

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA  
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
CURSOS DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL  
CAMPUS II - CAMPINA GRANDE

**ESTUDO DA VARIABILIDADE ESPACIAL DA INFILTRAÇÃO:  
ASPECTOS TEÓRICOS E EXPERIMENTAIS**

Campina Grande

Novembro 1992

DIGITALIZAÇÃO:  
SISTEMOTECA - UFCG

CÍCERO AURÉLIO GRANGEIRO LIMA

ESTUDO DA VARIABILIDADE ESPACIAL DA INFILTRAÇÃO:  
ASPECTOS TEÓRICOS E EXPERIMENTAIS

Dissertação apresentada ao Curso de  
Pós - Graduação em Engenharia Civil  
da Universidade Federal da Paraíba  
em cumprimento às exigências para  
obtenção do Grau de Mestre.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: RECURSOS HÍDRICOS

ALAIN M. B. PASSERAT

Orientador

Campina Grande - Pb

Novembro 1992

CÍCERO AURÉLIO GRANGEIRO LIMA

ESTUDO DA VARIABILIDADE ESPACIAL DA INFILTRAÇÃO:  
ASPECTOS TEÓRICOS E EXPERIMENTAIS

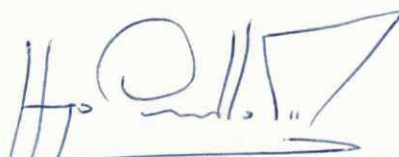
Dissertação aprovada em 12/11/92

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: RECURSOS HÍDRICOS



Prof. Dr. ALAIN M. B. PASSERAT

Orientador



Prof. Dr. HUGO ORLANDO C. GUERRA

Componente da Banca



Prof. Dr. S. V. KAMESWARA SARMA

Componente da Banca

Campina Grande - PB

Novembro 1992

**DEDICATÓRIA**

**Aos meus pais pela oportunidade  
de realizar este trabalho**

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que direta ou indiretamente contribuíram para realização deste trabalho.

A minha esposa, Denise Queiroga Câmara, pelas horas de carinho e compreensão que me foram dispensadas.

Ao meu orientador professor Alain Passerat pela orientação eficiente e segura. Agradeço também ao amigo, professor Jácome Sarmento pelo apoio nas horas precisas, bem como ao professor Elias pelo contato com a diretoria da EMEPA.

Quero agradecer 'o grande apoio recebido pela diretoria da EMEPA as pesquisas de campo. Aos alunos de iniciação científica João Alves e Olanise. Ao colega Estêvam, aos cunhados Cosme e Damião pela ajuda na execução dos testes de infiltração.

Ao pessoal do Laboratório de Hidráulica professores: Simão e Alcides, e ao laboratorista Edilson pela ajuda fundamental que me concederam.

Ao colega Carlos Galvão pelos dados fornecidos da Bacia Experimental de Sumé.

Ao professor Raimundo Nonato meus  
agradecimentos pelo apoio aos ensaios de laboratório e  
discussão dos resultados obtidos.

Aos componentes da Banca Examinadora,  
professores: Hugo Orlando e Kameswara Sarma pela valiosa  
contribuição para forma final deste trabalho.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA		Página
2.1	Representação Gráfica da Equação da Continuidade em Regime Transitório (Imbernon, 1981)	22
2.2	Taxa de Infiltração como função do tempo para um fluxo constante (Vauclin, 1982)	27
2.3	Infiltrabilidade como função do tempo para uma condição de empocamento inicial (Vauclin, 1982)	27
2.4	Zonas de infiltração de Bodman e Colman (Bear et alii 1968)	29
2.5	Modelo de escoamento "pistão" de Green e Ampt (Imbernon, 1981)	29
3.1	Malha experimental	44
3.2	Leis de infiltração experimentais obtidos para os pontos 1 e 2 da parcela	47
4.1	Comportamento do semi-variograma na origem (Delhomme, 1976)	73

4.2	Comportamento do semi-variograma ao infinito (Delhomme, 1976)	74
4.3	Principais modelos de semi-variogramas utilizados (Delhomme, 1976)	76
4.4	Histogramas de frequência dos parâmetros % [A+S], A e $K_0$	83
4.5	Histograma de frequência dos parâmetros $\theta_0$ , $\Delta\theta$ e $\sigma$	84
4.6	Testes gráficos de normalidade dos parâmetros % [A+S], A e $k_0$	85
4.7	Testes gráfico de normalidade dos parâmetros $\theta_0$ , $\Delta\theta$ e $\sigma$	86
4.8	Diagramas de dispersão para as correlações simples entre % [A+S] e os parâmetros $\sigma$ , A e $K_0$	90
4.9	Diagrama de dispersão para as correlações simples entre % [A+S] e os parâmetros $\theta_0$ e $\Delta\theta$	91
4.10	Representação gráfica dos semi-variogramas globais dos parâmetros: $K_0$ , A, % [A+S]	96



4.11	Representação gráfica dos semi- variogramas globais dos parâmetros: $\Delta\theta$ , $\theta_0$ e $\sigma$	97
4.12	Representação gráfica dos semi- variogramas residuais dos parâmetros: A, $K_0$ e % [A+S]	100
5.1	Resposta do Hidrograma à variação dos valores de $h_f$	111
5.2	Resposta do Sedimentograma à variação dos valores de $h_f$	112

## LISTA DE TABELAS

TABELA		Página
3.1	Valores experimentais médios do teor de umidade volumétrica do solo	50
3.2	Resultados experimentais de propriedades físicas e hidrodinâmicas do solo	54
3.3	Valores da sorptividade obtidos pelos modelos de Green e Ampt e de Philip	56
3.4	Valores experimentais dos parâmetros de Green e Ampt	58
4.1	Parâmetros da distribuição de frequência	82
4.2	Variabilidade de alguns parâmetros hidrodinâmicos do solo (Vauclin, 1982)	82
4.3	Coefficientes de correlação simples	88
4.4	Valores dos parâmetros obtidos para a correlação múltipla	89
4.5	Semi-variogramas globais dos parâmetros: $\phi$ , $\theta_s$ , A, $K_0$ , %[A+S] e $\Delta\theta$	94-95
4.6	Semi-variogramas residuais dos parâmetros: %[A+S], A e $K_0$	99

5.1	Infiltração média calculada e observada na parcela experimental	103
5.2	Variabilidade espacial da profundidade de penetração observada na parcela	105
5.3	Variabilidade espacial da profundidade de penetração obtida a partir de $h_f$	107
5.4	Variabilidade espacial sobre o tempo de penetração da frente de umedecimento	107

## LISTA DE SÍMBOLOS

a	Coefficiente angular da reta
A	Constante da equação de Philip
[A + S]	Argila + Silte
b	Declividade da reta
c	Efeito de pepita
d	Diâmetro da partícula
$D(\theta)$	Difusividade hidráulica
E	Esperança matemática
$f(t)$	Taxa de infiltração
$F(t)$	Profundidade da frente de umedecimento
$G_1$	Coefficiente de assimetria
$G_2$	Coefficiente de curtose
H	Potencial hidráulico
$H_0$	Carga hidráulica na superfície do solo
h	Vetor de coordenadas ( $h_1, h_2$ )
$h_f$	Sucção capilar
I	Lâmina de água infiltrada
$I(t)$	Infiltração acumulada no tempo t
$K_{it}$	Drenagem na seção inferior do perfil
$K_0$	Condutividade hidráulica na superfície em regime permanente de infiltração (velocidade de infiltração permanente)

$K_s$	Condutividade hidráulica efetiva do solo
$k(\theta)$	Condutividade hidráulica correspondente ao teor de umidade ( $\theta$ )
$L$	Comprimento
$m_s$	Peso da amostra seca
$m_u$	Peso da amostra úmida
$m_v$	Peso da água contida na amostra
$N$	Número de observações (tamanho da amostra)
$N_s$	Potencial capilar associado a frente de umedecimento
$N(h)$	Número de pares de pontos distantes de ( $h$ )
$p$	Expoente constante do fator de escala
$P$	Porosidade efetiva
$P_s$	Peso da amostra seca
$P_1$	Peso do picnômetro + solo + água
$P_2$	Peso do picnômetro + água pura
$\bar{q}$	Densidade de fluxo volumétrico
$r$	Coefficiente de correlação
$r_f$	Termo de fonte
$r_L$	Autocorrelação na distância $L$
$r_{p,x}$	Coefficiente de correlação parcial entre o parâmetro $p$ e o eixo de coordenadas, adotado genericamente como $x$ ( $x = x, y$ )

$R_{p,xy}$	Coeficiente de correlação múltipla entre o parâmetro $p$ e as coordenadas $x$ e $y$
$\sigma$	Sorptividade
$S_e$	Saturação efetiva relativa
$S_{p,xy}$	Erro de estimativa do parâmetro sobre as coordenadas $x$ e $y$
$t$	Tempo
$V_t$	Volume total
$V_v$	Volume de água na amostra
$x$	coordenada retangular; distância
$\bar{x}$	Valor médio da variável independente
$x_i$	Pontos para os quais os dados estão disponíveis ao mesmo tempo em $x_i$ e $x_{i+h}$
$y$	Coordenada retangular; distância
$\bar{y}$	Valor médio da variável dependente
$Z_f$	Profundidade da frente de umedecimento
$Z_i$	Valor da observação na $i^{\text{ma}}$ posição
$Z_{(i+1)}$	Valor da observação a uma distância $i$ do ponto $i$
$Z(x_i)$	Valor da função $Z$ no ponto $x_i$
$Z^*(x_0)$	Valor da função estimado para o ponto $x_0$
$w$	Teor de umidade gravimétrico
$w^*$	Valor da propriedade $w$ no ponto de referência
$\alpha_{wi}$	Fator de escala associada a propriedade $w_i$
$\Delta h$	Gradiente hidráulico

$\Delta t$	Incremento de tempo
$\Delta z$	Incremento de espessura do solo
$\Delta \theta$	Variação do teor de umidade volumétrica
$\epsilon$	Incremento de distância
$\gamma_a$	Peso específico do meio dispersor
$\gamma_{at}$	Peso específico da água à temperatura do ensaio
$\gamma_g$	Peso específico da partícula sólida
$\gamma(h)$	Semi-variograma
$\gamma_s$	Peso específico aparente do solo seco
$\eta$	Coefficiente de viscosidade do meio dispersor
$\lambda_i$	Valor associado ao dado no ponto $i$
$\nu$	Velocidade de sedimentação
$\theta$	Teor de umidade volumétrica
$\theta_i$	Teor de umidade volumétrica inicial do solo
$\theta_s$	Teor de umidade volumétrica após o teste de infiltração
$\rho_a$	Peso específico aparente do solo
$\rho_v$	Peso específico da água
$w^*$	Valor da propriedade $w$ no ponto de referência
$\alpha_{wi}$	Fator de escala associada a propriedade $w_i$
$\Delta h$	Gradiente hidráulico

## SUMÁRIO

. Dedicatória .....	i
. Agradecimentos .....	ii
. Lista de figuras .....	iv
. Lista de tabelas .....	vii
. Lista de símbolos .....	ix
. Sumário .....	xiii
. Resumo .....	xvii
. Abstract .....	xviii
1 - INTRODUÇÃO .....	1
2 - O SISTEMA SOLO - ÁGUA .....	3
2.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS .....	3
2.2 - COMPONENTES .....	4
2.2.1 - A ESTRUTURA SÓLIDA .....	4
2.2.1.1 - ORIGEM E FORMAÇÃO DOS SOLOS .....	4
2.2.1.2 - COMPOSIÇÃO DO SOLO .....	6
2.2.2 - A ÁGUA NA MATRIZ POROSA .....	7
2.2.2.1 - RETENÇÃO DE PELO SOLO .....	7
2.2.2.2 - CURVA CACTERÍSTICA DO SOLO .....	9
2.3 - CARACTERIZAÇÃO DO SISTEMA .....	10
2.3.1 - TEXTURA .....	11
2.3.2 - ESTRUTURA .....	12
2.3.3 - POROSIDADE .....	13
2.3.4 - DENSIDADE .....	14



2.3.5 - TEOR DE UMIDADE .....	15
2.3.6 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA .....	15
2.4 - MOVIMENTO DE ÁGUA NO SOLO .....	18
2.4.1 - AS EQUAÇÕES DE FLUXO .....	20
2.4.1.1 - ASPECTOS TEÓRICOS .....	20
2.4.1.2 - EQUAÇÃO DA CONTINUIDADE .....	21
2.4.1.3 - EQUAÇÃO DE CONSTITUIÇÃO .....	23
2.4.1.4 - EQUAÇÃO DO ESCOAMENTO .....	23
2.4.2 - O PROCESSO DE INFILTRAÇÃO .....	25
2.4.2.1 - DESCRIÇÃO GERAL .....	25
2.4.2.2 - LEIS DE INFILTRAÇÃO TEÓRICAS .....	30
2.4.2.2.1 - EQUAÇÃO DE GREEN E AMPT .....	30
2.4.2.2.2 - EQUAÇÃO DE PHILIP .....	33
2.4.2.2.3 - CONSIDERAÇÕES SOBRE AS EQUAÇÕES DE PHILIP e GREEN e AMPT .....	37
3 - ESTUDO EXPERIMENTAL DO PROCESSO DE INFILTRAÇÃO ....	39
3.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS .....	39
3.2 - OBJETIVOS DO ESTUDO .....	40
3.3 - ÁREA DE ESTUDO .....	41
3.3.1 - CRITÉRIOS DE ESCOLHA .....	41
3.3.2 - CARACTERÍSTICAS DA ÁREA .....	41
3.3.2.1 - LOCALIZAÇÃO .....	41
3.3.2.2 - CLIMA E RELEVO .....	42
3.3.2.3 - TIPO DE SOLO .....	42
3.4 - EXPERIMENTO SOBRE UMA PARCELA AGRÍCOLA .....	42

	xv
3.4.1 - PARCELA EXPERIMENTAL .....	42
3.4.2 - METODOLOGIA E MATERIAIS .....	44
3.4.2.1 - ASPECTOS TEÓRICOS .....	44
3.4.2.2 - TESTES DE INFILTRAÇÃO .....	45
3.4.2.3 - TEOR DE UMIDADE .....	46
3.4.2.4 - TAXA DE ARGILA + SILTE .....	51
3.5 - RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	53
3.5.1 - OS PARÂMETROS $s$ E $A$ DA EQUAÇÃO DE PHILIP .....	53
3.5.2 - A VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO PERMANENTE	53
3.5.3 - O PARÂMETRO $h_f$ DE GREEN E AMPT .....	55
3.6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	58
4 - ESTUDO DA VARIABILIDADE ESPACIAL .....	61
4.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS .....	61
4.2 - TÉCNICAS DE ESTUDO .....	63
4.2.1 - INTRODUÇÃO .....	63
4.2.2 - ASPECTOS TEÓRICOS .....	64
4.2.2.1 - ANÁLISE ESTATÍSTICA CLÁSSICA .....	64
4.2.2.2 - ANÁLISE GEOESTATÍSTICA .....	68
4.2.2.3 - TEORIA DO FATOR DE ESCALA .....	78
4.3 - RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	80
4.3.1 - PARÂMETROS DA DISTRIBUIÇÃO DE FREQUÊNCIA .	80
4.3.2 - CORRELAÇÕES .....	87
4.3.3 - SEMI-VARIOGRAMAS EXPERIMENTAIS .....	92
4.3.3.1 - SEMI-VARIOGRAMAS GLOBAIS .....	92

4.3.3.2 - ANÁLISE DOS SEMI-VARIOGRAMAS RESIDUAIS	98
4.4 - CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	101
5 - ILUSTRAÇÕES DO EFEITO DA VARIABILIDADE ESPACIAL ...	102
5.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS .....	102
5.2 - DO PONTO DE VISTA AGRONÔMICO .....	102
5.2.1 - VARIABILIDADE ESPACIAL DO VOLUME INFILTRADO .....	102
5.2.2 - VARIABILIDADE ESPACIAL DA PROFUNDIDADE DE PENETRAÇÃO DA FRENTE DE UMEDECIMENTO .	103
5.2.3 - VARIABILIDADE ESPACIAL SOBRE O TEMPO DE PENETRAÇÃO DA FRENTE DE UMEDECIMENTO PARA UMA DADA PROFUNDIDADE .....	106
5.3 - DO PONTO DE VISTA HIDROLÓGICO .....	108
5.3.1 - VARIABILIDADE ESPACIAL DO PARÂMETRO $h_f$ E SUA CONSEQÜÊNCIA SOBRE UM MODELO HIDROLÓGICO .....	108
5.3.1.1 - O MODELO WESP .....	108
5.3.1.2 - RESPOSTA DO MODELO A VARIAÇÃO DOS VALORES DE $h_f$ .....	109
5.4 - CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	113
6 - CONCLUSÕES .....	115
REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA .....	117
ANEXO I - Curvas de Infiltração Experimentais .....	122
ANEXO II - Dados de Runoff e infiltração .....	131
ANEXO III - Os operadores: Gradiente e Divergente .....	139

## RESUMO

Testes de infiltração com infiltrômetro duplo anel de nível constante foram efetuados em 32 pontos de uma malha retangular de uma parcela agrícola da Fazenda Experimental da EMEPA - Pb. Ajustamentos às Leis de Philip e de Green e Ampt foram efetuados. Medições da granulometria, densidade aparente seca do solo e umidade volumétrica antes e depois dos testes foram também efetuadas. Utilizou-se a seguir técnicas de análises estatística clássica e geoestatística para caracterizar a variabilidade espacial dos parâmetros de infiltração obtidos pelos ajustamentos.

Nenhum dos parâmetros estudados apresentou estrutura espacial definida. Correlações simples e múltiplas evidenciaram dependência da percentagem de Argila + Silte com o espaço físico, e independência entre os parâmetros de infiltração. Ilustrações sobre o efeito da variabilidade espacial sobre o ponto de vista agrônomo e hidrológico são mostradas.

## ABSTRACT

Infiltration tests with double-ring infiltrometers were performed in a 32 point rectangular regularly spaced grid of an agricultural site. Fitting of the infiltration curve obtained by Philip and Green and Ampt laws allowed to obtain the sorptivity, the infiltration rate at steady state and the suction parameters of Green and Ampt, for each point. Measurements of pre- and post-humidity, granulometry and dry density were also performed. Classical statistical and geo-statistical techniques were used to characterize spatial variability.

None of the parameters studied showed a defined spatial structure. Single and multiple correlations showed a dependence between (clay + silt) percentage with space but no correlation between parameters was obtained. Illustrative considerations about spatial variability were made with agronomic and hydrologic applications.

## 1 - INTRODUÇÃO

O processo pelo qual a água proveniente da chuva natural ou artificial penetra na superfície do solo, denomina-se *infiltração*. O entendimento e equacionamento desse complexo processo é de fundamental importância para a agronomia e a hidrologia. Um dos fatores de contribuição para a complexidade do sistema solo-água tem sido atribuído à variabilidade espacial (ou temporal) de propriedades inerentes ao sistema.

Alguns estudos sobre heterogeneidade de campos agrícolas e regiões de bacias hidrográficas (ROGOWSKI 1972; NIELSEN et alii 1973; CARVALLO et alii 1978; SHARMA e LUXMOORE 1979 ), indicaram que os solos, mesmo de aparência homogênea, mostram apreciável campo de variabilidade em propriedades que afetam o sistema solo-água e que, a consequência desta variabilidade sobre toda resposta hidrológica de uma superfície, não está bem entendida ( SHARMA e LUXMOORE 1979 ).

O sistema solo-água, em particular o processo de infiltração, encerra uma complexidade de fatores não somente inerentes à formação do horizonte do solo onde se desenvolve o processo, como também de natureza biológica, química e orgânica, que interagem sobre a estrutura porosa, modificando todo processo de circulação de água no solo ( BEAR et alii 1968 ).

A variabilidade espacial do processo de infiltração é estudada neste trabalho a partir de medições de testes de infiltração sobre uma parcela experimental localizada na microrregião do litoral paraibano, onde se procurou ajustar o processo natural às leis teóricas de infiltração propostas por GREEN e AMPT (1911) e PHILIP (1969). O objetivo é detectar e avaliar uma possível estrutura espacial, traduzida a partir dos parâmetros experimentais obtidos, capaz de ser extrapolada para outras áreas com características texturiais semelhantes ao da parcela estudada. Para tanto, análises sob a ótica da estatística clássica e da geostatística foram envolvidas neste estudo.

Muitos modelos usam propriedades hidráulicas do solo e/ou curvas de infiltração estimadas em outras regiões (ou em medições pontuais da área considerada), tendo como consequência projetos de irrigação e drenagem ineficientes e/ou modelos hidrológicos inadequados. A negligência por parte de alguns modelos ao efeito da variabilidade espacial das propriedades solo-água é a principal causa destas distorções. A título de ilustração, este estudo mostra as consequências desse efeito sobre o enfoque agrônomico (com uma análise do volume infiltrado) e hidrológico (analisando a resposta de um modelo hidrológico, desenvolvido para a região do Arizona, USA, utilizado numa microbacia do cariri paraibano).

## 2 - O SISTEMA SOLO-ÁGUA

### 2.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

O sistema solo-água encerra uma complexidade de fatores de tal forma que a caracterização exata de um sistema particular parece quase impossível (NIELSEN et alii 1972). Por um lado, a água, uma complicada substância de grande mudança: composição molecular variável com associações e isótopos, máxima densidade a 4 °C, alta temperatura específica, etc. Não há na natureza uma única substância chamada ÁGUA, mas vários tipos de água, cada uma com diferente composição e propriedades (BEAR et alii 1968).

Por outro lado, o solo, constituído de um sistema de numerosos minerais sólidos e espécies orgânicas, apresentando grande variedade de forma, textura, estrutura e uma infinidade de possibilidade de interações físicas, químicas e físico-químicas com a água, ar, gases e solutos.

Analisando essa complexidade, problemas de entendimento e manuseio desse sistema são numerosos, dentre os quais, a própria estimativa do total de água no solo que é avaliável para uso na produção agrícola. Problema desse tipo envolve a caracterização do perfil do solo, em termos de: infiltração, evaporação e taxa de drenagem (NIELSEN et alii 1972).



NIELSEN et alii (1972), afirmam que outro fator de complicação na relação solo-água é atribuído as atividades microbiológicas. Essas atividades variam primariamente com a função orgânica - carbono, conteúdo de água e temperatura.

As atividades biológicas, químicas, físicas e orgânicas alteram, constantemente, a estrutura porosa do solo, intervindo no processo de circulação de água (BEAR et alii 1968).

## 2.2 - COMPONENTES

### 2.2.1 - A ESTRUTURA SÓLIDA

#### 2.2.1.1 - ORIGEM E FORMAÇÃO DO SOLO

A Terra, com sua forma aproximada de um elipsóide de revolução, de diâmetro equatorial de 12.756 Km e diâmetro polar de 12.713 Km (conforme dados obtidos por satélites artificiais), tem sua origem estimada em cerca de 4.600 milhões de anos; e formação ainda muito discutida pelos cientistas. Sua estrutura é constituída por 4 camadas superpostas concêntricas: atmosfera (massa gasosa que envolve a terra), hidrosfera (camada líquida), litosfera ou crosta terrestre (camada sólida) e endosfera (núcleo central da terra) cujo estudo da origem, formação e composição é objetivo da Geologia. Dessas camadas, a crosta terrestre desperta um interesse particular, pois é nela que o homem

vive e intervém.

Embora a necessidade do homem trabalhar com os solos seja tão antiga quanto a origem das civilizações, segundo CAPUTO (1981), "os primeiros trabalhos sobre o comportamento quantitativo dos solos, vão ser encontrados somente a partir do século XVII. Tais trabalhos, admitiam os solos como massas ideais de fragmentos, atribuindo-lhes propriedades de material homogêneo e estudando-os mais do ponto de vista matemático que físico".

A crosta terrestre é uma camada sólida, composta pelas rochas, solos e demais constituintes, com uma espessura entre 40 e 60 Km. A combinação das forças que atuam na crosta (endógenas e exógenas), determina a formação de ambientes caracterizados por certos tipos de minerais. As rochas são, portanto, agregados naturais, multigranulares, de um ou vários minerais.

A ação do intemperismo sobre as rochas, provocado por agentes externos (chuva, vento, temperatura), dá origem aos solos e, sua formação pode ocorrer por dois processos:

- Por desintegração mecânica, processo no qual os agentes principais: vento, água, temperatura e vegetação, atuam sobre as rochas, desintegrando-as, sem entretanto, alterarem suas composições químicas; e
- Por decomposição química, processo no qual, o agente principal, a água, atua sobre as rochas, modificando suas composições através de reações químicas.

Normalmente esses processos atuam simultaneamente, podendo, em algumas regiões, predominar um processo. De uma maneira geral, o solo é o resultado da composição física,

química, mineralógica e litológica das rochas e do agente externo que atua sobre elas.

#### 2.2.1.2 - COMPOSIÇÃO DO SOLO

NIELSEN et alii(1972), definiram o solo como um sistema composto de três fases comuns na natureza: sólida, líquida e gasosa. A fase sólida consiste de um grande número de minerais primários e secundários, combinados com materiais orgânicos com ou sem vida, os quais, a natureza e extensão são determinados por uma graduação aproximada. A fase líquida é um solução aquosa contendo soluções orgânicas e inorgânicas, com várias concentrações de um poro a outro. A composição da fase gasosa se assemelha a da atmosfera, diferindo apenas nas proporções de oxigênio, vapor d'água, nitrogênio, dióxido de carbono e outros gases.

Cada solo, em particular, é uma fase ou um conjunto de fases. Os componentes são variáveis independentemente constituídos, suficientes para promover a mudança de composição de fase. Dentre as partículas sólidas, o mineral e os colóides orgânicos da fração argila são importantes na formação da concentração (BEAR et alii 1968).

BEAR et alii (1968), relatam que, nas condições naturais, o solo nunca está em equilíbrio absoluto. Alguns processos são tão reduzidos que podem ser negligenciados.

A composição mineral e química da estrutura porosa é tão variável quanto a composição dos solos em que ela se encontra e, as quantidades de componentes orgânicos podem afetar a entrada de água nos poros, por causa de sua resistência ao umedecimento (NIELSEN et alii 1972).

## 2.2.2 - A ÁGUA NA MATRIZ POROSA

### 2.2.2.1 - RETENÇÃO DE ÁGUA PELO SOLO

A fase sólida do sistema solo-água é formada por partículas minerais, podendo, na maioria das vezes, conter materiais orgânicos. A forma, tamanho e arranjo dessas partículas sólidas determinam a distribuição dos poros; que por sua vez, influencia na quantidade de fluido contido nos poros e na taxa de transferência de fluido através do sistema.

A natureza complexa do espaço poroso de um solo e a retenção de água são de difícil compreensão no tocante ao direcionamento do campo de força atuante sobre a água. A descrição do movimento de água no solo, na escala microscópica, depende não somente da quantificação dos campos de força, mas também da geometria da matriz porosa.

Propriedades físicas do solo têm papel significante na capacidade de retenção de água e, de uma forma geral, os solos de textura grosseira têm menor capacidade de retenção

do que os de textura mais fina. Segundo SLATYER (1967), existem dois mecanismos pelos quais a água é retida pelo solo: o proveniente das interfaces ar-água, onde a principal força atuante é a tensão superficial; e proveniente da interface sólido-líquido, principal mecanismo de retenção atuante nos solos argilosos.

O sistema solo-água está sujeito a vários campos de força resultantes da atração da matriz porosa pela água, entre eles: da concentração de solutos, da carga hidrostática, da pressão dos gases e da gravidade. Segundo NIELSEN et alii (1972), o completo efeito desse campo de força pode ser obtido pela medição do trabalho requerido para transferir uma unidade de massa de água de um estado de referência padrão. A quantidade medida, quando relativa ao estado de referência, é conhecida como potencial total de água no solo e, foi inicialmente usado por Buckingham em 1907. Esse conceito substitui a classificação anterior, que defendia formas de água como gravitacional, capilar e higroscópica e, está intimamente ligada a primeira e segunda leis da termodinâmica.

A complexidade do sistema solo-água é ainda motivo de muita controvérsia, entretanto, a maior dificuldade na formulação de uma equação de trabalho, para o potencial de água do solo, está na relação das variáveis independentes, em particular, as forças matriciais, incluindo absorção, ions trocáveis e efeitos capilares (KLAR 1984).

#### 2.2.2.2 - CURVA CARACTERÍSTICA DO SOLO

A relação entre o potencial matricial de água e o teor de umidade do solo é traduzida pela curva característica de umidade do solo, também conhecida como curva de retenção.

Sob a ação de elevados potenciais de água, as forças capilares predominam e a influência da textura e estrutura do solo tornam-se realçadas. A medida que decrecem os potenciais, o fenômeno de absorção é mais evidenciado e o efeito de distribuição dos poros é menor.

FERNÁNDEZ et alii (1977), afirmam que a condutividade hidráulica pode ser determinada como função do potencial matricial. Se a condutividade é função do conteúdo de umidade do solo, conhecendo-se a curva característica de umidade, pode-se então avaliá-la como função do potencial matricial.

GARDNER (1968), encontrou uma relação entre a condutividade hidráulica e o potencial matricial para alguns solos, através da relação:  $K = a/(\psi_m^n + b)$ , onde a, b e n variam entre 2 e 4. Para solos de textura grosseira, n assume valor superior a 4. Quando o solo está saturado, a condutividade hidráulica é dada pela relação a/b.

Experiências mostraram que, alterando-se a forma de obtenção da curva característica, por umedecimento ou secagem do solo, surgiam curvas diferenciadas, não

superpostas, nas quais se obtém, para um mesmo valor de teor de umidade, potenciais matriciais diferentes. Este fenômeno é conhecido como *histerese* e, está associado, segundo NIELSEN et alii (1972) e BEAR et alii (1968), ao ângulo de contato entre a água e a partícula sólida, a geometria dos poros, a tensão superficial, as bolhas de ar e, até mesmo, as atividades das argilas.

A título de informação dos efeitos da histerese sobre a curva característica do solo, FILHO (1982), cita que: "resultados experimentais mostraram que a relação entre a condutividade hidráulica e o teor de umidade sofre os efeitos da histerese e que, a diferença nos valores obtidos entre os dois estados de igual umidade, provenientes da curva de umedecimento e secagem, poderão chegar a valores tão altos quanto 100%".

### 2.3 - CARACTERIZAÇÃO DO SISTEMA

O processo pelo qual foi originado o solo, caracterizando a forma, dimensão e estrutura de seus grãos sofre variações no espaço, com formações de horizontes diferentes em espessura e constituição. A variação desses horizontes é o principal fator que afeta a capacidade de movimentação da água no solo. Dos efeitos que causam a variação pode-se citar:

- Inerentes ao perfil do solo: textura, estrutura, porosidade, densidade, temperatura e histerese;
- Matéria orgânica;
- Teor de umidade do perfil; e
- Condutividade hidráulica.

A variabilidade espacial de propriedades do solo: textura, estrutura, densidade, porosidade, teor de umidade e condutividade, e sua influência no processo de infiltração de água no solo, serão agora objetos de investigação.

### 2.3.1 - TEXTURA

O efeito da textura nas relações solo-água-planta-atmosfera adquire importância sobretudo na capacidade de infiltração, na evaporação e no suprimento de nutrientes (KLAR 1984).

Segundo NIELSEN et alii (1972), é comum, em trabalhos práticos relacionar propriedades hidráulicas do solo à textura. A determinação da distribuição do tamanho das partículas permite fazer inferências qualitativas no comportamento do sistema solo-água.

As partículas de dimensões superiores a 0,074 mm (peneira nº 200 da ASTM), são constituídas, principalmente, por material resistente a decomposição, denominado de QUARTZO. Quando nesses grãos não há presença de argila



agregada, o solo não apresenta plasticidade, sendo reduzida a sua capacidade de condução ou retenção de água. Os diâmetros maiores conduzem a espaços maiores entre os grãos, facilitando assim a drenagem e a movimentação de ar no interior do solo.

Por outro lado, na fração mais fina, incluem-se: as argilas e os siltes; em particular as argilas, manifestam interesse no que se refere a afetação nas propriedades do solo como: a plasticidade, a coesão, a dilatação e a contração, que estão diretamente ligadas a capacidade de movimentação de água no solo. Quanto maior o percentual de argila+silte, maior será a capacidade de retenção de água, conseqüentemente, menor a capacidade de circulação de água.

A título de informação, KLAR (1984), cita que "solos de textura grosseira podem ter taxa de infiltração superiores a 25 cm/h, e os solos argilosos, valores próximos de zero, em casos de solos sem estruturação".

### 2.3.2 - ESTRUTURA

A forma e a distribuição dos poros dependem do modo pelo qual os grãos estão individualmente arranjados. A estrutura dos solos é formada pelos fragmentos das rochas que lhes deu origem, e sua influência nas propriedades do solo é pesquisada por meio de ensaios com amostras indeformáveis. A forma dos grãos está intimamente ligada a estrutura cristalina e é peculiar a cada mineral.

Cada espécie mineral argila, dará à argila plasticidade diferente e, quanto maior a complexidade das estruturas argilosas, menos estáveis serão. CORSINI et alii (1977), estudando o efeito de diferentes classes de agregados (estáveis e não estáveis em água), sobre a difusividade, constataram que, em geral, a instabilidade dos agregados do solo causam aumento nos valores da difusividade, conseqüentemente, alteração nos gradientes hidráulicos.

Segundo BOUMA e ANDERSON (1973) , citados por FILHO (1982), "a geometria e arranjo dos agregados e poros são fatores determinantes nas propriedades hidráulicas do solo".

REICHART et alii (1976), investigando a variabilidade espacial de um solo do campus da ESALQ, observaram que, para uma taxa de umidade perto da saturação, os valores da condutividade hidráulica eram altos e, atribuíram esses resultados a boa estruturação do solo.

### 2.3.3 - POROSIDADE

A complexidade que envolve a configuração dos poros: tamanho, forma e combinações variam consideravelmente no tempo e espaço. Segundo JACKSON (1963), tem sido esta a principal dificuldade para uma relação teórica quantitativa entre a porosidade e o fluxo de água no solo.

Distribuição dos grãos, forma e forças interfaciais tem importante influência no tamanho do poro e na estabilidade porosa. O desenvolvimento do poro em solos é, em parte, o resultado da ação biológica (penetração de raízes, atividade animal), e muitas vezes o arranjo das partículas tem pequena relação com o seu tamanho.

NIELSEN et alii (1972), afirmam que, outro fator de complicação é que, alguns fluidos, especialmente a água podem alterar a geometria dos poros por deslocamento e movimentação de partículas sólidas no interior do sistema. A alteração da geometria porosa também pode ser causada pela expansão ou retração de algumas partículas minerais, bem como pelas constantes mudanças de temperatura do solo.

JACKSON (1963), constatou que, para um mesmo conteúdo de água, uma alteração na porosidade na ordem de 5% conduz a uma mudança de duas a tres vezes no valor da difusividade, conseqüentemente, alterações nos gradientes hidráulicos.

#### 2.3.4 - DENSIDADE

Segundo GUMBS e WARKENTIN (1972), dados experimentais confirmaram relações inversas entre os diâmetros dos agregados e a densidade e que, variações nas densidade modificam as características hidráulicas do solo.

A densidade é afetada pela estrutura, grau de compactação e pelas características de concentração e

expansão do solo. Aumentos na densidade produzem reduções de porosidade, conseqüentemente, da condutividade hidráulica.

### 2.3.5 - TEOR DE UMIDADE

Estudo do processo de movimentação de água no solo, em particular a infiltração em condições de campo, ocorre, em geral, quando o solo se encontra em condições de não saturação. Segundo FERNÁNDEZ et alii (1977), a descrição quantitativa do movimento de água, nessas condições, se torna muito complexa devido as constantes variações do teor de umidade.

A condutividade hidráulica é muito sensível a uma variação do teor de umidade e seu valor decresce rapidamente quanto menor for o grau de saturação do solo. Isto ocorre porque "a seção transversal da área é menor para transmissão de água, o tamanho dos poros que conduzem a água é menor e o caminho percorrido por uma molécula de água é bem mais longo" (FERNÁNDEZ et alii 1977).

KLAR (1984), afirma que, "a taxa de infiltração decresce com o aumento do teor de umidade do solo pois, havendo menor diferença entre os potenciais de água nas zonas de saturação e molhamento, haverá uma diminuição da força provocada pelo gradiente de potencial".

### 2.3.6 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

Embora se tenha conhecimento, através de dados experimentais, da influência de propriedades físicas do solo (textura, estrutura, densidade, porosidade, teor de umidade), sobre a condutividade hidráulica, nenhum método universal, no momento, foi consagrado para se obter a condutividade hidráulica a partir dessas propriedades físicas do solo.

Solos de geometria idênticas não têm, necessariamente, propriedades hidráulicas idênticas. A relação seria verdadeira para sistemas com estrutura porosa inerte ou estrutura composta de minerais idênticos. Se as estruturas diferem na mudança de densidade e íons específicos adsorvidos, seus efeitos são manifestados no fluxo de água (NIELSEN et alii 1972).

O efeito da geometria porosa é refletido em dois parâmetros hidráulicos básicos: a condutividade hidráulica e a característica solo-água. Solos de textura fina, com teor de (argila + silte) alto, tem maior capacidade de retenção de água, conseqüentemente, condutividade maior do que os solos de textura grosseira. Isto se deve a maior área superficial dos solos de textura mais fina.

CHILDS e COLLIS-GEORGE (1950), desenvolveram uma teoria para calcular a condutividade hidráulica  $K(\theta)$ , baseada na suposição de que o meio poroso possui poros aleatoria-

mente distribuídos e de tamanhos variados. Eles assumiram:

- Toda resistência efetiva ao fluxo em uma sequência de poros era restrita aos poros menores e;
- Somente sequência direta de poros contribuíam para permeabilidade, seqüências de poros com desvios foram desprezadas.

Alguns autores (RICHARDS et alii 1960; SWARTZENDRUBER 1962; TAYLOR e HENDERSON 1959) , usaram a condutividade hidráulica como medida da estrutura do solo. A teoria de arranjo (estrutura) tem recebido intensivos estudos. Entretanto as investigações têm sido na maioria confinado ao arranjo de esferas e, não é aplicável aos solos naturais porque apresentam forma e tamanho dos grãos variáveis no perfil. Uma importante conclusão resultante dessa teoria é que a porosidade independe do tamanho da esfera para uma determinada estrutura (NIELSEN et alii 1972).

Outra forma de associar a condutividade hidráulica a propriedades do solo, tem sido através de algumas expressões empíricas em função do teor de umidade do solo. Entre elas, a expressão de HILLEL (1971), que propõe uma função exponencial do tipo:  $K = ae^{be}$  , onde  $a$  e  $b$  são parâmetros do solo.

KLAR (1984), diz que: "quanto maior a condutividade hidráulica média do perfil, maiores serão os valores da velocidade de infiltração e que, camadas de reduzidas permeabilidades, com crosta superficial originárias da dispersão de argila, em condições alcalinas ou pela ação da compactação, fazem decrescer a taxa de infiltração".

## 2.4 - MOVIMENTO DE ÁGUA NO SOLO

A natureza complexa do espaço poroso no solo e da água é de difícil compreensão no tocante a especificação do campo de força atuante sobre a água. A descrição do movimento de água no solo numa escala microscópica, depende não somente da quantificação do campo de força mas também da especificação da geometria porosa.

NIELSEN et alii (1972) afirmam que o efeito total dos campos de força pode ser obtido pela medição do trabalho requerido para movimentar um incremento de água do solo a partir de um estado de equilíbrio. Essa quantidade medida quando relacionada ao estado de referência é conhecida como potencial total e pode ser dividida em potencial: gravitacional, matricial, osmótico e de pressão.

A água se movimenta no solo em resposta a gradientes de potencial total entre pontos diferentes do sistema. Esse movimento ocorre sempre de regiões de maior potencial para aqueles de menor potencial, independente da direção no espaço, obedecendo a lei natural de mínima energia.

Aproximações hidrodinâmicas têm sido usadas para descrever o fluxo nos casos em que os efeitos dos sais e temperatura não são significativos (BEAR et alii 1968).

Em 1856, o cientista francês Henry Darcy, estabeleceu a lei fundamental do movimento de água em meios porosos saturados. Ele constatou que para o fluxo na direção

vertical, o fluxo volumétrico  $q$  ( $LT^{-1}$ ) pode ser escrito como

$$q = -K \frac{\delta H}{\delta Z} \quad (2.1)$$

onde,

$K$  é a condutividade hidráulica [ $LT^{-1}$ ];

$H$  é o potencial hidráulico [L]; e

$Z$  é a coordenado vertical [L]

Essa equação é válida para fluxo de água subterrânea em qualquer direção, desde que seja laminar e em meio poroso saturado.

A lei de Darcy não permite solução de problema particular, a menos que, uma equação diferencial parcial com condições de limites apropriadas seja obtida, relacionada com a conservação de massa e compressibilidade. Na hidrodinâmica o princípio de conservação de massa é conhecida como a lei da continuidade.

Segundo MILLER e MILLER (1956), adicionando o princípio da conservação de massa à lei de Darcy, SLICHTER (1899) obteve um equação idêntica em forma, com a equação do fluxo de calor. Posteriormente, em 1931, Richards propôs que a equação de Slichter fosse generalizada para o fluxo capilar, obtendo assim a equação que descreve todo movimento de água no solo, combinando a equação da continuidade com a equação de Darcy. No entanto, essa equação apresenta notável limitação para lidar com os efeitos da histerese.



Quando o líquido não é suficiente para preencher todos os poros existentes no solo, esses espaços são preenchidos por vapor (gás), e o meio é denominado não saturado. O fluxo nesse meio é definido como "fluxo capilar" (MILLER e MILLER 1956).

#### 2.4.1 - AS EQUACÕES DO FLUXO

##### 2.4.1.1 - ASPECTOS TEÓRICOS

Buckingham, em 1907, foi o primeiro pesquisador a tentar uma análise detalhada do fluxo em meio poroso não saturado. Ele assumiu que, a atuação capilar é um campo de força conservativo, e relacionou fluxo de massa ao gradiente de potencial capilar, no qual ele, implicitamente, supoz depender da sucção da água nos poros (BEAR et alii 1968).

As equações da hidrodinâmica clássica que descrevem o fluxo de fluido viscoso, são derivadas da conservação do balanço de momento, conservação de massa e conservação de energia. São aplicáveis ao fluxo através de um sistema adequadamente definido e, normalmente, não são aplicáveis em escala microscópica, devido as complicadas linhas de fluxo e impurezas da água no solo (NIELSEN et alii 1972).

## 2.4.1.2 - EQUAÇÃO DA CONTINUIDADE

De uma maneira geral, a equação da continuidade para o meio poroso não saturado pode ser escrita sob a seguinte forma:

$$\frac{\partial(\rho_w \theta)}{\partial t} = - \operatorname{div}(\rho_w \bar{q}) - r_f \quad (2.2)$$

onde,

$\rho_w$  é o peso específico da água [ $ML^{-3}$ ];

$\bar{q}$  é a densidade de fluxo volumétrico [ $LT^{-1}$ ];

$\theta$  é a unidade volumétrica [ $L^3L^{-3}$ ];

$t$  é o tempo; e

$r_f$  é um termo de fonte (extração radicular por exemplo)

Considerando a água como um meio incompressível, desprezando o termo  $r_f$ , obtém-se a seguinte relação para o solo:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \operatorname{div} \bar{q} \quad (2.3)$$

que, considerando um trecho de solo de espessura  $\Delta Z$ , se escreve:

$$\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \times \Delta Z = (q_1 - q_2) \quad (2.4)$$

onde,

$\Delta\theta$  é a variação do teor de umidade volumétrica [ $L^3 \cdot L^{-3}$ ];

$\Delta Z$  é a variação da profundidade [L];

$q_1$  é o fluxo que entra na seção [ $L \cdot T^{-1}$ ];

$q_2$  é o fluxo que sai da seção [ $L \cdot T^{-1}$ ]; e

$\Delta t$  é a variação do tempo [T]

Esta equação exprime a conservação de massa de água dentro de um volume de solo (FIG. 2.1). Ela mostra que (IMBERNON 1981):

- Em regime transitório, o fluxo que sai de um trecho de solo é necessariamente diferente do fluxo que entra; e
- Em regime permanente, onde há um escoamento sem variação mensurável de teor de umidade ( $d\theta/dt = 0$ ), o fluxo que entra é o mesmo que sai.

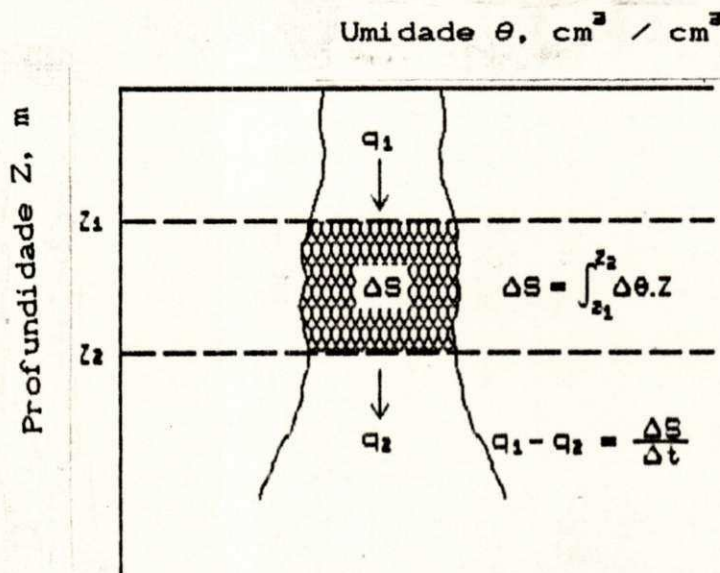


FIG. 2.1 - Representação Gráfica da Equação da Continuidade em Regime Transitório [IMBERNON, 1981]

## 2.4.1.3 - EQUAÇÃO DE CONSTITUIÇÃO

Fazendo-se a hipótese de um meio homogêneo e isotrópico, a equação (2.1), para condição de fluxo não saturado, pode ser escrita da seguinte maneira (IMBERNON 1981):

$$\bar{q} = - K(\theta) \overline{\text{grad}} H \quad (2.8)$$

sendo,  $H = h - Z$

onde,

$h$  é retirado da curva de retenção  $h(\theta)$ ;

$K(\theta)$  é a condutividade hidráulica correspondente ao teor de umidade  $\theta$  [ $LT^{-1}$ ];

$H$  é o potencial hidráulico [L]; e

$Z$  é a coordenada vertical [L]

## 2.4.1.4 - EQUAÇÃO DO ESCOAMENTO

Substituindo a equação (2.3) na equação da continuidade (2.5), obtém-se:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} [K(\theta) \overline{\text{grad}} H] \quad (2.6)$$

Para tornar a equação homogênea e levantar toda indeterminação, na presença eventual de uma zona saturada, na qual o teor de umidade é constante, a equação (2.6) pode ser escrita em função de carga hidráulica  $H$ , que apresenta a vantagem de variar de modo contínuo dentro do escoamento, passando de um meio saturado ao não saturado (IMBERNON 1981).

Desprezando o efeito da histerese para relação pressão-teor de umidade, se introduz o conceito de capacidade capilar  $c(h)$ , (THONY 1970):

$$c(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad [L^{-1}] \quad (2.7)$$

que, traduz a capacidade que tem um determinado solo de armazenar ou liberar água sob o efeito de uma variação de pressão.

Escrevendo,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{dh} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.7a)$$

e substituindo nas equações (2.6) e (2.7), obtém - se então:

$$c(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \text{div} [K(h) \text{ grad}(h-z)] \quad (2.8)$$

Esta é a equação denominada "Equação de Richards".

Os conceitos básicos dos operadores gradiente e divergente estão mostrados no anexo III.

## 2.4.2 - O PROCESSO DE INFILTRAÇÃO

### 2.4.2.1 - DESCRIÇÃO GERAL

Quando o solo é umedecido a uma taxa constante  $R(t)$ , existirá um momento em que a taxa de suprimento de água excederá a capacidade de absorção do solo, definido por HILLEL (1971) como infiltrabilidade. Isto corresponde ao fluxo de infiltração  $i(t)$  resultante quando a água sob pressão atmosférica ( $h=0$ ) está livremente disponível na superfície do solo. (VAUCLIN 1982), diz que o processo de infiltração pode ser descrito como se segue:

(1) Para  $R(t) \leq i(t)$ , a água infiltra tão rápido quanto a taxa de suprimento, e a taxa de infiltração  $q_0(t)$  é igual a  $R(t)$ . No caso de taxa de estoque de água constante [ $R(t) = R_0$ ], um perfil de umidade uniforme ( $\theta_0$ ) se desenvolverá desde que  $K(\theta_0) = R_0$ . RUBIN (1966), chamou esta infiltração de sem empocamento;

(2) Quando  $R(t) > i(t)$ , a infiltrabilidade do solo determina a taxa de infiltração [ $q_0(t) = i(t)$ ]. A superfície do solo está saturada e o excesso de água [ $R(t) - i(t)$ ] escoará sobre a superfície. O ponto correspondente ao instante na qual a superfície está saturada, RUBIN (1966), chamou-o de ponto de empocamento (Fig. 2.2)

A infiltrabilidade do solo e suas variações no tempo dependem não somente das condições iniciais de umidade mas também da textura, estrutura e uniformidade do perfil

(VAUCLIN 1982). Inicialmente a infiltrabilidade é alta nos primeiros estágios de irrigação (principalmente quando o solo está inicialmente seco), decresce com o tempo e tende a aproximar assintoticamente a taxa  $K_0$  (Fig. 2.3), definida como infiltrabilidade na condição estável ou velocidade de infiltração permanente.

Segundo VAUCLIN (1982), para uma infiltração vertical, o fluxo de água tende a ser governado pela gravidade e, de uma forma geral depende:

- do tempo de início da irrigação;
- da umidade inicial do solo;
- da condutividade hidráulica;
- das condições da superfície; e
- da presença de camadas impermeáveis no solo.

BODMAN e COLMAN (1944), observando a distribuição de umidade do solo durante a infiltração vertical linear, dividiram as camadas inferiores do perfil em cinco zonas distintas (Fig. 2.4):

- zona saturada (a aproximadamente 1,5 cm da superfície);
- zona de transição (a aproximadamente 5 cm da superfície);
- zona de transmissão;
- zona de umedecimento; e
- frente de umedecimento.

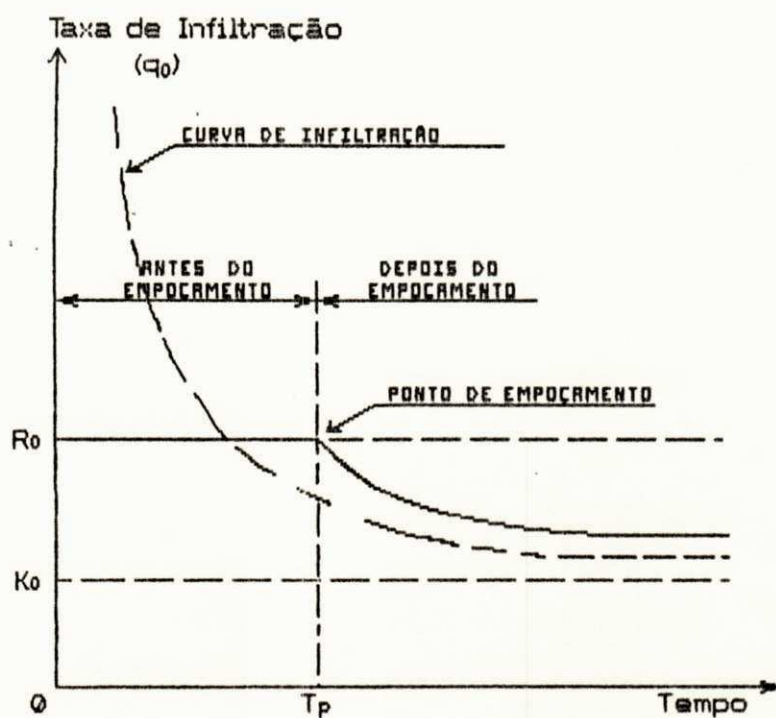


FIG. 2.2 - Taxa de Infiltração como Função do Tempo para um Fluxo Constante [VAUCLIN, 1982]

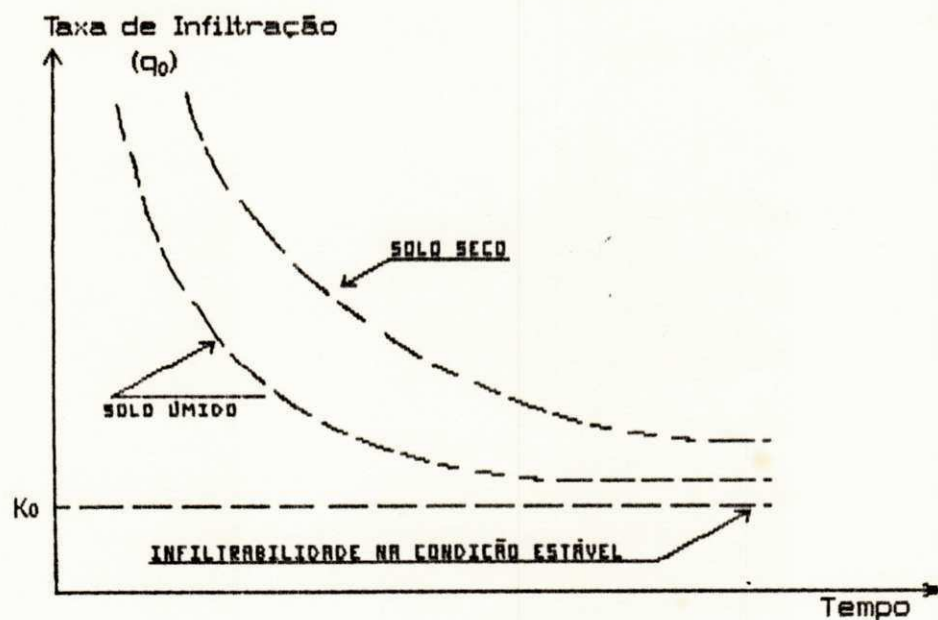


FIG. 2.3 - Infiltrabilidade como Função do Tempo para uma Condição de Empocamento Inicial [VAUCLIN, 1982]



(KLAR 1984), afirma que: "na zona de transmissão, o movimento se deve, principalmente, aos potenciais gravitacionais e matriciais e, nas zonas superiores, mais saturadas em água, o potencial gravitacional torna-se proeminente".

Entretanto, ao longo do tempo, a zona de transmissão aumenta em espessura e a infiltração diminui. Com isso, aumenta a distância entre a zona saturada e a frente de umedecimento, diminuindo o gradiente de potencial, conseqüentemente, a taxa de infiltração, até um momento em que se pode considerar a velocidade de infiltração constante.

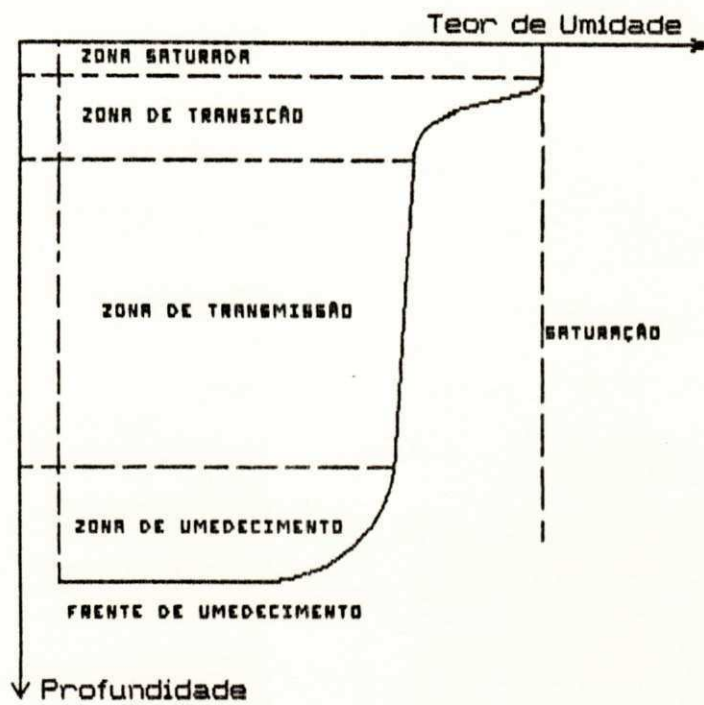


FIG. 2.4 - Zonas de Infiltração de BODMAN e COLMAN [BEAR et al, 1968]

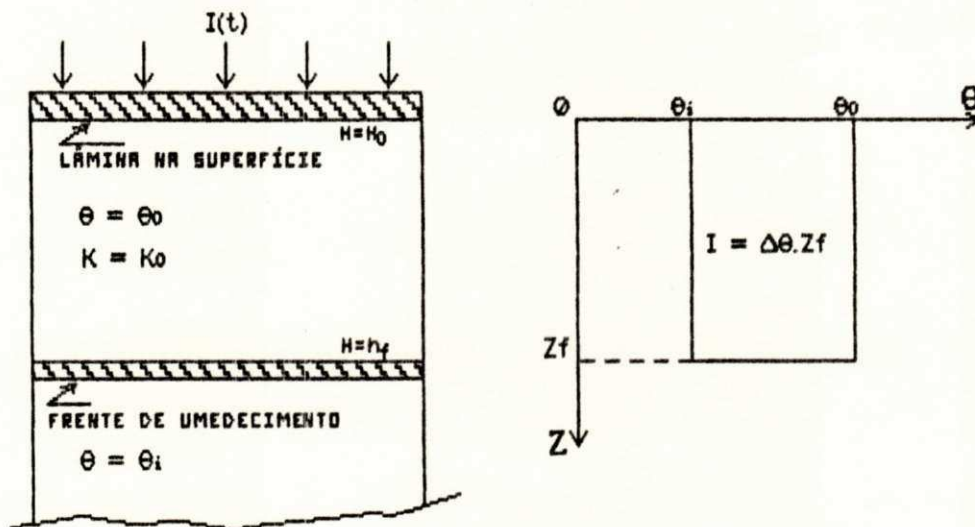


FIG. 2.5 - Modelo de Escoamento "PISTÃO" de GREEN e AMPT [IMBERNON, 1981]

## 2.4.2.2 - LEIS DE INFILTRAÇÃO TEÓRICAS

### 2.4.2.2.1 - EQUAÇÃO DE GREEN E AMPT

A equação é baseada na hipótese da existência de uma frente de umidade nítida consequente de uma sucção constante (Fig. 2.5).

Em outras palavras, se supõe que o solo é uniformemente umedecido e a condutividade hidráulica é constante. Segundo IMBERNON (1981), a frente de umedecimento é considerada como um plano separador de uma zona úmida e de uma zona seca. O efeito "pistão" pode ser aplicado de maneira satisfatória nos solos inicialmente secos, de textura grosseira e apresenta uma frente de umedecimento abrupta. Nestas condições a lei de Darcy se simplifica:

$$q = \frac{dI}{dt} = K_0 \left[ \frac{(H_0 - h_f) + Z_f}{Z_f} \right] \quad (2.9)$$

onde,

$I$  é a lâmina d'água infiltrada [L];

$K_0$  é a condutividade hidráulica na superfície do solo [ $LT^{-1}$ ];

$H_0$  é a carga hidráulica na superfície [L];

$h_f$  é a sucção ao nível da frente de umedecimento [L]; e

$Z_f$  é a distância entre a superfície e a frente [L].

A lâmina infiltrada é dada por:

$$I = (\theta_0 - \theta_i)Z_f = \Delta\theta \cdot Z_f \quad (2.10)$$

onde,  $\theta_0$  e  $\theta_i$  são os teores de umidade do perfil umedecido e do perfil inicial, respectivamente [ $L^3 L^{-3}$ ]. Combinando as equações (2.9) e (2.10) e integrando, obtém-se:

$$\frac{K_0 t}{\Delta\theta} = Z_f - (H_0 - h_f) \ln \left[ 1 + \frac{Z_f}{(H_0 - h_f)} \right] \quad (2.11)$$

$$\text{Seja, } I = A_0 \ln \left[ 1 + \frac{I}{A_0} \right] + K_0 t \quad (2.12)$$

onde,

$$A_0 = \Delta\theta(H_0 - h_f)$$

Logo,

$$Z_f = (h_f - H_0) \left[ 1 - \exp \left( \frac{K_0 t - Z_f}{H_0 - h_f} \right) \right] \quad (2.13)$$

que representa a equação permanente para precisar o avanço da frente de umedecimento e a infiltração, sendo conhecidos os seguintes parâmetros (IMBERNON 1982):

- A sucção  $h_f$  ao nível da frente [L];
- O teor de umidade do perfil após o umedecimento  $\theta_0$  [ $L^3 L^{-3}$ ];
- O teor de umidade inicial do perfil  $\theta_i$  [ $L^3 L^{-3}$ ]; e
- A condutividade hidráulica  $K_0$  na superfície em regime permanente de infiltração [ $L T^{-1}$ ].

De acordo com Philip, citado por VAUCLIN (1982), este modelo representa uma boa aproximação para infiltração unidirecional (sob condições antes do empocamento - Fig. 2.2), em solos de textura grosseira, inicialmente seco e sem nenhum problema de entrada de ar.

SMILES et alii (1976), sugerem que uma tentativa de se obter o valor de  $K_0$  é através da escolha arbitrária de partes lineares do gráfico: infiltração acumulada versus tempo ( $I \times t$ ).

Um dos pontos mais delicados do modelo consiste na estimação da pressão capilar ( $h_f$ ) ao nível de frente de umedecimento. (IMBERNON 1981) , em estudo do solo do Senegal, cita dois processos para determinação do valor de  $h_f$ :

(1) A partir da seguinte relação:

$$h_f = \frac{H_0 + (K_0 t - I)}{\Delta\theta \ln \left[ 1 - \frac{I}{\Delta\theta(h_f - H_0)} \right]} \quad (2.14)$$

que, conhecendo-se a lei de infiltração  $I(t)$ , através de um processo iterativo, pode-se obter a solução para diferentes tempos.

(2) A partir da relação:

$$h_f = H_0 - \left[ \frac{\phi^2}{2K_0\Delta\theta} \right] \quad (2.15)$$

onde, deve-se conhecer "a priori" a sorptividade ( $S$ ) e o valor da velocidade de infiltração permanente ( $K_0$ ).

#### 2.4.2.2.2 - EQUAÇÃO DE PHILIP

Tomando-se o teor de umidade volumétrica ( $\theta$ ) como variável de estado, a equação de escoamento (2.8), para um escoamento vertical, pode ser escrita sob a forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \frac{K}{C} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \theta} \left[ \frac{K}{C} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - \frac{\partial K}{\partial \theta} \Rightarrow \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{K}{C} \frac{\partial^2 \theta}{\partial \theta \partial z^2} - \frac{\partial K}{\partial \theta} \quad (2.17)$$

obs:  $\frac{\partial \theta}{\partial t} = D(\theta) \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]$   
 L. CO. DE RICHARDS

e, integrando tem-se:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{\theta_i}^{\theta} z \, d\theta = \frac{K}{C} \frac{\partial \theta}{\partial z} - (K - K_i) \quad (2.18)$$

onde  $K_i$  é a condutividade hidráulica correspondente à umidade inicial  $\theta_i$  do solo. Percebe-se que o 1º termo à direita da equação (2.18) corresponde ao efeito de capilaridade, e o 2º termo ao efeito da gravidade. Philip chamou esta relação ( $K/C$ ) de Difusividade  $D(\theta)$ .

Uma infiltração onde se mantém a saturação na superfície ( $H_0 \neq 0$ ), as condições iniciais e nos limites são:

$$\begin{array}{lll} \theta = \theta_i & Z > 0 & t = 0 \\ \theta = \theta_0 & Z = 0 & t \geq 0 \end{array}$$

onde,

$Z$  - é a coordenada vertical;

$\theta_0$  - é o conteúdo de água na superfície durante a infiltração

PHILIP (1969), propôs uma solução para a equação (2.18) sob a forma de um desenvolvimento em  $t^{1/2}$ , dada por:

$$\begin{aligned} Z(\theta, t) = \sum_{n=1}^{\infty} f_n(\theta) t^{n/2} = f_1(\theta) t^{1/2} + f_2(\theta) t + \\ + f_3(\theta) t^{3/2} + \dots \end{aligned} \quad (2.19)$$

onde, as funções  $f_n(\theta)$  são calculadas com ajuda das condutividades  $K$  e  $K_i$ , e da capacidade capilar (C).

No processo de infiltração, o aumento do estoque d'água no interior do solo é igual à lâmina d'água infiltrada:

$$\int_0^{\infty} (\theta - \theta_i) dz = \int_{\theta_i}^{\theta_c} Z(d\theta) = I(t) - K_i t \quad (2.20)$$

onde,

$I(t)$  é a infiltração acumulada no instante  $t$ ; e

$K_i t$  é a drenagem na seção inferior do perfil

Das equações (2.19) e (2.20), obtém-se:

$$I(t) = \alpha t^{1/2} + (A_2 + K_1)t + A_3 t^{3/2} \quad (2.21)$$

onde,  $\alpha$  representa o efeito da absorção da água por capilaridade, denominado de Sorptividade ( $\alpha$ ), e é dada por:

$$\alpha^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_c} (\theta_0 - \theta) \frac{K}{C} d\theta \quad (2.22)$$

os termos  $A_2$ ,  $A_3$ , ..., são calculados com o auxílio das condutividades  $K$  e  $K_1$ , e a capacidade capilar ( $C$ ).

Derivando-se a equação (2.21) em relação ao tempo, se obtém a velocidade de infiltração:

$$q(t) = \frac{dI}{dt} = \frac{1}{2} \alpha t^{-1/2} + (A_2 + K_1) + \frac{2}{3} A_3 t^{1/2} + \dots \quad (2.23)$$

Desprezando-se os termos superiores ao de 2ª ordem e a condutividade inicial do solo  $K_1$  (solo seco), as leis de infiltração se simplificam em:

$$I(t) = \alpha t^{1/2} + At \quad (2.24)$$

$$q(t) = \frac{1}{2} \alpha t^{-1/2} + A \quad (2.25)$$



onde,

$I(t)$  é a infiltração acumulada [L];

$q(t)$  é a densidade de fluxo [ $LT^{-1}$ ];

$\sigma$  é a sorptividade [ $LT^{-1/2}$ ];

$A$  é uma constante [ $LT^{-1}$ ]; e

$t$  é o tempo [T]

As equações (2.24) e (2.25) são verdadeiras para o caso de um ensaio de infiltração com uma determinada lâmina  $h \neq 0$  (IMBERNON 1981). Pode-se notar que a sorptividade não é somente uma característica do solo mas também depende das condições iniciais de umidade do solo.

SMILES e KNIGHT (1976), afirmam que a equação (2.24) é truncada na série de Philip na solução para equação do escoamento unidirecional, usada para descrever o fluxo vertical de água no interior do solo. Se  $(\sigma t^{3/2})$  é o 3º termo da série, então existe um período de tempo no qual  $(\sigma t^{3/2}/At)$  é pequeno e, durante este tempo  $(It^{-1/2})$  deve ser linear em relação a  $(t^{1/2})$ . Da equação (2.24) vem:

$$I(t) = \sigma t^{1/2} + At$$

Dividindo os termos desta equação por  $t^{1/2}$ , ela pode ser escrita sob a forma de uma equação linear do tipo:

$$Y = a + b X \tag{2.26}$$

onde,  $a$  e  $b$  são, respectivamente, os valores da sorptividade ( $\phi$ ) e do termo constante  $A$  da equação de Philip.

#### 2.4.3.2.3 - CONSIDERAÇÕES SOBRE AS EQUAÇÕES DE PHILIP e DE GREEN e AMPT

O modelo de Philip tem sido extensivamente usado para analisar a infiltração experimental com utilização de infiltrômetros simples e de duplo anel. Do ponto de vista prático, SMILES e KNIGHT (1976), sugeriram que os dados  $I t^{-1/2}$  seriam plotados como função de  $t^{1/2}$  e, os dois parâmetros ( $\phi$  e  $A$ ) da equação seriam, respectivamente, a intercepção e a declividade da linha (equação 2.26).

Segundo VAUCLIN (1982), as equações de Philip e Green e Ampt foram comparadas para pequenos valores do tempo:

Da equação (2.14) vem:

$$I = K_0 t - (h_f - H_0) \Delta\theta \ln \left[ 1 - \frac{I}{\Delta\theta(h_f - H_0)} \right]$$

que pode ser aproximada a expansão da série

$$I = K_0 t + I + \frac{I^2}{2\Delta\theta(h_f - H_0)} + O(I^3) \quad (2.27)$$

ou ainda,

$$I^2 \cong -2\Delta\theta K_0 (h_f - H_0) \quad (2.28)$$

Por outro lado, a equação (2.24), pode ser aproximada, durante o processo de infiltração, por:

$$I^2 \cong \phi^2 t \quad (2.29)$$

Das equações (2.28) e (2.29) vem:

$$\phi^2 = -2K_0 (h_f - H_0) \Delta\theta \quad (2.30)$$

Da equação (2.30) provém uma estimacão de "h<sub>f</sub>" do modelo de Green e Ampt, com medições de "φ" e "K<sub>0</sub>" (VAUCLIN 1982). Perceba que esta equação é similar a equação (2.15), desenvolvida por Philip para avaliar o efeito da altura de água (H<sub>0</sub>) sobre os valores da sorptividade, citada por Imbernon , no item 2.4.2.2.1.

### 3 - ESTUDO EXPERIMENTAL DO PROCESSO DE INFILTRAÇÃO

#### 3.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Infiltração é um termo normalmente utilizado para descrever o processo físico da penetração de água no solo, seja através da superfície, por um pequeno orifício ou através de escavações no solo (VAUCLIN 1982).

O processo de infiltração envolve o deslocamento de ar pela penetração de água nos interstícios da matriz porosa do solo, caracterizando as três fases do sistema água-solo. Segundo VAUCLIN (1982), nas últimas décadas, estudos dessas três fases do sistema tem sido de grande interesse por parte dos estudiosos da física dos solos. Além disso, em situações de campo e/ou em estudos hidrológicos, esse processo é complicado pelas condições limites de aplicação de água e características do solo no qual ambos variam no tempo e no espaço.

Entretanto algumas equações empíricas são propostas para descrever o processo de infiltração no campo, entre elas: equação de KOSTIAKOV (1932), equação de HORTON (1940), equação de HOLTAN (1961). Todas essas equações, mais ou menos empíricas, apresentam algumas limitações importantes, tais como: os parâmetros têm pouca ou nenhuma conotação física e não podem ser determinados ou estimados pelo estudo

das propriedades do solo.

As equações que foram tratadas no estudo experimental, realizado sobre a parcela agrícola, tem embasamento físico e são derivadas da equação de Richards (Eq. 2.8).

### 3.2 - OBJETIVOS DO ESTUDO

O estudo experimental da infiltração é composto pelos testes de infiltração de campo e pela determinação de propriedades físicas e hidrodinâmicas do solo, obtidas através da análise das amostras coletadas antes e depois da realização dos testes. Os principais objetivos do estudo são:

- (1) Ajustar o processo de infiltração natural do solo a uma lei teórica de infiltração do tipo: Philip e Green e Ampt, através dos dados obtidos pelos testes;
- (2) Avaliar o grau de interveniência das propriedades do solo estudadas no processo de infiltração natural; e
- (3) Obter dados para , através de estudos estatísticos e geoestatísticos, detectar uma possível estrutura espacial existente, que possa ser traduzida a partir dos parâmetros experimentais estudados.

### 3.3 - ÁREA DE ESTUDO

#### 3.3.1 - CRITÉRIOS DE ESCOLHA

A área escolhida para realização do estudo de campo foi a Fazenda Experimental de Mangabeira com base nos seguintes critérios:

- A área apresenta o solo com condições texturiais ideais para realização do teste de infiltração, satisfazendo assim as condições impostas pelas leis teóricas de infiltração (solo de textura grosseira e homogêneo);
- Boa infra-estrutura no tocante ao acesso à área, energia elétrica, proximidade da universidade, pequeno manancial para suprimento de água e uma pequena estação meteorológica;
- Principalmente pelo apoio dado, por parte dos dirigentes do órgão gerenciador da fazenda (EMEPA), em conceder e apoiar os trabalhos de campo.

#### 3.3.2 - CARACTERÍSTICAS DA ÁREA

##### 3.3.2.1 - LOCALIZAÇÃO

A Fazenda Experimental de Mangabeira está localizada a  $07^{\circ} 06' 57''$  de latitude sul, a  $34^{\circ} 53' 14''$  de longitude oeste e, a 5 metros de altitude em relação ao nível médio do mar. Com uma área de 200 ha, a Fazenda pertence a Empresa

Estadual de Pesquisa Agropecuária (EMEP), sediada na cidade de João Pessoa, capital do estado da Paraíba.

### 3.3.2.2 - CLIMA E RELEVO

A área apresenta clima quente e úmido com chuvas distribuídas irregularmente, situada na micro-região homogênea do litoral paraibano, com predominância de relevo plano.

### 3.3.2.3 - TIPO DE SOLO

O solo representativo da área é o Podzólico Vermelho Amarelo, de textura arenosa, baixa fertilidade natural, baixa capacidade de retenção de água, profundo e, apresentando lençol freático a aproximadamente 3 metros da superfície.

*Sugestão: ... os solos ...  
representativos da área ...*

## 3.4 - EXPERIMENTO SOBRE A PARCELA AGRÍCOLA

### 3.4.1 - PARCELA EXPERIMENTAL

A escolha da parcela experimental dentro do perímetro da Fazenda teve como predominância as condições naturais do

solo, na tentativa de se evitar que os efeitos provocados por fatores externos (quebra de estrutura provocada pelas atividades agrícolas), sobre o solo, pudessem alterar o processo natural de infiltração, quando na realização dos testes. A única área disponível, que satisfazia em parte essa condição, era uma área onde estava se desenvolvendo uma pesquisa sobre a cultura do coqueiro, onde há pelo menos 4 anos, não houve nenhuma atividade agrícola capaz de alterar a estrutura do solo.

Nessa área foi demarcada a parcela experimental, com formato de uma malha retangular de dimensões (45m x 105m), com 32 pontos distanciados entre si de 15 metros (figura 3.1). Esse espaçamento não seguiu nenhum critério pré-estabelecido. A área é aparentemente homogênea e plana.



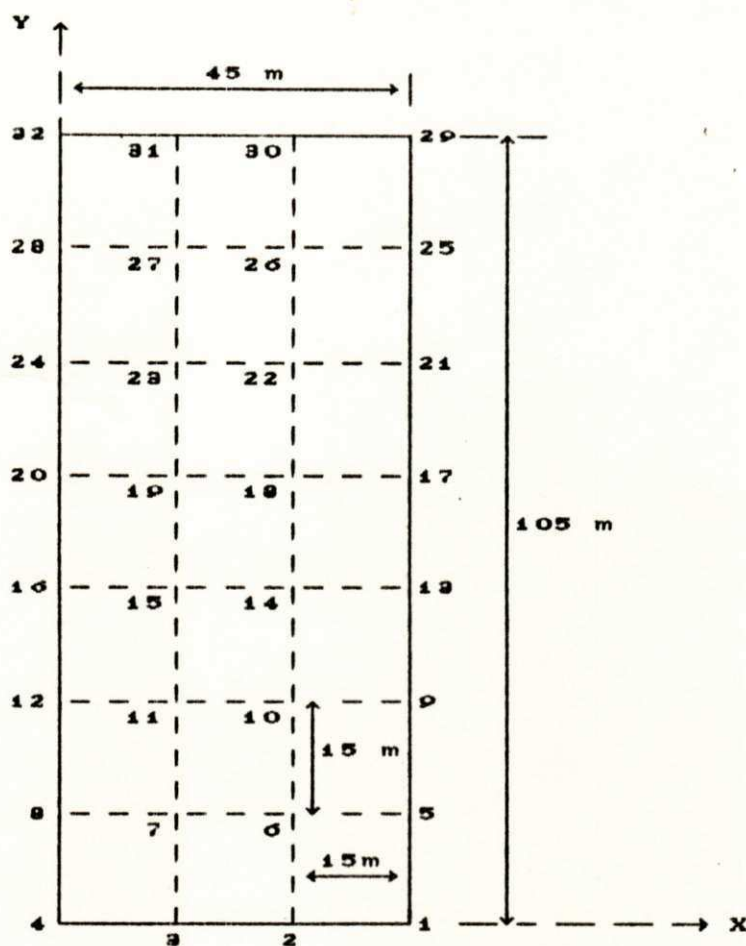


Figura 3.1 - Malha Experimental

### 3.4.2 - METODOLOGIA E MATERIAIS

#### 3.4.2.1 - ASPECTOS GERAIS

Como foi focado no capítulo anterior, o processo de infiltração tem dependência com as condições iniciais de umidade do solo e também das características do meio poroso onde ele se desenvolve. Por esse motivo, para um melhor entendimento e relacionamento com as equações teóricas de

infiltração foram determinados o teor de umidade e a taxa de componentes finos ( argila + silte ) de amostras coletadas na parcela experimental. Os métodos e materiais utilizados nessas determinações serão agora descritos.

#### 3.4.2.2 - TESTES DE INFILTRAÇÃO

O método de medição de infiltração "in situ" foi baseado no acompanhamento, ao longo do tempo, de certos volumes de água infiltrados no solo, para uma determinada carga hidráulica constante.

Os materiais utilizados nos 32 ensaios de infiltração foram infiltrômetros de duplo anel, equipados com flutuadores, recipientes graduados (de 1/2 em 1/2 litro ) acoplados a um sistema de Mariotte. A escolha do infiltrômetro de duplo anel teve como objetivo minimizar a infiltração lateral, através do seu cilindro externo. Os diâmetros dos cilindros utilizados foram:

- Infiltrômetro 1: di = 32,0 cm      e      de = 57,0 cm
- Infiltrômetro 2: di = 28,5 cm      e      de = 53,0 cm
- Infiltrômetro 3: di = 25,0 cm      e      de = 55,0 cm

As alturas das lâminas de água no interior dos cilindros internos giraram em torno dos 3 centímetros. Segundo KLAR (1984), normalmente as lâminas utilizadas na irrigação ficam em torno de 3 a 5 cm.

O tempo de duração dos testes foi fixado em 90 minutos, depois de constatadas pequenas variações nos valores das lâminas infiltradas, após 60 minutos de teste e, também como medida de racionamento de água, não abundante no local dos testes.

As leis de infiltração experimentais obtidas a partir dos testes de campo são do tipo apresentadas na figura 3.2, representativas dos pontos 1 e 2 da malha. Dessas leis, foram retiradas os parâmetros das equações teóricas de infiltração estudadas. As demais curvas obtidas estão mostradas no anexo A.

#### 3.4.2.3 - TEOR DE UMIDADE

A determinação do teor de umidade do solo foi efetuada pelo método gravimétrico padrão, que consiste na obtenção do peso da amostra em seu estado natural e o peso após completa secagem do material em estufa, através da relação:

$$W [\%] = \frac{m_v}{m_s} \times 100 \quad (3.1)$$

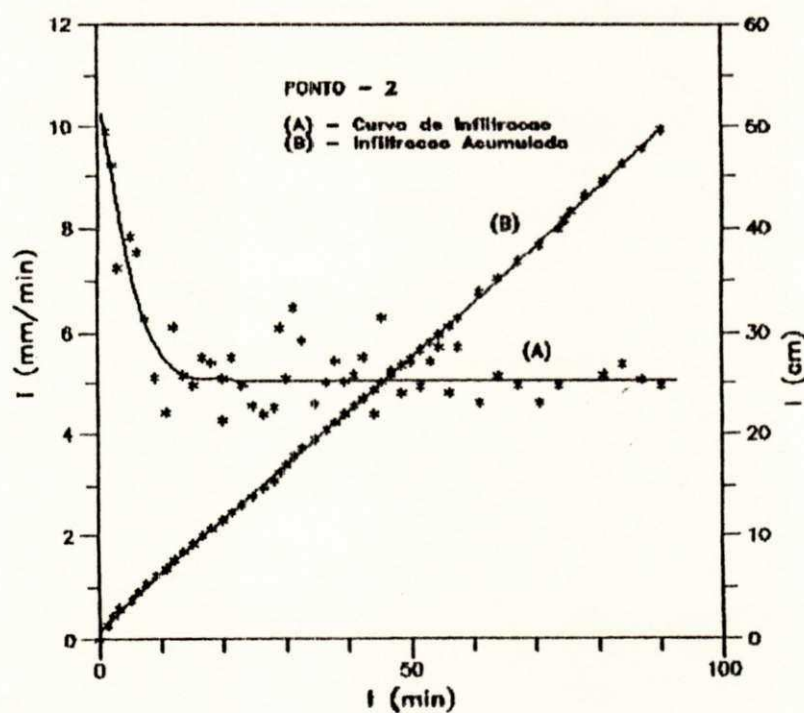
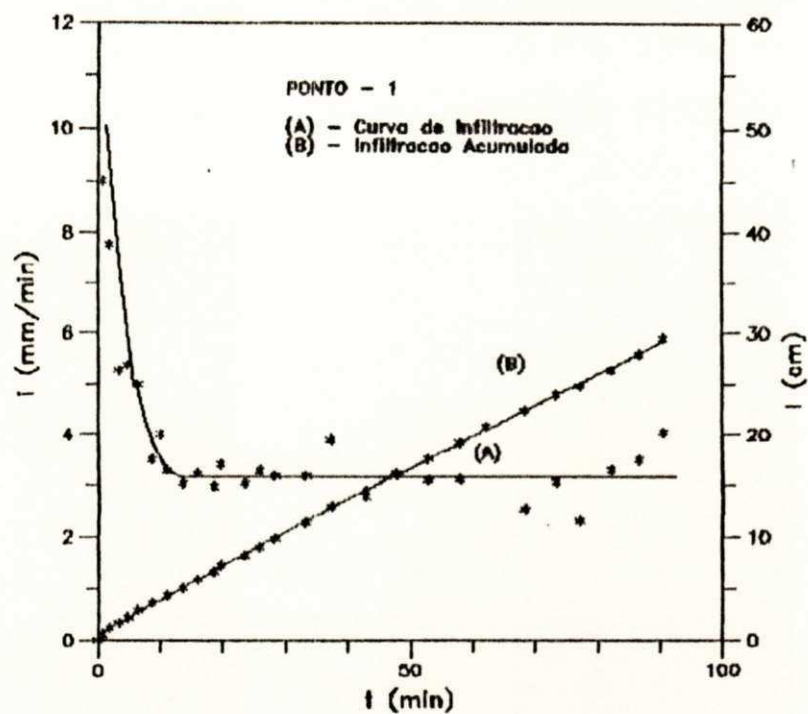


FIG. 3.2 - Leis de Infiltração Experimentais obtidas para os pontos 1 e 2 da parcela

Sendo,  $m_v = m_u - m_s$

Onde,

$m_u$  - peso da amostra úmida [M];

$m_s$  - peso da amostra seca [M]; e

$m_v$  - peso da água contida na amostra de solo [M]

Outra maneira de se expressar o teor de umidade, geralmente mais adequada no cômputo de quantidades de água adicionada ao solo, é com base no volume, pela seguinte relação:

$$\theta = \frac{V_v}{V_t} \quad (3.2)$$

onde,

$V_v$  - Volume de água na amostra [ $M^3$ ];

$V_t$  - Volume total da amostra [ $M^3$ ].

Sendo,  $V_v = m_v / \rho_v$  e  $V_t = m_s / \rho_s$ , o teor de umidade volumétrica pode ser expressada como:

$$\theta = \frac{m_v}{m_s} \times \frac{\rho_s}{\rho_v} \quad (3.2a)$$

O termo  $(m_v / m_s)$ , representa o teor de umidade gravimétrica. Então a equação (3.2) pode ser expressa da seguinte forma:

$$\theta = w \cdot (\rho_s / \rho_v) \quad (3.3)$$

Onde,

$\theta$  - Teor de umidade volumétrica [ $L^3.L^{-3}$ ];

w - Teor de umidade gravimétrica ;

$\rho_a$  - Peso específico aparente do solo [ $M.L^{-3}$ ]; e

$\rho_v$  - Peso específico da água [ $ML^{-3}$ ]

As amostras de solo foram coletadas de cada ponto da parcela em número de três entre as profundidades de 10 a 20 cm, através de um amostrador de solo. Para determinação do teor de umidade inicial ( $\theta_i$ ), e a suposta saturação natural ( $\theta_s$ ), foram retiradas amostras antes e depois dos testes de infiltração, respectivamente. Sendo que, as amostras para determinação da umidade inicial foram coletadas de um ponto fora da área do cilindro externo, para que a escavação não intervisse no processo de infiltração natural do solo. Colocadas em latinhas de alumínio (para não perder umidade), devidamente numeradas, as amostras foram encaminhadas ao laboratório para determinação das umidades e peso específico aparente, utilizando as equações (3.2) e (3.3), respectivamente. Os resultados experimentais obtidos de  $\theta_i$ ,  $\theta_s$  e  $\gamma_s$ , mostrados na tabela 3.1 representam os valores médios das três medições efetuadas.

PONTO DE MEDIÇÃO	P. ESP. AP MEDIO g/cm <sup>3</sup>	UMIDADE INICIAL %W <sub>i</sub>	UMIDADE FINAL %W <sub>f</sub>	$\theta_i$ cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	$\theta_s$ cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>
01	1,15	4,46	14,75	0,05	0,17
02	1,38	4,28	18,61	0,06	0,26
03	1,49	3,50	16,46	0,05	0,25
04	1,42	4,21	18,65	0,06	0,26
05	1,27	8,85	18,80	0,11	0,24
06	1,37	4,80	18,05	0,07	0,25
07	1,44	4,27	18,29	0,06	0,26
08	1,40	5,49	17,62	0,08	0,25
09	1,35	4,79	21,44	0,06	0,29
10	1,49	3,33	19,97	0,05	0,30
11	1,32	2,84	15,86	0,04	0,21
12	1,37	3,06	20,68	0,04	0,28
13	1,39	5,65	18,47	0,08	0,26
14	1,42	4,33	17,83	0,06	0,25
15	1,33	6,75	16,55	0,09	0,22
16	1,41	3,64	21,68	0,05	0,30
17	1,40	4,68	17,60	0,07	0,25
18	1,42	4,54	16,04	0,06	0,23
19	1,35	3,45	20,31	0,05	0,27
20	1,42	3,60	19,09	0,05	0,27
21	1,39	4,49	17,69	0,06	0,25
22	1,36	5,30	16,89	0,07	0,23
23	1,14	4,15	25,30	0,05	0,29
24	1,39	3,33	17,24	0,05	0,24
25	1,33	5,42	18,92	0,07	0,25
26	1,25	3,62	15,16	0,05	0,19
27	1,12	4,88	17,57	0,05	0,20
28	1,40	3,43	18,06	0,05	0,25
29	1,39	3,90	18,21	0,05	0,25
30	1,36	4,01	20,10	0,05	0,27
31	1,21	4,20	19,23	0,05	0,23
32	1,27	4,41	21,39	0,06	0,27

TAB. 3.1 - Valores Experimentais Médios do Teor de Umidade Volumétrica do Solo

#### 3.4.2.4 - TAXA DE ARGILA + SILTE

A determinação da textura do solo em laboratório foi obtida seguindo as determinações da ABNT para análise granulométrica, composta de duas fases :

(1) - Peneiramento, para determinação das partículas com dimensões superiores a 0,074 mm (peneira da série de Taylor No. 200); e

(2) - Sedimentação, para determinação das partículas com dimensões inferiores a 0,074 mm [Argila + Silte].

O método de análise por sedimentação está baseado na lei de STOKES (1851), que estabeleceu uma relação entre o diâmetro da partícula do solo e sua velocidade de sedimentação:

$$v = 0.0566 d^2 \left( \frac{\gamma_g - \gamma_a}{\mu} \right) \quad (3.4)$$

onde,

$v$  - Velocidade de sedimentação [ $LT^{-1}$ ];

$\gamma_g$  - Peso específico da partícula sólida [ $ML^{-3}$ ];

$\gamma_a$  - Peso específico do meio dispersor [ $ML^{-3}$ ];

$\mu$  - Coeficiente de viscosidade do meio dispersor [ $TML^{-2}$ ]; e

$d$  - Diâmetro equivalente da partícula [L]



Na análise granulométrica por sedimentação, considera-se que as partículas do solo têm formato esférico e são menores do que 2 mm e maiores do que 2 microns, onde a lei de Stokes é válida.

O peso específico da partícula sólida foi determinado em laboratório pelo método do picnômetro e, adotado o valor médio dos três valores obtidos para cada ponto da parcela, pela seguinte relação:

$$\gamma = \frac{P_s \cdot \gamma_{at}}{(P_s + P_2) - P_1} \quad (3.5)$$

onde,

$\gamma_g$  - Peso específico da partícula sólida [ $ML^{-3}$ ];

$P_s$  - Peso do solo seco [M];

$\gamma_{at}$  - Peso específico da água à temperatura de ensaio [ $ML^{-3}$ ];

$P_1$  - Peso do picnômetro + solo + água [M]; e

$P_2$  - Peso do picnômetro + água pura [M]

Para análise granulométrica do solo em laboratório foram coletadas amostras dos 32 pontos da parcela entre as profundidades de 10 e 20 cm. Os resultados obtidos estão mostrados na tabela 3.2, com classificação segundo a norma internacional, que considera a fração [ argila + silte ], partículas com diâmetros inferiores a 0,02 mm.

### 3.5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### 3.5.1 - OS PARÂMETROS $\phi$ E A DA EQUAÇÃO DE PHILIP

Os valores experimentais de  $\phi$  e A, mostrados na tabela 3.2, foram obtidos pelo ajustamento da equação (2.26) aos valores de  $I(t)$ , através da regressão linear simples dos dados de  $I t^{-1/2}$  versus  $t^{1/2}$ , para o tempo inferior a 90 minutos de teste de infiltração.

O valor da sorptividade ( $\phi$ ) obtido para o ponto 29 é criticável visto que, não tem sentido físico, valor negativo de sorptividade (tabela 3.2). A explicação provável pode está na existência de escoamento preferencial, provocado pela presença de raízes, macroporos, atividades de micro-organismos e, até mesmo por erro de medição. Portanto, no estudo da variabilidade espacial no próximo capítulo, os dados referentes a este ponto serão negligenciados.

#### 3.5.2 - A VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO PERMANENTE ( $K_0$ )

Os valores da velocidade de infiltração permanente, para os 32 pontos da parcela foram obtidos a partir das curvas de infiltração acumulada e representam as declividades dessas curvas (figura 3.2-B). Os valores experimentais obtidos estão mostrados na tabela 3.2.

PONTO	$\Delta\theta$ cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	A + S %	$\gamma_s$ g/cm <sup>3</sup>	$\phi$ cm/mi n <sup>1/2</sup>	A cm/mi n	K <sub>0</sub> cm/mi n
01	0,12	1,33	1,15	0,389	0,287	0,350
02	0,20	1,57	1,38	0,696	0,428	0,500
03	0,20	1,48	1,49	0,539	0,492	0,525
04	0,20	1,34	1,42	0,440	0,695	0,700
05	0,13	2,97	1,27	0,519	0,218	0,280
06	0,18	2,88	1,37	0,328	0,421	0,500
07	0,20	1,41	1,44	0,917	0,578	0,600
08	0,17	2,46	1,40	1,580	0,464	0,600
09	0,23	2,15	1,35	0,816	0,009	0,025
10	0,25	2,18	1,49	0,772	0,044	0,100
11	0,17	1,71	1,32	1,292	0,509	0,600
12	0,24	2,92	1,37	0,372	0,660	0,600
13	0,18	2,43	1,39	0,436	0,668	0,650
14	0,19	3,13	1,42	0,492	0,347	0,400
15	0,13	2,57	1,33	0,610	0,335	0,500
16	0,25	2,80	1,41	1,011	0,531	0,450
17	0,18	3,39	1,40	0,360	0,286	0,300
18	0,17	3,16	1,42	0,300	0,447	0,500
19	0,17	2,59	1,35	0,528	0,650	0,700
20	0,22	3,00	1,42	0,818	1,050	0,800
21	0,19	5,25	1,39	0,237	0,271	0,300
22	0,16	6,18	1,36	0,070	0,347	0,300
23	0,24	5,03	1,14	1,800	0,655	0,800
24	0,19	4,43	1,39	0,921	0,800	0,500
25	0,18	6,26	1,33	0,249	0,289	0,300
26	0,14	4,72	1,25	0,955	0,573	0,600
27	0,15	6,33	1,12	0,342	0,867	0,300
28	0,20	3,88	1,40	0,521	0,350	0,600
29	0,20	4,63	1,39	-0,132	0,458	0,600
30	0,22	4,91	1,36	0,233	0,554	0,550
31	0,18	4,95	1,21	0,395	0,449	0,500
32	0,21	3,79	1,27	0,190	0,751	0,850
MEDIA	0,19	3,31	1,35	0,562	0,484	0,589

TAB. 3.2 - Resultados Experimentais de Propriedades Físicas e Hidrodinâmicas do Solo

### 3.5.3 - O PARÂMETRO $h_f$ DA EQUAÇÃO DE GREEN E AMPT

A sucção capilar ( $h_f$ ) foi determinada para cada ponto da malha utilizando-se a equação (2.14). A solução desta equação foi obtida pelo método iterativo de Newton-Raphson, para o tempo de 90 minutos, com intervalos de 5 minutos, obtendo-se convergências rápidas. Em alguns pontos, o método não convergiu para todo intervalo de tempo e, em particular, não funcionou para os pontos 29 e 32, admitindo-se um erro de 0,5 % para o critério de convergência.

Dos valores médios da pressão capilar obtidos na frente de umedecimento, foram determinadas as sorptividades pelo uso da equação (2.15), para uma comparação com os valores obtidos pelo ajustamento (tabela 3.2). Os resultados experimentais de  $h_f$ ,  $s$  e os tempos correspondentes estão na tabela 3.3, de onde se pode observar três tipos de resultados:

(1) - Valores positivos: 12 entre os 31 pontos (o ponto 29 foi negligenciado por apresentar valor negativo para sorptividade). O processo iterativo forneceu valores positivos (tabela 3.3). Nesses casos, os valores não têm significado físico e o processo de infiltração não se comportou como um escoamento tipo pistão e, o modelo não

PONTO	PRESSÃO CAPILAR $h_f$ (cm)	TEMPO DE ITERAÇÃO (min)	SORPTIVIDADE (cm/min <sup>1/2</sup> )	
			GREEN e AMPT	PHILIP
01	0,78	25	0,28	0,39
02	2,31	90	0,56	0,70
03	-1,02	90	0,74	0,54
04	-1,69	90	0,97	0,44
05	0,82	70	0,33	0,52
06	0,13	15	0,42	0,33
07	-7,16	90	1,42	0,92
08	-4,94	90	1,15	1,58
09	-48,96	90	0,76	0,82
10	-5,34	90	0,56	0,77
11	0,05	10	0,33	1,29
12	-5,19	90	1,46	0,37
13	-3,66	90	1,18	0,44
14	0,88	85	0,41	0,49
15	0,23	10	0,60	0,61
16	-21,34	90	2,24	1,01
17	-0,81	90	0,55	0,36
18	0,70	30	0,55	0,36
19	-0,52	90	0,59	0,53
20	-37,09	90	3,72	0,82
21	0,79	65	0,28	0,24
22	-1,50	90	0,70	0,07
23	-2,05	90	1,58	1,80
24	-5,79	90	1,77	0,92
25	4,40	90	0,42	0,25
26	-6,59	90	1,43	0,95
27	-225,56	90	4,84	0,34
30	1,83	90	0,67	0,23
31	2,00	55	0,60	0,40

TAB. 3.3 - Valores da Sorptividade ( $\alpha$ ) obtidos através dos Modelos de Green e Ampt e de Philip

pode ser aplicado;

(2) - Valores negativos, mas variando continuamente: este foi o maior número de casos observados. Dos 31 pontos, 17 se comportaram desta forma. Aparentemente, o escoamento poderia ser considerado como do tipo pistão em vários estágios e, pode ser explicado, talvez, por uma umidade inicial não uniforme; e

(3) - Valores negativos oscilando em torno de um valor médio: apenas um caso foi observado. Nesse caso, o escoamento pode ser considerado do tipo pistão, proposto por Green e Ampt e, o modelo pode ser aplicado.

Para os casos (2) e (3) foram calculadas as pressões capilares médias do ponto para o tempo inferior a 30 minutos e para o tempo total (90 minutos). A intenção era analisar a variação espacial desses valores em torno de um valor médio sobre toda parcela. Os resultados obtidos estão na tabela 3.4.

PONTO	H <sub>0</sub> (cm)	K <sub>0</sub> cm/min	h <sub>f</sub> (0-30) (cm)	h <sub>f</sub> (Total) (cm)
03	1,60	0,53	-1,11	-1,02
04	1,70	0,70	-0,87	-1,69
05	0,70	0,28	-2,28	-0,82
07	1,10	0,60	-5,88	-7,16
09	1,50	0,03	-51,89	-48,96
10	0,90	0,10	-7,71	-5,34
12	2,20	0,60	-1,79	-5,19
13	2,30	0,65	-1,58	-3,66
16	0,90	0,45	-12,39	-21,34
17	2,00	0,30	-0,53	-0,81
19	0,60	0,70	-1,02	-0,52
20	2,20	0,80	-17,22	-37,09
24	4,50	0,80	-3,26	-5,79
26	5,60	0,60	-4,98	-6,56
27	4,30	0,30	-100,45	-255,56
MEDIA	2,14	0,50	-14,26	-26,77
D. PAD	----	----	27,19	64,91
C. VAR	----	----	-190,62	-242,51

TAB. 3.4 - Valores Experimentais dos Parâmetros de Green e Ampt

### 3.6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Além do ponto 29, outros valores de  $\delta$ , correspondentes aos pontos 8, 23 e 32 serão negligenciados por apresentarem valores distorcidos, provavelmente pelos mesmos motivos apresentados para o ponto 29 (item 3.5.1). Todos os valores dos parâmetros relativos a esses pontos não serão considerados no estudo da variabilidade espacial.

Dos 28 pontos restantes, foram admitidas as mesmas condições iniciais de umidade na determinação dos parâmetros da equação de Philip e de Green e Ampt.

Os parâmetros  $K_0$  e  $A$ , embora tenham a mesma dimensão, não são idênticos e não existe relação analítica entre eles. A tabela 3.2 não evidencia, "a priori", nenhuma relação entre as variações das taxas de  $[A+S]$  e estes parâmetros. As tentativas de correlação que serão abordadas no próximo assunto, poderá fornecer dados mais concretos sobre o comportamento destes parâmetros, para uma análise mais consistente dos resultados obtidos. A título de comparação, IMBERNON (1981) encontrou, para um solo do Senegal com condições semelhantes ao da parcela estudada, as seguintes relações mostradas na tabela 3.5.

% [A+S]	$\alpha(\text{cm}/\text{min}^{1/2})$	$A(\text{cm}/\text{min})$	$K_0(\text{cm}/\text{min})$
5.9	1.36	0.24	0.34
5.1	0.88	0.32	0.36
8.9	1.55	0.31	0.30
13.0	2.74	0.00	0.16

TAB. 3.5 - Valores experimentais dos parâmetros :  
% [A+S],  $\alpha$ ,  $A$  e  $K_0$  para um solo do  
Senegal (IMBERNON 1981).



Os valores da pressão capilar na frente de umedecimento ( $h_f$ ) significativos (valores negativos) obtidos a partir do processo iterativo de Newton-Raphson não foram suficientes para ajustar a uma lei de distribuição estatística. Mesmo assim, nota-se uma variabilidade espacial muito grande desse parâmetro se comparada a observada sobre os outros parâmetros (tabela 3.2). Embora que, para pequenos valores de  $|h_f|$ , o valor do  $H_0$  seja sensível, a variabilidade obtida experimentalmente sobre  $h_f$  mostrou que esse parâmetro é bastante sensível no processo de infiltração e, por consequência, deve ser afetado por pequenas perturbações, tais como: raízes, macroporos, atividades de micro-organismos, etc.

#### 4 - ESTUDO DA VARIABILIDADE ESPACIAL

##### 4.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

O conhecimento da variabilidade de propriedades do solo é provavelmente tão antigo quanto sua classificação. Desde que os cientistas começaram a organizar o sistema de classificação dos solos, conceitos sobre similaridade e diferença nos solos começam a surgir na literatura (VIEIRA et alii 1981)

Posteriormente, com medições de propriedades solo-água em campo, pesquisas foram realizadas sobre variabilidade em áreas de 150 ha (NIELSEN et alii 1973; BIGGAR e NIELSEN 1976), 18 ha (GUMA'A 1978), e menores do que 100 m<sup>2</sup> (REICHARDT et alii 1978); a maioria delas sob a ótica da estatística clássica, tal como análises de variância para avaliar mudanças de propriedades na distância. O número de amostras necessário para estimar a média no mesmo intervalo de confiança especificado foi calculado com base na observação da distribuição de frequência (NIELSEN e BIGGAR 1976; CAMPBELL 1978; GUMA'A 1978). Indiferentemente do plano de amostragem usado, este método conduz a uma descrição incorreta da variabilidade das propriedades, visto que, não há ligação entre a variância calculada e as distâncias entre as observações (VIEIRA et alii 1981).

Somente a distribuição de frequência, não fornece informações sobre a variabilidade das observações em relação as coordenadas da área. A variabilidade espacial de um solo obtida, considerando as coordenadas, fornece descrição adicional, não proveniente de uma distribuição de frequência.

MATHERON (1963), desenvolveu um método de interpolação o qual denominou de "Kriging" em homenagem a D. G. Krige, por ter sido ele, a primeira pessoa a se reportar a este método.

NIELSEN et alii (1973); CARVALLO et alii (1976); SHARMA e LUXMOORE (1979), estudando os efeitos da heterogeneidade do solo, mostraram um apreciável campo de variabilidade em propriedades que afetam o sistema solo-água, embora sua consequência sobre a resposta hidrológica da superfície não esteja bem entendida. (MILLER e MILLER 1956), afirmam que uma aproximação para se estudar o efeito da heterogeneidade do solo é através do conceito de média similar.

As técnicas utilizadas no processo de caracterização do processo de variabilidade espacial de propriedades físicas e hidráulicas do solo obtidas em campo serão objetos de estudo neste capítulo.

## 4.2 - TÉCNICAS DE ESTUDO

### 4.2.1 - INTRODUÇÃO

Neste capítulo será analisado estatisticamente dois principais fatores intervenientes no escoamento de água na zona não saturada: a textura do solo e os parâmetros da infiltração. As técnicas de estudos disponíveis compõem-se basicamente: da análise estatística clássica, onde será analisado o efeito da variabilidade dos parâmetros através da observação dos variogramas; e por último o estudo da teoria do fator de escala, através da lei de semelhança traduzida por um fator de escala  $\alpha$ .

Na análise espacial dos dados experimentais, foi utilizado o pacote estatístico "ASDON" (Analyse Spatiale de Donnés), desenvolvido pelo Institut de Mécanique de Grenoble, França; composto de 4 funções básicas:

A - Criação e gestão de dados;

B - Tratamentos Estatísticos Clássicos

B1 - Caracterização das leis de distribuição

B2 - Regressão linear simples

B3 - Regressão linear múltipla

C - Tratamento Geoestatístico

C1 - Variograma unidirecional

C2 - Variograma bidirecional

D - Traçado gráfico.

## 4.2.2 - ASPECTOS TEÓRICOS

## 4.2.2.1 - ANÁLISE ESTATÍSTICA CLÁSSICA

Para os dados experimentais obtidos, a análise estatística, sob o ponto de vista da medida de variabilidade, foi analisada, nesse trabalho, sob os seguintes aspectos:

(1) - Determinação dos valores da média ( $\mu$ ), do desvio padrão ( $\sigma$ ) e do coeficiente de variação (c.v.).

VAUCLIN (1982), considera que um modo clássico para se expressar a variabilidade de qualquer parâmetro do solo, é demonstrado pelo coeficiente de variação;

(2) - Ajustamento a uma lei de distribuição:

Admitindo cada medição como variável aleatória, procurou-se ajustar os parâmetros obtidos experimentalmente a uma lei de distribuição teórica do tipo:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma} \cdot \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)^2\right] \quad (4.1)$$

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma_{\ln}} \cdot \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln(x) - \mu_{\ln}}{\sigma}\right)^2\right] \quad (4.2)$$

que representam as funções de densidade para a distribuição normal e log-normal, respectivamente.

Admitindo-se ainda que a amostra é suficientemente representativa da população do parâmetro analisado, pode-se

fazer as seguintes hipóteses, para a lei de distribuição normal:

- A média da população é igual a média da amostra;
- O desvio padrão das médias é igual a  $(\sigma/\sqrt{N})$ , onde N é o tamanho da amostra;
- $\lim_{N \rightarrow \infty} \sigma_N = 0$  (hipótese de consistência)
- A distribuição das médias  $\mu_n$  é supostamente Gaussiana em torno da média  $\mu$ . A certeza para estimação é dada por:
  - $\mu_N = \mu \pm \sigma_N$ , com probabilidade de acertar igual a 68,26%
  - $\mu_N = \mu \pm 2\sigma_N$ , com probabilidade de acertar igual a 95,46%

Na verificação do ajustamento da distribuição normal aos valores obtidos experimentalmente, foram utilizados dois processos:

- (1) O teste gráfico de normalidade; e
- (2) Determinação dos coeficientes de assimetria (G1) e curtose (G2) que, para uma distribuição normal são iguais, respectivamente, aos valores 0 e 3.

Para avaiar se os valores de G1 e G2 encontrados para os valores observados, diferem significativamente de 0 e 3, respectivamente, ao nível de significância de 0,5%, foram utilizados: os testes do  $\chi^2$  e o teste "t" de Student. Os limites de aceitação da hipótese nula (G1 = 0 e G2 = 3) foram:

- Teste do  $\chi^2$  .....  $\chi^2 \leq 7,81$
- Teste do "t" .....  $-1,697 \leq t \leq 1,697$

## (3) - Análise de Correlação

VIEIRA et alii (1981), mostraram que em outros trabalhos, o conhecimento da distribuição de frequência apenas não fornecia informações com relação as coordenadas da área estudada. A partir desta constatação, uma tentativa de correlação <sup>de interesse</sup> entre os parâmetros e o espaço físico foi utilizada em dois níveis:

- Em primeiro lugar, uma tentativa de correlação entre o parâmetro textural (%A+S) e os componentes da infiltração, por meio da correlação simples:

$$r = \frac{\sum X'Y'}{\sqrt{(X')^2 (Y')^2}} \quad (4.3)$$

com,  $X' = x - \bar{x}$  e  $Y' = y - \bar{y}$

sendo,

$r$  - o coeficiente de correlação simples;

$\bar{x}$  - a média da variável independente;

$\bar{y}$  - a média da variável dependente

- Em segundo lugar, procurou-se observar a existência de uma direção preferencial de cada parâmetro obtido sobre as coordenadas da parcela experimental, através de correlação múltipla determinando os seguintes fatores:

(a) - Coeficiente de correlação múltipla, dada pela expressão:

$$R_{p,xy} = \sqrt{1 - \left( \frac{S_{p^2,xy}}{S_p^2} \right)} \quad (4.4)$$

onde,

$R_{p,xy}$  - é o coeficiente de correlação múltipla entre o parâmetro (p) e as coordenadas x e y;

$S_{p,xy}$  - é o erro de estimativa do parâmetro sobre as coordenadas;

$S_p^2$  - é a variância do parâmetro.

(b) - Coeficiente de correlação parcial, dada pela expressão:

$$r_{px} = \frac{n \sum p \sum x - (\sum p)(\sum x)}{\sqrt{[n \sum p^2 - (\sum p)^2] [n \sum x^2 - (\sum x)^2]}} \quad (4.5)$$

onde,

$r_{px}$  - é o coeficiente de correlação entre o parâmetro (p) e o eixo de coordenadas, adotado genericamente como x(x = x,y)

(c) - percentagem de variação (coeficiente de determinação)

$R^2_{p,xy}$  - representa a variância total do parâmetro que é explicada pelas coordenadas espaciais da parcela (x e y).



## 4.2.2.2 - ANÁLISE GEOESTATÍSTICA

As correlações múltiplas fornecem indícios de dependência entre o parâmetro e o espaço físico, mas não fornecem a estrutura estatística espacial dos parâmetros estudados. Esta integração entre os parâmetros e o espaço físico é a finalidade do estudo geoestatístico.

Recentemente, uma grande ênfase tem sido dada ao fato de que a variação das propriedades do solo não são, necessariamente, desordenada no espaço. Esta estrutura espacial, necessária para avaliação no tratamento dos dados, é analisada por meio de concepções geoestatísticas, originalmente desenvolvida para estudo de mineração. (MOROGN <sup>↑</sup> >>)

Para expressar as variações nas propriedades do solo, em função do espaço físico, duas técnicas são estudadas pela geoestatística:

(1) - Através dos auto-correlogramas, processo de auto-comparação que expressa a correlação linear entre a série espacial e a mesma série no intervalo adicional de espaço (VIEIRA et alii 1981). A auto-correlação de série espacial na distância pode ser calculada como :

$$r_L = \frac{\left[ (n-L) \left( \sum_{i=1}^{n-L} Z_i \cdot Z_{(i+L)} \right) - \sum_{i=1}^{n-L} Z_i \sum_{i=1}^{n-L} Z_{(i+L)} \right] \left[ (n-L)(n-L-1) \right]^{-1}}{\left[ n \sum_{i=1}^n Z_i^2 - \left( \sum_{i=1}^n Z_i \right)^2 \right] \left[ n(n-1) \right]^{-1}}$$

(4.6)

onde,

$r_L$  - é a auto-correlação na distância  $L$ ;

$n$  - é o número de observações;

$Z_i$  - é o valor da observação na  $i^{\text{ma}}$  posição; e

$Z_{(i+1)}$  - é o valor da observação a uma distância  $L$  do ponto  $i$

O traçado dos valores de  $r_L$  na distância associada ( $L$ ) é o auto-correlograma.

(2) - Através dos semi-variogramas, processo que melhor expressa a dependência entre observações próximas. É um requerimento para o uso do método de interpolação "Kriging", que será abordado posteriormente.

Estas duas técnicas são bastante utilizadas no estudo da variabilidade espacial de propriedade do solo: WEBSTER e CAUNALO (1975), usaram o auto-correlograma na mudança de propriedades químicas do solo para delimitar a área (DELHOMME 1976; CAMPBELL 1978; BURGESS e WEBSTER (1980), usaram a função semi-variograma; RUSSO e BRESSLER (1981), usando a função de auto-correlação mostraram que nas medições de sorptividade eram autocorrelatas a mais ou menos 80 metros. VIEIRA et alii (1981), aplicaram a função semi-variograma para valores de  $K_0$  e descobriram que as observações eram independentes em torno dos 80 metros.

A função escolhida para o estudo da variabilidade espacial dos parâmetros experimentais foi a função "semi-variograma", pois permite computar os termos de auto-correlação dos parâmetros- método de interpolação "Kriging".

## SEMI-VARIOGRAMA

## (A) - DEFINIÇÃO

A estimacão do semi-variograma e a verificaco do comportamento do seu gráfico são fatores importantes para caracterizar a estrutura espacial do fenômeno [IMBERNON, 1981].

Um semi-variograma de uma função aleatória intrinseca  por definição:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{var} [z(x+h) - z(x)] \quad (4.7)$$

admitindo-se que,

$$E [z(x+h) - z(x)] = 0 \quad (4.8)$$

pode-se escrever o semi-variograma como:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E \left\{ [z(x+h) - z(x)]^2 \right\} \quad (4.9)$$

onde,

E -  a esperanca matemática;

x -  a posição do ponto ;

h -  um vetor de coordenadas  $(h_1, h_2)$ ; e

$\gamma$  -  o semi-variograma

Este exprime que  $2\gamma(h)$  é a soma quadrática média entre dois pontos distantes de  $h$ . Supondo satisfazer a hipótese intrínseca, ou seja, a variância é independente do ponto  $x$ , se estima a função  $\gamma(h)$  a partir dos pares de pontos experimentais disponíveis para a única realização possível (DELHOMME 1976).

Quando o fenômeno estudado se desenvolve no espaço e os pontos experimentais estão alinhados e regularmente espaçados de  $h$ , o semi-variograma pode ser calculado para vários valores de  $h$ , múltiplos do passo, através da relação:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i+h) - Z(x_i)]^2 \quad (4.10)$$

onde,

$Z(x_i)$  - são os dados;

$(x_i)$  - os pontos para os quais os dados estão disponíveis ao mesmo tempo em  $x_i$  e  $x_i+h$ ; e

$N(h)$  - é o número de pontos distanciados de  $h$ .

#### (B) - REPRESENTAÇÃO GRÁFICA

A análise do comportamento do gráfico  $\gamma(h)$  é particularmente importante porque fornece uma descrição sintética da estrutura do fenômeno estudado.

### B.1 - COMPORTAMENTO NA ORIGEM

Basicamente são quatro tipos de comportamento do gráfico de  $\gamma(h)$  na origem, mostados na figura 4.1:

- Aspecto Parabólico: caracteriza uma variável extremamente regular;
- Aspecto Linear: corresponde a uma variável menos regular;
- Descontinuidade na origem (Efeito de Pepita): significa que a variável é bastante irregular. Existe uma micro-estrutura a uma distância inferior a distância de amostragem;
- Aspecto Plano (Efeito de Pepita Puro): corresponde ao caso aleatório puro. Neste caso, não existe correlação entre os valores, mesmo para distâncias inferiores a distância mínima de amostragem.

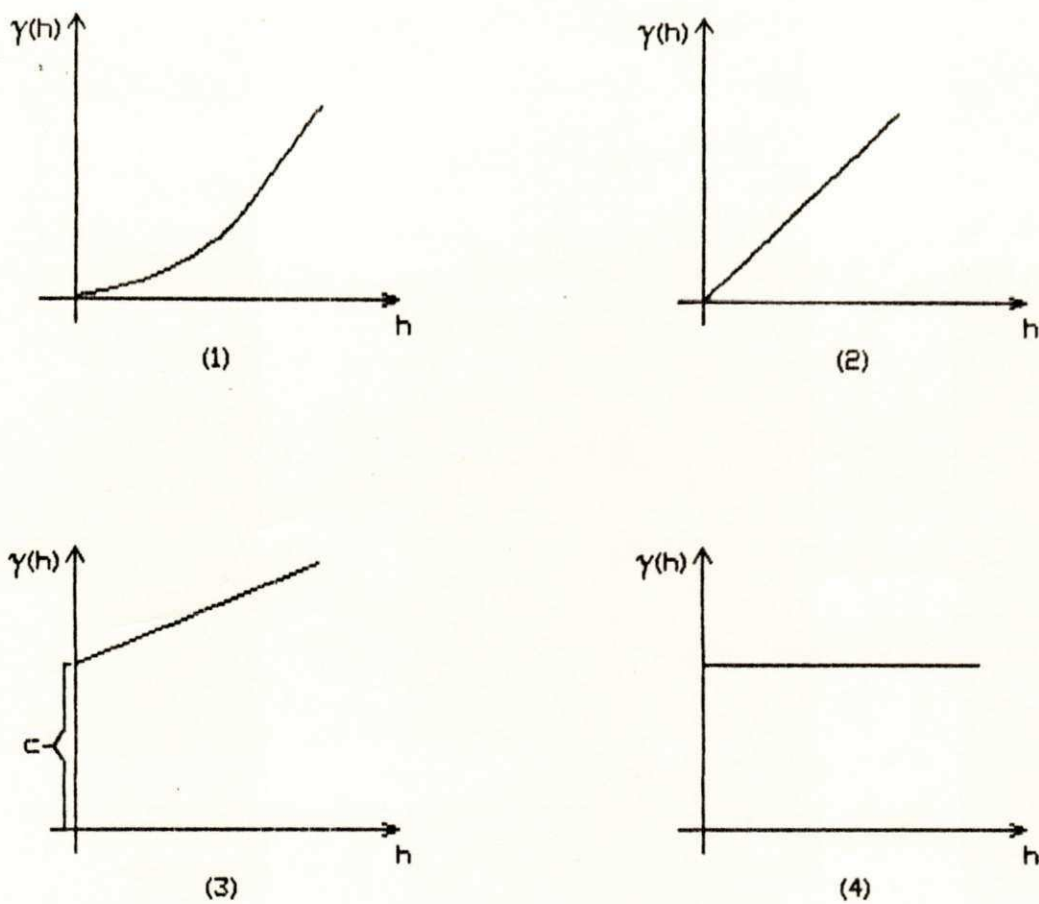


FIG. 4.1 - Comportamento do Semi-Variograma na origem  
[ DELHOMME, 1976]

- (1) - Aspecto Parabólico    (3) - Efeito de Pepita  
(2) - Aspecto Linear        (4) - Aspecto Plano

## B.2 - COMPORTAMENTO AO INFINITO

Ao contrário das funções de covariância (ou correlação), que possuem necessariamente limites, o semi-variograma pode crescer indefinidamente (figura 4.2-A) ou se estabilizar em torno de um valor limite, chamado de patamar (figura 4.2-B). A distância entre a origem e o patamar é chamado de alcance, que informa sobre a extensão da zona de influência dos pontos experimentais (figura 4.2-B). Para distâncias superiores ao alcance, as correlações são nulas (DELHOMME 1976).

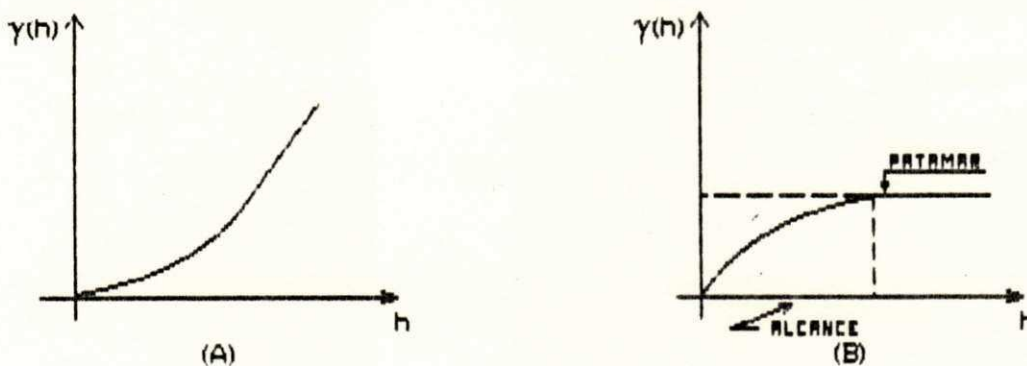


FIG. 4.2 - Comportamento do Semi-Variograma ao Infinito  
[DELHOMME, 1976]

- (A) - Ilimitado
- (B) - Limitado

## (C) - AJUSTAMENTO A UM MODELO

DELHOMME (1976), diz que o modelo utilizado deve garantir que os cálculos de variância de combinações lineares do tipo :

$$\gamma = \sum_{i=1}^p \lambda_i \cdot Z(x_i) \quad (4.11)$$

sejam usados para série que conduza sempre a um resultado positivo.

Os modelos de semi-variogramas mais frequentemente utilizados estão mostrados na figura 4.3. São eles:

- Modelo em  $h^\lambda$

$$\gamma(h) = W|h|^\lambda \quad (4.12)$$

- Modelo Esférico

(1) - Para  $h \leq a$

$$\gamma(h) = W \left[ \frac{3}{2} \frac{|h|}{a} - \frac{1}{2} \left( \frac{|h|}{a} \right)^3 \right] \quad (4.13)$$

(2) - Para  $h > a$

$$\gamma(h) = W \quad (4.14)$$

- Modelo Exponencial

$$\gamma(h) = W \left[ 1 - e^{-h/a} \right] \quad (4.15)$$



- Modelo Gaussiano

$$\gamma(h) = W \left[ 1 - e^{-\left(\frac{|h|}{a}\right)^2} \right] \quad (4.16)$$

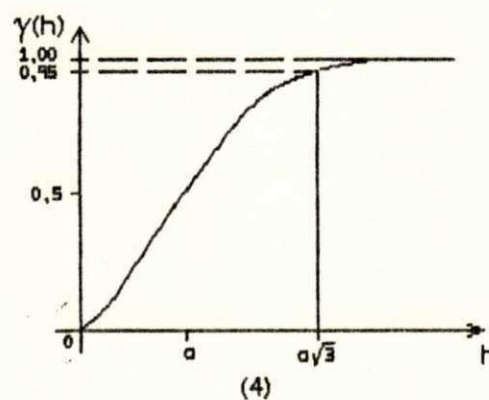
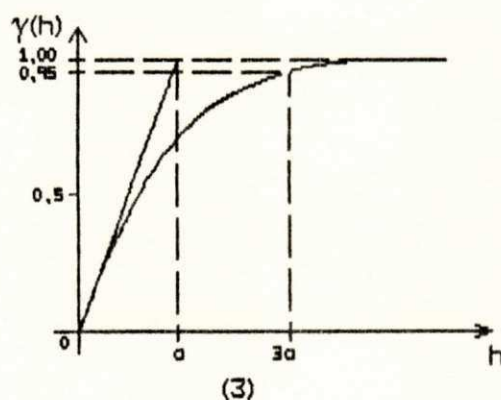
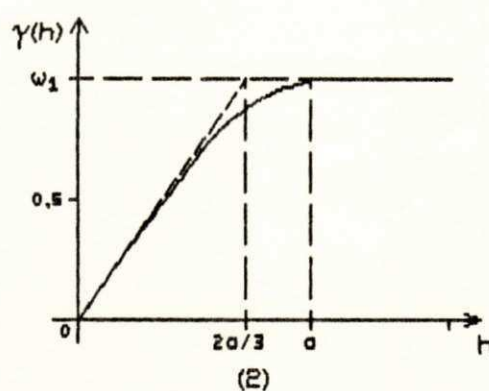
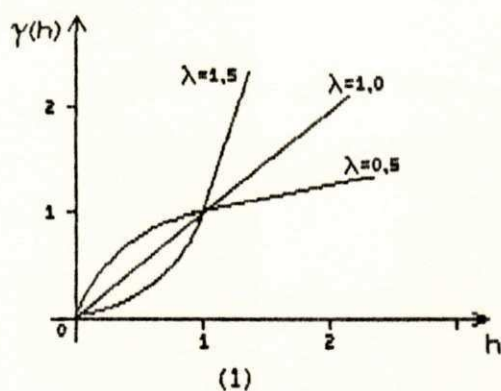


FIG. 4.3 - Principais Modelos de Semi-Variograma utilizados [DELHOMME, 1976]

(1) - Modelo em  $h^\lambda$

(3) - Modelo Exponencial

(2) - Modelo Esférico

(4) - Modelo Gaussiano

## (D) - MÉTODO DE INTERPOLAÇÃO "KRIGING"

MATHERON (1971), desenvolveu um método de interpolação que chamou de "Kriging", em homenagem a D. G. Krige, que primeiro se reportou a alguns resultados sobre influência de amostras de minério de ouro. Matheron foi quem desenvolveu de fato a teoria global, chamada de "Teoria das Variáveis Regionalizadas".

## Conceitos Básicos

Seja  $(x_i, y_i)$ ,  $i = 1, 2, 3, \dots, n$ ; o número de localizações onde os valores da taxa de infiltração  $z$  foram medidos e, seja  $X_i = (x_i, y_i)$ , representante do par de coordenadas  $(x, y)$  para cada localização, de modo que:  $Z(x_i)$ ,  $i = 1, 2, 3, \dots, n$ , sejam pontos distintos de taxa de infiltração. A intenção é estimar o valor da taxa de infiltração ( $Z$ ), numa localização fixada  $(x_0)$ , usando uma média ponderada de  $n$  valores medidos. Então,

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z(x_i) \quad (4.17)$$

onde,

$Z^*(x_0)$  - é o valor estimado para localização  $x_0$ ; e

$\lambda_i$  - são os valores associados com os dados dos pontos

Quando o semi-variograma mostra completa descontinuidade na origem:  $\gamma(h) = C$ ,  $h > \epsilon$ , onde  $\epsilon$  é menor do que o

espaçamento dos valores experimentais (efeito de pepita puro), corresponde a uma falta total de estrutura no espaçamento medido. O método de interpolação "Kriging", neste caso, não pode ser aplicado, a menos que amostras adicionais, feitas no espaçamento possa mostrar estrutura adequada (VIEIRA et alii 1981).

#### 4.2.2.3 - TEORIA DO FATOR DE ESCALA

VAUCLIN (1982), mostrou que um outro processo para expressar a variabilidade espacial de propriedades do solo é através do fator de escala. Embora, normalmente, solos naturais não satisfaçam as condições requeridas pela teoria da semelhança do meio, uma forma aproximada tem sido aplicada.

##### Conceitos Básicos

Baseado no conceito de meio similar, isto é, dois poros médios são similares se diferem somente na escala de suas geometrias microscópicas interiores, então qualquer propriedade solo-água ( $W_i$ ), determinada em qualquer localização  $i$ , pode ser expressa como (VAUCLIN 1982):

$$\alpha^{P_{v,i}} \cdot W_i = W^* \quad (4.18)$$

onde,

$W^*$  - é o valor da propriedade "W" no ponto de referência;

$\alpha_{v,i}$  - é o fator de escala associada com  $W_i$ ; e

$p$  - é um expoente.

Usando esta concepção, pode-se estabelecer as seguintes relações entre os parâmetros:

- Condutividade .....  $K^* = K_i \cdot \alpha_i^{-2}$
- Sorptividade .....  $\phi = \phi_i \cdot \alpha_i^{1/2}$
- O termo A .....  $A = A_i \cdot \alpha_i^2$

A equação de infiltração de Philip, para uma malha de referência, escrita sob a forma:  $I^* = \phi^* \cdot t^{*(1/2)} + A^* \cdot t^*$ , pode ser escrita, para uma malha qualquer, da seguinte forma:

$$I = \alpha^{1/2} \cdot \phi^* \cdot t^{*(1/2)} + \alpha^2 \cdot A^* \cdot t^* \quad (4.19)$$

REICHARD (et alii (1972), conseguiram, em trabalho pioneiro, obter fatores de escala oriundas de medições de infiltração horizontal realizadas em laboratório. Entretanto, em solos naturais, não se verifica a teoria da semelhanças do meio, por isso, somente aproximações podem ser obtidas.

Para os dados experimentais de propriedades físicas e hidrodinâmicas obtidas, não foi possível aplicar a teoria do fator de escala, por não conseguir traduzir a variabilidade espacial dessas propriedades.

#### 4.3 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

##### 4.3.1 - PARÂMETROS DA DISTRIBUIÇÃO DE FREQUÊNCIA

Os resultados dos parâmetros de distribuição de frequência para os dados experimentais da população texturial, dos componentes da infiltração e do teor de umidade estão relacionados na tabela 4.1. Verifica-se que todos os parâmetros se ajustaram a uma lei de distribuição Normal. Os histogramas de frequência, obtidos a partir dos dados disponíveis estão mostrados nas figuras 4.4 e 4.5 .

Os testes gráficos de normalidade estão representados nas figuras 4.6 e 4.7. Os valores dos coeficientes de assimetria (G1) e curtose (G2), bem como o teste de aderência do  $\chi^2$ , utilizado na aceitação da hipótese nula ( $H_0$ ), estão na tabela 4.1.

Na verificação da distribuição de frequência dos dados experimentais obtidos, foi dada prioridade a significância dos valores de G1 e G2, isto porque, o número de dados disponíveis era muito próximo do limite de aplicação do teste do  $\chi^2$  ( $N > 30$ ), o que poderia conduzir a erros de interpretação dos dados.

Para os parâmetros " $\sigma$ " de Philip e  $h_f$  de Green e Ampt, não foi possível obter dados significativos suficientes para aplicação do teste de aderência. Entretanto, o valor do coeficiente de variação obtido para  $h_f$  é bastante elevado em

relação aos demais parâmetros, o que demonstra uma sensibilidade muito grande deste parâmetro a variabilidade espacial do solo.

A título de informação, a tabela 4.2 mostra alguns valores, referenciados por VAUCLIN (1982), para os parâmetros  $\sigma$ ,  $A$  e  $K_0$ , obtidos em estudos sobre variabilidade espacial de propriedades do solo.

PARÂMETRO	FUNÇÃO DE DISTRIBUIÇÃO	MÉDIA [ $\mu$ ]	VARIÂNCIA [ $\sigma^2$ ]	DESVIO PADRÃO [ $\sigma$ ]	COEF. DE VARIAÇÃO [%]	ASSIMETRIA [ $G_1$ ]	CURTÓSE [ $G_2$ ]	TESTE DO $\chi^2$
$\theta_s$ [%]	NORMAL	24,97	9,16	3,03	12,13	-0,65	3,88	4,17
R+S [%]	NORMAL	3,26	2,46	1,57	48,07	0,51	2,53	7,50
$\Delta$ [mm/min] <sup>1/2</sup>	NORMAL	5,20	6,91	2,53	48,68	0,44	2,55	—
R [mm/min]	NORMAL	4,84	5,24	2,29	47,28	0,19	3,54	1,40
$K_0$ [mm/min]	NORMAL	5,04	4,31	2,08	41,23	-0,24	2,90	2,86
$\Delta\theta$ [%]	NORMAL	18,84	13,09	3,62	19,18	-0,04	2,86	0,83
$h_f$ [cm]	—	-28,77	—	64,91	-242,51	—	—	—

TAB. 4.1 - Parâmetros da Distribuição de Frequência

PARÂMETRO	FUNÇÃO DE DISTRIBUIÇÃO	$\mu$	$\sigma$	C.V.	AREA	Nº DE MEDIÇÕES	MÉTODO UTILIZADO	REFERÊNCIA
$\Delta$ [cm/h <sup>1/2</sup> ]	LOG. NORMAL	4,95	2,44	49,0	9,6 ha	26	DUPLO ANEL	SHARMA ET AL [1980]
R [cm/h]	LOG. NORMAL	1,46	0,88	60,0				
$\Delta$ [cm/h <sup>1/2</sup> ]	NORMAL	11,04	0,84	7,6	0,8 ha	30	SIMPLES ANEL	RUSSD E BRESLER [1980]
$\Delta$ [cm/h <sup>1/2</sup> ]	NORMAL	9,36	2,20	24,0	1,0 ha	19	DUPLO ANEL	VAUCLIN ET AL [1981]
R [cm/h]	NORMAL	14,30	3,80	26,0				
$K_0$ [cm/h]	LOG. NORMAL	0,27	0,19	71,0	40 m <sup>2</sup>	625	SIMPLES ANEL	SISSON E WIERENGA [1981]
$K_0$ [cm/h]	LOG. NORMAL	0,35	0,19	56,0		125		
$K_0$ [cm/h]	LOG. NORMAL	0,36	0,08	22,0		25		
$K_0$ [cm/h]	NORMAL	0,69	0,28	40,0	0,88 ha	1280	SIMPLES ANEL	VIEIRA ET AL [1981]
$K_0$ [cm/h]	LOG. NORMAL	0,08	0,11	130,0	—	—	—	LUHMDORE ET AL [1981]

TAB. 4.2 - Variabilidade de alguns Parâmetros Hidrodinâmicos do Solo [Vauclin, 1982]

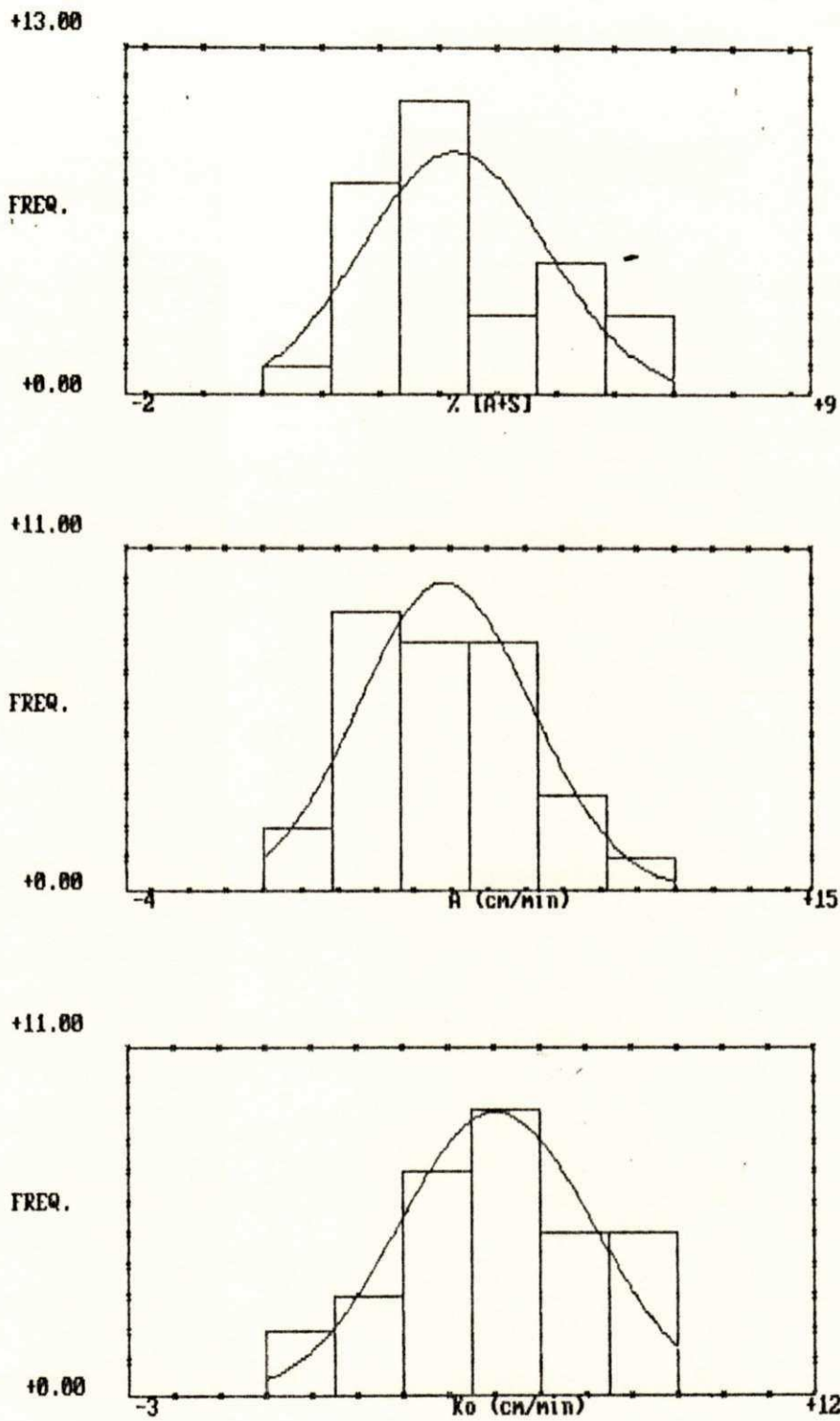


FIG. 4.4 - Histogramas de Frequência dos Parâmetros % (A+S), A e  $K_0$



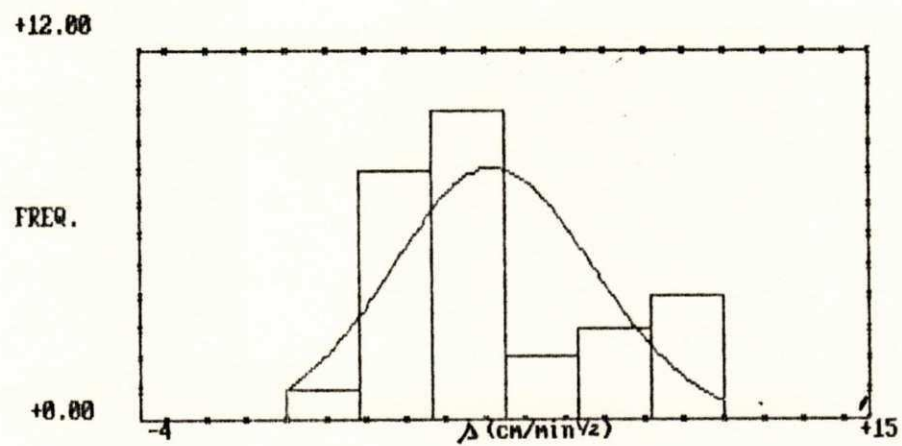
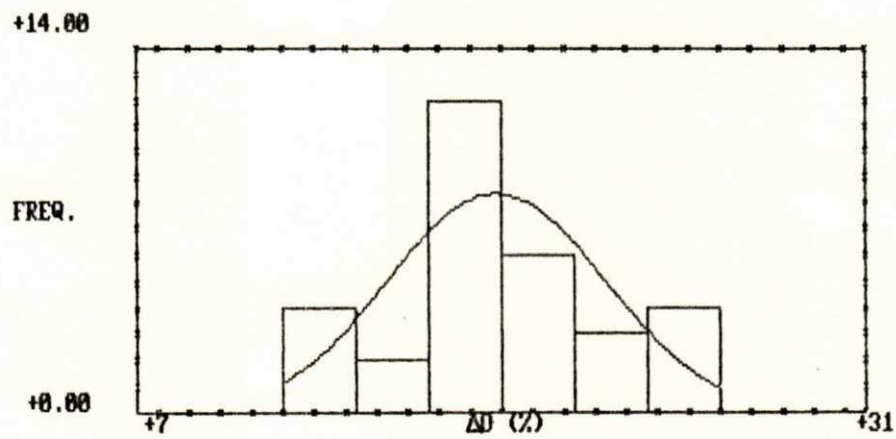
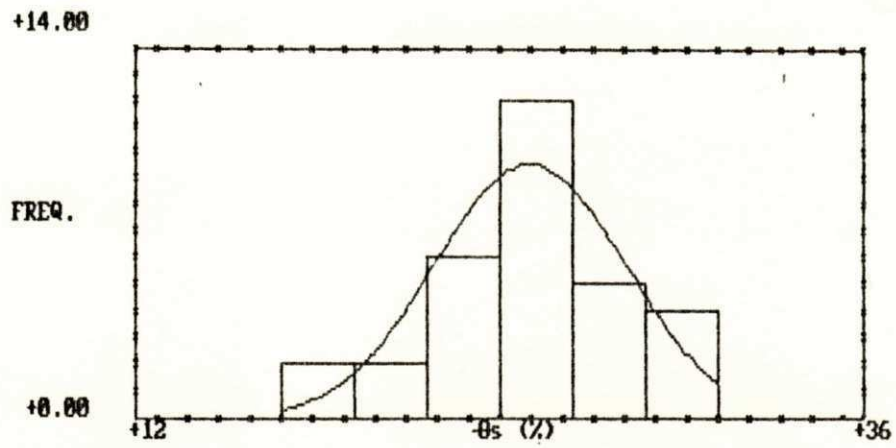


FIG. 4.5 - Histogramas de Frequência dos Parâmetros  $\theta_s$ ,  $\Delta\theta$  e  $\Delta$

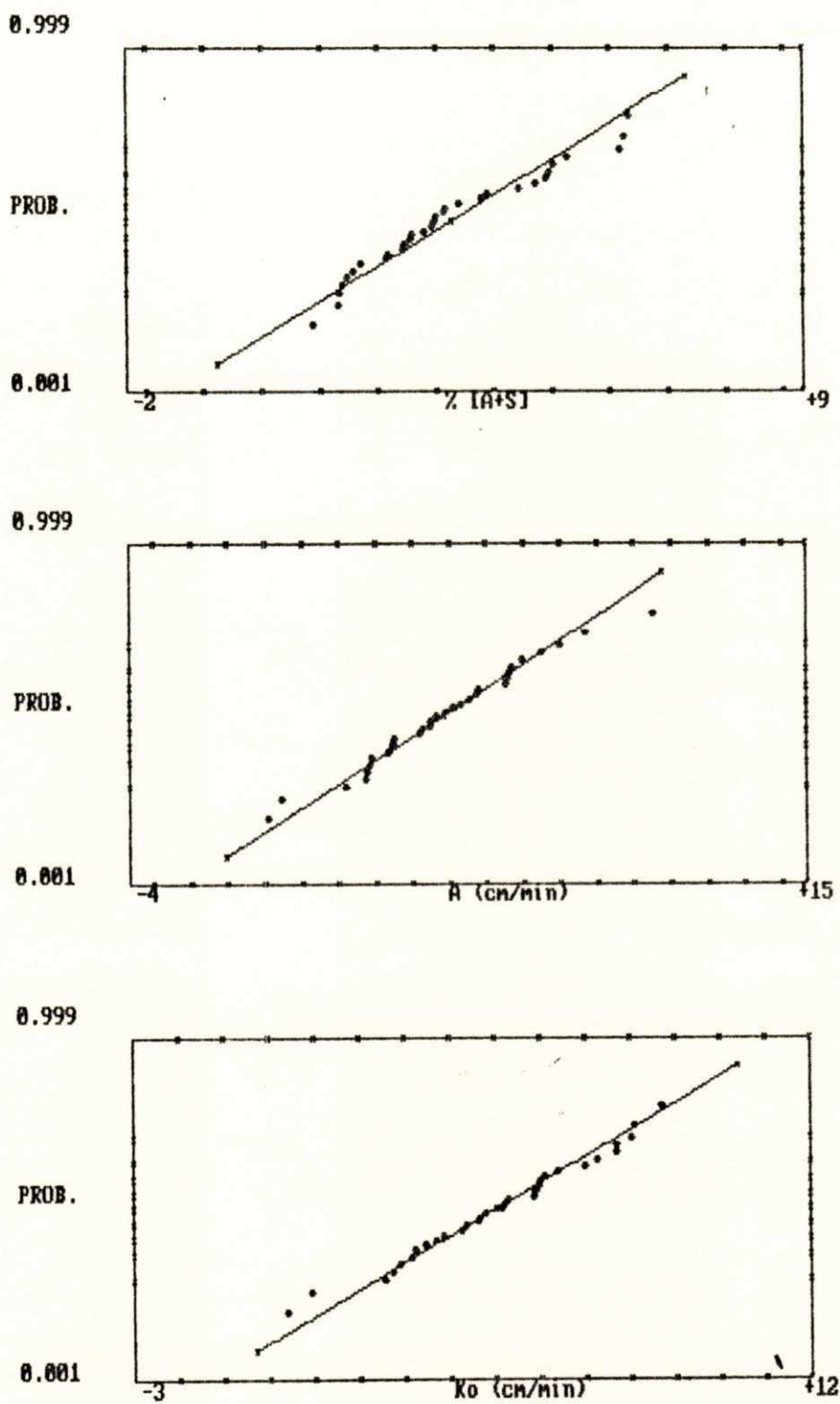


FIG. 4.6 - Testes Gráficos de Normalidade dos Parâmetros % [A+S], A e  $K_0$



#### 4.3.2 - CORRELAÇÕES

As análises de correlações simples obtidas entre a taxa de [A+S] e as propriedades hidrodinâmicas do solo estão representadas na tabela 4.3, através dos coeficientes de correlação e, também pelos diagramas de dispersão da figura 4.6.

Nas correlações simples envolvendo a sorptividade, foram utilizados apenas os 28 valores aceitáveis de " $\sigma$ ". Para as demais propriedades foram utilizados os 31 dados disponíveis.

Os resultados da tabela 4.3 mostram valores muito baixos de coeficientes de correlação da taxa de [A+S] e os parâmetros hidrodinâmicos da equação de Philip.

IMBERNON (1982), num estudo sobre variabilidade espacial de propriedades em solo do Senegal, com condições semelhantes ao da parcela estudada, encontrou valores de coeficientes de correlação entre [A+S] e os parâmetros " $\sigma$ ",  $k_0$  e B (onde B representa o parâmetro da equação de Philip para infiltração bidirecional), na ordem de 0,027, 0,48 e 0,32, respectivamente (em valores absolutos); os quais considerou-os como baixos.

VARIÁVEL INDEPENDENTE	VARIÁVEL DEPENDENTE	COEF. DE CORRELAÇÃO
X (A + S)	$\theta_s$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	-0,16
	$\phi$ (mm/min <sup>1/2</sup> )	-0,82
	A (mm/min)	+0,09
	K <sub>0</sub> (mm/min)	-0,02
	$\Delta_0$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	-0,08

TAB. 4.3 - Coeficientes de Correlação Simples

Através da análise de correlação múltipla, procurou-se detectar uma possível existência de uma direção preferencial das propriedades físicas e hidrodinâmicas do solo (W), e as coordenadas espaciais da parcela experimental. Dos resultados obtidos, mostrados na tabela 4.4, pode-se fazer os seguintes comentários :

(1) - Apenas as propriedades: teor de argila + silte, velocidade de infiltração e a constante A de Philip, revelaram alguma variância significativa em relação as coordenadas X e Y. 67,7% da variância total é explicada pelas coordenadas da parcela;

(2) - O coeficiente de correlação parcial é mais forte na direção X, com excessão da %[A+S], que foi mais significativo na direção Y;

(3) - Observa-se ainda uma forte correlação entre as taxas de [A+S] e as coordenadas espaciais ; e

(4) - Os coeficientes A, B e C compõem o plano de regressão e são utilizados nos cálculos dos semi-variogramas residuais, para eliminação da deriva.

PARÂMETROS	Z[R+S]	$\theta_s$ [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	$\Lambda_{1/2}$ [mm/min]	R [mm/min]	K <sub>0</sub> [mm/min]	$\Delta\theta$ [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]
COEF. DE CORRELAÇÃO TOTAL ENTRE W e X	-0,08	0,27	0,90	0,51	0,56	0,29
COEF. DE CORRELAÇÃO TOTAL ENTRE W e Y	0,82	-0,22	-0,17	0,29	0,21	-0,09
COEFICIENTES DE REGRESSÃO W = A.X + B.Y + C	A	-0,01	0,00	0,09	0,09	0,00
	B	0,04	0,00	-0,02	0,02	0,00
	C	1,36	0,24	3,94	1,80	2,17
COEF. DE CORRELAÇÃO MÚLTIPLA	0,82	0,35	0,43	0,59	0,50	0,30
DESVIO PADRÃO DOS RESÍDUOS	0,85	0,03	2,58	1,77	1,54	0,03
PERCENTAGEM DE VARIÂNCIA	67,70	12,22	18,50	34,59	35,80	0,22
COEF. DE CORRELAÇÃO PARCIAL ENTRE W e X	-0,13	0,28	0,40	0,54	0,57	0,29
COEF. DE CORRELAÇÃO PARCIAL ENTRE W e Y	0,82	-0,23	-0,19	0,34	0,26	-0,10

TAB. 4.4 - Valores dos Parâmetros obtidos para a Correlação Múltipla

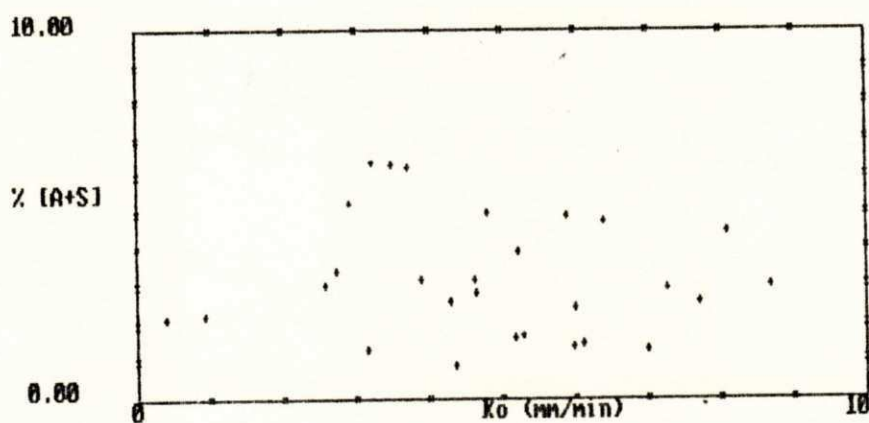
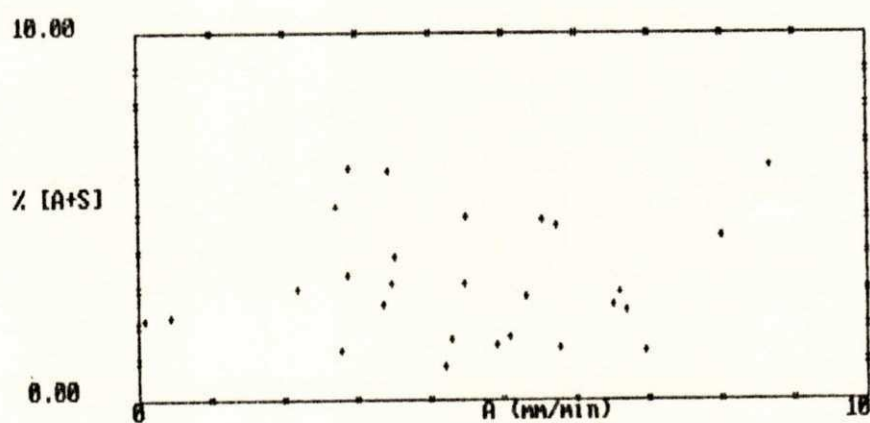
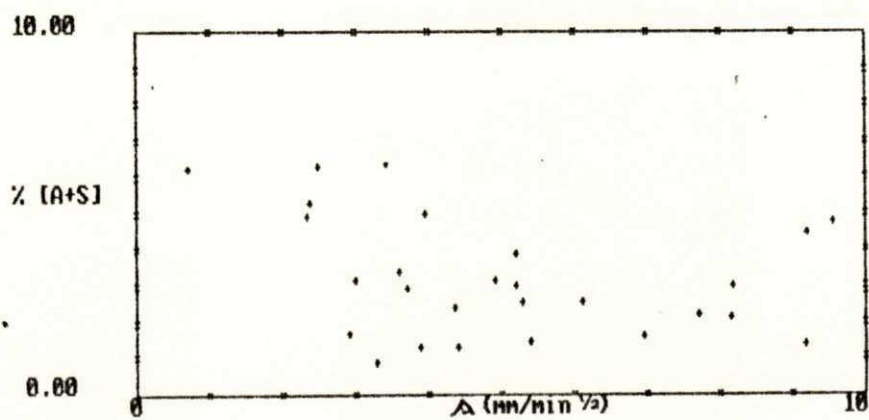


FIG. 4.8 - Diagramas de Dispersão para as Correlações Simples entre % [A+S] e os parâmetros  $\Delta$ ,  $A$  e  $K_0$

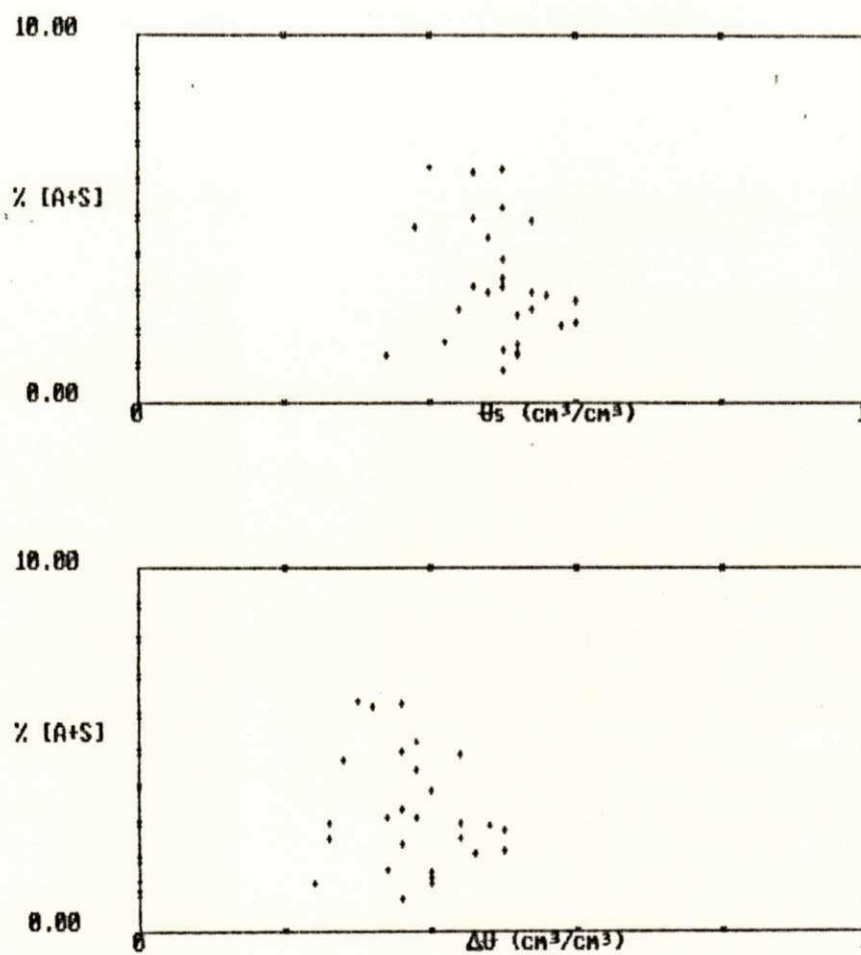


FIG. 4.9 - Diagramas de Dispersão para as Correlações Simples entre % [A+S] e os parâmetros  $\theta_s$  e  $\Delta\theta$



#### 4.3.3- SEMI-VARIOGRAMAS EXPERIMENTAIS

No estudo da variabilidade espacial, a análise dos semi-variogramas experimentais é de suma importância, pois, através dos componentes de seus gráficos é possível caracterizar a estrutura espacial do fenômeno.

Os semi-variogramas obtidos dos dados experimentais disponíveis foram submetidos a duas análises principais :

- (1) - Análise do comportamento dos gráficos dos semi-variogramas globais (brutos), associando-os a um dos tipos teóricos apresentados na figura 4.3; e
- (2) - Análise do comportamento dos gráficos dos semi-variogramas dos resíduos, após retiradas as derivas (tendências).

→ pag 75  
 ↓  
 Tendências

##### 4.3.3.1 - SEMI-VARIOGRAMAS GLOBAIS

Analisando os semi-variogramas globais obtidos dos 31 dados disponíveis de  $\%[A+S]$ ,  $\theta_s$ ,  $\phi$ ,  $A$  e  $k_0$  (tabela 4.5 e figuras 4.10 e 4.11), pode-se fazer as seguintes analogias em relação aos teóricos:

- (1) - Os semi-variogramas da sorptividade ( $\phi$ ) e do teor de umidade após o teste de infiltração ( $\theta_s$ ), podem ser associados ao do tipo "Aspecto Plano" (figura 4.1-4).

↓  
 pag 73

Isto significa que as amostras obtidas com espaçamento de 15 metros são totalmente descorrelatas;

(2) - O semi-variograma da taxa de [A+S] está associado ao do tipo "Passo Parabólico" (figura 4.1-1), caracterizando a existência de uma deriva espacial, que pode ser em parte explicada pelo coeficiente de regressão múltipla abordado no item anterior ;

(3) - O semi-variograma do termo A da equação de Philip, associa-se ao do tipo "descontinuidade na origem" (figura 4.1-3), caracterizando uma variável bastante regular; e

(4) - O semi-variograma da velocidade de infiltração permanente ( $k_0$ ), pode ser associado ao do tipo "Passo Linear" (figura 4.1-2), caracterizada por uma variável menos regular do que o %[A+S].

PARÂMETRO	SEMI-VARIOGRAMAS GLOBAIS				
	N	Nº DE PARES	DIST. MÉDIA	$\gamma$	$\gamma/\sigma^2$
% [A+S]	1	50	15,000	0,612	0,249
	2	41	21,210	0,838	0,340
	3	38	30,000	1,036	0,421
	4	62	33,540	1,218	0,495
	5	23	42,420	1,541	0,626
	6	68	46,501	2,034	0,826
	7	30	54,080	1,991	0,808
	8	38	61,114	3,985	1,618
$\sigma$ $\left( \frac{\text{mm}}{\text{mi n}^{1/2}} \right)$	1	41	15,000	6,543	1,021
	2	34	21,210	5,876	0,917
	3	31	30,000	6,548	1,028
	4	52	33,540	5,554	0,865
	5	20	42,420	7,388	1,153
	6	57	46,492	7,627	1,190
	7	25	54,080	5,765	0,900
	8	32	61,150	5,784	0,903
$\theta_s$ ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )	1	50	15,000	0,001	0,951
	2	41	21,210	0,001	1,098
	3	38	30,000	0,001	1,190
	4	62	33,540	0,001	0,951
	5	23	42,420	0,001	0,780
	6	68	46,501	0,001	0,829
	7	30	54,080	0,001	0,984
	8	38	61,114	0,001	1,091
A ( $\text{mm}/\text{mi n}$ )	1	50	15,000	3,517	0,671
	2	41	21,210	3,709	0,707
	3	38	30,000	5,495	1,048
	4	62	33,540	4,883	0,931
	5	23	42,420	7,692	1,467
	6	68	46,501	5,609	1,070
	7	30	54,080	8,778	1,674
	8	38	61,114	3,937	0,751
$K_0$ ( $\text{mm}/\text{mi n}$ )	1	50	15,000	2,617	0,607
	2	41	21,210	3,424	0,794
	3	38	30,000	4,415	1,024
	4	62	33,540	4,491	1,041
	5	23	42,420	6,242	1,447
	6	68	46,501	4,343	1,007
	7	30	54,080	7,510	1,741
	8	38	61,114	2,800	0,649

$\Delta\theta$ ( $\theta_s - \theta_i$ ) ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )	1	50	15,000	0,001	0,960
	2	41	21,210	0,001	1,256
	3	38	30,000	0,001	1,087
	4	62	33,540	0,001	0,988
	5	23	42,420	0,001	0,912
	6	68	46,501	0,001	0,920
	7	30	54,080	0,001	1,390
	8	38	61,114	0,001	1,159

TAB. 4.5 - Semi-Variogramas Globais dos Parâmetros:  
% [A+S],  $\phi$ ,  $\theta_s$ , A,  $K_0$  e  $\Delta\theta$

#### 4.3.3.2 - ANÁLISE DOS SEMI-VARIOGRAMAS RESIDUAIS

Dos semi-variogramas globais obtidos, apenas os referentes às propriedades: % [A+S],  $K_0$  e a constante A demonstraram uma certa deriva espacial. Entretanto essa característica foi mais evidenciada no parâmetro % [A+S], onde se observa uma tendência de crescimento nos valores de  $\gamma/\sigma^2$  em relação às coordenadas espaciais (tabela 4.5)

As derivas correspondentes a esses parâmetros foram eliminadas utilizando-se os valores das constantes A, B e C (componentes do plano de regressão), mostradas na tabela 4.4. Os dados dos semi-variogramas residuais obtidos estão mostrados na tabela 4.6. A representação gráfica desses dados (fig. 4.12) mostra uma pequena estrutura espacial desses parâmetros. Esta estrutura pode ser aproximada a um modelo "Esférico" (equação 4.13), com dois comportamentos evidenciados:

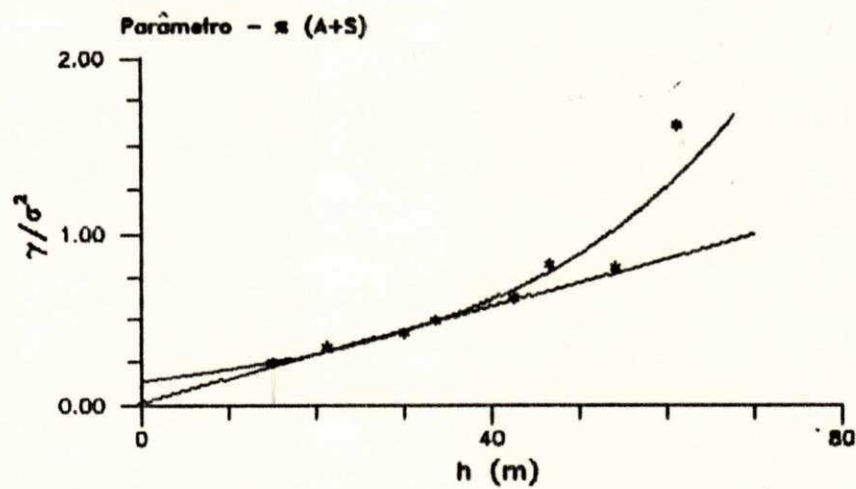
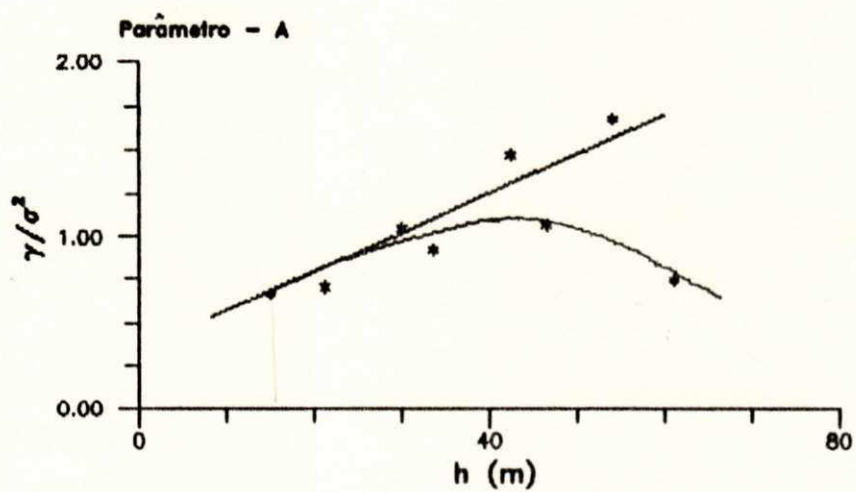
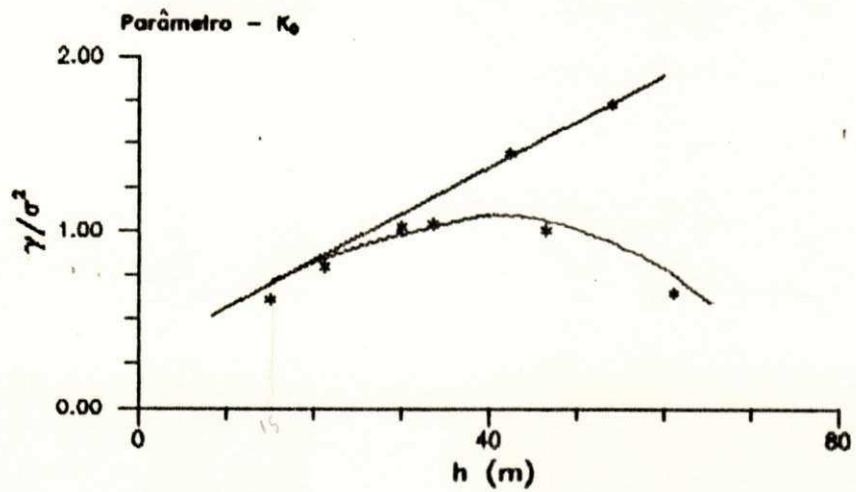


Fig. 4.10 - Representação Gráfica dos semi-variogramas globais dos parâmetros :  $K_0$  , A e  $\pi$  [A+S]

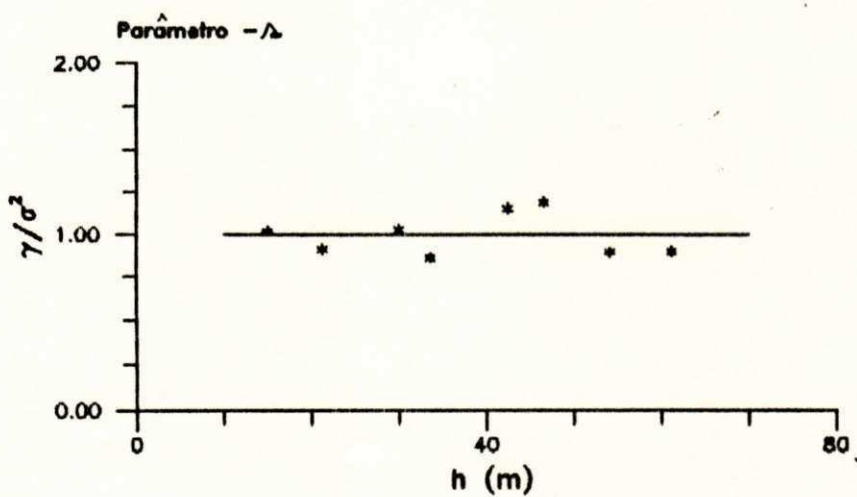
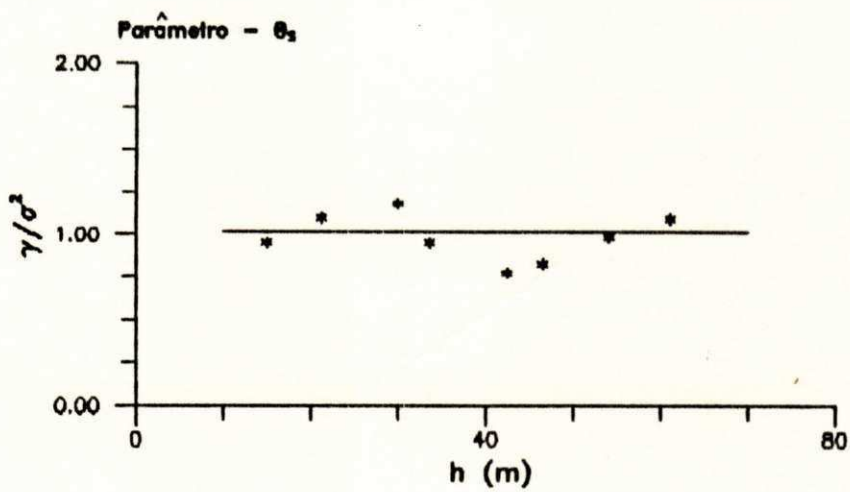
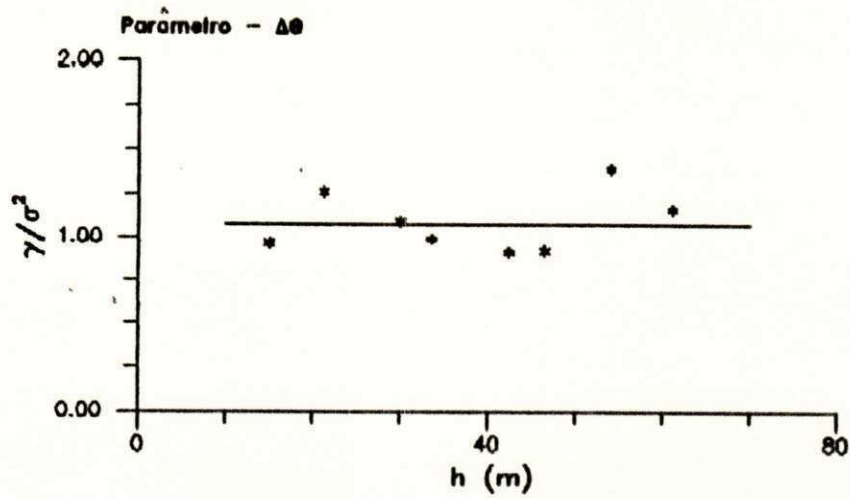


Fig. 4.11 - Representação Gráfica dos semi-variogramas globais dos parâmetros:  $\Delta\theta$ ,  $\theta_s$  e  $\Delta$

(1) - O gráfico é crescente até a distância de 15 metros (alcance). Nesse trecho pode existir uma estrutura pontual, localizada (efeito de pepite), não traduzida para o espaçamento adotado de amostragem.

Para melhor caracterização da existência do efeito de pepite (curva B1) ou não (curva B2) da figura 4.8, respectivamente, o plano de amostragem deveria ser em número maior de medições e, amostras adicionais, com distâncias menores, melhorariam a forma do semi-variograma próximo a origem; com isso, diminuiria a estimação de variâncias;

(2) - A parte plana do gráfico (patamar) corresponde ao caso em que os parâmetros são descorrelatos para as distâncias superiores a 15 metros.

O fato dos valores dos semi-variogramas destes parâmetros se apresentarem um pouco acima do patamar da variância -  $\sigma^2 = 1$  (figura 4.12), caracteriza que os parâmetros não são totalmente aleatórios e, portanto, sofrem influência de uma micro-estrutura, talvez traduzida pela existência do efeito de pepita que, neste caso, somente seria possível caracterizar através do estudo para um plano de amostragem inferior ao adotado para parcela experimental.

PARÂMETRO	SEMI-VARIOGRAMAS RESIDUAIS				
	N	Nº DE PARES	DIST. MÉDIA	$\gamma$	$\gamma/0^2$
% [A+S]	1	50	15,000	0,538	0,844
	2	41	21,210	0,718	1,338
	3	38	30,000	0,611	0,968
	4	62	33,540	0,692	1,096
	5	23	42,420	0,814	1,291
	6	68	46,501	0,587	0,931
	7	30	54,080	0,654	1,037
	8	38	61,114	0,691	1,097
A (mm/mi n)	1	50	15,000	3,216	1,068
	2	41	21,210	3,050	1,013
	3	38	30,000	3,976	1,320
	4	62	33,540	2,771	0,920
	5	23	42,420	3,407	1,131
	6	68	46,501	3,018	1,002
	7	30	54,080	3,811	1,266
	8	38	61,114	2,388	0,793
K <sub>0</sub> (mm/mi n)	1	50	15,000	2,292	1,004
	2	41	21,210	2,728	1,195
	3	38	30,000	3,137	1,137
	4	62	33,540	2,498	1,094
	5	23	42,420	2,379	1,042
	6	68	46,501	1,906	0,835
	7	30	54,080	3,033	1,329
	8	38	61,114	1,834	0,803

TAB. 4.6 - Semi-Variogramas Residuais dos Parâmetros % [A+S], A e K<sub>0</sub>



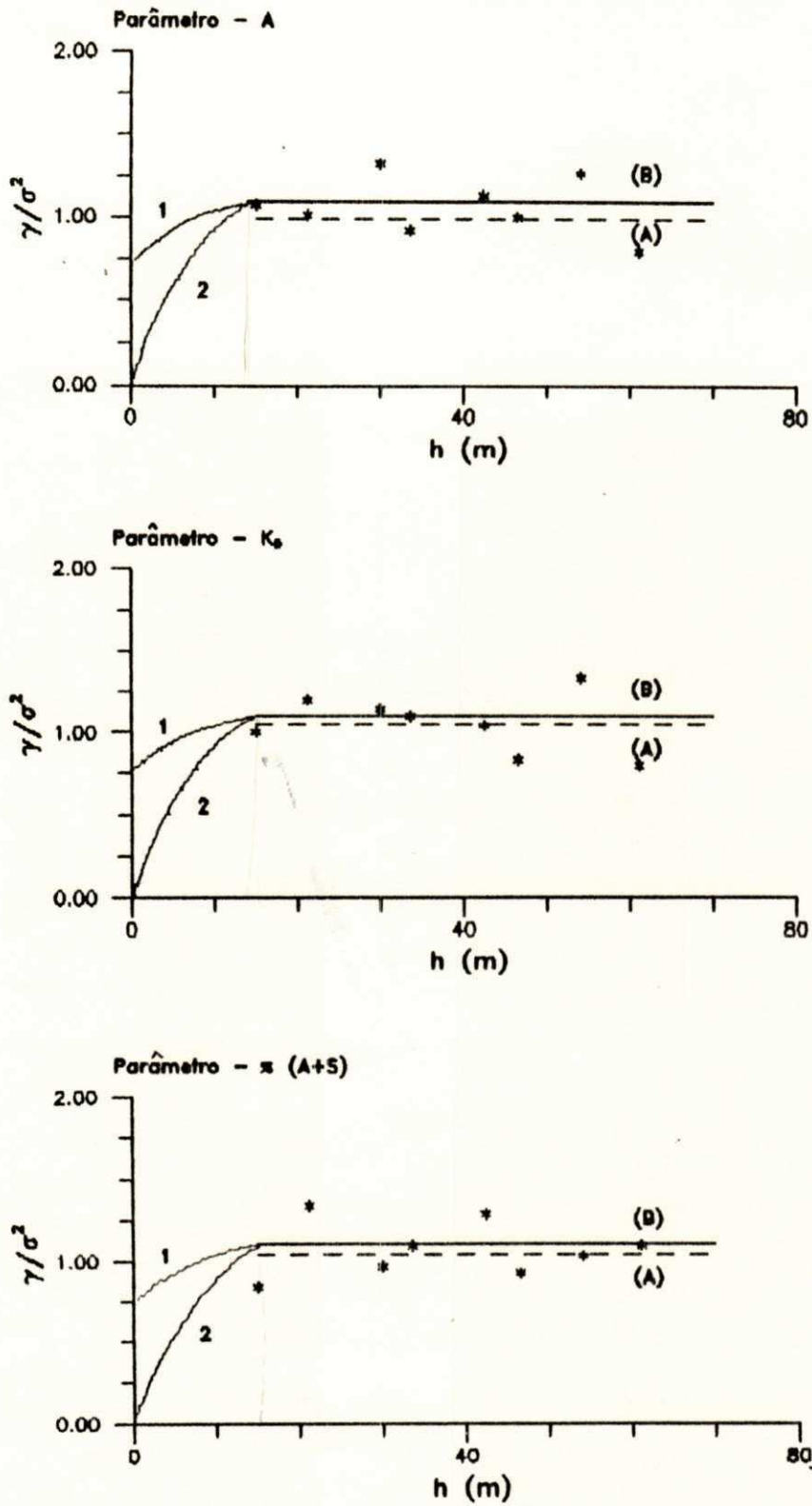


Fig. 4.12 - Representação Gráfica dos semi-variogramas residuais dos parâmetros : A ,  $K_0$  e  $\pi$  [A+S]

#### 4.4 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

A ausência de uma estrutura espacial capaz de ser traduzida no plano de amostragem adotado, revelada pelas análises dos semi-variogramas, não permitiu a utilização de técnicas mais avançadas utilizadas na hidrologia de superfície, tais como: o método de interpolação "Kriging", que permite computar os termos de auto-correlação (fenômeno de deriva); e a teoria do "Fator de Escala", baseado na semelhança do meio poroso.

A partir da constatação da impossibilidade de se determinar um parâmetro  $\alpha$  (capaz de traduzir qualquer propriedade solo-água para qualquer localização), devido as fracas correlações entre o parâmetro textural e os outros parâmetros, resta agora uma investigação desses efeitos da variabilidade espacial sobre o processo de infiltração, a partir dos valores médios obtidos.

Poderia a lei de infiltração média do solo ser caracterizada pelos valores médios dos parâmetros das equações de infiltração teóricas? Ou, a partir dos valores médios das lâminas infiltradas de cada ponto para diferentes tempos?. Esses e outros questionamentos serão discutidos no próximo capítulo.

## 5 - ILUSTRAÇÕES DO EFEITO DA VARIABILIDADE ESPACIAL

### 5.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

A partir da constatação da ausência de uma estrutura espacial traduzida a partir das propriedades estudadas, por consequência, a impossibilidade de uso de técnicas mais apuradas utilizadas na hidrologia de superfície, o estudo foi direcionado para dois enfoques, no sentido de ilustrar o efeito da variabilidade sobre os aspectos agrônomico e hidrológico.

### 5.2 - DO PONTO DE VISTA AGRÔNOMICO

#### 5.2.1 - VARIABILIDADE ESPACIAL DO VOLUME INFILTRADO

Um enfoque foi dado no sentido de investigar a possível utilização dos dados experimentais obtidos com relação aos valores médios da curva de infiltração, no sentido de utilização destes como orientador de projetos de irrigação; principalmente por inundação, onde a lei de infiltração média é um dado de suma importância.

Foram determinados os volumes de infiltração médios observados em campo e os volumes de infiltração calculados a partir dos valores médios dos parâmetros  $\phi$  e  $A$  da equação de

Philip, para os tempos de 30, 60 e 90 minutos de teste. Os resultados estão mostrados na tabela 5.1, onde se observa valores muito próximos entre os calculados e observados.

PARÂMETROS DE PHILIP	VALORES DOS PARÂMETROS	TEMPO (min)	LÂMINA (cm)	
			CALC.	OBSERV.
$\phi$ (cm/min <sup>1/2</sup> )	0,52	30	17,25	17,20
		60	32,80	32,80
A (cm/min)	0,48	90	48,10	46,30

TAB. 5.1 - Infiltração Média Calculada e Observada na Parcela Experimental

#### 5.2.2 - VARIABILIDADE ESPACIAL DA PROFUNDIDADE DE PENETRAÇÃO DA FRENTE DE UMEDECIMENTO

Para projetos de cunho agrícola, a estimativa da profundidade de penetração da frente de umidade para um determinado tempo pode ser uma informação importante.

Neste item, em função da variabilidade espacial observada sobre a parcela, procurou-se estimar a profundidade de molhamento sob duas formas diferentes:

(1) - Utilizando a equação (2.10), onde os valores de  $I$  e  $\Delta\theta$  foram obtidos experimentalmente; e

(2) - Utilizando a equação (2.13), onde :

$h_f$  - corresponde ao valor médio dos  $h_f$  para cada ponto da parcela, obtido pelo processo iterativo;

$H_0$  e  $K_0$  - são valores obtidos experimentalmente;

$Z_f$  - é o valor obtido pelo método iterativo de Newton-Raphson para valores do tempo de 30, 60 e 90 minutos, e os seguintes valores de  $h_f$ :  $h_f \pm 0,5\sigma$ ,  $h_f - \sigma$  e  $h_f - 1,5\sigma$

Os resultados obtidos pelas relações (1) e (2) estão na tabela 5.2 e 5.3, respectivamente. Observa-se que os valores de  $Z_f$  obtidos pelo processo iterativo diverge bastante dos obtidos pela relação (1); isto se deve ao fato de maior sensibilidade do parâmetro  $h_f$  à variabilidade espacial.

PONTO	H <sub>0</sub>	$\Delta$	K <sub>0</sub>	$\Delta\theta$	R	I[30min]	I[60min]	I[90min]	Z[30min]	Z[60min]	Z[90min]
	cm	cm/min <sup>1/2</sup>	cm/min	cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	cm/min	cm	cm	cm	cm	cm	cm
01	1,70	0,39	0,32	0,12	0,28	10,47	19,69	28,71	87,25	164,11	239,25
02	3,90	0,70	0,52	0,20	0,43	16,65	31,07	45,12	83,26	155,36	225,61
03	1,60	0,54	0,61	0,20	0,49	17,71	33,70	49,39	88,56	168,48	246,97
04	1,70	0,44	0,70	0,20	0,70	23,26	45,11	66,72	116,30	225,54	333,62
05	0,70	0,52	0,26	0,13	0,22	9,38	17,10	24,54	72,17	131,54	188,50
06	1,10	0,33	0,44	0,18	0,42	14,43	27,80	41,00	80,15	154,45	227,79
07	1,30	0,92	0,60	0,20	0,58	22,36	41,78	60,72	111,81	208,92	303,60
09	1,50	0,82	0,04	0,23	0,01	4,74	6,86	8,55	20,61	29,83	37,18
10	0,90	0,77	0,09	0,25	0,04	5,55	8,62	11,28	22,19	34,48	45,14
11	0,60	0,29	0,53	0,17	0,51	16,87	32,80	48,58	99,23	195,95	285,77
12	2,20	0,37	0,73	0,24	0,66	21,84	42,48	62,93	90,99	177,01	262,20
13	2,30	0,44	0,60	0,18	0,67	22,43	43,46	64,26	124,60	241,43	356,98
14	2,00	0,49	0,39	0,19	0,35	13,10	24,63	35,90	68,97	129,64	188,93
15	3,00	0,61	0,42	0,13	0,34	13,39	24,83	35,94	103,01	190,96	276,44
16	0,90	1,01	0,47	0,25	0,53	21,47	39,69	57,38	85,87	158,76	229,53
17	2,00	0,36	0,27	0,18	0,29	10,55	19,95	29,16	58,62	110,83	161,97
18	2,50	0,30	0,46	0,17	0,45	15,05	29,14	43,08	88,55	171,43	253,39
19	0,60	0,53	0,77	0,22	0,65	22,39	43,09	63,51	101,78	195,86	288,68
20	2,20	0,82	0,87	0,22	1,05	35,98	69,34	102,26	163,55	315,16	464,82
21	1,50	0,24	0,29	0,19	0,27	9,43	18,10	26,64	49,62	95,24	140,20
22	3,60	0,07	0,37	0,16	0,34	10,67	21,12	31,53	66,71	132,01	197,09
24	4,50	0,92	0,81	0,19	0,80	29,04	55,13	80,74	152,86	290,18	424,93
25	6,00	0,25	0,35	0,18	0,29	10,03	19,27	28,37	55,74	107,05	157,62
26	5,60	0,96	0,64	0,14	0,57	22,42	41,78	60,63	160,15	298,41	433,07
27	4,30	0,34	0,32	0,15	0,87	27,88	54,67	81,27	185,89	364,46	541,83
28	4,80	0,52	0,52	0,20	0,35	13,35	25,04	36,44	66,77	125,18	182,21
30	3,70	0,23	0,59	0,22	0,55	17,90	35,04	52,07	81,35	159,29	236,68
31	4,00	0,40	0,48	0,18	0,45	15,63	30,00	44,16	86,85	166,66	245,32
MEDIA	2,53	0,52	0,48	0,19	0,47	16,93	32,19	47,17	91,91	174,83	256,27
D. PRD	----	----	----	----	----	----	----	----	39,17	76,72	114,11
C. VAR	----	----	----	----	----	----	----	----	42,62	43,88	48,53

TAB. 5.2 - Variabilidade Espacial da Profundidade de Penetração Observada na Parcela

### 5.2.3 - VARIABILIDADE ESPACIAL SOBRE O TEMPO DE PENETRAÇÃO DA FRENTE DE UMEDECIMENTO PARA UMA DETERMINADA PROFUNDIDADE

Outra investigação efetuada, também muito importante do ponto de vista agrônômico foi estimar, para uma dada profundidade, qual seria o tempo necessário para que a frente de umedecimento atinja esta profundidade, sendo conhecidos os valores de  $H_0$ ,  $K_0$  e  $h_f$ . Os tempos foram determinados utilizando a equação (2.13), para valores de  $h_f$  significativos (valores negativos), entre 0 e 30 minutos, e sobre o tempo total de teste de infiltração. Os resultados obtidos estão na tabela 5.4.

A variabilidade calculada sobre os valores do tempo apresenta-se muita elevada. Uma análise crítica destes valores seria possível a partir de uma simulação numérica utilizando a equação de Richards. Para tal, dados sobre a curva de retenção e  $K(\theta)$  seriam necessários; entretando, não foi possível obtê-los neste trabalho devido à problemas financeiros.

TEMPO [min]	VALORES DA PROFUNDIDADES - $Z_f$ [cm]								
	$h_f$ [0-30min] = -14,26 cm					$h_f$ [total] = -26,77 cm			
	$h_f$	$h_f+0,5\sigma$	$h_f-0,5\sigma$	$h_f-\sigma$	$h_f-1,5\sigma$	$h_f$	$h_f-0,5\sigma$	$h_f-\sigma$	$h_f-1,5\sigma$
30	8,30	10,61	7,95	7,81	7,74	8,00	7,72	7,65	7,61
60	18,00	23,70	16,71	16,22	15,95	16,80	15,95	15,58	15,44
90	28,50	37,52	26,18	25,15	24,56	26,30	24,43	23,79	23,47

TAB. 5.3 - Variabilidade Espacial da Profundidade de Penetração Obtidos a partir de  $h_f$

PONTO	$H_0$ (cm)	$K_0$ (cm/min)	$h_f(0-30)$ (cm)	$h_f(\text{total})$ (cm)	$T_1$ (min)	$T_2$ (min)
3	1,60	0,53	-1,11	-1,02	90,41	90,11
4	1,70	0,70	-0,87	-1,69	67,46	69,49
5	0,70	0,28	-2,28	-0,82	171,28	160,81
7	1,10	0,60	-5,88	-7,16	88,83	90,96
9	1,50	0,03	-51,89	-48,96	2793,87	2778,73
10	0,90	0,10	-7,71	-5,34	549,09	524,99
12	2,20	0,60	-1,79	-5,19	82,61	89,53
13	2,30	0,65	-1,58	-3,66	76,01	80,27
16	0,90	0,45	-13,39	-21,34	131,28	139,74
17	2,00	0,30	-0,53	-0,81	157,12	158,83
19	0,60	0,70	-1,02	-0,52	64,66	62,91
20	2,20	0,80	-17,22	-37,09	77,13	84,48
24	4,50	0,80	-3,26	-5,79	67,63	70,41
26	5,60	0,60	-4,89	-6,56	94,26	96,17
27	4,30	0,30	-100,45	-255,56	246,11	257,20
MÉDIA	2,14	0,50	-14,26	-26,77	317,18	316,98
D. PAD	----	----	27,19	64,91	695,25	691,13
C. VAR	----	----	-190,62	-242,51	219,51	218,04

TAB. 5.4 - Variabilidade Espacial sobre o Tempo de Penetração da Frente de Umedecimento



### 5.3 - DO PONTO DE VISTA HIDROLÓGICO

#### 5.3.1 - VARIABILIDADE ESPACIAL DO PARÂMETRO " $h_f$ " E SUA CONSEQUÊNCIA SOBRE UM MODELO HIDROLÓGICO

##### 5.3.1.1 - O MODELO WESP

O modelo foi desenvolvido e apresentado por LOPES (1987) e testado em microbacias experimentais do Arizona (EUA), com resultados satisfatórios. Tem como objetivo geral a pesquisa em pequenas bacias, com duas propostas específicas: entender e simular o sistema erosão/deposição e ser um instrumento de comparação na avaliação de modelos simplificados para aplicação prática, também pode ser utilizado para geração de vazões sintéticas, para preenchimento de falhas e para previsão da resposta das bacias e vários tipos de práticas de manejo.

O modelo é constituído de 3 componentes principais: o processo de infiltração, a hidráulica do escoamento superficial e mecânica dos processos de erosão e deposição de sedimentos. Ele considera que uma bacia hidrográfica pode ser representada por uma geometria simplificada de planos de escoamento (delineados com base na edafologia, vegetação e topografia) e de canais prismáticos, com propriedades hidráulicas uniformes em cada trecho e, consideram entrada de água por escoamento lateral das superfícies ou como entrada pontual de outros canais.

5.3.1.2 - RESPOSTA DO MODELO À VARIACÃO DOS VALORES DE  $h_f$ 

Segundo GALVÃO (1990), o modelo considera como perdas de precipitação apenas a infiltração, sendo o restante considerado como excesso de precipitação. O componente de infiltração é baseado na equação de Green e Ampt, modificada por MEIN e LARSON (1973), da seguinte forma :

$$f(t) = K_e \left( 1 + \frac{N_e}{F(t)} \right) \quad (5.1)$$

onde,

$f(t)$  é a taxa de infiltração [ $LT^{-1}$ ];

$K_e$  é a condutividade hidráulica efetiva do solo [ $LT^{-1}$ ];

$F(t)$  é a profundidade da frente de umedecimento [L];

$t$  é o tempo [T]; e

$N_e$  é o potencial de capilaridade associado a frente de umedecimento [L].

O potencial de capilaridade ( $N_e$ ) pode ser calculada como:

$$N_e = (1 - S_e) \cdot P \cdot h_f \quad (5.2)$$

onde;

$S_e$  é a saturação efetiva relativa dada por  $\theta_i/\theta_s$ ;

$P$  é a porosidade efetiva (varia entre 0 e 1); e

$h_f$  é a sucção média na frente de umedecimento [L]

A porosidade total é expressa pela seguinte relação:

$$P = 1 - \rho_s / \rho_u \quad (5.3)$$

onde,

$\rho_s$  é a densidade aparente do solo seco;

$\rho_u$  é a densidade das partículas;

Na avaliação da resposta hidrológica a variabilidade espacial do parâmetro  $h_f$  da equação de Green e Ampt, foram utilizados valores de propriedades obtidas para o Cariri paraibano por MONTENEGRO (1990). Os valores utilizados foram:  $\theta_i = 0,20 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ,  $\theta_s = 0,34 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ,  $\rho_s = 1,52$  e  $\rho_u = 2,65$

A intenção era, para os valores obtidos por calibragem para um evento de chuva, fazer uma variação no valor de  $h_f$  (1,94 cm), obtido através da equação (5.2) da seguinte forma:

- $h_{f1} = h_f \pm 25\% h_f$
- $h_{f2} = h_f \pm 50\% h_f$
- $h_{f3} = h_f \pm 75\% h_f$
- $h_{f4} = h_f \pm 100\% h_f$

A partir desses valores, para um mesmo evento de chuva, ocorrido em 09/03/88 na bacia Experimental de Sumé-Pb (anexo II), foram analisados os diagramas de Runoff (fig 5.1) e de Sedimento (fig 5.2), com relação ao pico e defasagem dos gráficos.

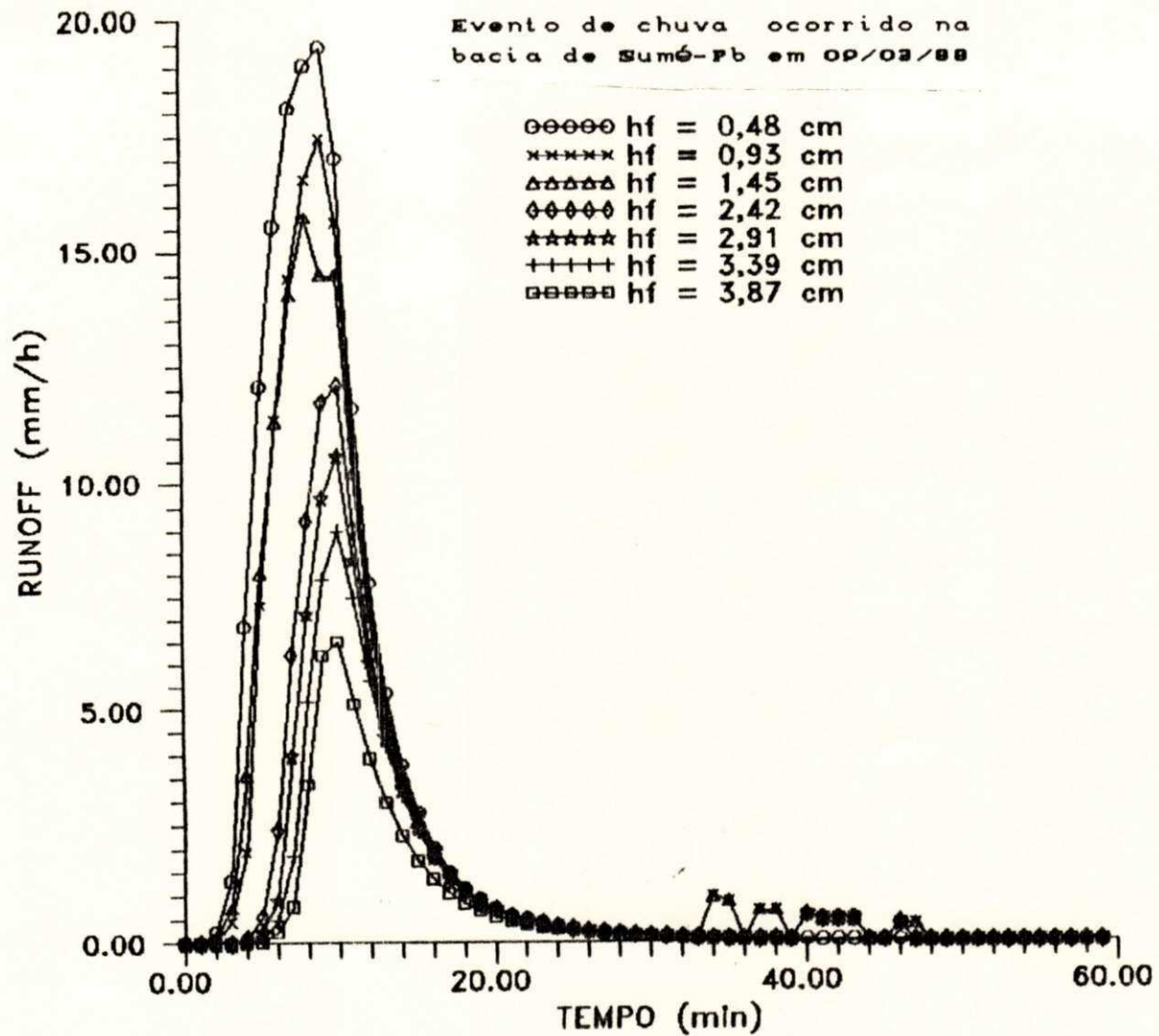


FIG. 5.1 - Resposta do Hidrograma a variação dos valores de  $h_f$

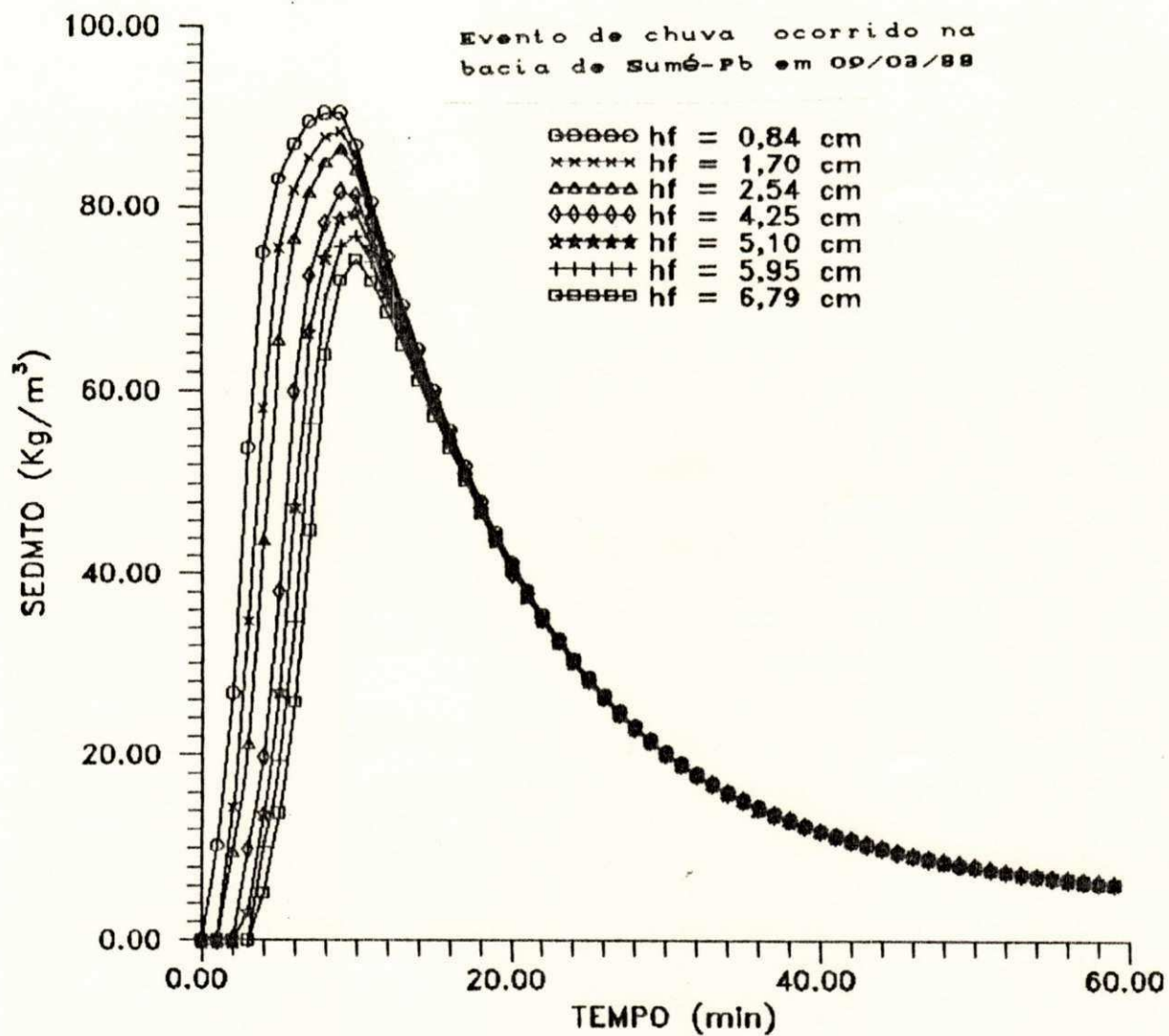


FIG. 5.2 - Resposta do Sedimentograma a variação dos valores de  $h_f$

Das figuras 5.1 e 5.2 pode-se fazer as seguintes considerações:

(1) - Em relação ao hidrograma

- Não houve defasagem do tempo de tipo considerável;
- O valor de pico, entretanto, mostrou-se bastante sensível a variação do valor de  $h_f$ : para uma variação na ordem de 100% no valor de  $h_f$ , o pico fica acrescido de 200% do seu valor; e
- O valor médio do hidrograma corresponde ao valor médio do parâmetro  $h_f$ . Isto quer dizer que, para um valor médio do parâmetro de  $h_f$ , pode-se obter o valor médio do hidrograma para qualquer evento de chuva na bacia.

(2) - Em relação ao sedimentograma

- Mostrou-se menos sensível a variabilidade espacial do parâmetro  $h_f$ : para um aumento de 100% no valor de  $h_f$ , foi verificado um aumento na ordem de 22% no valor de pico;
- Foi observada uma pequena defasagem o tempo de pico, sem muita expressividade do ponto de vista hidrológico.

#### 5.4 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos revelaram aspectos importantes no que se refere a sensibilidade de parâmetros hidrodinâmicos à variabilidade espacial, principalmente no enfoque hidrológico onde foi notório a sensibilidade do

hidrograma. O valor de pico do hidrograma obtido pelo modelo WESP mostra-se muito sensível ao parâmetro  $h_f$ . O hidrograma revela ainda que seu valor médio de pico é gerado pelo valor médio desse parâmetro. Destas constatações pode se concluir que a análise do hidrograma como resposta a um evento de chuva é um critério valioso para a calibração do parâmetro de Green e Ampt no modelo WESP. Este resultado é parcialmente contraditório às notações de GALVÃO (1990), que afirma não ter conseguido um valor representativo do parâmetro  $N_s$  para a microbacia, a partir de calibrações sobre o hidrograma. Os resultados obtidos neste trabalho mostram então que se deve investigar uma tipologia do  $N_s$ , provavelmente em função da umidade inicial.

Por outro lado, os resultados apresentados na primeira parte deste capítulo mostram que a utilização da equação de Green e Ampt, em modelos hidrológicos complexos, através da uso de um parâmetro médio, não refletiria corretamente o balanço hídrico no interior do solo. Os resultados obtidos neste trabalho sugerem ainda que se investigue a possibilidade de utilizar a equação de Green e Ampt para os efeitos de superfície e que, para os fenômenos relacionados ao balanço hídrico no solo, o Modelo de Philip.

## 6 - CONCLUSÕES

Os dados obtidos experimentalmente no estudo e as análises da variabilidade espacial do processo de infiltração revelaram alguns aspectos importantes:

(1) A equação teórica de infiltração proposta por Philip revelou menor sensibilidade dos parâmetros  $\alpha$  e  $A$ , à variabilidade espacial do que o parâmetro da  $h_f$  da equação de Green e Ampt;

(2) Para o plano de amostragem adotado no estudo (15 m), os parâmetros apresentaram-se descorrelatos, indicando a necessidade de um número maior de medições e distanciamento menor, para uma melhor avaliação da forma do semi-variograma na origem, e a identificação de uma eventual micro-estrutura;

(3) O ajustamento dos parâmetros da lei de Philip aos dados experimentais foi obtido com relativa facilidade por meio de simples testes de infiltração;



(4) A resposta hidrológica do modelo WESP à variação nos valores do parâmetro  $h_f$  mostrou-se bastante sensível em relação ao RUNOFF, o que mostra boa adequação da equação de Green e Ampt ao processo de escoamento subsuperficial e superficial;

(5) Os resultados das correlações obtidas entre os parâmetros da equação de Philip e a taxa de [A+S] não foram significativos. Entretanto, Imbernon (1982), em estudo sobre a variabilidade espacial em um solo com características semelhantes ao da parcela estudada, encontrou baixas correlações entre este parâmetros e a composição textural do solo;

(6) Apesar da variabilidade espacial dos componentes finos do solo [A+S] ter sido pouco expressiva, dados obtidos de  $K_0$ ,  $\phi$ , A e  $h_f$  revelaram variações consideráveis, indicando que outros fatores de natureza não estrutural do solo, tais como: atividades de micro-organismo, orgânicas e interações físico-químicas foram responsáveis por essas variações. Sugere-se então que, em estudos sobre variabilidade espacial de propriedade do sistema solo-água, investigações dessa natureza sejam consideradas.

## REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- BEAR, J.; ZASLAVSKY, D AND IRMAY, S. (1968). Physical Principles of Water Percolation and Seepage. Paris, UNESCO. 465 p
- BIGGAR, J.W. e NIELSEN, D.R. (1976). Spatial Variability of the Leaching Characteristics of a Field Soil. Water Resour. Res. 12(1): 78-84.
- BOUMA, J. e ANDERSON, J.L. (1973). Relationships Between Soil Structure Characteristics and Hydraulic Conductivity R.R. BRUCE et al.(ed.). Field Soil Water Regime. SSSA Spec. Publ. Ser. 5: 77-105. Soil Sci. Soc. Am. Proc. Madison, Wisconsin.
- BUCKINGHAM, E. (1907). Studies on the Movement of Soil Moisture. Dept. Agric. Soil, U.S.A, 61p. (Bull 38.)
- BURGESS, T.M e WEBSTER, R. (1980). Optimal Interpolation and Isarithmic Mapping of Soil Properties: I. The Semi-variogram and Punctual Kriging. Soil Sci. 31: 315-331.
- CAMPBELL, J.B. (1978). Spatial Variation of Sand Content and pH within Single Contiguous Delineation of Two Soil Mapping Units. Soil Sci. Soc. Am. J.42: 460-464.
- CARVALLO, H.O.; CASSEL, D.K.; HAMMOND, J. e BAUER, A. (1976). Spatial Variability of In Situ Unsaturated Hydraulic Conductivity of Maddock Sandy Loam. Soil Science, 121: 1-8.
- CAPUTO, H.P.(1981), Mecânica dos solos e suas aplicações, 4<sup>o</sup> ed., R. de Janeiro, Livros Técnicos e Científicos, vol.1, 219 p.
- CHILDS, E.C. e COLLIS-GEORGE, M.(1950), The Permeability of Porous Materials. Proc. Roy. Soc. London A, 201: 392 - 402
- SLICHTER, C. S. (1899), Ann. Rept. U.S. Geol. Surv., 19-II, 295
- BODMAN, G. B. e COLMAN, E. A. (1944), Moisture and Energy Conditions During Downward Entry of Water into Moist and Layered Soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 9 : 3-11.

- CORSINI, P. C.; PERECIN, D.; DELLA LIBERA, C. L. F.; SACHHI, E. (1977), Efeito da Estabilidade dos Agregados na Infiltração da Água no Solo. Científica (Nº Especial): 23 - 27.
- DELHOMME, J. P. (1976), Applications de la Théorie des Variables Regionalisées dans les Sciences de L'eau. Thèse de Docteur Ingénieur. Université Pierre et Marie Curie, Paris. 130p.
- FERNÁNDEZ, B.; CAVALCANTE, L. F.; BORGES, E. A. (1977), Comparação entre os Valores de Condutividade Hidráulica Calculados e Medidos. Agropecuária Técnica, 1:94 - 103.
- FILHO, J. A. (1982), Determinação da Condutividade Capilar Mediante o Método do Perfil Instantâneo. Dissertação de mestrado - UFPB, Areia. 87 p.
- GALVÃO, C. O. (1990). Modelagem do Escoamento Superficial e da Erosão do Solo em Micro-bacias. Dissertação de mestrado - UFPB Campina Grande. 185p.
- GARDNER, W. R. (1968). Availability and Measurement of Soil in: KOSLOWSKI, T.T., Water Deficits and Plant Growth. New York, Academic Press: 107 - 135.
- GREEN, W. H. e AMPT, G. A. (1911), Studies on Soil Physics : Flow of Air and Water through Soils. J. Agr. Sci., 4: 1 - 24.
- GUMA'A, G.S. (1978). Spatial Variability of In Situ Available Water. Ph.D. Dissertation, Univ. of Arizona, Tucson. Dissertation Abst. Int. 39 B (6)-2718 B
- GUMBS, F. A. e WARKENTIN, B.P. (1972), The Effect of Bulk Density and Initial Water Content on Infiltration in Clay Soil Samples. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 36: 703-708.
- HILLEL, D. (1971), Soil and Water: Physical Principles and Processes. New York, Academic Press. 288 p.
- HOLTAN, H.N. (1961), Concept for Infiltration Estimates in: Watershed Engineering. U.S. Dept. Agr. Res. Serv. Publ. 12: 41-51.
- HORTON, R.E. (1940), An Approach Toward a Physical Interpretation of Infiltration Capacity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 5: 399-417.

IMBERNON, J.(1981), Variabilité Spatiale des Caractéristiques Hydrodynamiques d'un Sol du Senegal. Thèse de Docteur 3<sup>e</sup> Cycle. L'Institut National Polytechnique de Grenoble. 183 p.

JACKSON, R. D. (1963), Porosity and Soil Water Diffusivity Relations. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 27 :363 - 366

KLAR, A. E.(1984), Água no Sistema Solo-Planta-Atmosfera. S. Paulo, Nobel. 380 p

KOSTIAKOV, A.N.(1932), On the Dynamics of the Coefficient of water-percolation in soils and the Necessity of Studying in from a Dynamic Point of View for Purposes of Amelioration. Trans. Com. Int. Soc. Soil Sci. 8th. Moscow, Part A: 17-21.

LOPES, V. L.(1974), A Numerical Model of Watershed Erosion and Sediment Yield. Ph.D Dissertation, University of Arizona, Tucson. 148 p.

MATHERON, G.(1963), Principles of Geostatistic. Econ. Geol. 58: 1246-1266

MATHERON, G. (1971), The Theory of Regionalized Variables and its Applications. Les Cahiers Du Center de Morphologie Mathématique, Fas.5, C.G Fontainebleau, France

MEIN, R. G. & LARSON, C. L.(1973), Modeling Infiltration During a Steady Rain. Water Resources Research, 9(2):84 - 97.

MILLER, E. E. e MILLER, R.D.(1956), Physical Theory for Capillary Flow Phenomena. Journal of Applied Physics, 24: 324 - 332.

MONTENEGRO, J. P. B.(1990), Caracterização Hidrológica da Infiltração e do Escoamento Superficial em uma Micro - parcela sem vegetação do Cariri. Dissertação - UFPB, João Pessoa. 139 p.

NIELSEN, D. R.; JACKSON, R. D.; CARY, J.W. e EVANS, D. D.(1972), Soil Water, Madison, American Society of Agronomy and Soil Science of America. 166 p.

NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. e ERH, K. T.(1973), Spatial Variability of Field Measured Soil-Water Properties. Hilgardia, 42: 215-260

PHILIP, J. P. (1969), Theory of Infiltration. Advances in Hydrosience, Vol. 8, V. T. Chow Editor, Academic Press: 215-308.

REICHARDT, K.; NIELSEN, R. D. e BIGGAR, J. W. (1972), Scaling of horizontal Infiltration into Homogeneous soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 36: 241-248

REICHARDT, K.; GROHMANN, F.; LIBARDI, P. L. e QUEIROZ, S. V. (1976), Spatial Variability of Physical Properties of a Tropical Soil: II. Soil Water Retention Curves and Hydraulic Conductivity. Piracicaba, CENA. 24 p.

REICHARDT, K.; GROHMANN, F.; LIBARDI, P. L. e NASCIMENTO, V. F. de. (1978), Condutividade Hidráulica Saturada de um Perfil de Terra Roxa Estruturada (Alfisol). R. Bras. Ci. Solo 2: 21-24

RICHARDS, L. B.; WEEKS, L. V. e WEIKE, J. E. (1960), Compacted Bulk Density and Hydraulic Conductivity for Indicating the Structural Status of Soil. Int. Congr. Soil Frans. 7 th (Madison, Wis.) 1: 249-255

ROGOWSKI, A. S. (1972), Watershed Physical Soil Variability Criteria. Water Resour. Res., 8: 1015-1023.

RUBIN, J. (1966), Theory of Rainfall Uptake by Soil Initially Drier than their Field Capacity and its Applications. Water Resour. Res. 2: 739-749.

RUSSO, D. e BRESLER, E. (1981), Soil Hydraulic Properties as Stochastic Processes, 1. An Analysis of Field Spatial Variability. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 45: 682-687.

SHARMA, M. L. AND LUXMOORE, R. J. (1979), Soil Spatial Variability and its Consequences on Simulated Water Balance. Water Resour. Res., 15 (6): 1567 - 1573.

SLATYER, R. O. (1967), Plant Water Relationships. London, Academic Press. 347 p.

SMILES, D. E. AND KNIGHT, J. H. (1976), A Note on the Use of the Philip Infiltration Equation. Aust. J. Soil Resistance, 14: 103 - 108.

STOKES, G. G. (1851), On the Effect of the Internal Friction of Fluids on the Motion of Pendulums. Trans. Cambridge Phil. Soc., 9: 8-106.

SWARTZENDRUBER, D. (1962), Non Darcy Behavior in Liquid Saturated Porous Media. *Journal Geophysics Research*, 67: 6208-6213.

TAYLOR, H. M. e HENDERSON, D. W. (1959), Some Effects of Organic Additives on Compressibility of Yolo Silt Loam. *Soil Science*, 88: 101-106.

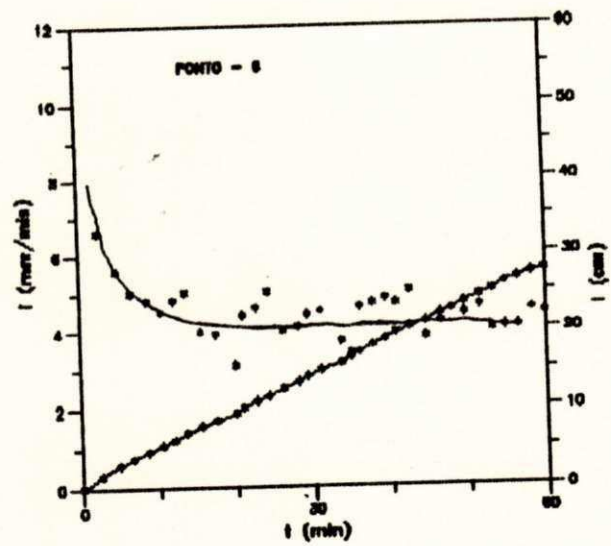
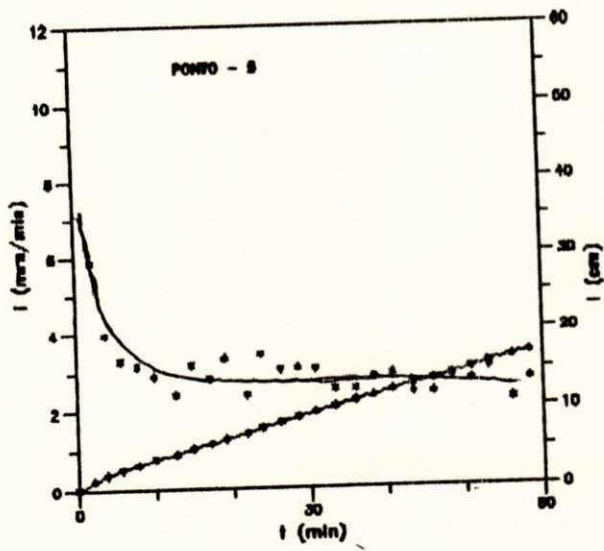
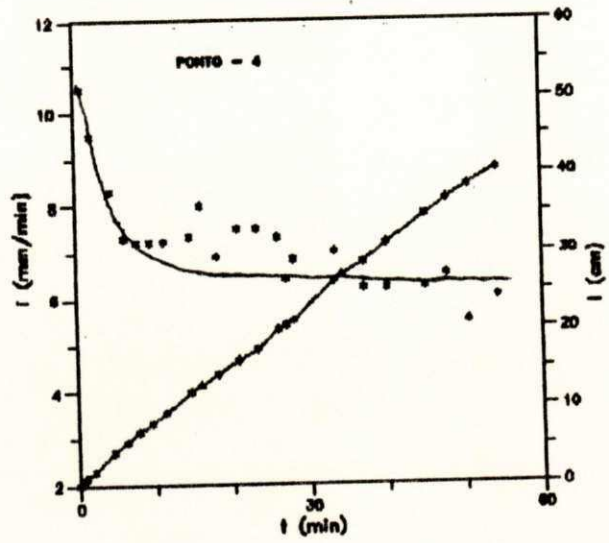
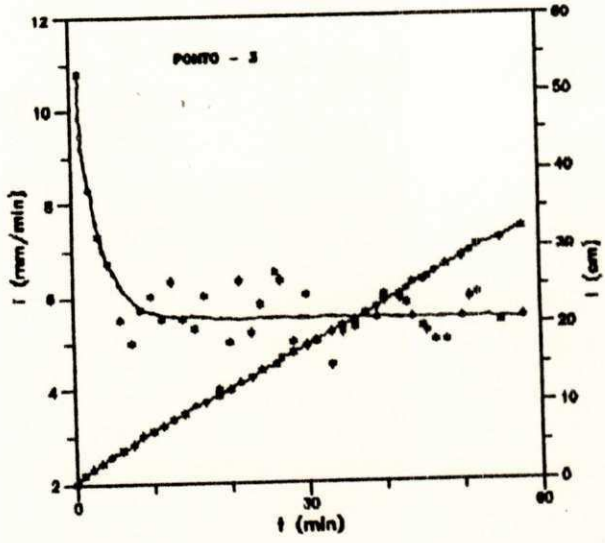
THONY, J. L. (1970), Etude Expérimentale des Phénomènes d'hystéresis dans les Écoulements en Milieux Poreux non Saturés. These de Docteur Ingénieur Université de Grenoble, France.

VAUCLIN, M. (1982), Infiltration in Unsaturated Soil. University of Delaware. Newark. 60 p.

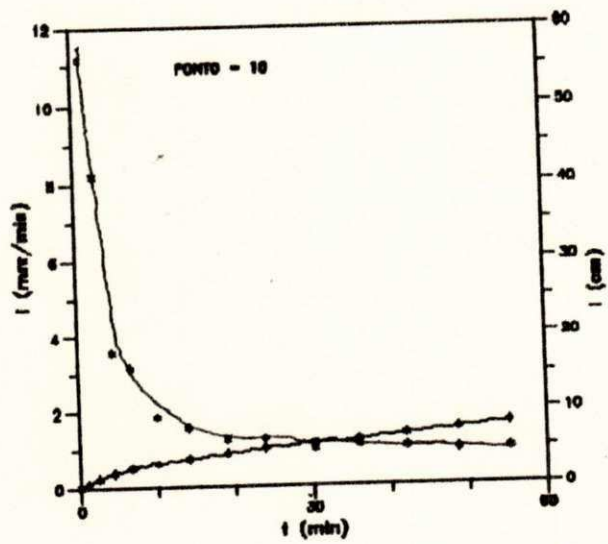
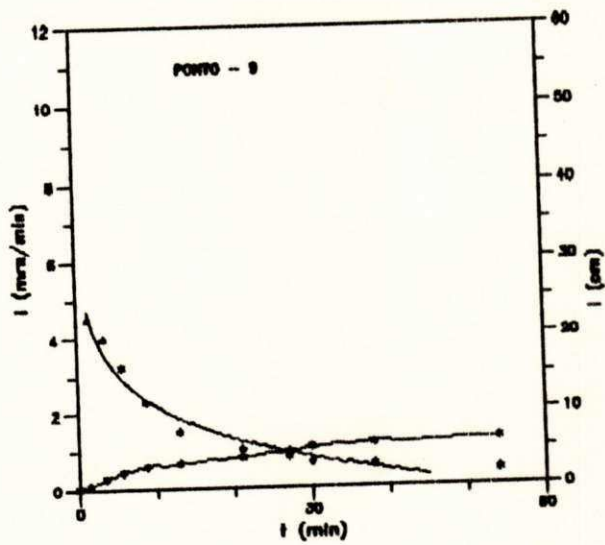
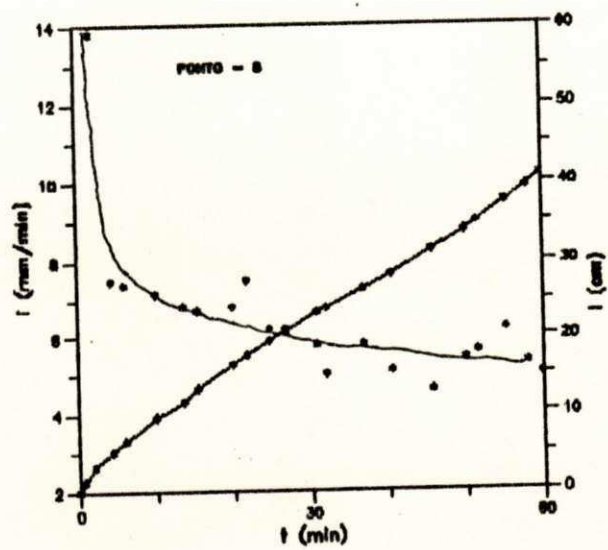
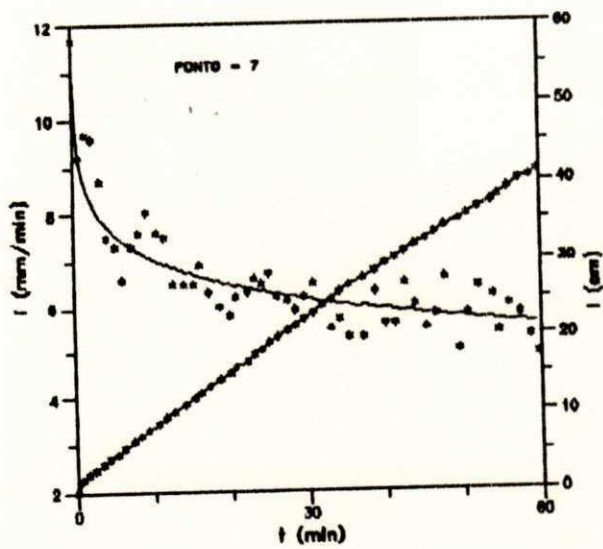
VIEIRA, S. R. NIELSEN, D. R AND BIGGAR, J. W. (1981), Spatial Variability of Field. Measured Infiltration Rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 1040 - 1048.

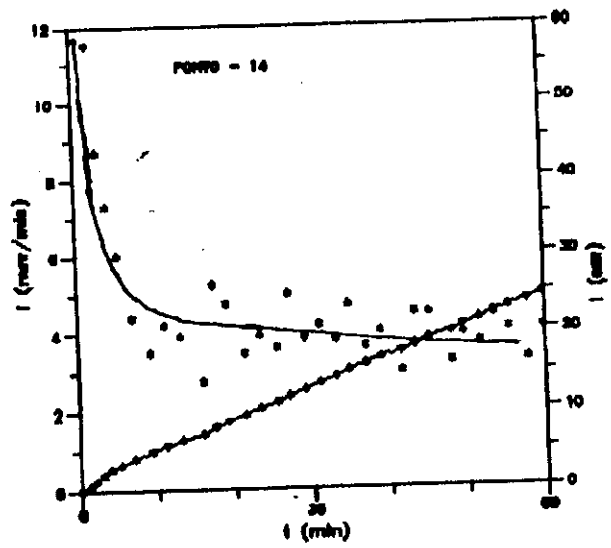
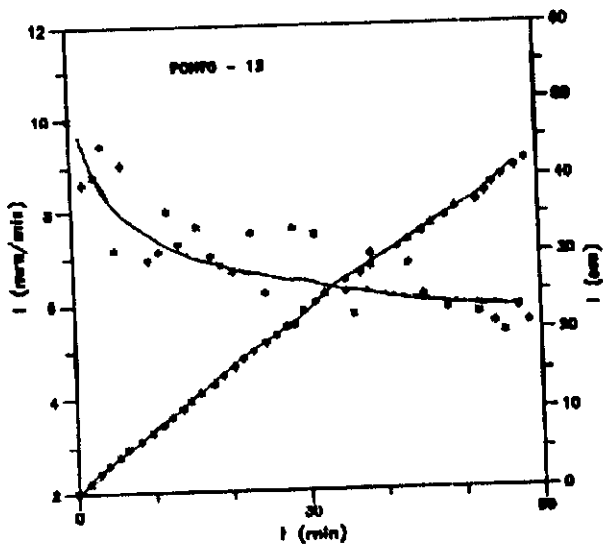
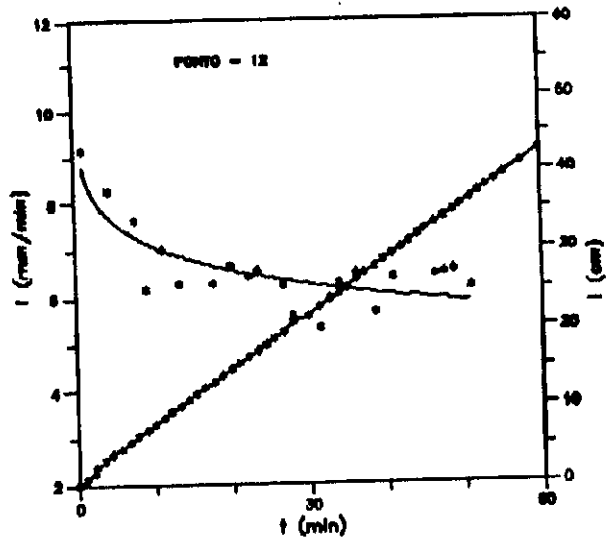
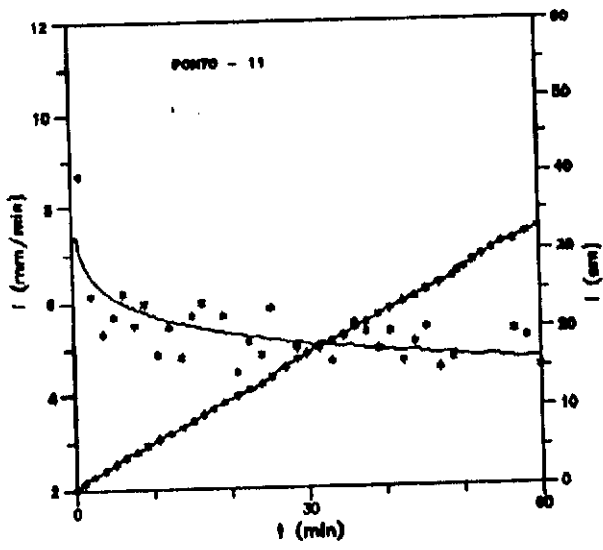
WEBSTER, R. e CAUNALO, H. E. de la. (1975), Soil Transect Correlograms of North Oxfordshire and their Interpretation. *Soil Sci. Soc. J.*, 26 (2): 179-194.

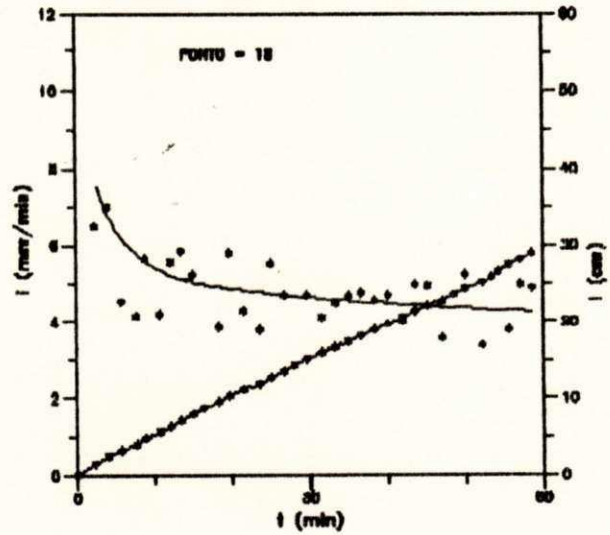
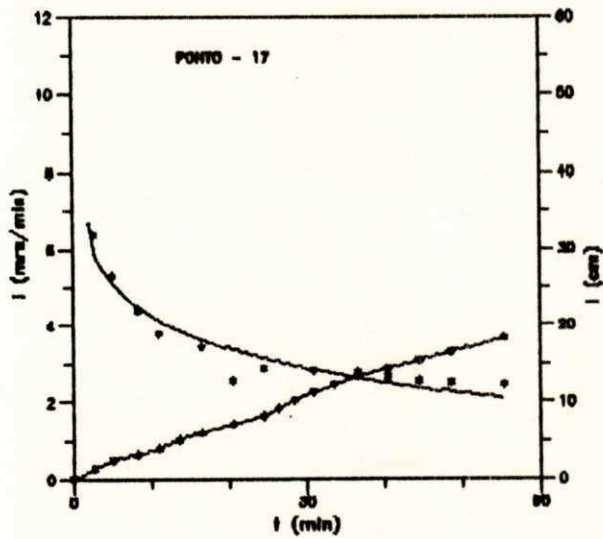
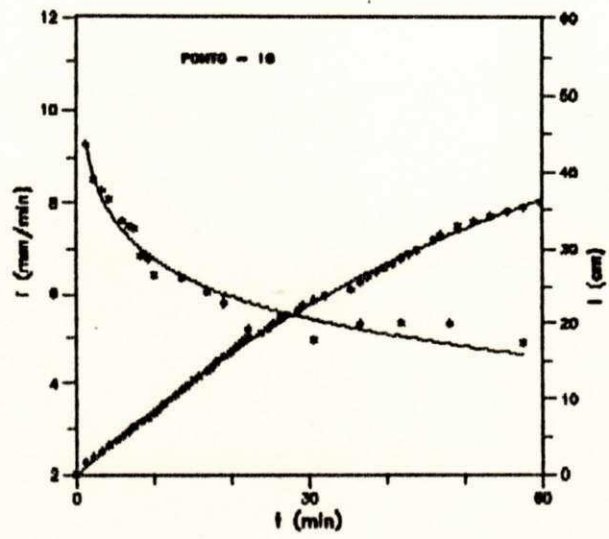
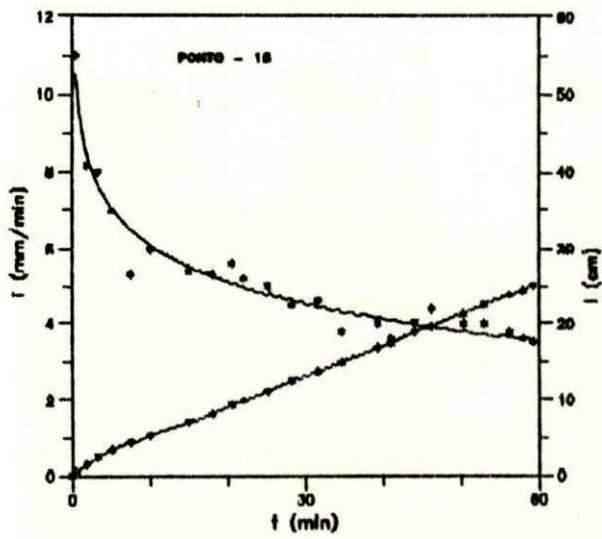
ANEXO - I : CURVAS DE INFILTRAÇÃO EXPERIMENTAIS

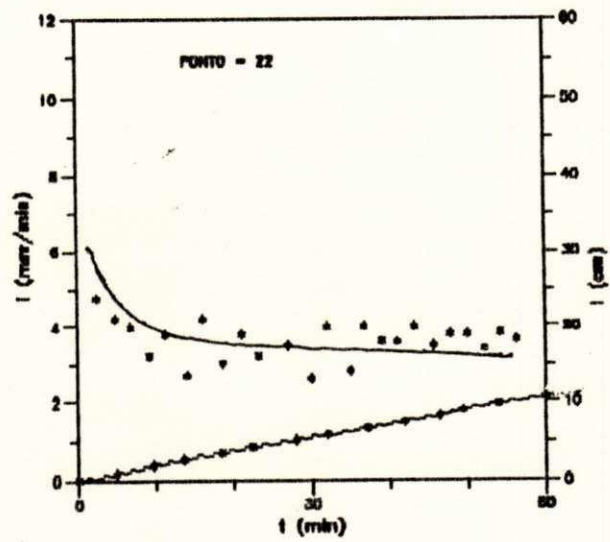
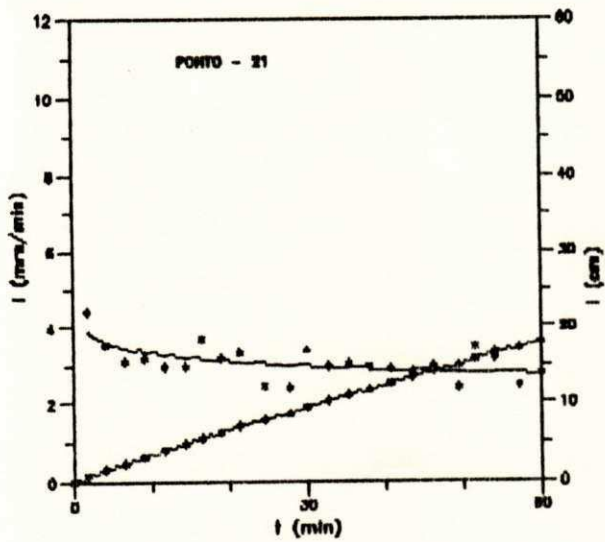
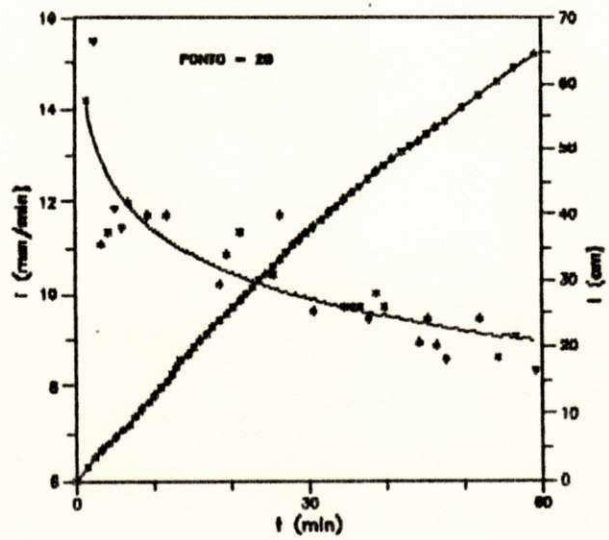
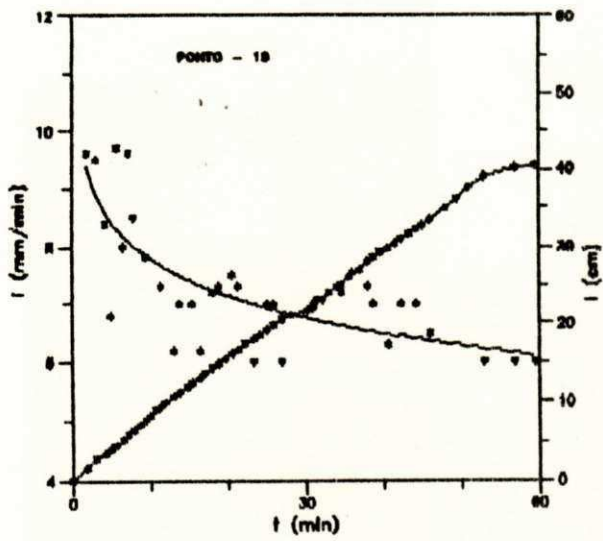


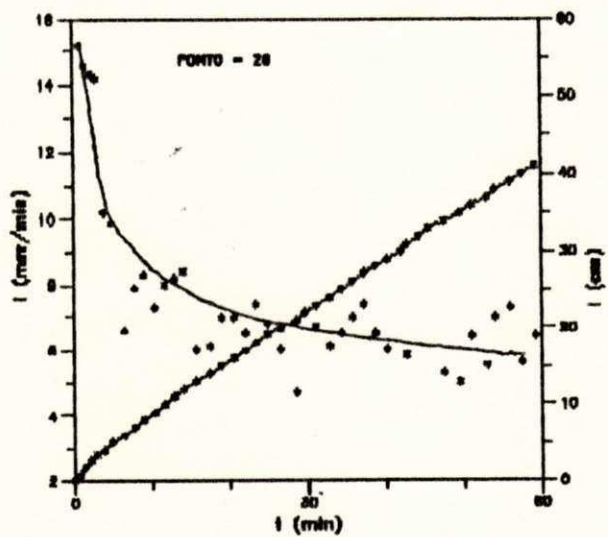
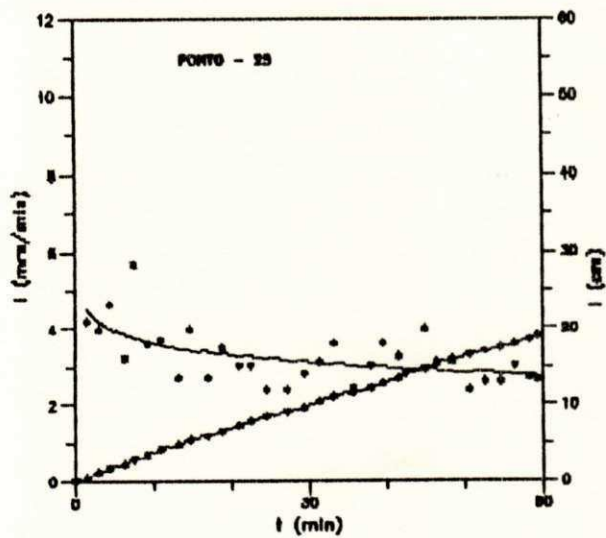
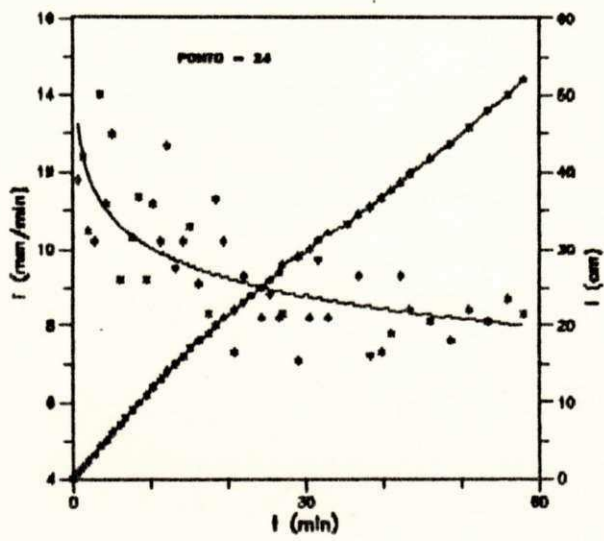
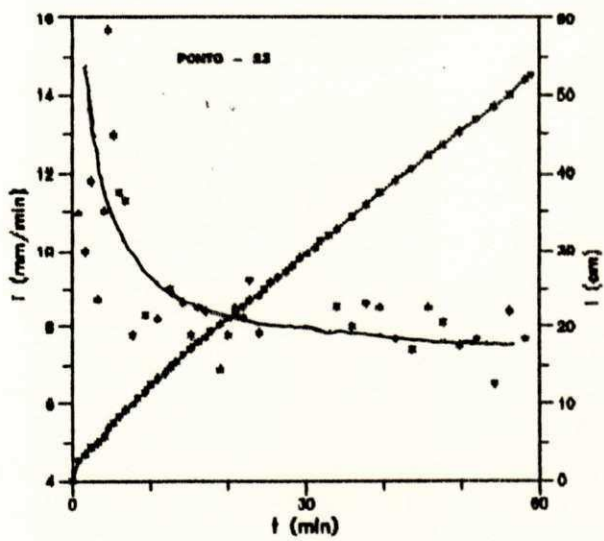


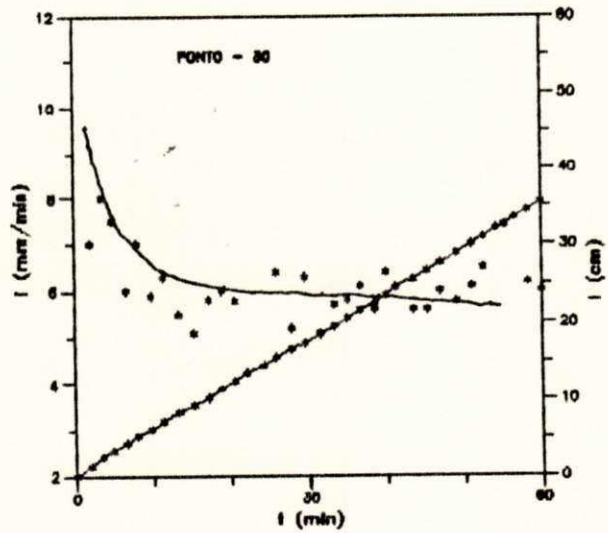
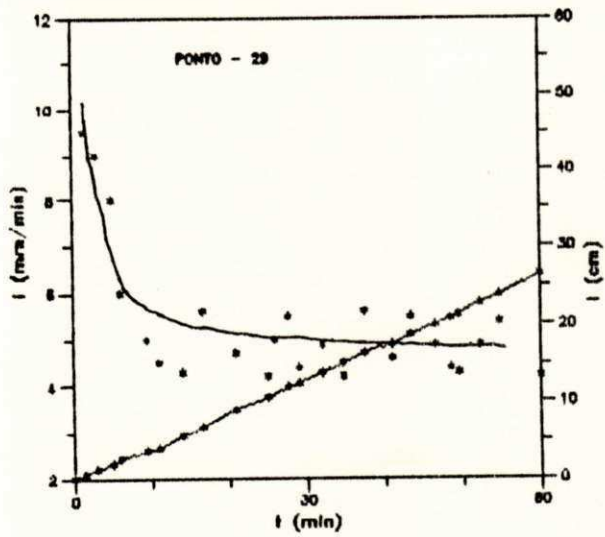
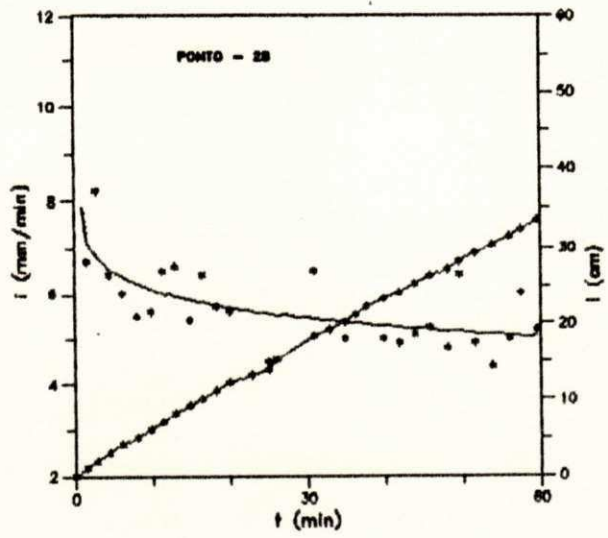
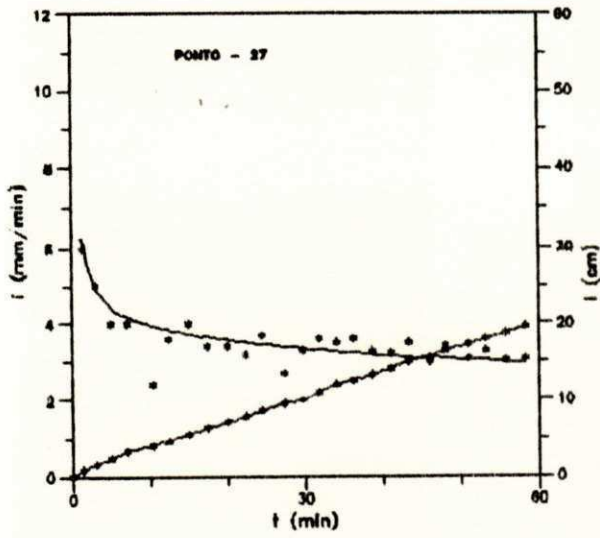


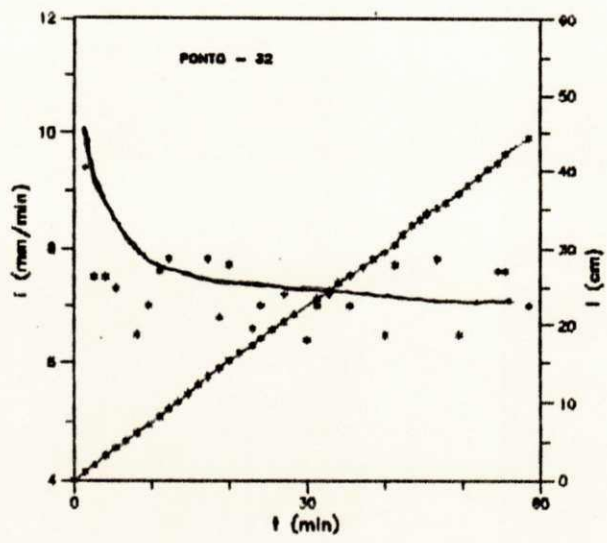
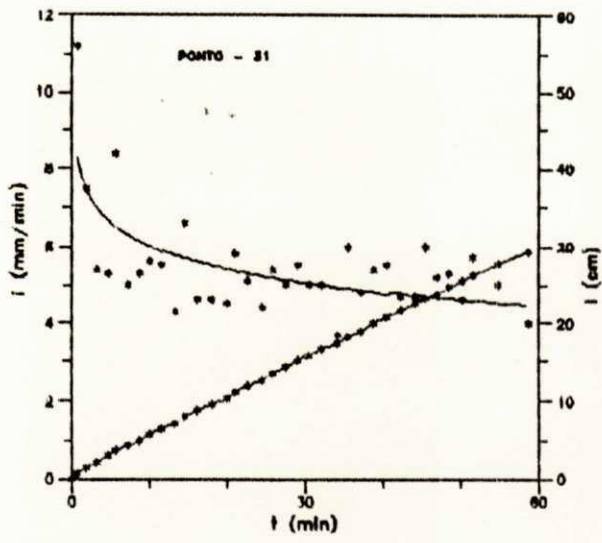












ANEXO - II : DADOS DE RUNOFF E INFILTRAÇÃO



EVENTO DE CHUVA OCORRIDO NA BACIA EXPERIMENTAL DE SUMÉ - PB  
em (09/03/88) - Resposta do modelo WESP para  $h_f = 0.48$  cm

TIME (MIN)	INFIL (MM/H)	EXCESS (MM/H)	RUNOFF (MM/H)	SEDIMENT (Kg/m**3)
0.	28.0000	0.	0.	0.
1.00	14.8204	13.1796	0.0059	10.2331
2.00	11.5368	16.4632	0.2506	26.6577
3.00	10.1114	17.8886	1.3371	53.9100
4.00	9.2739	18.3261	6.8734	74.9445
5.00	8.7092	18.8908	12.0727	83.2115
6.00	8.2971	19.3029	15.5556	87.2365
7.00	7.9800	19.6200	18.1158	89.7701
8.00	7.7269	19.8731	19.0397	90.6516
9.00	6.0000	0.	19.4368	90.7005
10.00	6.0000	0.	17.0459	87.1124
11.00	6.0000	0.	11.6044	80.6180
12.00	1.2000	0.	7.8359	74.5746
13.00	1.2000	0.	5.3833	69.1698
14.00	1.2000	0.	3.8108	64.4190
15.00	1.2000	0.	2.7558	60.0502
16.00	1.2000	0.	2.0289	55.8915
17.00	6.0000	0.	1.5263	51.9317
18.00	6.0000	0.	1.1744	48.1801
19.00	2.0000	0.	0.9228	44.6501
20.00	2.0000	0.	0.7390	41.3552
21.00	2.0000	0.	0.6016	38.3035
22.00	0.9000	0.	0.4970	35.4956
23.00	0.9000	0.	0.4159	32.9252
24.00	0.9000	0.	0.3520	30.5806
25.00	0.9000	0.	0.3009	28.4470
26.00	0.9000	0.	0.2595	26.5079
27.00	0.9000	0.	0.2256	24.7463
28.00	0.9000	0.	0.1975	23.1458
29.00	0.2000	0.	0.1741	21.6906
30.00	0.2000	0.	0.1544	20.3662
31.00	0.2000	0.	0.1376	19.1593
32.00	0.2000	0.	0.1233	18.0579
33.00	0.2000	0.	0.1109	17.0510
34.00	0.2000	0.	0.1002	16.1291
35.00	0.2000	0.	0.0909	15.2834
36.00	0.2000	0.	0.0828	14.5063
37.00	0.2000	0.	0.0756	13.7909
38.00	0.2000	0.	0.0693	13.1313
39.00	0.2000	0.	0.0636	12.5219
40.00	0.2000	0.	0.0586	11.9580
41.00	0.2000	0.	0.0542	11.4352
42.00	0.2000	0.	0.0502	10.9499
43.00	0.2000	0.	0.0466	10.4985
44.00	0.2000	0.	0.0433	10.0781
45.00	0.2000	0.	0.0403	9.6859
46.00	0.2000	0.	0.0377	9.3195
47.00	0.2000	0.	0.0352	8.9767
48.00	0.2000	0.	0.0330	8.6555
49.00	0.2000	0.	0.0310	8.3542
50.00	0.2000	0.	0.0291	8.0712

EVENO DE CHUVA OCORRIDO NA BACIA EXPERIMENTAL DE SUMÉ - PB  
em (09/03/88) - Resposta do modelo WESP para  $h_f = 0.93$  cm

TIME (MIN)	INFIL (MM/H)	EXCESS (MM/H)	RUNOFF (MM/H)	SEDIMENT (Kg/m**3)
0.	28.0000	0.	0.	0.
1.00	28.0000	0.	0.	0.
2.00	18.8265	9.1735	0.0043	9.5446
3.00	15.5670	12.4330	0.1343	21.1165
4.00	13.7873	13.8127	0.7513	43.7273
5.00	12.6285	14.9715	3.5727	65.3496
6.00	11.7986	15.8014	8.0479	76.4937
7.00	11.1675	16.4325	11.3085	81.6601
8.00	10.6671	16.9329	14.0579	85.1380
9.00	6.0000	0.	15.7528	86.7784
10.00	6.0000	0.	14.4698	84.3369
11.00	6.0000	0.	10.2339	78.6470
12.00	1.2000	0.	7.0838	73.0928
13.00	1.2000	0.	4.9719	68.0615
14.00	1.2000	0.	3.5734	63.5508
15.00	1.2000	0.	2.6238	59.3926
16.00	1.2000	0.	1.9546	55.3828
17.00	6.0000	0.	1.4821	51.5196
18.00	6.0000	0.	1.1464	47.8329
19.00	2.0000	0.	0.9042	44.3505
20.00	2.0000	0.	0.7260	41.0930
21.00	2.0000	0.	0.5923	38.0723
22.00	0.9000	0.	0.4901	35.2908
23.00	0.9000	0.	0.4106	32.7431
24.00	0.9000	0.	0.3479	30.4182
25.00	0.9000	0.	0.2976	28.3019
26.00	0.9000	0.	0.2569	26.3779
27.00	0.9000	0.	0.2235	24.6296
28.00	0.9000	0.	0.1958	23.0407
29.00	0.2000	0.	0.1727	21.5958
30.00	0.2000	0.	0.1531	20.2805
31.00	0.2000	0.	0.1366	19.0816
32.00	0.2000	0.	0.1224	17.9872
33.00	0.2000	0.	0.1102	16.9866
34.00	0.2000	0.	0.0996	16.0702
35.00	0.2000	0.	0.0903	15.2296
36.00	0.2000	0.	0.0823	14.4569
37.00	0.2000	0.	0.0752	13.7456
38.00	0.2000	0.	0.0689	13.0894
39.00	0.2000	0.	0.0633	12.4833
40.00	0.2000	0.	0.0583	11.9222
41.00	0.2000	0.	0.0539	11.4021
42.00	0.2000	0.	0.0499	10.9191
43.00	0.2000	0.	0.0463	10.4699
44.00	0.2000	0.	0.0431	10.0515
45.00	0.2000	0.	0.0402	9.6610
46.00	0.2000	0.	0.0375	9.2963
47.00	0.2000	0.	0.0351	8.9550
48.00	0.2000	0.	0.0329	8.6352
49.00	0.2000	0.	0.0309	8.3351
50.00	0.2000	0.	0.0290	8.0533

EVENTO DE CHUVA OCORRIDO NA BACIA EXPERIMENTAL DE SUMÉ - PB  
em (09/03/88) - Resposta do modelo WESP para  $h_f = 1.45$  cm

TIME (MIN)	INFIL (MM/H)	EXCESS (MM/H)	RUNOFF (MM/H)	SEDIMENT (Kg/m**3)
0.	28.0000	0.	0.	0.
1.00	21.3354	6.6646	0.0001	0.0002
2.00	15.4092	12.5908	0.0354	14.4178
3.00	13.0810	14.9190	0.4601	34.7513
4.00	11.7569	15.8431	1.9472	58.2149
5.00	10.8776	16.7224	7.3433	75.4129
6.00	10.2408	17.3592	11.3655	81.9303
7.00	9.7530	17.8470	14.4078	85.7067
8.00	9.3645	18.2355	16.5812	88.0442
9.00	6.0000	0.	17.4749	88.6743
10.00	6.0000	0.	15.6438	85.6469
11.00	6.0000	0.	10.8603	79.5733
12.00	1.2000	0.	7.4303	73.7911
13.00	1.2000	0.	5.1622	68.5838
14.00	1.2000	0.	3.6841	63.9623
15.00	1.2000	0.	2.6860	59.7063
16.00	1.2000	0.	1.9897	55.6256
17.00	6.0000	0.	1.5030	51.7159
18.00	6.0000	0.	1.1596	47.9980
19.00	2.0000	0.	0.9130	44.4926
20.00	2.0000	0.	0.7321	41.2171
21.00	2.0000	0.	0.5967	38.1816
22.00	0.9000	0.	0.4934	35.3875
23.00	0.9000	0.	0.4131	32.8290
24.00	0.9000	0.	0.3498	30.4948
25.00	0.9000	0.	0.2992	28.3703
26.00	0.9000	0.	0.2581	26.4391
27.00	0.9000	0.	0.2245	24.6845
28.00	0.9000	0.	0.1966	23.0902
29.00	0.2000	0.	0.1733	21.6404
30.00	0.2000	0.	0.1537	20.3208
31.00	0.2000	0.	0.1370	19.1182
32.00	0.2000	0.	0.1228	18.0204
33.00	0.2000	0.	0.1105	17.0169
34.00	0.2000	0.	0.0999	16.0979
35.00	0.2000	0.	0.0906	15.2549
36.00	0.2000	0.	0.0825	14.4801
37.00	0.2000	0.	0.0754	13.7669
38.00	0.2000	0.	0.0691	13.1091
39.00	0.2000	0.	0.0635	12.5014
40.00	0.2000	0.	0.0585	11.9390
41.00	0.2000	0.	0.0540	11.4177
42.00	0.2000	0.	0.0500	10.9336
43.00	0.2000	0.	0.0464	10.4834
44.00	0.2000	0.	0.0432	10.0640
45.00	0.2000	0.	0.0403	9.6727
46.00	0.2000	0.	0.0376	9.3072
47.00	0.2000	0.	0.0352	8.9652
48.00	0.2000	0.	0.0329	8.6447
49.00	0.2000	0.	0.0309	8.3441
50.00	0.2000	0.	0.0291	8.0617

EVENTO DE CHUVA OCORRIDO NA BACIA EXPERIMENTAL DE SUMÉ - PB  
em (09/03/88) - Resposta do modelo WESP para  $h_f = 2.42$  cm

TIME (MIN)	INFIL (MM/H)	EXCESS (MM/H)	RUNOFF (MM/H)	SEDIMENT (Kg/m**3)
0.	28.0000	0.	0.	0.
1.00	28.0000	0.	0.	0.
2.00	26.0813	1.9187	0.0000	0.0000
3.00	20.3146	7.6854	0.0050	9.8428
4.00	17.4964	10.1036	0.1115	19.8015
5.00	15.7510	11.8490	0.5713	38.0591
6.00	14.5359	13.0641	2.4041	59.9326
7.00	13.6284	13.9716	6.2211	72.4761
8.00	12.9179	14.6821	9.2207	78.2581
9.00	6.0000	0.	11.7251	81.7715
10.00	6.0000	0.	12.0696	81.3719
11.00	6.0000	0.	9.0198	76.7093
12.00	1.2000	0.	6.4137	71.6560
13.00	1.2000	0.	4.6025	66.9954
14.00	1.2000	0.	3.3555	62.7044
15.00	1.2000	0.	2.4987	58.7364
16.00	1.2000	0.	1.8832	54.8744
17.00	6.0000	0.	1.4396	51.1107
18.00	6.0000	0.	1.1197	47.4917
19.00	2.0000	0.	0.8864	44.0585
20.00	2.0000	0.	0.7137	40.8393
21.00	2.0000	0.	0.5834	37.8498
22.00	0.9000	0.	0.4835	35.0945
23.00	0.9000	0.	0.4056	32.5692
24.00	0.9000	0.	0.3440	30.2637
25.00	0.9000	0.	0.2946	28.1641
26.00	0.9000	0.	0.2544	26.2547
27.00	0.9000	0.	0.2215	24.5191
28.00	0.9000	0.	0.1942	22.9415
29.00	0.2000	0.	0.1713	21.5063
30.00	0.2000	0.	0.1520	20.1996
31.00	0.2000	0.	0.1356	19.0083
32.00	0.2000	0.	0.1215	17.9206
33.00	0.2000	0.	0.1094	16.9260
34.00	0.2000	0.	0.0990	16.0149
35.00	0.2000	0.	0.0898	15.1789
36.00	0.2000	0.	0.0818	14.4105
37.00	0.2000	0.	0.0747	13.7029
38.00	0.2000	0.	0.0685	13.0501
39.00	0.2000	0.	0.0630	12.4470
40.00	0.2000	0.	0.0581	11.8887
41.00	0.2000	0.	0.0536	11.3710
42.00	0.2000	0.	0.0497	10.8903
43.00	0.2000	0.	0.0461	10.4431
44.00	0.2000	0.	0.0429	10.0265
45.00	0.2000	0.	0.0400	9.6377
46.00	0.2000	0.	0.0374	9.2745
47.00	0.2000	0.	0.0349	8.9345
48.00	0.2000	0.	0.0328	8.6160
49.00	0.2000	0.	0.0307	8.3172
50.00	0.2000	0.	0.0289	8.0364

EVENTO DE CHUVA OCORRIDO NA BACIA EXPERIMENTAL DE SUMÉ - PB  
em (09/03/89) - Resposta do modelo WESP para  $hf = 2.91$  cm

TIME (MIN)	INFIL. (MM/H)	EXCESS (MM/H)	RUNOFF (MM/H)	SEDIMENT (Kg/m**3)
0.	28.0000	0.	0.	0.
1.00	28.0000	0.	0.	0.
2.00	28.0000	0.	0.	0.
3.00	25.2624	2.7376	0.0000	0.0000
4.00	21.0754	6.5246	0.0066	10.1291
5.00	18.6459	8.9541	0.1044	19.3710
6.00	17.0128	10.5872	0.4847	34.7323
7.00	15.8195	11.7805	1.8586	56.4880
8.00	14.8991	12.7009	5.1883	69.7436
9.00	6.0000	0.	7.9365	75.6481
10.00	6.0000	0.	9.0084	76.8137
11.00	6.0000	0.	7.5112	73.9753
12.00	1.2000	0.	5.6519	69.8586
13.00	1.2000	0.	4.2005	65.7445
14.00	1.2000	0.	3.1214	61.7343
15.00	1.2000	0.	2.3614	57.9771
16.00	1.2000	0.	1.8042	54.2867
17.00	6.0000	0.	1.3926	50.6428
18.00	6.0000	0.	1.0902	47.1058
19.00	2.0000	0.	0.8670	43.7317
20.00	2.0000	0.	0.7002	40.5578
21.00	2.0000	0.	0.5738	37.6047
22.00	0.9000	0.	0.4764	34.8794
23.00	0.9000	0.	0.4003	32.3795
24.00	0.9000	0.	0.3398	30.0956
25.00	0.9000	0.	0.2913	28.0146
26.00	0.9000	0.	0.2518	26.1214
27.00	0.9000	0.	0.2194	24.3998
28.00	0.9000	0.	0.1924	22.8344
29.00	0.2000	0.	0.1698	21.4099
30.00	0.2000	0.	0.1508	20.1126
31.00	0.2000	0.	0.1346	18.9295
32.00	0.2000	0.	0.1207	17.8491
33.00	0.2000	0.	0.1087	16.8609
34.00	0.2000	0.	0.0983	15.9555
35.00	0.2000	0.	0.0892	15.1246
36.00	0.2000	0.	0.0813	14.3607
37.00	0.2000	0.	0.0743	13.6571
38.00	0.2000	0.	0.0681	13.0080
39.00	0.2000	0.	0.0626	12.4081
40.00	0.2000	0.	0.0577	11.8528
41.00	0.2000	0.	0.0534	11.3378
42.00	0.2000	0.	0.0494	10.8594
43.00	0.2000	0.	0.0459	10.4144
44.00	0.2000	0.	0.0427	9.9997
45.00	0.2000	0.	0.0398	9.6127
46.00	0.2000	0.	0.0372	9.2511
47.00	0.2000	0.	0.0348	8.9127
48.00	0.2000	0.	0.0326	8.5956
49.00	0.2000	0.	0.0306	8.2980
50.00	0.2000	0.	0.0288	8.0183

EVENTO DE CHUVA OCORRIDO NA BACIA EXPERIMENTAL DE SUMÉ - PB  
em (09/03/88) - Resposta do modelo WESP para  $h_f = 3.39$  cm

TIME (MIN)	INFIL (MM/H)	EXCESS (MM/H)	RUNOFF (MM/H)	SEDIMENT (Kg/m**3)
0.	28.0000	0.	0.	0.
1.00	28.0000	0.	0.	0.
2.00	28.0000	0.	0.	0.
3.00	22.7232	5.2768	0.0005	2.9495
4.00	19.2781	8.3219	0.0296	13.7193
5.00	17.2081	10.3919	0.2733	26.8277
6.00	15.7908	11.8092	0.9266	47.5265
7.00	14.7433	12.8567	3.9988	66.2957
8.00	13.9291	13.6709	7.1610	74.4007
9.00	6.0000	0.	9.7126	78.7637
10.00	6.0000	0.	10.6057	79.3254
11.00	6.0000	0.	8.3404	75.5289
12.00	1.2000	0.	6.0596	70.8445
13.00	1.2000	0.	4.4111	66.4127
14.00	1.2000	0.	3.2428	62.2457
15.00	1.2000	0.	2.4327	58.3769
16.00	1.2000	0.	1.8453	54.5958
17.00	6.0000	0.	1.4171	50.8881
18.00	6.0000	0.	1.1055	47.3074
19.00	2.0000	0.	0.8770	43.9019
20.00	2.0000	0.	0.7072	40.7041
21.00	2.0000	0.	0.5788	37.7318
22.00	0.9000	0.	0.4801	34.9908
23.00	0.9000	0.	0.4030	32.4776
24.00	0.9000	0.	0.3420	30.1825
25.00	0.9000	0.	0.2930	28.0918
26.00	0.9000	0.	0.2532	26.1902
27.00	0.9000	0.	0.2205	24.4614
28.00	0.9000	0.	0.1933	22.8896
29.00	0.2000	0.	0.1706	21.4596
30.00	0.2000	0.	0.1514	20.1574
31.00	0.2000	0.	0.1351	18.9701
32.00	0.2000	0.	0.1211	17.8859
33.00	0.2000	0.	0.1091	16.8944
34.00	0.2000	0.	0.0986	15.9861
35.00	0.2000	0.	0.0895	15.1526
36.00	0.2000	0.	0.0816	14.3863
37.00	0.2000	0.	0.0745	13.6807
38.00	0.2000	0.	0.0683	13.0297
39.00	0.2000	0.	0.0628	12.4281
40.00	0.2000	0.	0.0579	11.8713
41.00	0.2000	0.	0.0535	11.3549
42.00	0.2000	0.	0.0496	10.8753
43.00	0.2000	0.	0.0460	10.4291
44.00	0.2000	0.	0.0428	10.0135
45.00	0.2000	0.	0.0399	9.6256
46.00	0.2000	0.	0.0373	9.2631
47.00	0.2000	0.	0.0349	8.9239
48.00	0.2000	0.	0.0327	8.6061
49.00	0.2000	0.	0.0307	8.3079
50.00	0.2000	0.	0.0288	8.0276

EVENTO DE CHUVA OCORRIDO NA BACIA EXPERIMENTAL DE SUMÉ - PB  
em (09/03/88) - Resposta do modelo WESP para  $h_f = 3.87$  cm

TIME (MIN)	INFIL (MM/H)	EXCESS (MM/H)	RUNOFF (MM/H)	SEDIMENT (Kg/m**3)
0.	28.0000	0.	0.	0.
1.00	28.0000	0.	0.	0.
2.00	28.0000	0.	0.	0.
3.00	27.9737	0.0263	0.0000	0.0000
4.00	22.8985	4.7015	0.0010	5.1609
5.00	20.0688	7.5312	0.0310	13.7873
6.00	18.2049	9.3951	0.2442	25.6581
7.00	16.8596	10.7404	0.7896	44.8789
8.00	15.8303	11.7697	3.3552	63.8141
9.00	6.0000	0.	6.2080	72.0191
10.00	6.0000	0.	7.5628	74.1987
11.00	6.0000	0.	6.5170	71.9122
12.00	1.2000	0.	5.1369	68.5220
13.00	1.2000	0.	3.9499	64.9092
14.00	1.2000	0.	2.9846	61.1342
15.00	1.2000	0.	2.2822	57.5177
16.00	1.2000	0.	1.7587	53.9358
17.00	6.0000	0.	1.3657	50.3676
18.00	6.0000	0.	1.0735	46.8820
19.00	2.0000	0.	0.8560	43.5444
20.00	2.0000	0.	0.6927	40.3979
21.00	2.0000	0.	0.5685	37.4663
22.00	0.9000	0.	0.4725	34.7587
23.00	0.9000	0.	0.3973	32.2734
24.00	0.9000	0.	0.3375	30.0020
25.00	0.9000	0.	0.2895	27.9316
26.00	0.9000	0.	0.2504	26.0475
27.00	0.9000	0.	0.2182	24.3338
28.00	0.9000	0.	0.1914	22.7752
29.00	0.2000	0.	0.1690	21.3567
30.00	0.2000	0.	0.1501	20.0646
31.00	0.2000	0.	0.1340	18.8861
32.00	0.2000	0.	0.1202	17.8097
33.00	0.2000	0.	0.1083	16.8251
34.00	0.2000	0.	0.0979	15.9229
35.00	0.2000	0.	0.0889	15.0948
36.00	0.2000	0.	0.0810	14.3333
37.00	0.2000	0.	0.0741	13.6320
38.00	0.2000	0.	0.0679	12.9849
39.00	0.2000	0.	0.0625	12.3868
40.00	0.2000	0.	0.0576	11.8330
41.00	0.2000	0.	0.0532	11.3195
42.00	0.2000	0.	0.0493	10.8424
43.00	0.2000	0.	0.0458	10.3986
44.00	0.2000	0.	0.0426	9.9850
45.00	0.2000	0.	0.0397	9.5991
46.00	0.2000	0.	0.0371	9.2383
47.00	0.2000	0.	0.0347	8.9007
48.00	0.2000	0.	0.0325	8.5844
49.00	0.2000	0.	0.0306	8.2874
50.00	0.2000	0.	0.0287	8.0085

## ANEXO III - OS OPERADORES : GRADIENTE E DIVERGENTE



### ANEXO III - OS OPERADORES : GRADIENTE E DIVERGENTE

PROCESSO DE TRANSFERÊNCIA NO SISTEMA

SOLO - PLANTA - ATMOSFERA

Klaus Reichardt (1985), p 417-421

Neste capítulo, pretendemos dar ao leitor os fundamentos básicos dos operadores "gradiente" e "divergente". Assumimos que o leitor tenha conhecimento sobre grandezas escalares e vetoriais e também a respeito das operações fundamentais com estas grandezas, como produto escalar, soma vetorial e produto vetorial.

No sistema cartesiano, todo vetor  $\vec{u}$  pode ser decomposto em três componentes ortogonais:

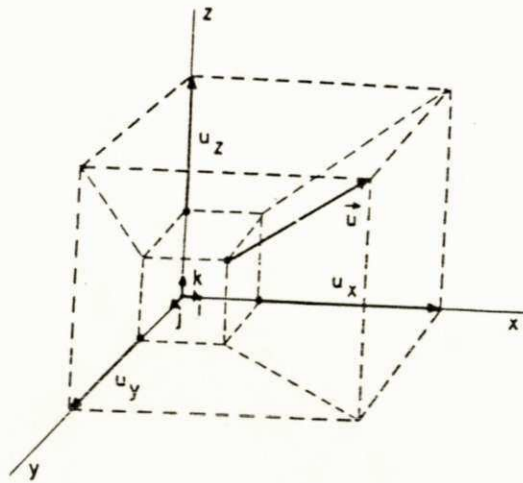
$$u = u_x \vec{i} + u_y \vec{j} + u_z \vec{k}$$

onde  $u_x$ ,  $u_y$  e  $u_z$  são os módulos das componentes;  $\vec{i}$ ,  $\vec{j}$  e  $\vec{k}$ , vetores unitários de direções x, y e z, respectivamente, como indica a figura Ap. 1, na página seguinte.

O operador  $\nabla$  é um operador vetorial, que decomposto nas direções x, y e z, pode ser simbolizado por:

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial}{\partial z} \vec{k}$$

Quando o operador  $\nabla$  opera sobre uma grandeza escalar, o resultado é o gradiente. Seja, por exemplo, T = temperatura. Então  $\nabla T$  é o gra-



diente de temperatura.

$$\nabla T = \text{grad } T$$

Para efetuar a operação, basta operar  $\nabla$  sobre  $T$ , isto é:

$$\nabla T = \frac{\partial T}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial T}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial T}{\partial z} \vec{k} = \text{vetor}$$

Vê-se, então, que o gradiente é o resultado da operação de  $\nabla$  sobre uma grandeza escalar e o resultado é uma grandeza vetorial. Não é possível obter-se o gradiente de uma grandeza vetorial. No exemplo que vimos, a temperatura é grandeza escalar e o gradiente de temperatura é uma grandeza vetorial, com módulo, direção e sentido.

O potencial da água do solo  $\psi$  é escalar (energia). Seu gradiente  $\nabla\psi$  é vetor (força).

Muitas vezes, para simplificar a notação, não se indicam os vetores unitários  $\vec{i}$ ,  $\vec{j}$  e  $\vec{k}$ , mesmo porque seus módulos são unitários. Frequentemente, também se deseja o gradiente em uma direção apenas.

A equação de Darcy pode, então, ser apresentada nas seguintes formas, que são equivalentes:

$$q = -K \frac{\partial \psi}{\partial x} = -K \text{ grad } \psi = -K \nabla \psi$$

Quando o operador  $\nabla$  opera sobre um vetor na forma de produto escalar de vetores, o resultado é o divergente. Seja, por exemplo,  $\vec{v}$  = velocidade. Então  $\nabla \cdot \vec{v}$  é o divergente da velocidade.

$$\nabla \cdot \vec{v} = \text{div } \vec{v}$$

onde o ponto  $\cdot$  indica produto escalar de dois vetores.

Para efetuar a operação, basta efetuar o produto escalar de  $\nabla$  e  $\vec{v}$ . Para isto, vamos desdobrá-los em suas componentes:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \vec{v} &= \left( \frac{\partial}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial}{\partial z} \vec{k} \right) \cdot (v_x \vec{i} + v_y \vec{j} + v_z \vec{k}) = \\ &= \frac{\partial}{\partial x} \vec{i} \cdot v_x \vec{i} + \frac{\partial}{\partial x} \vec{i} \cdot v_y \vec{j} + \frac{\partial}{\partial x} \vec{i} \cdot v_z \vec{k} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j} \cdot v_x \vec{i} + \dots \end{aligned}$$

Como  $\vec{i} \cdot \vec{i} = \vec{j} \cdot \vec{j} = \vec{k} \cdot \vec{k} = 1$  (produto de vetores unitários de mesmo sentido e direção), e como  $\vec{i} \cdot \vec{j} = \vec{i} \cdot \vec{k} = \vec{k} \cdot \vec{j} = \dots = 0$  (produto de vetores perpendiculares), o resultado é:

$$\nabla \cdot v = \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z}$$

Vê-se, então, que o divergente é o resultado da operação de  $\nabla$  sobre uma grandeza vetorial e é uma grandeza escalar. Para o exemplo da velocidade, o seu divergente é uma medida da soma das variações de suas componentes ao longo das direções x, y e z.

Como o gradiente de um escalar é um vetor, podemos obter o divergente do gradiente de um escalar. Por exemplo:

- T = escalar
- grad T = vetor
- div (grad T) = escalar

O divergente da densidade de fluxo de água  $\vec{q}$  é a variação da umidade do solo com o tempo. É a equação da continuidade, vista no capítulo 7.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div } \vec{q} = -\nabla \cdot \vec{q}$$

No capítulo 7, por conveniência,  $\vec{q}$  não foi apresentada como vetor, mas na verdade, é grandeza vetorial, pois é o produto de um vetor  $\nabla\psi$  por um escalar  $-K$ .

As seguintes formas da equação da continuidade aplicada a água do solo são também equivalentes:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\text{div} (-K \text{ grad } \psi) = -\nabla \cdot (-K \nabla \psi) = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right]$$

Nas equações acima, se por exemplo,  $\partial\theta/\partial t = 0$ , e K é uma constante (fluxo saturado, veja capítulo 7), elas se simplificam em:

$$\text{div} (\text{grad } \psi) = \nabla \cdot \nabla \psi = 0$$

Vejamos agora o que vem a ser  $\nabla \cdot \nabla$ :

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \nabla &= \left( \frac{\partial}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial}{\partial z} \vec{k} \right) \cdot \left( \frac{\partial}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial}{\partial z} \vec{k} \right) = \\ &= \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} = \nabla^2 = \text{Laplaciano} \end{aligned}$$

A equação da continuidade aplicado ao caso de fluxo saturado de água no solo, pode então ser escrita nas seguintes formas equivalentes:

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} = \text{div} (\text{grad } \psi) = \nabla^2 \psi = 0$$