

**SIMULAÇÃO DO FENÔMENO DE INFILTRAÇÃO
EM MODELOS CHUVA-VAZÃO**

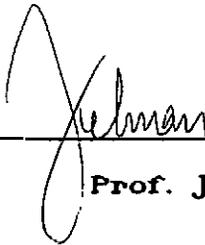
Ana Paula Simões

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DE PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

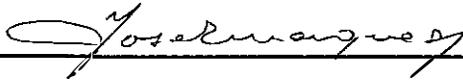
Aprovada por:



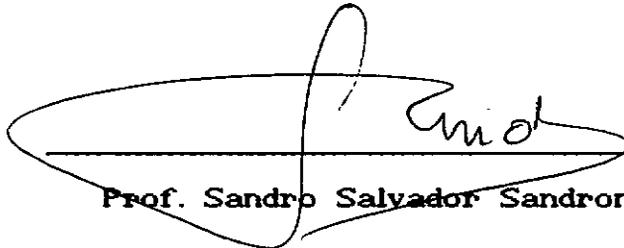
**Prof. Paulo Canedo de Magalhães, Ph.D.
(Presidente)**



Prof. Jerson Kelman, Ph.D.



Prof. José Marques, D.Sc.



Prof. Sandro Salvador Sandroni, Ph.D.

Rio de Janeiro, RJ - BRASIL

MAIO DE 1991

SIMÕES, ANA PAULA

Simulação do Fenômeno de Infiltração em Modelos Chuva-Vazão
[Rio de Janeiro] 1991

xvii, 1pp p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, M.Sc., Engenharia Civil,
1991)

Tese - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE

1. Infiltração

2. Modelos Chuva-Vazão

3. Hidrologia

I. COPPE - UFRJ

II. Título (série)

Para achar a água é preciso descer terra adentro,
encharcar-se no lodo.

Mas há os que preferem olhar os céus,
esperar pelas chuvas.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

SIMULAÇÃO DO FENÔMENO DE INFILTRAÇÃO EM MODELOS CHUVA-VAZÃO

Ana Paula Simões

Maio de 1991

Orientador : Prof. Paulo Canedo de Magalhães
Programa : Engenharia Civil

O presente trabalho aborda a simulação do processo hidrológico de infiltração em Modelos Chuva-Vazão, enfatizando sua influência na geração de escoamento superficial. Baseada nos princípios físicos que regem o escoamento da água em meios porosos, uma extensão da equação de Green & Ampt (Morel-Seytoux e Khanji, 1974; Morel-Seytoux, 1978) foi empregada para estimar os volumes de água infiltrada e de excesso de chuva. Os valores simulados apresentaram boa concordância quando comparados à solução numérica da Equação de Richards.

Os parâmetros da equação de Green & Ampt - tensão capilar média na frente úmida ψ_f , e condutividade hidráulica à saturação natural K_{sat} - foram obtidos a partir de curvas de retenção do solo (potencial matricial \times teor de umidade). Estas curvas podem ser estimadas através dos modelos de regressão de Rawls, Brakensiek e Saxton (1982), que utilizam informações quanto à granulometria, densidade aparente, teor de matéria orgânica e teor de umidade às tensões de -1500 kPa e -33 kPa, dados disponíveis no SISOLOS - Sistema de Informações de Solos da EMBRAPA. Os resultados da aplicação destes modelos a 16 solos brasileiros (41 horizontes) foram comparados às curvas de retenção observadas, tendo o Modelo nº 3 apresentado bons resultados.

Finalmente, os efeitos da variabilidade espacial do solo e da viscosidade sobre a modelagem da infiltração e do excesso de chuva foram analisados brevemente. A fim de simular a variabilidade do solo, foram introduzidos os conceitos de solos semelhantes e de fator de escala.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

**MODELING OF INFILTRATION PROCESS
IN RAINFALL-RUNOFF MODELS**

Ana Paula Simões

May of 1991

Thesis Supervisor : Prof. Paulo Canedo de Magalhães
Department : Civil Engineering

This work concerns infiltration hydrological process simulation in rainfall-runoff models, emphasizing its influence on runoff generation. Based on physical principles of water flow through porous media, an extension of Green & Ampt's equation (**Morel-Seytoux e Khanji, 1974; Morel-Seytoux, 1978**) was been used to estimate infiltrated water and excess rainfall volumes. Simulated values showed good agreement when compared with Richards' equation numerical solution.

Green & Ampt's infiltration parameters - wetting-front pressure head ψ_f , and hydraulic conductivity at natural saturation K_{sat} - were estimated from soil characteristic curves (matric potential \times moisture retention). These curves can be obtained through **Rawls, Brakensiek and Saxton's (1982)** regression models, using particle size distribution, bulk density, organic matter percentage, and moisture retention under -1500 kPa and -33 kPa, available data on SISOLOS - Soil Information System from EMBRAPA (Agricultural and Animal Husbandry Brazilian Research Agency). Soil characteristic curves for 16 brazilian soils (41 horizons) were generated from these models, and compared with observed values. Good results came from application of Model n° 3.

Finally, viscosity and soil properties spatial variability effects on infiltration and excess rainfall modeling were briefly analyzed. Similar media and scaling factor concepts were introduced In order to simulate soil spatial variability.

SUMÁRIO

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
I.1. SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA ATRAVÉS DE MODELOS CHUVA-VAZÃO	1
I.2. DISTRIBUIÇÃO DA ÁGUA NO SOLO	2
I.3. ESTRUTURAÇÃO DO TRABALHO	5
CAPÍTULO II - PRINCÍPIOS FÍSICOS DO ESCOAMENTO DA ÁGUA ATRAVÉS DO SOLO	7
II.1. O SOLO	7
II.1.1. Textura e Estrutura do Solo	8
II.1.2 O Solo Ideal	9
II.2. ÍNDICES CARACTERÍSTICOS DE UM SOLO	10
II.2.1. Densidade de Sólidos	11
II.2.2. Densidade Aparente	11
II.2.3. Porosidade e Índice de Vazios	12
II.2.4. Índices Relativos ao Conteúdo de Água do Solo	12
II.2.4.1. Teor de umidade em relação à massa (h)	13
II.2.4.2. Teor de umidade em relação ao volume (θ)	13
II.2.4.3. Grau de saturação e Saturação efetiva	13
II.2.4.4. Capacidade de campo e Ponto de murchamento	14
II.3. ENERGIA POTENCIAL DA ÁGUA NO SOLO	15
II.3.1. Potencial Gravitacional	17
II.3.2. Potencial de Pressão	18
II.3.3. Potencial Matricial ou Tensão de Umidade	19
II.3.4. Outros Potenciais	23
II.4. ESCOAMENTO DA ÁGUA ATRAVÉS DO SOLO	24
II.4.1. Lei de Darcy	24
II.4.2. Condutividade Hidráulica e Permeabilidade	26
II.4.3. Equação Geral do Fluxo em Meios Saturados	27
II.4.4. Escoamento em Meios Não Saturados	28
II.4.5. Relações entre Condutividade, Tensão e Umidade	31

CAPÍTULO III - O FENÔMENO DE INFILTRAÇÃO EM MODELOS CHUVA-VAZÃO	36
III.1. INFILTRAÇÃO EM UM SOLO IDEAL	37
III.2. RELAÇÕES ENTRE INFILTRAÇÃO, PRECIPITAÇÃO E ESCOAMENTO	40
III.2.1. Aspecto Qualitativo	40
III.2.2. Infiltração como Função da Intensidade da Chuva	42
III.3. EQUAÇÕES DE INFILTRAÇÃO	43
III.3.1. Equação de Kostiakov	44
III.3.2. Equação de Horton	44
III.3.3. Equação de Holtan	45
III.3.4. Equação de Philip	46
III.4. A EQUAÇÃO DE GREEN & AMPT	47
III.4.1. Formulação Original	47
III.4.2. Significado Físico dos Parâmetros da Equação de Green & Ampt	51
III.4.3. Determinação do Instante de Saturação da Superfície	53
III.4.3.1. Para chuvas de intensidade constante no tempo	53
III.4.3.2. Para chuvas de intensidade variável no tempo	54
III.5. INFLUÊNCIA DA VARIABILIDADE ESPACIAL DAS PROPRIEDADES HÍDRICAS DO SOLO	56
III.5.1. O Problema da Variabilidade Espacial na Simulação Hidrológica	56
III.5.2. Teoria da Semelhança em Meios Porosos e Noção de Fator de Escala	57

CAPÍTULO IV - SIMULAÇÃO DA INFILTRAÇÃO ATRAVÉS DA EQUAÇÃO DE GREEN & AMPT	61
IV.1. INTRODUÇÃO	61
IV.2. ESTIMAÇÃO DE CURVAS DE RETENÇÃO A PARTIR DE PROPRIEDADES DOS SOLOS DISPONÍVEIS NO BANCO DE DADOS DA EMBRAPA	62
IV.2.1. Os Modelos de Rawls, Brakensiek e Saxton	62
IV.2.2. Aplicação dos Modelos de Rawls, Brakensiek e Saxton para Solos Brasileiros	65
IV.3. ESTIMAÇÃO DOS PARÂMETROS DE INFILTRAÇÃO DE GREEN & AMPT	71
IV.3.1. Estimação de ψ_f e K_{sat} a partir das Curvas de Retenção	71
IV.3.1.1. Metodologia de Rawls, Brakensiek e Miller	71
IV.3.1.2. Verificação da metodologia	75
IV.3.2. Estimação de ψ_f e K_{sat} a partir de Propriedades dos Solos	78
IV.3.2.1. Determinação das curvas de retenção	79
IV.3.2.2. Determinação de ψ_f e K_{sat}	80
IV.4. SIMULAÇÃO DA INFILTRAÇÃO	82
IV.4.1. Metodologia Empregada	82
IV.4.2. Simulação a partir das Curvas de Retenção	85
IV.4.3. Simulação a partir de Propriedades dos Solos	88
IV.4.4. Breves Estudos sobre as Incertezas Decorrentes dos Efeitos da Viscosidade e dos Efeitos da Variabilidade Espacial do Solo	90
IV.4.4.1. Avaliação do efeito da viscosidade	90
IV.4.4.2. Avaliação do efeito da variabilidade espacial do solo	93

CAPÍTULO V - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	101
V.1. CONCLUSÕES	101
V.2. RECOMENDAÇÕES	103
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105
APÊNDICE A - DERIVAÇÃO DE UMA EQUAÇÃO DE INFILTRAÇÃO CONSIDERANDO O ESCOAMENTO SIMULTÂNEO DO AR E DA ÁGUA	110

LISTA DE SÍMBOLOS

MINÚSCULAS ROMANAS

a = constante da equação de Brutsaert (IV.7)	[$L^3 T^{-1}$]
b = constante da equação de Kostiakov	
b = constante da equação de Horton	
c = constante da equação de Kostiakov	
d = diâmetro efetivo dos poros	[L]
f = taxa de infiltração	[$L T^{-1}$]
f_c = capacidade de infiltração de equilíbrio	[$L T^{-1}$]
f_o = capacidade de infiltração inicial	[$L T^{-1}$]
f_p = capacidade de infiltração	[$L T^{-1}$]
f_w = função fraccional do escoamento	
g = aceleração da gravidade	[$L T^{-2}$]
h = teor de umidade em relação à massa = m_w / m_s	[M/M]
i = intensidade de chuva	[$L T^{-1}$]
k = permeabilidade intrínseca	[L^2]
k_1 = permeabilidade efetiva em relação à fase i	[L^2]
k_a = permeabilidade efetiva em relação ao ar	[L^2]
k_w = permeabilidade efetiva em relação à água	[L^2]
k_{r1} = permeabilidade relativa = k_1 / k	[L^2 / L^2]
k_{ra} = permeabilidade relativa ao ar = k_a / k	[L^2 / L^2]
k_{rw} = permeabilidade relativa à água = k_w / k	[L^2 / L^2]
l = comprimento microscópico característico	[L]
l = comprimento microscópico característico para o solo de referência	[L]

m_a = massa de ar em uma amostra de solo	[M]
m_s = massa de sólidos em uma amostra de solo	[M]
m_t = massa total de uma amostra de solo	[M]
m_v = massa de vazios = $m_a + m_w$	[M]
m_w = massa de água em uma amostra de solo	[M]
n = expoente da equação de Brooks&Corey (II.49)	[L]
p = pressão relativa	[M L ⁻¹ T ⁻²]
p_a = pressão do ar	[M L ⁻¹ T ⁻²]
p_c = pressão capilar	[M L ⁻¹ T ⁻²]
p_w = pressão da água	[M L ⁻¹ T ⁻²]
p_A = pressão atmosférica	[M L ⁻¹ T ⁻²]
q = densidade de fluxo ou fluxo darcyniano	[L T ⁻¹]
q_a = densidade de fluxo de ar	[L T ⁻¹]
q_w = densidade de fluxo de água	[L T ⁻¹]
q_x = componente no eixo x da densidade de fluxo	[L T ⁻¹]
q_y = componente no eixo y da densidade de fluxo	[L T ⁻¹]
q_z = componente no eixo z da densidade de fluxo	[L T ⁻¹]
r_e = excesso de chuva	[L T ⁻¹]
s = sorptividade	[L T ^{-1/2}]
t = tempo	[T]
t_0 = instante inicial	[T]
t_p = instante de saturação da superfície	[T]
v = velocidade média real do escoamento	[L T ⁻¹]
z = profundidade; potencial gravitacional	[L]
z_f = profundidade da frente úmida	[L]

MAIÚSCULAS ROMANAS

A	= constante da equação de Holtan	
A_s	= área da seção transversal de uma coluna d'água	[L ²]
B	= constante da equação de Holtan	
C_{org}	= teor de carbono orgânico	
E_g	= energia potencial gravitacional	[M L ² T ⁻²]
E_p	= energia potencial devida à pressão	[M L ² T ⁻²]
F	= volume de infiltração acumulado	[L]
F_0	= vol. infiltração no início do intervalo	[L]
F_p	= vol. infiltração acumulado até a saturação	[L]
H	= lâmina d'água acumulada sobre a superfície	[L]
K	= condutividade hidráulica	[L T ⁻¹]
K_r	= condutividade hidráulica relativa = K/K_{sat}	
K_{sat}	= cond. hidráulica à saturação natural	[L T ⁻¹]
$K_{sat.}$	= K_{sat} do solo de referência	[L T ⁻¹]
L	= altura da coluna	[L]
N	= constante da equação de Holtan	
Q	= taxa volumétrica de água	[L T ⁻¹]
R_e	= número de Reynolds	
S_{av}	= sucção capilar média na frente úmida	[L]
S	= grau de saturação = V_w/V_v	[L ³ /L ³]
S_e	= saturação efetiva = $(\theta - \theta_{res}/\eta - \theta_{res})$	[L ³ /L ³]
S_{res}	= saturação residual	[L ³ /L ³]
V_a	= volume de ar contido numa amostra de solo	[L ³]
V_s	= volume de sólidos de uma amostra de solo	[L ³]
V_t	= volume total de uma amostra de solo	[L ³]
V_v	= volume de vazios = $V_a + V_w$	[L ³]
V_w	= volume de água de uma amostra de solo	[L ³]

MINÚSCULAS GREGAS

α	= fator de escala	
β	= fator de correção quanto à viscosidade	
β_p	= fator de correção β no instante de saturação (t_p)	
γ_w	= peso específico da água	[M L ⁻² T ⁻²]
ε	= índice de vazios = $V_v / (V_t - V_v)$	[L ³ /L ³]
η	= porosidade = $V_v / V_t = \varepsilon / (1 + \varepsilon)$	[L ³ /L ³]
η_e	= porosidade efetiva = $(\eta - \theta_{res})$	[L ³ /L ³]
θ	= teor de umidade do solo = V_w / V_t	[L ³ /L ³]
θ_a	= conteúdo volumétrico de ar	[L ³ /L ³]
θ_i	= teor de umidade inicial	[L ³ /L ³]
θ_{res}	= teor de umidade residual	[L ³ /L ³]
θ_{sat}	= teor de umidade à saturação natural	[L ³ /L ³]
θ_t	= umidade para o solo totalmente saturado	[L ³ /L ³]
θ_{33}	= teor de umidade à tensão de -33 kPa	[L ³ /L ³]
θ_{1500}	= teor de umidade à tensão de -1500 kPa	[L ³ /L ³]
λ	= índice de distribuição do tamanho dos poros	[L]
λ_a	= mobilidade do ar = $k (k_{ra} / \mu_a)$	
λ_w	= mobilidade da água = $k (k_{rw} / \mu_w)$	
μ	= viscosidade dinâmica do fluido	[M L ⁻¹ T ⁻¹]
μ_w	= viscosidade dinâmica da água	[M L ⁻¹ T ⁻¹]
μ_a	= viscosidade dinâmica do ar	[M L ⁻¹ T ⁻¹]
ρ_a	= massa específica do ar	[M L ⁻³]
ρ_b	= densidade aparente = m_s / V_t	[M L ⁻³]
ρ_s	= densidade de sólidos = m_s / V_s	[M L ⁻³]
ρ_w	= massa específica da água	[M L ⁻³]
ψ	= potencial matricial ou tensão de umidade	[L]
ψ_*	= potencial matricial do solo de referência	[L]

ψ_a	= pressão de entrada do ar	[L]
ψ_b	= pressão de borbulhamento	[L]
ψ_B	= potencial capilar crítico	[L]
ψ_c	= altura capilar efetiva	[L]
ψ_f	= tensão capilar média na frente úmida	[L]
ψ_{f*}	= ψ_f do solo de referência	[L]
ψ_i	= potencial matricial inicial	[L]
ψ_w	= pressão de entrada da água	[L]
ϕ_g	= potencial gravitacional	[L]
ϕ_m	= potencial matricial	[L]
ϕ_o	= potencial osmótico	[L]
ϕ_p	= potencial de pressão	[L]

MAIÚSCULAS GREGAS

Φ	= potencial total	[L]
Λ	= mobilidade total	
Λ_r	= mobilidade total relativa = Λ/k	

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1. SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA ATRAVÉS DE MODELOS CHUVA-VAZÃO

No decorrer da segunda metade deste século, com o advento de equipamentos computacionais, iniciou-se o desenvolvimento de uma nova técnica de modelação do comportamento de bacias hidrográficas tendo como base conceitual o ciclo hidrológico. Esses modelos, conhecidos como Modelos Conceituais Chuva-Vazão, são uma expressão matemática das complexas relações entre os vários fenômenos físicos que compõem o ciclo hidrológico, permitindo, para uma dada região, um conhecimento mais claro do movimento da água sob o ponto de vista hidrológico.

A razão de se efetuar uma simulação com modelos matemáticos conceituais do tipo chuva-vazão está basicamente na complexidade do processo natural. A impossibilidade atual de se analisar todo o ciclo hidrológico obriga que se lance mão de modelos simplificados deste complexo natural, para se ter respostas aproximadas àquelas produzidas pela natureza. Assim, o sistema real é substituído por um sistema bem mais simples e de fácil manipulação.

O estudo de cada componente do ciclo hidrológico deve ser fisicamente tão significativo quanto possível. Os parâmetros devem representar quantidades mensuráveis, o que é importante por dois motivos. Primeiro, pode se ter uma sensação imediata do realismo de uma solução resultante. Segundo, se os parâmetros são fisicamente significativos, eles podem ser checados contra dados reais, e podem, subseqüentemente, ser estimados a partir de informações de campo para sintetização de dados de bacias sem registros.

Entretanto, a despeito de sua importância, o processo de infiltração

continua a ser simulado através de equações empíricas, geralmente envolvendo parâmetros sem claro significado físico, submetidos à calibração na grande maioria dos modelos hidrológicos. Em grande parte, isto se deve à complexidade de simulação de um processo que, além de ser altamente não linear, exige o conhecimento de um grande número de características do solo e do escoamento espacialmente distribuídas ao longo da bacia.

I.2. DISTRIBUIÇÃO DA ÁGUA NO SOLO

Ainda que os hidrogeólogos utilizem-na de forma mais restrita¹, a expressão *aguas subterrâneas* é geralmente empregada para designar a água existente na porção subterrânea da Terra (Bear, 1979; Cleary, 1989). Sua distribuição em um perfil homogêneo de uma bacia hidrográfica é esquematizada na Figura I.1. Mesmo não sendo consensual, a classificação adotada procura reproduzir a terminologia e conceitos encontrados em textos básicos de hidrologia (Sousa Pinto et alli, 1976; Linsley, Kohler e Paulhus, 1982) e hidrologia de águas subterrâneas (Davis e De Wiest, 1966; Bear, 1979; Cleary, 1989).

Essencialmente, a água existente abaixo da superfície pode ser encontrada na *zona saturada*, onde os vazios do solo estão totalmente preenchidos por água, ou na *zona não saturada*², ou *zona de aeração*, onde os vazios contém água e/ou ar.

¹ Em Hidrogeologia, costuma-se usar a expressão AGUAS SUBSUPERFICIAIS (subsurface water) para caracterizar a água existente no subsolo, empregando-se AGUAS SUBTERRANEAS (groundwater) apenas para referir-se 'aquela contida na zona saturada.

² Apesar da expressão ZONA NAO SATURADA ser consagrada inclusive na legislação de águas subterrâneas (CLEARY, 1989), atualmente procura-se evitá-la, substituindo-a por zona de aeração ou zona vadosa, já que é possível a ocorrência de camadas impermeáveis, ou semi-permeáveis, em seu interior, fazendo surgir regiões saturadas dentro da "zona não saturada".

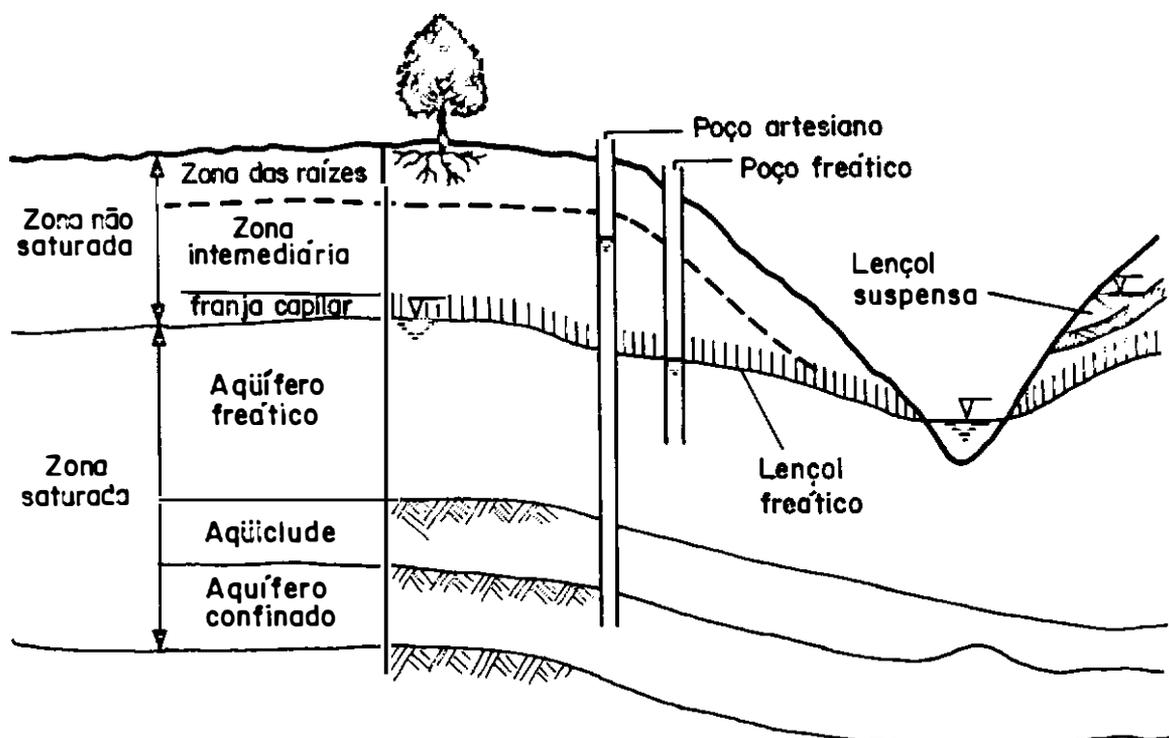


Figura I.1 - Ocorrência da água subterrânea
(fonte: Linsley, Kohler e Paulhus, 1982)

A zona não saturada é subdividida em outras três regiões distintas quanto à ocorrência da água. A primeira, e mais superficial, é a *zona das raízes*, sujeita a grandes alterações em seu conteúdo de água em função dos processos de infiltração, transpiração vegetal e evaporação. Sua extensão é determinada pela máxima profundidade da qual a água ainda pode retornar à superfície através das raízes ou por efeito capilar. Por simplicidade, a espessura desta região é admitida como sendo igual ao comprimento médio de suas raízes, hipótese também utilizada

por alguns modelos hidrológicos (Canedo, 1974; Correia, 1984), podendo variar de cerca de 20 cm (vegetação rasteira) até 10 metros (florestas). Como será visto adiante, as condições de saturação desta faixa do solo, altamente variáveis no tempo e no espaço, são fatores determinantes para o processo de infiltração e para a geração de escoamento superficial.

A segunda região da zona não saturada, a *zona intermediária*, surge onde o lençol freático é profundo, e separa a zona das raízes da franja capilar. Ela é caracterizada por uma menor variabilidade dos níveis de umidade, geralmente se encontrando próxima da capacidade de campo. Ainda que às vezes possa simplesmente não existir, em regiões áridas a zona intermediária pode alcançar profundidades superiores a 300 metros.

A terceira região da zona não saturada, a *franja capilar*, situa-se imediatamente acima do lençol freático, onde a pressão absoluta é inferior à atmosférica. A elevação da franja capilar depende da textura e da granulometria do material que constitui o solo: quanto mais fino o solo, maior o efeito capilar e, conseqüentemente, maior a altura atingida. De um modo geral, a ascensão capilar é da ordem de decímetros em areias, chegando a alguns metros em solos argilosos (Bear, 1979).

Separando a zona não saturada da zona saturada, o *lençol freático*, ou *superfície freática*, constitui-se em uma superfície irregular, saturada e livre³. De modo mais preciso, é definido como o local dos pontos onde a pressão absoluta é igual à atmosférica, isto é, pressão hidrostática igual a zero (Bear, 1979; Cleary, 1989).

A zona saturada inicia-se imediatamente abaixo do lençol freático. Diferentemente da franja capilar, a pressão absoluta nessa faixa é igual ou superior à atmosférica. Davis e De Wiest, (1966) preferem chamá-la de zona freática, definindo-a como a região onde a água flui naturalmente através de poços.

³ O lençol freático é considerado uma superfície livre por permanecer em contato direto com a atmosfera através dos vazios do material permeável acima dele (CLEARY, 1989).

É na zona saturada que surgem os *aquíferos*, formações geológicas capazes de armazenar e transmitir água em quantidades significativas sob condições naturais. Em função da presença, ou não, de uma superfície freática, os aquíferos podem ser classificados como *não confinados* ou *confinados*. Um aquífero não confinado (também chamado de freático ou livre) é aquele que está em contato com o ar atmosférico e cujo limite superior, portanto, é uma superfície freática. O nível d'água em um poço que penetre um aquífero livre é igual à posição da superfície freática naquele ponto.

Por sua vez, os *aquíferos confinados*, ou *artesianos*⁴, são limitados por camadas de material impermeável, encontrando-se à pressão absoluta superior que a atmosférica. Quando um poço perfura a camada confinante do aquífero, o nível da água se eleva até a *superfície piezométrica*, superfície imaginária onde a pressão iguala-se à atmosférica, situada acima do limite físico superior do aquífero⁵. Os chamados *poços artesianos surgentes*, ou *jorrantes*, ocorrem quando a superfície piezométrica está acima do nível do solo, fluindo naturalmente, sem necessidade de bombeamento.

I.3. ESTRUTURAÇÃO DO TRABALHO

Basicamente, este trabalho tem por objetivo desenvolver uma metodologia simplificada para abordar a relação entre infiltração e escoamento superficial, sem, no entanto, deixar de considerar importantes aspectos físicos do processo.

⁴ Em muitos textos, o termo ARTESIANO é usado apenas para descrever poços surgentes (BEAR, 1979).

⁵ Modernamente, usa-se a expressão SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA de um aquífero (CLEARY, 1989) para se referenciar ao local dos pontos onde a pressão se iguala à atmosférica, podendo ser verificada através do nível d'água de poços penetrantes no aquífero. Em aquíferos livres, a superfície potenciométrica é o próprio lençol freático.

No Capítulo II, é feita uma revisão quanto aos princípios físicos do escoamento da água através do solo, abordando-se as características do solo que intervêm nesse processo e apresentando as equações utilizadas para descrever o fenômeno em meios saturados e não saturados.

No Capítulo III, a atenção é focada na simulação da componente de infiltração em modelos chuva-vazão. Conceitua-se infiltração e sua importância na determinação do escoamento superficial, bem como diversas equações usadas na descrição do fenômeno em modelos hidrológicos, dando-se especial atenção à equação de Green & Ampt. Finalmente, é abordada a questão da variabilidade espacial das propriedades hídricas do solo, sendo introduzidos os conceitos de meios semelhantes e fator de escala.

No Capítulo IV, é apresentada uma metodologia para estimação de curvas de retenção e parâmetros de infiltração a partir da granulometria e outras propriedades dos solos. Em seguida, a infiltração decorrente de uma chuva é simulada através de uma extensão da equação de Green & Ampt, sendo determinadas taxas e volumes de infiltração, bem como o instante de saturação da superfície. Por fim, são feitas breves avaliações quanto aos efeitos da variabilidade espacial do solo e da viscosidade, aplicando-se o conceito de fator de escala para simulação do primeiro.

No Capítulo V, são feitas as considerações finais do trabalho, analisando a simulação da infiltração à luz da revisão dos aspectos teóricos e dos resultados obtidos nos capítulos anteriores, sendo feitas algumas proposições para trabalhos futuros. O presente trabalho inclui também um apêndice onde é reproduzido o desenvolvimento da equação utilizada para simulação da infiltração, na qual são observadas as características do escoamento simultâneo da água e do ar, sendo mostrado, também, o significado físico dos parâmetros da equação de Green & Ampt.

CAPÍTULO II

PRINCÍPIOS FÍSICOS DO ESCOAMENTO DA ÁGUA ATRAVÉS DO SOLO

Uma melhor compreensão do processo de infiltração requer o conhecimento dos princípios que regem o escoamento da água em meios porosos. Nesse capítulo serão apresentadas algumas propriedades do solo, bem como as equações que descrevem o escoamento em meios saturados e não saturados.

II.1. O SOLO

Resultado da fragmentação e decomposição das rochas, o solo consiste na camada mais externa da crosta terrestre, sujeito à ação permanente do clima e das numerosas espécies que habitam a superfície, entre elas a espécie humana. Basicamente, é constituído por minerais, matéria orgânica, água e ar, substâncias que, encontradas em diferentes fases, interagem permanentemente, ocasionando alterações em suas propriedades e, conseqüentemente, nas propriedades do solo.

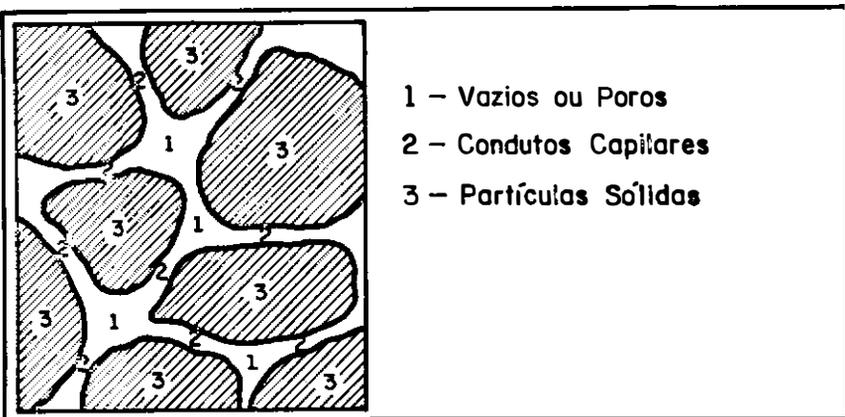


Figura II.1 - Matriz Porosa do Solo

(fonte: Canedo, 1989)

As partículas sólidas formam uma estrutura geometricamente indefinida e permeável, denominada *matriz porosa do solo* (Figura II.1). É através dos *poros*, espaços vazios interligados por *capilares*, que se realiza o escoamento e armazenamento das substâncias fluidas.

II.1.1. Textura e Estrutura do Solo

O termo *textura* refere-se à distribuição das partículas do solo tão somente quanto ao seu tamanho. Cada solo recebe uma designação referente a sua textura, que nos dá uma idéia do tamanho das partículas mais frequentes. Tradicionalmente, as partículas do solo são divididas em três frações de tamanho, chamadas *frações texturais*: areia, silte e argila. Ainda não existe um acordo nas definições destas classes. Na Figura II.2 são mostrados os dois esquemas de classificação mais utilizados.

Classificação do Departamento de Agricultura dos E.U.A.
(U. S. D. A.)

		0.02	0.05	0.1	0.25	0.5	1.0	2.0 mm
A R G I L A	SILTE	MUITO FINA	FINA	MÉDIA	GROSSA	MUITO GROSSA	CASCALHO	
		AREIA						
A R G I L A	SILTE	AREIA					CASCALHO	
		FINA		GROSSA				
		0.002	0.02	0.2			2.0 mm	

Classificação da Sociedade Internacional da Ciência do Solo
(I. S. S. S.)

Figura II.2 - Classificação dos Solos

(fonte: Reichardt, 1985)

A determinação da distribuição dos tamanhos das partículas do solo é conhecida como análise mecânica do solo. A separação das frações é geralmente feita por peneiramento do solo seco ao ar, com uma seqüência de peneiras, até um diâmetro de partículas de aproximadamente 0,05 mm. A fim de separar as partículas de diâmetro menor, geralmente é utilizado o método da sedimentação.

O termo *estrutura* é utilizado para descrever o solo no que se refere ao arranjo, orientação e organização das partículas sólidas. A estrutura define também a geometria dos espaços porosos. Como o arranjo das partículas do solo é geralmente muito complexo para permitir qualquer caracterização geométrica simples, não existe meio prático de se medir a estrutura de um solo. Por isso, de acordo com **Reichardt (1985)**, o conceito de estrutura do solo é qualitativo.

A junção de partículas do solo dá origem a agregados, que são classificados quanto à forma (prismáticos, laminares, colunares, granulares e em bloco) e ainda quanto ao tamanho (diâmetro) do agregado.

A textura e a estrutura do solo são características fundamentais para o estudo dos processos de infiltração e percolação da água. Para a mesma textura, o solo pode comportar-se diferentemente quanto à circulação da água por seus poros. Solos com mesma textura e estrutura podem até variar a sua permeabilidade em função da direção do escoamento. Além disso, ambas características podem variar espacialmente, modificando de forma significativa a circulação da água dentro do meio poroso. Esta complexa circulação é pois uma das grandes dificuldades na simulação dos processos de infiltração e percolação dentro dos modelos chuva-vazão.

II.1.2. O Solo Ideal

Admitindo estas dificuldades, o estudo dos solos é desenvolvido a partir da adoção de um modelo simplificado, o *solo ideal*. Ao longo de seu perfil, o solo ideal é homogêneo e todos os poros encontram-se interligados por capilares, o que permite adotar-se a hipótese de meio contínuo e a aplicação das equações a serem descritas no item II.5.

II.2. ÍNDICES CARACTERÍSTICOS DE UM SOLO

A Figura II.3 mostra esquematicamente a constituição de um solo, a fim de tornar claras as relações existentes entre volumes e massas de cada uma de suas três fases - ar, água e sólidos.

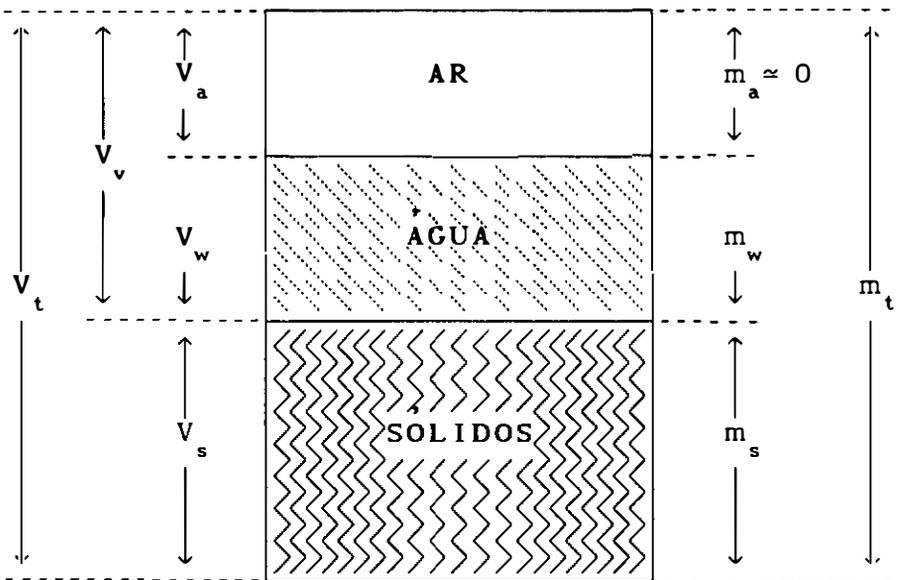


Figura II.3 - O solo como um sistema trifásico

(fonte: Hillel, 1971)

O diagrama completo representa a massa e o volume totais de uma amostra de solo, estando dividido em seções correspondentes às fases sólida, líquida (água) e gasosa (ar). Os volumes (V) de cada fase estão assinalados ao lado esquerdo da figura, ficando as massas (m) ao lado direito. A quantidade V_v é o *volume de vazios*, volume igual ao ocupado pelos poros do solo, isto é, à soma dos volumes ocupados pelo ar e pela água.

Com base neste diagrama, vários índices podem ser estabelecidos a fim de expressar quantitativamente as relações existentes entre as três fases que compõem o solo. Nos itens subseqüentes, serão apresentados os

Índices utilizados ao longo deste trabalho relacionados com o estudo do escoamento da água nos solos. A determinação destes e de outros índices é descrita em textos básicos de Física dos Solos e Mecânica dos Solos, não sendo objeto deste texto.

II.2.1. Densidade de Sólidos

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} \quad (\text{II.1})$$

A densidade de sólidos é também conhecida como *densidade média das partículas sólidas*.

II.2.2. Densidade Aparente

$$\rho_b = \frac{m_s}{V_t} = \frac{m_s}{V_s + V_w + V_a} \quad (\text{II.2})$$

A densidade aparente, ou mais corretamente *densidade aparente de um solo seco*, representa a razão entre massa de sólidos e volume total de uma amostra, sendo um dos indicadores do estado de compactação de um solo. Em solos expansivos (argilosos), a densidade aparente varia com o conteúdo de água. É reconhecida também como densidade global⁶ ou massa específica global (Reichardt, 1987). Em textos de Mecânica dos Solos é comum usar peso específico aparente, ao invés de massa específica ou densidade aparente.

Embora menos utilizada, a densidade aparente de um solo úmido é definida como a razão entre massa total (água e sólidos) e volume total.

⁶Do inglês BULK DENSITY.

II.2.3. Porosidade e Índice de Vazios

Juntamente com o *índice de vazios* (ϵ), a *porosidade* (η) é um dos índices que pode traduzir a capacidade máxima do solo de reter água, sendo expressos por:

$$\epsilon = \frac{V_w + V_a}{V_s} = \frac{V_v}{V_t - V_v} \quad (\text{II.3})$$

e:

$$\eta = \frac{V_v}{V_t} = \frac{V_w + V_a}{V_s + V_w + V_a} \quad (\text{II.4})$$

Das relações acima, decorre que:

$$\eta = \frac{\epsilon}{1 + \epsilon} \quad (\text{II.5})$$

Na verdade, um solo real dificilmente terá todos os seus poros completamente preenchidos por água, já que há sempre uma certa quantidade residual de ar em poros não conectados aos demais.

II.2.4. Índices Relativos ao Conteúdo de Água do Solo

O conhecimento da quantidade de água existente em um solo, ou umidade, é fundamental no estudo dos modelos chuva-vazão. Nessa questão, os índices que caracterizam a umidade não chegam a ser encarados como tal, e sim como variáveis intrinsecamente relacionadas ao processo.

A umidade pode ser expressa em diversas formas, sendo normalmente apresentada como uma razão entre volumes ou massas das três fases que constituem o solo. A adoção de um determinado índice em detrimento de outros, geralmente reflete as facilidades/dificuldades para sua obtenção. A seguir, estão relacionados alguns dos índices (variáveis) mais empregados.

II.2.4.1. Teor de umidade em relação à massa (h):

$$h = \frac{m_w}{m_s} \quad (\text{II.6})$$

II.2.4.2. Teor de umidade em relação ao volume (θ):

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w}{V_s + V_w + V_a} \quad (\text{II.7})$$

Também conhecido como *conteúdo volumétrico de água*. Neste texto, sempre que mencionada a expressão teor de umidade do solo, estar-se-á referindo ao teor de umidade em relação ao volume.

Alguns valores assumidos pelo teor de umidade devem ser destacados. O *teor de umidade à saturação total*, θ_t , é atingido quando V_w for igual à V_t . O *teor de umidade à saturação natural*, θ_{sat} , é sempre menor que θ_t pois considera a permanência de uma certa quantidade residual de ar. Já o *teor de umidade residual* θ_{res} refere-se à quantidade mínima de água no solo sob condições naturais.

II.2.4.3. Grau de saturação e Saturação efetiva:

$$S = \frac{V_w}{V_v} = \frac{V_w}{V_w + V_a} \quad (\text{II.8})$$

O grau de saturação varia de zero a um (100%), ou seja, de solo completamente seco, com todos os poros ocupados por ar, à situação em que todos os poros encontram-se preenchidos por água.

Especialmente ao se trabalhar com solos expansivos, utiliza-se o grau de saturação no lugar do teor de umidade, pois esta é uma forma de se contornar problemas devidos à variação da porosidade (Warrick, Mullen e

Nielsen, 1977). É possível calcular o grau de saturação a partir do teor de umidade e da porosidade do solo, através da relação:

$$S = \frac{\theta}{\eta} \quad (\text{II.9})$$

Conceitualmente equivalente ao teor de umidade residual, expressa-se como *saturação residual* S_{res} :

$$S_{res} = \frac{\theta_{res}}{\eta} \quad (\text{II.10})$$

A umidade do solo pode ser expressa ainda através da *saturação efetiva*, determinada por:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_{res}}{\eta - \theta_{res}} \quad (\text{II.11})$$

ou

$$S_e = \frac{S - S_{res}}{1 - S_{res}} \quad (\text{II.12})$$

Essa grandeza será novamente abordada no capítulo 4, quando discutir-se-á a estimativa de parâmetros de infiltração.

II.2.4.4. Capacidade de campo e Ponto de murchamento

Capacidade de campo é um determinado teor de umidade que corresponde àquele teor no instante em que cessa a drenagem natural da água no solo. A partir daí, a água é retirada do solo através dos processos de evaporação e transpiração.

Ponto de murchamento é o teor de umidade para o qual as raízes não conseguem mais retirar água do solo. Definições mais precisas desses dois conceitos serão apresentadas no item seguinte, após a conceituação de potencial matricial.

II.3. ENERGIA POTENCIAL DA ÁGUA NO SOLO

O estado de energia da água é uma das mais importantes características de um solo, especialmente sob o ponto de vista do escoamento. Considerando que a velocidade da água no solo é muito pequena, e, portanto, sua energia cinética é desprezível, esse estado é determinado basicamente a partir da energia potencial da água em cada ponto do solo.

A energia potencial de um corpo é devida a sua posição em campos de força (Reichardt, 1987), estando classicamente associada à atuação do campo gravitacional. No solo, além deste, deve-se levar em conta os campos de força originados pela interação da matriz sólida com a água, bem como pela presença de solutos, entre outros.

A tendência natural dos corpos é de deslocar-se de um ponto onde a energia potencial é maior para outro de menor energia, procurando sempre atingir um estado de equilíbrio em relação ao meio. Na verdade, diferenças de potencial da água entre pontos distintos do solo dão origem a seu escoamento, como será visto em breve. Portanto, não importa a quantidade absoluta de energia contida em um determinado ponto, mas sim a diferença existente entre este ponto e um referencial pré-estabelecido.

O *potencial total da água do solo* Φ expressa a energia potencial da água de um dado ponto em relação a um estado padrão de referência⁷ (Hillel, 1971), podendo ser encarado como a soma de contribuições devidas a diferentes efeitos:

$$\Phi = \phi_g + \phi_m + \phi_p + \phi_o + \dots \quad (\text{II.13})$$

⁷Em geral, adota-se como estado padrão um reservatório hipotético contendo água pura (sem sais minerais e outros solutos), a pressão atmosférica, a mesma temperatura que a água do solo, e a uma altura constante (HILLEL, 1971). Denomina-se "água livre" a água nessas condições.

onde ϕ_g é o potencial gravitacional, ϕ_m , o potencial matricial, ϕ_p , potencial de pressão, e ϕ_o , potencial osmótico. As reticências indicam a possibilidade de se incluir outros efeitos no cálculo do potencial total, ainda que, na maioria das vezes, sejam irrelevantes.

A energia é uma grandeza extensiva⁸, isto é, proporcional à extensão do corpo (sistema) ao qual está associada. Por esta razão, representa-se o potencial total da água, bem como suas componentes, através de unidades de energia por unidades de massa, volume ou peso, resultando nas seguintes formas:

1. Energia por unidade de massa [L^2T^{-2}]

2. Energia por unidade de volume [$M L^{-1}T^{-2}$]

Dimensionalmente, equivale a uma pressão. Ainda que por vezes os potenciais matricial, de pressão e osmótico sejam expressos dessa maneira, raramente ela é usada para o potencial gravitacional. As unidades mais empregadas são atmosfera, bária e pascal.

3. Energia por unidade de peso [L]

Assim como a energia pode ser expressa na forma de pressão, esta pode ser expressa em termos da altura da coluna d'água equivalente, isto é, sua carga hidráulica.

Em textos de Hidrologia (Linsley, Kohler et Paulhus, 1982; Souza Pinto et alli, 1976), Águas Subterrâneas (Bear, 1979) e Mecânica dos Solos (Caputo, 1983), é comum deparar-se com referências às "categorias" assumidas pela água: água gravitacional, capilar ou higroscópica. Para os físicos de solos, no entanto, a utilização do conceito de potencial total da água elimina esse tipo de classificação arbitrária e inadequa-

⁸ São exemplos de grandezas extensivas a massa, volume e peso de um corpo. São grandezas intensivas, independentes da extensão do sistema, a densidade, pressão e temperatura.

da quanto aos fenômenos ocorridos no solo. Como é frisado por **Hillel (1971)** e **Reichardt (1985)**, exceptuando as alterações de fase, a água é a mesma em qualquer posição e tempo dentro do solo, não se distinguindo por sua "forma", mas sim por seu estado de energia, ou seja, por seu potencial.

II.3.1. Potencial Gravitacional

O potencial gravitacional da água em um ponto do solo depende apenas da posição ocupada por esse em relação ao campo gravitacional, sendo determinado a partir de um plano referencial arbitrário. Usualmente, toma-se como plano referencial de posição a superfície do solo, o que será mantido ao longo desse texto. Por essa convenção, o potencial gravitacional de todos os pontos localizados ao nível do solo será igual a zero. Aqueles acima da superfície terão potencial positivo; aqueles abaixo, terão potencial negativo.

A energia potencial gravitacional de uma massa m_w de água, de volume V_w , a uma profundidade z abaixo da superfície será:

$$E_g = -m_w g z = -\rho_w V_w g z \quad (\text{II.14})$$

Expressando o potencial gravitacional em unidade de energia por unidade de volume (equivalente a uma pressão), têm-se:

$$\phi_g = \frac{E_g}{V_w} = -\rho_w g z \quad (\text{II.15})$$

Por outro lado, expressando-o na forma de carga hidráulica:

$$\phi_g = \frac{E_g}{\rho_w V_w g} = -z \quad (\text{II.16})$$

sendo a última a forma mais utilizada para representar o potencial gravitacional.

Embora esteja sempre presente, a importância do potencial gravitacional na determinação do potencial total da água será relativa, pois dependerá da magnitude das demais componentes. De modo geral, pode-se afirmar que o potencial gravitacional assume máxima importância em solos saturados e próximos da saturação. Para solos não saturados, no entanto, a parcela mais importante será a matricial, vista no item II.3.3.

II.3.2. Potencial de Pressão

Esta componente é considerada apenas quando a pressão que atua sobre a água do solo é superior à atmosférica, isto é, para pressões manométricas positivas, o que ocorre em aquíferos confinados. Igualmente, a existência de uma camada de água de altura H sobre a superfície do solo (ponding), provoca o surgimento de uma pressão hidrostática. Tendo como referencial a pressão atmosférica, a pressão atuante sobre a superfície será:

$$p = \rho_w g H \quad (\text{II.17})$$

A energia potencial de um volume V_w de água no solo será:

$$E_p = p V_w \quad (\text{II.18})$$

Expressando o potencial de pressão por unidade de volume, têm-se:

$$\phi_p = \frac{p V_w}{V_w} = p \quad (\text{II.19})$$

que vem a ser a própria pressão. Representando-o na forma de carga hidráulica:

$$\phi_p = \frac{p}{\rho g} = H \quad (\text{II.20})$$

Deve-se assinalar que, diferentemente do que está sendo adotado neste texto, alguns físicos de solos preferem considerar as componentes de pressão e matricial como uma única, já que são mutuamente exclusivas⁹ (Hillel, 1971, pg. 58). Argumentam que desta forma é possível considerar o perfil de umidade em termos de um único potencial, variando continuamente, acima e abaixo do lençol freático.

II.3.3. Potencial Matricial ou Tensão de Umidade

Recebendo inúmeras denominações¹⁰, o *potencial matricial* da água do solo, ou *tensão de umidade*, é resultado do efeito combinado de forças capilares e de adsorção (Hillel, 1971; Reichardt, 1985), que, surgidas devido à ação entre a água e as partículas sólidas do solo, atraem e "fixam" a água no solo, diminuindo sua energia potencial em relação à chamada água livre.

Difícilmente consegue-se separar o efeito capilar do relativo à adsorção. A água em meniscos capilares está em equilíbrio com a água de "filmes" de adsorção e a modificação do estado de um deles implica na modificação do outro (Figura II.4). Vale ressaltar que, embora em Hidrologia o termo mais utilizado seja "potencial capilar" (Bear, 1979; Linsley, Kholer e Paulhus, 1982; Chow, Maidment e Mays, 1988; Canedo, 1989), os físicos de solos (Hillel, 1971; Reichardt, 1985) julgam-no inadequado, preferindo empregar "potencial matricial", uma referência ao efeito resultante das interações água-matriz sólida.

⁹ Um determinado ponto do solo podera' apresentar potencial matricial (negativo) ou potencial de pressão (positivo), porem, simultaneamente os dois jamais ocorrerão.

¹⁰ O potencial matricial e' reconhecido tambem como potencial capilar, pressão capilar, tensão capilar ou sucção capilar, entre outros.

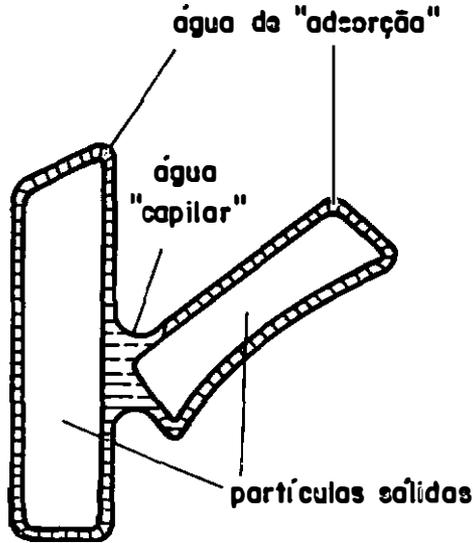


Figura II.4 - Fenômenos de capilaridade e de adsorção
(fonte: Hillel, 1971)

A textura, a estrutura e o teor de umidade do solo são fundamentais na determinação do potencial matricial. Em solos arenosos, a adsorção é pouco importante, predominando o efeito capilar (Reichardt, 1985). O contrário ocorre para solos de textura mais fina, argilosos, onde a adsorção tem papel preponderante. O efeito adsortivo é muito mais significativo também para baixos teores de umidade. A medida que a umidade aumenta, prevalece o efeito capilar.

Devido à complexidade em descrevê-lo matematicamente, o potencial matricial é determinado de forma experimental através de diversos equipamentos, tais como tensiômetros, funis de placa porosa, câmara de pressão de Richards. Estes equipamentos baseiam-se na aplicação de uma tensão ao solo, a fim de retirar da amostra de solo um volume de água, sendo este diretamente proporcional ao módulo da tensão.

Para cada valor de ϕ_m , no equilíbrio, existe um valor de θ no solo. Variando-se a pressão ou a tensão e medindo-se os correspondentes valores de θ , torna-se fácil construir uma curva de retenção de água.

Como a curva é uma característica do solo, ela é determinada uma vez apenas e, sempre que se precisar de valores de potencial matricial, determina-se a umidade do solo e, através da curva, estima-se o valor de ϕ_m . É, porém, importante lembrar das limitações da curva de retenção. Ela varia bastante com pequenas variações de compactação, estrutura, etc. Geralmente, é determinada em laboratório através de amostras deformadas, muitas vezes peneiradas, com estrutura bem diferente da encontrada no campo¹¹. Pode também ser levantada em ensaios de campo, através de tensiômetros. Porém, esse levantamento não cobrirá tensões acima de 80 kPa, nem valores próximos à saturação ($\phi_m \approx 0$). Variações de densidade global e de textura de um horizonte para outro, dentro do mesmo perfil de solo, podem determinar a necessidade do uso de curvas distintas de retenção de água para cada horizonte.

Além disso, há o fenômeno de *histerese* (Figura II.5), isto é, a curva de retenção não é unívoca: para um mesmo teor de umidade, obter-se-á diferentes potenciais matriciais, para solo em processo de drenagem ou molhamento. Ainda que o fenômeno de histerese seja geralmente desprezado na simulação hidrológica, ele deu origem aos conceitos de pressão de entrada da água e pressão de entrada do ar, que serão empregados ao longo desse texto.

Bouwer (1966; 69) definiu *pressão de entrada da água* ψ_w , como a pressão para a qual o solo atinge seu máximo teor de umidade durante o processo de molhamento, e *pressão de entrada do ar* ψ_a , como a pressão para a qual o teor de umidade do solo exibe seu primeiro decréscimo, durante o processo de drenagem. Naturalmente, se não houvesse histerese, ψ_w e ψ_a seriam iguais. A relação entre as duas é admitida por **Bouwer** (1966; 69)

¹¹ Quando sujeito ao uso agrícola, na tentativa de homogeneizá-lo, o solo é muitas vezes revolvido, não sendo o peneiramento, portanto, um processo que descaracterize suas propriedades. Deve-se acrescentar que a única forma de não se deformar uma amostra de solo é utilizando sondas de neutrons.

como sendo igual a:

$$\psi_w = \frac{\psi_a}{2} \quad (\text{II.21})$$

que será adotada nesse trabalho.

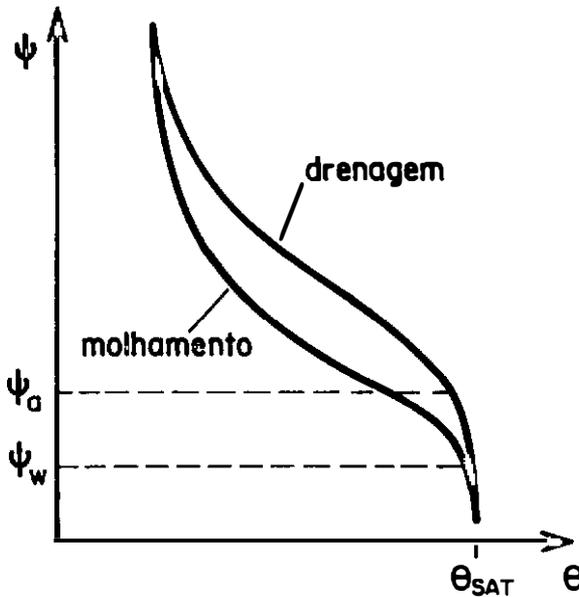


Figura II.5 - Histerese
(fonte:Reichardt, 1985)

A partir da definição de ϕ_m torna-se mais fácil a compreensão dos conceitos de capacidade de campo e ponto de murcha. A capacidade de campo ocorre quando o gradiente do potencial gravitacional é igual ao gradiente do potencial matricial. Nesse instante, a água no solo fica em equilíbrio e a drenagem cessa. Qualquer retirada de água desse perfil só é possível através do processo de evapotranspiração. Verificou-se que, na maioria dos solos e na maioria das situações, o solo se encon-

tra em capacidade de campo quando ϕ_m oscila em torno de $-1/3$ atm (-33 kPa) e em ponto de murchamento permanente quando ϕ_m oscila em torno de -15 atm (-1500 kPa). Por isso, é prática comum determinar-se capacidade de campo e ponto de murchamento em laboratório para as tensões de $-1/3$ atm¹² e de -15 atm, respectivamente.

II.3.4. Outros Potenciais

Conforme dito anteriormente, o potencial total da água no solo não se reduz à soma das componentes gravitacional, matricial e de pressão. Sempre que significativos, outros efeitos devem ser considerados.

A presença de solutos na água (sais minerais, por exemplo) faz surgir o chamado *potencial osmótico*. Ele é significativo quando existem membranas semi-permeáveis, que retêm os solutos, porém não a água. Deve-se sempre considerar este potencial ao analisar-se a interação das raízes com o solo.

Mesmo sendo de difícil medição, o *potencial térmico* é geralmente desprezível. As pequenas variações de temperatura que ocorrem no solo implicam em variações ainda menores desse potencial.

¹² Para solos arenosos, geralmente, considera-se que a capacidade de campo se dá à tensão de $-1/10$ atm.

II.4. ESCOAMENTO DA ÁGUA ATRAVÉS DO SOLO

II.4.1. A Lei de Darcy

A partir de experimentos com filtros de areia, o engenheiro francês Henry Darcy, em 1856, mostrou que a taxa volumétrica de água Q através de uma coluna homogênea de um meio poroso saturado é proporcional à perda de carga hidráulica ΔH (gradiente do potencial) ao longo do trajeto, e inversamente proporcional à altura L da coluna, ou:

$$Q = \frac{V}{t} \propto \frac{A_s \Delta H}{L}$$

onde A_s é a área da seção transversal da coluna. Definindo q como a *densidade de fluxo*, *fluxo darcyniano* ou *velocidade específica* do fluido no meio poroso, tem-se:

$$q = \frac{Q}{A_s} \quad (\text{II.22})$$

Logo:

$$q = K \frac{\Delta H}{L} \quad (\text{II.23})$$

A equação II.23 ficou conhecida como *Lei de Darcy*, válida para escoamento unidimensional em meios porosos homogêneos, saturados e isotrópicos. A constante de proporcionalidade K é denominada *condutividade hidráulica* e será melhor analisada no próximo item. A lei de Darcy pode ser escrita em forma diferencial para uma dimensão:

$$q = -K \frac{\partial H}{\partial x} \quad (\text{II.24})$$

ou, estendendo-a para três dimensões:

$$\mathbf{q} = -K \nabla H \quad (\text{II.25})$$

O sinal negativo das equações II.24 e II.25 refere-se ao fato do fluxo ter sentido contrário ao decréscimo do potencial. Note-se que, embora tenha dimensões de velocidade, o fluxo darcyniano q , ou, simplesmente, fluxo, é diferente da velocidade média real do escoamento, v , igual à:

$$v = \frac{q}{\eta} \quad (\text{II.26})$$

Philip (1969) mostrou que, apesar de seu empirismo original, a equação de Darcy, encontra-se teoricamente embasada nas equações de Navier-Stokes, existindo, naturalmente, certas limitações a seu uso. Basicamente, sua validade está vinculada às hipóteses de escoamento permanente e de que os termos inerciais das equações de Navier-Stokes são desprezíveis em relação aos termos devidos à viscosidade. Isso significa admitir que capilares e poros do solo são bem pequenos¹³ e que a velocidade do escoamento não é alta, prevalecendo o regime laminar de escoamento. O critério quantitativo para determinar se o escoamento é laminar ou turbulento é o número de Reynolds Re :

$$Re = \frac{d v \rho}{\mu} \quad (\text{II.27})$$

onde d é o diâmetro efetivo, ou médio, dos poros, μ é a viscosidade dinâmica e ρ a densidade específica da água. Hillel (1971) e Bear (1979) concordam que para um meio poroso é seguro assumir a linearidade na relação entre fluxo e gradiente hidráulico apenas enquanto o número de Reynolds for menor que um.

De um modo geral, o escoamento na maioria dos solos pode ser considerado laminar. Hillel (1971) esclarece que em siltes e materiais mais finos prevalece o escoamento laminar, enquanto que em areias mais grossas e cascalhos, sujeitos a gradientes hidráulicos muito maiores que um, é possível a ocorrência de escoamento não laminar, e a conseqüente não aplicabilidade da lei de Darcy.

¹³ Apesar dessa hipótese, deve-se tomar cuidado em relação a solos muito finos, pois os efeitos adsorptivos podem não ser desprezíveis, podendo afetar a viscosidade e a permeabilidade (HILLEL, 1971).

II.4.2. Condutividade Hidráulica e Permeabilidade

Denomina-se *condutividade hidráulica* o fator de proporcionalidade K que relaciona fluxo e gradiente hidráulico na equação de Darcy, sendo definido como o fluxo volumétrico de água através do solo para um gradiente hidráulico unitário. Ou seja, para $\nabla H = 1$:

$$q = K$$

sendo K expressa em $[LT^{-1}]$.

Ainda que seja marcadamente afetada por sua geometria porosa, isto é, pela porosidade total e pela distribuição do tamanho dos poros, a condutividade hidráulica não é uma propriedade exclusiva do solo, dependendo também de características do fluido que através dele escoar. A fim de separar esses efeitos, a condutividade hidráulica pode ser determinada na forma de:

$$K = k \frac{\rho g}{\mu} \quad (\text{II.28})$$

onde μ , viscosidade dinâmica em $[ML^{-1}T^{-1}]$, e ρ , densidade em $[ML^{-3}]$, são propriedades do fluido, sendo g a aceleração da gravidade. k é a *permeabilidade intrínseca* do solo, idealmente, uma propriedade exclusiva do meio poroso.

O uso da palavra "permeabilidade" sempre gera confusões, já que costumadamente é aplicada como sinônimo de condutividade hidráulica¹⁴. Além do mais, muitas vezes é empregada para descrever de forma qualitativa a capacidade de um meio poroso transmitir água, ou outros fluidos. Neste texto, o termo *permeabilidade* será usado em seu sentido estrito, isto é, significando a permeabilidade intrínseca do meio, expressa em cm^2 (L^2).

¹⁴ Encontra-se um exemplo dessa ambiguidade conceitual em CAPUTO (1983), pag.67, onde a condutividade hidráulica é chamada de coeficiente de permeabilidade.

A condutividade hidráulica é um dos poucos parâmetros na natureza para o qual encontram-se variações de mais de doze ordens de grandeza, cerca de um trilhão de vezes (Cleary, 1989). A seguir, são apresentados valores típicos para condutividade hidráulica para diferentes materiais.

TABELA II.1 - Condutividade Hidráulica para Alguns Materiais Porosos
(fonte: Bouwer, 1979, pg. 100)

Material	Condutividade (m / dia)	Hidráulica (cm / s)
Argila	0 - 0.1	5×10^{-5}
Silte	0.1 - 1	5×10^{-4}
Areia Fina	1 - 2	15×10^{-4}
Areia Média	2 - 5	45×10^{-4}
Areia Grossa	5 - 20	15×10^{-3}
Cascalho	50 - 1000	5×10^{-1}

II.4.3. Equação Geral do Fluxo em Meios Saturados

A lei de Darcy é suficiente apenas para descrever o escoamento em estado permanente. A fim de representar o comportamento transiente do escoamento, é necessário introduzir a lei de conservação da massa em sua análise, expressando-a na forma da equação da continuidade, que aplicada a um elemento de solo infinitesimal, assume a seguinte forma:

$$\frac{\partial(\rho_w \theta)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho_w q_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_w q_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_w q_z)}{\partial z} = 0 \quad (\text{II.29})$$

ou:

$$\frac{\partial(\rho_w \theta)}{\partial t} + \nabla \cdot \rho_w \mathbf{q} = 0 \quad (\text{II.30})$$

Considerando a água um fluido incompressível, sua densidade será constante e, portanto:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \nabla q \quad (\text{II.31})$$

Substituindo q pela equação de Darcy, obtém-se a *equação geral para escoamento em solos saturados*:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot K \nabla H \quad (\text{II.32})$$

válida para a hipótese do meio poroso se comportar como um meio contínuo, ou seja, todos os seus poros encontram-se interconectados. Nesse caso, também, está admitindo-se que o solo é *isotrópico*, o que significa que sua condutividade hidráulica é a mesma em todas as direções.

Para uma dimensão, (II.32) assume a forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad (\text{II.33})$$

II.4.4. Escoamento em Meios Não Saturados

A maior parte dos processos que envolvem o escoamento da água através do solo, incluindo o fenômeno de infiltração, se dá em condições de não saturação. Em um meio contínuo saturado, o potencial total que atua sobre o escoamento é fundamentalmente o potencial de pressão, sendo seu gradiente a força responsável pelo movimento. No entanto, em um meio não saturado, surge a ação do potencial matricial (negativo) sobre o escoamento. Além disso, o potencial matricial, ou tensão de umidade, varia em função da umidade do solo, que, por sua vez, pode se encontrar espacial e temporalmente distribuída. Por outro lado, não se deve esquecer que a relação $\phi_m \times \theta$ está sujeita ao fenômeno de histerese e que, não apenas o potencial, mas também a condutividade hidráulica está sujeita a variar em função da umidade. Isto tudo significa que as equações apresentadas anteriormente para meios saturados precisam ser reavaliadas, especialmente quanto à noção de condutividade hidráulica e de potencial total do escoamento.

Para o caso de um solo não saturado, desconsiderados outros efeitos, o potencial total Φ se resume à soma dos potenciais gravitacional (z) e matricial (ψ)¹⁵. A equação de Darcy, de acordo com **Richards** (citado em **Hillel, 1971**), torna-se igual a:

$$q = - K(\psi) \nabla \Phi = - K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} - K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial y} - K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (\text{II.34})$$

e para escoamento unidimensional:

$$q = - K(\psi) \frac{\partial \Phi}{\partial z} = - K(\psi) \frac{\partial (\psi - z)}{\partial z} \quad (\text{II.35})$$

Combinando-se a lei de Darcy, na forma da equação (II.35), com a equação da continuidade, obtém-se:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \left[K(\psi) \nabla \Phi \right] = -\nabla \cdot \left[K(\psi) \nabla \psi \right] + \frac{\partial K(\psi)}{\partial z} \quad (\text{II.36})$$

ou:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = & - \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \\ & - \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\psi)}{\partial z} \end{aligned} \quad (\text{II.37})$$

conhecida como *equação de Richards* ou *equação do fluxo de umidade no solo* (**Philip, 1969**). Para escoamento unidimensional ao longo da profundidade, a equação de Richards passa a ser escrita como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\psi)}{\partial z} \quad (\text{II.38})$$

¹⁵ A partir desse ponto, o potencial gravitacional será representado por z , e o potencial matricial por ψ , notações usualmente encontradas em textos de Hidrologia.

Muito utilizada para simulação do escoamento através de regiões não saturadas do solo, a equação de Richards na forma (II.38) vêm sendo empregada também na geração de dados de infiltração devida à chuva, (Smith e Woolhiser, 1971; Mein e Larson, 1971; Canedo, 1974) quando pode-se desprezar o movimento lateral em relação àquele que se processa ao longo da profundidade. Como a relação $K \times \theta$ é altamente sujeita a efeitos de histerese, usa-se escrever a equação (II.38) na forma abaixo (Chow, Maidment e Mays, 1988):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (\text{II.39})$$

A complexidade numérica exigida para solução da equação de Richards, bem como a necessidade de se conhecer as relações entre $K \times \theta \times \psi$, faz com que sua aplicação em modelos de simulação hidrológica seja pouco usual, geralmente restrita à problemas em micro-escala.

Em Física dos Solos (Hillel, 1971; Reichardt, 1985), costuma-se utilizar o conceito de *difusividade* D do solo, onde:

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad (\text{II.40})$$

A vantagem na introdução de mais essa variável, está no fato de permitir que as equações para meios não saturados sejam escritas de modo matematicamente análogo às equações de difusão e, por conseguinte, utilizem soluções já existentes. Com a introdução da difusividade, as equações (II.34) e (II.35) tornam-se, respectivamente:

$$\mathbf{q} = - D(\theta) \nabla \theta \quad (\text{II.41})$$

e:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot \left[D(\theta) \nabla \theta \right] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (\text{II.42})$$

II.4.5. Relações entre Condutividade, Tensão e Umidade

Conforme dito no item anterior, a condutividade hidráulica também depende do teor de umidade do solo. Para solos não saturados, define-se a *condutividade hidráulica relativa* K_r (Morel-Seytoux, 1979) como:

$$K_r = \frac{K(\theta)}{K_{sat}} \quad (\text{II.43})$$

A relação entre o potencial matricial, a condutividade hidráulica relativa e o teor de umidade pode ser observada na Figura II.6.

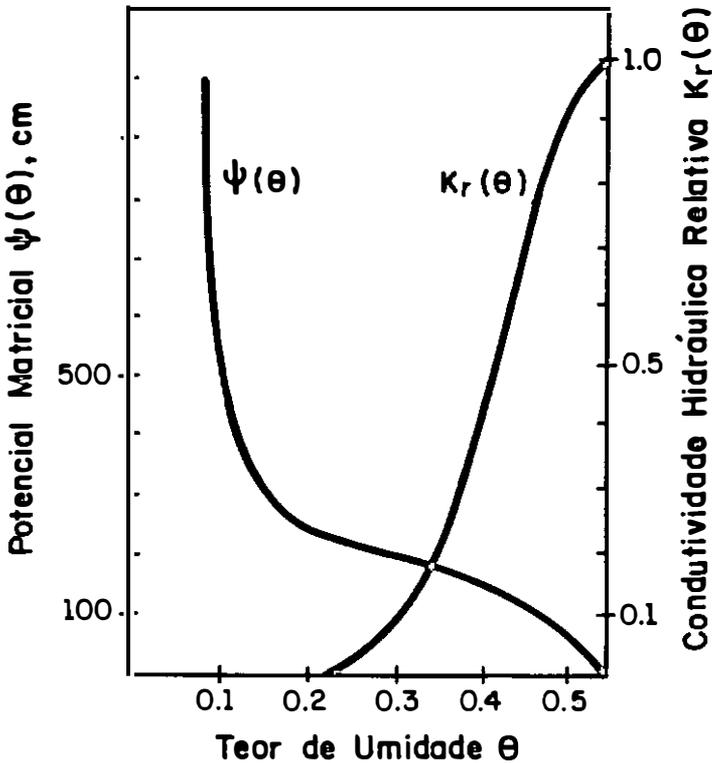


Figura II.6 - Relação entre teor de umidade, potencial matricial e condutividade hidráulica relativa

(fonte: Canedo, 1989)

Quando o meio poroso é ocupado por mais de um fluido, usa-se o termo *permeabilidade efetiva* k_i , para definir a permeabilidade do meio em relação ao volume ocupado pela fase i (Brooks e Corey, 1964). De forma semelhante a K_r , deriva-se daí o conceito de *permeabilidade relativa* k_{ri} , definida como (Brooks e Corey, 1964; Morel-Seytoux, 1979):

$$k_{ri} = \frac{k_i}{k} \quad (\text{II.44})$$

onde k é a permeabilidade intrínseca do meio, definida no item II.4.2.

Portanto, para um solo não saturado, considerando-o ocupado por água e ar, define-se *permeabilidade relativa à água*, k_{rw} , e *permeabilidade relativa ao ar*, k_{ra} , como, respectivamente:

$$k_{rw} = \frac{k_w}{k} \quad (\text{II.45})$$

$$k_{ra} = \frac{k_a}{k} \quad (\text{II.46})$$

Note-se que, pela relação entre condutividade hidráulica e permeabilidade intrínseca, expressa pela equação II.28:

$$K = k \frac{\rho g}{\mu}$$

tem-se que:

$$K_r = k_r \quad (\text{II.47})$$

Essa igualdade permite que K_r possa ser estimada pelas equações desenvolvidas por Brooks e Corey (1964) para determinação da saturação efetiva S_e (item II.2.4.3), e de k_{rw} e k_{ra} , apresentadas a seguir:

$$S_e = \left(\frac{\psi_b}{\psi} \right)^\lambda \quad (\text{II.48})$$

$$k_{rw} = \left(\frac{\psi_b}{\psi} \right)^n \quad (\text{II.49})$$

$$k_{ra} = \left[1 - \left(\frac{\psi_b}{\psi} \right)^\lambda \right]^2 \left[1 - \left(\frac{\psi_b}{\psi} \right)^{2+\lambda} \right] \quad (\text{II.50})$$

válidas para $\psi \geq \psi_b$, onde:

$$n = 2 + 3\lambda \quad (\text{II.51})$$

λ é o índice de distribuição do tamanho dos poros, e ψ_b é a pressão de borbulhamento (*bubbling pressure*), assumida por Brooks e Corey, (1964) como aproximadamente igual à pressão de entrada do ar (item II.3.3).

Também conhecidos como *parâmetros de Brooks & Corey*, ψ_b e λ podem ser determinados graficamente, plotando-se em escala logarítmica a relação entre saturação efetiva (S_e) e tensão de umidade (ψ). Um trecho do gráfico resultante corresponderá à faixa de validade da equação, constituindo-se em uma reta de coeficientes angular e linear iguais a $-\lambda$ e ao logaritmo de ψ_b , respectivamente (Figura II.7).

Como é necessário o conhecimento da saturação residual S_{res} para determinação da saturação efetiva, Brooks e Corey (1964) complementaram sua metodologia apresentando uma forma de estimar-se graficamente esse outro parâmetro. Inicialmente, arbitra-se para S_{res} o valor da saturação (S) para o qual a curva $\psi \times S$ é assintótica (Figura II.8). Para este valor, plota-se em escala logarítmica $S_e \times \psi$. Caso os pontos não se alinhem em torno de uma reta, atribui-se um novo valor para

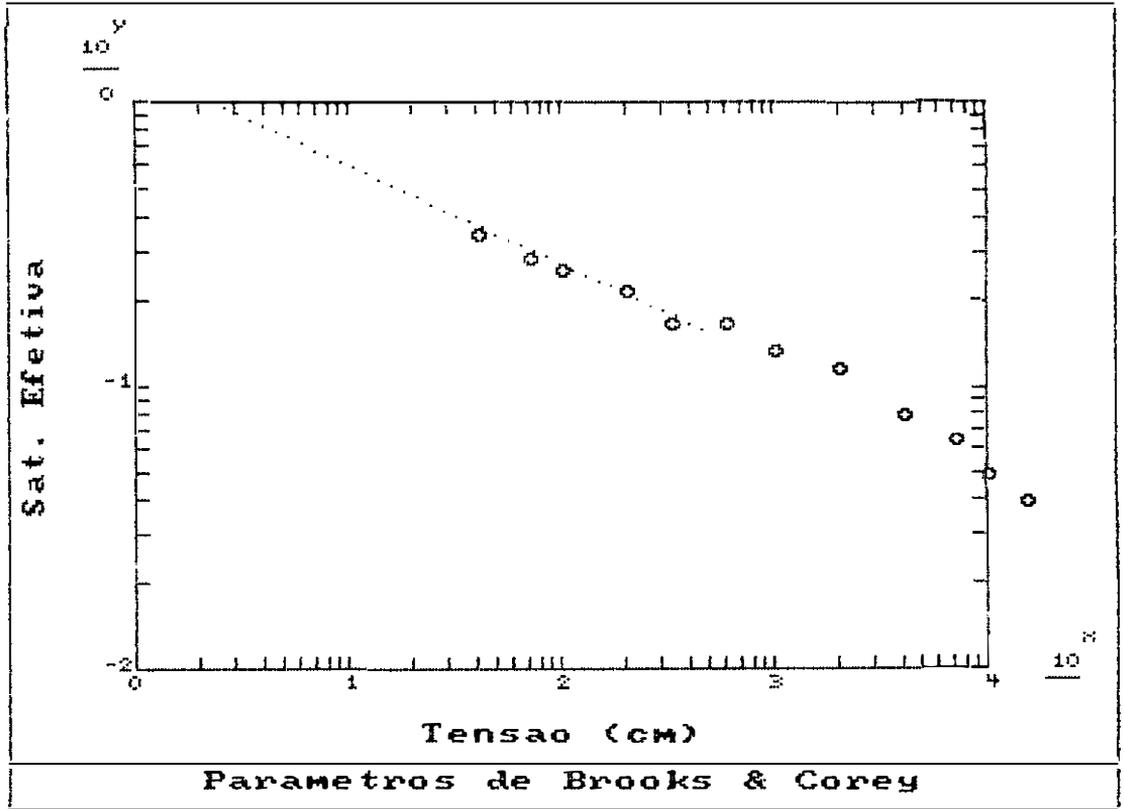


Figura II.7 - Determinação dos parâmetros ψ_b e λ
(fonte: Brooks e Corey, 1964)

S_{res} , refazendo-se os cálculos e a curva $S_e \times \psi$. Tanto Brooks e Corey (1964), quanto Brakensiek (1977) afirmam que não é necessário que o alinhamento de todos os pontos sobre a reta seja perfeito, para que se chegue a uma conclusão quanto ao valor de S_{res} , e, por conseguinte, ψ_b e λ . Na verdade, esses pesquisadores fazem essa recomendação levando em consideração erros que podem ocorrer com mais frequência para as tensões mais altas (em módulo).

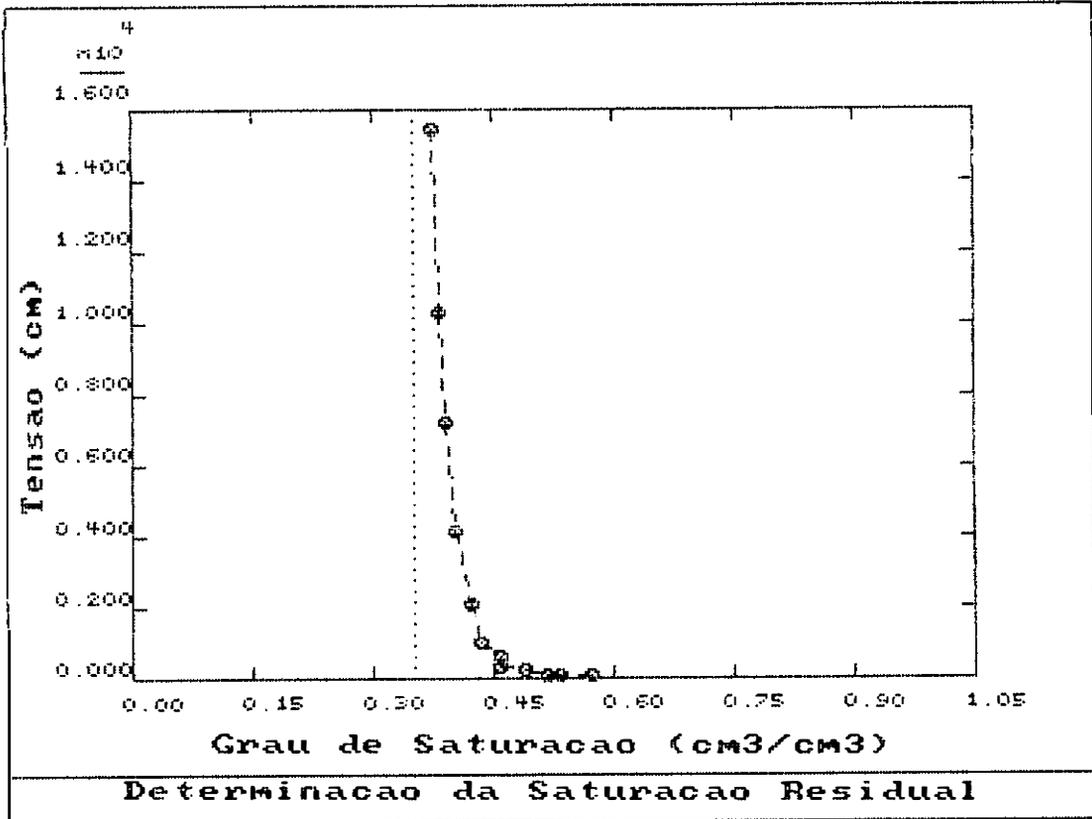


Figura II.8 - Determinação da saturação residual
(fonte: Brooks e Corey, 1964)

CAPÍTULO III

O FENÔMENO DE INFILTRAÇÃO EM MODELOS CHUVA-VAZÃO

Afetando tanto as condições de umidade quanto o escoamento superficial numa bacia hidrográfica, a infiltração constitui-se em um importante fenômeno do ciclo hidrológico. No caso dos Modelos Chuva-Vazão (MCVs), a infiltração assume uma importância chave (Mein e Larson, 1971; Canedo e Guerrero, 1973; Simões e Canedo, 1988; Canedo, 1989), uma vez que atua como separador entre o escoamento lento (subsuperficial/subterrâneo) e o escoamento rápido (superficial), principalmente quando uma bacia de pequeno porte é simulada. Devido à complexidade das equações que regem o escoamento da água através do solo, vistas no capítulo anterior, bem como à heterogeneidade do mesmo, de um modo geral, a simulação do fenômeno de infiltração nos MCVs ainda é realizada através de equações empíricas, muitas vezes envolvendo parâmetros sem claro significado físico e, portanto, sem capacidade de serem medidos.

Neste capítulo, será feita uma descrição de como se processa o fenômeno de infiltração no solo e as relações existentes entre infiltração, precipitação¹⁶ e escoamento superficial. Serão apresentadas as metodologias mais empregadas na simulação da infiltração em MCVs, dando-se especial atenção à equação de Green & Ampt e suas extensões.

¹⁶ Na realidade, o termo precipitacao refere-se tanto 'a chuva quanto ao granizo, orvalho, neblina, neve ou geada. Neste trabalho, no entanto, sera'adotado tratamento semelhante ao de outros textos em Hidrologia (SOUZA PINTO et alli, 1976; CANEDO, 1989), empregando-se precipitacao sempre como sinonimo de chuva.

III.1. INFILTRAÇÃO EM UM SOLO IDEAL

Em termos hidrológicos, a *infiltração* é definida como o processo de entrada de água através da superfície do solo (Linsley, Kohler e Paulhus, 1982), sendo diferenciada da *percolação*, movimento da água através do solo¹⁷. Dada a dificuldade de caracterizá-la em solo real, considera-se que a infiltração ocorre em um *solo ideal* (item II.1.2), admitindo-se, também, a hipótese de distribuição espacial uniforme da precipitação. Dessa forma, o escoamento através do meio poroso pode ser considerado unidimensional.

Dentro desse contexto ideal, pode-se perceber a influência de importantes fatores na determinação da taxa de infiltração, tais como intensidade de chuva, estrutura do solo e teor de umidade inicial. Enquanto a estrutura do solo determina o tamanho e a distribuição dos vazios e condutos capilares por onde a água irá circular, a intensidade da chuva determina a disponibilidade de água sobre o solo ao longo do tempo, o que será discutido no item seguinte.

Conforme visto no capítulo anterior, a umidade do solo afeta tanto ao potencial matricial quanto à condutividade hidráulica, sendo a relação entre estas três grandezas fundamental para compreensão do processo de infiltração. No instante imediatamente anterior ao início da chuva após um período seco, a umidade na superfície do solo é baixa, bem como ao longo de todo o perfil, sendo a condutividade hidráulica baixa também. O gradiente de potencial matricial é praticamente nulo, sendo insignificante o movimento existente, basicamente devido à atuação do gradiente de potencial gravitacional.

Começada a chuva, a umidade superficial irá aumentar, o mesmo ocorrendo com o potencial matricial. Como as camadas do solo imediatamente abaixo da superfície encontram-se com teor de umidade e potencial matricial

¹⁷ Nos MCVs, as taxas de percolação referem-se 'a contribuição de uma camada superior do solo para outra, ou ainda, 'a contribuição ao lençol freático, também chamada de percolação profunda ou recarga do aquífero.

inferiores, surge um elevado gradiente de potencial em favor do fluxo descendente. A medida em que estas camadas vão tornando-se mais úmidas, o potencial matricial vai diminuindo em módulo, até se igualar a zero (condição de solo saturado).

Este processo pode ser melhor compreendido com a ajuda da Figura III.1, que ilustra a evolução do teor de umidade ao longo da profundidade durante um certo período após o início da chuva. Pode-se observar a formação de uma região com elevado teor de umidade, que gradualmente vai expandindo sua fronteira, de modo a permitir que, mesmo com a superfície do solo já saturada, haja camadas inferiores ainda com o conteúdo de água inicial. A esta região dá-se o nome de *frente úmida* ou *frente de molhamento*.

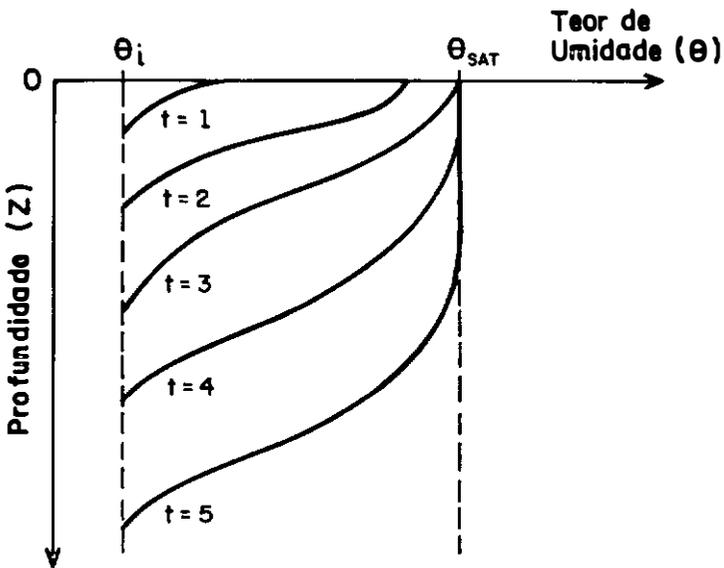


Figura III.1 - Evolução da Frente úmida.

(fonte: Canedo, 1989)

É necessário, ainda, definir duas importantes variáveis para a simulação do fenômeno de infiltração devido à chuva: a capacidade de infiltração e o instante de saturação da superfície. *Capacidade de infiltração* f_p é a taxa máxima pela qual o solo tem a capacidade de absorver água através de sua superfície, sendo função do tipo de solo, do teor de umidade existente e, conseqüentemente, do tempo. Esta definição implica que a taxa de infiltração será no máximo igual à capacidade de infiltração, dependendo da disponibilidade de água na superfície, podendo, no entanto ser inferior à mesma. Decaindo à medida em que o solo vai se tornando mais úmido, a capacidade de infiltração atinge seu valor mínimo quando se torna igual à condutividade hidráulica para o solo saturado K , que corresponde à taxa máxima pela qual a água escoar através de um solo totalmente saturado. Na prática, como o solo dificilmente está com todos os seus vazios repletos de água, sempre havendo uma certa quantidade residual de ar, esse valor limite é menor que K e igual à K_{sat} , condutividade hidráulica à saturação natural¹⁸.

O *instante de saturação da superfície* t_p , ou *ponding time*, é atingido no momento em que a capacidade de infiltração se iguala à intensidade da precipitação. A partir desse instante, a taxa de infiltração deixa de ser igual à intensidade, gerando um excesso que virá a constituir o escoamento superficial.

¹⁸ Ao estudar o processo de infiltração vertical, MOREL-SEYTOUX (1973) mostra algumas situações onde a taxa de infiltração mínima é menor que K_{sat} , explicando que isso ocorre devido ao movimento do ar que escapa de camadas inferiores do solo para a superfície, provocando uma dessaturação nas camadas superiores, apesar do "ponding".

III.2.RELAÇÕES ENTRE INFILTRAÇÃO, PRECIPITAÇÃO E ESCOAMENTO SUPERFICIAL

III.2.1. Aspecto Qualitativo

A Figura (III.2) mostra esquematicamente como se comportam os diversos processos hidrológicos durante uma chuva de intensidade constante e uniformemente distribuída sobre uma dada bacia¹⁹. O eixo vertical do diagrama representa a taxa pela qual a água escoou, ou é "armazenada" em um dos reservatórios idealizados, sempre de forma relativa à taxa de precipitação. No horizontal, encontra-se representado o tempo transcorrido desde o início da chuva. A região sombreada assinala a porção do volume total precipitado que poderá contribuir para o escoamento em calha medido no exultório da bacia.

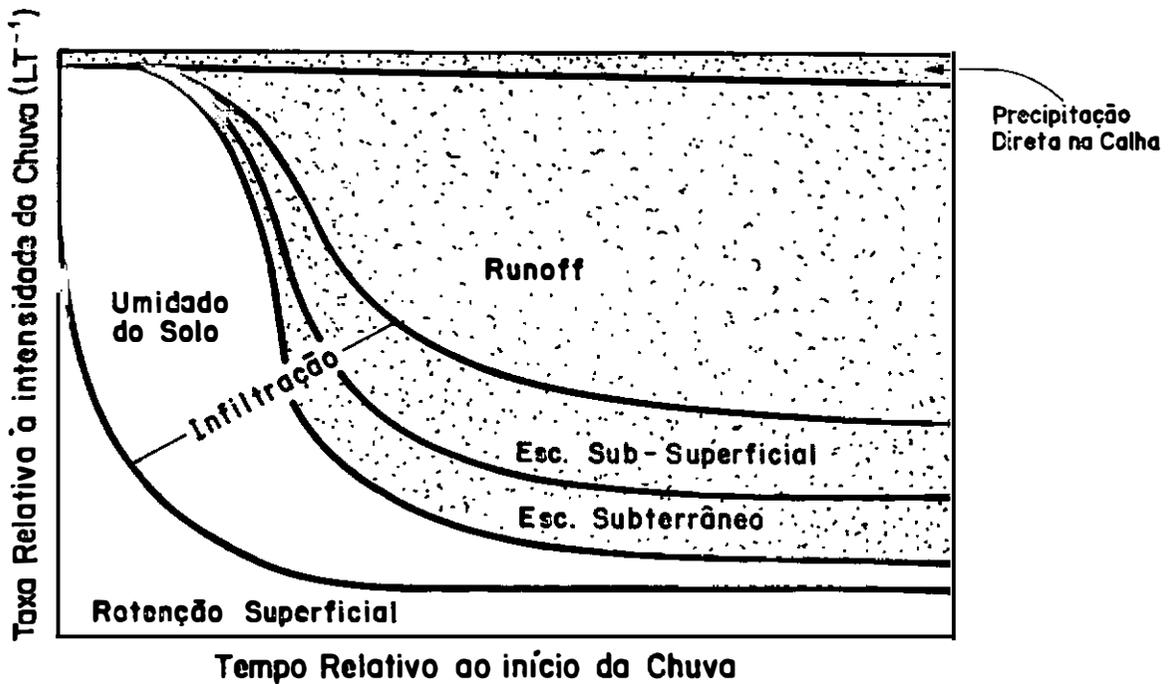


Figura III.2 - Esquema de decomposição de uma chuva entre os componentes do ciclo hidrológico
(fonte: Linsley, Kholer e Paulhus, 1982)

¹⁹ Uma descrição mais detalhada quanto ao efeito da chuva sobre os componentes do ciclo hidrológico e a formação do hidrograma de cheia, é apresentada em CANEDO (1989).

Analisando a Figura III.2, vê-se que:

- 1) Inicialmente, a taxa de retenção superficial é alta, decrescendo de modo substancial durante a chuva. Entende-se como *retenção superficial* à resultante dos processos de intercepção, evaporação e armazenamento nas depressões do solo durante uma chuva;
- 2) À medida em que se dá o processo de infiltração, a *umidade do solo* aumenta. Parte da água infiltrada sofre um processo de *retenção* (Chow, Maidment e Mays, 1988), ou seja, é armazenada por um longo período de tempo, sendo deplecionada por evaporação. Por sua vez, diz-se que o volume restante passa por um processo de *detenção*, isto é, apenas um efeito de amortecimento do escoamento, já que contribuirá na formação da componente subsuperficial do hidrograma, ou na recarga do lençol subterrâneo;
- 3) A contribuição da *precipitação direta* em calha permanece praticamente constante ao longo do tempo, aumentando proporcionalmente ao extravasamento da calha do rio. Já o *escoamento superficial* inicia apenas com o decaimento da taxa de infiltração.

Desprezando a intercepção, Horton (1933) descreveu o escoamento superficial como a parcela da chuva que não sofreria infiltração. Para um solo cuja capacidade de infiltração fosse f_p em um dado instante, o escoamento superficial só ocorreria se a intensidade de chuva i fosse maior que f_p . Neste caso, surgiria um *excesso de chuva* r_e igual a:

$$r_e = i - f_p \quad (\text{III.1})$$

Para intensidades menores que a capacidade de infiltração, toda água infiltraria e, por conseguinte, não haveria escoamento superficial.

III.2.2. Infiltração como Função da Intensidade da Chuva

Resolvendo numericamente a equação de Richards, Rubin (1966) verificou que o comportamento da infiltração devida à chuva é função da intensidade da mesma e da condutividade hidráulica do solo. Considerando uma chuva de intensidade r , constante, sobre um solo cuja umidade inicial é inferior à de saturação e constante ao longo do perfil, é possível descrever o processo de infiltração a partir dos três seguintes casos (Figura III.3):

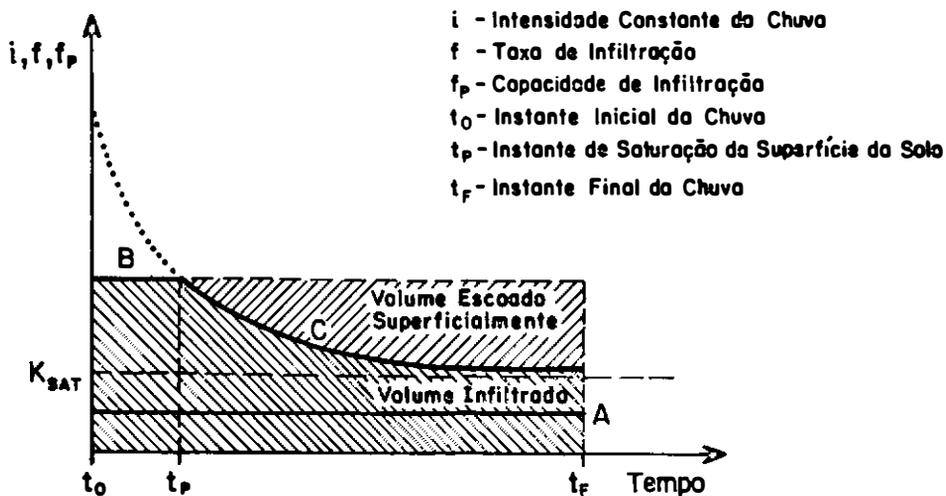


Figura III.3 - Infiltração para uma chuva de intensidade constante
(fonte: Rubin, 1966)

Caso A : $i < K_{sat}$ $f(t) = i$

Infiltração controlada por K_{sat} (*nonponding infiltration*). Toda água precipitada sofre infiltração, não havendo a saturação da superfície, nem escoamento superficial. Apesar disso, o fenômeno deve ser considerado, pois há alteração nas condições de umidade do solo.

Caso B : $K_{sat} < i < f_p$ $f(t) = i$

Infiltração controlada pela intensidade da chuva; precede à saturação da superfície (*preponding infiltration*). Como a capacidade de infiltração é temporariamente superior à intensidade, a taxa de infiltração permanece igual à i , não havendo escoamento superficial. Esse caso é caracterizado pelo patamar da curva de infiltração, indicada na Figura III.3. Embora este caso abranja o anterior, é mais conveniente tratá-los separadamente.

Caso C : $f_p < i$ $f(t) = f_p$

Infiltração controlada pela capacidade de infiltração; ocorre após o instante de saturação ser atingido (*rainpond infiltration*). Inicia-se o escoamento superficial e a taxa de infiltração passa a equivaler à capacidade de infiltração.

Esse tipo de abordagem é bastante interessante para a aplicação em modelos chuva-vazão, pois pode permitir que a taxa de infiltração seja determinada sem a realização de uma operação sequer.

III.3. EQUAÇÕES DE INFILTRAÇÃO

Embora sejam conceitualmente mais consistentes, as equações de infiltração desenvolvidas a partir dos princípios do escoamento da água em meios porosos ainda encontram resistência a sua incorporação em modelos de simulação hidrológica. Embora possa parecer paradoxal, isto se deve às dificuldades inerentes à estimação de seus parâmetros, relacionados diretamente com as propriedades hídricas do solo. O que muitos modeladores alegam é que a dificuldade na obtenção das relações entre ψ , K e θ cria um grande desestímulo a seu uso.

III.3.1. Equação de Kostiakov

Conforme reportado por Mein e Larson (1971), a equação de Kostiakov data de 1932, sendo reconhecida na forma abaixo:

$$F = b t^c \quad (\text{III.2})$$

onde F é o volume infiltrado total e t é o tempo a partir da início da infiltração. A constante b caracteriza o tipo de solo e o teor de umidade inicial, enquanto c depende apenas do tipo de solo. Essa equação de forma exponencial e bastante simples, é normalmente usada em estudos de irrigação por inundação, sendo as constantes b e c ajustadas para dados de campo. No entanto, não é possível estimar o instante de saturação da superfície e, conseqüentemente, o início do escoamento superficial, isto é, a transição do caso B para o caso C.

III.3.2. Equação de Horton

Apresentada em 1933, esta é sem dúvida a mais conhecida equação de infiltração, sendo empregada em diversos modelos chuva-vazão. A partir de uma série de experimentos Horton (1933) verificou que a infiltração se comportava como um fenômeno natural de exaustão, podendo ser descrita através da seguinte equação exponencial negativa:

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c) e^{-\& t} \quad (\text{III.3})$$

onde f_0 é a *capacidade de infiltração no instante inicial* e f_c é a *capacidade de infiltração final ou de equilíbrio*, equivalente à condutividade hidráulica à saturação natural K_{sat} . A constante $\&$ está associada à umidade inicial e ao tipo de solo e, assim como os demais parâmetros, é obtida por meio de calibração.

Apesar de sua popularidade, a equação de Horton apresenta o sério inconveniente de ser diretamente dependente do tempo, não levando em consideração o volume disponível para infiltração.

III.3.3. Equação de Holtan

A formulação empírica de **Holtan** (1961) explicita a capacidade de infiltração f_p como:

$$f_p = f_c + A F_p^N \quad (\text{III.4})$$

onde A e N são constantes que dependem da cobertura vegetal e do tipo de solo, e f_c é a capacidade de infiltração de equilíbrio, que pode ser tomada como K_{sat} . F_p é o *volume de infiltração potencial* ou *porosidade disponível*, igual à capacidade inicial de armazenamento do solo subtraída do volume de água já infiltrado.

Em seu estudo experimental, **Holtan** obteve valores de N sempre iguais a 1,387, enquanto A variou entre 25 e 80%, sem, no entanto, apresentar clara relação com o solo ou com a cobertura vegetal. A fim de separar o efeito do solo e da vegetação, **Holtan** introduziu um fator (B) devido ao tipo de cobertura vegetal, ficando a equação com o seguinte aspecto:

$$f_p = f_c + 0.62 B F_p^{1,387} \quad (\text{III.5})$$

Apesar do empirismo de seus parâmetros, a equação de **Holtan** se adequa bem a modelos hidrológicos, pois torna a capacidade de infiltração dependente da umidade do solo e, indiretamente, do tempo, permitindo a simulação dos três casos de **Rubin**.

III.3.4. Equação de Philip

Assumindo que a condutividade hidráulica e a difusividade são funções da umidade do solo, e portanto variam com o decorrer do tempo, **Philip** (1957; 1969) resolveu a equação de **Richards**, obtendo uma série infinita como expressão para o volume infiltrado. Desprezando os termos da série à excessão dos dois primeiros, ficou-se com a seguinte equação:

$$F = s t^{1/2} + K_{sat} t \quad (\text{III.6})$$

que, por diferenciação, fornece a taxa de infiltração como:

$$f = \frac{1}{2} s t^{-1/2} + K_{\text{sat}} \quad (\text{III.7})$$

Quando $t \rightarrow \infty$, $f(t)$ tende à K_{sat} , o que está de acordo com as observações de **Rubin** (1966).

Os termos da equação de Philip representam, respectivamente, os efeitos do potencial capilar e do potencial gravitacional. Para escoamento horizontal através do solo, o efeito gravitacional pode ser desprezado e a equação (III.6) se reduz a:

$$F = s t^{1/2} \quad (\text{III.8})$$

o que permite a determinação do parâmetro s a partir da análise do avanço da frente úmida horizontal em relação ao tempo. **Philip** denominou este parâmetro de *sorptividade* do solo (sorptivity), sendo o mesmo função do potencial matricial.

II.4. A EQUAÇÃO DE GREEN & AMPT

Nas últimas três décadas as dificuldades decorrentes da simulação do fenômeno de infiltração foram abordadas por diversos autores. No que diz respeito à adoção de uma equação de infiltração, os expressivos resultados obtidos por **Bouwer** (1969) e **Mein e Larson** (1971), entre outros, resgataram a equação concebida por **Green e Ampt** (1911). Posteriormente, **Morel-Seytoux e Khanji** (1974) chegaram a uma equação semelhante a de Green e Ampt, partindo da aplicação da Lei de Darcy para escoamento bifásico (ar e água). Nesse trabalho, os autores demonstraram que os parâmetros da equação possuem significado físico e podem ser determinados através de características hídricas dos solos. **Morel-Seytoux** apresentou ainda fórmulas para cálculo do instante de saturação da superfície (ponding time) e da infiltração após a saturação para intensidade de chuva constante (**Morel-Seytoux, 1976**) e intensidade variável (**Morel-Seytoux, 1978**), revistas em sucessivos artigos (**Morel-Seytoux, 1979; Morel-Seytoux, Lindell e Correia, 1982; Correia, 1984; Morel-Seytoux, 1988; Simões e Canedo, 1988**).

III.4.1. Formulação Original

Partindo das hipóteses de superfície do solo inicialmente saturada e de surgimento abrupto de uma frente úmida em forma de pistão (Figura III.4), **Green e Ampt** (1911) aplicaram a Lei de Darcy para cálculo da taxa de infiltração devida a uma chuva de intensidade constante, obtendo a seguinte equação²⁰:

²⁰ Na verdade, em seu artigo de 1911, GREEN E AMPT chamam o potencial capilar na frente úmida de "coeficiente de capilaridade". Além disso, eles utilizam K, condutividade hidráulica para o solo totalmente saturado, no lugar de K_{sat} , ou seja, não consideram o efeito da quantidade residual de ar que permanece no solo (ver item III.1).

$$f = K_{\text{sat}} \frac{H + \psi_f + z_f}{z_f} \quad (\text{III.9})$$

onde:

- K_{sat} = condutividade hidráulica à saturação natural [LT^{-1}]
 ψ_f = potencial capilar médio na frente úmida [L]
 H = lâmina d'água sobre a superfície do solo [L]
 z_f = profundidade atingida pela frente úmida [L]

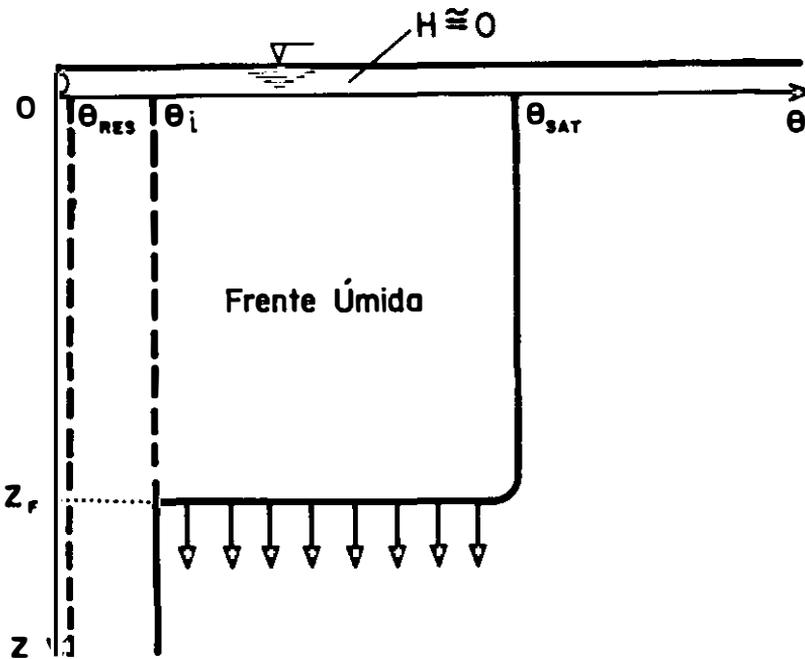


Figura III.4 - Infiltração segundo Green e Ampt (1911)

(fonte: Chow, Maidment e Mays, 1988)

Para uma chuva uniformemente distribuída no espaço, o volume infiltrado F pode ser expresso em unidades de comprimento. Pela equação da continuidade, F é igual a:

$$F = z_f (\theta_{sat} - \theta_i) \quad (III.10)$$

sendo θ_{sat} o teor de umidade 'a saturação natural, e θ_i , o teor de umidade inicial das camadas abaixo da superfície. Logo:

$$z_f = \frac{F}{\theta_{sat} - \theta_i} \quad (III.11)$$

Desprezando H e substituindo (III.11) em (III.9), tem-se:

$$f = K_{sat} \left[1 + \frac{\psi_f (\theta_{sat} - \theta_i)}{F} \right] \quad (III.12)$$

Sabendo que $f = dF/dt$, e integrando entre o instante inicial ($t = 0$) e um instante t qualquer, obtem-se a seguinte expressão para o volume infiltrado:

$$F = K_{sat} t + \psi_f (\theta_{sat} - \theta_i) \ln \left[1 + \frac{F}{\psi_f (\theta_{sat} - \theta_i)} \right] \quad (III.13)$$

que embora seja uma equação implícita, pode ser facilmente resolvida por algum método iterativo.

Ainda que empírica e sem contemplar o caso B de Rubin, a equação de Green & Ampt descreve a infiltração como um fenômeno controlado pelas condições da superfície e do perfil de umidade (Hillel, 1971, 1980), estando implicitamente relacionado ao tempo. Equações como a de Horton não representam este importante aspecto, simulando o fenômeno através de uma função de decaimento somente em relação ao tempo. Seu empirismo, no entanto, sempre tornou complexa a caracterização de seus parâmetros,

K_{sat} e ψ_f . Apesar de possuírem sentido físico, não havia consenso quanto à determinação destes parâmetros.

Apesar dos bons resultados alcançados (Bouwer, 1969; Mein e Larson, 1971), a dificuldade na determinação de seus parâmetros sempre suscitou dúvidas quanto à aplicabilidade da equação de Green & Ampt. Bouwer (1966), por exemplo, sugere que K_{sat} possa ser estimada como metade da condutividade hidráulica para o solo totalmente saturado (K), enquanto Rajendran e Mein (1986) consideram a razão entre as duas como igual a um terço.

Maiores são as dúvidas no que diz respeito à determinação de ψ_f , que procura expressar o efeito no escoamento do potencial matricial médio atuante na frente úmida. Em 1964, Bouwer estimou ψ_f através do que ele define como "potencial crítico" ψ_B , tal que:

$$\psi_B = \int_0^{\infty} k_{rw} d\psi \quad (III.14)$$

onde k_{rw} é a permeabilidade relativa à água.

Já em 1969, Bouwer retorna à equação de Green & Ampt e considera ψ_f igual à pressão de entrada da água (ψ_w). Por sua vez, Mein e Larson (1971) definem uma sucção capilar média na frente úmida, S_{av} , como forma de expressar ψ_f , igual a:

$$S_{av} = \int_0^1 \psi dk_{rw} \quad (III.15)$$

realizando a integração da curva $k_{rw} \times \psi$ assim como Bouwer (1964).

III.4.2. Significado Físico dos Parâmetros da Equação de Green & Ampt

Em 1974, Morel-Seytoux e Khanji demonstraram que os parâmetros de Green & Ampt não apenas possuíam significado físico, como podiam ser realmente determinados a partir de propriedades do solo²¹. Aplicando as equações de Darcy e da continuidade para escoamento bifásico em meio não saturado, e assumindo que os fluidos são incompressíveis, a porosidade é constante ao longo do tempo e a pressão abaixo da frente é igual à atmosférica, os autores chegaram à seguinte expressão:

$$f = \frac{K_{sat}}{\beta} \left(H + \psi_c + \frac{F}{\theta_{sat} - \theta_1} \right) \left(\frac{F}{\theta_{sat} - \theta_1} \right)^{-1} \quad (III.16)$$

onde ψ_c é a *altura capilar efetiva* (Morel-Seytoux e Khanji, 1974), expressa por:

$$\psi_c = \int_0^{\psi_1} f_w d\psi \quad (III.17)$$

ψ_1 , potencial capilar imediatamente abaixo da frente úmida, é função do teor de umidade inicial do solo (θ_1), enquanto f_w , *função de escoamento fraccional* (Morel-Seytoux, 1973; Morel-Seytoux e Khanji, 1974; Morel-Seytoux, 1979), é:

$$f_w = \left(1 + \frac{\mu_w}{\mu_a} \frac{k_{ra}}{k_{rw}} \right)^{-1} \quad (III.18)$$

Como ressaltam Morel-Seytoux e Khanji (1974), esta expressão significa que ψ_c está relacionada apenas às características do solo e ao teor de umidade inicial, sendo independente da forma do perfil de umidade.

²¹No APENDICE A, e' demonstrada a determinacao da equacao de GREEN & AMPT e seus parametros, a partir das equacoes para escoamento em meios nao saturados.

Quando assumida a hipótese de formação de uma frente abrupta ("piston displacement"), assim como **Green e Ampt** fizeram, a equação (III.16) se reduz a:

$$f = K_{\text{sat}} \frac{H + \psi_c + z_f}{z_f} \quad (\text{III.19})$$

que, não é outra, senão a própria equação de **Green & Ampt**. Neste trabalho, é demonstrado, também, que a hipótese de uma frente abrupta separando a zona saturada da zona com umidade igual à inicial, assumida por **Green e Ampt (1911)** e **Mein e Larson (1971)**, pode levar a erros de 10 a 70% nas previsões.

O surgimento de β , *fator de correção da viscosidade* é devido à consideração dos efeitos do escoamento simultâneo do ar e da água. Pode-se determinar β de modo preciso a partir das curvas $k_{rw} \times \theta$ e $k_{ra} \times \theta$, ainda que estas sejam raramente utilizadas na prática hidrológica. Buscando contornar estas dificuldades, em trabalho posterior **Morel-Seytoux (1981)** sugere a seguinte fórmula para estimar β em função da intensidade da chuva e de K_{sat} , no caso de se desejar introduzir o efeito da viscosidade:

$$\beta = \frac{2 K_{\text{sat}}}{i} \left[1 + \frac{1}{\ln \left(\frac{i}{i - K_{\text{sat}}} \right)} \right] - 1 \quad (\text{III.20})$$

Em geral, em análises hidrológicas o valor de β é tomado igual a 1. No capítulo IV, será feita uma breve avaliação da influência do valor de β na simulação da infiltração.

Considerando a caracterização do significado físico de ψ_f e K_{sat} apresentada por **Morel-Seytoux e Khanji (1974)**, a quantificação desses parâmetros pode ser feita conforme a metodologia sugerida por **Rawls, Brakensiek e Miller (1983)**, a ser vista e aplicada no próximo capítulo.

III.4.3. Determinação do Instante de Saturação da Superfície

A preocupação de **Mein e Larson (1971)** em caracterizar a importância da infiltração na geração de escoamento superficial, resultou no desenvolvimento de um modelo capaz de representar as distintas fases do processo bem caracterizadas por **Rubin (1966)** (item III.2). Ainda que concebendo o avanço da frente úmida do mesmo modo que **Green e Ampt, Mein e Larson** se voltaram para a determinação do instante de saturação da superfície, que corresponde à transição do caso B para o caso C de **Rubin**.

III.4.3.1. Para chuvas de intensidade constante no tempo

Retornando à equação de Green & Ampt, tem-se que a taxa de infiltração é igual à intensidade até o instante em que a superfície do solo torna-se saturada, isto é:

$$f(t_p) = i \quad (\text{III.21})$$

Por outro lado, neste exato instante, f já pode ser calculada pela equação (III.12):

$$f(t_p) = i = K_{\text{sat}} \left[1 + \frac{\psi_f (\theta_{\text{sat}} - \theta_l)}{F(t_p)} \right] \quad (\text{III.22})$$

onde $F(t_p) = F_p$, é o volume de infiltração acumulado até o instante de saturação. Para calculá-lo, basta rearranjar a equação anterior, que tomará a seguinte forma:

$$F_p = \frac{K_{\text{sat}} \psi_f (\theta_{\text{sat}} - \theta_l)}{i - K_{\text{sat}}} \quad (\text{III.23})$$

Considerando uma chuva de intensidade constante, tem-se que:

$$F_p = t_p \times i \quad (\text{III.24})$$

Substituindo (III.24) em (III.23), chega-se à seguinte expressão para cálculo do instante de saturação da superfície:

$$t_p = \frac{K_{sat} \psi_f (\theta_{sat} - \theta_i)}{i (i - K_{sat})} \quad (III.25)$$

Dessa forma, **Mein e Larson** superaram uma das limitações da equação de Green & Ampt, ou seja, a determinação da etapa do processo de infiltração em que a taxa de infiltração permanece igual a intensidade de chuva (caso B de **Rubin, 1966**).

Após a saturação da superfície, o cálculo da infiltração é feito por:

$$F = \psi_f (\theta_{sat} - \theta_i) \ln \left[\frac{\psi_f (\theta_{sat} - \theta_i) + F}{\psi_f (\theta_{sat} - \theta_i) + F_p} \right] + K_{sat} (t - t_p) \quad (III.26)$$

Esta equação é obtida de modo semelhante à (III.13), isto é, integrando-se a equação (III.12) em um dado intervalo de tempo. Nesse caso, no entanto, o intervalo para integração inicia-se em t_p , e não mais em $t = 0$.

Mein e Larson simularam chuvas de intensidade constante e compararam, com sucesso, os valores calculados para t_p , f e F , com os resultados obtidos através da solução numérica da equação de Richards, conforme o esquema implícito proposto por **Smith e Woolhiser (1971)**.

III.4.3.2. Para chuvas de intensidade variável no tempo

Para chuvas de intensidade variável, pode-se determinar o instante de saturação da superfície através de (**Morel-Seytoux, 1981**) :

$$t_p = t_{i-1} + \frac{1}{i_1} \left[F_p - \sum_{j=1}^{i-1} i_j (t_j - t_{j-1}) \right] \quad (III.27)$$

onde F_p é:

$$F_p = \frac{K_{sat} \psi_f (\theta_{sat} - \theta_i)}{i_i - K_{sat}} \quad (III.28)$$

Para determinação do volume infiltrado:

$$F = F_p + \frac{K_{sat}}{\beta} (t - t_p) + \left[\psi_f (\theta_{sat} - \theta_i) + F_p \left(1 - \frac{\beta_p}{\beta} \right) \right] \times \ln \left[\frac{\psi_f (\theta_{sat} - \theta_i) + F}{\psi_f (\theta_{sat} - \theta_i) + F_p} \right] \quad (III.29)$$

Sendo esta uma equação implícita, sua solução será obtida através de métodos iterativos, podendo-se utilizar como acelerador de convergência a equação abaixo (Morel-Seytoux, 1981; Morel-Seytoux, Lindell e Correia, 1982; Correia, 1984):

$$F = \left\{ \frac{2 (t-t_p) K_{sat}}{\beta} \left[\psi_f (\theta_{sat} - \theta_i) + F_p \right] + \left[F_0 - F_p \left(1 - \frac{\beta_p}{\beta} \right) - \frac{K_{sat} (t-t_p)}{2 \beta} \right]^2 \right\}^{1/2} + \frac{K_{sat} (t-t_p)}{2 \beta} + F_p \left(1 - \frac{\beta_p}{\beta} \right) \quad (III.30)$$

onde F_0 é o volume de infiltração acumulado até o início do intervalo de tempo que está sendo simulado. Já β_p é o valor assumido por β no instante de saturação da superfície (t_p), assumido por Morel-Seytoux (1979; 1981) como igual a:

$$\beta_p = \frac{\beta + 1}{2} \quad (III.31)$$

III.5. INFLUÊNCIA DA VARIABILIDADE ESPACIAL DAS PROPRIEDADES HÍDRICAS DO SOLO

III.5.1. O Problema da Variabilidade Espacial na Simulação Hidrológica

O comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica é determinado pela conjugação de fatores que se apresentam temporal e espacialmente distribuídos. Considerando as dificuldades inerentes à representação dos processos hidrológicos, a simulação do comportamento de uma bacia através de modelos matemáticos tende a tornar-se muito mais complexa quando introduzida a questão da variabilidade espacial.

Neste quesito, aliás, os modelos hidrológicos apresentam uma classificação específica, podendo ser considerados do tipo concentrado ou do tipo distribuído. De acordo com Tucci (1985), os modelos do tipo *distribuído* (*distributed models*) são aqueles cujas variáveis e parâmetros apresentam distribuição temporal e espacial, enquanto que nos modelos *concentrados* (*lumped models*) a variação se dá apenas em relação ao tempo. Na verdade, a grande maioria dos modelos chuva-vazão são do tipo concentrado, simulando o comportamento de uma bacia a partir de parâmetros médios.

Representar a heterogeneidade do solo e, por conseguinte, a variabilidade dos parâmetros de infiltração, é um problema que pode ser abordado de diversas maneiras. Provavelmente, a mais simples consiste em usar valores "médios" para a bacia, como nos modelos do tipo "lumped". Outra forma, consiste em aplicar um modelo distribuído, de modo que cada parâmetro possa assumir um valor para cada região da bacia. Pela insuficiência de dados, entretanto, o procedimento acima acaba por não solucionar o problema da simulação, aumentando o número de parâmetros a serem estimados.

Mesmo incorporando princípios da física dos solos, equações como a de Green & Ampt, quando utilizadas em Modelos Chuva-Vazão, não dispensam o conhecimento das relações entre umidade, tensão capilar e condutividade hidráulica. Além das dificuldades envolvidas em sua determinação em campo e em laboratório, essas relações apresentam grande variabilidade

espacial, ainda que em uma pequena bacia (Nielsen, Biggar e Erh, 1973), tornando crítica sua aplicação na prática hidrológica.

Trabalhos recentes indicam favoravelmente quanto à hipótese da variabilidade espacial das propriedades hídricas do solo poder ser representada por uma distribuição de probabilidades. Em linhas gerais, isto significa admitir que, conhecendo-se, ou estimando-se, algumas características desta distribuição, simular-se-ia o comportamento da infiltração para um solo heterogêneo.

A seguir, serão introduzidos os conceitos de meios porosos semelhantes e de fator de escala, que possibilitarão a realização de uma breve análise quanto à influência da heterogeneidade do solo no processo de infiltração, a ser descrita no próximo capítulo, item IV.4.4.2.

III.5.2. Teoria da Semelhança em Meios Porosos e Fator de Escala

Entre as técnicas utilizadas para obter-se tais distribuições destaca-se a aplicação da teoria da semelhança acoplada ao conceito de fator de escala (*scaling theory*), aplicada com relativo sucesso em várias situações (Reichardt, Nielsen e Biggar, 1972; Peck, Luxmoore e Stolzy, 1977; Warrick, Mullen e Nielsen, 1977; Simmons, Nielsen e Biggar, 1979; Rajendran e Mein, 1986). Originalmente, esta teoria foi proposta para *meios semelhantes*, isto é, para solos que tivessem mesma porosidade e mesma distribuição de tamanho de poros, diferindo apenas em suas geometrias microscópicas internas, caracterizada por um *comprimento microscópico característico* l , mostrado na Figura III.5. A essência da teoria está no fato de permitir a descrição do comportamento de um solo a partir do conhecimento das características de outro, dito "semelhante".

Com o conceito de meios porosos semelhantes, Miller e Miller (1956) introduziram os aspectos analíticos da utilização de fatores de escala. Na teoria de "scaling", as equações para escoamento macroscópico em meios porosos não saturados (Lei de Darcy e Equação de Richards) são expressas como "variáveis reduzidas", que são constantes para meios semelhantes. Esta característica permite a comparação entre "sistemas

de escoamento" que diferem apenas por um fator de escala, e as relações de escala usadas para definir as variáveis reduzidas constituem o fator de comparação.

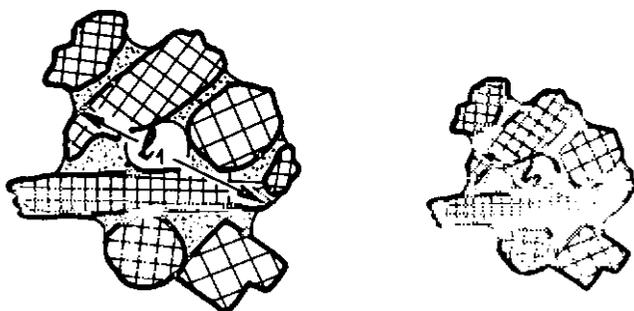


Figura III.5 - Relação entre os comprimentos microscópicos característicos de dois solos semelhantes

(fonte: Miller e Miller, 1956)

Miller e Miller (1956) usaram da teoria de semelhança para a determinação de características adimensionais a fim de estudar o escoamento e a retenção da água nos solos. Estas características adimensionais do escoamento foram derivadas a partir das leis hidrodinâmicas de tensão superficial e escoamento viscoso, assumidas como as que governam o escoamento em meios porosos. Para condutividade hidráulica e tensão de umidade, Miller e Miller derivaram os seguintes termos adimensionais:

$$K_* = \frac{\mu}{\rho g} \frac{K}{l^2} \quad (\text{III.32})$$

$$\psi_* = \frac{\rho g}{\sigma} l \psi \quad (\text{III.33})$$

Assumindo a hipótese de estados semelhantes²², tem-se que a tensão superficial da água σ , a densidade específica ρ , e a viscosidade μ do fluido são constantes. Portanto, para meios semelhantes em estados semelhantes ter-se-á:

$$\frac{K_i}{l_i^2} = \frac{K_j}{l_j^2} = \dots = \frac{K_*}{l_*^2}$$

e

$$\psi_i l_i = \psi_j l_j = \dots = \psi_* l_*$$

onde K_* , ψ_* e l_* são características de um meio (semelhante) de referência. Estas relações, portanto, podem ser apresentadas na forma:

$$K_i = \alpha_i^2 K_* \quad (\text{III.34})$$

$$\psi_i = \frac{\psi_*}{\alpha_i} \quad (\text{III.35})$$

Sendo α_i o *fator de escala* do meio i em relação ao meio de referência, definido como:

$$\alpha_i = \frac{l_i}{l_*} \quad (\text{III.36})$$

onde l_i e l_* são, respectivamente, os comprimentos microscópicos característicos do meio i e do meio de referência.

Assim como a condutividade hidráulica e a tensão, é possível expressar outras variáveis em termos reduzidos, como fluxo, profundidade, e mesmo o tempo. Conseqüentemente, as equações de Darcy e da Continuidade também podem ser expressas através de variáveis reduzidas, como foi mostrado por **Simmons, Nielsen e Biggar (1979)**.

²² Meios porosos semelhantes encontram-se em estados semelhantes quando o mesmo líquido, 'a mesma temperatura, escoar através de seus poros.

Deve-se ressaltar que, como se parte da hipótese de meios semelhantes possuírem porosidades iguais, o teor de umidade do solo θ já é considerado como uma variável reduzida, isto é, ela é a mesma para ambos os solos. Portanto:

$$\theta_1 = \theta_* \quad (\text{III.37})$$

Brunet, (1984), conclui que a questão que se impõe, portanto, é a de verificar se os meios porosos a serem estudados guardam semelhança geométrica - se não perfeita, pelo menos aproximada - e que, após verificar-se esta semelhança, se estes resultados levam em consideração a variabilidade espacial observada nas características hidrodinâmicas de complexos meios porosos que são os solos naturais.

Por falta de dados, não foi possível aplicar essa técnica de uma forma consistente em um caso real. No entanto, por achar promissora sua utilização, foi feita uma aplicação especulativa, apresentada no Capítulo IV.

O Capítulo IV dedicar-se-á a diversas aplicações envolvendo as teorias revistas nos Capítulos II e III. Observe que, por falta das devidas informações para um solo de um dado local, não nos foi possível aplicar as várias teorias para uma mesma localidade. Assim sendo, diferentes solos serão utilizados dependendo da aplicação desejada.

O próximo capítulo começa com a estimação das curvas de retenção em função das propriedades do solo que constam do banco de dados de solos da EMBRAPA. Em seguida será aplicada a metodologia sugerida por **Rawls, Brakensiek e Miller (1983)** para estimação dos parâmetros de Green & Ampt. Finalmente, será aplicada a equação de Green & Ampt para simular o processo de infiltração. Nessa simulação é verificado o efeito da viscosidade e o efeito da variabilidade espacial.

CAPÍTULO IV

SIMULAÇÃO DA INFILTRAÇÃO ATRAVÉS DA EQUAÇÃO DE GREEN & AMPT

IV.1. INTRODUÇÃO

Não basta a aplicação de equações conceitualmente mais consistentes para tornar fisicamente mais significativa a simulação do processo de infiltração em modelos chuva-vazão. É importante, também, que os parâmetros destas equações, diretamente relacionados com as propriedades hídricas do solo, possam ser obtidos através de metodologias mais simples.

Neste capítulo será apresentada uma metodologia que permite estimar-se curvas de retenção e parâmetros de infiltração a partir das informações disponíveis no SISOLOS (EMBRAPA-SNLCS, 1983), banco de dados de solos da EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária -, com vistas a aplicações em modelos hidrológicos. Essas curvas são fundamentais para aplicação da equação de Green & Ampt. O emprego dessa metodologia poderá propiciar estimativas mais realistas das propriedades hídricas dos solos brasileiros e, conseqüentemente, dos parâmetros de infiltração de Green & Ampt, uma vez que o SISOLOS dispõe de dados que cobrem boa parte do território nacional.

Além disso, serão determinadas taxas de infiltração, volumes de infiltração e volumes de excesso de chuva, bem como o instante de saturação da superfície, através das extensões de Morel-Seytoux (1978; 1981) para a equação de Green & Ampt. Finalmente, é avaliado o efeito da variabilidade espacial do solo, aplicando-se, ainda que de forma simplificada e dentro da ótica determinística, os conceitos oriundos da teoria da semelhança de meios porosos.

IV.2. ESTIMAÇÃO DE CURVAS DE RETENÇÃO A PARTIR DE PROPRIEDADES DOS SOLOS DISPONÍVEIS NO BANCO DE DADOS DA EMBRAPA

IV.2.1. Os Modelos de Rawls, Brakensiek e Saxton

No sentido de se incorporar os princípios de física dos solos à simulação hidrológica, é necessário que as relações entre potencial matricial, condutividade hidráulica e umidade sejam conhecidas. Apesar deste procedimento representar um avanço sob o aspecto conceitual, ele também traz dificuldades de ordem prática, uma vez que estas relações não são facilmente determinadas, envolvendo caros e demorados ensaios em laboratório.

A fim de contornar esta questão propondo uma metodologia mais simples para estimação de curvas de retenção, **Rawls, Brakensiek e Saxton (1982)** realizaram um estudo a partir de um volume de dados de cerca de 1300 perfis de solos, (aproximadamente, 5000 horizontes), coletados em 34 estados norte-americanos. Aplicando um processo de regressão linear múltipla sobre essas informações, esses autores obtiveram três diferentes modelos para estimação de curvas de retenção em função de propriedades mais simples, disponíveis em escala muito maior. As propriedades necessárias a cada modelo estão esquematizadas na Figura IV.1.

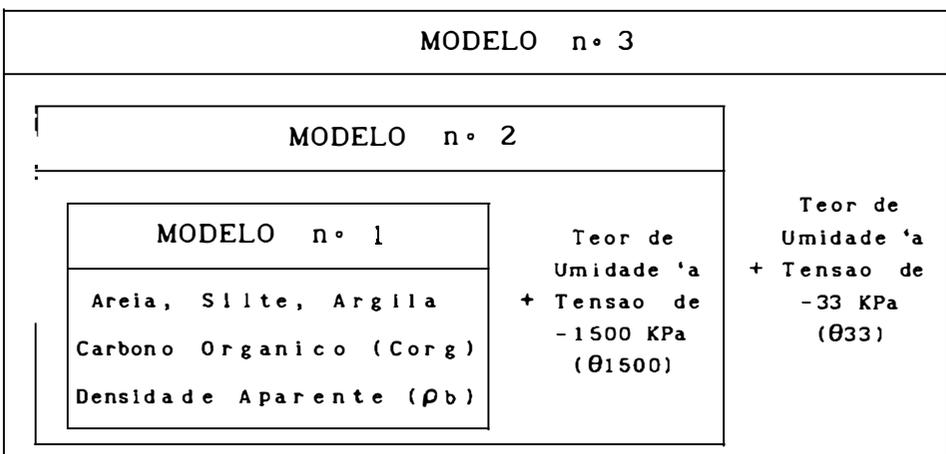


Figura IV.1 - Informações necessárias aos modelos de regressão de **Rawls, Brakensiek e Saxton (1982)**

No Modelo nº 1 são utilizadas as seguintes informações na regressão: granulometria (percentual de areia, silte e argila), percentual de carbono orgânico (representando o teor de matéria orgânica) e densidade aparente. O Modelo nº 2 incorpora o valor do teor de umidade à tensão de -1500 kPa, além das cinco variáveis acima. Por fim, o Modelo nº 3 tem como variáveis adicionais os teores de umidade às tensões de -33 kPa e -1500 kPa.

A inclusão dos teores de umidade à -1500 kPa e -33 kPa reflete não apenas um ganho em precisão. Na verdade, ao incluir estas duas últimas variáveis, fica explicitada a relação entre a precisão nas estimativas e a disponibilidade (leia-se dificuldade na obtenção) de dados de solos.

Na Tabela IV.1 são reproduzidos os coeficientes dos modelos de regressão para estimação da curva de retenção ($\theta \times \psi$) em função da granulometria, teor de carbono orgânico, teor de umidade à -1500 KPa e teor de umidade à -33 KPa, variáveis disponíveis no banco de dados da EMBRAPA. A tabela contém também os coeficientes de correlação (r) reportados em **Rawls, Brakensiek e Saxton (1982)** e **Rawls e Brakensiek (1982)**.

TABELA IV.1

Coefficientes dos modelos de regressão para estimação do teor de umidade (θ) em função da tensão de umidade (ψ)
(fonte: Rawls, Brakensiek e Saxton, 1982)

ψ kPa	areia		silte		argila		C org		ρ_b		θ_{33}		θ_{1500}		r
	%		%		%		%		g/cm ³		cm ³ /cm ³		cm ³ /cm ³		
	coeficientes da regressão														
	a	b	c	d	e	f	g	h							
- 4	.7899	-.0037			.0100	-.1315									58
	.6275	-.0041			.0239								-0.08		57
	.1829				-.0246	-.0376	1.89						-1.38		77
- 7	.7135	-.0030		0.0017		-.1693									74
	.4829	-.0035			.0263								0.25		74
	.0888	-.0003			-.0107		1.53						-0.81		91
- 10	.4118	-.0030		0.0023	.0317										81
	.4103	.0031			.0260								0.41		81
	.0619	-.0002			-.0067		1.34						-0.51		95
- 20	.3121	-.0024		0.0032	.0314										86
	.3000	-.0024			.0235								0.61		89
	.0319	-.0002					1.01						-0.06		99
- 33	.2576	-.0020		0.0036	.0299										87
	.2391	-.0019			.0210								0.72		92
- 60	.2065	-.0016		0.0040	.0275										87
	.1814	-.0015			.0178								0.80		94
	.0136					.0091	0.66						0.39		99
-100	.0349		.0014	0.0055	.0251										87
	.1417	-.0012			.0151								0.85		96
	-.0034				.0022		0.52						0.54		99
-200	.0281		.0011	0.0054	.0200										86
	.0986	.0009			.0116								0.90		97
	-.0043				.0026		0.36						0.69		99
-400	.0238		.0008	0.0052	.0190										84
	.0649	-.0006			.0085								0.93		98
	-.0038				.0026		0.24						0.79		99
-700	.0216		.0006	0.0050	.0167										81
	.0429	-.0004			.0062								0.94		98
	-.0027				.0024		0.16						0.86		99
-1000	.0205		.0005	0.0049	.0154										81
	.0309	-.0003			.0049								0.95		99
	-.0019				.0022		0.11						0.89		99
-1500	.0260			0.0050	.0158										80

$$\theta (\psi) = a + b \times \text{areia} + c \times \text{silte} + d \times \text{argila} + e \times \text{C org} + f \times \rho_b + g \times \theta_{33} + h \times \theta_{1500}$$

IV.2.2. Aplicação dos Modelos de Rawls, Brakensiek e Saxton para Solos Brasileiros

O objetivo maior deste item é apresentar uma metodologia que permita a utilização de abundantes informações sobre solos existentes não apenas em publicações específicas, mas principalmente aquelas já incluídas no Sistema de Informações de Solos da EMBRAPA - SISSOLOS (EMBRAPA-SNLCS, 1983).

Portanto, para verificar a aplicabilidade das equações de **Rawls, Brakensiek e Saxton (1982)** foram analisados 14 perfis, correspondentes a 41 horizontes, representativos de solos do norte de Minas Gerais (**Fontes e Oliveira, 1982**), comparando-se as curvas de retenção determinadas por ensaios de laboratório com as estimadas pelos três métodos citados. As curvas de retenção observadas, assim como os dados de granulometria e densidade aparente encontram-se em **Fontes e Oliveira (1982)**, enquanto que as informações quanto ao teor de matéria orgânica (expressa pelo percentual de carbono orgânico) são fornecidas pelo "Levantamento Exploratório - Reconhecimento de Solos do Norte de Minas Gerais (Área de Atuação da SUDENE)" (EMBRAPA-SNLCS, 1979). Na Tabela IV.2 são reproduzidos os dados utilizados para estimação das curvas de retenção através dos três modelos.

Nas Figuras IV.2, IV.3 e IV.4 e na Tabela IV.3 são apresentados os resultados da aplicação dos Modelos nº 1, 2 e 3, respectivamente. Cada gráfico dessas figuras é composto por 41 pontos, representando a relação entre teor de umidade estimado e teor de umidade observado para uma dada tensão.

TABELA IV.2

Características físicas e hídricas de solos do Norte de Minas Gerais
(fontes: EMBRAPA-SNLCS, 1979; Fontes e Oliveira, 1982)

Solo e perfil	horizonte	areia %	silte %	argila %	Cor g %	ρ_b g/cm ³	θ_{33} %	θ_{1500} %
LVd (p. 16)	A	68	10	22	1,24	1,45	16,0	9,4
	B1	67	10	23	0,71	1,45	15,1	9,4
	B2	66	8	26	0,42	1,52	16,0	9,4
LEa (p. 24)	A1	12	10	78	2,45	0,95	29,8	24,4
	A3/B1	8	4	88	1,64	1,02	31,9	26,3
	B2	7	6	87	1,05	1,05	33,0	27,6
LEe (p. 33)	A1	43	28	29	1,32	1,36	24,5	12,4
	A2/B1	35	27	38	0,91	1,38	25,7	14,6
	B2	36	25	39	0,24	1,42	25,3	14,1
PVa (p. 34)	A1	34	10	56	1,16	1,16	23,8	18,2
	B1t	31	7	62	0,78	1,19	26,9	20,9
	B2t	28	7	65	0,51	1,16	27,8	22,5
PE (p. 46)	A1	76	12	12	1,03	1,47	13,5	6,5
	B1t	67	13	20	0,41	1,54	15,4	8,0
	B2t	62	12	26	0,21	1,49	17,1	10,1
TRSa (p. 49)	A1	22	29	49	1,25	1,35	32,8	20,7
	A3/B1	10	22	68	1,09	1,29	36,6	26,1
	B2	6	17	77	0,30	1,23	41,7	28,4
TRSe (p. 51)	A1	29	40	31	2,36	1,41	35,1	18,3
	A3	30	33	37	0,96	1,49	32,2	20,0
	B2	23	20	57	0,48	1,35	32,2	22,6
BV (p. 54)	A1	11	34	55	2,80	1,23	39,7	26,0
	B2t	9	26	65	0,73	1,35	34,6	25,7
	B3t	9	24	67	0,53	1,46	44,1	30,8
Ca (p. 57)	A	8	62	30	0,66	1,29	29,2	12,9
	B1	6	59	35	0,36	1,34	32,6	16,6
	B2	5	57	38	0,17	1,37	33,3	19,5
Ce (p. 63)	A	35	29	36	1,36	1,39	24,7	14,3
	B1	30	24	46	0,66	1,39	24,5	15,8
	B2	27	23	50	0,31	1,37	25,6	16,4
HGPe (p. 71)	A	8	44	48	1,72	1,46	55,6	31,5
	IIC1g	9	37	54	0,42	1,26	42,1	28,6
	IIC2g	8	43	49	0,21	1,35	43,6	27,7
Ae (p. 72)	A1	67	22	11	0,52	1,40	16,4	6,3
	C1	61	26	13	0,38	1,43	20,4	6,9
	IIC2	24	51	25	0,86	1,31	33,7	12,6
Re (p. 80)	A	11	51	38	1,18	1,29	34,2	17,4
	C	11	51	38	0,86	1,35	33,1	15,9
AQa (p. 82)	A	90	4	6	0,46	1,50	5,7	2,9
	C1	87	5	8	0,22	1,49	5,7	3,7
	C2	86	5	9	0,14	1,50	6,5	3,9

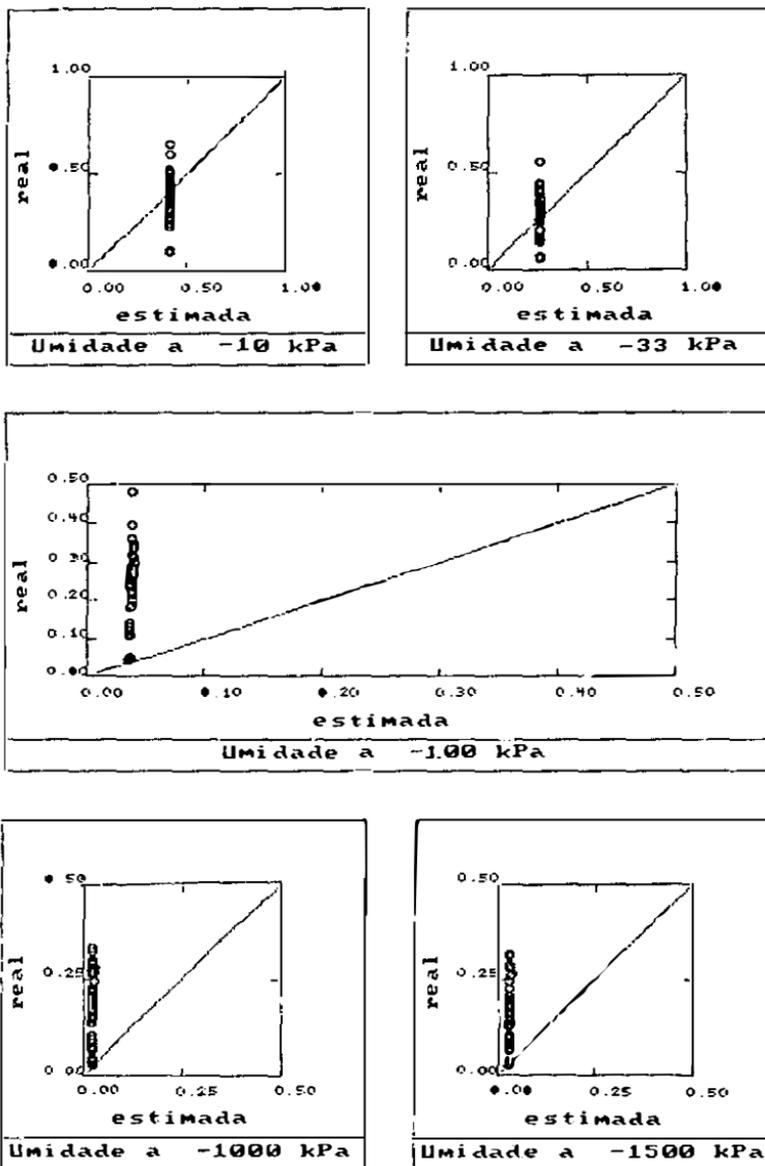


Figura IV.2 - Aplicação do Modelo n° 1
para tensões de -10, -33, -100, -1000 e -1500 kPa

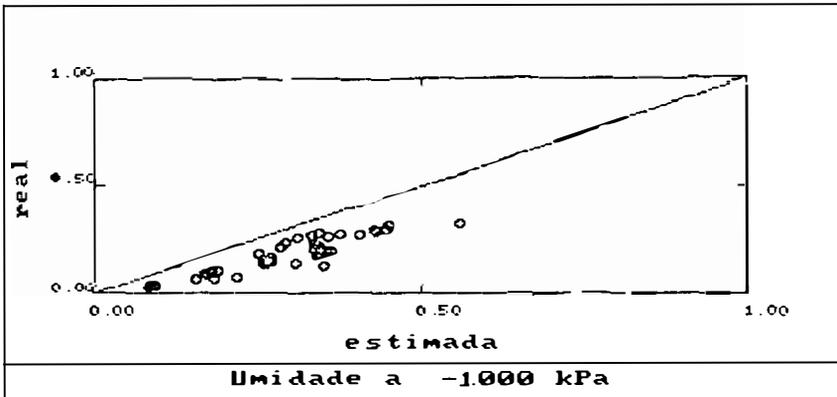
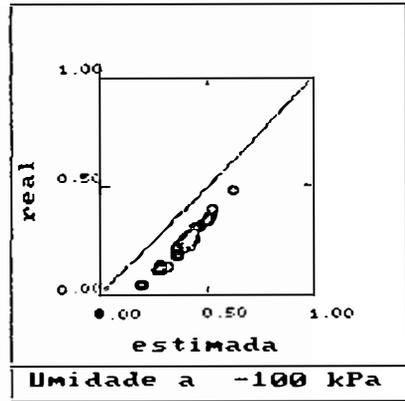
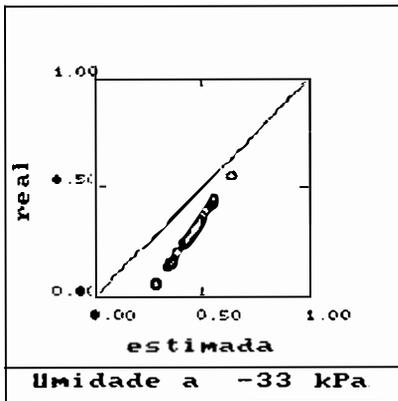
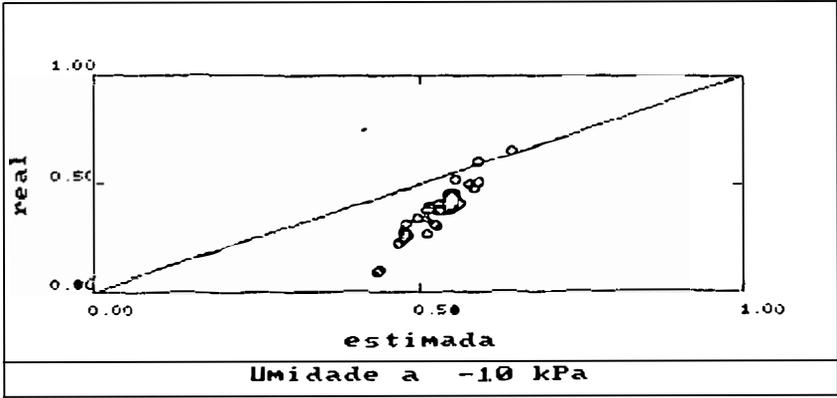


Figura IV.3 -Aplicação do Modelo n° 2
para tensões de -10, -33, -100 e -1000 kPa

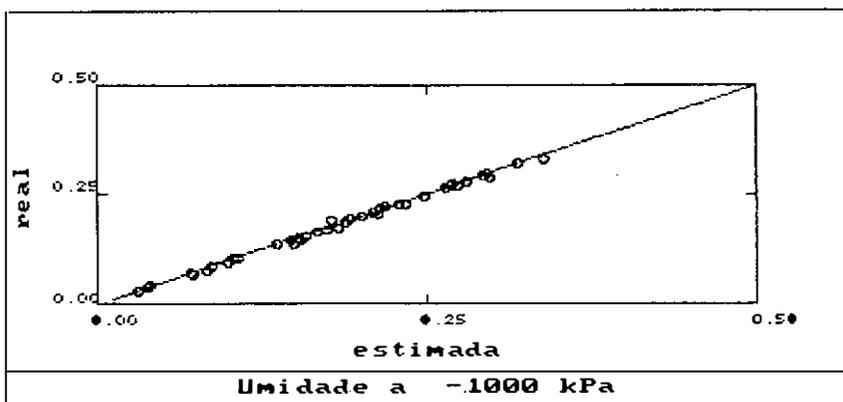
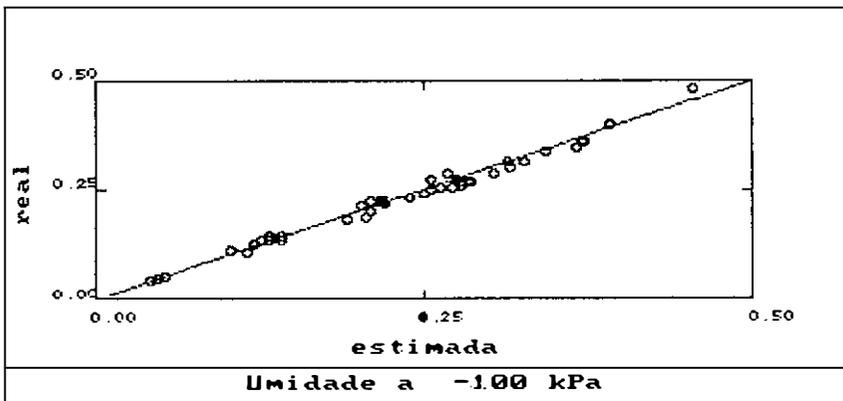
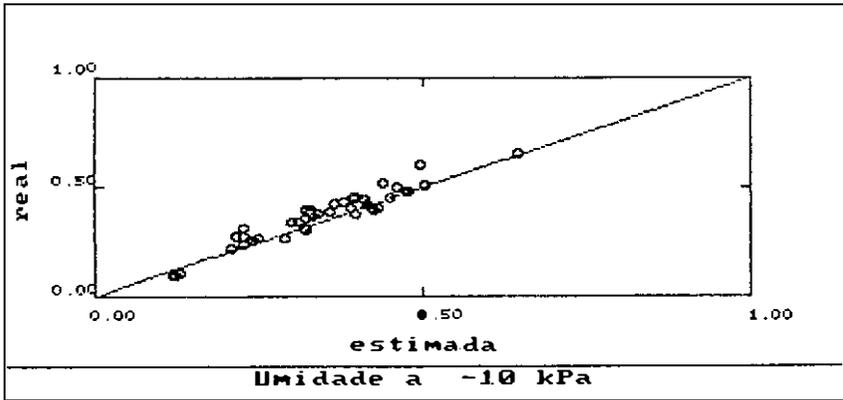


Figura IV.4 - Aplicação do Modelo n° 3 para tensões de -10, -100 e -1000 kPa

A Tabela IV.3 apresenta as médias dos erros cometidos com a utilização dos modelos em questão para cinco valores de tensão, bem como os respectivos desvios-padrão, assinalados entre parênteses.

TABELA IV.3
Resultados da aplicação
dos modelos de Rawls, Brakensiek e Saxton (1982)

ψ kPa	Modelo n.º					
	1		2		3	
	erro absoluto	erro relativo	erro absoluto	erro relativo	erro absoluto	erro relativo
	medio	medio	medio	medio	medio	medio
- 10	0.093 (0.086)	0.440 (0.824)	0.155 (0.078)	0.645 (0.862)	0.035 (0.026)	0.107 (0.080)
- 33	0.088 (0.066)	0.506 (0.829)	0.161 (0.030)	0.854 (0.879)	—	—
-100	0.193 (0.096)	0.782 (0.168)	0.146 (0.018)	0.869 (0.712)	0.010 (0.007)	0.043 (0.025)
-1000	0.156 (0.082)	0.823 (0.136)	0.116 (0.043)	0.808 (0.448)	0.004 (0.004)	0.029 (0.027)
-1500	0.144 (0.080)	0.770 (0.178)	—	—	—	—

Os resultados do Modelo n.º 1 não se mostraram muito bons, especialmente para as tensões de -100 kPa, -1000 kPa e -1500 kPa, onde o teor de umidade foi quase sempre subestimado, em alguns casos por grande margem de diferença.

Já o Modelo n.º 2 apresentou melhores resultados com a inclusão do teor de umidade à -1500 kPa entre os seus parâmetros. No entanto, este modelo superestima o teor de umidade, apresentando pior desempenho para as tensões inferiores de -10 kPa e -33 kPa.

A introdução do teor de umidade à -33 kPa como parâmetro, tornou os resultados do Modelo n.º 3 muito melhores, bem superiores aos demais, ainda que apresentando alguma dispersão para os valores correspondentes à tensão de -10 kPa.

IV.3. ESTIMAÇÃO DOS PARÂMETROS DE INFILTRAÇÃO DE GREEN & AMPT

IV.3.1. Estimação de ψ_f e K_{sat} a partir das Curvas de Retenção

Conforme descrito anteriormente no item II.4.5, é possível determinar-se os chamados parâmetros de **Brooks e Corey (1964)** - λ e ψ_b - quando são conhecidas as curvas de retenção do solo.

A seguir, será apresentada, e depois aplicada, uma metodologia utilizada por **Rawls, Brakensiek e Miller (1983)** para determinação de ψ_f e K_{sat} através dos parâmetros de Brooks e Corey.

IV.3.1.1. Metodologia de Rawls, Brakensiek e Miller

Dando continuidade ao trabalho iniciado por **Rawls, Brakensiek e Saxton (1982)** - visto no item anterior - no sentido de se utilizar um grande volume de informações sobre solos existentes junto ao Departamento de Agricultura dos E.U.A. (U.S.D.A.), **Rawls, Brakensiek e Miller (1983)** propuseram uma metodologia simplificada para estimação dos parâmetros de Green & Ampt a partir do conhecimento de curvas de retenção e posterior determinação dos parâmetros de Brooks & Corey.

Os citados autores começaram aplicando o método desenvolvido por **Brakensiek (1977)** para estimação de ψ_f , potencial capilar médio na frente úmida, por uma variação da equação III.17, obtida por **Morel-Seytoux e Khanji (1974)**:

$$\psi_f = \psi_c = \int_0^{\psi_i} f_w d\psi$$

substituindo f_w (equação III.18):

$$f_w = \left(1 + \frac{\mu_w k_{ra}}{\mu_a k_{rw}} \right)^{-1}$$

por k_{rw} , já que ambas apresentam comportamento similar em relação a ψ , conforme ilustrado na Figura IV.5.

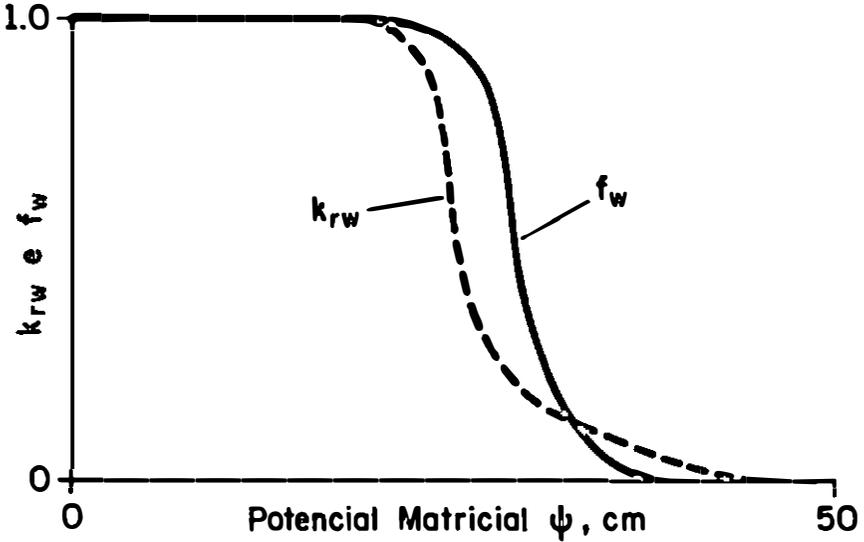


Figura IV.5 - Curvas $k_{rw} \times \psi$ e $f_w \times \psi$
(fonte: Morel-Seytoux e Khanji, 1974)

Desta forma, a estimação de ψ_f fica facilitada, pois dependerá apenas do conhecimento da relação entre k_{rw} e ψ , dispensando o conhecimento da curva $k_{ra}(\psi)$. Portanto, parte-se da seguinte equação:

$$\psi_f = \int_0^{\psi_i} k_{rw} d\psi \quad (\text{IV.1})$$

Desmembrando a integral, tem-se:

$$\psi_f = \int_0^{\psi_w} k_{rw} d\psi + \int_{\psi_w}^{\psi_i} k_{rw} d\psi \quad (\text{IV.2})$$

onde ψ_w é a *pressão capilar 'a entrada da água*, já definida no capítulo II. Entre 0 e ψ_w , $k_{rw}(\psi) = 1$. Logo:

$$\psi_f = \psi_w + \int_{\psi_w}^{\psi_i} k_{rw} d\psi \quad (\text{IV.3})$$

Na equação (IV.3), **Brakensiek** substituiu k_{rw} pela equação III.45, de **Brooks e Corey (1964)**, mostrado a seguir:

$$K_r = \left(\frac{\psi_b}{\psi} \right)^n$$

No entanto, deve-se recordar que a equação de **Brooks e Corey** é válida para processos de drenagem. Entretanto, é possível usá-la durante o processo de infiltração, substituindo ψ_b por ψ_w , e ficando com a seguinte expressão (vide Figura II.5):

$$\begin{aligned} \psi_f &= \psi_w + \int_{\psi_w}^{\psi_i} \left(\frac{\psi_w}{\psi} \right)^n d\psi \\ \psi_f &= \psi_w + \psi_w^n \int_{\psi_w}^{\psi_i} \psi^{-n} d\psi \\ \psi_f &= \psi_w + \psi_w^n \left(\frac{\psi_i^{-n+1}}{1-n} \right) - \frac{\psi_w}{1-n} \end{aligned} \quad (\text{IV.4})$$

Supondo $\psi_i = \infty$, (IV.4) reduz-se a:

$$\psi = \psi_w \left(\frac{n}{n-1} \right) \quad (\text{IV.5})$$

Sabendo que pela equação II.46:

$$n = 2 + 3\lambda$$

e assumindo que ψ_w é igual à metade de ψ_a (*pressão capilar 'a entrada do ar*, tomada como igual à pressão de borbulhamento ψ_b), **Brakensiek** chegou à seguinte expressão:

$$\psi_f = \frac{2 + 3\lambda}{1 + 3\lambda} \left(\frac{\psi_b}{2} \right) \quad (\text{IV.6})$$

Para determinação de K_{sat} , **Rawls, Brakensiek e Miller (1983)**, mais uma vez utilizaram-se dos parâmetros de Brooks e Corey, estimando-o por uma equação obtida por **Brutsaert (1967)**:

$$K_{\text{sat}} = a \frac{\eta_e^2}{\psi_b^2} \frac{\lambda^2}{(\lambda + 1)(\lambda + 2)} \quad (\text{IV.7})$$

onde K_{sat} é expressa em cm/s e a é uma constante. η_e é a *porosidade efetiva do solo*, definida pela seguinte equação:

$$\eta_e = \eta - \theta_{\text{res}} \quad (\text{IV.8})$$

sendo η , a porosidade do solo, e θ_{res} , o teor de umidade residual, definidos no Capítulo II, item II.2.

Há, no entanto, uma discussão quanto ao correto valor de a , estabelecido por **Brutsaert (1967)** como igual a 270 cm³/s, e calibrado por **Rawls, Brakensiek e Miller (1983)** como igual a 21 cm³/s. Essa questão será discutida a seguir, durante a aplicação desta metodologia.

IV.3.1.2. Verificação da metodologia

A fim de verificar sua adequabilidade à estimação dos parâmetros de Green & Ampt, as equações (IV.6) e (IV.7) foram aplicadas aos dados publicados por **Mein e Larson (1971)**. Os resultados obtidos neste trabalho, bem como uma síntese dos obtidos por **Mein e Larson, Morel-Seytoux e Khanji (1974)** e **Brakensiek (1977)**, são apresentados a seguir.

TABELA IV.4

Estimação dos parâmetros de **Brooks e Corey** (λ e ψ_b)

Solo	S_{res}^A (%)	λ^A (cm)	ψ_b^A (cm)	λ^B (cm)	ψ_b^B (cm)
Plainfield Sand	0,17	1,23	18,1	1,10	19
Columbia Sandy Loam	0,22	1,51	33,5	1,20	33
Guelph Loam	0,15	0,502	40,5	0,48	42
Ida Silt Loam *	0,31	0,137	7,42	0,15	5
Yolo Light Clay *	0,39	0,433	36,3	0,39	30

S_{res} = saturação residual, já definida no capítulo II

A → Valores obtidos no presente trabalho

B → Valores obtidos por **Brakensiek (1977)**

Primeiramente, estimou-se os parâmetros de Brooks & Corey, λ e ψ_b , conforme descrito no item II.4.5. Os valores obtidos para estes parâmetros, bem como o valor final da saturação residual, são mostrados na Tabela IV.4. Na mesma tabela, são apresentados os valores de λ e ψ_b determinados por **Brakensiek (1977)** para os mesmos dados. Ainda que tenha sido aplicada a mesma metodologia, os valores estimados no presente trabalho e os obtidos por **Brakensiek (1977)** não são exatamente iguais. Acredita-se que essa diferença seja causada no momento da determinação da saturação residual, pelo método de **Brooks e Corey (1964)**.

Outra possível fonte de erros encontra-se no fato de que **Mein e Larson** (1971) trabalharam tanto com curvas de retenção obtidas por molhamento, quanto com outras obtidas por drenagem, sendo que estas últimas encontram-se, em seu trabalho, multiplicadas por 1.6, o que seria uma forma de corrigi-las quanto ao efeito de histerese. As curvas originalmente obtidas para molhamento encontram-se assinaladas por um asterisco (*) na Tabela IV.4, e tiveram seus parâmetros calculados para o valor da tensão à entrada da água (ψ_w), que depois é multiplicada por 2.0 para calcular ψ_b .

TABELA IV.5

Estimação da tensão capilar média na frente úmida ψ_f para a equação de Green & Ampt

Solo	ψ_f (cm)			
	A	B	C	D
Plainfield Sand	11,73	14,7	11,7	11,0
Columbia Sandy Loam	23,83	25,0	20,0	19,8
Guelph Loam	31,38	32,1	29,6	28,4
Ida Silt Loam	7,43	5,0	4,2	6,34
Yolo Light Clay	22,36	23,1	21,9	26,0

- A por **Mein e Larson** (1971)
 B por **Morel-Seytoux e Khanji** (1974)
 C por **Brakensiek** (1977)
 D calculado no presente trabalho pela equação (IV.6)

Na Tabela IV.5, encontram-se reunidos diferentes estimativas para ψ_f , obtidas em diferentes trabalhos a partir dos dados publicados por **Mein e Larson** (1971). Na coluna A, encontram-se as estimativas originais de **Mein e Larson** para o que eles denominam de sucção capilar na frente úmida, S_{av} , definida pela equação III.15, no item III.4.1, equivalente à ψ_f . Na coluna B, estão os valores obtidos por **Morel-Seytoux e Khanji** (1974) pela equação III.17 para a altura capilar efetiva ψ_c , e na

coluna C, os valores de **Brakensiek (1977)**, obtidos pela equação IV.6. Finalmente, na coluna D são apresentados os valores obtidos no presente trabalho pela mesma metodologia que **Brakensiek (1977)**, creditando-se as diferenças aos problemas mencionados no parágrafo anterior.

TABELA IV.6

Estimação da condutividade hidráulica à saturação natural K_{sat} para a equação de Green & Ampt

Solo	K_{sat} (cm/h)		
	A	B	C
Plainfield Sand	12,38	7,57	97,4
Columbia Sandy Loam	5,004	2,87	37,0
Guelph Loam	1,321	0,611	7,86
Ida Silt Loam	0,1051	0,558	7,17
Yolo Light Clay	0,0443	0,0685	0,881

A por **Mein e Larson (1971)**

B calculado no presente trabalho para $\alpha = 21$

C calculado no presente trabalho para $\alpha = 270$

Na Tabela IV.6 comparam-se os resultados obtidos pela aplicação da equação (IV.7) para cálculo de K_{sat} , testando-se tanto a hipótese de α igual a $21 \text{ cm}^3/\text{s}$ (**Rawls, Brakensiek e Miller 1983**), quanto a de α igual a $270 \text{ cm}^3/\text{s}$ (**Brutsaert, 1967**). Pode-se observar que as estimativas de K_{sat} a partir de $\alpha = 21 \text{ cm}^3/\text{s}$ (coluna B) possuem a mesma ordem de grandeza que os valores reais publicados por **Mein e Larson** (coluna A), o que não ocorre quando se usa $\alpha = 270 \text{ cm}^3/\text{s}$ (coluna C). Vale ressaltar que **Rawls, Brakensiek e Miller (1983)**, trabalhando sobre uma base de dados de aproximadamente 1300 perfis de solos norte-americanos, tentaram utilizar a mesma equação para determinação de K_{sat} , com o valor de $\alpha = 270 \text{ cm}^3/\text{s}$, obtendo estimativas cerca de uma ordem de grandeza superiores aos dados reais relativos a cada um desses solos. Em vista disso, esses autores adotaram $\alpha = 21 \text{ cm}^3/\text{s}$, fruto de calibrações. Assim

sendo, percebe-se que os resultados do presente trabalho, resumidos na Tabela IV.6, confirmam a adequação do valor adotado pelos três autores citados. Portanto, sempre que for necessária a determinação de K_{sat} no decorrer deste texto, ela será feita para $\alpha = 21 \text{ cm}^3/\text{s}$.

Naturalmente, as diferenças entre os valores de K_{sat} calculados pela equação (IV.7) e os valores fornecidos por **Mein e Larson** refletir-se-ão na simulação da infiltração, o que será visto posteriormente no item IV.4. No entanto, ainda que os valores estimados não possuam grande precisão, eles poderão ser de grande utilidade em modelos chuva-vazão. No processo de calibração do modelo, mais precisamente na fase de calibração de K_{sat} , os valores encontrados pelo uso da metodologia desse trabalho poderão servir na restrição de uma faixa de variação (área viável) desse parâmetro. Além disso, outras informações podem ser usadas para analisar-se K_{sat} , tais como resultados de ensaios de campo com permeâmetros, com piezômetros ou por bombeamento, como forma de ajudar no estabelecimento dessas restrições.

IV.3.2. Estimação de ψ_f e K_{sat} a partir de Propriedades dos Solos

A diferença desse item para o anterior é que não são conhecidas as curvas de retenção do solo. Assim, elas deverão ser estimadas a partir das propriedades dos solos e, em seguida, procede-se como no item IV.3.1.

Para verificar tal procedimento, foram utilizados os dados de **Righetto e Arruda (1989)**, que forneciam não somente as propriedades dos solos, como também as respectivas curvas de retenção.

Dessa forma, pode-se estimar as curvas de retenção obtidas através das propriedades dos solos, utilizando o Modelo n.º3 de **Rawls, Brakensiek e Saxton (1982)**, e compará-las com as observadas.

IV.3.2.1. Determinação das curvas de retenção

Na Tabela IV.7 é apresentado um resumo das propriedades dos solos estudados por **Righetto e Arruda (1989)**, sendo ambos classificados como latossolos vermelho amarelo. Como não se dispusesse de informações quanto ao teor de carbono orgânico, este foi estimado como igual a 1,24%, valor observado para um perfil de latossolo vermelho amarelo constituinte do grupo de perfis analisados no item IV.2.2. (EMBRAPA-SNLCS, 1983).

TABELA IV.7

Propriedades dos solos para estimação dos parâmetros de Green & Ampt

(fonte: **Righetto e Arruda, 1989**)

Solo	areia %	silte %	argila %	C _{org} %	ρ_b g/cm ³	θ_{1500} cm ³ /cm ³	θ_{33} cm ³ /cm ³
1	50	16	34	1,24	2,91	0,152	0,230
2	39	19	42	1,24	2,90	0,187	0,270

Os dados da Tabela IV.7 foram usados para estimação das curvas de retenção pelo Modelo n° 3 de **Rawls, Brakensiek e Saxton (1982)**. Na Figura IV.7, estas curvas são comparadas às curvas observadas.

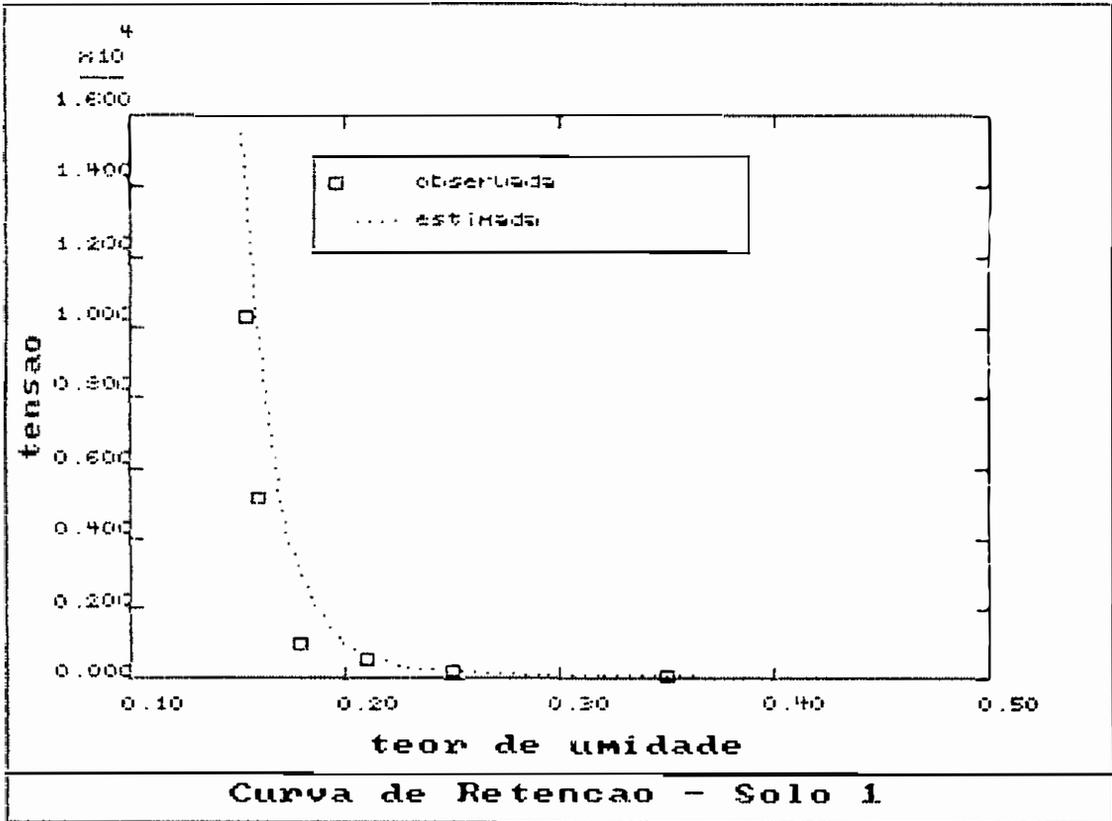


Figura IV.7 - Comparação da curva estimada pelo Modelo nº3 com a curva observada

IV.3.2.2. Determinação de ψ_f e K_{sat}

Nesse item serão calculados os parâmetros de Green & Ampt por duas fontes. A primeira, a partir da curva de retenção observada, e, a segunda, pela curva estimada pelo Modelo nº 3.

A Tabela IV.8 exibe valores obtidos para os parâmetros de Brooks & Corey (λ e ψ_b), e ψ_f de Green & Ampt, através das curvas originais de Righetto e Arruda, (1989) (colunas A), e pela aplicação do Modelo nº 3 às propriedades dos solos (coluna B) listadas na Tabela IV.7. Como pode ser verificado, a diferença apresentada entre os valores determinados para ψ_f não é grande.

TABELA IV.8

Parâmetros estimados para os solos de **Righetto e Arruda (1989)**:
 índice de distribuição do tamanho dos poros (λ),
 tensão de borbulhamento (ψ_b) e tensão na frente úmida (ψ_f)

Solo	λ (cm)		ψ_b (cm)		ψ_f (cm)	
	A	B	A	B	A	B
1	0,7482	0,7036	34,01	32,09	22,24	21,20
2	0,4925	0,4817	21,06	17,12	14,78	12,06

- A estimados através das curvas de retenção originais (**Righetto e Arruda, 1989**)
- B estimados através do Modelo nº3 de **Rawls, Brakensiek e Saxton (1982)**, para as propriedades da Tabela IV.7.

Como a condutividade hidráulica também seria comparada a dados experimentais, separaram-se as informações relativas à mesma numa única tabela, a IV.9. Nas colunas A e B, respectivamente, tem-se os resultados obtidos através das curvas de retenção originais, e os relativos aos curvas obtidas pelo Modelo nº 3.

TABELA IV.9

Condutividade hidráulica à saturação natural (K_{sat})
 estimada para os solos de **Righetto e Arruda (1989)**

Solo	K_{sat} (cm/h)		
	A	B	C
1	1,414	1,464	2,88
2	1,762	2,672	2,22

- A estimados através das curvas de retenção originais obtidas por **Righetto e Arruda**
- B estimados através do Modelo nº3 de **Rawls, Brakensiek e Saxton (1982)**, para as propriedades da Tabela IV.8.
- C obtidos em campo por **Righetto e Arruda**

IV.4. SIMULAÇÃO DA INFILTRAÇÃO

IV.4.1. Metodologia Empregada

Ainda que a simulação do processo de infiltração tenha sido feita através de equações apresentadas por **Mein e Larson (1971)**, **Morel-Seytoux e Khanji (1974)** e **Morel-Seytoux (1978, 1981)**, estas são fundamentalmente aperfeiçoamentos da equação de **Green e Ampt (1911)**, incorporando as conclusões de **Rubin (1966)** quanto à relação entre intensidade de chuva (i) e taxa de infiltração (f).

O instante de saturação da superfície (t_p) e o volume infiltrado até a saturação (F_p) são calculados, respectivamente, pelas equações (III.27) e (III.28) abaixo:

$$t_p = t_{i-1} + \frac{1}{i_i} \left[F_p - \sum_{j=1}^{i-1} i_j (t_j - t_{j-1}) \right]$$

e

$$F_p = \frac{K_{sat} \psi_f (\theta_{sat} - \theta_i)}{i_i - K_{sat}}$$

Já o volume infiltrado após a saturação (F) é calculado pela equação (III.29):

$$F = F_p + \frac{K_{sat}}{\beta} (t - t_p) + \left[\psi_f (\theta_{sat} - \theta_i) + F_p \left(1 - \frac{\beta_p}{\beta} \right) \right] \\ \times \ln \left[\frac{\psi_f (\theta_{sat} - \theta_i) + F}{\psi_f (\theta_{sat} - \theta_i) + F_p} \right]$$

sendo utilizada a equação (III.30) como acelerador de convergência (Morel-Seytoux, 1981; Morel-Seytoux, Lindell e Correia, 1982; Correia, 1984):

$$F = \left\{ \frac{2 (t-t_p) K_{sat}}{\beta} \left[\psi_f (\theta_{sat} - \theta_1) + F_p \right] + \left[F_0 - F_p \left(1 - \frac{\beta_p}{\beta} \right) - \frac{K_{sat} (t-t_p)}{2 \beta} \right]^2 \right\}^{1/2} + \frac{K_{sat} (t-t_p)}{2 \beta} + F_p \left(1 - \frac{\beta_p}{\beta} \right)$$

As taxas de infiltração (f) são determinadas em função dos volumes de infiltração acumulados no início (F_0) e ao final (F) de cada intervalo de tempo, de forma que:

$$f(t) = \frac{F - F_0}{t - t_0} \quad (IV.9)$$

Para simulação, foi desenvolvido um programa em Turbo Pascal 5.5 (Borland International, Inc., 1989), apresentado no Apêndice B. Grande parte das rotinas gráficas e matemáticas utilizadas foram desenvolvidas pela equipe do Laboratório de Hidrologia da COPPE/UFRJ, podendo ser encontradas em Salim (1987).

Na Figura IV.8, representa-se a estrutura básica sobre a qual o programa foi desenvolvido. A estrutura da fase de simulação da infiltração, seguinte à fase de estimação dos parâmetros, é similar às de alguns modelos chuva-vazão, tais como OMEGA (Correia, 1984; Morel-Seytoux e Correia, 1984), WSMOD (Morel-Seytoux, Lindell e Correia, 1982) e o modelo de Raynal (1985).

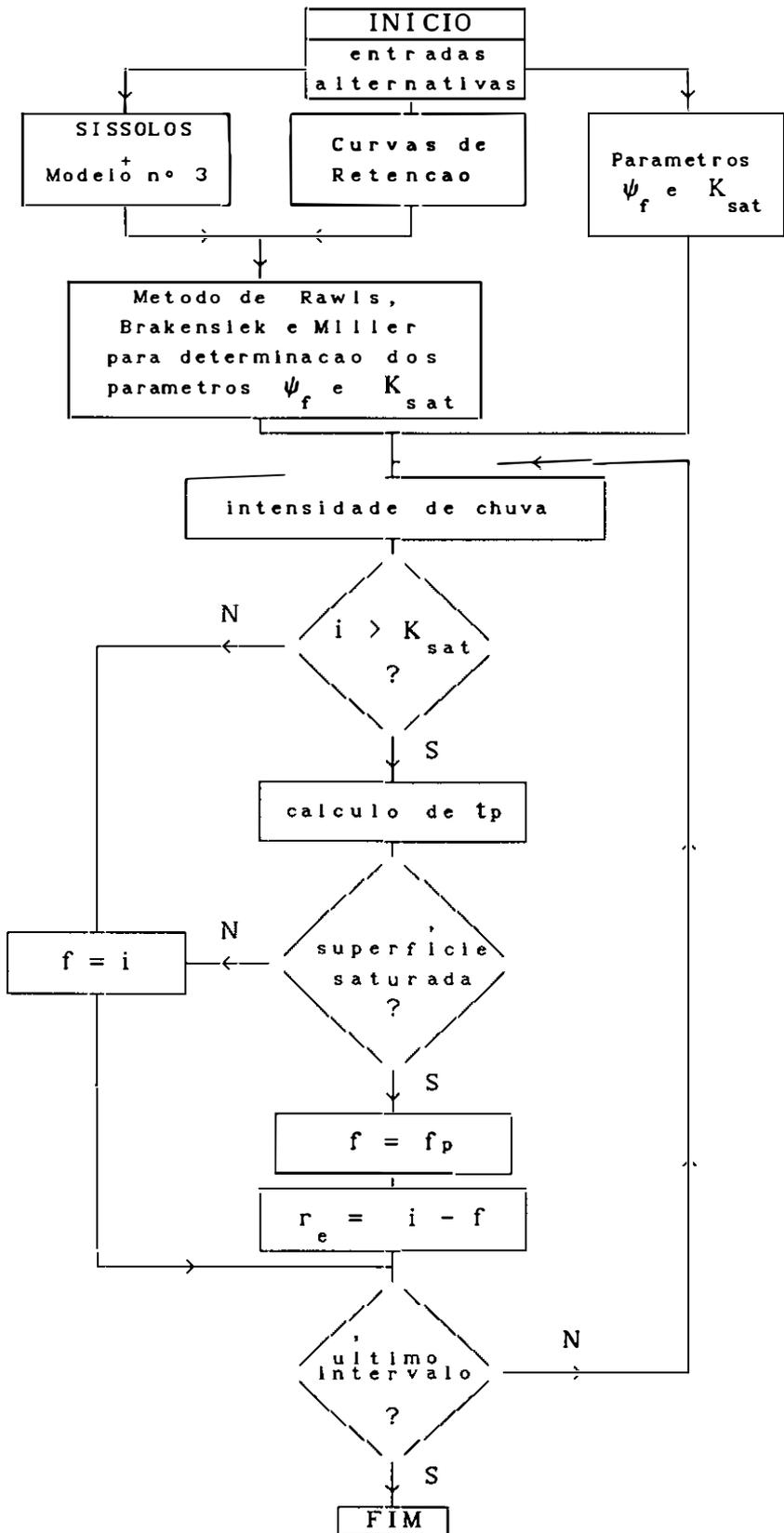


Figura IV.8 - Fluxograma para simulação da infiltração

Neste fluxograma, encontram-se assinaladas, também, as etapas relativas à estimação dos parâmetros ψ_f e K_{sat} quando estes não são conhecidos, vistas nos itens anteriores.

Os demais parâmetros - θ_i e θ_{sat} - ainda que devam ser fornecidos pelo usuário, geralmente são estimados em função de outras propriedades do solo. Alguns autores (Rawls, Brakensiek e Miller, 1983; Chow, Maidment e Mays, 1988) estimam θ_{sat} , teor de umidade à saturação natural, como igual à porosidade efetiva do solo η_e , definida pela equação IV.8 como:

$$\eta_e = \eta - \theta_{res}$$

sendo η , a porosidade do solo, e θ_{res} , o teor de umidade residual, definidos no Capítulo II, item II.2. No entanto, Mein e Larson (1971), entre outros autores, admitem que θ_{sat} pode ser tomado simplesmente como igual à porosidade, não considerando a permanência de um teor residual de ar no solo.

Já a estimação de θ_i , umidade inicial do solo, está fortemente ligada ao histórico da precipitação. Naturalmente, o valor de θ_i após um longo período seco deverá estar próximo à umidade residual, enquanto que imediatamente após um período chuvoso poderá igualar-se à saturação.

Neste trabalho, não foi desenvolvida nenhuma metodologia especial para determinação destes dois parâmetros, até porque para as simulações realizadas não foi de fundamental importância o conhecimento de seus valores reais. De um modo geral, θ_{sat} foi tomado como igual à porosidade, e θ_i como igual ao teor de umidade à tensão de -33 kPa, valor admitido como a capacidade de campo de diversos solos.

IV.4.2. Simulação a partir das Curvas de Retenção

Nesse item, não se objetivou apenas a verificação da metodologia para simulação da infiltração descrita no item IV.4.1, baseada na equação de Green & Ampt. Procurou-se, também, avaliar o efeito da utilização de parâmetros obtidos a partir das curvas de retenção, de acordo com a metodologia proposta por Rawls, Brakensiek e Miller (1983).

Para tanto, os dados obtidos por **Mein e Larson (1971)** pela solução numérica da equação de Richards foram utilizados como meio de se verificar a adequabilidade da simulação da infiltração. Quanto a isto, algumas observações fazem-se necessárias. Em primeiro lugar, embora a equação de Richards seja reconhecida como o meio mais adequado para simular-se o escoamento em meios não saturados (**Mein e Larson, 1971; Smith e Woolhiser, 1971; Canedo, 1974**), deve-se ressaltar que esta não prevê o efeito do escoamento simultâneo da água e do ar, o que, de acordo com **Morel-Seytoux e Khanji (1974)**, pode acarretar em algumas diferenças. Por outro lado, deve-se ressaltar a dificuldade em se obter dados experimentais quanto à infiltração vertical, escassos na literatura relativa à simulação desse fenômeno.

Na Tabela IV.10, são apresentados os resultados da simulação da infiltração para os solos utilizados por **Mein e Larson**, representados pela determinação do volume de infiltração acumulado ao final do evento e do instante de saturação da superfície. Foram utilizadas chuvas de intensidades constantes, assinaladas na referida tabela juntamente com suas respectivas durações e teores de umidade inicial do solo. As colunas "A", se referem aos resultados obtidos através da solução numérica da equação de Richards, apresentadas por **Mein e Larson**. As colunas "B" e "C" foram obtidas pelo uso da equação de Green & Ampt para os dois seguintes conjuntos de parâmetros:

Conjunto B → corresponde aos valores de ψ_f determinados por **Morel-Seytoux e Khanji (1974)** pela equação (III.17), e de K_{sat} , obtidos experimentalmente, reportados por **Mein e Larson (1971)**. Os valores destes parâmetros encontram-se reproduzidos, respectivamente, nas Tabelas IV.5 (coluna B) e IV.6 (coluna A);

Conjunto C → corresponde aos valores de ψ_f e K_{sat} estimados, neste trabalho, pela metodologia de **Rawls, Brakensiek e Miller (1983)**, a partir das curvas de retenção reportadas por **Mein e Larson (1971)**. Os valores destes parâmetros encontram-se reproduzidos, respectivamente, nas Tabelas IV.5 (coluna D) e IV.6 (coluna B);

TABELA IV.10

Volume final de infiltração e instante de saturação (t_p)
determinados através da equação de Green & Ampt

Solo	θ_i	i mm/h	Dura- cao min	Volume Final de Infiltração mm			t_p min		
				A	B	C	A	B	C
Plainfield Sand	0,130	497	19,1	81,5	88,7	59,3	1,7	2,0	0,8
	0,230	497	14,0	58,3	64,6	43,1	1,2	1,5	0,6
Columbia Sandy Loam	0,250	100	53,9	88,1	88,3	65,9	40,5	40,1	12,8
	0,125	200	26,4	73,3	72,8	50,9	9,8	9,8	3,9
	0,250	200	28,5	67,9	68,4	46,3	6,6	6,7	2,7
	0,125	300	16,9	58,7	58,6	40,1	4,0	3,9	1,6
	0,250	300	27,5	69,2	69,6	46,0	2,7	2,7	1,1
	0,250	400	27,0	69,3	69,7	45,8	1,5	1,4	0,6
Guelph Loam	0,300	52,9	64,7	47,7	48,7	24,5	26,9	27,0	5,3
	0,350	52,9	50,9	36,7	38,2	19,1	20,2	20,9	4,1
	0,300	106	56,2	47,9	49,2	23,0	6,1	5,8	1,3
	0,350	106	45,2	37,1	39,0	18,2	4,5	4,5	0,1
Ida Silt Loam	0,250	2,10	680,5	23,2	22,7	23,8	528	401	--
	0,400	2,10	695,3	19,1	20,1	24,3	207	186	--
	0,250	4,21	647,6	27,0	25,3	45,4	121	66,4	--
	0,250	6,30	319,9	19,5	16,1	33,6	57,9	26,7	--
	0,400	6,30	338,0	13,1	12,9	35,5	22,0	12,4	--
	0,400	8,39	348,8	13,6	13,3	44,1	11,7	6,7	117
Yolo Light Clay	0,250	1,77	839,0	23,9	24,3	24,8	643	65	--
	0,350	1,77	510,5	13,8	14,7	15,1	327	390	--
	0,250	3,54	833,6	28,3	29,4	38,1	156	140	263
	0,350	3,54	500,8	15,7	17,7	22,8	77,7	83,4	157

A → obtido por solução numérica da Equação de Richards (Mein e Larson)

B → calculado pela equação de Green & Ampt, para ψ_c de Morel-Seytoux e Khanji (1974), e K_{sat} de Mein e Larson

C → calculado pela equação de Green & Ampt, para ψ_f e K_{sat} determinados a partir das curvas de retenção pela metodologia de Rawls, Brakensiek e Miller (1983).

Na tentativa de separar os efeitos de ψ_f e K_{sat} , foram feitas novas simulações, combinando-se os parâmetros estimados neste trabalho pela metodologia de Rawls, Brakensiek e Miller (1983), com os determinados por Morel-Seytoux e Khanji (1974) - ψ_c -, e por Mein e Larson - K_{sat} .

TABELA IV.11

Volume final de infiltração e instante de saturação (t_p)
determinados através da equação de Green & Ampt

Solo	θ_i	i mm/h	Dura- cao min	Volume Final de Infiltração mm			t_p min		
				A	B	C	A	B	C
Plainfield Sand	0,130	497	19,1	81,5	81,6	65,6	1,7	1,5	1,1
Columbia Sandy Loam	0,125	200	26,4	73,3	67,9	55,5	9,8	7,8	4,9
	0,125	300	16,9	58,7	53,8	43,9	4,0	3,1	2,1
Guelph Loam	0,300	52,9	64,7	47,7	47,1	23,1	26,9	23,9	4,7
	0,350	106	45,2	37,1	37,3	19,2	4,5	4,0	1,1
Ida Silt Loam	0,400	2,10	695,3	19,1	21,0	24,3	207	236	--
Yolo Light Clay	0,250	1,77	839,0	23,9	24,6	38,0	643	733	263

A → obtido pela solução numérica da Equação de Richards

B → pela equação de Green & Ampt, para ψ_f calculado no presente trabalho por (IV.6), e K_{sat} de Mein e Larson

C → pela equação de Green & Ampt, para K_{sat} calculado neste trabalho por (IV.7), e ψ_c por Morel-Seytoux e Khanji

IV.4.3. Simulação a partir de Propriedades dos Solos

Basicamente, o objetivo deste item foi verificar a influência que a forma de determinação dos parâmetros ψ_f e K_{sat} teria sobre a simulação da infiltração, especialmente quando estes fossem estimados em função das propriedades dos solos. Foram usados, portanto, os resultados apresentados no item IV.3.2.2, Tabelas IV.8 e IV.9, obtidos a partir dos dados de Righetto e Arruda (1989). A partir destes resultados, foram montados os seguintes conjuntos de parâmetros:

Conjunto A → ψ_f e K_{sat} foram estimados pela metodologia de Rawls, Brakensiek e Miller (1983), a partir das curvas de retenção originais descritas em Righetto e Arruda (1989). Os valores de ψ_f e K_{sat} encontram-se, respectivamente, nas Tabelas IV.8 (coluna A) e IV.9 (coluna A).

Conjunto B $\rightarrow \psi_f$ e K_{sat} foram novamente obtidos pela metodologia de Rawls, Brakensiek e Miller (1983), só que, dessa vez, partindo-se das curvas de retenção estimadas através das propriedades dos solos pelo Modelo nº 3 de Rawls, Brakensiek e Saxton (1982). Os valores de ψ_f e K_{sat} encontram-se, respectivamente, nas Tabelas IV.8 (coluna B) e IV.9 (coluna B).

Conjunto C \rightarrow o valor de K_{sat} é experimental, obtido em campo por Righetto e Arruda (1989), encontrando-se transcrito na Tabela IV.9, coluna C. Para ψ_f , foi adotado o mesmo valor que o do conjunto B, até porque a diferença entre os dois valores obtidos para esse parâmetro não fossem significativamente diferentes.

Na Tabela IV.12, apresentam-se o volume final de infiltração e o instante de saturação resultantes da simulação de três diferentes chuvas de intensidades constantes, iguais a 20, 50 e 200 mm/h, para cada um desses conjuntos de parâmetros.

TABELA IV.12

Volume final de infiltração e instante de saturação (t_p) determinados através da equação de Green & Ampt

Solo	i mm/h	θ_i	Dura- cao horas	Volume Final de Infiltração mm			t_p min		
				A	B	C	A	B	C
Solo 1	20	0,150	10	200	200	200	(11)	(12)	--
	50	0,250	10	245	249	402	34,7	34,8	114
	200	0,150	2	93,0	93,2	142	2,2	2,2	4,6
Solo 2	20	0,150	10	200	200	200	(14)	--	--
	50	0,250	10	261	347	300	30,9	53,2	37,0
	200	0,150	2	91,2	112	98,9	1,8	2,3	1,9

A \rightarrow calculado para ψ_f e K_{sat} determinados a partir das curvas de retenção originais.

B \rightarrow calculado para ψ_f e K_{sat} determinados a partir das curvas de retenção estimadas pelas propriedades dos solos (Rawls, Brakensiek e Saxton, 1982).

C \rightarrow calculado para K_{sat} obtido em campo por Righetto e Arruda.

IV.4.4. Breves Estudos sobre as Incertezas Decorrentes dos Efeitos da Variabilidade Espacial do Solo e da Viscosidade

Embora não seja motivo do presente trabalho, achou-se por bem realizar um breve estudo sobre as duas fontes de incerteza relacionadas, de modo a subsidiar contribuições futuras.

Assim sendo, tais fontes de incerteza não serão exploradas profundamente e tão pouco serão propostas soluções atenuadoras. No entanto, esse breve estudo mostra o nível de importância desses dois efeitos.

Resumidamente, percebeu-se que o efeito da viscosidade é relativamente pequeno, enquanto que o efeito da variabilidade espacial do solo pode ser considerável, merecendo maiores estudos. A seguir, apresentam-se alguns resultados relativos a esses dois efeitos.

IV.4.4.1. Avaliação do efeito da viscosidade

A avaliação do efeito da viscosidade se limitou à consideração dos fatores de correção β e β_p , calculados respectivamente pelas expressões III.20 e III.31.

Na falta de maiores informações, foram simulados dois casos para um solo hipotético, homogeneamente constituído e tendo parâmetros iguais aos do solo Yolo Light Clay, listados nas Tabelas IV.5 e IV.6. Foram usadas duas chuvas uniformes de intensidades iguais à 3.54 mm/h e 35.4 mm/h, simulando-se duas situações distintas para cada uma. Na primeira, despreza-se o efeito da viscosidade e, portanto, faz-se $\beta = \beta_p = 1.0$. Na segunda, β e β_p são estimados pelas expressões já citadas, onde são funções da intensidade da chuva e de K_{sat} .

Nas Figuras IV.6 e IV.7, são reproduzidos os resultados das simulações para as intensidades de 3.54 mm/h e 35.4 mm/h, respectivamente.

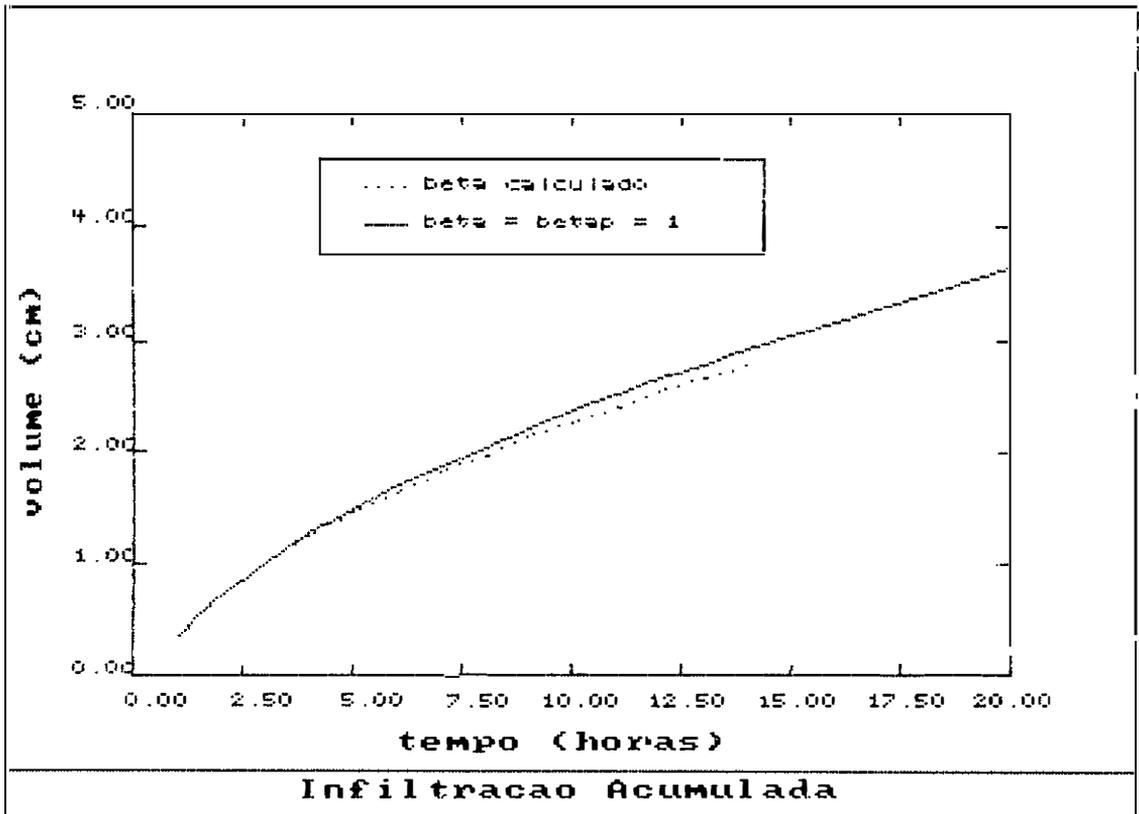
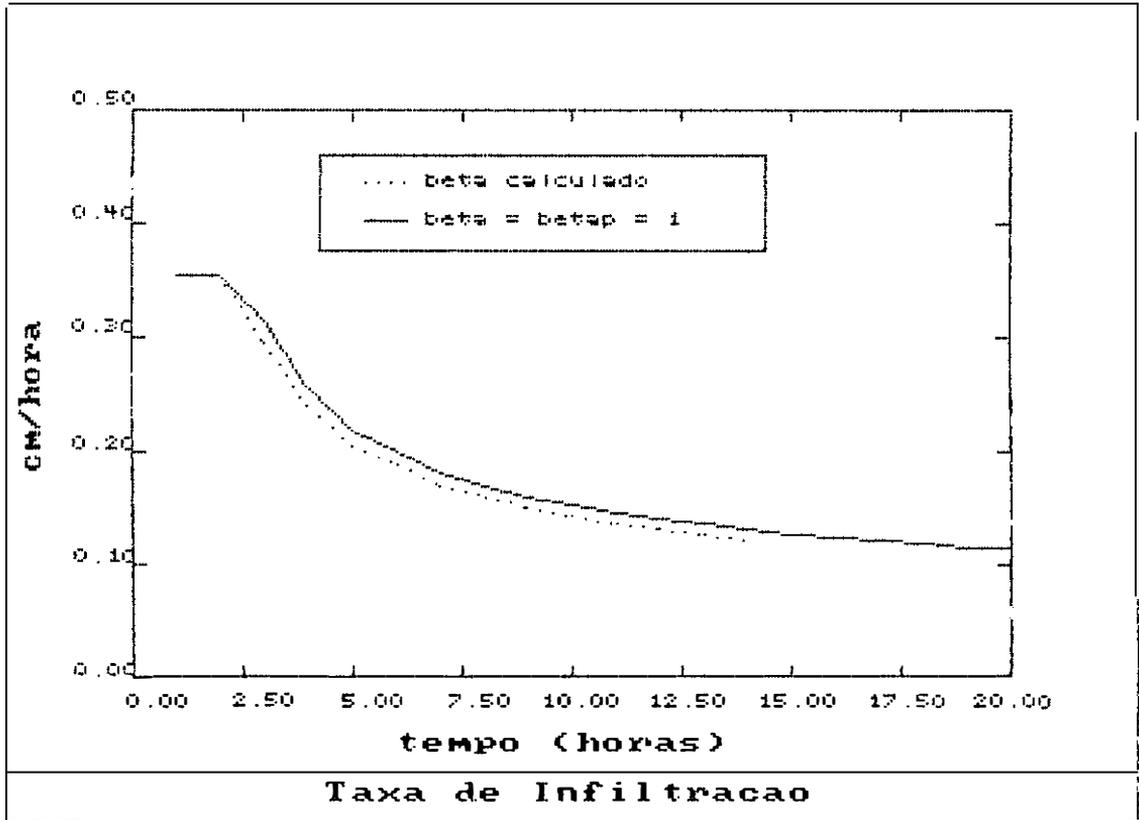


Figura IV.6 - Efeito da viscosidade para $i = 3.54$ mm/h

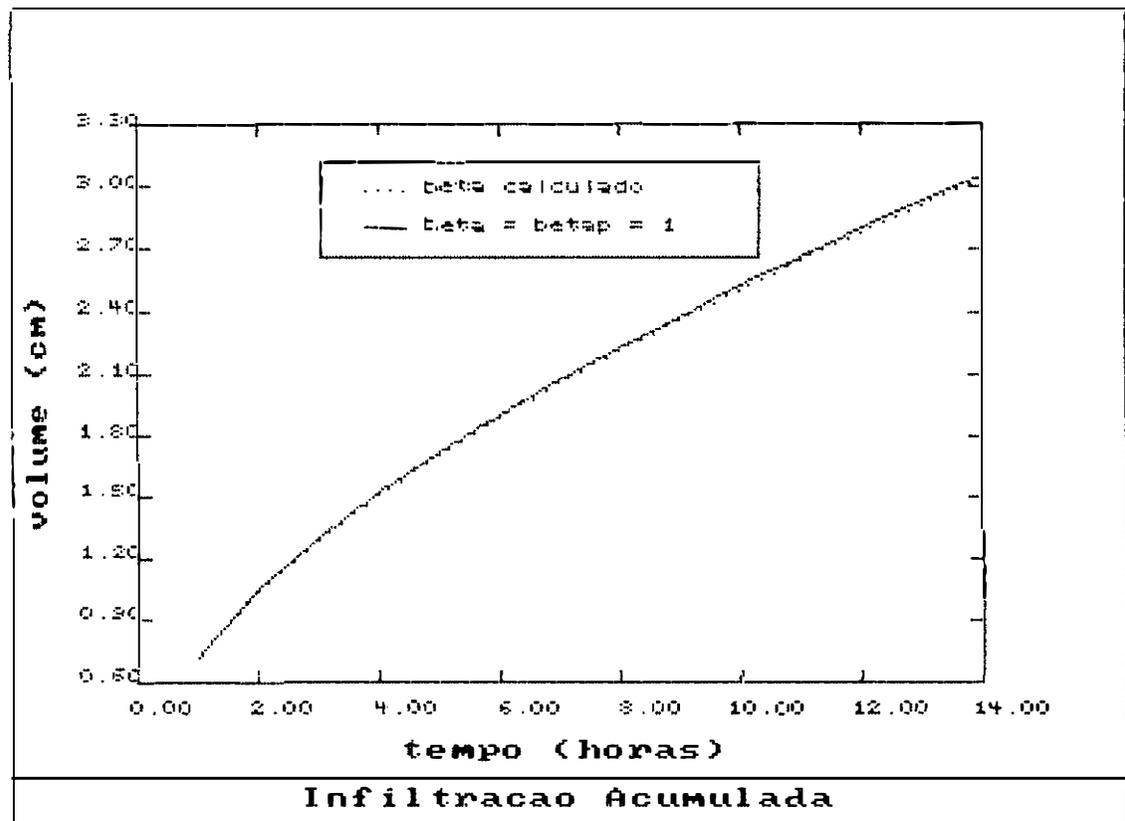
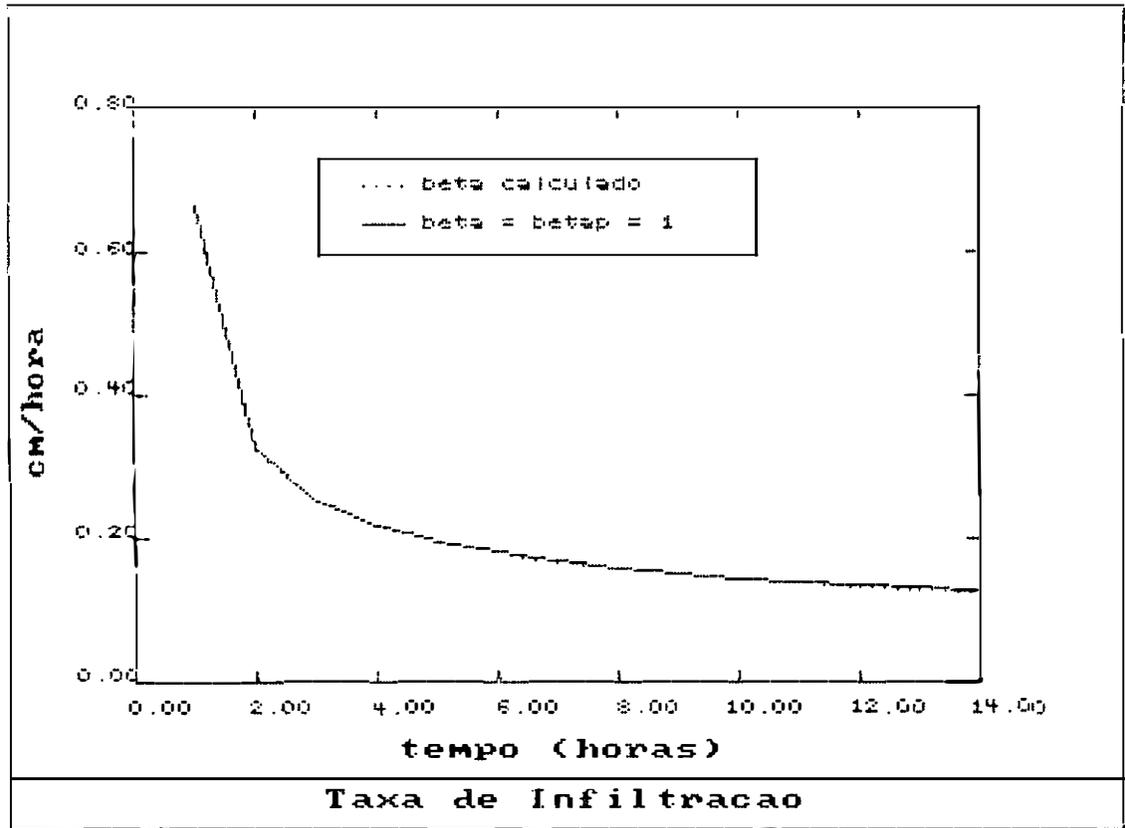


Figura IV.7 - Efeito da viscosidade para $i = 35.4 \text{ mm/h}$

IV.4.4.2. Avaliação do efeito da variabilidade espacial do solo

O efeito da variabilidade espacial do solo é avaliado pelo uso dos conceitos de meios semelhantes e fator de escala. A fim de simulá-lo, foram analisadas duas situações:

- 1) Considera-se que as características do solo não variam no espaço e, portanto, a bacia pode ser representada por um único conjunto de parâmetros;
- 2) Introduz-se a questão da variabilidade espacial do solo, representando-a através da distribuição de probabilidades do fator de escala α .

Como foi visto no item III.5, pode-se considerar a hipótese de que o fator de escala possui distribuição log-normal, de média igual a 1,0 e desvio padrão σ . Quanto maior a heterogeneidade do solo, maior será o desvio-padrão do fator de escala.

A carência de informações, mais uma vez, não permitiu que fossem realizadas as simulações desejadas para determinação da distribuição de probabilidades do fator de escala. Isso seria possível a partir de dados de $K(\theta)$ e $\psi(\theta)$ para diferentes pontos dentro de uma dada área constituída por um mesmo solo.

Na falta dessas informações, foram usados os dados obtidos por **Warrick, Mullen e Nielsen (1977)** para dois solos distintos quanto à distribuição espacial do fator de escala e, conseqüentemente, de suas demais propriedades. A distribuição de probabilidades do fator de escala para cada um desses solos foi por eles verificada como log-normal, possuindo as características listadas abaixo:

- LN (1.0; 0.55²) - Fine Sand
- LN (1.0; 1.81²) - Panoche Silt Loam

Para simulação da infiltração, foi empregada uma metodologia semelhante à adotada por Peck, Luxmoore e Stolzy (1977). Esses autores representaram o solo de duas diferentes bacias através de propriedades "médias", que corresponderiam ao solo (ou meio) de referência, corrigindo-as pelos fatores de escala α_1 , pelas equações III.34 e III.35, abaixo reproduzidas:

$$K_{\text{sat}_i} = \alpha_1^2 K_{\text{sat}_*}$$

$$\psi_{f_i} = \frac{\psi_{f_*}}{\alpha_1}$$

onde K_{sat_i} e ψ_{f_i} são propriedades relacionadas a α_1 , que, por sua vez, segue a uma distribuição de probabilidades LN (μ ; σ).

Pela Figura IV.8, observa-se que cada faixa (i) da curva de densidade de probabilidade está relacionada a um valor central α_1 . Enxergando-se o solo, ou a bacia, como dividido em áreas parciais (i) com dimensão proporcional à área da faixa (i) sob a curva de densidade de probabilidades.

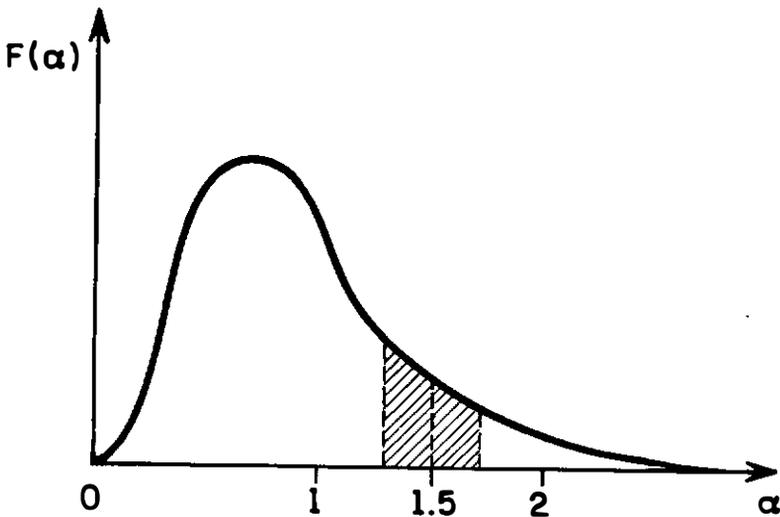


Figura IV.8 - Distribuição de probabilidades do fator de escala α

Dessa forma, pode-se determinar K_{sat} e ψ_{f1} para cada área parcial pelas já mencionadas expressões III.34 e III.35.

No presente trabalho, foram usadas duas chuvas uniformes de intensidades iguais à 3.54 mm/h e 35.4 mm/h, precipitando sobre um solo com parâmetros "médios" (do solo de referência), iguais aos obtidos para o solo Yolo Light Clay (Tabelas IV.5 e IV.6), reproduzidos abaixo:

$$K_{sat} = 0,0443 \text{ cm/h}$$

$$\psi_{f*} = 22,36 \text{ cm}$$

Nas Figuras IV.9 e IV.10, relativas à chuva de 3.54 mm/h, são comparados os resultados quanto ao volume infiltrado e ao de excesso de chuva obtidos para os casos de $\sigma = 0.55$ e de $\sigma = 1.81$, respectivamente. Em cada gráfico, é mostrado também o resultado da simulação para o caso ideal, isto é, para um solo homogêneo cujas propriedades não variam no espaço.

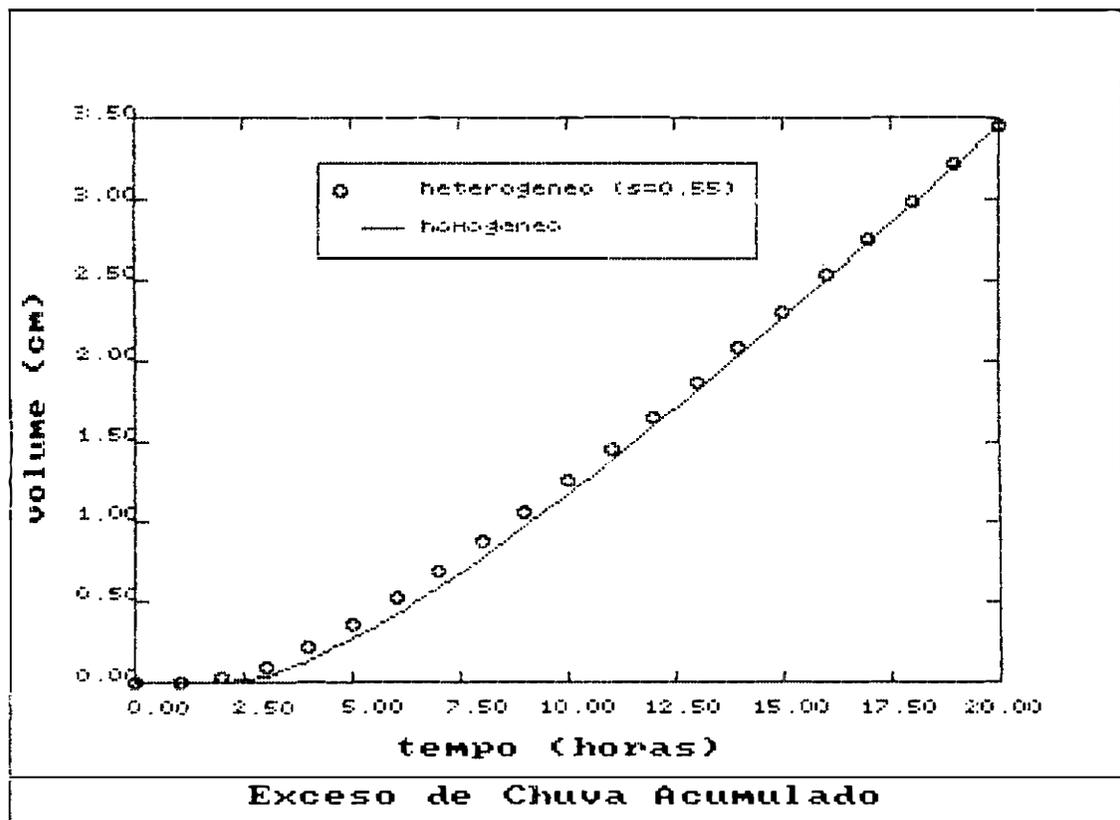
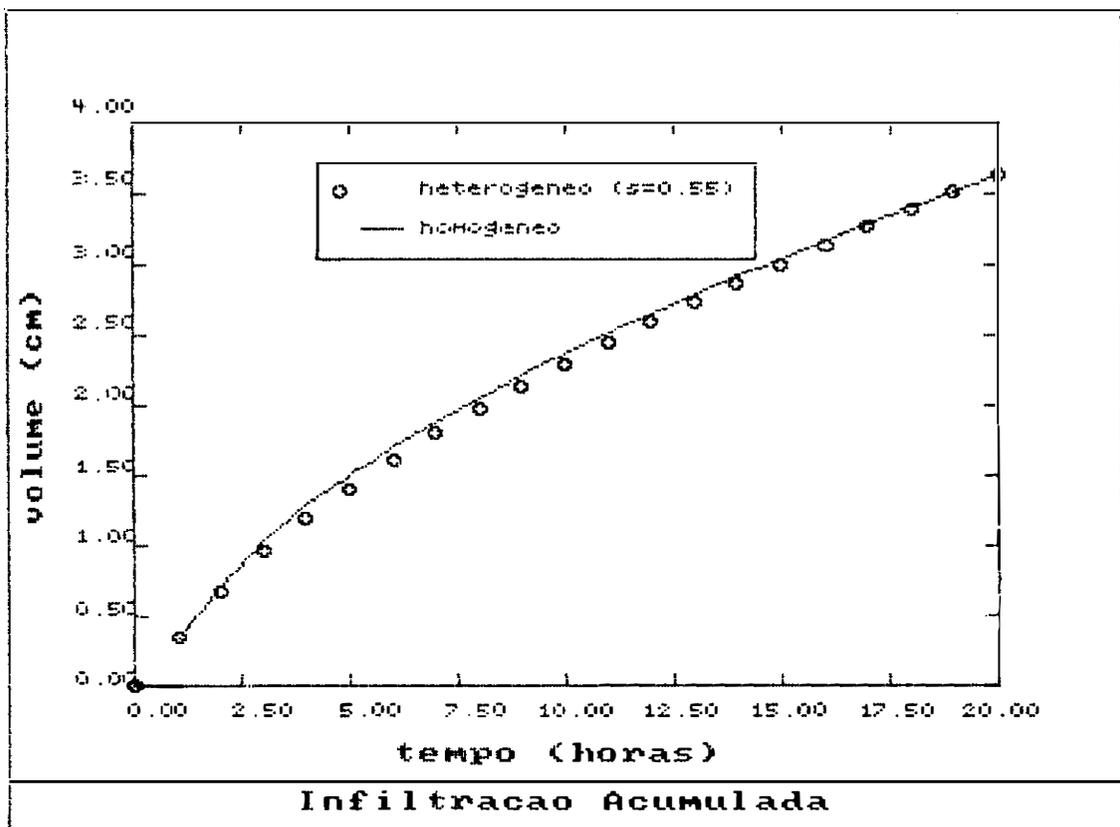


Figura IV.9 - Efeito da variabilidade espacial do solo para $\sigma = 0.55$ e $i = 3.54$ mm/h

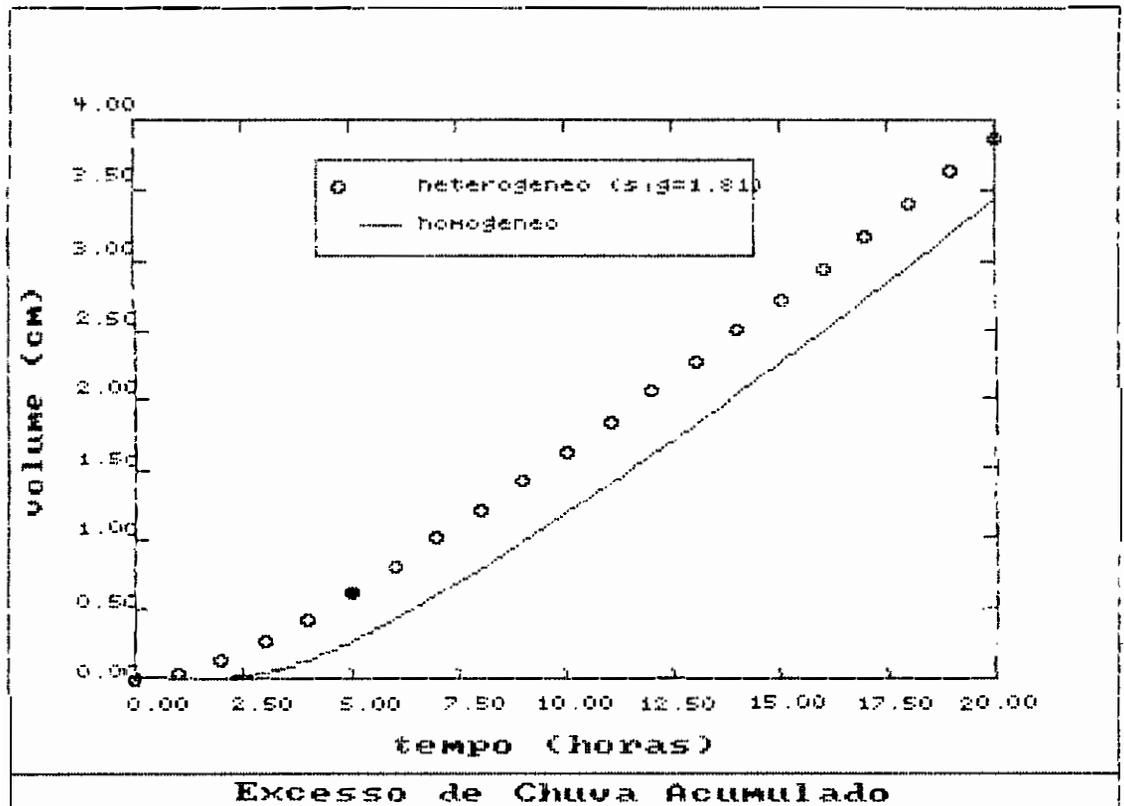
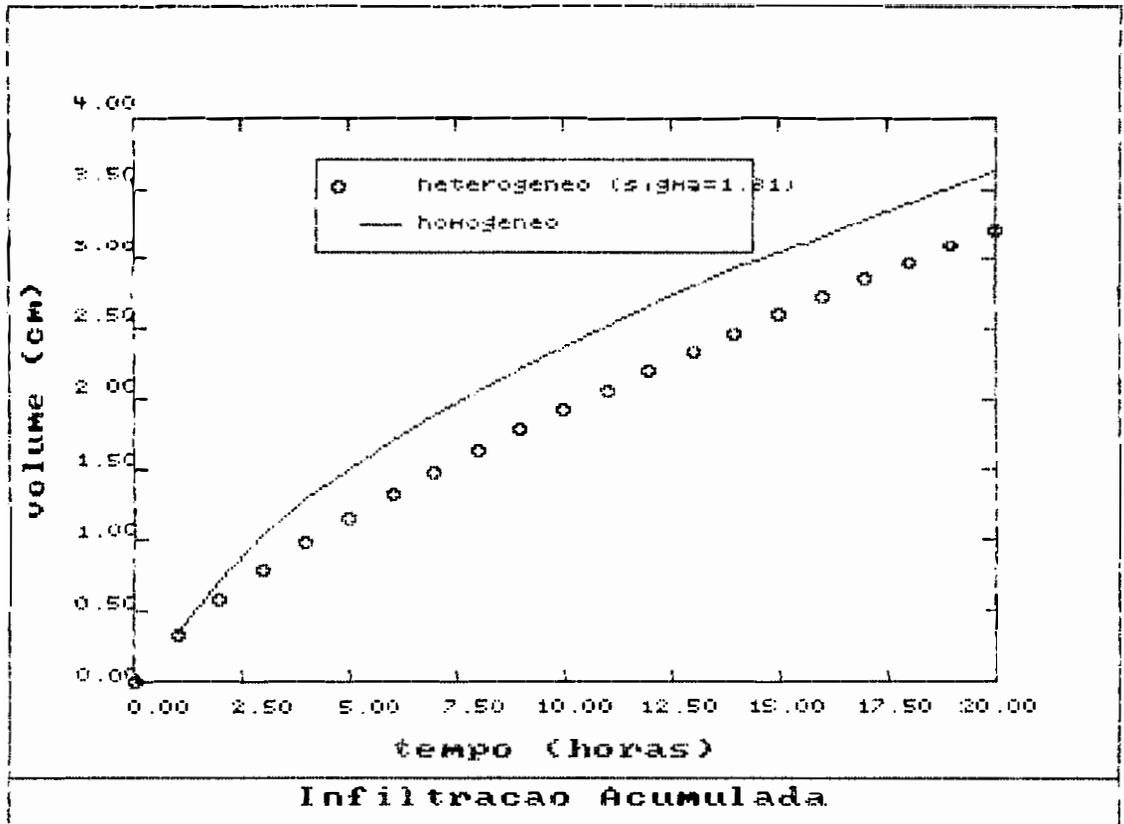


Figura IV.10 - Efeito da variabilidade espacial do solo para $\sigma = 1.81$ e $i = 3.54$ mm/h

Para o caso de $\sigma = 0.55$ (Figura IV.9), a diferença de comportamento em relação ao caso tradicional é mínima. Entretanto, quando se estuda o caso de $\sigma = 1.81$, as diferenças tornam-se mais evidentes. Vale ressaltar que **Warrick, Mullen e Nielsen (1977)** obtiveram esse valor de σ a partir de 2640 observações de $K(S)$. Observando-se a Figura IV.9 com relação à geração do excesso de chuva, ao longo das últimas doze horas de simulação nota-se a existência de uma diferença em termos de volume de cerca de 5 mm, o que corresponde a um excesso de chuva suplementar de 0.25 mm/h.

Para o caso da chuva de 35.4 mm/h, os resultados são apresentados nas Figuras IV.11 e IV.12. Mesmo para chuvas de maior intensidade e considerando-se que o volume infiltrado será bem menor que o excesso de chuva (cerca de dez vezes), nota-se o efeito da variabilidade na curva para volume infiltrado.

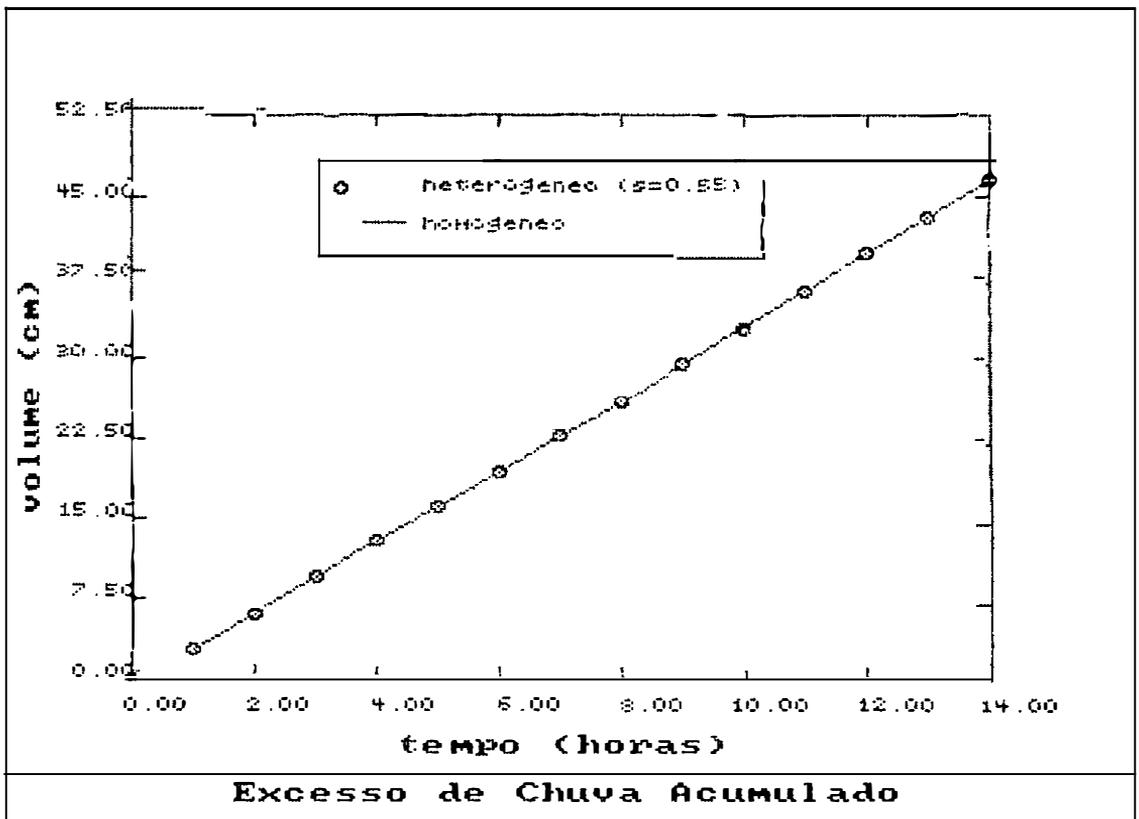
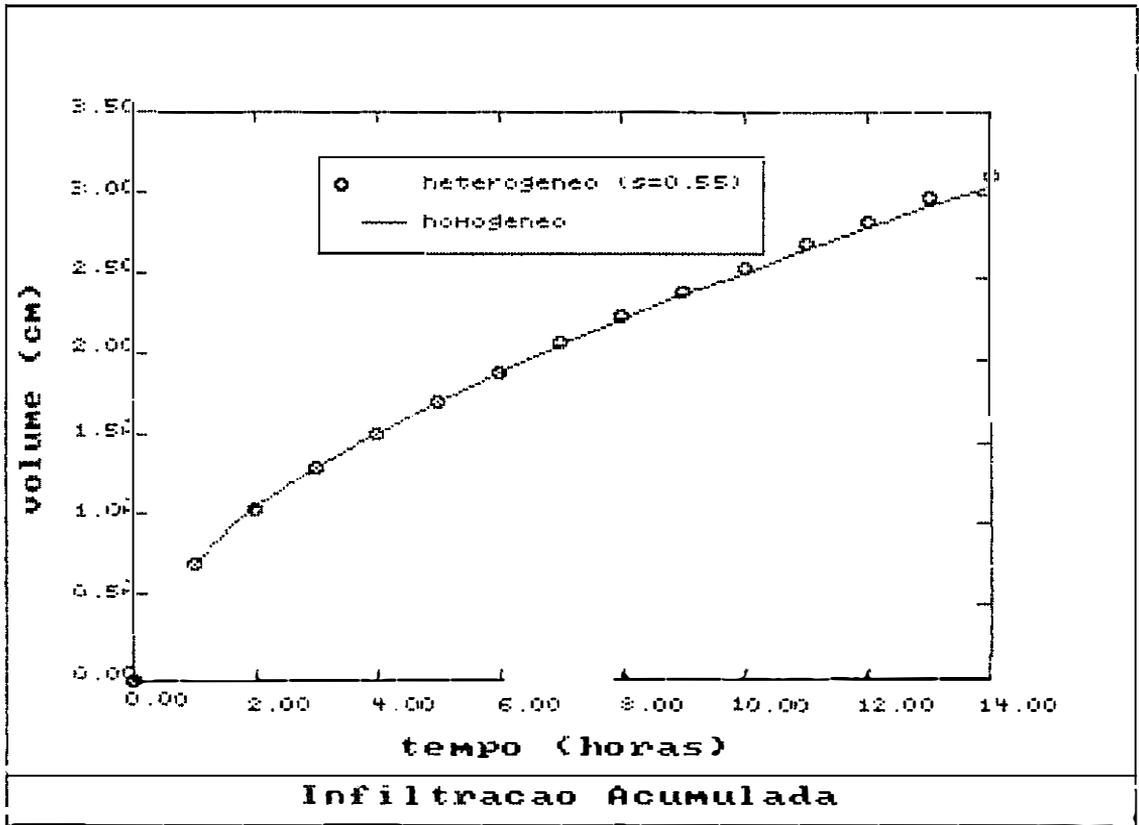


Figura IV.11 - Efeito da variabilidade espacial do solo para $\sigma = 0.55$ e $i = 35.4$ mm/h

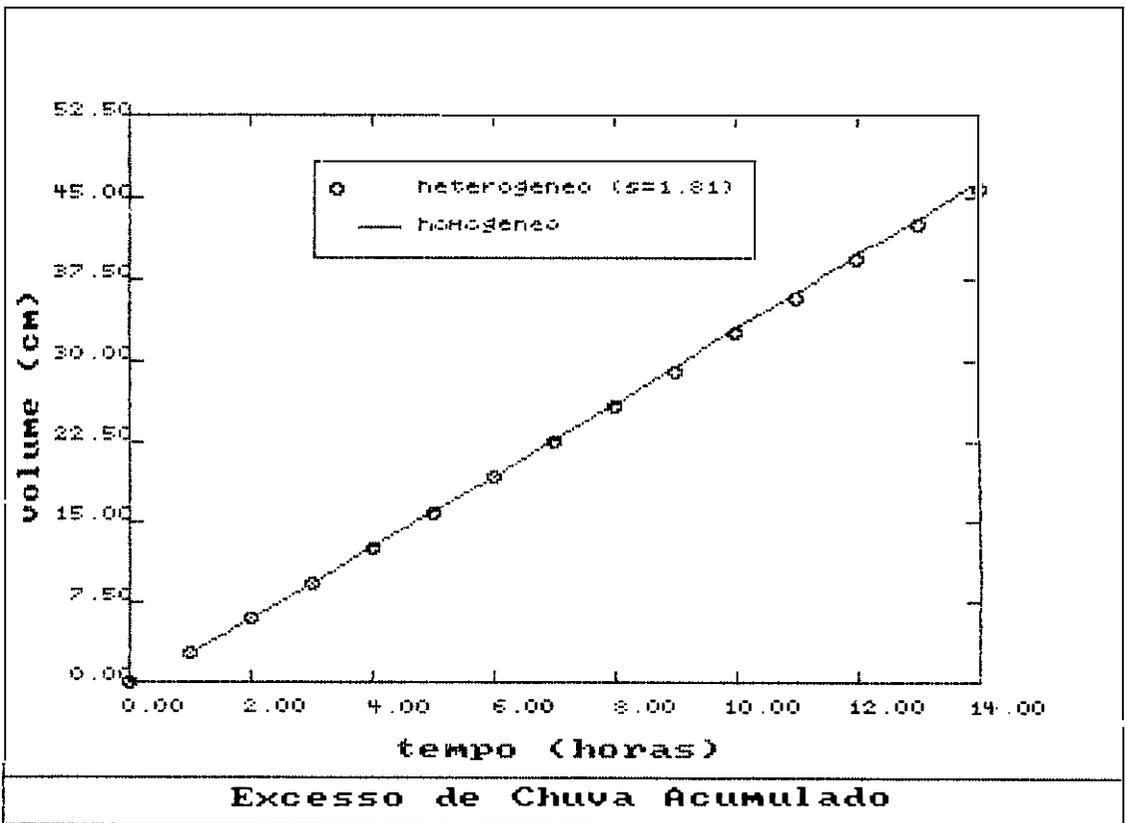
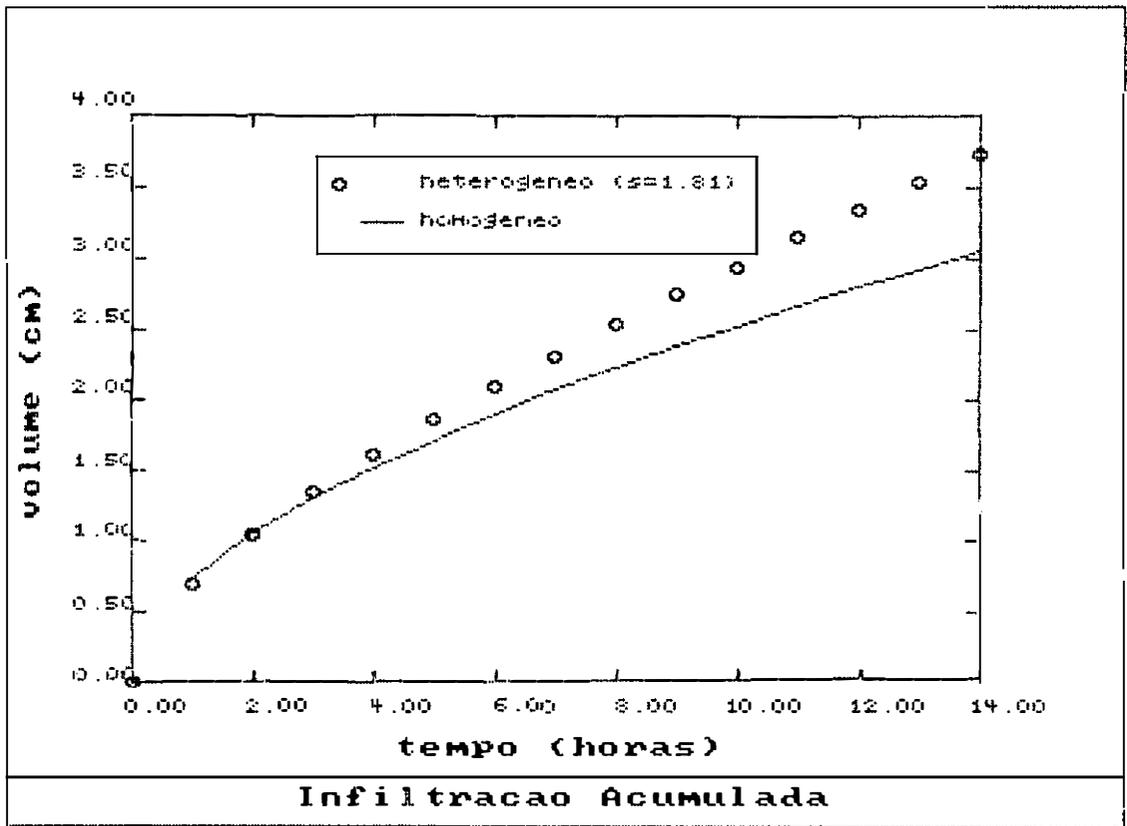


Figura IV.12 - Efeito da variabilidade espacial do solo para $\sigma = 1.81$ e $i = 35.4$ mm/h

CAPÍTULO V

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

V.1. CONCLUSÕES

Apesar de sua natureza complexa, envolvendo diversas grandezas sujeitas à larga variação espacial e temporal, o fenômeno de infiltração pode ser simulado em modelos chuva-vazão através de metodologias simples e fisicamente significativas, como a equação de Green e Ampt (1911) e suas extensões (Mein e Larson, 1971; Morel-Seytoux e Khanji, 1974; Morel-Seytoux, 1978), apresentadas neste trabalho.

Foram estimadas curvas de retenção pela aplicação dos modelos de regressão de Rawls, Brakensiek e Saxton (1982), em função das informações de granulometria, carbono orgânico, densidade aparente e teor de umidade às tensões de -1500 kPa e -33 kPa, e, posteriormente, comparadas às curvas observadas para os mesmos locais. As curvas obtidas pela aplicação do Modelo nº 3, que incorpora o maior número de dados de entrada, apresentaram resultados promissores, bem melhores que as obtidas pelos outros dois modelos. Portanto, a necessidade de se conhecer a curva de retenção do solo para se determinar parâmetros de infiltração foi aparentemente contornada, uma vez que as informações usadas nesses modelos podem ser obtidas no banco de dados de solos da EMBRAPA - SISOLOS - para inúmeras localidades do país.

O empirismo original dos parâmetros de Green & Ampt, ψ_f , tensão capilar média na frente úmida, e K_{sat} , condutividade hidráulica à saturação natural, sempre se constituiu na tradicional dificuldade alegada para sua não utilização em modelos chuva-vazão. Neste trabalho, foi aplicada uma metodologia simplificada para estimação dos mesmos, sugerida por Rawls, Brakensiek e Miller (1983), e baseada na demonstração de Morel-Seytoux e Khanji (1974) quanto ao significado físico da equação de

Green & Ampt e de seus parâmetros. Estimados através dessa metodologia, estes parâmetros foram comparados a valores teóricos e experimentais, alcançando-se resultados satisfatórios no que diz respeito à simulação hidrológica, especialmente quanto ao estabelecimento de restrições à faixa de validade de cada parâmetro, de grande utilidade em processos de calibração automática.

Contornada a questão da determinação de seus parâmetros, o uso da equação de Green & Ampt em modelos chuva-vazão torna-se dependente apenas de sua validação. Nesse sentido, essa equação foi utilizada para simular a infiltração devida a chuvas de intensidade constante, verificando-se boa concordância quando comparada aos resultados obtidos pela solução numérica da equação de Richards.

Como mais uma forma de validar às metodologias sugeridas para estimação de seus parâmetros, a equação de Green & Ampt foi utilizada também para comparar os efeitos da simulação a partir de parâmetros conhecidos e outros estimados. Verificou-se que a imprecisão associada à estimação do parâmetro K_{sat} pode levar a consideráveis diferenças, principalmente quanto à determinação do instante de saturação da superfície (t_p). Por outro lado, as estimativas para ψ_f , em relação aos dados disponíveis na literatura, mostraram-se bem melhores que as para K_{sat} , inclusive, não afetando de modo significativo os resultados obtidos para simulação da infiltração a partir de valores teoricamente mais precisos.

Por fim, foi realizado um breve estudo quanto aos efeitos da variabilidade espacial do solo e da viscosidade na simulação da infiltração. Ainda que muito enfatizado por Morel-Seytoux e Khanji (1974), o efeito da viscosidade não se mostrou muito marcante no comportamento da infiltração, podendo ser desprezado quanto à simulação da vazão decorrente em MCVs. Já o efeito da variabilidade espacial do solo, simulado a partir da distribuição de probabilidades do fator de escala α , foi apreciável para o caso que apresentava um maior desvio-padrão, significando que maiores cuidados devem ser tomados ao tratar-se a variabilidade espacial do solo.

V.2. RECOMENDAÇÕES

A fim de verificar a aplicabilidade do procedimento adotado quanto à determinação de curvas de retenção e parâmetros de Green & Ampt - Modelo nº 3 de **Rawls, Brakensiek e Saxton (1982)** e a metodologia de **Rawls, Brakensiek e Miller (1983)** para estimação de K_{sat} e ψ_f -, sugere-se que sua utilização seja intensificada, se possível, para um volume de informações maior e mais abrangente que o utilizado neste trabalho. Sem dúvida, a realização de um estudo como o de **Rawls, Brakensiek e Saxton (1982)** para uma base de dados de solos brasileira pode resultar em grandes subsídios à simulação hidrológica. Vale a pena dizer que o trabalho realizado por estes autores serviu de base ao U.S.D.A. (U.S. Department of Agriculture) para o desenvolvimento de modelos como o WEPP - Water Erosion Prediction Project (**Lane e Nearing, 1989**) -, que procuram incorporar os recentes avanços da ciência hidrológica sem perder de vista sua aplicabilidade em escala nacional.

Ainda no que se refere à estimação de parâmetros para simulação da infiltração e de outros processos vinculados ao comportamento do solo, devem ser procurados outros meios para se empregar as abundantes informações à disposição no SISOLOS. Estes dados poderão ser de grande valia não apenas para melhorar a determinação de parâmetros como ψ_f e K_{sat} mas, também, para determinar outras grandezas típicas de modelos chuva-vazão, tais como a profundidade da zona das raízes.

A carência de dados para determinação das propriedades hídricas dos solos é uma constante na simulação do processo de infiltração, não tendo sido este estudo uma exceção à regra. Esta é mais uma razão para se investigar outros meios para aproveitamento das informações disponíveis, especialmente quando estas já se encontram armazenadas na forma de banco de dados, como no caso do SISOLOS.

No que diz respeito à determinação dos parâmetros de Green & Ampt, a questão parece estar melhor resolvida para ψ_f . Entretanto, mais pesquisas são necessárias no sentido de se reduzir as incertezas na determinação de ambos os parâmetros, principalmente K_{sat} , que pode ser estimado, por exemplo, através de informações existentes de ensaios de campo,

conforme efetuado por Pirá (1990). Vale lembrar que na natureza, todavia, este parâmetro pode apresentar variações de cerca de doze ordens de grandeza.

Uma vez que, à nível nacional, as informações realmente disponíveis são granulometria (percentual de argila, silte e areia) e percentual de carbono orgânico, deve-se investigar uma forma de usar estas informações na estimação de parâmetros de infiltração.

Aparentemente, na simulação da infiltração em escala de bacia, o efeito da viscosidade pode ser desprezado. Por outro lado, o efeito da distribuição espacial das propriedades do solo mostra-se como um vasto terreno ainda a ser explorado. O caminho utilizado para trabalhar a heterogeneidade do solo, baseado em técnicas estatísticas, parece promissor, ainda que se considerem necessários mais estudos relativos à hipótese empregada neste trabalho, de que o fator de escala segue uma distribuição log-normal, de média igual a 1.0. Sugere-se continuar pesquisas nessa direção de modo a equacionar a variabilidade espacial do solo dentro dos modelos chuva-vazão, seja do tipo concentrado, seja do tipo distribuído. No caso dos modelos chuva-vazão distribuídos, há que se estudar a variabilidade do solo dentro de cada área de discretização, bem como a macro variação entre os solos das diversas áreas de discretização.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHUJA,L.R., NANEY,J.W. & NIELSEN,D.R.
1984. "Scaling Soil Water Properties and Infiltration Modeling". *Soil Sci.Soc.Am.Proc.* 48(5): 970-973.
- BEAR,J.
1979. *Hydraulics of Groundwater*, McGraw-Hill, N.Y., 567 pp.
- BOUWER,H.
1964. "Unsaturated Flow in Groundwater Hydraulics". *J.Hydraul.Div. ASCE*, 90 (HY5), 121-144.
- BOUWER,H.
1966. "Rapid Field Measurement of Air Entry Value and Hydraulic Conductivity of Soil as Significant Parameters in Flow System Analysis". *Water Resour.Res.* 2: 729-738.
- BOUWER,H.
1969. "Infiltration of Water into a Nonuniform Soil". *J.Irrig. Drain.Div. ASCE*, 95 (IR4), 451-462.
- BOUWER,H.
1979. "Hydraulic Conductivity". In: R.W.Fairbridge e C.W.Finkl Jr. (ed.), *Encyclopedia of Soil Science*, Part I, Dowden, Hutchinson and Ross Inc, Stroudsburg, Pennsylvania, 99-102.
- BRAKENSIEK,D.L.
1977. "Estimating the Effective Capillary Pressure in the Green and Ampt Infiltration Equation". *Water Resour.Res.* 13(3):680-682.
- BROOKS,R.H. & COREY,A.T.
1964. "Hydraulic Properties of Porous Media". *Hydrology Papers* 3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 27 pp.
- BRUNET,Y.
1984. *Modélisation des Échanges Sol Nu - Atmosphère; Essai de Validation Locale et Influence de la Variabilité Spatiale du Sol*, Tese de Docteur Ingenieur, Université Scientifique et Médicale de Grenoble - France, pps. 102-118.
- BRUTSAERT,W.
1967. "Some Methods of Calculating Unsaturated Permeability". *Trans.ASAE* 10(3): 400-404.
- CANEDO,P.M.
1974. *Versão COPPE do TWM para Simulação de Bacias com Solos Residuais*, Tese de Mestrado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro.
- CANEDO,P.M.
1989. "Hidrologia Superficial". In: *Engenharia Hidrológica*, ABRH/UFRJ, Rio de Janeiro, 201-289.

CANEDO,P.M. & GUERRERO,P.S.

1973. "Modelamento da Infiltração e Percolação em Meios Porosos Não Saturados para Modelos de Precipitação - Escoamento". *Anais do III Encontro Nacional de Escoamento em Meios Porosos (ENEMP)*, 128-141.

CAPUTO,H.P.

1983. *Mecânica dos Solos e suas Aplicações - Fundamentos*, vol. 1, 5a. ed, LTC, Rio de Janeiro, 219 pp.

CHOW,V.T., MAIDMENT,D.R. & MAYS,L.W.

1988. "Subsurface Water". In: *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, pp.99-126.

CLEARY,R.W.

1989. "Hidrologia de Águas Subterrâneas". In: *Engenharia Hidrológica*, ABRH/UFRRJ, Rio de Janeiro, 293-404.

CORREIA,F.C.G.N.

1984. *OMEGA: A Watershed Model for Simulation,Parameter Calibration and Real-Time Forecast of River Flow*, Ph.D.Thesis, Colorado State Universty, Fort Collins, Colorado, 146 pp.

CORREIA,F.C.G.N. & MOREL-SEYTOUX,H.J.

1985. "User's Manual for OMEGA: a Package of FORTRAN 77 Programs for Simulation, Parameter Calibration and Real-Time Forecast of River Flows". *Informação Técnica Hidráulica* ITH 18, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.

DAVIS,S.N. & DE WIEST,R.J.

1966. "The Hydrologic Cycle". In: *Hydrogeology*, J.Wiley & Sons, New York, 15-70.

EMBRAPA-SNLCS

1979. *Levantamento Exploratório - Reconhecimento de Solos do Norte de Minas Gerais*, EMBRAPA-SNLCS, Rio de Janeiro, 407 pp.

EMBRAPA-SNLCS

1983. *SISSOLOS - Manual de Uso*, EMBRAPA-SNLCS, Rio de Janeiro, 245 pp.

FONTES,L.E.F. & OLIVEIRA,L.B.

1982. "Curvas de Retenção de Umidade de Solos do Norte de Minas Gerais, Área de Atuação da SUDENE". *Boletim de Pesquisa* 4, EMBRAPA-SNLCS, Rio de Janeiro, 19 pp.

GREEN,W.H. & AMPT,G.A.

1911. "Studies on Soil Physics. I. The Flow of Air and Water Through Soils". *J.Agric.Sci.* 4, 1-24.

HILLEL,D.

1971. *Soil & Water : Physical Principles and Processes, Physiological Ecology : a Series of Monographs, Texts and Treatises*, Academic Press, New York, NY, 288 pp.

HILLEL,D.

1980. *Applications of Soil Physics*, Academic Press, NY, 385 pp.

HOLTAN,H.N.

1961. "A Concept for Infiltration Estimates in Watershed Engineering". *ARS paper* 41-51, Agricultural Research Service / U.S.D.A.

HORTON,R.E.

1933. "The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle". *Trans. Am. Geophys. Union* 14, 446-460.

LANE,L.J. & NEARING,M.A.

1989. *USDA - Water Erosion Prediction Project: Hillslope Profile Model Documentation*, NSERL Report No. 2, National Soil Erosion Research Laboratory, USDA/ARS, West Lafayette, Indiana.

LINSLEY,R.K, KOHLER,M.A. & PAULHUS,J.L.H.

1982. *Hydrology for Engineers*, 3^a Ed., McGraw-Hill Inc., New York, NY, 508 pp.

MEIN,R.G. & LARSON,C.L.

1971. "Modeling the Infiltration Component of the Rainfall-Runoff Process". *Bulletin* 43, Water Resour. Res. Center, University of Minnesota, Minneapolis, 72 pp.

MEIN,R.G. & LARSON,C.L.

1973. "Modeling Infiltration During a Steady Rain". *Water Resour. Res.* 9(2): 384-394.

MILLER,E.E.

1980. "Similitude and Scaling of Soil-Water Phenomena". In: D. Hillel (ed), *Applications of Soil Physics*, Academic Press, New York, NY, 300-318.

MILLER,E.E. & MILLER,R.D.

1956. "Physical Theory for Capillary Flow Phenomena". *J.Appl.Phys.* 27(4): 324-332.

MOREL-SEYTOUX,H.J.

1973. "Two Phase Flow in Porous Media". *Adv.Hydrosc.* 9, pp.119-202.

MOREL-SEYTOUX,H.J.

1976. "Derivation of Equations for Rainfall Infiltration". *J.Hydrol*, 31: 203-219.

MOREL-SEYTOUX,H.J.

1978. "Derivation of Equations for Variable Rainfall Infiltration". *Water Resour.Res.* 14(4): 561-568.

MOREL-SEYTOUX,H.J.

1979. "Infiltration". In: R.W.Fairbridge e C.W.Finkl Jr. (ed.), *Encyclopedia of Soil Science*, part I, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, 223-237.

MOREL-SEYTOUX,H.J.

1981. "Applications of Infiltration Theory for the Determination of Excess Rainfall Hyetograph". *Water Resour. Bulletin*, AWRA, 17(6): 1012-1022.

MOREL-SEYTOUX,H.J.

1988. "Soil-Aquifer-Stream Interactions - A Reduction- ist Attempt toward Physical-Stochastic Integra- tion". In: R. L. Bras, M. Hino, K. Takeuchi e P. K. Kitanidis (eds.), *The US-Japan Experience, J.Hydrol*, 102: 355-379.

MOREL-SEYTOUX,H.J. & KHANJI,J.

1974. "Derivation of an Equation of Infiltration". *Water Resour. Res.* 10(4): 795-800.

MOREL-SEYTOUX,H.J., LINDELL,L.A. & CORREIA,F.N.

1982. "Runoff Model Based on Larrieu's Generalized Unit Hydrograph Theory and Two-Phase Infiltration Theory". *Memória* 574, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, 15 pp.

NIELSEN,D.R., BIGGAR,J.W. & ERH,K.T.

1973. "Spatial Variability of Field-Measured Soil-Water Properties". *Hilgardia* 42: 215-259.

PECK,A.J., LUXMOORE,R.J. & STOLZY,J.L.

1977. "Effects of Spatial Variability of Soil Hydraulic Properties in Water Budget Modeling". *Water Resour.Res.* 13(2): 348-354.

PHILIP,J.R.

1957. "The Theory of Infiltration: 1. The Infiltration Equation and Its Solution". *Soil Sci.* 83(5): 345-357.

PHILIP,J.R.

1969. "The Theory of Infiltration". *Adv.Hydrosc.* 5, 215-296.

PIRÁ,C.M.M.

1990. *Estudo das Características de Permeabilidade dos Maciços Aluvionares*, Tese de Mestrado, COPPE/ UFRJ, Rio de Janeiro.

RAJENDRAN,R. & MEIN,R.G.

1986. "Determination of Rainfall Excess on Spatially Variable Catchments". *J.Hydrol.* 83: 67-89.

RAWLS,W.J., & BRAKENSIEK,D.L.

1982. "Estimating Soil Water Retention from Soil Properties". *J.Irrig.Drain.Div. ASCE* 108 (IR2): 166-171.

RAWLS,W.J., BRAKENSIEK,D.L. & SAXTON, K.E.

1982. "Estimation of Soil Water Properties. *Trans. ASAE* 25(5): 1316-1320,1328.

RAWLS,W.J., BRAKENSIEK,D.L. & MILLER,N.

1983. "Green & Ampt Infiltration Parameters from Soils Data". *J.Hydraul.Eng. ASCE* 109(1): 62-70.

RAYNAL,J.A.V.

1985. *Modelo Matemático de una Cuenca, con el Enfoque Moderno de Infiltración, Técnicas Numéricas para el Tránsito por los Cauces y de Parámetros Auto-ajustables. Primera Etapa*, convênio SARH - CONACYT - UNAM, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, 97 pp.

REICHARDT,K.

1985. *Processos de Transferência no Sistema Solo-Planta-Atmosfera*, 4a. Edição, Fundação Cargil, São Paulo, 445 pp.

REICHARDT,K.

1987. *A Água em Sistemas Agrícolas*, Ed. Manole, São Paulo, 188 pp.

REICHARDT,K., NIELSEN,D.R. & BIGGAR,J.W.

1972. "Scaling of Horizontal Infiltration into Homogeneous Soils". *Soil Sci.Soc.Am.Proc.* 36(2): 241-245.

RIGHETTO,A.M. & ARRUDA,L.B.

1989. "Estudo Experimental da Infiltração e da Detenção Superficial". *Anais do VIII Simpósio Bras. Hidrologia e Recursos Hídricos*, vol 2, pps 194-205.

RUBIN,J.

1966. "Theory of Rainfall Uptake by Soils Initially Drier than their Field Capacity and its Application". *Water Resour.Res.* 2(4): 739-749.

SALIM,M.S.

1987. "Conjunto de Rotinas Gráficas para Programas Turbo-Pascal". Relatório de Iniciação Científica, Instituto de Matemática/UFRJ.

SIMÕES,A.P. & CANEDO,P.

1988. "Simulação do Fenômeno de Infiltração na Relação Precipitação - Escoamento: o Modelo OMEGA/COPPE". *Anais do XVI ENEMP*, 391-400.

SIMMONS,C.S., NIELSEN,D.R. & BIGGAR,J.W.

1979. "Scaling of Field-Measured Soil-Water Properties. I. Methodology. II. Hydraulic Conductivity and Flux". *Hilgardia* 47(4): 77-174.

SMITH,R.E. & WOOLHISER,D.A.

1971. "Mathematical Simulation of Infiltrating Watersheds". *Hydrology Papers* 47, CSU, Fort Collins, Colorado.

SOUZA PINTO,N.L., HOLTZ,A.C.T., MARTINS,J.A. & GOMIDE,F.L.S.

1976. *Hidrologia Básica*, Ed. Edgar Blucher, 278 pp.

TILLOTSON,P.M. & NIELSEN,D.R.

1984. "Scale Factors in Soil Science". *Soil Sci.Soc.Am. Journal* 48(5): 953-959.

TUCCI,C.E.M.

1985. *Modelos Matemáticos em Hidráulica e Hidrologia*, Tomo 1/3, Revista Brasileira de Engenharia (RBE), Rio de Janeiro, RJ.

WARRICK,A.W., MULLEN,G.J. & NIELSEN,D.R.

1977. "Scaling Field-Measured Soil Hydraulic Properties Using a Similar Media Concept". *Water Resour.Res.* 13(2): 355-362.

APÊNDICE A

DERIVAÇÃO DE UMA EQUAÇÃO DE INFILTRAÇÃO CONSIDERANDO O ESCOAMENTO SIMULTÂNEO DA ÁGUA E DO AR

Neste apêndice, será reproduzido o desenvolvimento originalmente apresentado em 1974, por Morel-Seytoux e Khanji.

A Lei de Darcy para dois fluidos imiscíveis, tais como ar e água, pode ser escrita como:

$$q_w = -k \frac{k_{rw}}{\mu_w} \left(\frac{\partial p_w}{\partial z} - \rho_w g \right) \quad (A.1)$$

$$q_a = -k \frac{k_{ra}}{\mu_a} \left(\frac{\partial p_a}{\partial z} - \rho_a g \right) \quad (A.2)$$

onde q_w e q_a são o fluxo darcyniano de água e de ar, respectivamente. Pela equação da continuidade, tem-se:

$$\frac{\partial (\rho_w \theta)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_w q_w) = 0 \quad (A.3)$$

$$\frac{\partial (\rho_a \theta_a)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a q_a) = 0 \quad (A.4)$$

Admitindo a hipótese de incompressibilidade da água, sua massa específica, ρ_w , torna-se constante, e, portanto, a equação (A.3) transforma-se em:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial q_w}{\partial z} = 0 \quad (A.5)$$

Para uma coluna de solo aberta, isto é, em contato com o ar atmosférico, pode-se desprezar também a compressibilidade do ar. Logo, a equação (A.4) ficará assim:

$$\frac{\partial \theta_a}{\partial t} + \frac{\partial q_a}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.6})$$

Somando (A.1) e (A.2), o resultado é:

$$q_w + q_a = -k \frac{k_{rw}}{\mu_w} \frac{\partial p_w}{\partial z} + k \frac{k_{rw}}{\mu_w} \rho_w g - k \frac{k_{ra}}{\mu_a} \frac{\partial p_a}{\partial z} + k \frac{k_{ra}}{\mu_a} \rho_a g \quad (\text{A.7})$$

ou:

$$q = -\lambda_w \frac{\partial p_w}{\partial z} + \lambda_w \rho_w g - \lambda_a \frac{\partial p_a}{\partial z} + \lambda_a \rho_a g \quad (\text{A.8})$$

onde q é o fluxo total. λ_w e λ_a são as *mobilidades da água e do ar*²³, sendo respectivamente iguais a:

$$\lambda_w = k \frac{k_{rw}}{\mu_w}, \quad \lambda_a = k \frac{k_{ra}}{\mu_a}$$

Sabendo que a pressão capilar é igual à pressão da fase "seca" menos a pressão da fase "úmida", para o escoamento simultâneo de ar e água:

$$p_c = p_a - p_w$$

$$p_a = p_c + p_w$$

²³ Ao longo do texto, λ foi usado para exprimir o índice de distribuição do tamanho dos poros, que não está relacionado com as mobilidades do ar e da água. A simbologia adotada neste apêndice é semelhante à utilizada por MOREL-SEYTOUX e KHANJI (1974).

e, portanto:

$$q = -\lambda_w \frac{\partial p_w}{\partial z} - \lambda_a \frac{\partial p_w}{\partial z} - \lambda_a \frac{\partial p_c}{\partial z} + \lambda_w \rho_w g + \lambda_a \rho_a g \quad (\text{A.9})$$

Além disso, considerando a mobilidade total Λ igual à soma das mobilidades λ_w e λ_a , tem-se:

$$q = -\Lambda \frac{\partial p_w}{\partial z} - \lambda_a \frac{\partial p_c}{\partial z} + \lambda_w \rho_w g + \lambda_a \rho_a g$$

$$\frac{q}{\Lambda} = -\frac{\partial p_w}{\partial z} - \frac{\lambda_a}{\Lambda} \frac{\partial p_c}{\partial z} + \frac{\lambda_w}{\Lambda} \rho_w g + \frac{\lambda_a}{\Lambda} \rho_a g$$

$$\frac{q}{\Lambda} = -\frac{\partial p_w}{\partial z} - (1 - f_w) \frac{\partial p_c}{\partial z} + f_w \rho_w g + (1 - f_w) \rho_a g$$

$$\frac{q}{\Lambda} = -\frac{\partial p_w}{\partial z} - (1 - f_w) \frac{\partial p_c}{\partial z} + f_w \Delta \rho g + \rho_a g \quad (\text{A.11})$$

onde $\Delta \rho = \rho_w - \rho_a$, f_w é a função de escoamento fraccional (*fractional flow function*), sendo igual a:

$$f_w = \frac{\lambda_w}{\Lambda} = \left(1 + \frac{\mu_w}{\mu_a} \frac{k_{ra}}{k_{rw}} \right)^{-1} \quad (\text{A.11})$$

Integrando (A.10) em relação a z , entre as profundidades z_1 e z_2 , tem-se:

$$\int_{z_1}^{z_2} \frac{q \, dz}{\Lambda} = (p_{w1} - p_{w2}) + (p_{c1} - p_{c2}) + \int_{z_1}^{z_2} f_w \, dp_c + \Delta \rho g \int_{z_1}^{z_2} f_w \, dz + \rho_a g (z_2 - z_1) \quad (\text{A.12})$$

Voltando às equações (A.5) e (A.6) e somando-as:

$$\frac{\partial (\theta + \theta_a)}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.13})$$

Assumindo a hipótese de meio poroso indeformável ao longo do tempo, isto é, a porosidade η é constante no tempo, resta que:

$$\frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.14})$$

o que significa que q pode variar ao longo do tempo, porém não varia ao longo da profundidade z . Cientes disso, volta-se à (A.11), fazendo:

$$q = \left[p_{w1} + p_{c1} - (p_{w2} + p_{c2}) + \int_{z_1}^{z_2} f_w dp_c + \Delta \rho g \int_{z_1}^{z_2} f_w dz + \rho_a g (z_2 - z_1) \right] \left(\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{\Lambda} \right)^{-1} \quad (\text{A.15})$$

Uma vez que q não é função de z , seu valor em um dado instante pode ser determinado a partir da equação (A.14), escolhendo-se convenientemente os limites de integração z_1 e z_2 . Portanto, fazendo $z_1 = 0$ (superfície do solo) e tomando z_2 como uma profundidade qualquer abaixo da frente úmida, tem-se que:

$$p_{w1} = \rho_w g H \quad (\text{A.16})$$

onde H é a lâmina de água sobre a superfície do solo. Como a superfície encontra-se saturada, a pressão capilar em z_1 é igual à atmosférica, ou:

$$p_{c1} = p_A \quad (\text{A.17})$$

Como:

$$p_{w2} + p_{c2} = p_{a2}$$

e a região abaixo da frente úmida encontra-se em contato com o ar atmosférico, pode-se admitir que:

$$p_{a2} = p_A \quad (\text{A.18})$$

Portanto, substituindo-se (A.15), (A.16) e (A.17) na equação (A.14), chega-se à seguinte expressão:

$$q = \left[\rho_w g H + p_A - p_A + \rho_w g \int_0^{z_2} f_w d\psi + \Delta\rho g \int_0^{z_2} f_w dz + \rho_a g z_2 \right] \left(\int_0^{z_2} \frac{dz}{\Lambda} \right)^{-1} \quad (\text{A.19})$$

Como a massa específica do ar, ρ_a , é muito menor que a da água, ρ_w , admite-se que $\Delta\rho \approx \rho_w$, e despreza-se o termo $\rho_a g z_2$, ficando a equação (A.18) da seguinte forma:

$$q = \left[\rho_w g \left(H + \int_0^{\psi_1} f_w d\psi + \int_0^{z_2} f_w dz \right) \right] \left(\int_0^{z_2} \frac{dz}{\Lambda} \right)^{-1} \quad (\text{A.20})$$

recordando que z_2 encontra-se abaixo da frente úmida, e portanto $\psi_1 = \psi(\theta_1)$, a tensão capilar abaixo da frente úmida, função do teor de umidade inicial do solo.

Sabendo que a mobilidade total relativa é definida como:

$$\Lambda_r = \frac{\Lambda}{k} = \left(\frac{k_{rw}}{\mu_w} + \frac{k_{ra}}{\mu_a} \right)$$

e que a permeabilidade pode ser expressa como função da condutividade hidráulica à saturação:

$$k = \frac{K_{sat} \mu_w}{\rho_w g}$$

pode-se reescrever (A.19) na forma:

$$q = \rho_w g \left(H + \int_0^{\psi_i} \ell_w d\psi + \int_0^{z_2} \ell_w dz \right) \left(\int_0^{z_2} \frac{\rho_w g dz}{K_{sat} \mu_w \Lambda_r} \right)^{-1} \quad (A.21)$$

ou:

$$q = K_{sat} \left(H + \int_0^{\psi_i} \ell_w d\psi + \int_0^{z_2} \ell_w dz \right) \left(\int_0^{z_2} \frac{dz}{\mu_w \Lambda_r} \right)^{-1} \quad (A.22)$$

Fazendo $z_2 = z_f$, profundidade da frente úmida, e sabendo que na superfície o fluxo total q é igual à taxa de infiltração f , chega-se à equação:

$$f = K_{sat} \left(H + \psi_c + \int_0^{z_f} \ell_w dz \right) \left(\int_0^{z_f} \frac{dz}{\mu_w \Lambda_r} \right)^{-1} \quad (A.23)$$

onde ψ_c é:

$$\psi_c = \int_0^{\psi_i} \ell_w d\psi \quad (A.24)$$

Morel-Seytoux e Khanji (1974) batizaram ψ_c de *altura capilar efetiva*, ressaltando que esta variável está relacionada apenas às características do solo e ao teor de umidade inicial, sendo independente da forma do perfil de umidade.

É importante notar que as únicas aproximações feitas para obtenção da equação (A.23) vêm das hipóteses de incompressibilidade do ar ($\rho_a = \text{constante}$), e de que a pressão do ar abaixo da frente úmida é igual à pressão atmosférica, ou seja, o ar existente no solo, abaixo da frente úmida, encontra-se em contato com o ar atmosférico.

Assumindo um perfil do tipo "pistão" (piston displacement), assim como **Green e Ampt**, e sabendo que, à excessão do ar residual, à saturação $\xi_w = 1$ e $k_{ra} = 0$, (A.23) transforma-se em:

$$f = K_{\text{sat}} \left(H + \psi_c + \int_0^{z_f} dz \right) \left(\int_0^{z_f} \frac{dz}{\mu_w (1/\mu_w + 0)} \right)^{-1} \quad (\text{A.25})$$

ou:

$$f = K_{\text{sat}} \frac{H + \psi_c + z_f}{z_f} \quad (\text{A.26})$$

que vem a ser a equação de **Green & Ampt**. Fica provado, portanto, que a constante empírica de **Green e Ampt** relativa ao efeito da capilaridade sobre a frente úmida, possui preciso significado físico e pode ser calculada a partir de:

$$\psi_f = \psi_c = \int_0^{\psi_1} \xi_w d\psi \quad (\text{A.24})$$

Na opinião de **Morel-Seytoux e Khanji**, entretanto, a hipótese de perfil do tipo "pistão" é muito grosseira, pois, por não considerar o escoamento simultâneo da água e do ar, impede o cálculo dos demais termos da equação (A.23), isto é, o termo de gravidade:

$$G = \int_0^{z_f} \xi_w dz \quad (\text{A.27})$$

e o de viscosidade (ou de resistência viscosa):

$$R = \int_0^{z_f} \frac{dz}{\mu_w \Lambda_r} \quad (\text{A.28})$$

Para determinação desses dois termos, é necessário o conhecimento do perfil de umidade, o mesmo não acontecendo para a pressão capilar. Nesse sentido, serão assumidas algumas hipóteses simplificadoras quanto ao efeito capilar na forma do perfil.

Desprezando os efeitos capilar e gravitacional, a equação (A.1) toma a seguinte forma:

$$q = -\lambda_w \frac{\partial p_w}{\partial z} \quad (\text{A.29})$$

enquanto a equação (A.9) transforma-se em:

$$q = -(\lambda_w + \lambda_a) \frac{\partial p_w}{\partial z} \quad (\text{A.30})$$

Substituindo-se (A.29) em (A.28), fica-se com:

$$q_w = q \frac{\lambda_w}{\lambda_w + \lambda_a} = q f_w \quad (\text{A.31})$$

Retornando-se à equação (A.5), pode-se substituir o valor de q_w por (A.30), e portanto:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial (q f_w)}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} + q \frac{\partial f_w}{\partial z} + f_w \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.32})$$

Por (A.13), $\partial q / \partial z = 0$. Logo:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + q \frac{\partial f_w}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial t} + q \frac{\partial f_w}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} \left(\frac{\partial z}{\partial t} + q f'_w \right) = 0 \quad (\text{A.33})$$

onde $f'_w = \partial f_w / \partial \theta$.

Considerar $\partial\theta/\partial z = 0$, significa admitir a hipótese de umidade constante no perfil. Por exclusão, portanto:

$$\frac{\partial z}{\partial t} + q \ell'_w = 0 \quad (\text{A.34})$$

Integrando (A.34) e fazendo $q = f$, tem-se:

$$z = \ell'_w \int_0^t f \, dt = \ell'_w F \quad (\text{A.35})$$

onde F é o volume infiltrado desde o início da chuva. Fazendo:

$$dz = F \ell''_w \, d\theta \quad (\text{A.36})$$

e substituindo em (A.28), obtem-se a seguinte expressão para o termo de viscosidade:

$$R = F \int_{\theta_{sat}}^{\theta_f} \frac{\ell''_w}{\mu_w \Lambda_r} \, d\theta = F \frac{\beta}{(\theta_{sat} - \theta_i)} \quad (\text{A.37})$$

onde β é o fator de correção quanto à viscosidade (Morel-Seytoux e Khanji, 1974), uma quantidade adimensional, função de características do solo e do fluido, e expressa por:

$$\beta = \frac{(\theta_{sat} - \theta_i)}{\mu_w} \int_{\theta_{sat}}^{\theta_f} \frac{\ell''_w}{(k_{rw}/\mu_w) + (k_{ra}/\mu_a)} \, d\theta \quad (\text{A.38})$$

Assumindo que acima da frente úmida $\ell'_w = 1$, o termo de gravidade toma a forma de:

$$G = \int_0^{z_f} dz = \frac{F}{\theta_{sat} - \theta_i} \quad (\text{A.39})$$

A equação (A.23) para cálculo da taxa de infiltração considerando-se a superfície do solo inicialmente saturada, fica da seguinte forma:

$$f = \frac{K}{\beta} \left(H + \psi_c + \frac{F}{\theta_{sat} - \theta_i} \right) \left(\frac{F}{\theta_{sat} - \theta_i} \right)^{-1} \quad (A.40)$$

e para o volume infiltrado:

$$F = \frac{K_{sat} t}{\beta} + (H + \psi_c) (\theta_{sat} - \theta_i) \times \\ \times \ln \left[1 + \frac{F}{(H + \psi_c) (\theta_{sat} - \theta_i)} \right] \quad (A.41)$$