratório, com colunas de solo indeformadas e constataram claramente a importância dos macroporos

através da análise em curvas de eluição. Wild & Babiker (1976) realizaram um trabalho em um solo agricultável na Inglaterra, com nitrato e cloreto e constataram que os íons eram transportados mais profundamente e rapidamente ao longo dos macroporos. Já outras pesquisas utilizaram substâncias químicas coloridas (tinturas, corantes ou contrastes) ou sais a fim de marcar ou sinalizar a trajetória do movimento da água, através dos macroporos, durante a infiltração. Bouma & Wösten (1979), por exemplo, interpretaram secções finas de poros manchados para indicar a contribuição dos macroporos no fluxo, sob diferentes taxas de aplicação. Aubertin (1971) utilizou tintas fluorescentes para mostrar que canais construídos por raízes são trajetórias importantes para a infiltração da água. Similarmente, Reynolds (1966) mostrou que, perto de árvores, originavam-se fluxos de infiltração preferencial ao longo de canais de raízes vivas ou mortas. Buttle & Leigh (1997), trabalhando com um solo argilo-arenoso, estudaram a influência de macroporos artificiais no transporte de água e de soluto e concluíram que macroporos com diâmetros maiores servem, de uma forma mais eficiente, para a formação de fluxos preferenciais, além de aprovarem o uso de macroporos artificiais, sob condições controladas, como uma forma eficiente de verificar o papel dos macroporos no transporte de solutos através do solo. Cameira et al. (2003) avaliaram a influência da dinâmica dos macroporos no processo de irrigação em um solo argilo-siltoso e concluíram que os macroporos eram os principais responsáveis pela contribuição do fluxo total da água.

## **1.5 Transporte de solutos**

### **1.5.1 Traçadores**

Os traçadores são substâncias químicas ou radioativas comumente utilizadas na física do solo para estudar o movimento da água, tanto em campo como em laboratório.

Uma vez que não existe uma substância química perfeita como traçador, para que o traçador escolhido seja considerado eficiente, faz-se necessário que se cumpra algumas exigências:



- Deve ser conservativo, não podendo ser degradado química ou biologicamente em quantidades significativas no decorrer do experimento;
- Não pode ser adsorvido, caso contrário o traçador será retardado pelo solo em estudo;
- Deve ser estranho ao ambiente do solo, ou deve estar presente naturalmente em baixas concentrações.

Além dessas exigências para a escolha de um traçador, deve-se levar em consideração a facilidade de se quantificar esse traçador na matriz e na solução do solo e o impacto ambiental adverso, principalmente, quando o experimento for realizado no campo.

Os traçadores mais usados são: cloreto ( $\text{Cl}^-$ ), nitrato ( $\text{NO}_3^-$ ), brometo ( $\text{Br}^-$ ) e água triciada ( $^3\text{H}_2\text{O}$ ), apesar de outras substâncias também serem utilizadas. Para solos com baixa capacidade de troca de ânions, o cloro é um traçador muito utilizado, porém com a desvantagem de existirem em altas concentrações em solos naturais, nas águas destinadas a irrigação e nas soluções de solos, com uma concentração chegando a exceder  $100 \text{ mg.L}^{-1}$ . Porém, caso não seja constatado esse excesso de concentração, por análises prévias no solo, o cloreto pode ser considerado um excelente traçador, principalmente pela facilidade e praticidade de quantificá-lo no solo. Já o  $\text{NO}_3^-$  está sujeito a uma série de transformações químicas e biológicas. Entre os traçadores mais comuns, o  $\text{Br}^-$  também é indicado, pois não é adsorvido pela maior parte dos solos, não está sujeito a transformações químicas e biológicas e normalmente é encontrado em baixas concentrações nos solos.

### **1.5.2 Processos físicos do transporte de solutos**

A água presente no solo e que constitui a fase líquida nunca é quimicamente pura. A quantidade de sais dissolvidos varia consideravelmente e depende de uma série de fatores, incluindo: precipitação, natureza do solo e da rocha, temperatura da água, e atividade humana. A porcentagem de concentração de sais encontrada na solução do solo geralmente inicia com menos de 0,005% na água de chuva ou 0,10% na água de irrigação (geralmente obtida de reservatórios superficiais ou subterrâneos), chegando a atingir valores de 1% na água de drenagem de solos moderadamente salinos, ou até 3% em solos

severamente salinizados. Os íons mais freqüentemente encontrados são os cátions de sódio, cálcio, magnésio, amônio, e ferro na forma reduzida, ânions como cloro, bicarbonato, carbonato, sulfato, nitrato e fosfato, e traços de numerosos outros elementos (Prevedello, 1996).

Quando a água se movimenta no solo ela desloca os solutos por fluxo de massa, sendo que parte poderá ser adsorvida em outros locais, e outra parte poderá ser absorvida pelas plantas, ou mesmo ser precipitada quando sua concentração excede sua solubilidade, como acontece na superfície do solo durante a evaporação. Porém, os solutos não se movimentam apenas com a água no solo, eles também podem se dispersar dentro dela, em resposta a gradientes de concentração, interagindo entre si e com a matriz do solo numa seqüência cíclica contínua de processos físicos e químicos inter-relacionados. Alguns fatores influenciam essas interações como: temperatura, acidez, potencial de oxido-redução, composição e concentração da solução do solo. Vale salientar que determinados solutos podem sofrer transformações biológicas pela fauna e flora do solo. Assim, os processos de acumulação e transporte de sais no solo e através dele são dependentes da natureza e das propriedades de cada meio e soluto envolvido.

Três processos controlam ou dominam o deslocamento de solutos e/ou substâncias químicas no solo: a convecção ou advecção, a difusão molecular e a dispersão hidrodinâmica.

- **Convecção ou advecção:** neste processo, as partículas de soluto são conduzidas pelo escoamento da água. As características hidrodinâmicas do meio poroso controlam este fenômeno.
- **Difusão molecular:** este processo é, na maior parte dos casos, insignificante diante da convecção. Ele ocorre nas fases líquida e gasosa, devido à agitação térmica provocada pelas colisões das moléculas no fluido e ao gradiente de concentração, que promove o fenômeno da difusão sob o efeito do movimento Browniano, tendendo sempre a homogeneizar a concentração. O coeficiente de difusão do soluto na água é proporcional ao gradiente de concentração da solução (1.<sup>a</sup> lei de Fick).

- **Dispersão hidrodinâmica:** processo resultante da não uniformidade microscópica da velocidade da água nos poros condutores do solo. Este processo produz um efeito análogo à difusão molecular, diferindo, contudo, em seus mecanismos. As partículas de soluto se movimentam por convecção devido à difusão molecular e à dispersão mecânica. Com isso, a difusão molecular e a dispersão mecânica associam-se em um processo denominado de dispersão hidrodinâmica.

Alguns fatores, dependendo evidentemente do tipo de solo em questão, têm participação ativa nos mecanismos de transporte de soluto. São eles: umidade do solo; porosidade; propriedades físico-químicas dos constituintes do solo (principalmente as propriedades de adsorção); as interações biológicas; a presença de matéria orgânica e a prática de culturas.

O movimento e a presença de um soluto no solo é descrito pela sua concentração presente tanto em zonas móveis como em zonas estagnadas. Por isso, faz-se necessário a distinção entre concentração de solutos na fase líquida móvel e imóvel.

### **1.5.3 Conceitualização do transporte de solutos – Modelos CD e MIM**

Estudos realizados têm mostrado claramente que água e algumas substâncias químicas podem se mover através do solo ao longo de caminhos preferenciais (Ehlers, 1975; Quisenberry & Phillips, 1976; Kanwar et al., 1985; Rice et al., 1986; Wagenet, 1987). Este fluxo preferencial pode resultar em um movimento rápido de substâncias químicas para o lençol freático ou em um rápido movimento pela zona de raízes biologicamente ativa onde as taxas de degradação e transformação são mais lentas, fazendo a substância química persistir no solo por um longo tempo (Jaynes et al., 1995).

Segundo Reichenberger et al. (2002), sob condições de escoamento preferencial, água e soluto movem-se apenas através da porção do espaço poroso disponível (Flury, 1996) ou pelo menos notadamente mais rápido em certas partes do solo do que em outras.

O escoamento preferencial pode ocorrer em solos argilosos bem estruturados (Flury et al., 1994) como também em solos arenosos pobremente estruturados (Ghodrati & Jury, 1990).

Existe, portanto, um interesse substancial na utilização de modelos para conduzir a aplicação de água e, sobretudo, de substâncias químicas (solutos) em solos e culturas. O interesse sobre o destino de determinadas substâncias no meio ambiente vem ganhando força na medida em que se intensificam os estudos e esclarecimentos baseados em alguns aspectos tais como: otimização dos métodos de irrigação, a fim de se evitar o processo de salinização; controle de fertilizantes e agrotóxicos na agricultura, desastres ecológicos (derramamento de óleos e combustíveis no solo por exemplo), que acontecem em todo o mundo, exigindo um conhecimento rigoroso sobre o funcionamento dos mecanismos de transporte dessas substâncias que adentram e agridem o solo.

O transporte de solutos, mediante os processos definidos anteriormente, em um meio poroso, pode ser conceitualizado mediante os modelos **convecção-dispersão (CD)** e **convecção-dispersão a duas regiões de água móvel e imóvel (MIM)** (Coats & Smith, 1964).

### 1.5.3.1 Modelo convecção-dispersão (CD)

A equação da conservação da massa (equação da continuidade considerando apenas uma direção) em um volume elementar representativo (VER) sem a existência de fontes ou sumidouros, é dada por:

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = - \frac{\partial J_s}{\partial z} \quad (35)$$

onde  $\theta$  é a umidade volumétrica,  $C$  é a concentração do soluto expressa em massa do soluto por volume de solução,  $t$  é o tempo,  $J_s$  é o fluxo de massa convectivo-dispersivo e  $z$  é a profundidade. O sinal negativo do segundo membro da equação indica que o soluto se movimenta contra o gradiente de concentração.

O **fluxo de soluto**  $J_S$  é formado pelo **fluxo convectivo**  $J_C$ , e pelo **fluxo dispersivo e difusivo**  $J_D$  (Jury & Roth, 1990), dados por:

$$J_c = q.C \quad (36)$$

$$J_D = -D\theta \frac{\partial C}{\partial z} \quad (37)$$

Portanto, o fluxo de soluto é obtido pela soma do fluxo dispersivo e difusivo e do fluxo convectivo:

$$J_S = J_D + J_C \quad (38)$$

Combinando-se as equações (35), (36), (37) e (38), obtém-se a equação do balanço de massa para o soluto:

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left[ -\theta D \frac{\partial C}{\partial z} + qC \right] \quad (39)$$

(1)                      (2)      (3)

onde **D** é o **coeficiente de dispersão hidrodinâmica** do soluto no meio poroso, e **v** é a velocidade média da água nos poros.

Os termos da equação (39) representam mecanismos distintos, já que derivam das quatro equações anteriores:

- (1) taxas de acumulação e restituição do soluto no solo;
- (2) transporte de massa por dispersão;
- (4) transporte de massa por convecção.

A equação de convecção-dispersão (CD) para o transporte de soluto sujeito à adsorção e à produção de ordem zero em solos homogêneos é descrita como:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta C + \rho_d S') = \frac{\partial}{\partial z} \left( \theta D \frac{\partial C}{\partial z} - qC \right) \quad (40)$$

onde  $\rho_d$  é a massa específica do solo,  $S'$  é a concentração do soluto na fase adsorvida.

A adsorção do soluto pela fase sólida é descrita com uma isoterma linear dada por:

$$S' = K_d \cdot C \quad (41)$$

onde  $K_d$  é uma constante empírica de distribuição de solutos entre a fase líquida e a fase adsorvida.

Utilizando a equação (41) e assumindo um estado de fluxo estacionário em um solo homogêneo, a equação (40) pode ser reescrita na forma:

$$R \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v \frac{\partial C}{\partial z} \quad (42)$$

onde  $v (=q/\theta)$  é a velocidade média da água nos poros e  $R$  é o fator de retardo dado por:

$$R = 1 + \frac{\rho_d \cdot K_d}{\theta} \quad (43)$$

Essa equação de convecção-dispersão (CD), também chamada de “Modelo de Uma Região”, é o modelo clássico do transporte unidimensional de solutos em meios porosos homogêneos, sob condições isotérmicas e de fluxo estacionário. A CD é uma equação macroscópica, na qual a variação espacial da velocidade e a geometria variável de fluxo são normalizadas por um coeficiente de dispersão ( $D$ ) e uma velocidade média da água nos poros ( $v$ ) (Schlindwein, 1998).

Foi constatado por Fried & Combarous (1971) que para determinados valores de velocidades de escoamento, o coeficiente de dispersão hidrodinâmica aumenta praticamente de uma forma linear com a velocidade, sendo o fator de proporcionalidade denominado de dispersividade  $\lambda$ , o qual depende das características do meio poroso.

De uma forma geral, o efeito da difusão molecular e da dispersão hidrodinâmica ocorrem ao mesmo tempo no interior da fase móvel. Eles são representados respectivamente pelo coeficiente da difusão molecular na água pura ( $D_0$ ) do soluto em questão e pela dispersividade  $\lambda$ . A equação que representa  $D$  é dada por Bresler et al. (1982):

$$D = D_p + \lambda v \quad (44)$$

onde o valor de  $D_p$  pode ser estimado por (Bresler, 1973):

$$D_p(\theta) = D_0 a' \exp(b' \theta) \quad (45)$$

onde  $a'$  e  $b'$  são constantes empíricas e podem ser aproximadas para  $b' = 10$  e  $0,001 < a' < 0,005$ .

Caso a difusão molecular seja considerada desprezível diante da dispersão hidrodinâmica, o termo  $D_p$  será excluído da equação (44), ficando o valor de  $D$  variando linearmente com a velocidade média da água nos poros ( $v$ ). Assim, pode-se escrever:

$$D = \lambda v \quad (46)$$

onde a dispersividade ( $\lambda$ ) é o fator de proporcionalidade da equação e fisicamente representa o comprimento característico do transporte do soluto em um meio poroso.

### 1.5.3.2 Modelo convecção-dispersão a duas frações de água (MIM)

É um modelo mais complexo por incluir um fluxo preferencial de solutos em meios heterogêneos. Foi proposto inicialmente por Coats & Smith (1964) e subsequentemente aplicado por van Genuchten & Wierenga (1976), Gaudet et al. (1977) e por Schulin et al. (1987) para descrever o processo de transporte de solutos em monólitos de solo, representando o espaço poroso afetado pela circulação da solução como dividido em dois

sítios ou domínios, um conteúdo de água móvel  $\theta_m$  e outro conteúdo de água imóvel ( $\theta_{im} = \theta - \theta_m$ ), respectivamente (Comegna et al., 2001).

Segundo Kamra et al. (2001) e Beven & German (1982), fluxo preferencial é um termo genérico usado para descrever uma série de processos de fluxo em não equilíbrio físico ocorrendo sob uma variedade de circunstâncias. Em solos de textura fina, os macroporos operam como caminhos de fluxo com alta condutividade causando um rápido movimento de soluto através do solo induzindo a uma contaminação severa do lençol freático.

O fluxo preferencial de água e de soluto tem sido observado sob condições de campo (Everts et al., 1989), em colunas de solo indeformadas (White et al., 1986; Seyfried & Rao, 1987; Singh & Kanwar, 1991), em colunas de solo deformadas (montadas em laboratório) com agregados (Biggar & Nielsen, 1962a; Rao et al., 1980b; Nkedi-Kizza et al., 1982a,b, 1984), e em colunas deformadas com macroporos simulados ou artificiais (Bouma & Anderson, 1977; Parker, 1984; Phillips et al., 1989; Kluitenberg & Horton, 1989, 1990; Czapar et al., 1992). Estes estudos demonstram que o transporte relacionado ao não-equilíbrio físico é um importante processo para o movimento de soluto através do solo (Gaber et al., 1995).

O transporte em não-equilíbrio físico é causado por uma pequena difusão entre as regiões de água móvel e imóvel. Estas regiões são normalmente observadas em solos com agregados (van Genuchten & Wierenga, 1976; Nkedi-Kizza et al., 1983), sob condições de fluxo não-saturado (De Smedt & Wierenga, 1979, 1984; De Smedt et al., 1986; Bond & Wierenga, 1990), em sistemas estratificados ou aquíferos heterogêneos (Maraqa, 2001).

Alguns estudos em campo e em laboratório usando amostras de solo indeformadas encontraram a relação entre o conteúdo de água imóvel e o conteúdo total de água variando de 0% (Cassel, 1971), de 35 a 55% (Smettem, 1984; Gvirtzman & Magaritz, 1986) ou até mesmo 75% e um solo tropical fracamente estruturado (Seyfried & Rao, 1987) ou solo de deserto sem estrutura (Jaynes et al., 1988). Esta última fração de água imóvel significa que substâncias químicas podem se mover através do perfil do solo até duas vezes mais rápido do que apresentado por modelos que não incorporam o conceito de água imóvel (Jaynes et al., 1995). Vale destacar que a maior diferença entre o transporte de soluto em colunas de solo homogêneas e o transporte em condições naturais de campo é o imenso



crescimento da variabilidade espacial do volume transportado neste último caso (Roth et al., 1991).

Assim, levando-se em conta, no transporte de água e de soluto em um meio poroso, que uma parte da fase líquida é imóvel, introduz-se o modelo de convecção-dispersão a duas regiões de água, ou modelo MIM (Coats & Smith, 1964), combinando as equações (13) e (39):

$$\frac{\partial \theta_m C_m}{\partial t} + \frac{\partial \theta_{im} C_{im}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \theta_m D_m \frac{\partial C_m}{\partial z} + \theta_{im} D_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (\theta_m v_m C_m) \quad (47)$$

onde  $v_m$  é a velocidade média da água nos poros na fase móvel;  $D_m$  e  $D_{im}$  são os coeficientes de difusão-dispersão das fases móvel e imóvel, que, por sua vez, dependem do teor de umidade do solo, da velocidade de escoamento e da tortuosidade do meio poroso.

Este modelo é geralmente mais poderoso e versátil na modelagem experimental de dados obtidos em amostras de solos indeformadas. Brusseau & Rao (1990) também mostraram que o modelo MIM pode explicar melhor o fluxo de água e de soluto na estrutura do meio poroso (Comegna et al., 2001).

Na fase líquida móvel, o coeficiente de difusão-dispersão engloba ao mesmo tempo os efeitos da dispersão hidrodinâmica e da difusão molecular. Já na fase líquida imóvel, as velocidades convectivas são nulas, sendo levada em consideração unicamente a difusão molecular.

Na maior parte dos processos de transferência, a difusão molecular (preponderantemente na fase imóvel), é muito pequena diante da dispersão hidrodinâmica (Brusseau, 1993). Assim,  $D_{im}$  é considerado desprezível e a equação (47) fica simplificada para:

$$\frac{\partial \theta_m C_m}{\partial t} + \frac{\partial \theta_{im} C_{im}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \theta_m D_m \frac{\partial C_m}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (\theta_m v_m C_m) \quad (48)$$

Foi proposto por Coats & Smith (1964) e ratificado por Jaynes et al. (1995) uma relação que descreve a troca de massa de solutos entre as duas regiões de água móvel e imóvel, definida por uma cinética de primeira ordem:

$$\theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \alpha (C_m - C_{im}) \quad (49)$$

onde  $\alpha$  é o coeficiente de transferência de massa entre as duas frações de água. Fatores como a velocidade da água nos poros, a taxa de difusão, o comprimento da coluna (ou profundidade de solo trabalhada) e o fator de retardo afetam o coeficiente de transferência de massa. Isso é evidenciado em alguns trabalhos mostrando, de uma forma mais destacada, a dependência do coeficiente de transferência de massa com a velocidade da água nos poros (Coats & Smith, 1964; Gaudet et al., 1977; Rao et al, 1980a; Nkedi-Kizza et al. 1984; De Smedt & Wierenga, 1984; Selim et al., 1987; Seyfried & Rao, 1987; Miller & Weber, 1988). Além disso, foi mostrado em outros trabalhos que  $\alpha$  e  $v$  são diretamente proporcionais (van Genuchten et al., 1977; De Smedt et al., 1986; Kookana et al., 1993; Casey et al., 1997).

Contudo, levando-se em consideração a massa específica do solo e a fração de sítios de adsorção, as equações (48) e (49) podem ser reescritas na forma (van Genuchten & Wagenet, 1989):

$$(\theta_m + f \rho_d K_d) \frac{\partial C_m}{\partial t} = \theta_m D_m \frac{\partial^2 C_m}{\partial z^2} - q \frac{\partial C_m}{\partial z} - \alpha (C_m - C_{im}) \quad (50)$$

$$[\theta_{im} + (1-f) \rho_d K_d] \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \alpha (C_m - C_{im}) \quad (51)$$

onde  $f$  representa a fração de sítios de adsorção que se equilibram com a fase líquida móvel.

## 1.6 Grandezas dimensionais

São grandezas habitualmente utilizadas nos problemas de transporte e descritas a partir da densidade de fluxo de água  $\mathbf{q}$ , da dispersão hidrodinâmica  $\mathbf{D}$ , do comprimento característico ou profundidade de solo trabalhada  $\mathbf{L}$ , do coeficiente de transferência de massa  $\alpha$  e das umidades  $\theta$  e  $\theta_m$ :

- **Fração de água móvel ( $\Phi$ )**

É um fator que relaciona o teor de água móvel ( $\theta_m$ ) com o teor total de água ( $\theta$ ). É dado por:

$$\Phi = \frac{\theta_m}{\theta} \quad (52)$$

Quanto mais alto for o grau de saturação do solo, maior será a parcela de água que participará do escoamento. Logo, pode-se dizer que o teor total de água exerce maior influência sobre a fração de água móvel. Portanto, o fator  $\Phi$  tende a 1,0 quando a umidade se aproxima do valor da saturação (Gaudet et al., 1977).

Já outras variáveis, tais como a concentração do soluto aplicado, a velocidade da água nos poros, estrutura e textura do solo, também podem influenciar o valor de  $\Phi$  em menor escala (Nkedi-Kizza et al., 1983).

- **Número de Péclet ( $P$ )**

Utiliza-se este parâmetro adimensional para determinar qual mecanismo (convecção ou dispersão) domina o processo de transporte de solutos (Roth, 1996). Na escala macroscópica, este número é dado por:

$$P = \frac{v \cdot L}{D} \quad (53)$$

onde  $v$  é a velocidade da água nos poros,  $L$  é o comprimento característico da coluna de solo ou profundidade trabalhada,  $D$  é o coeficiente de dispersão hidrodinâmica.

Para valores de  $P > 10$ , o transporte é predominantemente convectivo e para valores de  $P < 10$ , predomina o transporte dispersivo (Novy Quadry, 1993).

- **Número de Damkohler ( $\omega$ )**

É um parâmetro que mostra a importância dos fenômenos de transferência de massa com relação à convecção numa distância  $L$  dentro do solo. É dado por:

$$\omega = \frac{\alpha \cdot L}{q} \quad (54)$$

- **Tempo adimensional (T)**

É um tempo que representa o comprimento médio do caminho percorrido pelo soluto no tempo  $t$  do transporte convectivo:

$$T = \frac{q \cdot t}{\theta \cdot L} \quad (55)$$

## 1.7 Tempos característicos do transporte de solutos

São tempos médios definidos a partir dos parâmetros de transporte de solutos ( $v$ ,  $D$  e  $\alpha$ ) que intervêm no transporte de soluto.

- **Tempo convectivo médio:**

Representa o tempo necessário para uma partícula de soluto percorrer uma distância  $L$  (profundidade do perfil do solo estudado) com uma velocidade  $v$ , sendo a convecção predominante na direção do deslocamento. É dado por:

$$t_{\text{conv}} = \frac{L}{v} \quad (56)$$

- **Tempo característico de transferência entre as regiões de água móvel e imóvel**

Caracteriza o tempo necessário para a concentração da fase imóvel entrar em equilíbrio com a fase móvel. Esse tempo depende da quantidade de água imóvel e do coeficiente de transferência  $\alpha$ .

$$t_{\alpha} = \frac{\theta_{\text{im}}}{\alpha} \quad (57)$$

## 1.8 Resolução das equações de transporte

### - Hipóteses

A fim de simplificar a caracterização dos parâmetros hidrodispersivos, faz-se necessário a exposição de algumas hipóteses com o objetivo de tornar possível a solução da equação de transporte no meio poroso. São elas:

- a) na escala macroscópica, a matriz sólida é indeformável, homogênea e isotrópica;
- b) o escoamento é isotérmico;
- c) o escoamento é unidirecional (vertical);
- d) a taxa de fluxo é constante;
- e) o soluto é miscível com a água;
- f) as variações de massa e da viscosidade da solução em função da concentração do soluto são desprezíveis;

g) não existem interações químicas entre a fase líquida e a fase sólida (soluto não-reativo), ou seja, a matriz sólida é inerte.

Vale destacar que essas hipóteses são restritivas à generalidade do problema.

Considerando essas hipóteses, a equação (48) simplifica-se para (Gaudet et al. 1977):

$$\theta_m \frac{\partial C_m}{\partial t} + \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \theta_m D \frac{\partial^2 C_m}{\partial z^2} - v_m \theta_m \frac{\partial C_m}{\partial z} \quad (58)$$

As concentrações residente e de fluxo totais são obtidas a partir da equação (13):

$$\theta C_r = \theta_m C_{rm} + \theta_{im} C_{rim} \quad (59)$$

$$\theta C_f = \theta_m C_{fm} + \theta_{im} C_{fim} \quad (60)$$

A relação entre a concentração de fluxo e a concentração residente é dada por Parker & van Genuchten (1984):

$$C_f = C_r - \frac{D}{v} \frac{\partial C_r}{\partial z} \quad (61)$$

Toride et al. (1993) consideraram a equação (61) aplicável ao modelo convecção-dispersão a duas regiões de água (MIM). Foi expresso  $C_{fm}$  e  $C_{fim}$  como as concentrações de fluxo na fase móvel e imóvel em função de  $C_{rm}$  e  $C_{rim}$ , as concentrações residentes correspondentes. A equação (61) fica expressa na forma:

$$C_{fm} = C_{rm} - \frac{D}{v_m} \frac{\partial C_{rm}}{\partial z} \quad (62a)$$

$$C_{fim} = C_{rim} - \frac{D}{v_m} \frac{\partial C_{rim}}{\partial z} \quad (62b)$$

As equações de transporte definidas anteriormente (equações 49 e 58) são escritas em termos de concentração residente, sendo as hipóteses matemáticas consideradas para a aquisição dos resultados dadas por:

$$\frac{\partial C_{rim}}{\partial z} \ll \frac{\partial C_{rm}}{\partial z} \quad \text{e} \quad \frac{\partial C_{fim}}{\partial z} \ll \frac{\partial C_{fm}}{\partial z} \quad (63a)$$

$$\frac{\partial^2 C_{rim}}{\partial z^2} \ll \frac{\partial^2 C_{rm}}{\partial z^2} \quad \text{e} \quad \frac{\partial^2 C_{fim}}{\partial z^2} \ll \frac{\partial^2 C_{fm}}{\partial z^2} \quad (63b)$$

A legitimidade física dessas hipóteses depende da velocidade convectiva da solução no meio poroso. Caso a velocidade convectiva assuma um valor alto, a dispersão hidrodinâmica predomina no deslocamento de solutos, sendo os gradientes de concentração na fase imóvel, devido à difusão molecular, considerados desprezíveis. Contudo, se a velocidade da água nos poros assumir um valor baixo, o deslocamento de solutos na fase móvel se dá principalmente pelo efeito da difusão molecular, como na zona imóvel. Assim, os gradientes de concentração das duas fases serão da mesma ordem de grandeza e as hipóteses (63) não serão válidas.

## 1.9 Condições inicial e de contornos

As condições inicial e de contornos empregadas para a solução analítica das equações CD e MIM são dadas por:

- **Condição inicial:**

$$C_r(z,0) = C_{ini} \quad (64)$$

- **Condição de contorno superior:**

$$vC_o = vC_r - D \left. \frac{\partial C_r}{\partial z} \right|_{z=0} \quad (65)$$

- **Condição de contorno inferior:**

$$\left. \frac{\partial C_r}{\partial z} \right|_{z=L} = 0 \quad (66)$$

### 1.10 Métodos de determinação dos parâmetros hidrodispersivos

Qualquer que seja o método utilizado para representar o transporte de soluto, os parâmetros hidrodispersivos serão estimados pelo ajuste das expressões analíticas (em regime de escoamento permanente de água) da concentração (de fluxo ou residente) em dados adquiridos experimentalmente.

Classicamente, os dados de concentração (de fluxo ou residente) necessários para o ajuste são obtidos a partir dos ensaios em colunas de laboratório ou em lisímetros no campo. Na maioria dos casos, a solução é infiltrada e recolhida na saída da coluna, obtendo-se a curva de eluição experimental. Esse protocolo foi seguido em laboratório por alguns autores: Gaudet et al. (1977), De Smedt et al. (1986), Silliman & Simpson (1987). O objetivo desses ensaios foi pôr em evidência o material simples e os diferentes processos que interferem no transporte de solutos em condições de saturação e não-saturação.

Bond & Wierenga (1990) realizaram um experimento com colunas de solo em que a coluna era seccionada após a infiltração. Foram obtidos os dados de concentração residente em função da profundidade num dado tempo.

Lafolie et al. (1997) estudaram a correlação entre o coeficiente de troca de massa entre as frações de água móvel e imóvel ( $\alpha$ ) e o coeficiente de dispersão hidrodinâmica ( $D$ ) com o auxílio de bolas de vidro, concluindo que esses coeficientes não são independentes.



Já Haga et al. (1999) utilizaram também bolas de vidro a fim de caracterizar a dispersão hidrodinâmica de um ambiente bifásico água/gás, em diferentes graus de saturação.

Czarpar et al. (1992) estudaram a influência da presença de macroporos artificiais contínuos ou descontínuos no transporte de solutos. Eles demonstraram que o escoamento preferencial é mais importante quando a intensidade de irrigação é superior à condutividade hidráulica.

Para se aproximar das condições naturais de campo, as amostras indeformadas de colunas de solo são necessárias para a caracterização hidrodispersiva de algum tipo particular de solo. Seyfried & Rao (1987), por exemplo, avaliaram os parâmetros do modelo MIM e do modelo CD para um solo com agregados. Oliveira et al. (1999) fizeram uma comparação de metodologias para a determinação do coeficiente de dispersão para o cloreto de cálcio em um Latossolo Vermelho-Amarelo com base nos pontos da curva de eluição em três colunas de solo.

Enfim, os experimentos podem ser realizados diretamente no campo utilizando-se um lisímetro em condições controladas (Pearson et al., 1996; Swensen, 1997; Schoen et al., 1999). Esse tipo de experimento permite uma caracterização mais próxima da realidade do solo submetido ao transporte de soluto. Porém, vale destacar que a dificuldade na montagem do lisímetro dificulta a tentativa de repetição para o caso de um estudo de variabilidade por exemplo. A metodologia de obtenção dos parâmetros hidrodispersivos proposto neste trabalho não apresenta esse tipo de inconveniente, pois ele fundamenta-se na utilização da infiltrometria.

Existe, portanto, uma variedade de métodos para a determinação das variáveis e parâmetros hidrodispersivos ( $v$ ,  $D$ ,  $\beta'$ ,  $\omega$ ,  $\alpha$  e  $\Phi$ ). Van Genuchten & Wierenga (1976) fazem uma revisão de alguns desses métodos. No entanto, a técnica mais comum para a estimação destes parâmetros é o ajuste das soluções analíticas da equação CD ou MIM às curvas de concentrações experimentais. A estimativa dos parâmetros pode ser obtida pelo método inverso utilizando tais ajustes.

Parker & van Genuchten (1984) desenvolveram o programa CXTFIT 2.0 que utiliza o método da otimização não-linear dos mínimos quadrados na estimativa dos parâmetros hidrodispersivos.

A maior parte dos trabalhos que utilizaram o programa CXTFIT 2.0 para obtenção dos parâmetros hidrodispersivos foi realizada em laboratório utilizando colunas de solo ou lisímetro (Gaber et al., 1995; Ellsworth et al., 1996; Bajracharya & Barry, 1997; Fesch et al., 1998a,b; Fryar & Schwartz, 1998; Sinke et al., 1998; Pang & Close, 1999; Persson & Berndtsson, 1999; Casey et al., 1999; Lee et al., 2000; Bejat et al., 2000; Inoue et al., 2000; Kamra et al., 2001; Comegna et al., 2001; Lee et al., 2001; Pang et al., 2002; Zhang et al., 2002; Ersahin et al., 2002 e Pang et al., 2003).

Já alguns trabalhos (Griffioen et al., 1998 e Maraqa, 2001) fazem uma analogia entre os resultados obtidos em outros experimentos realizados tanto no campo quanto em laboratório, destacando e interpretando as relações ou tendências entre os parâmetros encontrados em diferentes trabalhos.

### **1.11 Análise estatística e variabilidade espacial**

A heterogeneidade espacial no sistema solo tem uma profunda influência no escoamento da água e no transporte de solutos na zona não-saturada. Incorporando nos modelos a variabilidade intrínseca do solo e a variabilidade extrínseca da lixiviação dentro da zona das raízes, proporcionará uma melhor representação da distribuição dos solutos em condições naturais de campo.

Existe uma tendência atual em se desenvolver experimentos em grandes áreas sem a preocupação direta com a homogeneidade. Em vez de se tentar definir critérios de homogeneidade, muitas pesquisas têm se concentrado em avaliar a variabilidade das propriedades estudadas, e a partir daí, tirar proveito dessas informações.

Algumas medidas de parâmetros apresentam irregularidades que podem ou não estar distribuídas ao acaso em relação à sua distribuição espacial no campo. Torna-se importante, com isso, estabelecer critérios para definir espaçamento entre as medidas a serem feitas, e a partir daí, definir a frequência e o número de observações para fazer um estudo estatístico. Muitos trabalhos destacam a importância do conhecimento da dependência espacial das propriedades do solo na redução do esforço de amostragem, segundo o qual, o solo, em locais próximos, tende a ser mais similar do que entre locais

distantes; uma informação, portanto, carrega consigo qualquer informação da sua vizinhança. Na amostragem ao acaso, algumas informações são tomadas como juntas, duplicando a informação em alguma extensão; o conhecimento do alcance da dependência espacial de uma variável de reconhecimento pode minimizar esse aspecto, reduzindo a intensidade e o esforço de amostragem (Souza et al., 1997). Segundo Vieira & Maria (1995), em razão das variáveis não serem homogêneas e apresentarem dependência espacial, a variabilidade causa problemas em experimentos de campo, especialmente nos que apresentam parcelas experimentais grandes. Assim, ter conhecimento da variabilidade espacial dos parâmetros torna-se importante, pois a maioria das propriedades do solo não variam aleatoriamente, mas apresentam correlação ou dependência espacial.

Cientistas têm usado modelos de aproximações estocásticas de transporte de solutos na escala de campo em solos heterogêneos (Sposito et al., 1986; Jury & Roth, 1990; Russo, 1991; Russo & Dagan, 1991; Destouni, 1993; Jury & Scotter, 1994). Esses estudos têm fornecido estrutura para representação da variabilidade espacial na zona não-saturada, estabelecendo, assim, importantes conceitos na aplicação de princípios estocásticos.

Rao & Wagenet (1985) sugeriram que a análise da variabilidade espacial em estudos que envolvem o transporte de pesticidas conduz a uma avaliação mais direta de modelos de simulação com poluentes como também aperfeiçoa a interpretação dos resultados obtidos no campo.

Na impossibilidade de definir uma malha onde o número de pontos e a distância entre eles não permitam caracterizar a variabilidade a partir da geoestatística (variograma), ou quando a análise da variabilidade espacial pela geoestatística onde os parâmetros não apresentam dependência espacial, a estatística clássica é uma ferramenta útil para a determinação da variabilidade espacial.

As análises estatísticas clássicas devem ser realizadas de acordo com a distribuição teórica que melhor represente a distribuição amostral, de modo tal que a partir desta, possam ser feitas inferências em relação à distribuição verdadeira.

A mais importante distribuição teórica contínua de probabilidade é a *Distribuição Normal*, chamada também de curva normal ou distribuição de Gauss, cujos indicadores para representar esta distribuição são a *média aritmética*, a *variância*, o *desvio padrão*, o

*erro padrão da média* e o *coeficiente de variação* dos valores obtidos na amostragem. A partir desses indicadores e para uma probabilidade pré-estabelecida, pode-se calcular os *limites de confiança* ( $IC_{DN}$ ), e assim, avaliar o grau de segurança da amostragem e o risco ou incerteza associada ao valor médio estimado.

Quando os valores observados ( $X_i$ ) não apresentam uma distribuição simétrica, é possível trabalhar com a *Distribuição Lognormal*. Essa distribuição caracteriza-se pelo fato de que os logaritmos dos valores observados obedecem a uma distribuição normal. Para este caso, os estimadores da população verdadeira são avaliados a partir das estatísticas das amostras através da *média geométrica, da variância e do desvio padrão dos logaritmos das amostras* (Spiegel, 1972).

Na literatura, é possível encontrar vários métodos para testar a normalidade univariada dos dados, entre eles: Kolmogorov (1933), Shapiro & Wilk (1965) e Lilliefors (1967), qui-quadrado (Campos, 1983), Cramér-von Mises (Campos, 1983). Além desses testes consagrados na literatura, essa verificação pode ser feita indiretamente utilizando-se testes baseados nos coeficientes de assimetria e curtose esperados sob a distribuição normal.

## **2 MATERIAL E MÉTODOS**

### **2.1 Introdução**

Neste capítulo será apresentada a metodologia empregada para a obtenção dos parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos necessários à caracterização do transporte de água e de soluto no solo estudado.

O estudo foi conduzido levando em consideração os processos físicos envolvidos nas transferências de água e de solutos. As equações de convecção-dispersão (CD) e convecção-dispersão a duas frações de água, móvel e imóvel (MIM) foram utilizadas na determinação dos parâmetros hidrodispersivos a partir do ajuste das soluções analíticas das equações CD e MIM aos pontos obtidos experimentalmente utilizando a infiltrometria.

### **2.2 Descrição da área de estudo**

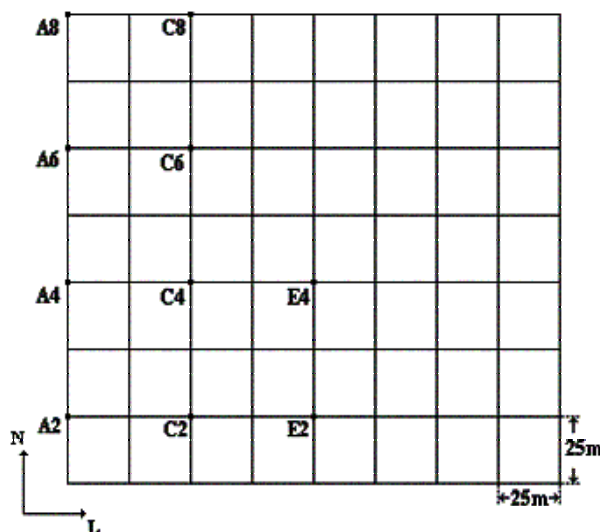
Os ensaios de infiltração foram realizados na fazenda Chã de Jardim, pertencente ao Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal da Paraíba, situado na microrregião do Brejo paraibano, no município de Areia, no Estado da Paraíba (6°58'12" S e 35°42'15" O). A altitude é de aproximadamente 619 m acima do nível do mar. O clima na região, pela classificação de Köpen, é do tipo As' (quente e úmido), com estação chuvosa no período outono-inverno, sendo as maiores precipitações nos meses de junho e julho (Brasil, 1972). A Figura 04 mostra um mapa do Estado da Paraíba com a localização do município de Areia.



**Figura 04 - Mapa do estado da Paraíba e da localização do município de Areia.**

### 2.3 Delineamento experimental

Os ensaios de infiltração de água e de soluto foram realizados numa área de aproximadamente quatro hectares. Os pontos selecionados da área foram dispostos numa malha de 25 x 25 metros. Os dez pontos destacados na Figura 05, pontos com índices pares dispostos numa malha de 50 x 50 m, foram utilizados para os ensaios de infiltração de água e de soluto, sendo os demais pontos da malha utilizados apenas para ensaios de infiltração com água.



**Figura 05 – Localização dos pontos experimentais na área em estudo.**

## 2.4 O solo

O solo da região é classificado como um Latossolo Amarelo (Embrapa, 1999), que se caracteriza por ser profundo, bem estruturado, muito bem drenado, homogêneo, altamente intemperizado e lixiviado com agregados de alta estabilidade.

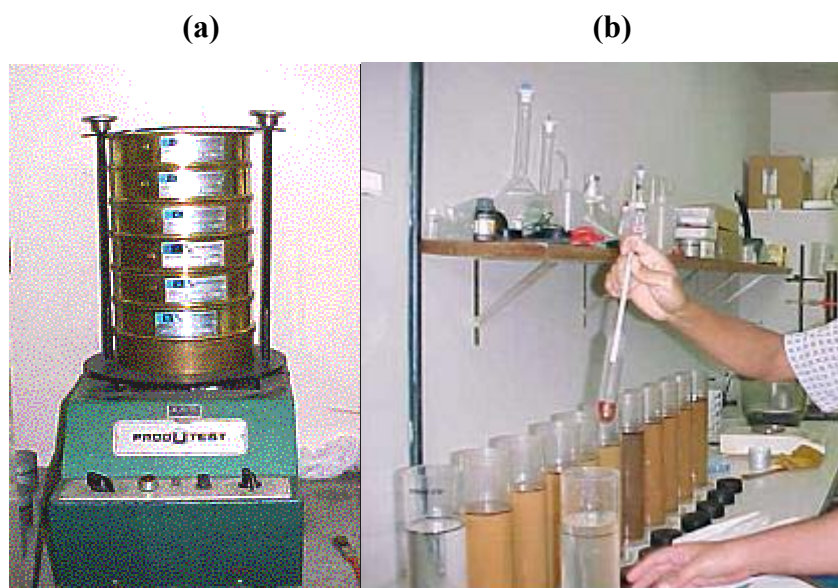
Os ensaios de infiltração foram realizados no solo durante o cultivo de feijão macassar (*Vigna Unguiculata*), Figura 06, no estágio de crescimento das primeiras vargens.



**Figura 06 – Solo utilizado nos ensaios de infiltração durante o cultivo do feijão macassar (*Vigna Unguiculata*).**

### 2.4.1 Granulometria

A análise granulométrica foi feita por peneiramento (Figura 07a), para as partículas com diâmetro maiores que 0,053 mm e por sedimentação (Figura 07b), para partículas com diâmetro menores que 0,053 mm, após dispersão com hexametáfosfato de sódio, utilizando-se o método do densímetro (ABNT, 1984).



**Figura 07 – Análise granulométrica: (a) Peneiramento, (b) Sedimentação.**

#### **2.4.2 Análise química do solo**

A análise química do solo foi realizada para a determinação das quantidades de sais no solo e a partir daí fornecer subsídios para a discussão dos resultados nos processos de transporte de solutos.

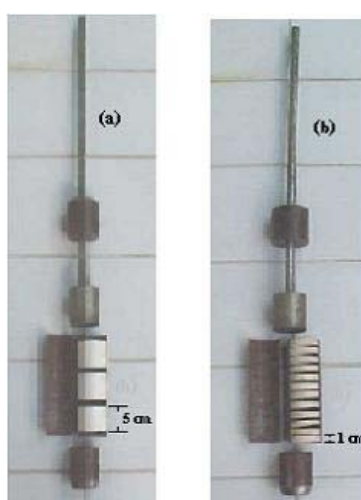
As análises foram realizadas no Laboratório de Química e Fertilidade do Solo pertencente ao Centro de Ciências Agrárias/Campus III – Areia – PB. Foram realizadas análises químicas de pH, fósforo (P), cátions, soma de bases trocáveis (SB), capacidade de troca catiônica (CTC) e matéria orgânica (**M.O.**). Os teores de fósforo (P), potássio (K) e sódio (Na) foram determinados com Extrator Mehlick 1. O  $H^+ + Al^{+3}$  foi determinado com Extrator Acetato de Cálcio 0,5M, pH 7,0. Alumínio ( $Al^{+3}$ ), Cálcio ( $Ca^+$ ) e Magnésio ( $Mg^{+2}$ ) foram determinados com Extrator KCl 1M.



## 2.5 Ensaio de campo: infiltração de água e de soluto

### 2.5.1 Obtenção da umidade inicial ( $\theta_{ini}$ ), massa específica ( $\rho_d$ ) e concentração inicial de cloreto no solo ( $C_{ini}$ ).

As amostras de solo foram coletadas no campo utilizando-se um amostrador de Uhland adaptado (Figura 08), com capacidade para três cilindros de plástico com 5 cm de altura por 5 cm de diâmetro (também são utilizados cilindros com 1 cm de altura).



**Figura 08 – Amostrador: (a) Cilindros de 5 cm de altura (b) Cilindros de 1 cm de altura.**

Antes de cada ensaio de infiltração, foram coletadas três amostras de solo com o amostrador utilizando-se cilindros de cinco centímetros de altura (Figura 08a), sendo uma amostra representativa para a camada (0 - 5) cm, outra para (5 - 10) cm e a última para (10 - 15) cm. Essa coleta foi realizada a aproximadamente 1m do eixo central do infiltrômetro, preservando, com isso, o solo no local da infiltração. Todas as amostras foram acondicionadas em latas de alumínio hermeticamente fechadas e pesadas para a obtenção da massa úmida ( $M_U$ ). No laboratório, foram adicionados 100 mL de água deionizada a fim de extrair o sobrenadante, após sedimentação das partículas sólidas, para a obtenção da concentração inicial de cloreto (o processo será detalhado mais adiante). Posteriormente, as amostras foram levadas à estufa a 105°C, onde passaram 24 horas para obtenção da massa seca ( $M_S$ ) utilizada no cálculo da umidade inicial e da massa específica.

### 2.5.2 Infiltração de água e de soluto

Para os ensaios de infiltração, utilizou-se um infiltrômetro de anel de quinze centímetros de diâmetro e aproximadamente oito centímetros de altura (Figura 09). O infiltrômetro de anel é encravado a um centímetro de profundidade a fim de minimizar a perturbação estrutural do solo.



**Figura 09 – Infiltrômetro de anel**

O volume de água e de soluto aplicado variou de 70 a 250 mL, dependendo da taxa de infiltração, a fim de evitar uma carga hidráulica e conseqüente fluxo forçado no solo. Inicialmente, sete volumes iguais de água foram infiltrados até atingir um estágio de regime de fluxo estacionário no local da infiltração. Em seguida, três volumes iguais de uma solução contendo KCl a 0,1M foram infiltrados no solo. Anotaram-se os tempos para que cada volume de água ou solução fossem infiltrados no solo.

### 2.5.3 Obtenção da umidade final ( $\theta_{fm}$ ) e concentração final de cloreto no solo ( $C_{fm}$ )

Após a infiltração de água e de soluto no solo, as amostras foram coletadas verticalmente e, aproximadamente, no eixo central do círculo, utilizando o amostrador de Uhland adaptado, porém agora com cilindros de plástico de um centímetro de altura e cinco de diâmetro (Figura 08b). Essa amostragem permitiu obter um perfil de concentração mais refinado para uma melhor caracterização dos parâmetros hidrodispersivos. A

importância da coleta no centro do círculo deve-se à intenção de explorar o caráter monodimensional da infiltração nesta área. As amostras foram acondicionadas em latas de alumínio hermeticamente seladas e pesadas para a obtenção da massa úmida ( $M_U$ ). No laboratório, foram adicionados volumes de 100 mL de água deionizada nas amostras para posterior extração do sobrenadante e análise da concentração final de cloreto. Em seguida, as amostras foram levadas à estufa a 105°C, onde permaneceram 24 horas para a obtenção da massa seca ( $M_S$ ) utilizada no cálculo da umidade final.

## 2.6 Análise do cloreto

Após a coleta das amostras no campo, adicionou-se, no laboratório, 100 mL de água deionizada em cada lata de alumínio. Foi feita a pesagem do conjunto “solo-lata” antes e após a colocação da água. Em seguida, agitou-se a amostra com o auxílio de um bastão de vidro. A amostra foi então deixada em repouso durante 24 horas para uma devida sedimentação das partículas sólidas. Uma alíquota de 50 mL da solução sobrenadante foi retirada para análise da concentração de cloreto presente na amostra, utilizando-se para cada análise volumes de 35 e 40 mL.

O método consistiu na titulação do cloreto ( $Cl^-$ ) pelo nitrato de prata ( $AgNO_3$ ) a uma concentração de 0,05 M. Essa titulação baseou-se na precipitação do íon  $Cl^-$  presente na amostra de solução sobrenadante pelo nitrato de prata, conforme a seguinte equação química:



Nesse método, que necessita de um condutivímetro (Digimed, DM – 31) e de um titulador (Contiburette  $\mu$  10 – M. Zipperer GmbH), a concentração do íon cloreto na solução sobrenadante  $[Cl^-]$  foi obtida a partir da relação de equivalência entre  $Ag^+$  e  $Cl^-$ :

$$C_{AgNO_3} \times V_{eq} = [Cl^-] \times V_{sob} \quad (68)$$

onde:  $C_{\text{AgNO}_3}$  é a concentração de nitrato de prata em  $\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ ;

$V_{\text{eq}}$  é o volume de nitrato de prata no ponto de equivalência (ponto de virada da condutividade elétrica, onde ela deixa de decrescer e passa a crescer);

$V_{\text{sob}}$  é o volume da solução sobrenadante a ser analisada em mL.

Portanto:

$$[\text{Cl}^-] = C_{\text{AgNO}_3} \times \left( \frac{V_{\text{eq}}}{V_{\text{sob}}} \right) \times 1000 \quad (69)$$

sendo  $[\text{Cl}^-]$  em  $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ .

### - Cálculo da concentração de cloreto na amostra de solo coletada no campo

Após as determinações das concentrações de cloreto nas soluções sobrenadantes pela titulação, as concentrações nas amostras de solo são calculadas pela seguinte relação:

$$C_{\text{amostra}} = \frac{C_{\text{analisada}} \cdot V_{\text{total}}}{V_{\text{inicial}}} - C_{\text{Cl}\text{águas}} \quad (70)$$

onde:  $C_{\text{analisada}}$  é a concentração de cloreto na amostra após diluição em 100 mL de água deionizada.

$V_{\text{total}}$  é o volume de água presente na amostra após a diluição em 100 mL de água deionizada, dado por:

$$V_{\text{total}} = \frac{M_{\text{total}} - M_{\text{S}}}{\rho_1} \quad (71)$$

onde  $M_{\text{total}}$  é a massa total (solo + água) após a diluição em 100 mL de água deionizada;  $M_{\text{S}}$  é a massa seca após 24 horas de estufa a  $105^\circ\text{C}$  e  $\rho_1$  é a massa específica da água ( $\sim 1.0 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ).

$V_{\text{inicial}}$  é o volume inicial de água contido na amostra, dado por:

$$V_{\text{inicial}} = \frac{M_U - M_S}{\rho_l} \quad (72)$$

sendo  $M_U$  a massa úmida de solo antes da diluição em 100 mL.

$C_{\text{Cl água}}$  é a concentração de cloreto presente na água infiltrada.

Assim, de posse das concentrações de cloreto calculadas para as amostras de solo coletadas ao final do ensaio de infiltração, obtêm-se os perfis de concentração final para cada ponto experimental.

## 2.7 Taxa de recuperação (Tr)

Com os resultados das concentrações de cloreto obtidos a partir das análises e com os valores de volumes de água (umidades) conhecidos para cada profundidade, pode-se determinar a massa total de cloreto obtida nas amostras de solo coletadas no perfil:

$$M_{\text{Cl}} = \sum_{j=1}^N V_i(j) \cdot C_i(j) \quad N = 1, 2, \dots, 20 \quad (73)$$

onde  $V_i(j)$  é o volume de água no ponto  $i$  e na profundidade  $j$  e  $C_i(j)$  é a concentração de cloreto no mesmo ponto  $i$  e profundidade  $j$ .

A partir desse resultado (massa recuperada de cloreto) e de posse da quantidade de massa de cloreto aplicada ao solo, é possível fazer uma análise da taxa de recuperação (Tr), ou seja, uma relação entre a massa recuperada de cloreto e a massa aplicada no solo:

$$\text{Tr} = \frac{\text{Massa recuperada} - M_{\text{inicial Cl}}}{\text{Massa aplicada} - M_{\text{inicial Cl}}} \quad (74)$$

onde  $M_{\text{inicial Cl}}$  é a massa inicial de cloreto no solo.

Contudo, caso se pretenda expressar Tr em porcentagem, basta multiplicar Tr por cem:

$$\text{Tr}(\%) = \text{Tr} \cdot 100 \quad (75)$$

## 2.8 Parametrização hidrodinâmica

A infiltração acumulada é calculada fazendo a razão entre o volume acumulado e a área do infiltrômetro de anel ( $A = 176,71 \text{ cm}^2$ ). O gráfico da infiltração acumulada versus raiz do tempo origina uma curva cuja equação pode ser interpretada sob o ponto de vista monodimensional e tridimensional (Haverkamp et al., 1994).

As umidades volumétricas iniciais serão supostamente pequenas em relação às umidades volumétricas finais para que a condutividade hidráulica inicial do solo ( $K_{\text{ini}}$ ) seja desprezível diante de  $K$ , condutividade hidráulica do solo à pressão  $h_o$ , de forma que as equações (23) e (28) possam ser escritas como:

i) Monodimensional:

$$I_{1D} = S\sqrt{t} + \frac{2-\beta}{3} K \cdot t \quad (76)$$

(1a)    (2)

ii) Tridimensional (**tempos curtos**):

$$I_{3D} = S\sqrt{t} + \left[ \frac{2-\beta}{3} K + \frac{\gamma S^2}{r \Delta \theta} \right] \cdot t \quad (77)$$

(1a)    (2)    (1b)

Com os termos representando:

(1) Capilaridade:    (a) Vertical

                          (b) Lateral

(2) Gravidade

Observa-se que a capilaridade lateral depende das condições inicial e final de umidade, bem como da geometria do sistema.

Já para o caso de **tempos longos** considera-se a equação:

$$I_{3D} = \left( K + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \right) \cdot t + \frac{S^2}{2K(1-\beta)} \cdot \ln\left(\frac{1}{\beta}\right) \quad (78)$$

#### - Procedimento para as determinações de S e de K.

A otimização dos parâmetros hidrodinâmicos **S** e **K** foi realizada através do ajuste da curva de infiltração tridimensional acumulada em função do tempo ( $I \times t$ ), com base no método dos mínimos quadrados, cujo programa foi desenvolvido no Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE, Grenoble/França). Assim, os valores de densidade de fluxo ( $q = dI/dt$ ) para **tempos curtos** e **tempos longos** são dados por:

- **Tempos curtos**

$$q_{1D} = \frac{S}{2\sqrt{t}} + \frac{2-\beta}{3}K \quad (79)$$

$$q_{3D} = \frac{S}{2\sqrt{t}} + \left( \frac{2-\beta}{3}K + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \right) \quad (80)$$

- **Tempos longos**

$$q_{1D} = K \quad (81)$$

$$q_{3D} = K + \frac{\gamma S^2}{r\Delta\theta} \quad (82)$$

Os valores iniciais de **S** e **K** utilizados na otimização foram determinados da seguinte forma:

1. Para o cálculo de **S**, utiliza-se equação (77), de infiltração tridimensional para tempos curtos, considerando  $K = 0$ , ou seja, a infiltração somente é explicada pela sorvidade, onde o efeito da capilaridade impera sobre o efeito da gravidade ( $S \gg K$ ).
2. Para o cálculo de **K**, considera-se  $S = 0$  na equação (78) utilizada para tempos longos de infiltração, uma vez que é atingido o regime estacionário, ou seja, o efeito da gravidade impera sobre o efeito da capilaridade neste intervalo de tempo ( $S \ll K$ ).

Assim, de posse dos valores iniciais de **S** e **K**, procede-se à otimização dos mesmos simultaneamente através da minimização dos resíduos das equações (77), (78) e (82), obtendo-se, assim, os valores finais (otimizados) de **S** e **K**.

O tamanho médio dos poros hidraulicamente funcionais ( $\lambda_m$ ), o tempo geométrico modificado ( $t_{geomod}$ ), o tempo gravitacional ( $t_{grav}$ ), o tempo de estabilização ( $t_{stab}$ ) e o tempo capilar ( $t_{cap}$ ) serão calculados pelas equações (30), (31), (32), (33) e (34), respectivamente.

## 2.9 Parametrização hidrodispersiva

Seja qual for o modelo utilizado (CD ou MIM) para representar o transporte de soluto, os parâmetros hidrodispersivos serão estimados pelo ajuste da expressão analítica (regime de fluxo estacionário de água) da concentração residente a partir dos dados experimentais.

As variáveis que caracterizam o transporte são:

- A fração de água móvel,  $\Phi = \theta_m/\theta$ ;
- O coeficiente de dispersão hidrodinâmica, **D**;
- O coeficiente de troca de soluto entre as regiões de água móvel e imóvel,  $\alpha$ .



### 2.9.1 Cálculo da fração de água móvel $\Phi$

A fração de água móvel caracteriza a quantidade de água efetivamente móvel em um solo. O método empregado para a determinação da fração de água móvel é o método da mono-traçagem (MoT), proposto por Clothier et al. (1992).

#### - Método da mono-traçagem (MoT)

#### - Equações de base

O método de análise proposto por Clothier et al. (1992) para o cálculo de  $\Phi$  é fundamentado na equação de conservação da massa de um traçador na água, equação (13).

Supondo que a concentração no volume de solo logo abaixo da superfície do infiltrômetro ( $\approx 1$  cm) está em equilíbrio ao final da aplicação da solução ( $t_{sol}$ ) e que os fenômenos dispersivos são desprezíveis, conclui-se que a concentração da fase móvel do volume de solo amostrado  $C_m(z_0, t_{sol})$  encontra-se na mesma concentração da solução contida no infiltrômetro:

$$C_m(z_0, t_{sol}) = C_0 \quad (83)$$

A segunda hipótese necessária para o cálculo de  $\Phi$  refere-se à concentração da fase líquida imóvel. Se para o tempo de amostragem, ou seja, ao final da infiltração da solução,  $t_{sol}$ , a troca de soluto entre as regiões de água móvel e imóvel for muito pequena, conclui-se que os efeitos de  $\alpha$  possam ser desprezíveis de tal forma que:

$$C_{im}(z_0, t_{sol}) = 0 \quad (84)$$

Aplicando as hipóteses (83) e (84) na equação (13), a fração de água móvel ( $\Phi$ ) é calculada por:

$$\Phi = \frac{\theta_m}{\theta} = \frac{C(z_0, t_{sol})}{C_0} \quad (85)$$

No entanto, para o caso em que o traçador esteja naturalmente presente no solo antes da infiltração, a concentração inicial deve ser subtraída da equação (85):

$$\Phi = \frac{\theta_m}{\theta} = \frac{C(z_0, t_{sol}) - C_{ini}}{C_0 - C_{ini}} \quad (86)$$

### - Condições de aplicação do método MoT

Clothier et al. (1995) tratam o problema utilizando uma lâmina de solução infiltrada,  $I_{sol}$ , estimada em aproximadamente 25 mm para que a estimativa de  $\Phi$  não seja tendenciosa pelos efeitos dispersivos. No entanto, esta lâmina pode variar um pouco de acordo com as condições de infiltração no solo estudado.

Snow (1999) utilizou uma solução analítica para a equação de transporte, em geometria de escoamento monodimensional, para simular perfis de concentração com diferentes valores de  $\lambda$  (dispersividade) e de  $I_{sol}$  (lâmina de solução infiltrada). Ele concluiu que a condição na  $I_{sol}$  para que a hipótese (83) seja válida e que o parâmetro  $\Phi$  não seja subestimado é a seguinte:

$$I_{sol} > \lambda \quad (87)$$

Na maior parte dos casos encontrados na literatura, a dispersividade varia de 2 a 20 mm (Wagenet, 1983), com os valores maiores obtidos próximos à saturação. Como o valor de  $\lambda$  não é conhecido inicialmente, Snow (1999) escolheu aproximadamente 20 mm como valor de limite inferior para  $I_{sol}$ .

Nos casos em que a solução é diretamente infiltrada no solo, sem a aplicação anterior de água, Clothier et al. (1995) mostraram que os efeitos da dispersividade foram

menos importantes e que uma lâmina de solução de 15 mm seria suficiente para verificar a hipótese (83).

A hipótese (84) considera que o tempo característico de transferência entre as regiões de água móvel e imóvel, equação (57), é tal que  $t_{sol} < t\alpha$ .

Snow (1999) avaliou numericamente a validade da hipótese (84) considerando um fluxo em regime de estado estacionário de infiltração de uma solução, em escoamento monodimensional, designado como  $q_{stab1D}$ . Este autor concluiu que  $q_{stab1D}$  deve ser superior a  $10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  e que a lâmina infiltrada deve ser inferior a  $1,25 \text{ (horas)} \times q_{stab1D}$  para que a hipótese  $C_{im}(z_0, t_{sol}) \approx 0$  seja válida.

A Tabela 02 resume as condições de aplicabilidade do método MoT.

**Tabela 02 - Condições de aplicabilidade do método MoT (Clothier et al., 1992; Snow, 1999).**

<b>Método de mono-traçagem (MoT)</b>	
$C_m(z_0, t_{sol}) = C_0$	$I_{sol} > \lambda$ se $\lambda \leq 20 \text{ mm}$ e $\alpha < 5 \text{ h}^{-1}$
$C_{im}(z_0, t_{sol}) = 0$	$q_{stab1D} > 10 \text{ mm/h}$ e $I_{sol} < 1,25 \text{ (horas)} \times q_{stab1D}$ se $I_{sol} > 20 \text{ mm}$ e $\alpha < 0,5 \text{ h}^{-1}$ ou $q_{stab1D} > 10 \text{ mm/h}$ e $20 \text{ mm} < I_{sol} < 30 \text{ mm}$ se $\alpha > 0,5 \text{ h}^{-1}$

### 2.9.2 Estimação do coeficiente de dispersão hidrodinâmica $D$

A estimativa do coeficiente de dispersão hidrodinâmica ( $D$ ) é baseada no ajuste da solução analítica das equações de transporte CD e MIM, equações (39) e (48).

Os parâmetros da solução analítica do problema de transporte são:

- A umidade volumétrica de água no final da infiltração,  $\theta_{fin}$ , suposta uniforme em todo o perfil afetado pelo transporte do soluto;
- O fluxo de infiltração  $q_{stab1D}$ , visto que a solução analítica é escrita na geometria de escoamento monodimensional;
- A fração de água móvel,  $\Phi$ ;
- O coeficiente de dispersão hidrodinâmica,  $D$ ;
- O coeficiente de troca de massa,  $\alpha$ .
- O fator de retardo,  $R$ .

Como já dito no item 2.5.3, a umidade final ( $\theta_{fin}$ ) é obtida a partir da média de quinze amostras coletadas no final da infiltração. É importante ressaltar novamente a necessidade de fazer a coleta no eixo da área onde houve a infiltração, já que aí o escoamento é suposto monodimensional. Rigorosamente,  $q_{stab1D}$  deve corresponder ao fluxo de escoamento no eixo do infiltrômetro.

A fim de reduzir o número de parâmetros a ajustar, a fração de água móvel é calculada de maneira independente pelo método de Clothier et al. (1992). Se as condições experimentais são respeitadas para satisfazer as hipóteses necessárias para o cálculo, o parâmetro  $\alpha$  pode ser desprezível ( $\alpha \approx 0$ ) na escala do tempo da medida, já que  $t_{sol} < t_{\alpha}$ , numa primeira aproximação. Assim,  $D$  e  $R$  são os únicos parâmetros a serem ajustados pela equação CD. Como condições suplementares para o ajuste dessa solução analítica tem-se:

- **O transporte de soluto é monodimensional;**
- **O regime de fluxo estacionário de água.**

A Tabela 03 recapitula as condições para a estimativa de  $\Phi$  e  $D$ .

**Tabela 03 - Condições para a estimativa de  $\Phi$  e  $D$**

Grandeza estimada	Método	Hipóteses
$\Phi$	MoT (Clothier et al. (1992): $\Phi = \frac{C_r(z_0, t_{sol}) - C_{in}}{C_0 - C_{in}}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>C_m(z_0, t_{sol}) = C_0</math></li> <li>• <math>C_{im}(z_0, t_{sol}) = 0</math> (<math>\alpha \approx 0</math>)</li> </ul>
$D$	Ajustamento da solução analítica 1D do transporte, com: <ul style="list-style-type: none"> <li>- <math>\theta_{fin}</math> e <math>q_{stab1D}</math> medidos</li> <li>- <math>\Phi</math> calculado (MoT)</li> <li>- <math>\alpha = 0</math>,</li> </ul> sendo o perfil de concentração residente $C_r(z, t_{sol})$ (no centro do infiltrômetro)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Transporte monodimensional do soluto</li> <li>• Regime de fluxo estacionário de água</li> </ul>

### 2.9.3 Estimação do coeficiente de troca de massa $\alpha$

O coeficiente de transferência de troca de massa de soluto entre as frações de água móvel e imóvel é expresso por uma cinética de primeira ordem, equação (49). O método de estimação deste parâmetro foi realizado pelo ajuste da solução analítica da equação de transporte MIM, utilizando o programa CXTFIT 2.0. O programa inclui esse coeficiente num parâmetro que mostra a importância dos fenômenos de transferência de massa com relação à convecção numa distância  $L$  dentro do solo, intitulado parâmetro de Damkohler, equação (54).

## 2.10 Programa CXTFIT 2.0

O principal problema referente à avaliação dos processos de transferências de água e de solutos está relacionado com a quantificação dos parâmetros de transporte ( $D$ ,  $v$ ,  $\omega$ ,  $\beta'$ ,  $\alpha$  e  $R$ ). Desta forma, os programas de ajuste de curvas experimentais baseados na solução analítica da equação de convecção-dispersão têm se mostrado como excelentes ferramentas para a determinação desses parâmetros. Dependendo dos processos a serem avaliados, diversas soluções analíticas podem ser utilizadas.

O programa de ajuste de curvas CXTFIT 2.0 (*Code for Estimating Transport Parameters from Laboratory or Field Tracer Experiments*) (Toride et al., 1995), desenvolvido por Parker & van Genuchten (1984), é considerado específico para estimar os parâmetros hidrodispersivos de um solo e possui diversas soluções analíticas para várias condições iniciais e de contorno. O programa utiliza o método de otimização não-linear dos mínimos quadrados e baseia-se nas soluções analíticas das equações de convecção-dispersão CD e MIM (equações 42 e 48).

A determinação dos parâmetros é executada no programa em oito blocos descritos a seguir:

- Bloco A: contém as entradas que definem o tipo de problema a ser resolvido. Neste bloco tem-se a especificação do tipo de método (inverso ou direto), o modo de concentração (fluxo ou residente), o tipo de modelo, a dimensão dos parâmetros (dimensionais ou adimensionais) e a profundidade do solo.
- Bloco B: contém os dados para o processo de estimativa dos parâmetros. Neste bloco, especifica-se o número máximo de interações e os limites mínimos e máximos na estimativa dos parâmetros.
- Bloco C: contém os parâmetros a serem estimados.
- Bloco D: contém as diferentes funções que podem ser usadas na aplicação do soluto. Neste bloco, especifica-se a concentração do soluto aplicado e o tempo de aplicação.
- Blocos E e F: estão relacionados à utilização de modelos estocásticos.
- Bloco G: contém os dados observados para aplicação do método inverso.

- Bloco H: está relacionado à utilização do método direto.

É importante ressaltar que o programa utiliza as equações na forma adimensionalizada.

Para o modelo **convecção-dispersão (CD)**, a equação (42) adimensionalizada é expressa na forma:

$$R \frac{\partial C}{\partial T} = \frac{1}{P} \frac{\partial^2 C}{\partial Z^2} - \frac{\partial C}{\partial Z} \quad (88)$$

onde P é o número de Péclet (equação 53) e T o tempo adimensional (equação 55).

Os parâmetros adimensionalizados para o modelo CD estão expressos na Tabela 04:

**Tabela 04 - Parâmetros adimensionalizados para o modelo CD**

Parâmetros	T	Z	P	R	C
Expressões	$\frac{vt}{L}$	$\frac{z}{L}$	$\frac{vL}{D}$	$1 + \frac{\rho_d K_d}{\theta}$	$\frac{C}{C_0}$

As condições inicial, de contorno superior e de contorno inferior são as mesmas para os dois modelos e estão expressas pelas equações (64), (65) e (66).

A solução analítica da equação de convecção-dispersão (CD) para a concentração residente, conforme van Genuchten & Parker (1984), com as condições inicial e de contorno é dada por (Toride et al. 1995):

$$\begin{aligned} \frac{C_r(z, t)}{C_0} = & \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[ \frac{Rz - vt}{2(DRt)^{1/2}} \right] + \left( \frac{v^2 t}{\pi DR} \right)^{1/2} \times \exp \left[ -\frac{(Rz - vt)^2}{4DRt} \right] - \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{vz}{D} + \frac{v^2 t}{DR} \right) \\ & \times \exp \left( \frac{vz}{D} \right) \operatorname{erfc} \left[ \frac{Rz + vt}{2(DRt)^{1/2}} \right] \end{aligned} \quad (89)$$

Para o modelo **convecção-dispersão a duas frações de água (MIM)** as equações (50) e (51) adimensionalizadas são expressas na forma:

$$\beta'R \frac{\partial C_1}{\partial T} = \frac{1}{P} \frac{\partial^2 C_1}{\partial Z^2} - \frac{\partial C_1}{\partial Z} - \omega(C_1 - C_2) \quad (90)$$

$$(1 - \beta')R \frac{\partial C_2}{\partial T} = \omega(C_1 - C_2) \quad (91)$$

onde os subscritos 1 e 2 referem-se aos sítios de equilíbrio e não equilíbrio respectivamente;  $\beta'$  é o coeficiente de partição entre as duas frações de água móvel e imóvel e  $\omega$  é o coeficiente de transferência de massa adimensionalizado (número de Damkohler).

A Tabela 05 apresenta os parâmetros adimensionalizados para o modelo MIM.

**Tabela 05 - Parâmetros adimensionalizados para o modelo MIM**

Parâmetros	T	Z	P	R	$\beta'$	$\omega$	$C_1$	$C_2$
Expressões	$\frac{vt}{L}$	$\frac{z}{L}$	$\frac{v_m L}{D_m} = \frac{vL}{D}$	$1 + \frac{\rho_d K_d}{\theta}$	$\frac{\theta_m + f \rho_d K_d}{\theta + \rho_d K_d}$	$\frac{\alpha L}{\theta v}$	$\frac{C_m}{C_0}$	$\frac{C_{im}}{C_0}$

A solução analítica da equação de convecção-dispersão a duas frações de água (MIM) é dada por (Toride et al. 1995):

$$\begin{aligned} \frac{C_r(z, t)}{C_0} = & \frac{1}{2} \left[ \frac{\beta'RZ - T}{\sqrt{4\beta'RT/P}} \right] + \sqrt{\frac{P}{\pi\beta'R}} \exp \left[ -\frac{P(\beta'RZ - T)^2}{4\beta'RT} \right] - \frac{1}{2} \left( 1 + PZ + \frac{PT}{\beta'R} \right) \\ & \times \exp(PZ) \operatorname{erfc} \left[ \frac{\beta'RZ + T}{\sqrt{4\beta'RT/P}} \right] \end{aligned} \quad (92)$$

Os **parâmetros de entrada** (ou valores iniciais) para a execução do programa, tanto no modelo CD, como no modelo MIM, foram organizados da seguinte forma:



- **Modelo CD**

No modelo convecção-dispersão (CD) utilizam-se  $v$ ,  $D$  e  $R$  como parâmetros de **ajuste**.

Baseado nos resultados da **parametrização hidrodinâmica**, os valores de **entrada** (iniciais) de  $v$  e  $R$  podem ser calculados segundo as expressões:

$$v = \frac{Q_{1Dt_{sol}}}{\overline{\theta}_{fin}} \quad (93)$$

$$R = \frac{1}{\Phi} \quad (94)$$

onde  $\overline{\theta}_{fin}$  é uma média das quinze unidades volumétricas finais, uma para cada camada de profundidade.

Esta aproximação para  $R$  foi possível, pois para pequenos volumes de solo, considera-se que a concentração residente móvel tem praticamente o mesmo valor da concentração residente imóvel. Assim, partindo da equação de convecção-dispersão com esta hipótese tem-se:

$$R = 1 + \frac{\theta_{im}}{\theta_m} = 1 + \frac{(\theta - \theta_m)}{\theta_m} = 1 + \frac{\theta}{\theta_m} - 1 = \frac{1}{\Phi} \quad (95)$$

Os parâmetros  $v$ ,  $D$  e  $R$  são obtidos segundo o procedimento descrito abaixo:

- No primeiro ajuste, fixa-se o valor de  $R$  em **1** e ajustam-se os valores de  $v$  e  $D$ , cujos valores iniciais são concebidos na metodologia de caracterização hidrodinâmica e hidrodispersiva.
- No segundo ajuste, fixa-se o valor de  $v$  e ajustam-se os valores de  $R$  e  $D$ .

Uma condição essencial para o ajuste de  $v$ ,  $D$  e  $R$  é que a conservação da massa seja atingida, ou seja, a quantidade de cloreto infiltrada deve ser igual à quantidade de cloreto estimada pelo programa após o ajuste.

- **Modelo MIM**

No modelo convecção-dispersão a duas frações de água (MIM), utilizam-se  $v$ ,  $D$ ,  $R$ ,  $\beta'$  e  $\omega$  como parâmetros de ajuste.

Como valores de **entrada** para a execução do programa, também baseado nos resultados da **parametrização hidrodinâmica**, adota-se o mesmo valor de  $v$  expresso na equação (93) e o parâmetro  $\beta'$  é tomado como sendo igual à fração de água móvel ( $\Phi$ ) e fixado durante o ajuste. Isto é possível, pois como se trata de um soluto não-reativo, a fração de sítios de adsorção ( $f$ ) é considerada nula.

Para a determinação dos parâmetros ( $v$ ,  $D$ ,  $R$  e  $\omega$ ), adota-se o seguinte procedimento:

- No primeiro ajuste, fixa-se o valor de  $\beta'$  e ajustam-se os valores de  $v$ ,  $D$ ,  $R$  e  $\omega$ .
- No segundo ajuste, fixam-se os valores de  $v$  e  $\beta'$  e ajustam-se os valores de  $D$ ,  $R$  e  $\omega$ . Com um parâmetro a menos para o ajuste, diminui-se o número de interações e conseqüentemente o erro associado a cada parâmetro.

A determinação dos parâmetros também está sujeita à condição de conservação da massa de cloreto.

## **2.11 Análise estatística dos parâmetros relativos à transferência de água e ao transporte de soluto.**

Na ausência de um grande número de dados para verificar uma possível existência de dependência espacial dos parâmetros estudados, empregando-se a análise geoestatística por meio do semivariograma (Vieira et al., 1983), as análises da variabilidade dos

parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos serão representadas pelas análises da estatística clássica.

O teste de normalidade Shapiro-Wilk, com nível de significância de 5% será empregado para avaliar quais parâmetros relativos à transferência de água e ao transporte de soluto seguem uma distribuição Normal. Caso um primeiro teste de normalidade não indique uma distribuição Normal, um segundo teste de normalidade será realizado com as variáveis transformadas, ou seja, com os logaritmos neperianos dos valores, a fim de se verificar uma distribuição Lognormal. Algumas informações adicionais sobre o teste de normalidade de Shapiro-Wilk encontram-se no Anexo 6.

## **3 RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **3.1 Introdução**

Neste capítulo serão apresentados os resultados dos ensaios de infiltração de água e de soluto em condições de campo, além dos resultados da determinação dos parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos.

### **3.2 Análise granulométrica e textura do solo**

Uma grande parte da parcela experimental onde foram realizados os ensaios de infiltração de água e de soluto possui a classificação textural do tipo Franco-Argilo-Arenoso.

Solos com altos teores de argila apresentam grande estabilidade de agregados (Sanchez, 1981). Segundo Lima (2000), alguns fatores afetam a agregação em latossolos: minerais de argila (com predominância da caulinita), óxidos de ferro e de alumínio e matéria orgânica. Trabalhando com sete latossolos da região sudeste do Brasil, Ferreira et al. (1999) encontraram que a caulinita e a gibbissita são os principais constituintes mineralógicos responsáveis pela estrutura dos latossolos estudados.

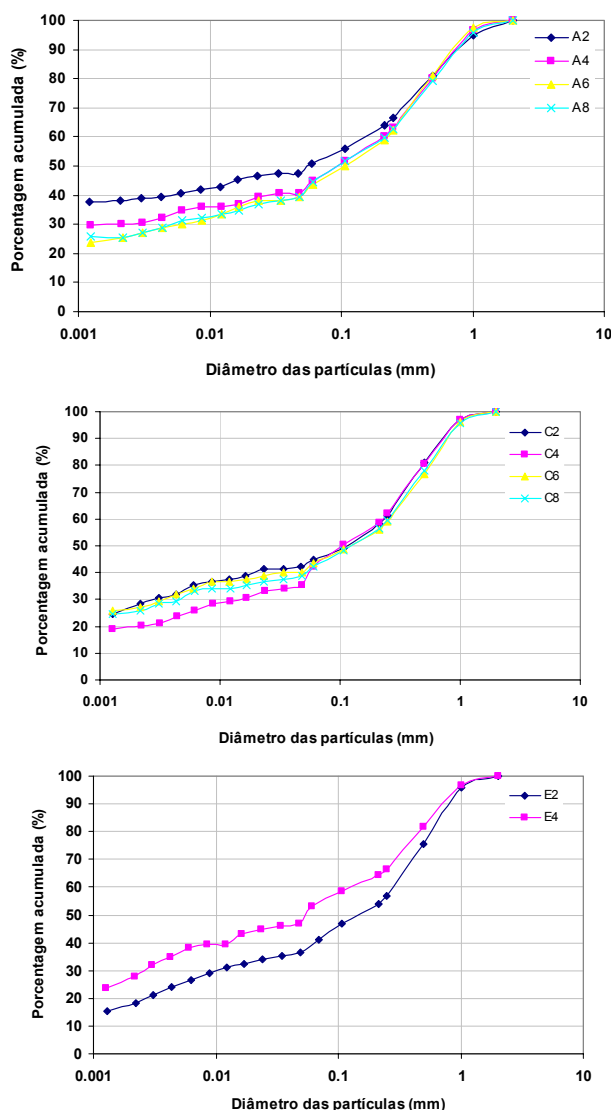
A Tabela 06 apresenta os resultados da análise granulométrica e a classificação textural das amostras de solo referentes aos ensaios de infiltração. Apenas as amostras de solo dos pontos experimentais A2 e E2 não apresentaram uma classificação textural Franco-Argilo-Arenoso.

**Tabela 06 - Textura e classificação do solo.**

<b>Amostras (0 – 15) cm</b>	<b>Areia %</b>	<b>Silte %</b>	<b>Argila %</b>	<b>Classificação Textural</b>	<b>Classificação Pedológica</b>
<b>A2</b>	51,2	10,5	38,3	Argila-Arenosa	
<b>A4</b>	58,2	11,7	30,1	Franco-Argilo-Arenoso	
<b>A6</b>	59,4	15,2	25,4	Franco-Argilo-Arenoso	
<b>A8</b>	59,4	15,2	25,4	Franco-Argilo-Arenoso	
<b>C2</b>	56,5	15,2	28,3	Franco-Argilo-Arenoso	Latossolo
<b>C4</b>	63,5	16,4	20,1	Franco-Argilo-Arenoso	Amarelo
<b>C6</b>	58,8	14,1	27,1	Franco-Argilo-Arenoso	
<b>C8</b>	61,2	12,9	25,9	Franco-Argilo-Arenoso	
<b>E2</b>	62,3	19,3	18,4	Franco-Arenoso	
<b>E4</b>	51,7	20,5	27,7	Franco-Argilo-Arenoso	

Para a classificação textural das amostras de solo utilizou-se o diagrama triangular apresentado no item 1.2.1. adaptado e adotado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (Figura 01). O tamanho médio dos agregados obtidos para a camada superficial de 0-15 cm foi de 1,76 mm de diâmetro quando seco e de 1,36 mm quando úmido. A fração entre os tamanhos dos agregados úmido e seco foi de 0,77, indicando uma alta estabilidade dos agregados.

A Figura 10 apresenta as curvas granulométricas referentes às linhas **A**, **C**, e **E** :



**Figura 10 – Curvas granulométricas referentes aos pontos das linhas A, C e E.**

### 3.3 Massa específica e a porosidade do solo

Em cada ponto experimental foram determinados primeiro três valores de massa específica, um para cada camada de cinco centímetros e depois uma média desses três valores foi calculada. A porosidade foi calculada utilizando a equação (03). A Tabela 07 apresenta a massa específica e a porosidade do solo nos pontos de realização dos ensaios. Vale destacar que as amostras foram coletadas a aproximadamente 1m do eixo central do infiltrômetro. Além disso, nota-se um ligeiro aumento nos valores da massa específica com o aumento da profundidade.

**Tabela 07 - Massa específica e porosidade do solo nos pontos experimentais.**

Pontos	Camada (cm)	Massa específica (g.cm <sup>-3</sup> )	Média <sup>†</sup> (g.cm <sup>-3</sup> )	Porosidade (%)
A2	0 - 5	1,030	1,223 ± 0,169	54
	5 - 10	1,296		
	10-15	1,343		
A4	0 - 5	1,090	1,204 ± 0,103	55
	5 - 10	1,230		
	10-15	1,292		
A6	0 - 5	1,045	1,161 ± 0,100	56
	5 - 10	1,211		
	10-15	1,225		
A8	0 - 5	1,015	1,222 ± 0,185	54
	5 - 10	1,374		
	10-15	1,276		
C2	0 - 5	1,247	1,255 ± 0,020	53
	5 - 10	1,241		
	10-15	1,278		
C4	0 - 5	1,167	1,162 ± 0,034	56
	5 - 10	1,127		
	10-15	1,194		
C6	0 - 5	1,044	1,158 ± 0,101	56
	5 - 10	1,195		
	10-15	1,235		
C8	0 - 5	1,124	1,312 ± 0,163	50
	5 - 10	1,414		
	10-15	1,398		
E2	0 - 5	1,138	1,218 ± 0,159	54
	5 - 10	1,115		
	10-15	1,402		
E4	0 - 5	1,088	1,235 ± 0,158	53
	5 - 10	1,218		
	10-15	1,401		

<sup>†</sup> Média e desvio padrão .

Observa-se nos dados da Tabela 07 uma porosidade relativamente alta em todos os pontos experimentais (média de  $54,1 \pm 1,89\%$ ). O ponto experimental C8 possui a menor porosidade (50%), enquanto que os pontos A6, C4 e C6 possuem os valores mais altos de porosidade (56%).

### 3.4 Análise química do solo

Os resultados da análise da composição química do solo estão apresentados na Tabela08.

Tabela 08 – Composição química do Latossolo obtida a partir de seis amostras de solo.

AMOSTRA	pH H <sub>2</sub> O (1:2,5)	P	S-SC <sub>4</sub> <sup>-2</sup> mg/dm <sup>3</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup> +Al <sup>+3</sup>	Al <sup>+3</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	SB	CTC	M.O. g/dm <sup>3</sup>
							cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>					
1	5,4	2,42	xxx	79,83	0,05	6,02	0,05	3,35	0,70	4,30	10,32	28,37
2	4,4	2,42	xxx	20,23	0,02	10,48	1,25	0,75	0,40	1,22	11,70	28,47
3	4,9	5,25	xxx	64,55	0,04	8,5	0,60	1,65	0,70	2,56	11,06	29,60
4	4,8	3,13	xxx	50,06	0,05	0,65	0,70	1,55	0,80	2,55	12,20	32,08
5	5,4	3,84	xxx	43,15	0,07	5,36	0,00	4,15	1,40	5,73	11,09	32,57
6	4,5	3,84	xxx	41,03	0,02	10,89	1,10	0,95	0,90	1,96	12,87	29,00



Como mostrado na Tabela 08, este solo é pobre em nutrientes (Ca, Mg, Na, and P), é muito ácido, apesar da quantidade de matéria orgânica e da quantidade em argila. O valor da capacidade de troca catiônica (CTC) reflete que este solo, sujeito às condições naturais de acidez, apresenta uma baixa capacidade de reter cátions, e uma baixa atividade das argilas, provavelmente formadas por caulinitas ou óxidos de ferro e de alumínio e hidróxidos.

### 3.5 Ensaio de infiltração

Os ensaios de infiltração de água e de soluto utilizando o infiltrômetro de anel (Figura 11) proporcionaram a obtenção de dados necessários para a caracterização hidrodinâmica e hidrodispersiva.



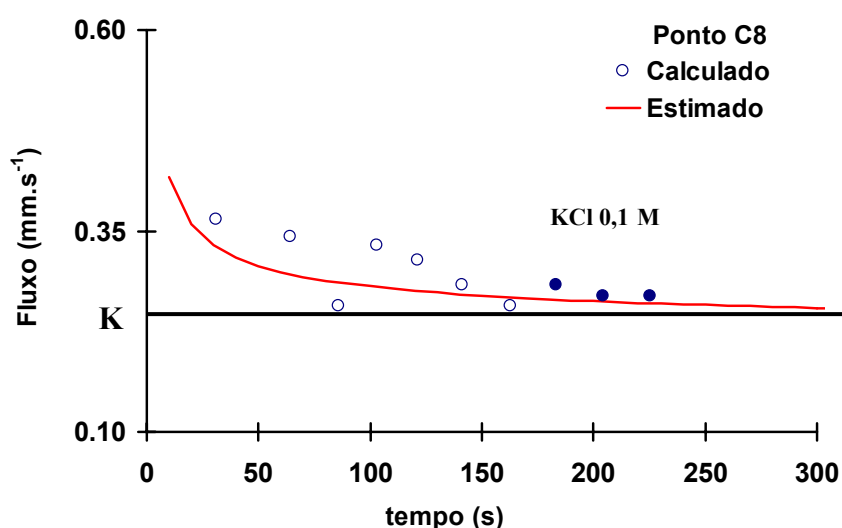
**Figura 11 – Teste de infiltração tridimensional utilizando um infiltrômetro de anel (150 mm de diâmetro).**

Alguns fatores contribuíram no processo de infiltração da água no solo:

- Um solo de classificação textural Franco Argilo Arenosa, que tem por característica uma capacidade relativamente alta de infiltração;
- Uma porosidade média de 54%, considerada relativamente alta, contribuindo principalmente no arranjo estrutural das partículas, originando agregados e conseqüentemente macroporos;

- A presença de macroporos, com ações e características bem destacadas, formados tanto pela fauna do solo (minhocas, besouros, formigas...), quanto pela flora do solo (raízes do feijão ou da vegetação rasteira local). Os macroporos, que formam uma grande cadeia de “tubos” interconectados e se situam em maior quantidade na superfície do solo, também tiveram uma influência significativa no processo de infiltração à medida que serviram de caminhos preferências à passagem de água e de soluto. Vale destacar que o cultivo do feijão contribuiu para a presença da flora e da fauna no solo e conseqüente aumento no número de macroporos;
- Fatores como o estado hídrico inicial do solo, principalmente em relação às camadas 0-5 cm e 5-10 cm, causaram influência no avanço lateral da água no solo, já que a capilaridade lateral depende da variação de umidade (termo 1b da equação 77).

O soluto foi infiltrado no solo quando atingido o regime de fluxo estacionário. A quantidade de água infiltrada para que esse regime fosse atingido partiu de ensaios preliminares de infiltração realizados na área experimental. A Figura 12 destaca os três pontos (pontos sólidos) de aplicação do soluto (KCl 0,1 M) no ponto experimental C8. Os gráficos do fluxo em função do tempo dos demais pontos experimentais estão no Anexo 2.



**Figura 12 – Gráfico do fluxo de água em função do tempo, no ponto experimental C8, com destaque para os três pontos de aplicação do soluto (pontos sólidos).**

### 3.6 Parametrização hidrodinâmica

O gráfico da Figura 13 apresenta as curvas de infiltração acumulada versus tempo para todos os dez experimentos realizados na área cultivada com feijão (*Vigna Unguiculata*). Inspeccionando todas as curvas, pode-se notar que o ponto experimental C8 apresentou a maior infiltrabilidade, enquanto que o ponto experimental E4 apresentou a menor infiltrabilidade.

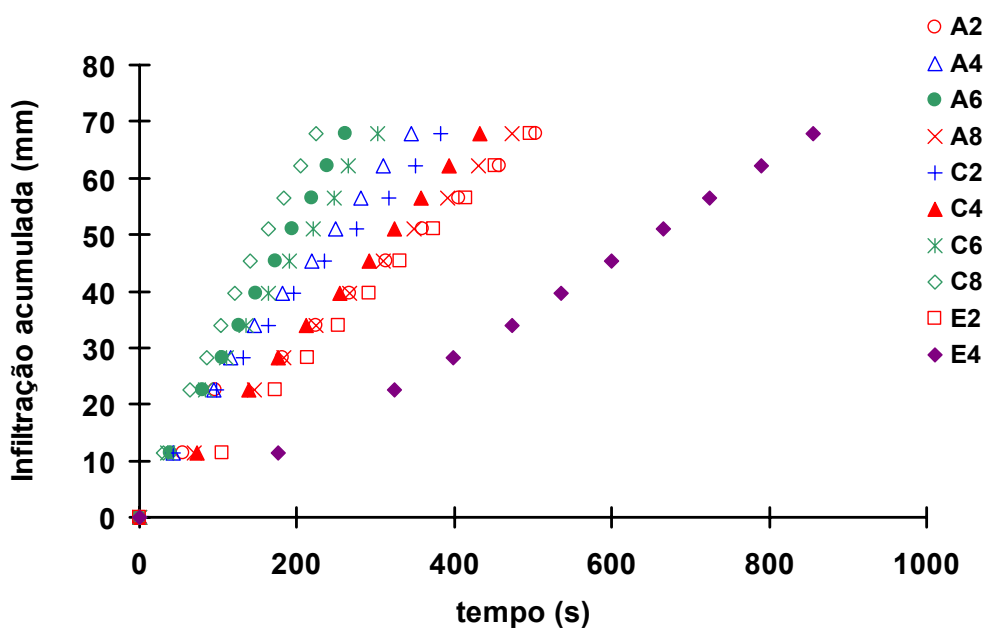


Figura 13 – Gráfico da infiltração acumulada (mm) versus tempo (s) dos dez pontos experimentais.

O ajuste dos pontos experimentais da infiltração acumulada em função do tempo foi realizado através da minimização do quadrado dos resíduos das equações (77), (78) e (82), obtendo-se os valores de  $S$  (sorvidade) e de  $K$  (condutividade hidráulica).

A Figura 14 apresenta os gráficos dos ajustes da infiltração acumulada utilizando a equação do tempo longo (Equação 78) considerando as seguintes situações de infiltração da lâmina de 70 mm de água: (i) menor intervalo de tempo de infiltração, ponto C8; (ii) maior intervalo de tempo de infiltração, ponto E4; (iii) intermediários entre o menor e o maior intervalos de tempo de infiltração, pontos A4 e A8.

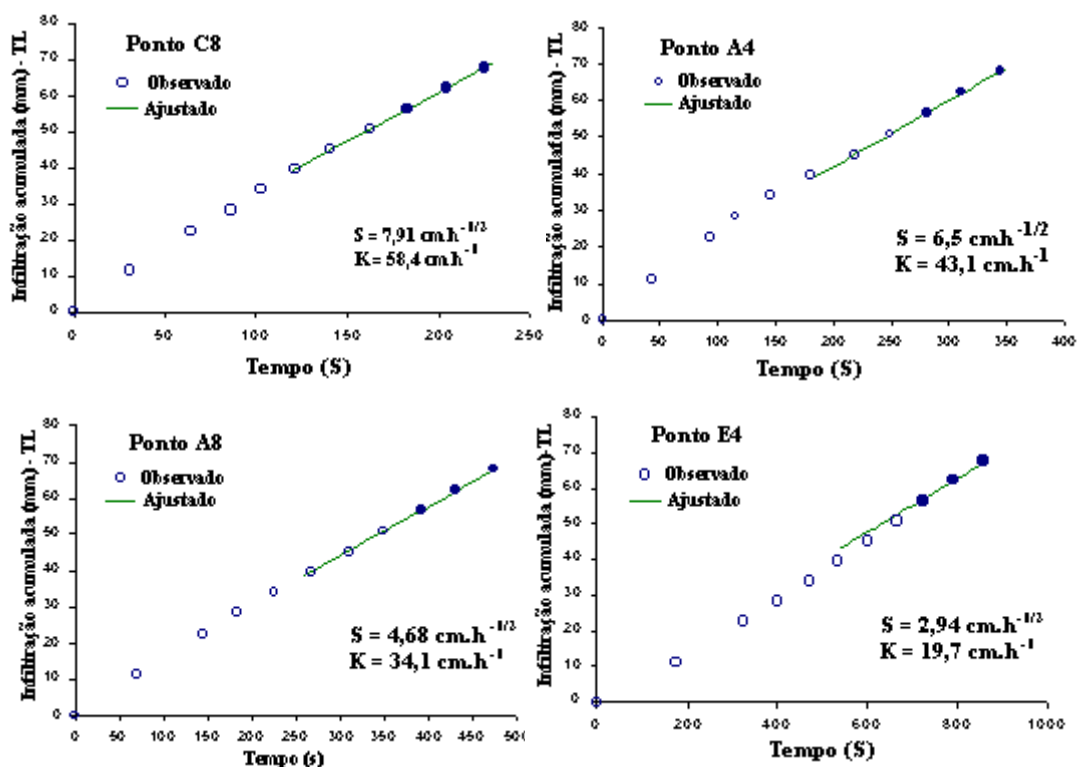


Figura 14 – Gráficos das curvas de infiltração acumulada (mm) versus tempo (s) dos pontos experimentais C8, A4, A8 e E4.

Os gráficos dos demais pontos experimentais encontram-se no Anexo 3.

A Tabela 09 apresenta os parâmetros hidrodinâmicos, tempos e comprimento característicos dos ajustes da infiltração acumulada. Observa-se que os valores de condutividade hidráulica (**K**) obtidos foram altos, com um mínimo de  $19,7 \text{ cm.h}^{-1}$  e um máximo de  $73,0 \text{ cm.h}^{-1}$ , contra valores da ordem de  $3,96 \text{ cm.h}^{-1}$  e  $6,40 \text{ cm.h}^{-1}$  encontrados na literatura (Perroux & White, 1988; Smettem & Clothier, 1989). Provavelmente os altos valores de condutividade hidráulica estejam relacionados com a presença de argila associada à quantidade de matéria orgânica, o que contribui para a formação de agregados, responsáveis pela presença de macroporos (Bouma & Anderson, 1973; McKeague et al., 1982). Como observado por Seyfried & Rao (1987); Mohanty et al. (1998) e Allaire et al. (2002b) a combinação de um alto conteúdo de argila e uma alta condutividade hidráulica é freqüente indicativo de escoamento ao longo dos macroporos.

**Tabela 09 - Parâmetros hidrodinâmicos , tempos e comprimento característicos.**

<b>Pontos</b>	$\theta_{ini}^*$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	$\theta_{fin}^\dagger$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	$\Delta\theta$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	S ( $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1/2}$ )	K ( $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ )	$t_{cap}$ (s)	$t_{stab}$ (s)	$t_{grav}$ (s)	$t_{geomod}$ (s)	$\lambda_m$ (mm)
<b>A2</b>	0,201 ± 0,055	0,397 ± 0,044	0,196	5,61	27,3	83,3	60,3	151,4	443,1	0,228
<b>A4</b>	0,189 ± 0,038	0,386 ± 0,014	0,197	6,51	43,1	45,2	36,6	82,2	331,1	0,268
<b>A6</b>	0,177 ± 0,042	0,386 ± 0,038	0,209	5,80	73,0	12,5	15,2	22,7	466,8	0,606
<b>A8</b>	0,213 ± 0,061	0,367 ± 0,052	0,154	4,68	34,1	37,3	33,8	67,8	389,0	0,320
<b>C2</b>	0,216 ± 0,039	0,371 ± 0,056	0,155	6,42	27,9	104,8	50,2	190,5	212,3	0,141
<b>C4</b>	0,183 ± 0,024	0,328 ± 0,033	0,145	3,76	45,3	13,7	16,8	24,9	532,8	0,618
<b>C6</b>	0,179 ± 0,041	0,393 ± 0,040	0,214	6,86	52,7	33,5	30,3	60,9	348,7	0,319
<b>C8</b>	0,223 ± 0,069	0,382 ± 0,022	0,159	7,91	58,4	36,3	23,5	66,0	144,7	0,198
<b>E2</b>	0,215 ± 0,045	0,424 ± 0,029	0,209	2,96	44,1	8,9	13,5	16,2	1788,8	1,400
<b>E4</b>	0,214 ± 0,059	0,331 ± 0,040	0,117	2,94	19,7	44,4	42,6	80,8	567,7	0,354

\* Média e desvio padrão de três valores por ponto.

† Média e desvio padrão de quinze valores por ponto.

De acordo com os dados da Tabela 09, pode-se observar que os dados amostrais podem ser divididos em quatro pontos com características hidrodinâmicas distintas, sendo elas:

**Característica hidrodinâmica 1**, representada pelos pontos experimentais **A6**, **C6** e **C8**, apresenta um alto valor de sorvidade (**S**) associado a um alto valor de condutividade hidráulica (**K**). Esta característica apresenta valores médios de  $6,85 \text{ cm.h}^{-1/2}$  e  $61,4 \text{ cm.h}^{-1}$  para a sorvidade e condutividade hidráulica, respectivamente.

**Característica hidrodinâmica 2**, representada pelos pontos experimentais **A4** e **C2**, apresenta altos valores de sorvidade (**S**), associados a valores de condutividade hidráulica (**K**) relativamente baixos, com respectivas médias de  $6,46 \text{ cm.h}^{-1/2}$  e  $35,5 \text{ cm.h}^{-1}$ .

**Característica hidrodinâmica 3**, representada pelos pontos experimentais **A2**, **A8**, **C4** e **E2**, associa baixos valores de sorvidade (**S**) aos valores relativamente baixos de condutividade hidráulica (**K**), com respectivas médias de  $4,25 \text{ cm.h}^{-1/2}$  e  $37,7 \text{ cm.h}^{-1}$ .

**Característica hidrodinâmica 4**, representada pelo ponto experimental **E4**, associa o menor valor de sorvidade ( $2,94 \text{ cm.h}^{-1/2}$ ) ao menor valor de condutividade ( $19,7 \text{ cm.h}^{-1}$ ).

De uma forma geral, a presença de características distintas pode ser explicada pelas condições iniciais da superfície do solo (0 – 5 cm) nos pontos experimentais estudados, além do adensamento nas camadas subseqüentes (5 – 10 e 10 – 15 cm). As condições iniciais da superfície do solo, indicadas pelos valores de sorvidade, referem-se principalmente à presença, ou não, de uma crosta de impedimento à infiltração, criada devido à presença do homem (trabalhadores rurais) e de máquinas (tratores e demais equipamentos utilizados no cultivo do feijão), além das condições climáticas. Estes fatores também podem ter contribuído para o adensamento, ou não, das camadas de 5 – 10 e 10 – 15 cm. O efeito desse adensamento é observado nos valores de condutividade hidráulica, pois este parâmetro hidrodinâmico depende, dentre outros fatores, do arranjo geométrico das partículas (que determinam a secção transversal útil para o fluxo) e da gravidade.

Com base nisso, pode-se afirmar que a **característica hidrodinâmica 1** refere-se a uma condição onde não ocorreu a presença de uma camada superficial de impedimento (crosta) nem um adensamento nas camadas subseqüentes.

A **característica hidrodinâmica 2** refere-se a uma condição onde não ocorreu camada superficial de impedimento, mas ocorreu adensamento nas camadas subseqüentes.

A **característica hidrodinâmica 3** refere-se a uma condição onde ocorreu camada superficial de impedimento e adensamento nas camadas subseqüentes.

Na **característica hidrodinâmica 4**, a presença de uma camada superficial de impedimento e o adensamento influenciaram o processo de infiltração de uma forma mais significativa quando comparado à característica hidrodinâmica 3.

Vale salientar que as amostras utilizadas para a determinação da massa específica e da porosidade foram coletadas a aproximadamente 1m do eixo central do infiltrômetro, fazendo com que os dados da Tabela 07 sirvam apenas para dar uma estimativa próxima da porosidade na parcela experimental.

Os valores de **K** e **S** proporcionaram os cálculos satisfatórios de fluxo monodimensional ( $q_{1Dtsol}$ ) e conseqüente velocidade calculada ( $v_{cal}$ ), utilizada como parâmetro de entrada no programa CXTFIT 2.0.

Os valores do raio de poros hidraulicamente funcionais ( $\lambda_m$ ) variaram de 0,104 a 1,400 mm. Esses valores estão dentro da faixa de valores encontrada em outros trabalhos (White & Sully, 1987; Sauer et al., 1990; Thony et al., 1991; Cook & Broeren, 1994). Contudo, Roulier et al. (2002) chegaram a obter um valor abaixo de 0,100 mm (0,073 mm) em um solo argilo-siltoso.

Ainda com base nos dados da Tabela 09, a variação de umidade volumétrica ( $\Delta\theta$ ) foi de 0,117 a 0,214  $cm^3.cm^{-3}$ . Nos pontos experimentais **A2**, **A4**, **A8**, **C2**, **C6** e **C8**, o regime de escoamento pseudo-permanente foi atingido ainda sob o domínio da capilaridade no processo de infiltração, pois para esses pontos o tempo capilar foi maior do que o tempo de estabilização,  $t_{cap} > t_{stab}$ .

Observou-se em todos os pontos que a geometria da fonte não foi dominante sobre o caráter inicial do escoamento capilar no processo de infiltração, pois o  $t_{geomod}$  é maior que o  $t_{cap}$  e o  $t_{grav}$ .

### 3.7 Parametrização hidrodispersiva

Os modelos convecção-dispersão (CD) e convecção-dispersão a duas frações de água (MIM) foram utilizados na caracterização hidrodispersiva, utilizando o programa CXTFIT 2.0. No modelo CD, os parâmetros ajustados foram a velocidade da água nos

poros ( $v$ ), o coeficiente de dispersão hidrodinâmica ( $D$ ) e o fator de retardo ( $R$ ); e no modelo MIM, os parâmetros ajustados foram os dos modelo CD acrescidos do número de Damkohler ( $\omega$ ). No caso MIM, o modelo considera que a água é fracionada em móvel e imóvel; isso conduz à determinação dos parâmetros  $\alpha$  e  $\theta_m$ , definidos respectivamente como o coeficiente de troca de massa entre as duas frações de água e a úmida volumétrica móvel. A fração de água móvel ( $\Phi$ ) foi determinada pelo método de Clothier et al. (1992). No ajuste dos dados experimentais pela solução analítica, considerou-se a concentração residente. Na Tabela 10 estão os dados referentes à aplicação do soluto.

**Tabela 10 - Valores referentes à aplicação do soluto.**

Pontos	$\theta_{fin}^\dagger$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	$C_{ini}$ ( $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ )	$q_{1Dtsol}$ ( $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ )	$\Phi = \theta_m / \theta$	$V_{cal}$ ( $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ )	$Z_{frente}$ ( $\text{cm}$ )	$I_{sol}$ ( $\text{mm}$ )
A2	0,397 ± 0,044	27,7	27,3	0,67	68,9	2,77	17,3
A4	0,386 ± 0,014	2,3	43,1	0,70	111,5	2,97	16,8
A6	0,386 ± 0,038	6,4	73,0	0,75	189,2	3,52	17,6
A8	0,367 ± 0,052	65,8	34,1	0,55	92,9	3,23	16,7
C2	0,371 ± 0,056	9,9	27,9	0,60	75,3	2,24	15,3
C4	0,328 ± 0,033	32,9	45,3	0,42	138,0	1,94	15,8
C6	0,393 ± 0,040	8,3	52,7	0,68	134,2	3,06	17,1
C8	0,382 ± 0,022	1,1	58,4	0,85	152,9	2,63	17,3
E2	0,424 ± 0,029	14,1	44,1	0,80	104,1	3,53	17,4
E4	0,331 ± 0,040	4,3	19,7	0,60	59,4	3,15	14,5

† Média e desvio padrão de quinze valores por ponto experimental.

O fluxo monodimensional  $q_{1Dtsol}$  foi utilizado para o cálculo da velocidade média da água nos poros ( $v_{cal}$ ), segundo as considerações de que as amostras de solo são coletadas no eixo central do infiltrômetro sendo, portanto, o fluxo monodimensional e constante ao final do ensaio de infiltração. Estas velocidades médias calculadas foram utilizadas como variáveis de entrada no programa CXTFIT 2.0 para as estimativas dos parâmetros hidrodispersivos. Os valores de  $q_{1Dtsol}$  estão de acordo com a condição imposta



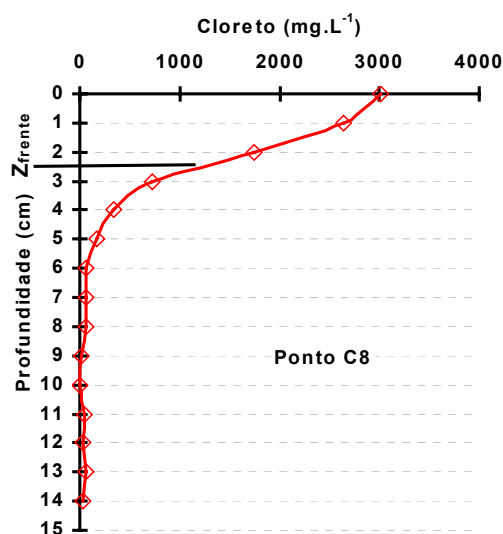
por Snow (1999) para a validade da hipótese (84),  $C_{im}(z_o, t_{sol}) \approx 0$ , ou seja,  $q_{1Dtsol} > 10 \text{ mm.h}^{-1}$ .

A fração de água móvel ( $\Phi$ ) variou de 0,42 a 0,85, apresentando o maior valor no ponto experimental C8, que infiltrou a lâmina de 70,0 mm em um menor intervalo de tempo. Em experimentos de campo, Clothier et al. (1992) encontraram frações de água móvel da ordem de 0,49 ( $\pm 0,12$ ), aplicando Brometo ( $\text{Br}^-$ ) em uma areia fina. Gvirtzman & Magaritz (1986) determinaram frações de água móvel entre 0,45 e 0,60 em experimento com traçador natural. Rice et al. (1986) encontraram frações de água móvel de 0,80 em um solo sob irrigação. Jaynes et al. (1995), também utilizando Brometo, encontraram frações de água que variaram de 0,25 a 0,98. Roulier et al. (2002) encontraram valores de  $\Phi$  que variaram de 0,5 a 0,93. Estando os resultados de  $\Phi$  (apresentados na Tabela 10) dentro da média obtida em outros trabalhos.

A frente de avanço do soluto ( $Z_{frente}$ ) foi calculada utilizando a seguinte expressão:

$$Z_{frente} = \frac{I(t_{sol})}{\theta_{fin}} \quad (96)$$

A frente de avanço do soluto calculada pela expressão acima está de acordo com o cálculo do centro de gravidade da curva do perfil de concentração experimental (Figura 15).



**Figura 15 – Perfil de concentração de cloreto no ponto experimental C8, com destaque para frente de molhamento do soluto ( $Z_{frente}$ ).**

$I_{sol}$  representa a lâmina de solução infiltrada calculada a partir da equação de infiltração para tempos curtos em função do  $S$  e do  $K$  otimizados e calculados na parametrização hidrodinâmica. Os valores de  $I_{sol}$ , apresentados na Tabela 10, também estão de acordo com a condição imposta por Snow (1999) para a validade da hipótese (84), ou seja,  $I_{sol} < 1,25 \times q_{1Dtsol}$ .

### 3.7.1 Modelo CD

Neste modelo, os parâmetros foram ajustados utilizando a solução analítica da equação de convecção-dispersão (CD) aos pontos observados no perfil de concentração residente experimental. As soluções analíticas e as condições inicial e de contornos foram detalhadas, respectivamente nos itens 2.10 e 1.10 deste trabalho. Os parâmetros ajustados foram a velocidade da água nos poros ( $v$ ), o coeficiente de dispersão hidrodinâmica ( $D$ ) e o fator de retardo ( $R$ ), respeitando-se a condição de conservação de massa de cloreto.

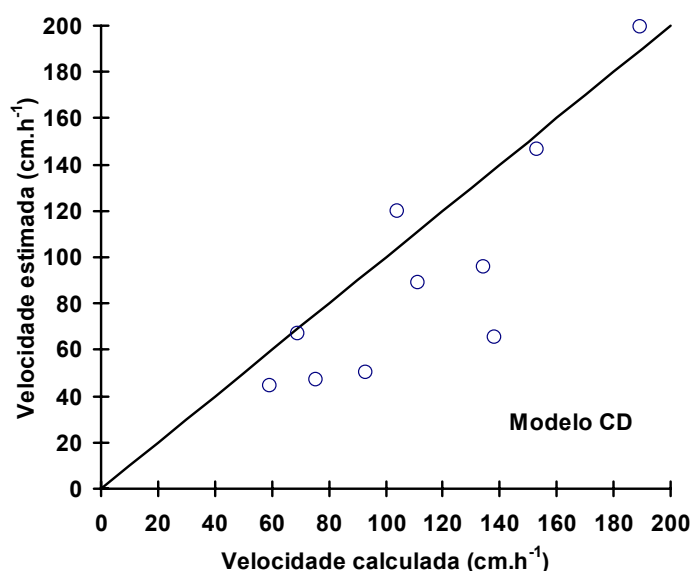
A Tabela 11 apresenta os resultados dos parâmetros hidrodispersivos estimados utilizando o programa CXTFIT, considerando o modelo CD.

**Tabela 11 - Resultado dos ajustes dos parâmetros hidrodispersivos utilizando o modelo CD no programa CXTFIT 2.0.**

Pontos	$V_{cal}$ ( $cm.h^{-1}$ )	$V_{estim}$ ( $cm.h^{-1}$ )	$D^{\dagger}$ ( $cm^2.h^{-1}$ )	$R^{\dagger}$	$\lambda$ ( $cm$ )	P
A2	68,9	67,0	$411,2 \pm 127,9$	$1,24 \pm 0,17$	6,1	0,41
A4	111,5	89,1	$262,3 \pm 38,1$	$1,23 \pm 0,07$	2,9	0,72
A6	189,2	199,7	$624,4 \pm 23,8$	$1,13 \pm 0,01$	3,1	0,93
A8	92,9	50,3	$173,4 \pm 34,6$	$1,46 \pm 0,14$	3,4	0,80
C2	75,3	47,1	$69,9 \pm 21,6$	$2,18 \pm 0,37$	1,5	1,30
C4	138,0	65,2	$921,1 \pm 191,0$	$1,15 \pm 0,11$	14,1	0,22
C6	134,2	95,9	$538,3 \pm 205,7$	$1,32 \pm 0,23$	5,6	0,39
C8	152,9	146,8	$107,4 \pm 10,8$	$1,26 \pm 0,03$	0,7	3,73
E2	104,1	119,8	$327,3 \pm 34,6$	$1,15 \pm 0,04$	2,7	0,97
E4	59,4	44,6	$150,0 \pm 24,2$	$1,27 \pm 0,09$	3,4	0,92

$\dagger$  Valor e erro médio quadrático.

O  $V_{estim}$  representa a velocidade estimada pelo programa CXTFIT 2.0 após um primeiro ajuste em que  $V_{cal}$  foi utilizado como velocidade de entrada para execução do programa.  $V_{estim}$  foi fixado para um novo ajuste e obtenção dos demais parâmetros. A Figura 16 apresenta uma correlação entre a velocidade calculada e a velocidade estimada pelo programa utilizando o modelo CD.



**Figura 16 – Relação entre a velocidade calculada e a velocidade estimada pelo modelo CD.**

Como se pode observar no gráfico da Figura 16, quatro dos dez valores das velocidades estimadas e calculadas ficaram bem próximos da bissetriz. Nos demais pontos, as velocidades estimadas subestimaram aquelas calculadas. Este comportamento é explicado pela contribuição de um fluxo tridimensional ao invés daquele utilizado para o cálculo das velocidades ( $q_{1Dtsol}$ ). Em algumas amostras de solo coletadas ao final do ensaio de infiltração, foi observado que somente uma parcela da área esteve úmida, caracterizado por um fluxo de infiltração axial variável, contribuindo assim para explicar a diferença entre as velocidades calculadas e estimadas.

O coeficiente de dispersão hidrodinâmica (**D**) variou de 69,9 a 921,1  $\text{cm}^2.\text{h}^{-1}$ , ressaltando a variabilidade espacial deste parâmetro. Esses valores podem ser considerados altos em relação a outros trabalhos. Roulier (1999) encontrou valores da ordem de 7,8  $\text{cm}^2.\text{h}^{-1}$ , em um solo arenoso, utilizando o infiltrômetro a disco. Em relação aos trabalhos com colunas de solo ou similar (esferas de vidro por exemplo), Rao et al. (1980b) encontraram valores que variaram de 1,57 a 12,46  $\text{cm}^2.\text{h}^{-1}$ ; Seyfried & Rao (1987), utilizando solos com agregados, determinaram valores que variaram de 1,65 a 60,9  $\text{cm}^2.\text{h}^{-1}$ ; Bejat et al. (2000) encontraram valores de 6,64  $\text{cm}^2.\text{h}^{-1}$  para um solo argilo-siltoso e 20,8  $\text{cm}^2.\text{h}^{-1}$  para um solo argilo-arenoso; Comegna et al. (2001) encontraram valores perto de 9,54  $\text{cm}^2.\text{h}^{-1}$  em um solo argilo-arenoso. Segundo Renard et al. (1977), o coeficiente de dispersão hidrodinâmica é um dos parâmetros mais sensíveis aos erros de medidas.

Em relação à dispersividade ( $\lambda$ ), a condição (87),  $I_{sol} > \lambda$ , imposta por Snow (1999) para a validação da hipótese (83),  $C_m = (z_o, t_{sol}) = C_o$ , foi observada para os pontos C2 ( $I_{sol} = 1,53$ ;  $\lambda = 1,5$ ) e C8 ( $I_{sol} = 1,73$ ;  $\lambda = 0,7$ ). Contudo, Clothier et al. (1995) mostraram que uma lâmina de até 15 mm poderia ser empregada para que se validasse a hipótese (83). Além disso, houve uma preocupação em evitar uma possível carga hidráulica ao ser aplicada uma lâmina maior, pois isso invalidaria as equações de infiltração empregadas, já que estas se referem a uma infiltração sem carga hidráulica. Roulier (1999), aplicando o método de Clothier et al. (1992) para determinação da fração de água móvel ( $\Phi$ ), também encontrou valores de lâmina de solução infiltrada ( $I_{sol}$ ) menores que a dispersividade ( $\lambda$ ).

Na literatura, uma relação linear entre **D** e **v** tem sido frequentemente empregada (Villiermaux & Swaaij, 1969; Bear, 1975; Yule & Gardner, 1978). Bhattacharya & Gupta (1983) mostraram que para valores altos da velocidade da água em meios porosos

saturados, a relação entre  $D$  e  $v$  é linear. Por motivos de simplificação e otimização, os modelos de simulação numérica do transporte de solutos utilizam a dispersividade como sendo a relação entre  $D$  e  $v$ . Portanto, para se avaliar o transporte de solutos é necessário obter um valor efetivo de dispersividade característico da parcela experimental em estudo.

Com base nos valores apresentados na Tabela 11, obteve-se uma dispersividade efetiva de  $4,35 \pm 3,60$  cm, referente aos dez pontos constituintes da parcela experimental. Por se tratar de um experimento realizado diretamente no campo, em que cada ponto experimental apresenta um arranjo estrutural diferente, é esperada uma elevada variabilidade no valor da dispersividade efetiva. Porém, em cinco dos dez pontos experimentais, a dispersividade apresentou valores bem próximos, com uma média de  $3,1 \pm 0,28$  cm.

O número de Péclet mostra que o processo predominante no transporte de cloreto em todos os pontos é a dispersão ( $P < 10$ ). Griffioen et al. (1998), numa referência aos efeitos dos agregados no transporte de soluto, citando o trabalho de Seyfried & Rao (1987) em que utilizaram experimentos com traçadores coloridos, mostraram que somente uma fração da matriz do solo esteve em contato com o soluto para explicar que a difusão dentro da matriz do solo seria o meio de transferência de massa para esses sistemas.

### 3.7.2 Modelo MIM

Na parametrização hidrodispersiva utilizando o modelo MIM, onde o espaço poroso do solo é dividido em dois sítios ou domínios, um conteúdo de água móvel ( $\theta_m$ ) e outro conteúdo de água imóvel ( $\theta_{im}$ ), foram obtidos resultados da mesma ordem de grandeza dos obtidos na parametrização com o modelo CD.

No modelo MIM, os parâmetros ajustados foram a velocidade de água nos poros ( $v$ ), o coeficiente de dispersão hidrodinâmica ( $D$ ), o fator de retardo ( $R$ ) e o número de Damkohler ( $\omega$ ). Como no modelo CD, os ajustes foram realizados sob a condição de conservação da massa de cloreto. O coeficiente de partição entre as duas frações de água ( $\beta'$ ) foi tomado como sendo igual à fração de água móvel ( $\Phi$ ) obtido experimentalmente utilizando o método de Clothier et al. (1992) (Tabela 10). A Tabela 12 apresenta os parâmetros hidrodispersivos estimados pelo programa CXTFIT 2.0, considerando o modelo MIM, para os dez pontos experimentais.

Tabela 12 – Resultado dos ajustes dos parâmetros hidrodispersivos utilizando o modelo MIM no programa CXTFIT 2.0.

Pontos	V <sub>cal</sub> (cm.h <sup>-1</sup> )	V <sub>estim</sub> (cm.h <sup>-1</sup> )	D <sup>†</sup> (cm <sup>2</sup> .h <sup>-1</sup> )	R <sup>†</sup>	ω <sup>†</sup>	β <sup>*</sup>	λ (cm)	α <sup>#</sup> (h <sup>-1</sup> )	P
A2	68,9	67,0	360,6 ± 432,1	1,41 ± 7,08	0,39 ± 15,99	0,67	5,4	3,8	0,47
A4	111,5	89,0	233,4 ± 44,0	1,41 ± 1,88	0,34 ± 3,76	0,70	2,6	4,9	0,81
A6	189,2	199,8	559,3 ± 66,7	1,23 ± 0,35	0,21 ± 0,72	0,75	2,8	4,4	1,04
A8	92,9	50,2	155,4 ± 126,2	1,72 ± 5,26	0,97 ± 15,84	0,55	3,1	10,3	0,89
C2	75,3	46,8	66,1 ± 117,5	2,42 ± 17,64	1,57 ± 71,90	0,60	1,4	19,6	1,37
C4	138,0	65,4	769,1 ± 401,2	1,60 ± 11,11	0,65 ± 13,27	0,42	11,8	21,7	0,26
C6	134,2	95,8	481,5 ± 445,7	1,51 ± 9,34	0,45 ± 22,46	0,68	5,0	7,8	0,43
C8	152,9	146,8	115,4 ± 21,6	1,25 ± 0,06	-----	0,85	0,79	-----	3,47
E2	104,1	119,8	303,6 ± 157,6	1,20 ± 0,59	0,24 ± 2,49	0,80	2,5	3,0	1,05
E4	59,4	44,6	134,5 ± 83,7	1,42 ± 1,55	0,72 ± 6,15	0,60	3,0	4,5	1,02

† Valor e erro médio quadrático.

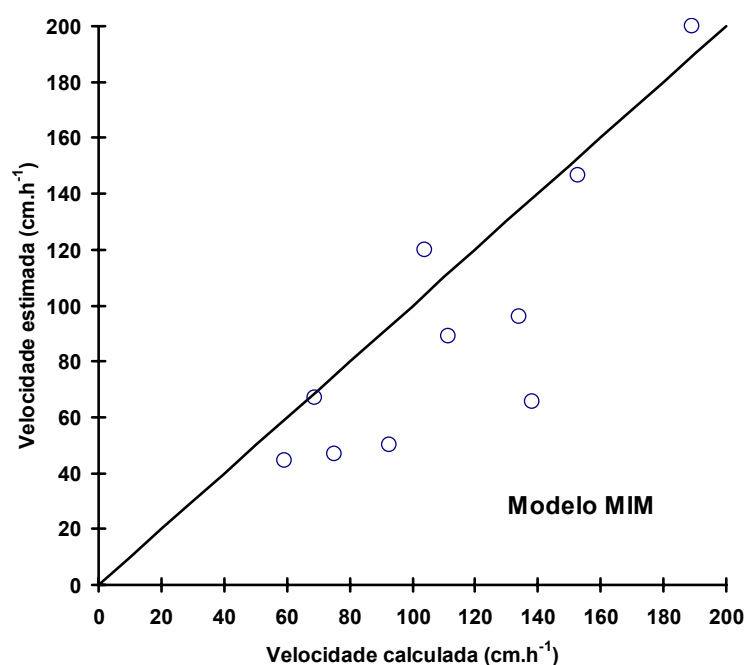
\* β<sup>\*</sup> assumido como sendo igual a fração da água móvel (Φ)

# α foi calculado segundo a expressão:  $\alpha = \frac{q \cdot \omega}{Z_{frente}}$

A determinação antecipada da fração de água móvel ( $\Phi$ ) foi importante, tanto no modelo CD, como no modelo MIM, pois reduziu o número de parâmetros a serem ajustados e, conseqüentemente, o erro médio quadrático associado a cada um deles.

Observa-se na Tabela 12 que as velocidades estimadas no modelo MIM tiveram praticamente o mesmo valor que as velocidades estimadas no modelo CD (Tabela 11). Estes resultados reforçam que o transporte de soluto pode ser explicado, também, pelo modelo CD.

A Figura 17 apresenta a relação entre a velocidade calculada e a velocidade estimada pelo programa CXTFIT 2.0, utilizando o modelo MIM.



**Figura 17 – Relação entre a velocidade calculada e a velocidade estimada pelo modelo MIM.**

Observa-se, evidentemente, uma semelhança entre a Figura 17 e a Figura 16 (modelo CD), já que as velocidades calculadas foram as mesmas para ambos os modelos e as velocidades estimadas ( $V_{estim}$ ) tiveram, na maior parte dos pontos experimentais, o mesmo valor numérico (Tabelas 11 e 12).

Os valores de coeficiente de dispersão hidrodinâmica ( $D$ ) estimados no modelo MIM (Tabela 12) foram ligeiramente menores do que os obtidos no modelo CD (Tabela

11), tendo este parâmetro, portanto, a mesma ordem de grandeza em ambos os modelos. No entanto, os erros médios quadráticos atribuídos a este parâmetro no modelo MIM superaram os obtidos no modelo CD. Entretanto, em ambos os modelos, foram observados valores de  $D$  e  $v$  bem acima da média obtida em outros trabalhos. Oliveira et al. (1999), por exemplo, obteve um coeficiente de dispersão hidrodinâmica de  $9,32 \text{ cm}^2 \cdot \text{h}^{-1}$  e uma velocidade da água nos poros de  $14,04 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$  em um Latossolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa.

A linearidade entre  $D$  e  $v_{\text{estim}}$ , como no modelo CD, foi observada em 50% dos pontos experimentais. Com base nos valores apresentados na Tabela 12, obteve-se uma dispersividade efetiva de  $3,84 \pm 2,97$  cm referente aos dez pontos constituintes da parcela experimental.

Já os valores de fator de retardo ( $R$ ) obtidos no modelo MIM foram ligeiramente maiores do que os obtidos no modelo CD. Porém, os erros médios quadráticos deste parâmetro foram bem superiores aos obtidos no modelo CD.

O número de Damkohler ( $\omega$ ), definido como a relação entre a escala de tempo convectivo ( $L/q$ ) à escala de tempo de troca de massa ( $1/\alpha$ ), variou de 0,21 a 1,57, exceto para o ponto C8 em que  $\omega$  foi igual a 100, ressaltando que o modelo CD deve ser utilizado para a parametrização hidrodispersiva. Nkedi-Kizza et al. (1983), trabalhando em solo com agregados, encontraram valores que variaram de 0,45 a 2,13. Seyfried & Rao (1987), utilizando colunas indeformadas de um solo argiloso, encontraram valores do número de Damkohler que variaram de 0,16 a 3,89. Brusseau et al. (1994), também em solo com agregados, determinaram valores da ordem de 1,11. Já Schlindwein (1992), trabalhando em um Latossolo Roxo com agregados, encontrou valores um pouco mais altos variando de 22,62 a 67,64. Quanto maior o valor de  $\omega$ , menor será a resistência para que a transferência difusiva de soluto entre as duas regiões ocorra, garantindo com isso, uma troca praticamente instantânea entre as regiões de água móvel e imóvel (Schlindwein, 1998). Este comportamento foi observado nos resultados obtidos, uma vez que os tempos convectivos ( $t_{\text{conv}}$ ) foram ligeiramente maiores do que os tempos de troca de massa ( $t_{\alpha}$ ). Esses tempos serão apresentados mais adiante (Tabela 13).

O coeficiente de partição entre as duas frações da água ( $\beta'$ ), cujo valor foi considerado igual à fração de água móvel, considerando a fração de sítios de adsorção ( $f$ )



nula, variou de 0,55 a 0,85. Nkedi-Kizza et al. (1983) encontraram valores de  $\beta'$  variando de 0,61 a 0,78 em solos com agregados. Seyfried & Rao (1987) encontraram valores que variaram de 0,23 a 0,84. Bond & Wierenga (1990) determinaram valores da ordem de 0,95. Brusseau et al. (1994) encontraram na ordem de 0,5, Schlindwein (1992) encontrou valores iguais a 0,83 e 0,90, e Costa (2000), que em ensaios de colunas com solo Franco-Argilo-Arenoso, encontrou valores entre 0,95 e 0,97.

Nos pontos experimentais C2 e C8, como no modelo CD, foi obtida uma dispersividade ( $\lambda$ ) menor que a lâmina de solução infiltrada ( $I_{sol}$ ).

O coeficiente de troca de massa ( $\alpha$ ), cujo valor depende do fluxo ( $q$ ), do número de Damkohler ( $\omega$ ) e da frente de avanço da solução ( $Z_{frente}$ ), teve seu valor variando de 3,0 (ponto E4) até 21,7 h<sup>-1</sup>. Considerados valores altos se comparados com outros trabalhos. No caso do ponto C8, o valor de  $\omega$  excedeu o valor de 100, caracterizando-se por uma troca praticamente instantânea entre as duas regiões de água móvel e imóvel, enfatizando que o modelo CD seja utilizado para a obtenção dos parâmetros hidrodispersivos.

Como no modelo CD, o número de Péclet menor do que dez mostra que o processo predominante em todos os pontos é a dispersão. Segundo Seyfried & Rao (1987), valores baixos de  $P$  são indicativos de uma variação ampla nas velocidades de água nos poros na região de água móvel. Isto sugere que a compartimentalização da água no solo somente dentro das duas regiões, como assumido pelo modelo MIM, seja insuficiente para levar em consideração a variação das velocidades de água nos poros encontrada. Já Griffioen et al. (1998), num trabalho de interpretação dos parâmetros do modelo de duas regiões, afirmaram que se o número de Péclet for menor do que um, os efeitos da dispersão se equivalem ao da difusão.

As Figuras 18 e 19 apresentam os perfis de umidade volumétrica final e das concentrações experimental e ajustadas pelos modelos CD e MIM para os pontos experimentais A4, A8, C8 e E4. Na Figura 18, observa-se no ponto C8 que as curvas ajustadas, tanto do modelo CD, quanto do modelo MIM, passam bem próximos dos pontos de concentração experimental (praticamente se sobrepõem), caracterizando um excelente ajuste. Isto é evidenciado pelos menores erros médios quadráticos obtidos para o coeficiente de dispersão hidrodinâmica ( $D$ ) e fator de retardo ( $R$ ), tanto no modelo CD, quanto no modelo MIM (Tabelas 11 e 12). Os perfis de umidade volumétrica final e das

concentrações de cloreto (experimental e ajustados pelos modelos CD e MIM) dos demais pontos experimentais estão no Anexo 5.

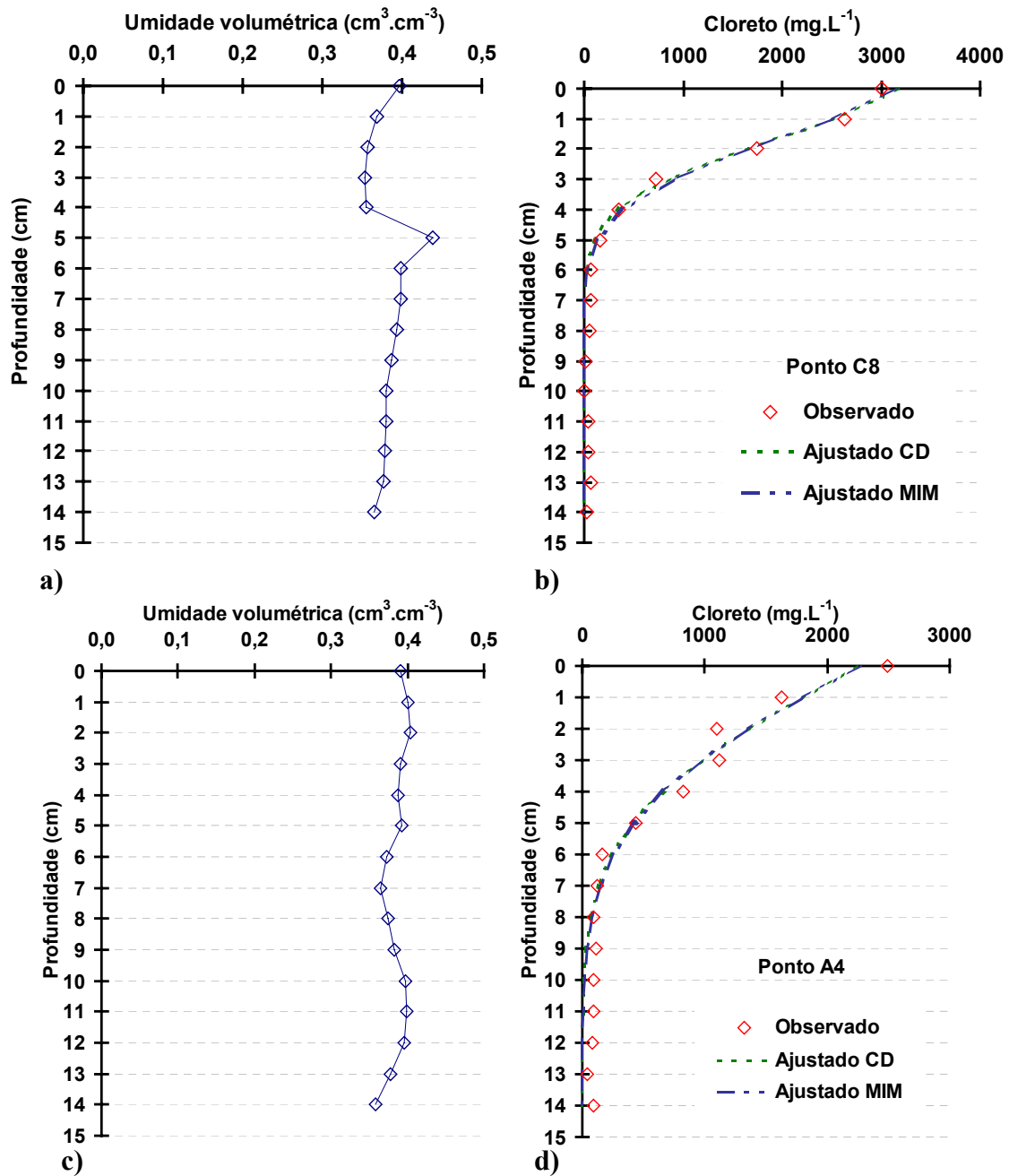


Figura 18 – Perfis de umidade volumétrica final e das concentrações de cloreto (experimental e ajustadas pelos modelos CD e MIM) para os pontos experimentais C8 e A4.

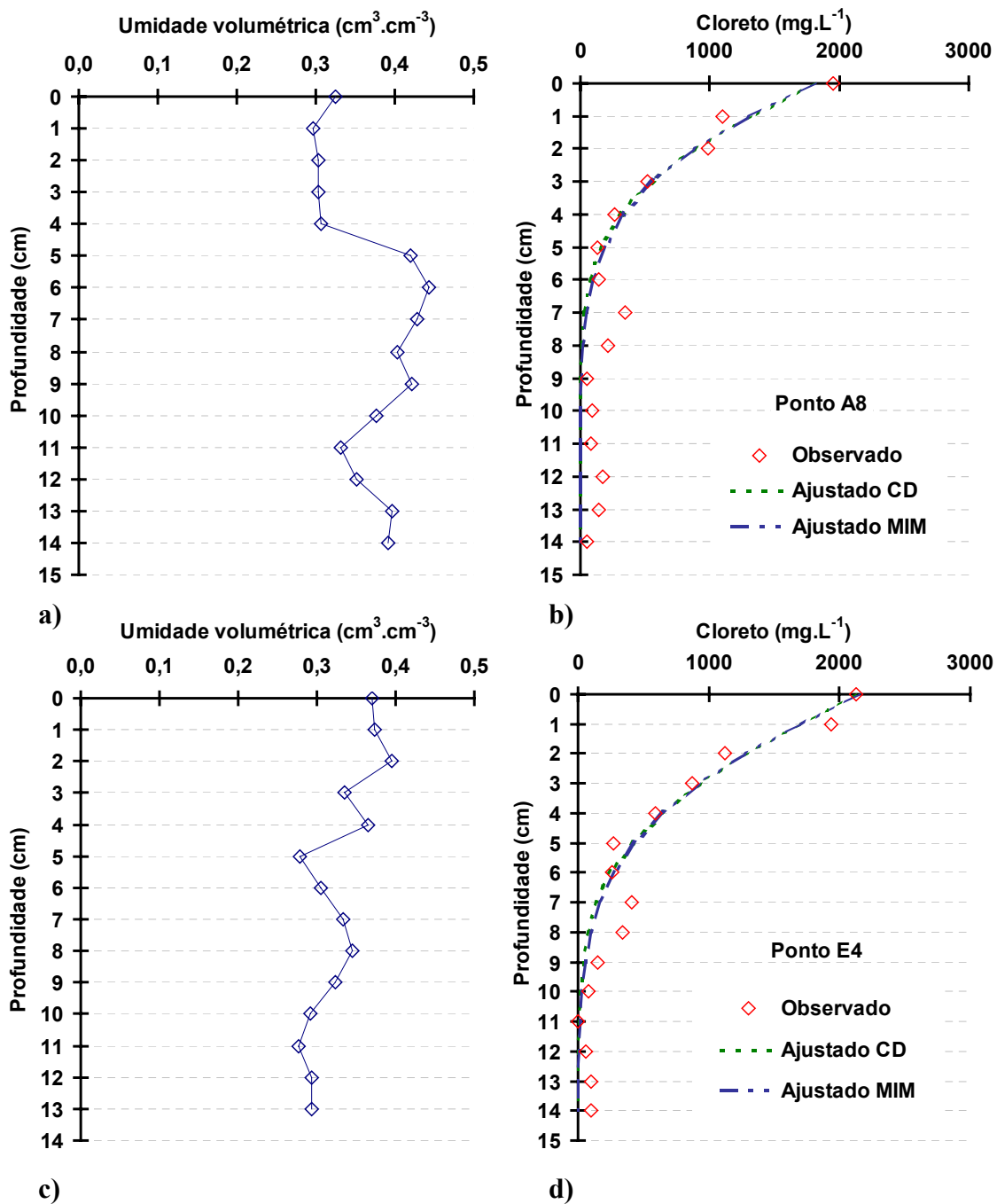


Figura 19 – Perfis de umidade volumétrica final e das concentrações de cloreto (experimental e ajustadas pelos modelos CD e MIM) para os pontos experimentais A8 e E4.

Os dois modelos (CD e MIM) apresentaram perfis de concentração ajustados similares. O que evidencia, entre outros fatores, a possibilidade de utilização dos dois modelos, CD e MIM, para a obtenção dos parâmetros hidrodispersivos.

Uma análise entre o tempo convectivo médio ( $t_{conv}$ ) e o tempo de troca de massa entre as regiões de água móvel e imóvel ( $t_{\alpha}$ ) serve como subsídio para evidenciar a possibilidade de utilização dos dois modelos.

A Tabela 13 apresenta os tempos convectivos e os tempos de troca de massa obtidos nos ensaios de infiltração.

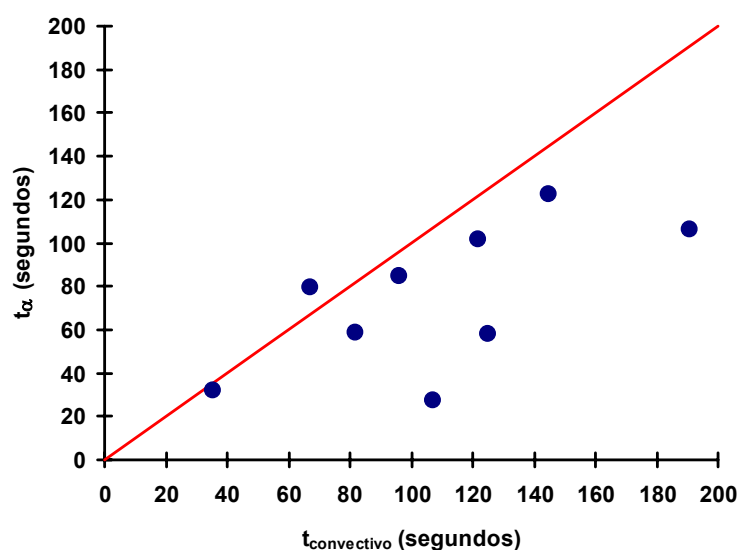
O transporte convectivo-dispersivo leva em consideração a distribuição do soluto na região móvel, enquanto que a transferência de soluto na região imóvel é determinada de modo que o soluto esteja disponível na interface das duas regiões. Com suficiente soluto na interface, existem dois processos conceituais que influenciam a transferência de massa: a difusão molecular e a velocidade da água nos poros.

**Tabela 13 - Tempos convectivos e tempos de troca massa.**

<b>Pontos</b>	<b><math>t_{conv}</math> (s)</b>	<b><math>t_{\alpha}</math> (s)</b>
<b>A2</b>	145,0	122,7
<b>A4</b>	96,0	84,7
<b>A6</b>	67,0	79,8
<b>A8</b>	125,0	58,0
<b>C2</b>	107,0	27,3
<b>C4</b>	35,4	31,6
<b>C6</b>	82,0	58,3
<b>C8</b>	62,0	-----
<b>E2</b>	122,0	101,7
<b>E4</b>	191,0	106,1

Uma relação entre o tempo de troca de massa e o tempo convectivo médio (Figura 20) mostra que a maioria dos pontos está próxima à bissetriz, ou seja, os tempos de troca de massa entre as duas regiões são da mesma ordem de grandeza dos tempos convectivos

(Tabela 13). Se o  $t_{\alpha}$  fosse maior do que o  $t_{conv}$ , então uma modelagem MIM seria mais adequada, uma vez que o equilíbrio instantâneo entre as duas regiões não seria atingido. No caso contrário,  $t_{\alpha}$  menor do que  $t_{conv}$ , uma modelagem CD seria mais apropriada, pois o equilíbrio instantâneo entre as duas regiões seria alcançado. Os resultados apresentados sugerem que tanto uma modelagem CD como MIM podem ser empregadas para a determinação dos parâmetros hidrodispersivos.



**Figura 20 – Relação entre o tempo de troca de massa e o tempo convectivo.**

Observa-se, pelos dados das Tabelas 11 e 12 que os erros médios quadráticos relativos aos parâmetros coeficiente de dispersão hidrodinâmica (**D**) e fator de retardo (**R**) do modelo **CD** são bem menores que os do modelo **MIM**. Por incorporar menos parâmetros a serem ajustados, a aplicação do modelo **CD** quando comparado com o modelo **MIM**, resultou em menores erros médios quadráticos para os parâmetros ajustados. Com isso, a escolha do modelo **CD** para determinação dos parâmetros torna-se mais conveniente na medida em que se obtêm parâmetros com menores erros.

### 3.8 Taxa de recuperação (Tr)

A taxa de recuperação de massa de cloreto foi obtida a partir da equação (74) num perfil de quinze centímetros de profundidade, após a infiltração de água e da solução no solo. Cinco pontos experimentais (**A2**, **A4**, **C6**, **C8** e **E4**) apresentaram valores de taxa de recuperação acima de 80% (Tabela 14). Três pontos experimentais (**A8**, **C2** e **C4**) apresentaram valores abaixo de 80%. Já nos pontos experimentais **A6** e **E2** foram obtidos valores de taxa de recuperação acima de 100%.

Para os pontos que obtiveram valores da taxa de recuperação abaixo de 80%, um fator que pode ser levado em consideração, como hipótese, para explicar este fato é a presença em maior número de macroporos interconectados, favorecendo um escoamento tridimensional da água e do soluto, favorecendo, portanto, o escoamento preferencial do soluto no solo. Os perfis de concentração foram calculados sobre uma vertical, porém o fluxo é tridimensional e as linhas de correntes de água – responsáveis pela convecção do cloreto – não são necessariamente verticais.

A Tabela 14 apresenta os resultados da taxa de recuperação para os dez pontos experimentais onde foram realizados os ensaios de infiltração com água e soluto.

**Tabela 14 - Taxa de recuperação (Tr).**

<b>Ponto</b>	<b>Tr (%)</b>
<b>A2</b>	91
<b>A4</b>	94
<b>A6</b>	134
<b>A8</b>	63
<b>C2</b>	59
<b>C4</b>	70
<b>C6</b>	81
<b>C8</b>	96
<b>E2</b>	176
<b>E4</b>	86

Segundo Beven & Germann (1982), os macroporos podem ter importantes implicações no movimento rápido de solutos e poluentes através do solo, podendo ter um papel importante no processo de infiltração. A presença de macroporos compromete, sem dúvida, o balanço de massa de soluto infiltrado, já que uma parte do soluto se desloca, rapidamente, lateral ou verticalmente, por caminhos preferenciais, o que explica a ausência de uma parte do soluto nas amostras coletadas após a infiltração.

A maior parte dos solos contém macroporos de alguma espécie. O volume e estrutura do sistema de macroporos representarão um balanço dinâmico entre processos construtivos e destrutivos de macroporos. Qualquer mudança na comunidade solo – planta – animal pode afetar esse balanço. Assim, um solo propenso ao plantio e colheita do feijão tem, gradualmente, sua cadeia de macroporos modificada de forma construtiva ou destrutiva.

Allaire et al. (2002a) afirmam que a importância dos macroporos no movimento de água e de soluto varia com as condições iniciais do solo (Kluitenberg & Horton, 1990), com a frequência e intensidade das chuvas (Ahuja et al., 1993) e com a técnica de aplicação da substância química (Czapar et al., 1992; Pearson et al., 1996; Troiano et al., 1993).

Um outro fator a ser ressaltado como influenciador na taxa de recuperação de massa de cloreto é a presença de agregados, que por sua vez, contribuem para a formação dos macroporos. Rao et al. (1980b), Koch & Flühler (1993) e Brusseau et al. (1994), citados por Griffioen et al. (1998), que comparam os resultados de diferentes trabalhos, afirmam que a condutividade hidráulica no meio intra-agregado (dentro dos agregados) é menor do que no meio interagregado (em torno dos agregados), contribuindo para uma fuga rápida do soluto no meio poroso. Cote et al. (2000) mostraram que os macroporos têm mais influência no transporte de soluto com aplicação de água intermitente do que com aplicação contínua. Larson & Jarvis (1999) afirmam que substâncias químicas aplicadas na superfície do solo podem ser rapidamente transportadas através da zona não-saturada do solo por fluxos preferenciais, aumentando os riscos de poluição das águas superficiais e do lençol freático. Estudos sobre quantificação de fluxo em macroporos sob condição de chuva revelam que mais de 70% do fluxo de água é realizado através de macroporos (Watson & Luxmoore, 1986; Wilson & Luxmoore, 1988).

Nos pontos experimentais **A6** e **E2**, que obtiveram uma taxa de recuperação acima de 100%, a preexistência de cloreto no solo pode servir como hipótese para justificar esse resultado. Essa preexistência, contudo, não foi revelada nos dados da concentração inicial de cloreto no solo (Tabela 10), pois a coleta das amostras de solo para determinação da concentração inicial não foi realizada no mesmo local da infiltração, e sim, a uma distância de aproximadamente um metro.

### **3.9 Análise estatística e teste de normalidade dos parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos.**

As propriedades hidrodinâmicas e hidrodispersivas são supostas serem estatisticamente independentes umas das outras, sendo, neste caso, o conjunto de observações reduzidas a seu valor médio e a uma medida da flutuação expressa em termos de uma distribuição de probabilidade estimada sem referência a posição espacial.

A média e o desvio padrão são ajustados por um modelo de distribuição normal e controlada pelo teste de Shapiro-Wilk (W).

O teste de Shapiro-Wilk é também aplicado ao modelo Lognormal. Neste caso, testa-se a normalidade das variáveis transformadas ( $\ln x$ ).

#### **3.9.1 Parâmetros hidrodinâmicos**

A Tabela 15 apresenta os resultados da análise estatística e do teste de normalidade da umidade inicial ( $\theta_{ini}$ ), da umidade final ( $\theta_{fin}$ ), da condutividade hidráulica (**K**), da sorvidade (**S**) e do raio médio dos poros hidraulicamente funcionais ( $\lambda_m$ ).



**Tabela 15 – Resultados da análise estatística e do teste de normalidade dos parâmetros hidrodinâmicos.**

	n	Média	DP <sup>†</sup>	CV* (%)	Shapiro-Wilk	
					w	p
$\theta_{ini}$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	10	0,201	0,0175	9	0,8734	0,1095
$\theta_{fin}$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	10	0,377	0,0293	8	0,9240	0,3917
<b>K</b> (mm.s <sup>-1</sup> )	10	0,112	0,0483	43	0,9407	0,5603
<b>S</b> (mm.s <sup>-1/2</sup> )	10	0,933	0,271	29	0,9063	0,2568
$\lambda_m$ (mm)	10	0,394	0,380	96	0,6846	0,0006

† Desvio Padrão

\* Coeficiente de Variação

Como observado na Tabela 15, os valores de  $\theta_{ini}$ ,  $\theta_{fin}$ , **S** e **K** seguem uma distribuição de probabilidade do tipo Normal, já que foram obtidos valores de **p** maiores que 0,05 ( $\alpha = 5\%$ ). Já os valores de  $\lambda_m$  não seguem uma distribuição de probabilidade do tipo Normal, pois foi obtido um valor de **p** menor que 0,05. Quando o logaritmo neperiano dos valores de  $\lambda_m$  é aplicado no teste normalidade, este apresenta valor de  $p > 0,05$ , ressaltando que  $\lambda_m$  segue uma distribuição do tipo Lognormal.

### 3.9.2 Parâmetros hidrodispersivos

A Tabela 16 apresenta os resultados da análise estatística e do teste de normalidade dos parâmetros relativos à parametrização hidrodispersiva nos modelos CD e MIM.

**Tabela 16 – Resultados da análise estatística e do teste de normalidade dos parâmetros hidrodispersivos nos modelos CD e MIM.**

	Modelo CD				Shapiro-Wilk	
	n	Média	DP <sup>†</sup>	CV* (%)	w	p
<b>v<sub>estim</sub> (cm.h<sup>-1</sup>)</b>	10	92,55	50,269	54	0,8783	0,1249
<b>D (cm<sup>2</sup>.h<sup>-1</sup>)</b>	10	358,52	270,121	75	0,9111	0,2889
<b>R</b>	10	1,326	0,3231	24	0,7175	0,0014
<b>λ (cm)</b>	10	4,37	3,794	87	0,7572	0,0044
Modelo MIM						
<b>D (cm<sup>2</sup>.h<sup>-1</sup>)</b>	10	317,889	226,6286	71	0,9189	0,3482
<b>R</b>	10	1,516	0,3583	24	0,7827	0,0089
<b>λ (cm)</b>	10	3,84	3,113	81	0,7713	0,0065
<b>Φ</b>	10	0,662	0,1259	19	0,9786	0,9573
<b>α (h<sup>-1</sup>)</b>	10	6,365	4,3175	68	0,6404	0,0003

† Desvio Padrão

\* Coeficiente de Variação

Conforme os dados de **p** apresentados na Tabela 16, os valores relativos à velocidade estimada (**v<sub>estim</sub>**), à fração de água móvel (**Φ**) e, em ambos os modelos, o coeficiente de dispersão hidrodinâmica (**D**), seguem uma distribuição de probabilidade do tipo Normal ( $p > 0,05$ ). Os valores transformados de **R**, obtido pelo modelo CD e de **α**, obtido pelo modelo MIM, não seguiram uma distribuição Lognormal. Os valores de **λ**, obtidos para os dois modelos CD e MIM, e o **R**, obtido pelo modelo MIM, seguem uma distribuição do tipo Lognormal.

Informações adicionais sobre o teste de normalidade de Shapiro-Wilk encontram-se no Anexo 6. Já os testes de normalidade dos parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos encontram-se no Anexo 7.

## 4 CONCLUSÕES

Neste trabalho, discutiu-se o estudo que combinou a análise da infiltração da água e do soluto em um Latossolo cultivado com feijão macassar, com o objetivo de determinar os parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos. Como conclusões, pode-se destacar:

- A infiltrometria a simples anel demonstrou ser um método simples e eficiente para a obtenção dos parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos.
- As características hidrodinâmicas ( $K$ ,  $S$  e tempos e comprimento característicos) foram obtidas a partir da curva de infiltração acumulada tridimensional. Os parâmetros determinados contribuíram para uma boa estimativa dos fluxos monodimensionais e conseqüentemente para a determinação das velocidades médias empregadas na determinação dos parâmetros hidrodispersivos.
- A fração de água móvel foi estimada pelo método da mono-traçagem (KCl), segundo a metodologia de Clothier et al. (1992).
- Um bom ajuste entre os valores calculados e medidos foi obtido para o modelo MIM. Contudo, quando vários parâmetros são otimizados simultaneamente, o problema da não unicidade surge e torna-se muito difícil e arriscado dar algum significado físico aos parâmetros estimados. Ao que parece, o aumento no número de parâmetros invocado para representar os processos adicionais produziu estimativas não realísticas e comprovadas, quando nada confirma claramente a existência destes processos. Quando vários parâmetros são otimizados simultaneamente, o problema da não unicidade surge, devido à correlação entre

parâmetros. Porém, deve ser lembrado que quando o número de parâmetros diminui, a técnica de otimização permite-nos identificar valores únicos dos parâmetros e, em todos os casos, o conjunto de parâmetro estimado é robusto na predição.

- O emprego do modelo CD, quando comparado com o modelo MIM, torna-se mais conveniente na medida em que se obtém parâmetros com menores erros. A variabilidade espacial dos parâmetros foi avaliada em termos de uma distribuição de probabilidade Normal ou Lognormal. Os parâmetros relativos à caracterização hidrodinâmica, exceto a condutividade hidráulica, apresentaram uma distribuição de probabilidade do tipo Normal. Os parâmetros relativos à caracterização hidrodispersiva ( $\Phi$ ,  $D$ ) seguiram uma distribuição de probabilidade do tipo Normal. Já  $\lambda$  (CD e MIM) e o  $R$  (MIM) seguiram uma distribuição do tipo Lognormal. O  $R$  (CD) e o  $\alpha$  não seguiram distribuição do tipo Lognormal.

## 5 PERSPECTIVAS

Os parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos determinados neste trabalho são de fundamental importância para a simulação computacional de cenários, visando melhorar o manejo e a aplicação de substâncias químicas no solo, tendo como benefício otimizar a produção agrícola, preservando o meio ambiente. Como sugestões para futuros trabalhos propõe-se:

1. Parametrização hidrodinâmica e hidrodispersiva em condições de campo, utilizando o infiltrômetro a disco e a simples anel com traçadores não-reativos e reativos a diferentes profundidades;
2. Parametrização hidrodispersiva, utilizando colunas de solo deformadas e indeformadas com solo de textura franco-argilo-arenosa, para comparação de resultados;
3. Estudo de sensibilidade dos parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos, utilizando programa computacional;
4. Desenvolvimento de modelos numéricos estocásticos que melhor represente a dinâmica da água e o transporte de soluto no solo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHUJA, L. R.; DE COURSEY, D. G.; BARNES, B. B.; ROJAS, K. W. Characteristics of macropore transport studied with ARS root zone water quality model. **Transactions of the ASAE**, v. 36, p. 369-380, 1993.

ALLAIRE, S. E.; GUPTA, S. C.; NIEBER, J.; MONCRIEF, J. F. Role of macropore continuity and solute transport in soils: 1. Effects of initial and boundary conditions. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 58, p. 299-321, 2002a.

ALLAIRE, S. E.; GUPTA, S. C.; NIEBER, J.; MONCRIEF, J. F. Role of macropore continuity and solute transport in soils: 2. Interactions with model assumptions for macropore description. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 58, p. 283-298, 2002b.

ANDERSON, J. C.; BOUMA, J. Water movement through pedal soils, 1, Saturated flow. **Soil Science Society of America Journal**, v. 41, p. 413-418, 1977a.

ANDERSON, J. C.; BOUMA, J. Water movement through pedal soils, 2, Saturated flows. **Soil Science Society of America Journal**, v. 41, p. 419-423, 1977b.

ANGULO-JARAMILLO, R.; GAUDET, J. P.; THONY, J. L.; VAUCLIN, M. Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 60, p. 710-715, 1996.

ANGULO-JARAMILLO, R.; MORENO, F.; CLOTHIER, B. E.; THONY, J. L.; VACHAUD, G.; FERNÁNDEZ-BOY, E.; CAYUELA, J. A. Seasonal variation of hydraulic properties of soils measured using a tension disk infiltrometer. **Soil Science Society of America Journal**, v. 61, p. 27-32, 1997.

ANGULO-JARAMILLO, R.; VANDERVAERE, J. P.; ROULIER, S.; THONY, J. L.; GAUDET, J. P.; VAUCLIN, M. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: Review and recent developments. **Soil & Tillage Research**, v. 55, p. 1-29, 2000.

Associação Brasileira de Normas Técnicas. Solo – Análise Granulométrica. Rio de Janeiro, ABNT, 1984. (ABNT NBR – 7181).

AUBERTIN, G. M. Nature and extent of macropores in forest soils and their influence on subsurface water movement. For. Serv. Res. Pap. NE (U. S.) 192PS, pp 33. 1971.

BAJRACHARYA, K.; BARRY, D. A. Nonequilibrium solute transport parameters and their physical significance: numerical and experimental results. Journal of Contaminant Hydrology, v. 24, p. 185-204, 1997.

BEAR, J. Dynamics of fluid in porous media. American Elsevier Public, New York, 1972

BEAR, J. Dynamics of fluid in porous media. New York, 1975.

BEJAT, L.; PERFECT, E.; QUISENBERRY, V. L.; COYNE, M. S.; HASZLER, G. R. Solute transport as related to soil structure in unsaturated intact soil blocks. Soil Science Society of America Journal, v. 64, p. 818-826, 2000.

BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and Water Flow in Solis. Water Resources Research, v. 18, NO. 5: 1311-1325, 1982.

BHATTACHARYA, R. N.; GUPTA, V. K. A theoretical explanation of solute dispersion in saturated media porous media at the Darcy scale. Water Resources Research, v. 19, p. 938-944, 1983.

BIGGAR, J.W.; NIELSEN, D.R. Miscible displacement in soils: II. Behavior of tracers. Soil Science Society of America Proceedings, v. 26, p. 125-128, 1962a.

BIGGAR, J.W.; NIELSEN, D.R. A some comments on molecular diffusion and hydrodynamic dispersion in porous media. Journal of Geophysical Research, v. 67, p. 3636-3637, 1962b.

BOND, W. J.; WIERENGA, P. J. Immobile water during solute transport in unsaturated sand columns. Water Resources Research, v. 26, p. 2475-2481, 1990.

BORGES, E. Determinação da sorvidade e da condutividade hidráulica de solos não-saturados utilizando-se permeâmetros a disco. Recife, 1995. 48p. (Dissertação de mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco.

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

BORGES, E.; LIBARDI, P. L. Determinação das propriedades hidráulicas de um solo não-saturado utilizando-se o permeâmetro a disco. Scientia Agricola, Piracicaba-SP, v. 57, n. 3, p. 525-529, 2000.

BORGES, E.; LIBARDI, P. L. Movimento de um soluto aplicado em duas concentrações a um solo não saturado via um permeâmetro a disco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa - Mg, v. 26, n. 2, p. 287-295, 2002.

BOUMA, J.; ANDERSON, J. L. Relationships between soil structure characteristics and hydraulic conductivity. p. 77-105, 1973. In R.R. Bruce et al. (ed.) Field soil water regime. Spec. Pub 5. **Soil Science Society of America**, Madison, W I.

BOUMA, J.; DENNING, J. L. A comparison of hydraulic conductivities calculated with morphometric and physical methods. **Soil Science Society of America Proceedings**, v. 38, p. 124-127, 1974.

BOUMA, J.; ANDERSON, J. L. Water and chloride movement through soil columns simulating pedal soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 41, p. 766-770, 1977.

BOUMA, J.; WÖSTEN, J.H.L. Flow patterns during extended saturated flow in two undisturbed swelling clay soils with different macro structures. **Soil Science Society of America Journal**, v. 43, p. 16-22, 1979.

BRASIL. Ministério da Agricultura. Equipe de Pedologia e fertilidade do Solo. Divisão de Agrologia – SUDENE. **Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do Estado da Paraíba**. Rio de Janeiro. 670p. 1972 (Boletim Técnico, 15).

BRESLER, E. Simultaneous transport of solutes and water under transient unsaturated flow conditions. **Water Resources Research**, v. 9, p. 975-986, 1973.

BRESLER, E.; McNEAL, B.L.; CARTER, D.L. Saline and sodic soils. Principle–Dynamics-Modeling. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg New York, 1982.

BRUSSEAU, M.L.; RAO, P. S. C. Modeling solute transport in structured soils: a review. **Geoderma**, v. 46, p. 155-192, 1990.

BRUSSEAU, M.L. The influence of solute size, pore water velocity, and intraparticle porosity on solute dispersion and transport in soil. **Water Resources Research**, v. 29, p. 1071-1080, 1993.

BRUSSEAU, M.L.; GERSTL, Z.; AUGUSTIJN, D.; RAO P. S. C. Simulating solute transport in an aggregated soil with the dual-porosity model: Measured and optimised parameter values. **Journal of hydrology**, v. 163, p. 187-193, 1994.

BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. **USDA. Bur. Soils, BULL**, v. 38, 1907.

BUTTLE, J. M.; LEIGH, D. G. The influence of artificial macropores on water and solute transport in laboratory soil columns. **Journal of hydrology**, v. 191, p. 290-314, 1997.



CAMEIRA, M. R.; FERNANDO, R. M.; PEREIRA, L. S. Soil macropore dynamics affected by tillage and irrigation for a silty loam alluvial soil in southern Portugal. **Soil & Tillage Research**, v. 70, p. 131-140, 2003.

CAMPOS, H. **Estatística experimental não paramétrica**. Piracicaba: ESALQ, 1983. 349 p.

CASEY, F.X.M.; LOGSDON, S.D.; HORTON, R.; JAYNES, D.B. Immobile water content and mass exchange coefficient of a field soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 61, p. 1030-1036, 1997.

CASEY, F.X.M.; JAYNES, D.B.; HORTON, R.; LOGSDON, S.D. Comparing Field Methods that Estimate Mobile-Immobile Model Parameters. **Soil Science Society of America Journal**, v. 63, p. 800-806, 1999.

CASSEL, D. K. Water and solute movement in Svea loam for two water management regimes. **Soil Science Society of America Proceedings**, v. 35, p. 859-866, 1971.

CHILDS, E. C.; COLLIS-GEORGE, N.; HOLMES, J. W. Permeability measurements in the fields as an assessment of anisotropy and structure development. **Journal of Soil Science**, v. 8, p. 27-46, 1957.

CLOTHIER, B. E.; WHITE, I. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. **Soil Science Society of America Journal**, v. 45, p. 241-245, 1981.

CLOTHIER, B. E.; KIRKHAM, M. B.; MCLEAN, J. E. In situ measurement of the effective transport volume for solute moving through soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 56, p. 733-736, 1992.

CLOTHIER, B. E.; HENG, L.; MAGESAN, G. N.; VOGELER, I. The measured mobile water content of an unsaturated soil, as a function of hydraulic regime. **Australian Journal of Soil Research**, v. 33, p. 397-414, 1995.

COATS, K.H.; SMITH, B.D. Dead-end pore volume and dispersion in porous media. **Society of Petroleum Engineers Journal**. March, p. 73-84, 1964.

COMEGNA, V.; COPPOLA, A.; SOMMELLA, A. Effectiveness of equilibrium and physical non-equilibrium approaches for interpreting solute transport through undisturbed soil columns. **Journal of Contaminant Hydrology**, v.50, p. 121-138, 2001.

COOK, F. J.; BROEREN, A. Six methods for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disc permeameters. **Soil Science**, v. 157, p. 3-11, 1994.

COSTA, C. T. F. Caracterização hidrodispersiva de um solo aluvial no semi-árido do nordeste do Brasil. Recife, 2000. 115p. (Dissertação de mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco.

COTE, C. M.; BRISTOW, K. L.; ROSS, P. J. Increasing the efficiency of solute leaching: impacts of flow interruptions with drainage of 'preferential flow paths'. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 43, p. 191-209, 2000.

CZAPAR, G. F.; HORTON, R.; FAWCETT, R. S. Herbicide and tracer movement in soil columns containing an artificial macropore. **Journal of Environmental Quality**, v. 21, p. 110-115, 1992.

DARCY, H. Les Fontaines Publiques de la ville de Dijon. Paris, Victor Dalmont, 1856. 592p.

DE SMEDT, F.; WIERENGA, P.J. A generalized solution for solute flow in soils with mobile and immobile water. **Water Resources Research**, v. 15, p. 1137-1141, 1979.

DE SMEDT, F.; WIERENGA, P.J. Solute transfer through columns of glass beads. **Water Resources Research**, v. 20, p. 225-232, 1984.

DE SMEDT, F.; WAUTERS, F.; SEVILLA, J. Study of tracer movement through unsaturated sand. **Journal of hydrology**, v. 85, p. 169-181, 1986.

DESTOUNI, G. Stochastic modeling of solute flux in the unsaturated zone at the field scale. **Journal of hydrology**, v. 143, p. 45-61, 1993.

DIRKSEN, C. Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurement. **Soil Science Society of America Journal**, v. 39, p. 22-27, 1975.

DIXON, R. M. Design and use of closed-top infiltrometers. **Soil Science Society of America Proceedings**, v. 39, p. 755-763, 1975.

EHLERS, W. H. Observations on earthworm channels and infiltration on tilled and untilled loess soil. **Soil Science**, v. 119, p. 242-249, 1975.

ELLSWORTH, T. R.; SHOUSE, P. J.; SKAGGS, T. H.; JOBES, J. A.; FARGERLUND, J. Solute transport in unsaturated soil: experimental design, parameter estimation, and model discrimination. **Soil Science Society of America Journal**, v. 60, p. 397-407, 1996.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília, EMBRAPA – Serviço de Produção e Informação; Rio de Janeiro, EMBRAPA solos, 1999. 412p.**

ERSAHIN, S.; PAPENDICK, R. I.; SMITH, J. L.; KELLER, C. K.; MANORANJAN, V. S. Macropore transport of bromide as influenced by soil structure differences. **Geoderma**, v. 108, p. 207-223, 2002.

EVERTS, K.; KANWAR, R. S.; ALEXANDER, E. C.; ALEXANDER, S. C. Comparison of tracer mobilities under laboratory and field conditions. **Journal of Environmental Quality**, v. 18, p. 491-498, 1989.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Mineralogia da fração argila e estrutura de latossolos da região Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, p. 507-514, 1999.

FESCH, C.; SIMON, W.; HADERLEIN, S. B.; REICHERT, P.; SCHWARZENBACH, R. P. Nonlinear sorption and nonequilibrium solute transport in aggregated porous media: experiments, process identification and modelling. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 31, p. 373-407, 1998a.

FESCH, C.; LEHMANN, P.; HADERLEIN, S. B.; HINZ, C.; SCHWARZENBACH, R. P.; FLÜHLER, H. Effect of water content on solute transport in a porous medium containing reactive micro-aggregates. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 33, p. 211-230, 1998b.

FLURY, M.; FLÜHLER, H.; JURY, W. A.; LEUENBERGER, J. Susceptibility of soils to preferential flow of water: a field study soil. **Water Resources Research**, v. 30 (7), p. 1945-1954, 1994.

FLURY, M. Experimental evidence of transport of pesticides through field soils – a review. **Journal of Environmental Quality**, v. 25, p. 25-45, 1996.

FRIED, J.J., COMBARNOUS, M.A. Dispersion in porous media. **Advances in Hydroscience**; 7: 169-282, 1971.

FRYAR, A. E.; SCHWARTZ, F. W. Hydraulic-conductivity reduction, reaction-front propagation, and preferential flow within a model reactive barrier. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 32, p. 333-351, 1998.

GABER, H. M.; INSKEEP, W. P.; COMFORT, S. D.; WRAITH, J. M. Nonequilibrium transport of atrazine through large intact soil cores. **Soil Science Society of America Journal**, v. 59, p. 60-67, 1995.

GAUDET, J.P.; JEGAT, H.; VACHAUD, G.; WIERENGA, P. Solute transfer, with exchange between mobile and stagnant water, through unsaturated sand. **Soil Science Society of America Journal**, v. 41, p. 665-670, 1977.

GHODRATI, M.; JURY, W. A. A field study using dyes to characterize preferential flow of water. **Soil Science Society of America Journal**, v. 54, p. 1558-1563, 1990.

GRIFFIOEN, J. W.; BARRY, D. A.; PARLANGE, J. -Y. Interpretation of two-region model parameters. **Water Resources Research**, v. 34 (3), p. 373-384, 1998.

GVIRTZMAN, H.; MAGARITZ, M. Investigation of water movement in the unsaturated zone under an irrigated area using environmental tritium. **Water Resources Research**, v. 22, p. 635-642, 1986.

HAGA, D.; NIIBORI, Y.; CHIDA, T. Hydrodynamic dispersion and mass transfer in unsaturated flow. **Water Resources Research**, v. 35 (4), p. 1065-1077, 1999.

HAVERKAMP, R.; ROSS, P. J.; SMETTEM, K. R. J.; PARLANGE, J. -Y. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. **Water Resources Research**, v. 30, p. 2931-2935, 1994.

HAVERKAMP, R.; BOURAOU, F.; ZAMMIT, C. GRIZZLY Soil Data Base. LTHE-Grenoble, 1998.

HILLEL, D.; GARDNER, W. R. Measurement of unsaturated conductivity and diffusivity by infiltration through an impeding layer. **Soil Science**, v. 109, p. 149-153, 1970.

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

HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. Orlando, Academic press, 1980. 413p.

HILLEL, D. **Environmental Soil Physics**. Academic press, 1998.

HUSSEN, A. A.; WARRICK, A. W. Algebraic models for disc tension permeameters. **Water Resources Research**, v. 29 (08), p. 2779-2786, 1993.

INOUE, M.; SIMUNEK, J.; SHIOZAWA, S.; HOPMANS, J. W. Simultaneous estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient infiltration experiments. **Advances in Water Resources**. v. 23, p. 677-688, 2000.

JARVIS, N. J.; MESSING, I. Near-saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. **Soil Science Society of America Journal**, v. 59, p. 27-34, 1995.

JAYNES, D. B.; RICE, R. C.; BOWMAN, R. S. Independent calibration of a mechanistic-stochastic model for field-scale solute transport under flood irrigation. **Soil Science Society of America Journal**, v. 52, p. 1541-1546, 1988.

JAYNES, D. B.; LOGSDON, S. D.; HORTON, R. Field Method for Measuring Mobile/Immobile Water Content and Solute Transfer Rate Coefficient. **Soil Science Society of America Journal**, v. 59, p. 352-356, 1995.

JURY, W.A.; ROTH, K. Transfer function and solute movement through soils. Theory and applications. **Birkhäuser Verlag Basel**, 226 p. 1990.

JURY, W. A.; SCOTTER, D. R. A unified approach to stochastic-convective transport problems. **Soil Science Society of America Journal**, v. 58 (5), p. 1327-1336, 1994.

KAMRA, S. K.; LENNARTZ, B.; VAN GENUCHTEN, M. TH.; WIDMOSER, P. Evaluating non-equilibrium solute transport in small soil columns. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 48, p. 189-212, 2001.

KANCHANASUT, P.; SCOTTER, D. R.; TILLMAN, R. W. Preferential solute movement through soil voids, 2, Experiments with saturated soil. **Australian Journal of Soil Research**, v. 16, p. 269-276, 1978.

KANWAR, R. S.; BAKER, J. L.; LAFLEN, J. M. Nitrate movement through the soil profile in relation to tillage system and fertilizer application method. **Transactions of the ASAE**, v. 28, p. 1802-1807, 1985.

KISSEL, D. E.; RITCHIE, J. T.; BURNETT, E. Chloride movement in undisturbed swelling clay soil. **Soil Science Society of America Proceedings**, v.37, p. 21-24, 1973.

KLADIVKO, E. J.; MACKAY, A. D.; BRADFORD, J. M. Earthworms as a factor in the reduction of soil crusting. **Soil Science Society of America Journal**, v. 50, p. 191-196, 1986.

KLAR, A. E. **A Água no Sistema Solo Planta Atmosfera**. São Paulo. Livraria Nobel, 1984. 408p.

KLUITENBERG, G. J.; HORTON, R. Pressurized layer reduces transport through compacted clay liners. **Journal of Environmental Quality**, v. 19, p. 228-232, 1989.

KLUITENBERG, G. J.; HORTON, R. Effect of solute application method on preferential transport of solutes in soil. **Geoderma**, v. 46, p. 283-297, 1990.

KOLMOGOROV, A. N. Sulla determinazione empirica di una legge di distribuzione. **Giornale dell'Istituto degli Attuari**, [S.l.], v. 4, p. 83-91, 1933.

KOOKANA, R.S.; SCHULLER, R.D.; AYLMORE, L.A.G. Simulation of simazine transport through soil columns using time-dependent sorption data measure under flow conditions. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 14, p. 93-115, 1993.

KOCH, S.; FLÜHLER H. Non-reactive solute transport with micropore diffusion in aggregated porous media determined by a flow-interruption method. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 14, p. 39-54, 1993.

KREFT, A.; ZUBER, A. On the physical meaning of dispersion equation and its solution for different initial and boundary conditions. **Chemistry Engineering Science**, v. 33, p. 1471-1480, 1978.

LAFOLIE, F.; HAYOT, CH.; SCHWEICH, D. Experiments on solute transport in aggregated porous media: are diffusions within aggregates and hydrodynamic dispersion independent? **Transport in Porous Media**, v. 29, p.281-307, 1997.

LARSON, M.; JARVIS, N. Evaluation of a dual porosity model to predict field scale solute transport in a macroporous soil. **Journal of Hydrology**, v. 215, p. 153-171, 1999.

LEE, J.; JAYNES, D. B.; HORTON, R. Evaluation of a simple method for estimating solute transport parameters: laboratory studies. **Soil Science Society of America Journal**, v. 64, p. 492-498, 2000.

LEE, J.; HORTON, R.; NOBORIO, K.; JAYNES, D. B. Characterization of preferential flow in undisturbed, structured soil columns using a vertical TDR probe. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 51, p. 131-144, 2001.

LILLIEFORS, H. W. On the Kolmogorov-Smirnov test for normality. **Biometrika**, Great Britain, v. 62, n. 3, p. 399-402, June 1967.

LIMA, J. R. S. Influência de características físicas e químicas na agregação e estabilidade de agregados de um latossolo vermelho-amarelo, decorrente da calagem.. Paraíba, 2000. 54p. (Dissertação de Mestrado) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal da Paraíba.

MARAQA, M. A. Prediction of mass-transfer for solute transport in porous media. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 50, p. 1-19, 2001.

MILLER, C. T.; WEBER, J. W. Modelling the sorption of hydrophobic contaminants in aquifer materials, II. Column reactor systems. **Water Research**, v. 22, p. 465-474, 1988.

MCKEAGUE, J. A.; WANG, C; TOPP, G. C. Estimating saturated hydraulic conductivity from soil morphology. **Soil Science Society of America Journal**, v. 46, p. 1239-1244, 1982.

MCMAHON, M. A.; THOMAS, G. W. Chloride and tritiated water flow in disturbed and undisturbed soil cores. **Soil Science Society of America Proceedings**, v. 38, p. 727-732, 1979.

MOHANTY, B. P.; BOWMAN, R. S.; HENDRICKX, J. M. H.; VAN GENUCHTEN, M. T. New piecewise-continuous hydraulic functions for modeling preferential in an intermittent-flood-irrigated field. **Water Resources Research**, v. 33, p. 2049-2063, 1998.

NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Miscible displacement in soil: I. Experimental information. **Soil Science Society of America Proceedings**, v. 25, p. 1-5, 1961.

NKEDI-KIZZA, P.; BIGGAR, J. W.; VAN GENUCHTEN, M. TH.; WIERENGA, P. J.; SELIM, H. M.; DAVIDSON, J. M.; NIELSEN, D. R. Modeling tritium and chloride 36 transport through an aggregated Oxisol. **Water Resources Research**, v. 3, p. 691-700, 1982a.

NKEDI-KIZZA, P.; RAO, P. S C.; JESSUP, R. E.; DAVIDSON, J. M. Ion exchange and diffusive mass transfer during miscible displacement through an aggregated Oxisol. **Soil Science Society of America Journal**, v. 46, p. 471-476, 1982b.

NKEDI-KIZZA, P.; BIGGAR, J.W.; VAN GENUCHTEN, M. TH.; WIERENGA, P.J.; SELIM, H.M.; DAVIDSON, J.M.; NIELSEN, D.R. Modeling tritium and chloride 36 transport through an aggregated Oxisol. **Water Resources Research**, v. 19, p. 691-700, 1983.

NKEDI-KIZZA, P.; BIGGAR, J. W.; SELIM, H. M.; VAN GENUCHTEN, M. TH.; WIERENGA, P. J.; DAVIDSON, J. M.; NIELSEN, D. R. On the equivalence of two conceptual models for describing ion exchange during transport through an aggregated Oxisol. **Water Resources Research**, v. 20, p. 1123-1130, 1984.

NOVY QUADRY, M. B. L'infiltrométrie multi-disques pour la caractérisation hydrodispersive des sols non saturés: modélisation des transferts et applications, 1993. 226p. Thèse (Doctorat) – Université Joseph Fourier. Grenoble.

OLIVEIRA, L. F. C.; PINTO, J. P. Determinação da condutividade hidráulica em função da umidade pelo método do perfil instantâneo em colunas de solo. **Engenharia na Agricultura**. v. 5, n.2, p. 162-170, 1997.

OLIVEIRA, L. F. C.; CARVALHO, D. F.; FERREIRA, P. A. Comparação de metodologias de determinação do coeficiente de dispersão para o cloreto de cálcio em um latossolo Vermelho-Amarelo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 3, n. 1, p. 7-10. 1999.

PAIGE, G. B.; HILLEL, D. Comparison of three methods for assessing soil hydraulic properties. **Soil Science**, v. 155 (3), p. 175-189, 1993.

PARKER, J. C. Analysis of solute transport in column tracer studies. **Soil Science Society of America Journal**, v. 48, p. 719-724, 1984.

PARKER, J. C.; VAN GENUCHTEN, M. TH. Flux-average and volume-average concentration in continuum approaches to solute transport. **Water Resource Research**, v. 20, p. 866-872, 1984.

PANG, L.; CLOSE, M. Non-equilibrium transport of Cd in alluvial gravels. **Journal of Contaminant Hydrology**, v.36, p. 185-206, 1999.

PANG, L.; CLOSE, M.; SCHNEIDER, D.; STANTON, G. Effect of pore-water velocity on chemical nonequilibrium transport of Cd, Zn, and Pb in alluvial gravel columns. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 57, p. 241-258, 2002.

PANG, L.; GOLTZ, M.; CLOSE, M. Application of the method of temporal moments to interpret solute transport with sorption and degradation. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 60, p. 123-134, 2003.

PEARSON, R. J.; INSKEEP, W. P.; WRAITH, J. M.; COMFORT, S. D.; GABER, H. M. Observed and simulated solute transport under varying water regimes: I. Bromide and pentafluorobenzoic acid. **Journal of Environmental Quality**, v. 25, p. 646-653, 1996.

PERROUX, K. M.; WHITE, I. Designs for disc permeameters. **Soil Science Society of America Journal**, v. 52, p. 1205-1215, 1988.

PERSSON, M.; BERNDTSSON, R. Water application frequency effects on steady-state solute transport parameters. **Journal of Hydrology**, v. 225, p. 140-154, 1999.

PHILIP, J. R. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. **Soil Science**, v. 84, p. 257-265, 1957.

PHILIP, J. R. The theory of infiltration. **Advances in Hydroscience**. v. 5, p. 215-297, 1969.

PHILLIPS, R. E.; QUISENBERRY, V.L.; ZELEZNIK, J. M.; DUNN, G. H. Mechanism of water entry into simulated macropores. **Soil Science Society of America Journal**, v. 53, p. 1629-1635, 1989.

PREVEDELLO, C.L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Salesward - Discovery, Curitiba, 446p. 1996 [online] Disponível: <http://members.tripod.com/estudonline/saeafs.htm>.

PYE, V.; PATRICK, R.; QUARLES, J. Ground Water Quality in the United States. Univ. of Pennsylvania Press, Philadelphia, 1983.

QUISENBERRY, V. L.; PHILLIPS, R. E. Percolation of surface-applied water in the field. **Soil Science Society of America Journal**, v. 40, p. 484-489, 1976.

RAO, P.S.C.; JESSUP, R.E.; ROLSTON, D.E.; DAVIDSON, J.M.; KILCREASE, D.P. Experimental and mathematical description of nonadsorbed solute transfer by diffusion in spherical aggregates. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, p. 684-688, 1980a.

RAO, P.S.C.; ROLSTON, D. E.; JESSUP, R. E.; DAVIDSON, J. M. Solute transport in aggregated porous media: Theoretical and experimental evaluation. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, p. 1139-1146, 1980b.



RAO, P.S.C.; WAGENET, R. J. Spatial variability of pesticides in field soils: Methods of data analysis and consequences. **Weed Science**, v. 33 (2), p.18-24, 1985.

REICHARDT, K. **Processos de Transferência no Sistema Solo-Planta-Atmosfera**. Campinas, Fundação Cargill, 1985. 446p.

REICHARDT, K. **A água em Sistemas Agrícolas**. Ed. Manole, 1<sup>a</sup> edição, 1990. 188p.

REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. Piracicaba: USP/ESALQ. 2<sup>a</sup> edição, 1996. 505p.

REICHENBERGER, S.; AMELUNG, W.; LAABS, V.; PINTO, A.; TOTSCHKE, K. U.; ZECH, W. Pesticide displacement along preferential flow pathways in a Brazilian Oxisol. **Geoderma**, v. 110, p. 63-86, 2002.

RENARD, J. L.; CALVET, R.; TOURNIER, C. HUBERT, A. Mesure du coefficient de dispersion hydrodynamic longitudinal dans un milieu poreux saturé. **Annales Agronomiques**, v. 28, p. 47-64, 1977.

REYNOLDS, E. R. C. The percolation of rainwater through soil demonstrated by fluorescent dyes. **Journal of Soil Science**, v. 17 (1), p. 127-132, 1966.

RICE, R. C.; BOWMAN, R. S.; JAYNES, D. B. Percolation of water below an irrigated field. **Soil Science Society of America Journal**, v. 50, p. 855-859, 1986.

RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids in porous medium. *Physics*, v. 1, p. 381 – 333, 1931.

ROTH, K.; JURY, W. A.; FLÜHLER, H.; ATTINGER, W. Transport of chloride through an unsaturated field soil. **Water Resources Research**, v.27 (10), p. 2533-2541, 1991.

ROTH, K. Lecture notes in soil physics. Institute of Soil Science, University of Hohenheim. Version 3.2, 1996.

ROUGER, P. Séchage des poreux granulaires par thermomigration. Analyse Théorique et résultats experimentaux. (Tese de Doutorado do l'INPG), 1988. 185p.

ROULIER, S. Caracterisation hidro-dispersive in situ de sols non saturés par infiltration d'eau et de soluté. Cas des sols structures et de sols hétérogènes. Grenoble. (Tese de Doutorado) – Université Joseph Fourier, 1999. 267p.

ROULIER, S.; ANGULO-JARAMILLO, R.; BRESSON, L. M.; AUZET, A. V.; GAUDET, J. P.; BARIAC, T. Water transfer and mobile water content measurement in a cultivated crusted soil. **Soil Science**, v. 167 (3), p. 201-210, 2002.

RUSSO, D. Stochastic analysis of simulated vadose zone solute transport in a vertical cross section of heterogeneous soil during nonsteady water flow. **Water Resources Research**, v. 27 (3), p.267-283, 1991.

RUSSO, D.; DAGAN, G. On solute transport in a heterogeneous porous formation under saturated and unsaturated water flows. **Water Resources Research**, v. 27 (3), p.285-292, 1991.

SANCHEZ, P. A. **Suelos del Trópico-características y manejo**. San José, Costa Rica: IICA, 1981. 634 p.

SAUER, T. J.; CLOTHIER, B. E.; DANIEL, T. C. Surface measurements of the hydraulic properties of tilled and untilled soil. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 15, p. 359-369, 1990.

SCHLINDWEIN, S. L. Dispersiver Tracer – und austauschionen – Transport bei geringem ungesättigtem flux durch aggregat – packungen des Basalt–Latossolo-Roxo sueldbrasiliens. **Goettinger Bodenk. Berichte**, v. 101, p. 1-152, 1992.

SCHLINDWEIN, S. L. Parametrização do transporte dispersivo de solutos em solos estruturados: heterogeneidade do meio, percurso de transporte em modelagem. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 22, p. 173-179, 1998.

SCHOEN, R.; GAUDET, J. P.; BARIAC, T. Preferential flow and solute transport in a large lysimeter, under controlled boundary conditions. **Journal of hydrology**, v. 215 (4), p. 70-81, 1999.

SCHULIN, R.; WIERENGA, P. J.; FLÜHER, H.; LEUENBERGER, J. Solute transport through a stony soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 51, p. 36-42, 1987.

SELIM, H. M.; SCHULIN, R.; FLÜHER, H. Transport and ion exchange of calcium and magnesium in an aggregated soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 51, p. 876-884, 1987.

SEYFRIED, M. S.; RAO, P. S. C. Solute Transport in undisturbed column of an aggregated tropical soil: Preferential flow effects. **Soil Science Society of America Journal**, v. 51, p. 1434-1444, 1987.

SHAMSAI, A.; SITAR, N. Method for determination of hydraulic conductivity in unsaturated porous media. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 117 (1), p. 64-78, 1991.

SHAPIRO, S.S., WILK, M.B. **An analysis of variance test for normality (complete samples)**. *Biometrika*, p. 591-611, 52, 3 e 4, 1965.

SILLIMAN, S. E.; SIMPSON, E. S. Laboratory evidence of the scale effect in dispersion of solutes in porous media. **Water Resources Research**, v. 23 (8), p. 1667-1673, 1987.

SINGH, P.; KANWAR, R. S. Preferential solute transport through macropores in large undisturbed soil columns. **Journal of Environmental Quality**, v. 20, p. 295-300, 1991.

SINKE, A. J. C.; DURY, O.; ZOBRIST, J. Effects of a fluctuating water table: column study on redox dynamics and fate of some organic pollutants. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 33, p. 231-246, 1998.

SMETTEM, K. R. J. Soil-water residence time and solute uptake. **Journal of hydrology**, v. 67, p. 235-248, 1984.

SMETTEM, K. R. J.; CLOTHIER, B. E. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. **Journal of Soil Science**, v. 40, p. 563-568, 1989.

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

SNOW, V. O. In situ measurement of solute transport coefficients: assumptions and errors. **Soil Science Society of America Journal**, v. 63, p. 255-263, 1999.

SOUZA, L. da S.; COGO, N. P.; VIEIRA, S. R. Variabilidade de propriedades físicas e químicas do solo em um pomar cítrico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 21, p. 367-372, 1997.

SPIEGEL, M. R. **Estatística, Coleção Schãum**. Ed. McGraw-Hill do Brasil Ltda, São Paulo, 1972. 580p.

SPOSITO, G.; JURY, W. A.; GUPTA, V. K. Fundamental problems in the stochastic convection-dispersion model of solute transport in aquifers and field soils. **Water Resources Research**, v. 22 (01), p. 77-88, 1986.

SWENSEN, B. Unsaturated flow in a layered, glacial-contact delta deposit measured by the use of  $^{18}\text{O}$ ,  $\text{Cl}^-$ , and  $\text{Br}^-$  as tracers. **Soil Science**, v. 162 (4), p. 242-253, 1997.

TALSMA, T. In situ measurements of sorptivity. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v.7, p. 269-276, 1969.

THONY, J. L.; VACHAUD, G.; CLOTHIER, B. E.; ANGULO-JARAMILLO, R. Field measurement of the hydraulic properties of soil. **Soil Technology**, v. 4, p. 111-123, 1991.

TORIDE, N.; LEIJ, F. J.; VAN GENUCHTEN, M. Th. A comprehensive set of analytical solutions for solute transport with first-order decay and zero-order production. **Water Resources Research**, v. 29, p. 2167-2182, 1993.

TORIDE, N.; LEIJ, F. J.; VAN GENUCHTEN, M. TH. **The CXTFIT code for estimating transport parameter from laboratory or field tracer experiments**. Version 2.0. Res. Rep. 137. U. S. Salinity Lab., ARS-USDA, Riverside, CA., 1995.

TROIANO, J.; GARRETSON, C.; KRAUTER, C.; BROWNELL, J.; HUSTON, J. Influence of amount and method of irrigation water application on leaching of atrazine. **Journal of Environmental Quality**, v. 22, p. 290-298, 1993.

TSENG, P. -H.; JURY, W. A. Simulation of field measurement of hydraulic conductivity in unsaturated heterogeneous soil. **Water Resources Research**, v. 29 (7), p. 2087-2099, 1993.

TURNER, N. C.; PARLANGE, J.-Y. Lateral movement at the periphery of a one-dimensional flow of water. **Soil Science**, v. p. 118:70-77, 1974.

VAN GENUCHTEN, M. TH.; WIERENGA, P. J. Mass transfer studies in sorbing porous media: I. Analytical solutions. **Soil Science Society of America Journal**, v. 40, p. 473-480, 1976.

VAN GENUCHTEN, M. TH.; WIERENGA, P.J.; O'CONNOR, G.A. Mass transfer studies in sorbing porous media: III: Experimental evaluation with 2, 4, 5 – T. **Soil Science Society of America Journal**, v. 41, p. 278-285, 1977.

VAN GENUCHTEN, M. TH.; PARKER, J.C. Boundary conditions for displacement experiments through short laboratory soil columns. **Soil Science Society of America Journal**, v. 48, p. 703-708, 1984.

VAN GENUCHTEN, M. TH.; WAGENET, R. J. Two-site/two-region models for pesticide transport and degradation: theoretical development and analytical solutions, **Soil Science Society of America Journal**, v. 53, p. 1303-1310, 1989.

VANDERVAERE, J. P. Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents. Méthodes transitoires et cas des sols encroûtés. (Tese de Doutorado), Université Joseph Fourier-Grenoble I, 1995. 329p.

VANDERVAERE, J. -P.; VAUCLIN, M.; Elrick, D. Transient Flow from Tension Infiltrimeters: II. Four Methods to Determine Sorptivity and Conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, v. 64, p. 1272-1284, 2000.

VAUCLIN, M. Modélisation du transport de soluté dans le zone non saturée du sol. **Revue des Sciences de l'eau**, v. 7, p. 81-102, 1994.

VIEIRA, S. R.; HATFIELD, J. L.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. **Hilgardia** **51**, 1983.

VIEIRA, S. R.; MARIA, I. C. de. Delineamento experimental e análise estatística na pesquisa de conservação do solo. In: REUNIÓN SOBRE METODOLOGIA PARA INVESTIGACIÓN EM MANEJO DE SUELOS, Dialogo. Montevideo: IICA, 1995.p.3-11.

VILLERMAUX, J.; VAN SWAAIJ, W. P. M. Modèle representatif de la distribution des temps de séjour dans un reacteur semi-infini a dispersion axiale avec zones stagnantes. Applications a l'écoulement ruisselant dans des colonnes d'anneaux Raschig. **Chemical Engineering Science**, v. 24, p. 1097-1111, 1969.

WAGENET, R. J. Principles of salt movement in soil. In "Chemical mobility and reactivity in soils systems". **Soil Science Society of America: Madison**, p. 123-140, 1983.

WAGENET, R. J. Processes influencing pesticide loss with water under conservation tillage. P. 189-204. In T. J. Logan et al. (ed) Effects of conservation tillage on groundwater quality: Nitrates and pesticides. **Lewis Public, Chelsea, MI.**, 1987.

WANG, D.; YATES, S. R.; LOWERY, B.; VAN GENUCHTTEN, M. TH. Estimating soil hydraulic properties using tension disc infiltrometers with varying disk diameters. **Soil Science**, v. 163, p. 356-361, 1998.

WATSON, K.; LUXMOORE, R. Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. **Soil Science Society of America Journal**, v. 50, p. 578-582, 1986.

WHITE, R. E.; DYSON, J. S.; GERSTL, Z.; YARON. B. Leaching of herbicides through undisturbed cores of a structure clay soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 50, p. 277-283, 1986.

WHITE, I.; SULLY, M. J. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. **Water Resources Research**, v. 23 (8), p. 1514-1522, 1987.

WILD, A.; BABIKER, I. A. The asymmetric leaching pattern of nitrate and chloride in a loamy sand under field conditions. **Journal of Soil Science**, v. 27, p. 460-466, 1976.

WILSON, G. V.; LUXMOORE, R. J. Infiltration, macroporosity and mesoporosity distributions on two forested watersheds. **Soil Science Society of America Journal**, v. 52, p. 329-335, 1988.

YULE, D. F.; GARDNER, W. R. Longitudinal and transverse dispersion coefficients in unsaturated plainfield sand. **Water Resources Research**, v. 14, p. 582-588, 1978.

ZHANG, Q.; VOLKER, R. E.; LOCKINGTON, D. A. Experimental investigation of contaminant transport in coastal groundwater. **Advances in Environmental Research**. 6: 229-237, 2002.

## ANEXO 1

- Tabelas com os valores experimentais dos volumes de água e de soluto em mL e do tempo em segundos.

Ponto A2				Ponto A4			
Tempo		Dados de infiltração		Tempo		Dados de infiltração	
h:min:s	Tempo (s)	Raiz do tempo	Vol. Aplicado (mL)	h:min:s	Tempo (s)	Raiz do tempo	Vol. Aplicado (mL)
0:00:00	0	0,0	0	0:00:00	0	0,0	0
0:00:55	55	7,4	200	0:00:43	43	6,6	200
0:01:36	96	9,8	200	0:01:34	94	9,7	200
0:03:02	182	13,5	100	0:01:55	115	10,7	100
0:03:45	225	15,0	100	0:02:26	146	12,1	100
0:04:27	267	16,3	100	0:03:01	181	13,5	100
0:05:13	313	17,7	100	0:03:38	218	14,8	100
0:05:59	359	18,9	100	0:04:09	249	15,8	100
0:06:46	406	20,1	100 (Solute)	0:04:41	281	16,8	100 (Solute)
0:07:38	458	21,4	100 (Solute)	0:05:10	310	17,6	100 (Solute)
0:08:24	504	22,4	100 (Solute)	0:05:45	345	18,6	100 (Solute)

Ponto A6				Ponto A8			
Tempo		Dados de infiltração		Tempo		Dados de infiltração	
h:min:s	Tempo (s)	Raiz do tempo	Vol. Aplicado (ML)	h:min:s	Tempo (s)	Raiz do tempo	Vol. Aplicado (mL)
0:00:00	0	0,0	0	0:00:00	0	0,0	0
0:00:40	40	6,3	200	0:01:09	69	8,3	200
0:01:20	80	8,9	200	0:02:26	146	12,1	200
0:01:45	105	10,2	100	0:03:03	183	13,5	100
0:02:06	126	11,2	100	0:03:45	225	15,0	100
0:02:28	148	12,2	100	0:04:27	267	16,3	100
0:02:52	172	13,1	100	0:05:10	310	17,6	100
0:03:14	194	13,9	100	0:05:49	349	18,7	100
0:03:38	218	14,8	100 (Solute)	0:06:32	392	19,8	100 (Solute)
0:03:59	239	15,5	100 (Solute)	0:07:11	431	20,8	100 (Solute)
0:04:21	261	16,2	100 (Solute)	0:07:54	474	21,8	100 (Solute)

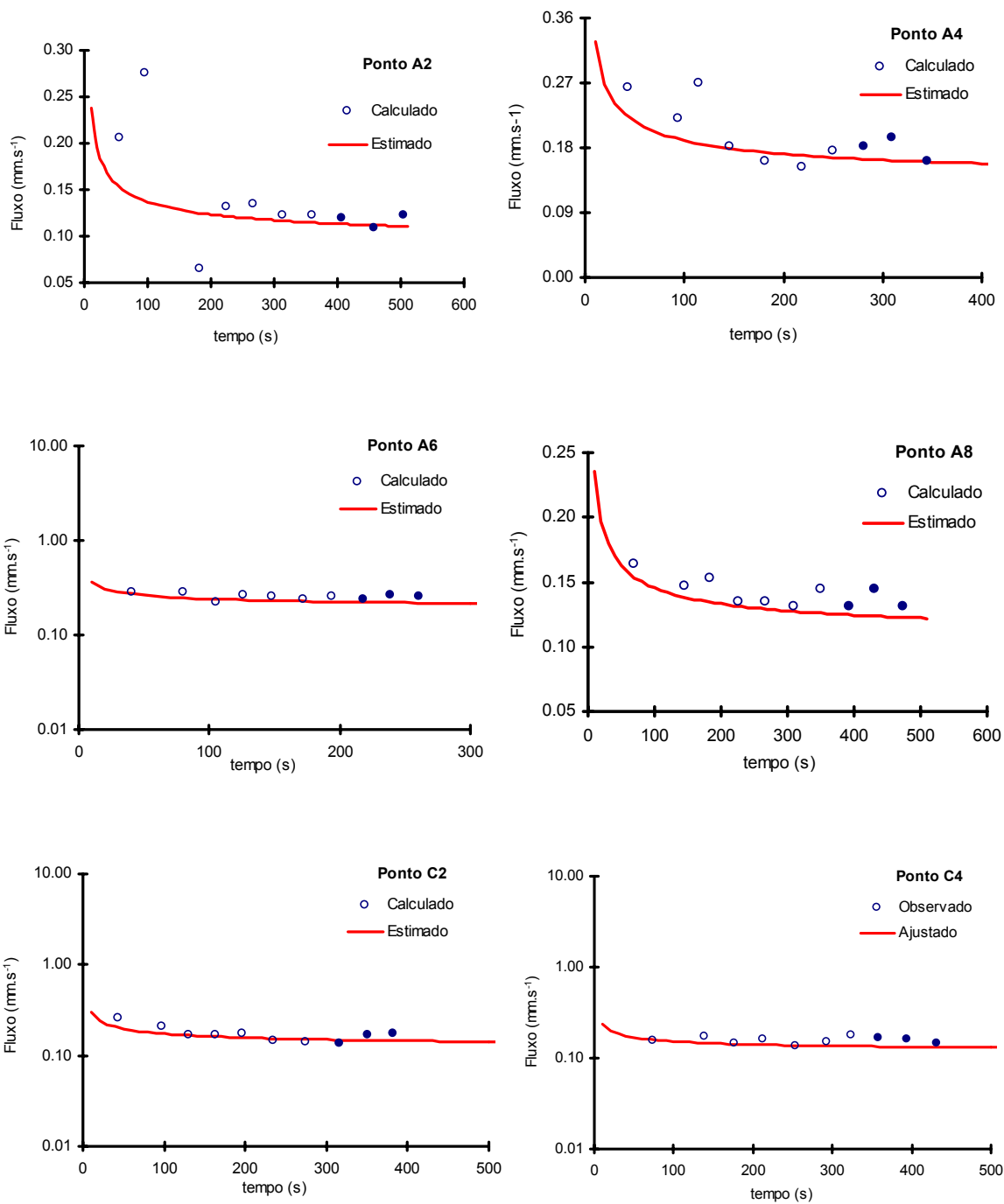
Ponto C2				Ponto C4			
Tempo	Dados de infiltração			Tempo	Dados de infiltração		
h:min:s	Tempo (s)	Raiz do tempo	Vol. Aplicado (mL)	h:min:s	Tempo (s)	Raiz do tempo	Vol. Aplicado (mL)
0:00:00	0	0,0	0	0:00:00	0	0,0	0
0:00:43	43	6,6	200	0:01:13	73	8,5	200
0:01:37	97	9,8	200	0:02:18	138	11,7	200
0:02:11	131	11,4	100	0:02:57	177	13,3	100
0:02:44	164	12,8	100	0:03:32	212	14,6	100
0:03:16	196	14,0	100	0:04:14	254	15,9	100
0:03:55	235	15,3	100	0:04:52	292	17,1	100
0:04:35	275	16,6	100	0:05:24	324	18,0	100
0:05:16	316	17,8	100 (Soluto)	0:05:58	358	18,9	100 (Soluto)
0:05:50	350	18,7	100 (Soluto)	0:06:33	393	19,8	100 (Soluto)
0:06:22	382	19,5	100 (Soluto)	0:07:12	432	20,8	100 (Soluto)

Ponto C6				Ponto C8			
Tempo	Dados de infiltração			Tempo	Dados de infiltração		
h:min: s	Tempo (s)	Raiz do tempo	Vol. Aplicado (mL)	h:min:s	Tempo (s)	Raiz do tempo	Vol. Aplicado (mL)
0:00:00	0	0,0	0	0:00:00	0	0,0	0
0:00:36	36	6,0	200	0:00:31	31	5,6	200
0:01:24	84	9,2	200	0:01:04	64	8,0	200
0:01:50	110	10,5	100	0:01:26	86	9,3	100
0:02:16	136	11,7	100	0:01:43	103	10,1	100
0:02:43	163	12,8	100	0:02:01	121	11,0	100
0:03:11	191	13,8	100	0:02:21	141	11,9	100
0:03:40	220	14,8	100	0:02:43	163	12,8	100
0:04:07	247	15,7	100 (Soluto)	0:03:03	183	13,5	100 (Soluto)
0:04:36	266	16,3	100 (Soluto)	0:03:24	204	14,3	100 (Soluto)
0:05:02	302	17,4	100 (Soluto)	0:03:45	225	15,0	100 (Soluto)

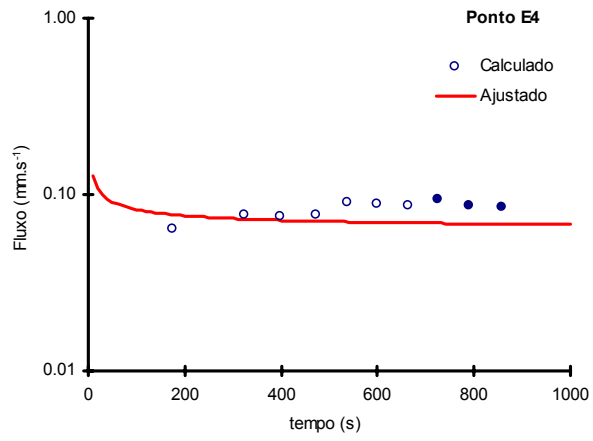
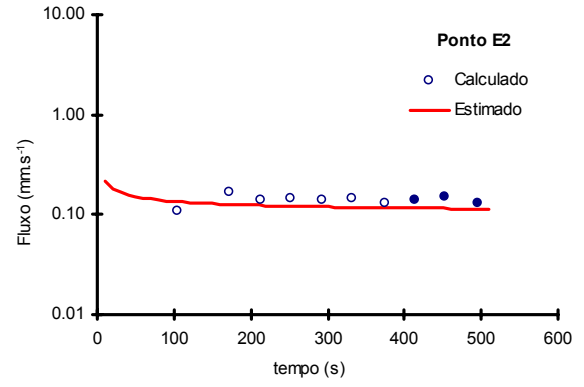
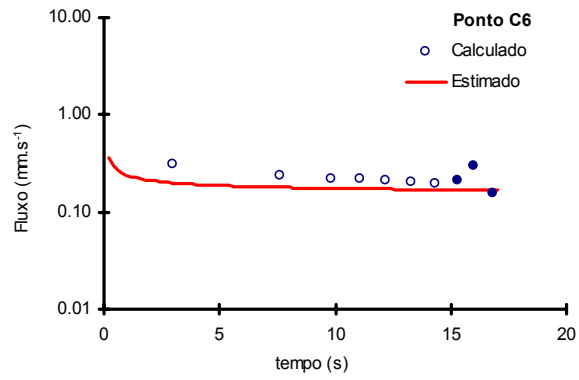
Ponto E2				Ponto E4			
Tempo	Dados de infiltração			Tempo	Dados de infiltração		
h:min:s	Tempo (s)	Raiz do tempo	Vol. Aplicado (mL)	h:min:s	Tempo (s)	Raiz do tempo	Vol. Aplicado (mL)
0:00:00	0	0,0	0	0:00:00	0	0,0	0
0:01:45	105	10,2	200	0:02:56	176	13,3	200
0:02:53	173	13,2	200	0:05:24	324	18,0	200
0:03:33	213	14,6	100	0:06:39	399	20,0	100
0:04:12	252	15,9	100	0:07:53	473	21,7	100
0:04:52	292	17,1	100	0:08:56	536	23,2	100
0:05:31	331	18,2	100	0:10:00	600	24,5	100
0:06:14	374	19,3	100	0:11:05	665	25,8	100
0:06:54	414	20,3	100 (Soluto)	0:12:05	725	26,9	100 (Soluto)
0:07:32	452	21,3	100 (Soluto)	0:13:10	790	28,1	100 (Soluto)
0:08:16	496	22,3	100 (Soluto)	0:14:16	856	29,3	100 (Soluto)

## ANEXO 2

- Gráfico do fluxo de água em função do tempo, com destaque para os três pontos de aplicação do soluto.

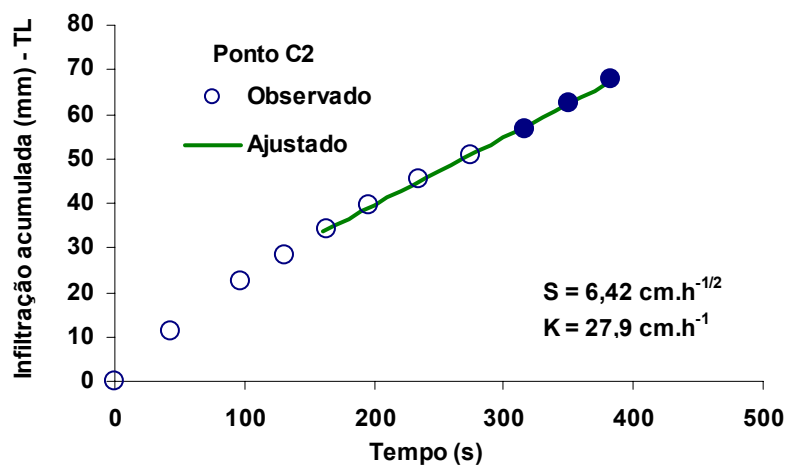
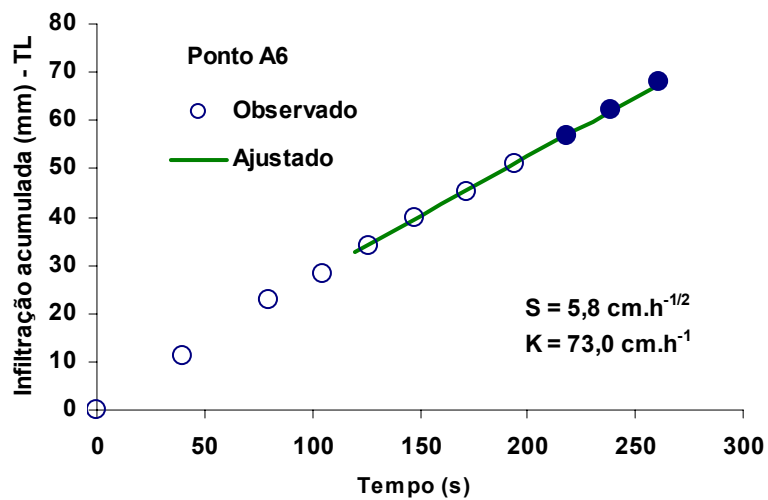
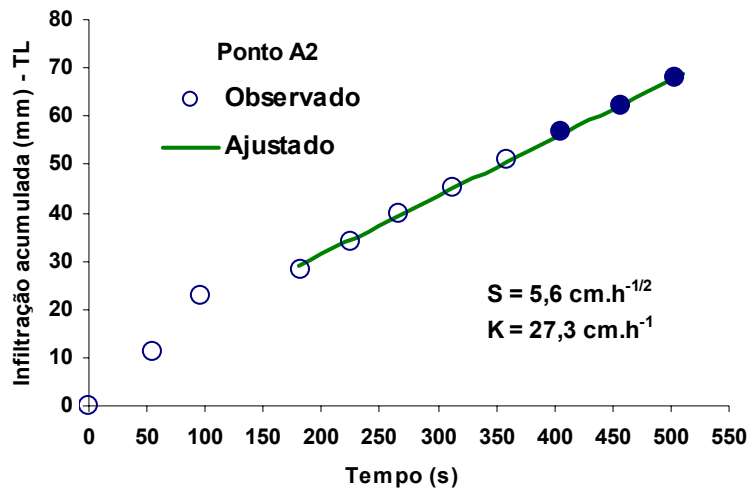


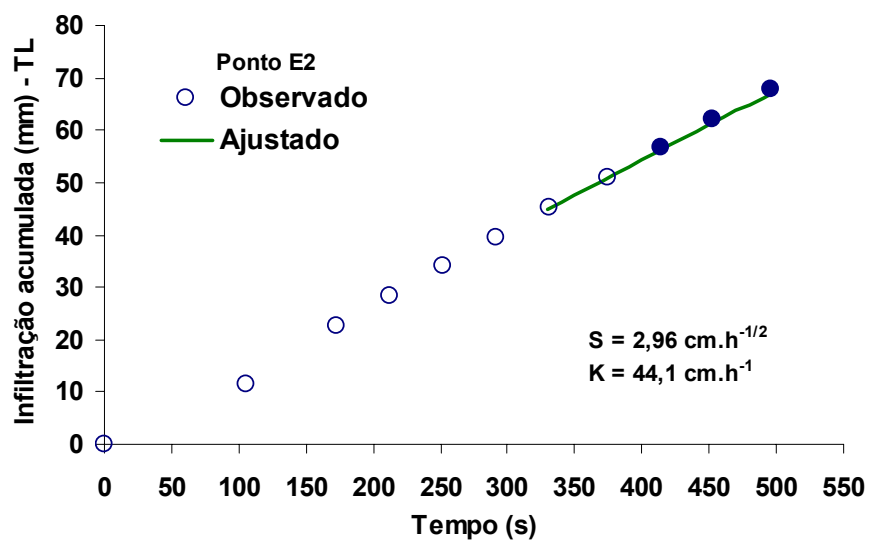
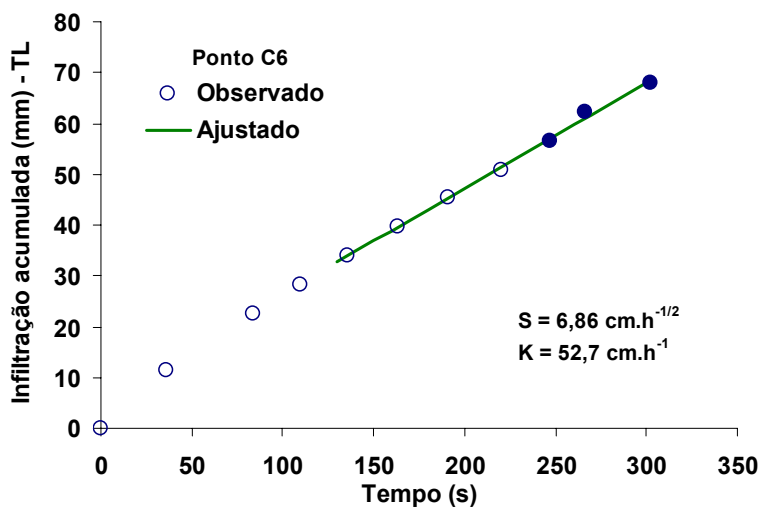
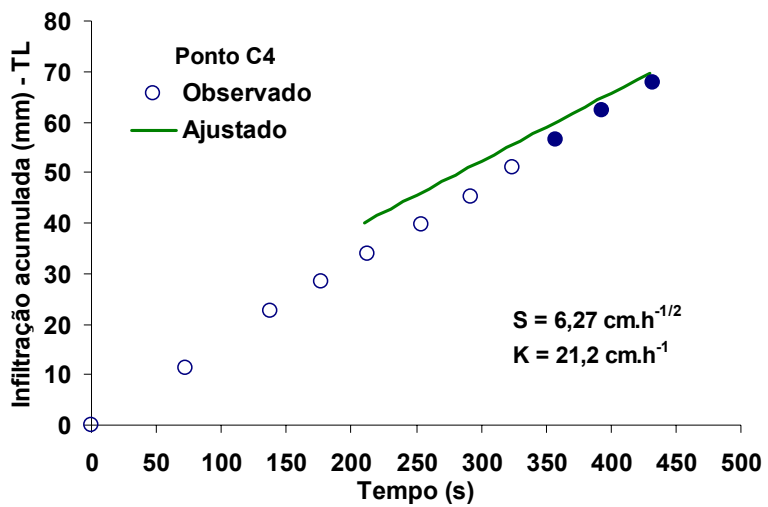




### ANEXO 3

- Gráficos das curvas de infiltração acumulada (mm) versus tempo (s) dos pontos experimentais





## ANEXO 4

### - Tabelas das concentrações observadas e ajustadas pelos modelos CD e MIM

Ponto A2				Ponto A4			
Profundidade (cm)	Observado (mg.L <sup>-1</sup> )	Ajustado CD	Ajustado MIM	Profundidade (cm)	Observado (mg.L <sup>-1</sup> )	Ajustado CD	Ajustado MIM
0	2363,30	1824,65	1865,51	0	2487,50	2251,13	2278,80
1	1481,00	1547,97	1561,78	1	1631,90	1805,95	1800,96
2	1115,30	1283,85	1280,05	2	1097,60	1373,18	1356,22
3	749,50	1039,66	1026,92	3	1118,40	985,10	971,22
4	466,70	821,09	806,19	4	823,60	664,10	660,02
5	348,00	631,78	619,15	5	434,90	419,28	424,71
6	431,30	473,13	465,01	6	164,80	247,18	258,22
7	484,00	344,56	341,42	7	125,30	135,72	148,02
8	695,80	243,82	244,95	8	87,60	69,26	79,84
9	577,70	167,53	171,66	9	108,50	32,79	40,45
10	374,80	111,69	117,45	10	91,00	14,37	19,21
11	218,10	72,21	78,43	11	91,60	5,82	8,54
12	129,10	45,25	51,09	12	79,00	2,18	3,55
13	67,50	27,47	32,45	13	36,30	0,76	1,38
14	56,00	16,15	20,09	14	89,20	0,24	0,50

Ponto A6				Ponto A8			
Profundidade (cm)	Observado (mg.L <sup>-1</sup> )	Ajustado CD	Ajustado MIM	Profundidade (cm)	Observado (mg.L <sup>-1</sup> )	Ajustado CD	Ajustado MIM
0	2665,00	2592,38	2620,37	0	1949,40	1808,19	1824,30
1	2229,30	2274,94	2280,41	1	1096,30	1319,95	1305,40
2	1946,10	1942,09	1932,59	2	991,50	892,19	879,95
3	1604,70	1609,34	1593,38	3	521,90	554,71	559,16
4	1218,20	1291,96	1276,84	4	265,50	315,45	334,92
5	1015,10	1003,03	993,55	5	131,10	163,30	188,95
6	818,20	751,88	750,05	6	140,80	76,64	100,28
7	524,40	543,45	548,85	7	344,30	32,50	49,99
8	364,20	378,27	388,96	8	216,60	12,42	23,36
9	241,80	253,28	266,74	9	51,40	4,26	10,22
10	166,90	162,98	176,87	10	96,40	1,31	4,17
11	117,20	100,69	113,31	11	84,80	0,36	1,59
12	102,70	59,69	70,08	12	169,10	0,09	0,56
13	85,70	33,92	41,82	13	139,90	0,02	0,19
14	73,70	18,47	24,06	14	55,00	0,00	0,06

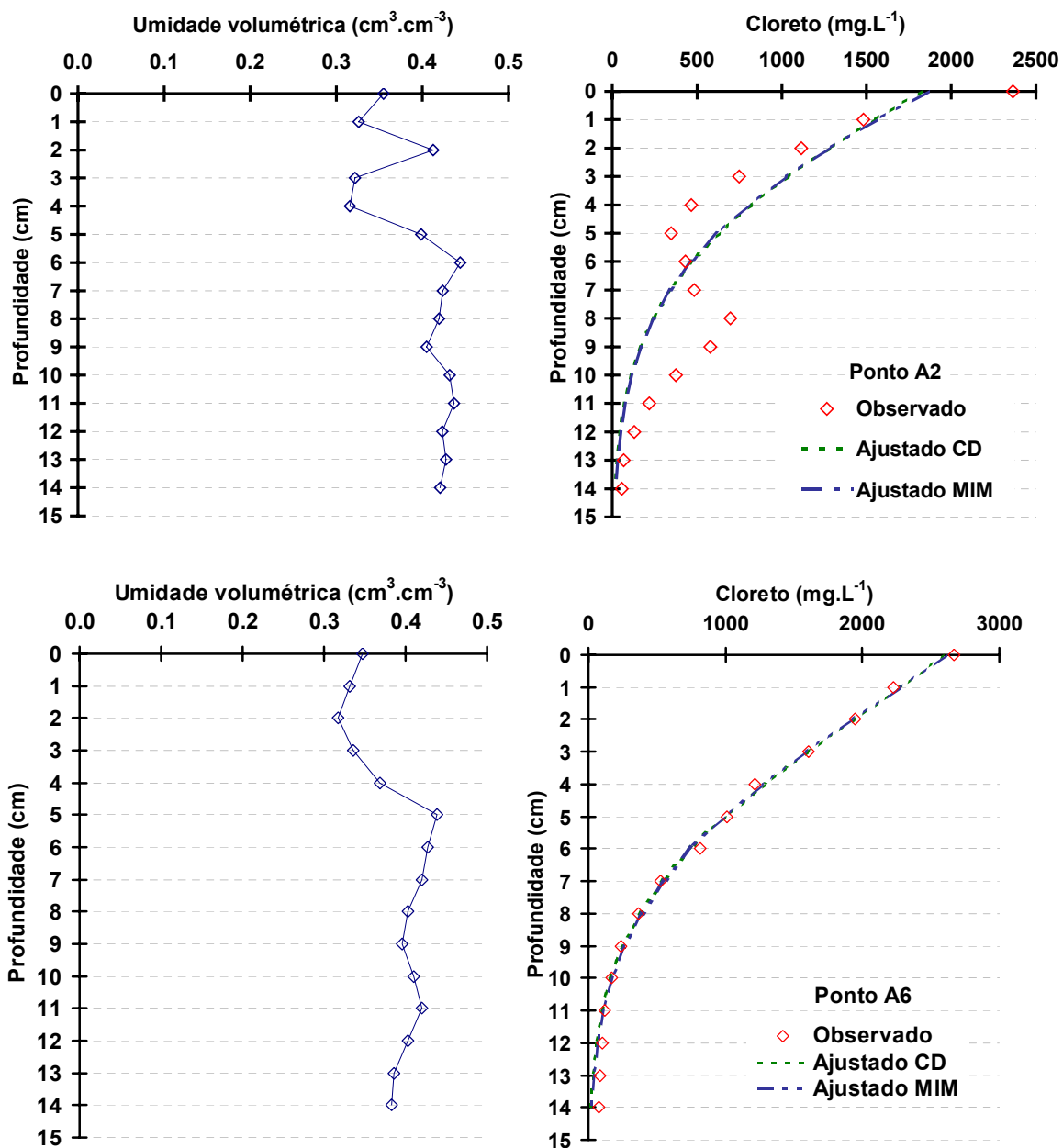
<b>Ponto C2</b>				<b>Ponto C4</b>			
Profundidade (cm)	Observado (mg.L <sup>-1</sup> )	Ajustado CD	Ajustado MIM	Profundidade (cm)	Observado (mg.L <sup>-1</sup> )	Ajustado CD	Ajustado MIM
0	2124,60	1960,60	1960,93	0	1484,90	1189,56	1224,83
1	621,60	968,48	977,40	1	922,90	1027,74	1037,75
2	477,60	333,69	379,73	2	737,40	876,83	871,20
3	444,50	76,52	114,06	3	464,90	738,38	724,78
4	316,80	11,30	26,11	4	676,60	613,42	597,59
5	111,00	1,05	4,48	5	590,60	502,53	488,35
6	54,50	0,06	0,57	6	423,90	405,79	395,54
7	69,30	0,00	0,05	7	274,60	322,86	317,52
8	186,20	0,00	0,00	8	179,30	253,00	252,61
9	193,10	0,00	0,00	9	166,00	195,20	199,16
10	141,30	0,00	0,00	10	219,30	148,24	155,60
11	147,80	0,00	0,00	11	297,10	110,77	120,44
12	112,20	0,00	0,00	12	211,10	81,42	92,36
13	86,70	0,00	0,00	13	119,40	58,86	70,15
14	77,90	0,00	0,00	14	59,90	41,83	52,78

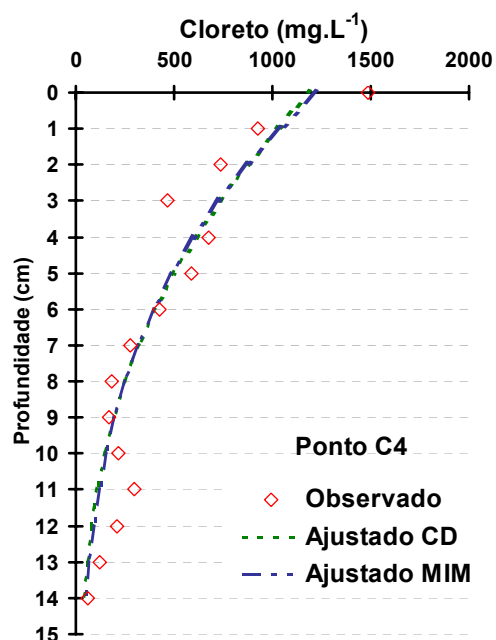
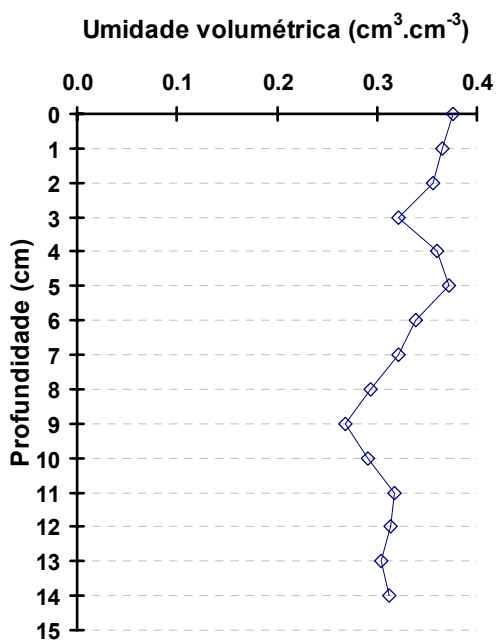
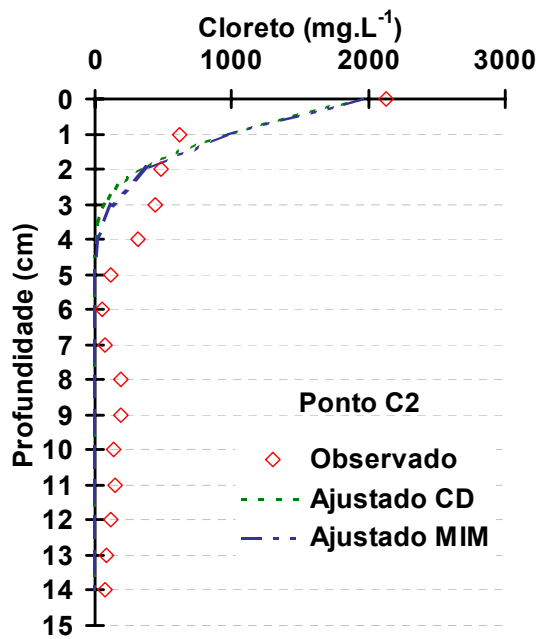
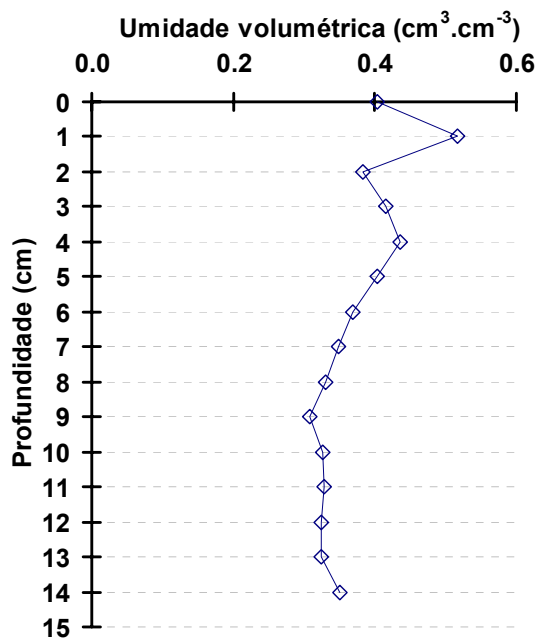
<b>Ponto C6</b>				<b>Ponto C8</b>			
Profundidade (cm)	Observado (mg.L <sup>-1</sup> )	Ajustado CD	Ajustado MIM	Profundidade (cm)	Observado (mg.L <sup>-1</sup> )	Ajustado CD	Ajustado MIM
0	2421,80	1702,76	1732,53	0	3011,80	3181,34	3152,30
1	677,70	1382,22	1386,26	1	2634,60	2523,32	2506,76
2	836,80	1085,46	1076,43	2	1749,10	1661,99	1679,04
3	727,10	822,93	810,72	3	729,00	870,44	912,18
4	782,90	601,19	591,87	4	342,90	351,23	391,05
5	489,70	422,49	418,54	5	166,40	106,74	129,78
6	285,70	285,18	286,47	6	62,00	24,28	32,91
7	275,90	184,65	189,63	7	65,80	4,05	6,32
8	175,60	114,54	121,30	8	58,10	0,49	0,91
9	239,00	67,99	74,91	9	15,00	0,04	0,10
10	193,00	38,59	44,64	10	3,30	0,00	0,01
11	237,40	20,92	25,64	11	42,00	0,00	0,00
12	194,90	10,83	14,18	12	37,80	0,00	0,00
13	143,60	5,34	7,55	13	63,90	0,00	0,00
14	94,00	2,51	3,87	14	32,70	0,00	0,00

<b>Ponto E2</b>				<b>Ponto E4</b>			
Profundidade (cm)	Observado (mg.L <sup>-1</sup> )	Ajustado CD	Ajustado MIM	Profundidade (cm)	Observado (mg.L <sup>-1</sup> )	Ajustado CD	Ajustado MIM
0	2823,0	2730,5	2750,8	0	2129,30	2130,42	2154,32
1	2504,1	2415,2	2421,0	1	1932,10	1708,68	1702,09
2	1915,7	2075,8	2070,2	2	1127,00	1304,94	1288,17
3	1686,8	1729,1	1717,8	3	872,10	945,29	934,25
4	1567,7	1392,7	1381,4	4	596,10	647,28	649,47
5	1046,7	1082,5	1075,5	5	275,80	417,72	432,79
6	629,7	810,4	809,9	6	256,20	253,42	276,40
7	453,7	583,5	589,5	7	410,00	144,20	169,11
8	438,3	403,5	414,4	8	337,10	76,81	99,07
9	342,9	267,6	281,1	9	153,40	38,23	55,54
10	295,4	170,1	183,8	10	81,70	17,76	29,77
11	256,2	103,5	115,9	11	3,10	7,69	15,25
12	189,9	60,2	70,4	12	58,30	3,10	7,45
13	135,1	33,5	41,1	13	101,20	1,16	3,47
14	104,4	17,8	23,1	14	105,20	0,41	1,54

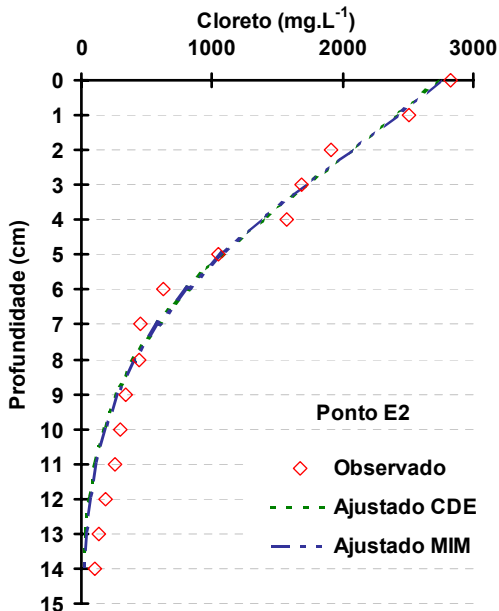
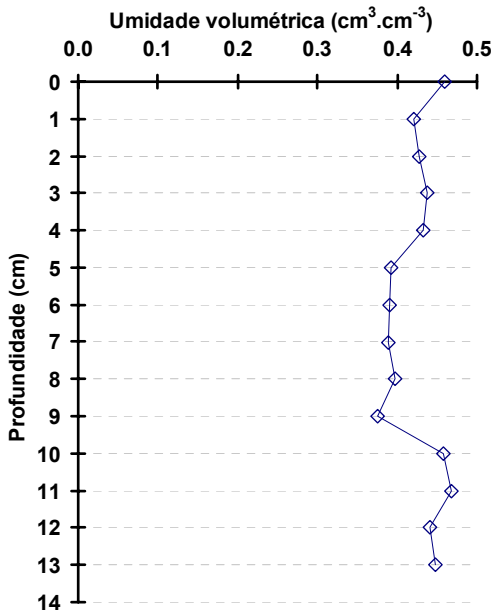
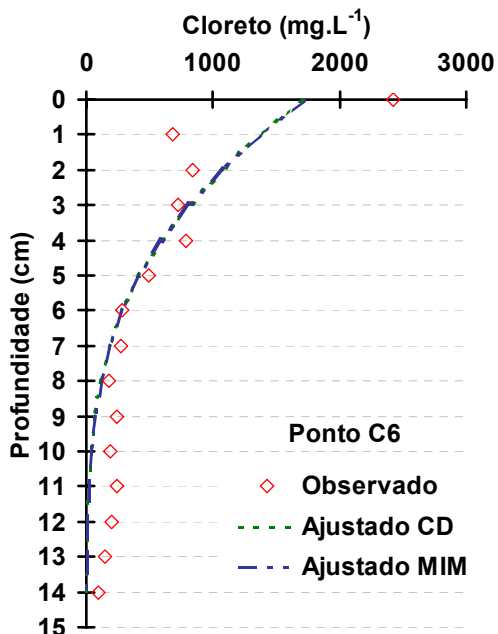
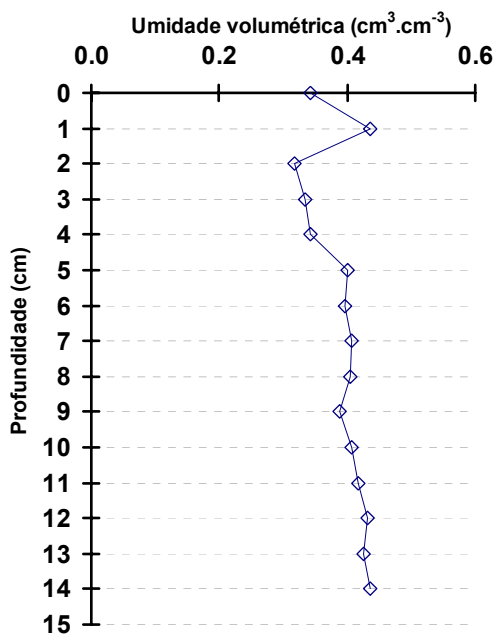
## ANEXO 5

- Perfis de umidade volumétrica final e das concentrações de cloreto (experimental e ajustados pelos modelos CD e MIM)









## ANEXO 6

---

### TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK

O teste de Shapiro-Wilk é designado para detectar se uma dada amostra,  $x_1, x_2, \dots, x_n$ , pertence a uma distribuição normal. Este teste tende a ser mais poderoso do que o teste de Kolmogorov-Smirnov para amostras com  $n < 50$ .

Foi realizado um teste de Shapiro-Wilk (SHAPIRO, WILK, 1965) com 5% de significância ( $\alpha$ ). As hipóteses do teste são:

- a) H0: Não há evidências para afirmar que os dados não seguem uma distribuição normal;
- b) H1: Há evidências para afirmar que os dados não seguem uma distribuição normal.

Dado um conjunto de observações  $x_1, x_2, \dots, x_n$  ordenados em ordem crescente ou decrescente, podem ser utilizados para calcular o valor do teste estatístico de Shapiro-Wilk (W) definido como:

$$W = \frac{\left( \sum_{i=1}^n a_i x_i \right)^2}{nS^2} = \frac{\left( \sum_{i=1}^{n/2} a_{n+1-i} (x_{n+1-i} - x_i) \right)^2}{nS^2}$$

onde os  $a_i$  são os coeficientes de Shapiro-Wilk, e  $S^2$  é a variância estatística da amostra.

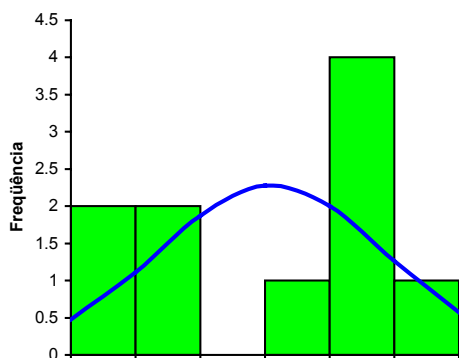
- $p$  é o nível de significância alcançado da estatística de Shapiro-Wilk (W).

O nível de significância  $p$  é interpretado da seguinte maneira: se  $p$  for menor do que um dado nível de significância  $\alpha \ll 1$ , a hipótese nula pode ser rejeitada ao nível  $\alpha$ . Se  $p$  for maior do que  $\alpha$ , a hipótese nula não deve ser rejeitada ao nível  $\alpha$ .

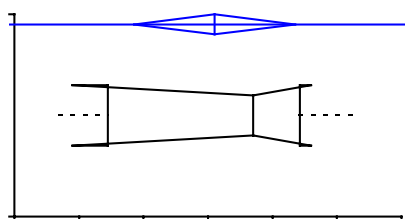
## ANEXO 7

### - ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE

- Variável: Umidade inicial ( $\theta_{ini}$ ) média ( $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ )

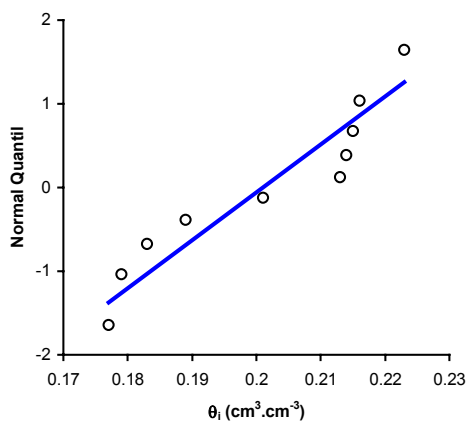


n	10
Média	0.201
95% CI	0.189 to 0.213
Variância	0.0003
DP	0.0175
EP	0.0055
CV	9%



Mediana	0.207
97.9% CI	0.179 to 0.216
Alcance	0.046
IQR	0.02975

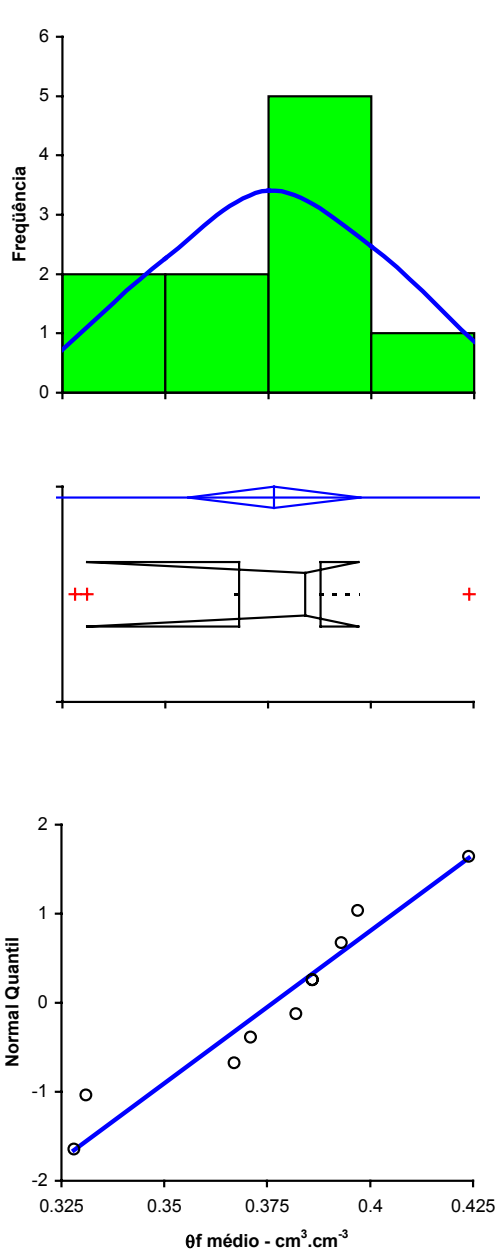
Percentil	
2.5th	-
25th	0.185
50th	0.207
75th	0.214
97.5th	-



	Coefficiente	p
Shapiro-Wilk	0.8734	0.1095
Skewness	-0.2955	0.6563
Kurtosis	-1.8440	-

**- ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE**

**- Variável: Umidade inicial ( $\theta_{fm}$ ) média ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )**



<b>n</b>	10
<b>Média</b>	0.377
<b>95% CI</b>	0.356 to 0.397
<b>Variância</b>	0.0009
<b>DP</b>	0.0293
<b>EP</b>	0.0093
<b>CV</b>	8%

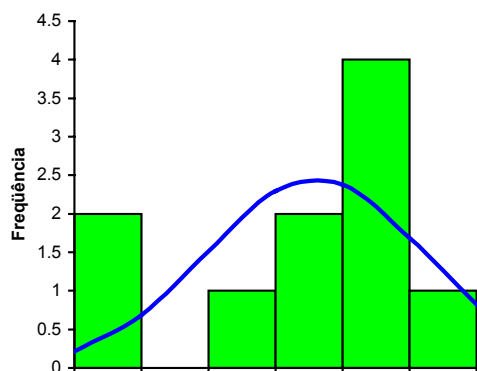
<b>Mediana</b>	0.384
<b>97.9% CI</b>	0.331 to 0.397
<b>Alcance</b>	0.096
<b>IQR</b>	0.01975

<b>Percentil</b>	
<b>2.5th</b>	-
<b>25th</b>	0.368
<b>50th</b>	0.384
<b>75th</b>	0.388
<b>97.5th</b>	-

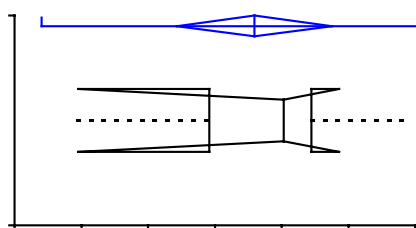
	<b>Coefficiente</b>	<b>p</b>
<b>Shapiro-Wilk</b>	0.9240	0.3917
<b>Skewness</b>	-0.4834	0.4684
<b>Kurtosis</b>	0.1860	-

## - ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE

- Variável: Sorvidade (S) ( $\text{cm.h}^{-1/2}$ )



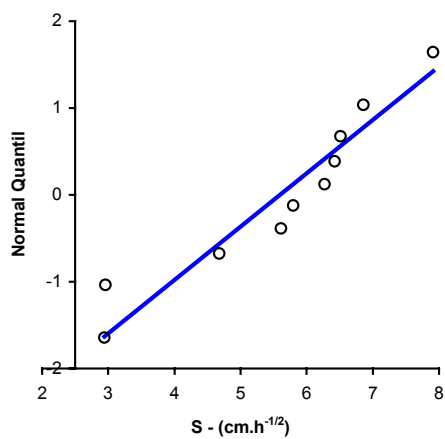
n	10	
Média	5.596	0.933
95% CI	4.433 to 6.759	
Variância	2.6450	
DP	1.6263	0.271
EP	0.5143	
CV	29%	



Mediana	6.035
97.9% CI	2.960 to 6.860

Alcance	4.97
IQR	1.53

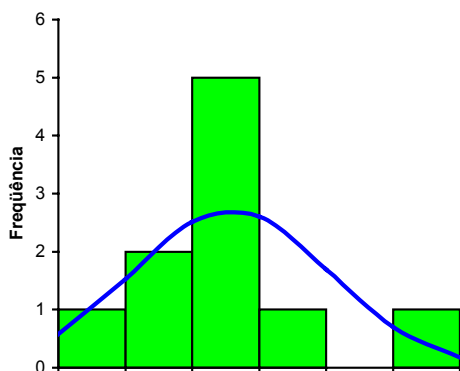
percentil	
2.5th	-
25th	4.913
50th	6.035
75th	6.443
97.5th	-



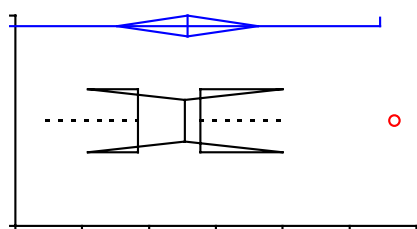
	Coeficiente	p	
Shapiro-Wilk	0.9063	0.2568	Normal
Skewness	-0.7030	0.2950	
Kurtosis	-0.2417	-	

## - ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE

- Variável: Tamanho médio dos poros hidraulicamente funcionais ( $\lambda_m$ ) (mm)  
(Logaritmo neperiano).



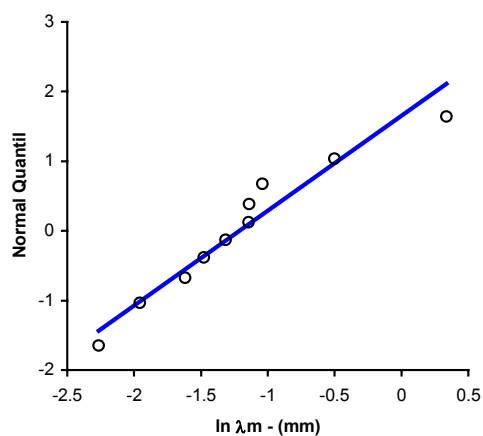
n	10
Média	-1.212
95% CI	-1.738 to -0.687
Variância	0.5394
DP	0.7345
EP	0.2323
CV	-61%



Mediana	-1.230
97.9% CI	-1.959 to -0.501

Alcance	2.599836616
IQR	0.470028295

Percentil	
2.5th	-
25th	-1.584
50th	-1.230
75th	-1.114
97.5th	-

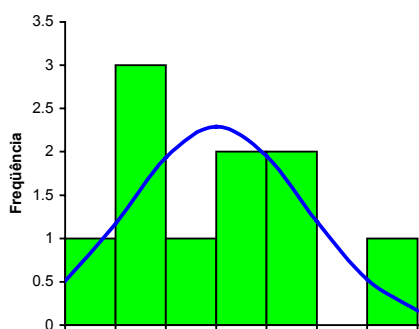


	Coefficiente	p
Shapiro-Wilk	0.9471	0.6349
Skewness	0.8464	0.2099
Kurtosis	1.3410	-

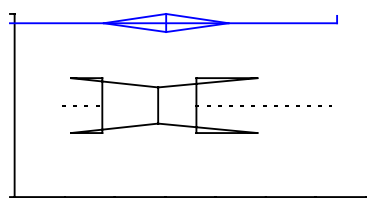
Lognormal

## - ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE

- Variável: Condutividade Hidráulica (K) ( $\text{cm.h}^{-1}$ )

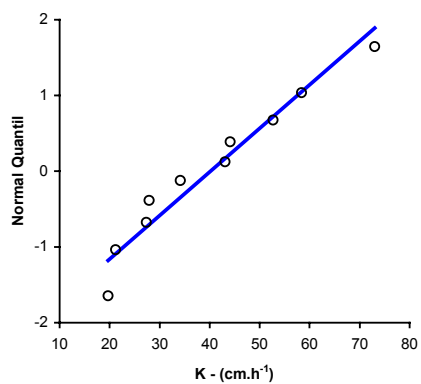


n	10	
Média	40.150	0.112
95% CI	27.707 to 52.593	
Variância	302.5650	
DP	17.3944	0.048
EP	5.5006	
CV	43%	



Mediana	38.600
97.9% CI	21.200 to 58.400
Alcance	53.3
IQR	18.8

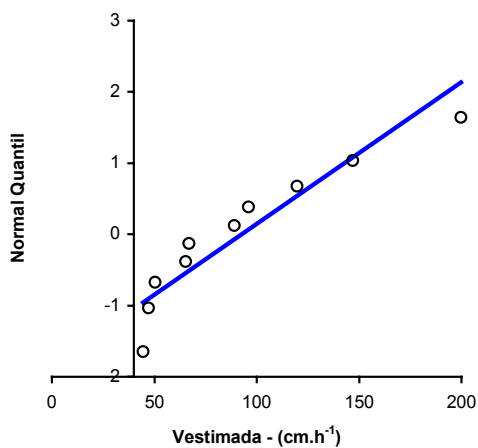
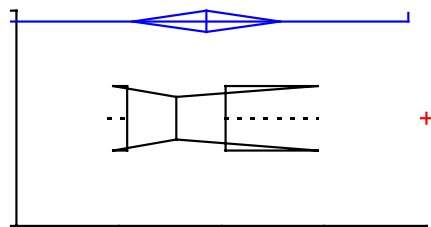
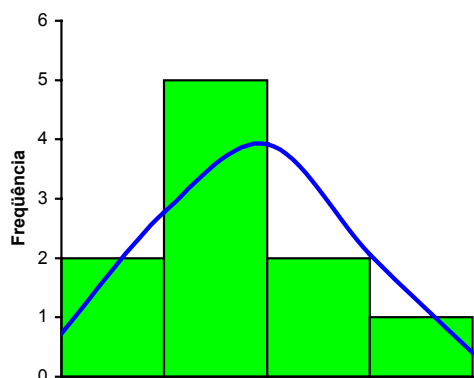
Percentil	
2.5th	-
25th	27.450
50th	38.600
75th	46.250
97.5th	-



	Coeficiente	p	
Shapiro-Wilk	0.9407	0.5603	Normal
Skewness	0.6348	0.3432	
Kurtosis	-0.3923	-	

## - ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE

- Variável: Velocidade estimada (cm.h<sup>-1</sup>)



n	10
Média	92.55
95% CI	56.59 to 128.51
Variância	2526.968
DP	50.269
EP	15.896
CV	54%

Mediana	78.03
97.9% CI	47.10 to 146.80
Alcance	155.1
IQR	47.9

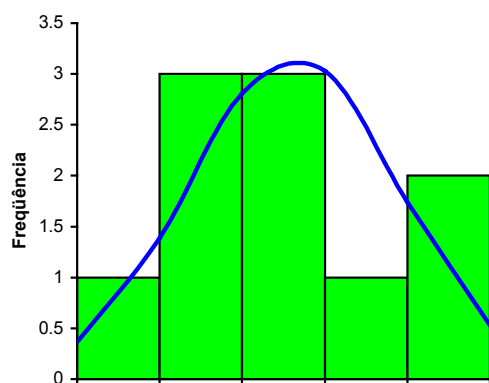
Percentil	
2.5th	-
25th	54.03
50th	78.03
75th	101.88
97.5th	-

	Coefficiente	p
Shapiro-Wilk	0.8783	0.1249
Skewness	1.1957	0.0817
Kurtosis	0.9508	-

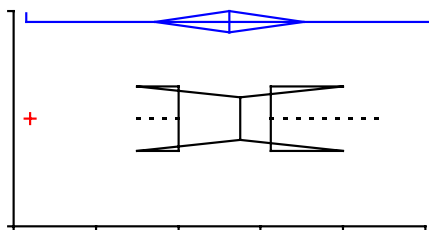


## - ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE

- Variável: Fração de água móvel ( $\Phi$ )

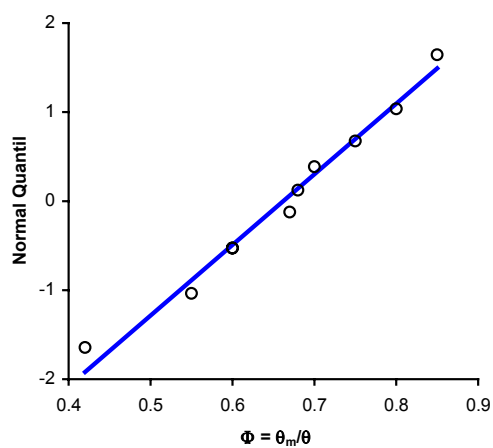


n	10
Média	0.662
95% CI	0.572 to 0.752
Variância	0.0159
DP	0.1259
EP	0.0398
CV	19%



Mediana	0.675
97.9% CI	0.550 to 0.800
Alcance	0.43
IQR	0.11

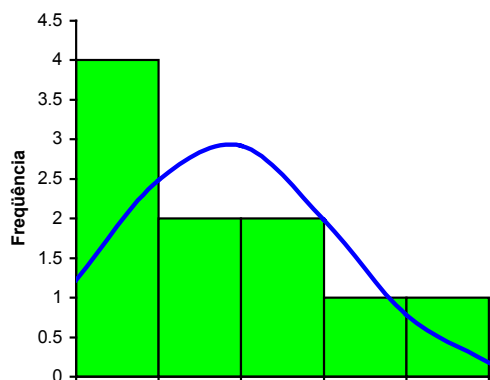
Percentil	
2.5th	-
25th	0.600
50th	0.675
75th	0.713
97.5th	-



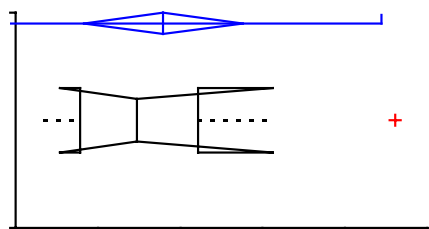
	Coefficiente	p
Shapiro-Wilk	0.9786	0.9573
Skewness	-0.4198	0.5283
Kurtosis	0.2500	-

**- ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE**

**- Variável: Coefficiente de Dispersão Hidrodinâmica (D) ( $\text{cm}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ ) – Modelo CD**

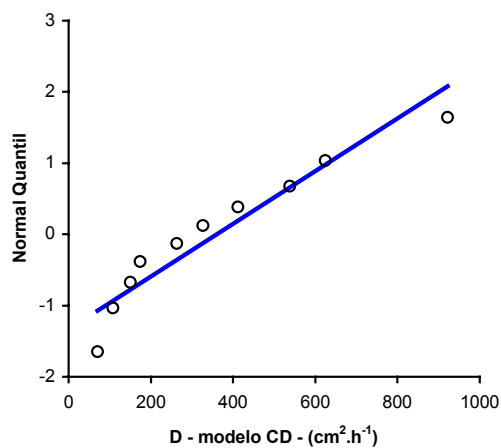


n	10
Média	358.52
95% CI	165.29 to 551.75
Variância	72965.326
DP	270.121
EP	85.420
CV	75%



Mediana	294.80
97.9% CI	107.40 to 624.40
Alcance	851.3
IQR	287.1

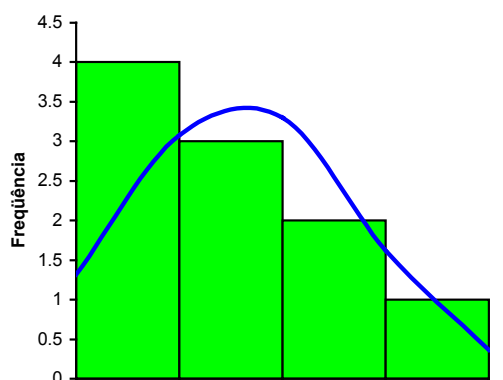
Percentil	
2.5th	-
25th	155.85
50th	294.80
75th	442.98
97.5th	-



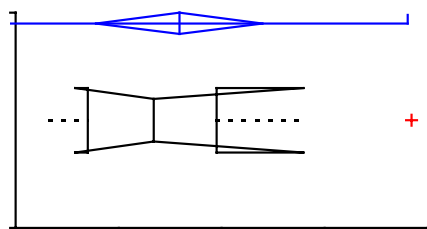
	Coefficiente	p
Shapiro-Wilk	0.9111	0.2889
Skewness	1.0329	0.1293
Kurtosis	0.5923	-

**- ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE**

**- Variável: Coefficiente de Dispersão Hidrodinâmica (D) ( $\text{cm}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ ) – Modelo MIM**

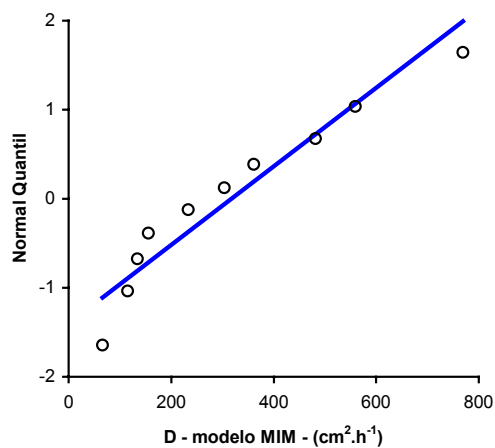


<b>n</b>	10
<b>Média</b>	317.889
<b>95% CI</b>	155.769 to 480.009
<b>Variância</b>	51360.5250
<b>DP</b>	226.6286
<b>EP</b>	71.6663
<b>CV</b>	71%



<b>Mediana</b>	268.500
<b>97.9% CI</b>	115.400 to 559.300
<b>Alcance</b>	703.01
<b>IQR</b>	251.1

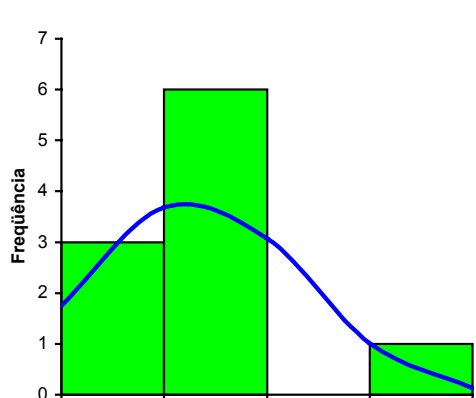
<b>Percentil</b>	
<b>2.5th</b>	-
<b>25th</b>	139.725
<b>50th</b>	268.500
<b>75th</b>	390.825
<b>97.5th</b>	-



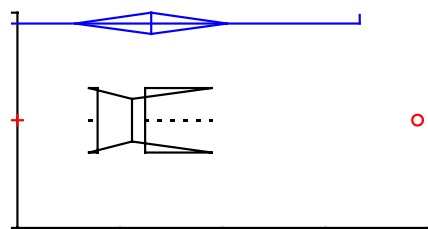
	<b>Coefficiente</b>	<b>p</b>
<b>Shapiro-Wilk</b>	0.9189	0.3482
<b>Skewness</b>	0.8956	0.1856
<b>Kurtosis</b>	0.0579	-

## - ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE

### - Variável: Fator de Retardo (R) – Modelo CD (Logaritmo neperiano)

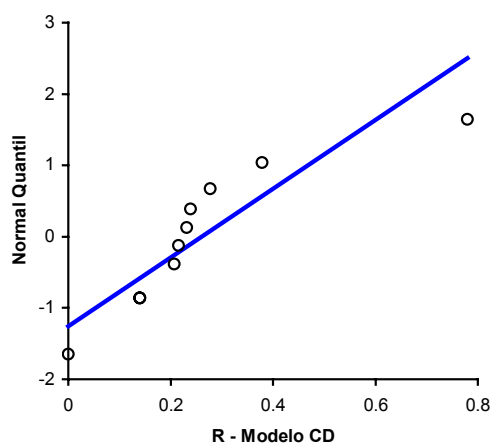


n	10
Média	0.261
95% CI	0.112 to 0.409
Variância	0.0430
DP	0.2073
EP	0.0655
CV	79%



Mediana	0.223
97.9% CI	0.140 to 0.378
Alcance	0.779324877
IQR	0.09209561

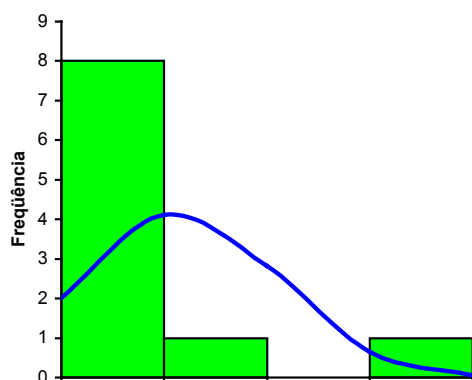
Percentil	
2.5th	-
25th	0.157
50th	0.223
75th	0.249
97.5th	-



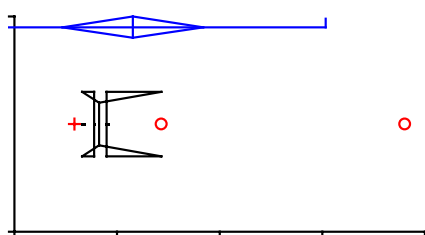
	Coefficient	p
Shapiro-Wilk	0.8104	0.0194
Skewness	1.8651	0.0093
Kurtosis	4.8363	-

## - ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE

- Variável: Coefficiente de troca de massa ( $\alpha$ ) ( $h^{-1}$ )– Modelo MIM (Logaritmo neperiano)

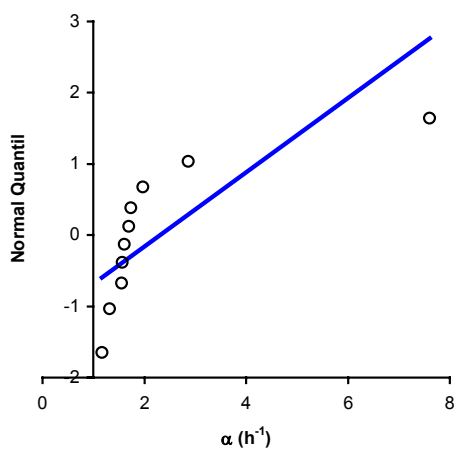


n	10
Média	2.309
95% CI	0.938 to 3.680
Variância	3.6748
DP	1.9170
EP	0.6062
CV	83%



Mediana	1.653
97.9% CI	1.317 to 2.860
Alcance	6.440013204
IQR	0.23710148

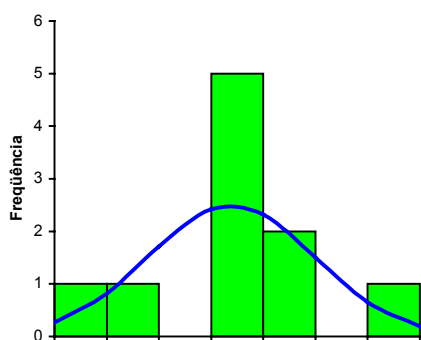
Percentil	
2.5th	-
25th	1.558
50th	1.653
75th	1.795
97.5th	-



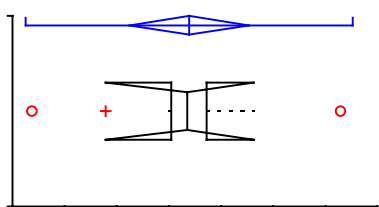
	Coefficient	p
Shapiro-Wilk	0.5635	<0.0001
Skewness	2.8524	0.0002
Kurtosis	8.4457	-

## - ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE

- Variável: Dispersividade ( $\lambda$ ) (cm) – Modelo CD (Logaritmo neperiano)



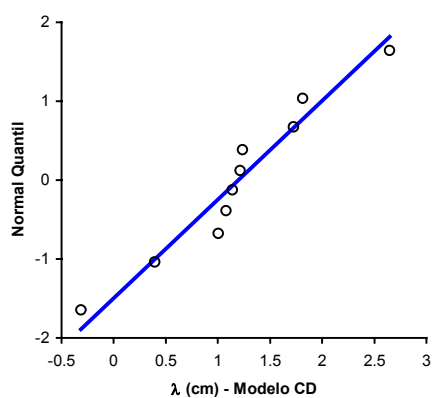
<b>n</b>	10
<b>Média</b>	1.194
<b>95% CI</b>	0.622 to 1.766
<b>Variância</b>	0.6389
<b>DP</b>	0.7993
<b>EP</b>	0.2528
<b>CV</b>	67%



<b>Mediana</b>	1.176
<b>97.9% CI</b>	0.395 to 1.814

<b>Alcance</b>	2.962798605
<b>IQR</b>	0.335681793

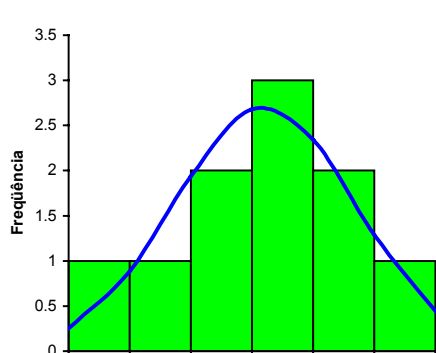
Percentil	
<b>2.5th</b>	-
<b>25th</b>	1.024
<b>50th</b>	1.176
<b>75th</b>	1.359
<b>97.5th</b>	-



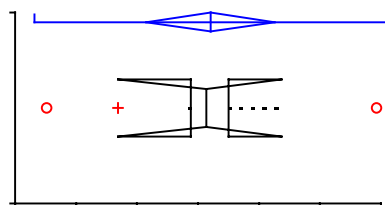
	Coefficient	p	
<b>Shapiro-Wilk</b>	0.9551	0.7284	Lognormal
<b>Skewness</b>	-0.1343	0.8395	
<b>Kurtosis</b>	1.1619	-	

## - ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE

- Variável: Dispersividade ( $\lambda$ ) (cm) – Modelo MIM (Logaritmo neperiano)

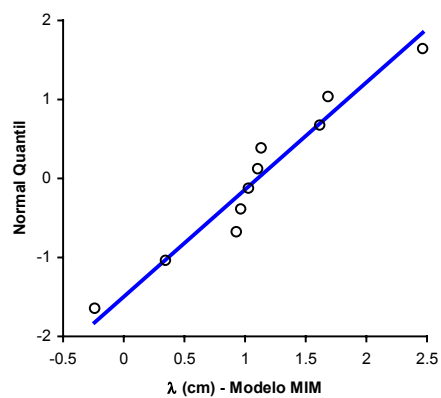


n	10
Média	1.102
95% CI	0.575 to 1.630
Variância	0.5431
DP	0.7370
EP	0.2331
CV	67%



Mediana	1.067
97.9% CI	0.345 to 1.683
Alcance	2.705502429
IQR	0.312905669

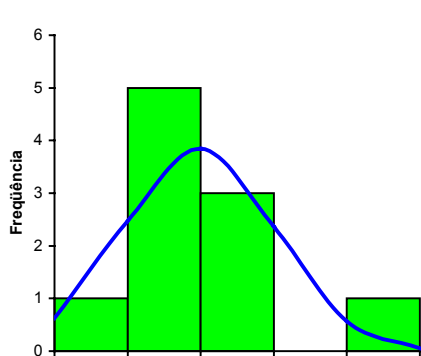
Percentil	
2.5th	-
25th	0.938
50th	1.067
75th	1.251
97.5th	-



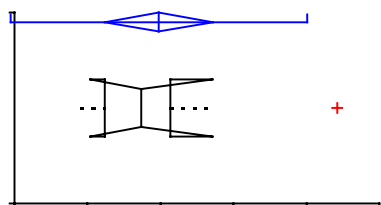
	Coefficient	p	
Shapiro-Wilk	0.9567	0.7476	Lognormal
Skewness	-0.0026	0.9968	
Kurtosis	0.9966	-	

## - ESTATÍSTICA DESCRITIVA - TESTE DE NORMALIDADE

### - Variável: Fator de Retardo (R) – Modelo MM (Logaritmo neperiano)

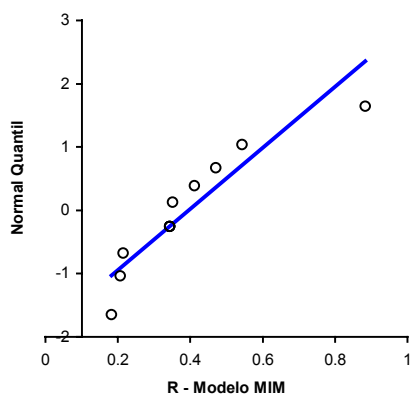


n	10
Média	0.395
95% CI	0.247 to 0.543
Variância	0.0430
DP	0.2073
EP	0.0655
CV	52%



Mediana	0.347
97.9% CI	0.207 to 0.542
Alcance	0.701445983
IQR	0.179352185

Percentil	
2.5th	-
25th	0.247
50th	0.347
75th	0.427
97.5th	-



	Coefficient	p	
Shapiro-Wilk	0.8582	0.0726	Lognormal
Skewness	1.5265	0.0294	
Kurtosis	2.9803	-	