

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAIBA
PRO-REITORIA PARA ASSUNTOS DO INTERIOR
CENTRO DE CIENCIAS E TECNOLOGIA
COORDENAÇÃO DE POS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

ESTUDO DA CONDUTIVIDADE HIDRAULICA DE UM SOLO ALUVIAL
FRANCO-ARENOSO EM EXPERIMENTOS DE LISIMETROS

MANOEL MOISES FERREIRA DE QUEIROZ
(ENGENHEIRO AGRICOLA)

CAMPINA GRANDE - PB
AGOSTO - 1990

1. Solo Aluvial
2. Condutividade do solo
3. Solo arenoso
4. Solo argiloso
5. Injeção de água
6. Injeção de óleo
7. Injeção de gás

ESTUDO DA CONDUTIVIDADE HIDRAULICA DE UM SOLO ALUVIAL

FRANCO-ARENOSO EM EXPERIMENTOS DE LISIMETROS

MANOEL MOISES FERREIRA DE QUEIROZ

Dissertação submetida à Coordenação dos Cursos de Pós-Graduação em Engenharia Civil do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba/UFPB-CAMPUS-II, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

AREA DE CONCENTRAÇÃO: Recursos Hídricos
(Engenharia de Irrigação)

PIERRE AUDRY

ORIENTADOR

HANS RAJ GHEYI

CO-ORIENTADOR

CAMPINA GRANDE - PB
AGOSTO DE 1990



Q3e Queiroz, Manoel Moises Ferreira de
 Estudo da condutividade hidraulica de um solo aluvial
 franco-arenoso em experimentos de lisímetros / Manoel
 Moises Ferreira de Queiroz. - Campina Grande, 1990.
 129 f. : il.

 Dissertacao (Mestrado em Engenharia Civil) -
 Universidade Federal da Paraiba, Centro de Ciencias e
 Tecnologia.

 1. Lisimetria 2. Analise do Solo 3. Solo Aluvial 4. Solo
 Arenoso 5. Irrigacao - 6. Recursos Hidricos 7. Engenharia
 Civil 8. Dissertacao I. Audry, Pierre, Dr.. II. Gheyi, Hans
 Raj, Dr. III. Universidade Federal da Paraiba - Campina
 Grande (PB) IV. Título

CDU 631.421(043)

ESTUDO DA CONDUTIVIDADE HIDRAULICA DE UM SOLO ALUVIAL
FRANCO-ARENOSO EM EXPERIMENTOS DE LISIMETROS

MANDEL MOISES FERREIRA DE QUEIROZ
(ENGENHEIRO AGRICOLA)

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 24 / 08 / 1990



PIERRE AUDRY
Doutor

ORIENTADOR



HANS RAJ GHEYI
Doutor

CO-ORIENTADOR



CLEMENTE CARNEIRO
Doutor

EXAMINADOR

CAMPINA GRANDE - PB
AGOSTO DE 1990

Aos meus pais,

Joaquim Honorato de Queiroz

Filomena Ferreira de Sousa

E aos meus irmãos,

Jonas, Noaldo, Bonifácio, Sônia,

Vilian, Lourdes, Vilani e Socorro

M I N H A G R A T I D A D E

A minha esposa,

Edvanina

D E D I C O

AGRADECIMENTOS

Ao concluir este trabalho expresso meus agradecimentos às pessoas e as instituições e em especial:

- Ao Dr Pierre Audry, pela orientação precisa em todas etapas de preparação deste trabalho, pelo apoio, incentivo e pela grande amizade despretenciosa sempre recebida.

- Ao Prof. Hans Raj Gheyi, pela amizade, apoio, colaboração e sugestões prestadas e pela oportunidade concedida, permitindo-me participar do Projeto de Pesquisa PB-42, o qual constitui o suporte deste trabalho.

- Aos professores Hugo Orlando de Cavallo Guerra, Cicero Vieira, Janiro Costa Rego, Lúcia Helena, Francisco Moraes, Norma Cesar de Azevedo, Ricardo Brito, Gilvan Rodrigues de Oliveira e Ana Vilar Campos Caião, pelos ensinamentos ministrados.

- Aos colegas Amador, Célio, Almedes, Erivaldo e Otávio, pelo companheirismo, convivência e amizade.

- Aos Funcionários do Instituto Agronômico José Augusto Trindade (IAJAT), pelo apoio, colaboração e amizade.

- A Universidade Federal da Paraíba - UFPE/CAMPUS II, pela formação acadêmica de Mestrado.

VI

- Ao Departamento de Engenharia Agrícola da UFFB/CAMPUS II, que através da execução do Projeto de Pesquisa PB_42, "MODELO NUMERICO PARA PREVISÃO DE SALINIZAÇÃO EM AREAS IRRIGADAS" do PDCT - NE (CNPq/BID), possibilitou a realização deste trabalho.

- Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq), pela concessão de bolsa de estudo e de auxílio de tese.

- Ao Programa Nacional de Irrigação, pela concessão complementar da bolsa de estudo.

- E a todos que direta ou indiretamente contribuíram para o êxito deste trabalho.

RESUMO

O estudo da condutividade hidráulica de um solo Aluvial Franco Arenoso foi realizado em três lisímetros de $1,25 \times 1,25 \times 1,25$ m de tamanho, localizados no Perímetro Irrigado de São Gonçalo, Sousa-PB. Utilizou-se o método do perfil instantâneo, empregando o procedimento sugerido por HILLEL et alii (1972) e o método dito do balanço hídrico para a fase de evaporação. Por fim, procedeu-se ajustamentos matemáticos com os dados de $K(\theta)$ baseados sobre a minimização dos somatórios dos desvios quadrados, através das funções exponencial e polinomial com transformação logarítmica de variáveis e das funções exponencial, polinomial, soma de duas exponenciais e modelo de Brooks & Corey sem transformação de variáveis.

Para elaboração deste trabalho instalaram-se nos três lisímetros tensiômetros nas profundidades de 10, 20, 30, 50, 70, 90 e 105 cm e um tubo de alumínio no centro, indo até a base, para acesso à sonda de neutrons. O solo de cada lisímetro foi saturado e coberto com lona plástica para evitar a evaporação. A partir deste momento procedeu-se o ensaio de drenagem interna, realizando leituras nos tensiômetros e com a sonda de neutrons, no decorrer do tempo. Após 15 dias retirou-se a proteção plástica e prosseguiu-se com a evaporação por mais 13 dias, fazendo as mesmas medições.

VIII

Os resultados de $K(\theta)$ obtidos foram bem compatíveis e o ajustamento com a soma de duas exponenciais sem transformação logarítmica de variáveis, apresentou-se como sendo o mais representativo.

A B S T R A C T

A study of hydraulic conductivity of a sandy loam alluvial soil was carried out in three lysimeters of 1.25 x 1.25 x 1.25 m size in Irrigated Perimeter of São Gonçalo, Sousa-PB. The instantaneous profile method employing the calculation procedure suggested by Hillel et alii (1972) and the so called method of water balance for the evaporation phase were utilised. With the data corresponding to $K(\theta)$ mathematical adjustments were preformed. based on minimization of sum of standard error square by the exponential and polynomial function with logarithmic transformation of variables and exponential, polynomial, sum of two exponential functions of variaveis and Brooks & Corey model with out transformation of variables.

In order to conduct this study tensiometers were installed in three lysimeters at depth of 10, 20, 30, 50, 70, 90 and 105 cm. An access tube of aluminium up to the bottom of lysimeter was also installed in the centre of each for neutron probe measurements. Soil in each lysimeter was saturated and covered by a plastic sheet to avoid evaporation. From this point onwards the experiment of internal drainage was preformed collecting data regarding readings of tensiometers and neutron probe at regular time intervals. After 15 days, the plastic protection was removed and study was continued for further 13 days making the similar observations.

The results of $K(\theta)$ obtained were compatible and adjustment with sum of two exponential without logarithmic transformation of variables showed to be best representative.

L I S T A D E T A B E L A S

TABELA 01

Características mineralógicas, físicas e químicas iniciais
do solo utilizado.....18

TABELA 02

Características químicas da água do açude de São Gonçalo-Pb.
usada nas irrigações.....20

TABELA 03

Valores de velocidade de infiltração determinados sob carga
hidráulica de 5 cm42

TABELA 04

Valores de condutividade hidráulica saturada obtidos através
da tangente no início da evolução das curvas de drenagem
acumulada.....45

TABELA 05

Valores de densidade aparente do solo, obtidos através da
sonda gama.....47

TABELA 06

Equações de calibração neutrônica do solo aluvial de São
Gonçalo.....48

TABELA 07

Valores de potencial total de água obtidos sobre as curvas das Figuras 11 e 16, referentes aos ensaios de drenagem interna e de evaporação para os lisímetros 02, 03 e 08 nas profundidades de 20, 30, 50 e 70 cm.....64

TABELA 08

Valores de condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo (obtidos através do método de HILLEL et alii, 1972) na profundidade de 25 cm, A. Lisímetro 02, B. Lisímetro 02 e C. Lisímetro 08.....68

TABELA 09

Valores de condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo (obtidos através do método de HILLEL et alii, 1972) na profundidade de 60 cm, A. Lisímetro 02, B. Lisímetro 03 e C. Lisímetro 08.70

TABELA 10

Funções de $K(\theta)$ obtidas através dos ajustamentos matemáticos com e sem transformação logarítmica.....103

LISTA DE TABELAS DO APENDICE

TABELA A

Valores de unidade volumétrica em (%), determinados através da sonda de neutrons, para camadas de 10 cm de espessura do solo, A. Lisímetro 02, B. Lisímetro 03 e C. Lisímetro 08120

TABELA B

Valores de potencial total de água do solo, em cm de água, determinados a partir dos dados de campo, A. Lisímetro 02, B. Lisímetro 03 e C. Lisímetro 08.....123

TABELA C

Valores de estoque de água, em mm, determinados a partir dos dados da Tabela A, para A. Lisímetro 02, B Lisímetro 03 e C. Lisímetro 08.....127

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 01

Esquema representativo do lisímetro contendo solo, camada de brita. Tubo de alumínio para acesso às sondas de neutrons e gama e tubo de bronze com adaptações de PVC para drenagem na base do lisímetro.....17

FIGURA 02

Esquema do princípio do método da "Drenagem Interna".....29

FIGURA 03

Esquema do princípio do método do "Balanço Hídrico" através do plano de fluxo nulo.....31

FIGURA 04

Representação esquemática da determinação da umidade do solo utilizando moderações neutrônicas.....35

FIGURA 05

Desenho esquemático do tensiometro mostrando todos os detalhes.....38

FIGURA 06

Volume acumulado de água drenada, como função de tempo, em regime de saturação, para os nove lisímetros selecionados.....44

FIGURA 07

Curvas de calibração neutrônica do solo utilizado, referentes às camadas 0-10, 10-20 e além de 20 cm.....49

FIGURA 08

Curvas de drenagem interna após saturação, para os lisímetros 02, 03 e 08.....51

FIGURA 09

Curvas de estoque de água na camada 0-25 cm do solo, durante a drenagem interna, com tangente em pontos particulares do tempo, A. Lisímetro 02, B. Lisímetro 03 e C. Lisímetro 08.....55

FIGURA 10

Curvas de estoque de água na camada 0-60 cm do solo, durante a drenagem interna, com tangente em pontos particulares do tempo, A. Lisímetro 02, B. Lisímetro 03 e C. Lisímetro 08.....58

FIGURA 11

Evolução do potencial total de água no solo durante a drenagem interna, para os lisímetros 02, 03 e 08. A. Profundidade 25 cm e B. Profundidade 60 cm.....62

FIGURA 12

Curvas de evolução da umidade do solo durante a drenagem interna, para os lisímetros 02, 03 e 08. A. Profundidade 25 cm e B. Profundidade 60 cm.66

FIGURA 13

Evolução do plano de fluxo nulo ao longo da profundidade do solo do lisímetro 03.....72

FIGURA 14

Evolução dos perfis de carga hidráulica durante a fase evaporativa, determinados a partir das curvas suavizadas de potencial total de água ao longo da evaporação.....73

FIGURA 15

Evolução do potencial total de água do solo às profundidades de 10, 20, 30 e 50 cm, durante a fase de evaporação no lisímetro 03.....74

FIGURA 16

Curvas de estoque de água nas camadas 0-10, 0-20, 0-30, 0-40 0-50 e 0-60 cm ao longo da fase de evaporação, para o lisímetro 03.....76

FIGURA 17

Evolução da umidade do solo à 25 cm de profundidade, durante a fase de evaporação, no lisímetro 03.....77

FIGURA 18

Curva de condutividade hidráulica do solo, em função da umidade média, à 25 cm de profundidade, apresentando os valores de $K(\theta)$ obtidos à 60 cm, A. Lisímetro 02, B. Lisímetro 03 e C. Lisímetro 08.79

FIGURA 19

Evolução dos perfis de carga hidráulica ao longo da fase de drenagem interna (sem evaporação) e fase de evaporação.....83

FIGURA 20

Variação dos valores de condutividade hidráulica do solo em função da umidade média, à 25 cm de profundidade, dos lisímetros 02, 03 e 08.....88

FIGURA 21

Curvas de condutividade hidráulica do solo em função da umidade média, à 25 e 60 cm de profundidade, correspondente aos lisímetros 02, 03 e 08, plotadas em escala semi-logarítmica.....89

FIGURA 22

Curva do ajustamento exponencial com transformação logarítmica da condutividade hidráulica em função da umidade.....91

FIGURA 23

Curva do ajustamento polinomial com transformações logarítmica da condutividade hidráulica em função da umidade.....92

FIGURA 24

Gráfico dos resíduos do ajustamento exponencial com e sem transformação de variáveis, em escala conforme a amplitude de variação da variável ajustada.....94

FIGURA 25

Gráfico dos resíduos do ajustamento polinomial com e sem transformação de variáveis, em escala conforme a amplitude de variação da variável ajustada.....95

FIGURA 26

Curva do ajustamento exponencial sem transformação logarítmica da condutividade hidráulica em função da umidade.....97

FIGURA 27

Curva do ajustamento polinomial sem transformações logarítmica da condutividade hidráulica em função da umidade.....98

FIGURA 28

Ajustamento da condutividade hidráulica em função da umidade através do modelo de Brooks & Corey.....99

FIGURA 29

Curva do ajustamento com a soma de duas exponenciais sem transformação logarítmica.....102

FOTO 01

Vista parcial do lisímetro Q8 com tensiômetros, cuba de mercúrio e o tubo de acesso à sonda de neutrons.....39

INDICE

AGRADECIMENTOS.....	V
RESUMO.....	VII
ABSTRACT.....	IX
LISTA DE TABELAS.....	X
LISTA DE TABELAS DO APENDICE.....	XII
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	XIII
CAPITULO I	
INTRODUÇÃO.....	01
CAPITULO II	
REVISÃO BIBLIOGRAFICA.....	04
CAPITULO III	
MATERIAIS E METODOS.....	15
1. - SITUAÇÃO GEOGRAFICA E CLIMA	15
2. - INFRAESTRUTURA E SOLO UTILIZADO PARA O EXPERIMENTO.....	16
3. - FASE PREVIA DO EXPERIMENTO.....	16
3.1 - Enchimento dos lisímetros e acomodação do solo.....	16

3.2 - Teste de homogeneidade do ponto de vista do comportamento hidrodinâmico.....	20
3.2.1 Saturação e percolação do solo e eliminação de lisímetros com vazamentos.....	21
3.2.2 Verificação da homogeneidade dos lisímetros através das curvas de drenagem e seleção dos lisímetros para serem equipados com tensiômetros.....	21
4. - EXPERIMENTO SENSO STRITO.....	22
4.1 - Metodologia utilizada para a medição da condutividade hidráulica como função da umidade.....	23
4.1.1 Base teórica.....	23
a) Método do perfil instantâneo (Drenagem Interna)	25
a ₁) Apresentação teórica.....	25
a ₂) Na prática.....	26
b) Método do Balanço (Evaporação).....	28
b ₁) Princípio do método.....	28
4.1.2 Realização do experimento.....	32
4.1.3 Técnicas de medição.....	33
a) Umidade do solo.....	33
a ₁) Determinação da densidade aparente do solo.....	34
a ₂) Calibragem neutônica.....	36
b) Tensiômetros.....	36

b ₁) Expressão dos resultados.....	37
4.2 - Ajustamentos matemáticos com os valores de $K(\theta)$...	40

C A P Í T U L O I V

RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	41
1. - RESULTADOS PRELIMINARES.....	41
1.1 - Velocidade de infiltração.....	41
1.2 - Curvas de drenagem acumulada e primeiros re-	
sultados de condutividade hidráulica saturada.....	43
1.3 - Densidade aparente do solo.....	45
1.4 - Calibração neutronica do solo.....	46
2. - RESULTADOS SENSO STRITO.....	50
2.1 - Condutividade hidráulica saturada.....	50
2.2 - Condutividade hidráulica do solo em função da	
umidade.....	52
2.2.1 Método do perfil instantâneo (Drenagem In-	
terna).....	54
a) Cálculo da densidade de fluxo.....	54
b) Cálculo do gradiente de carga.....	61
c) Avaliação da condutividade hidráulica do	
solo em função da umidade.....	61
d) Avaliação da umidade θ correspondente à	
condutividade hidráulica não saturada	
determinada.....	65
2.2.2 Método do balanço hídrico (evaporação).....	65

a) Cálculo do gradiente de carga.....	71
b) Cálculo da densidade de fluxo.....	75
c) Cálculo da condutividade hidráulica e da umidade correspondente.....	75
2.2.3 Conjunto de todos os resultados obtidos.....	78
2.3 - Discussão sobre a precisão dos resultados.....	78
2.3.1 Considerações prévias.....	78
2.3.2 Cálculo da densidade de fluxo.....	82
2.3.3 Cálculo do gradiente de carga hidráulica.....	85
2.3.4 Análise conclusiva.....	86
2.4 - Exame dos resultados por profundidade e por lisímetro.....	86
2.5 - Ajustamentos matemáticos com os dados de $K(\theta)$	90
2.5.1 Ajustamentos clássicos com transformações logarítmicas.....	90
2.5.2 Ajustamentos sem transformação logarítmica.....	96
2.5.3 Ajustamento com a soma de duas exponenciais sem transformação logarítmica.....	101

CAPÍTULO V

CONCLUSÕES.....	105
LITERATURA CITADA.....	107
APÊNDICE.....	119

CAPITULO I

INTRODUÇÃO

O movimento cíclico de água no solo, começa com sua entrada no perfil através do processo de infiltração, continua com seu trânsito e armazenamento e termina com sua remoção do solo por drenagem, evaporação ou absorção pelas plantas. Este ciclo controla a dinâmica dos elementos químicos que determinam a evolução dos processos de formação do solo e a disponibilidade de nutrientes para as plantas. Neste sentido, a produção agrícola fica dependente das condições climáticas (precipitações e demanda evaporativa), que juntas às características do solo (capacidade de armazenar e transmitir os fluxos de água mais os aspectos químicos) determinam, a cada momento, o grau de satisfação das necessidades de água e de nutrientes dos cultivos.

Nas regiões áridas a demanda evaporativa é tão superior às precipitações, que não tem o componente drenagem para eliminar os produtos da intemperização que ocorrem, até mesmo os sais de alta solubilidade que se acumulam no perfil do solo. Este processo é chamado de salinização primária e é característico das regiões desérticas. Nas regiões semi-áridas, mesmo estando presente os processos de salinização primária, essa ligação é mais frequentemente indireta. Nestas regiões os processos de salinização se observam em solos sem drenagem natural suficiente, mas geralmente irrigados, visto que a água de irrigação traz um

complemento de sais que ficará se acumulando, à medida em que condições de drenagem não forem suficientes para sua eliminação. Este processo que se sobrepõe a evolução natural do solo é chamado de salinização secundária. Ainda que o intemperismo das rochas e minerais primários constituam a fonte principal de quase todos os sais solúveis no solo, como afirma RICHARDS (1954), contudo poucos são os casos de solos salinizados por este processo. Sabe-se no entanto, que a fonte direta desses sais em solos irrigados é a própria água usada na irrigação mais a contribuição do lençol freático, principalmente quando este se encontra próximo da superfície do solo.

Assim, observa-se que 52% da superfície do Nordeste brasileiro é caracterizada por uma região semi-árida (SUDENE, 1977), devido às condições edafo-climáticas, pelo que seus solos estão propensos a sofrerem processos de salinização e/ou sodificação. GOES (1978) verificou que cerca de 25% da área dos diversos perímetros irrigados no Nordeste do Brasil (sob administração do DNOCS) está salinizada, onde uma parte significativa desta área encontra-se abandonada por se tornar improdutiva.

Para aumentar a produção agrícola e melhorar o rendimento das culturas, no sentido de satisfazer a demanda crescente de alimentos e motivar a permanência do homem no campo, é imprescindível conhecer e controlar adequadamente os processos de salinização, prevendo-os e prevenindo-os na implantação de novas áreas irrigadas.

Este trabalho compõe uma das etapas do projeto de pesquisa Pb-42, "MODELO NUMERICO PARA PREVISÃO DE RISCO DE SALI-

NIZAÇÃO EM AREAS IRRIGADAS", do PDCT-NE (CNPq/BID), executado pelo Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal da Paraíba-Campus II, que consiste no desenvolvimento e calibração de um modelo matemático tal qual o de RIEU (1983), onde é feita a simulação do movimento de água, transporte e acumulação de sais e a evolução de sodicidade. O trabalho foi executado no Perímetro Irrigado de São Gonçalo, Sousa-PB, sobre um solo aluvial submetido a diferentes qualidades de água e manejos de irrigação.

O modelo em estudo calcula os movimentos de água e de sais, utilizando a equação de RICHARDS (1931) interligada com rotinas termodinâmicas. Para tanto, precisa-se encontrar uma solução para essa equação, o que torna indispensável proceder a caracterização hidrodinâmica do solo. Este assunto é tratado no presente trabalho, cuja finalidade principal limita-se a levantar os elementos necessários ao funcionamento do modelo, dentro do aspecto hidrodinâmico, de forma a simular o movimento da água no perfil do solo, isto é:

- Determinar a condutividade hidráulica do solo em função da umidade, ou seja, a relação $K(\theta)$. Para isto, utilizou-se no campo o método do perfil instantâneo (HILLEL et alii 1972) e do balanço hídrico. Ao nível de interpretação dos dados coletados, serão apresentados: (a) os resultados de condutividade hidráulica não saturada obtidos e (b) os resultados de ajustamentos à algumas formas analíticas da relação $K(\theta)$, de modo a escolher a mais satisfatória para atender as necessidades do modelo.

C A P Í T U L O I I

REVISÃO BIBLIOGRAFICA

A água dentro do solo move-se sempre que existir diferença de energia entre dois pontos, condicionada por um escoamento que busca o menor estado de energia. Este estado de energia é caracterizado pela carga hidráulica ou potencial total da água no solo, cujas diferenças, em diferentes pontos do solo, dão origem ao movimento da água e permitem definir a direção do escoamento diretamente, a partir do estabelecimento de um perfil de carga.

A descrição do movimento de água sobre a influência do gradiente hidráulico no solo, deve ser conduzida sob duas situações: quando o escoamento ocorre em condição de saturação e de não-saturação. O fator mais importante que diferencia as duas situações é a condutividade hidráulica, que é máxima quando o solo está saturado, onde não ocorre variação de unidade. Do contrário, o fluxo ocorre em qualquer condição de unidade abaixo da saturação, o qual, envolve funções entre as variáveis umidade, potencial e condutividade hidráulica.

Poiseuille (1842, citado por BOUSHINA, 1984) considerando a circulação de água num capilar ideal (cilíndrico, retilíneo, liso e de raio uniforme), estabeleceu que a quantidade de água que passa numa secção transversal por unidade de tempo, é proporcional ao gradiente hidráulico e a quarta potência do raio do tu-

bo é inversamente proporcional a viscosidade da água. Contudo esta lei não se aplica ao movimento de água no solo, visto que seus poros não são capilares, além de serem irregulares, tortos e interconectados, tornando o fluxo de água no meio poroso complexo.

DARCY (1856) estudando a dinâmica da água em meios porosos, verificou experimentalmente, em colunas de areias saturadas, que a densidade de fluxo em meio poroso saturado é proporcional ao gradiente hidráulico, e que, este fator de proporcionalidade, a condutividade hidráulica, caracteriza o meio quanto a capacidade em transmitir água. Assim Darcy estabeleceu a primeira lei que descreve o fluxo de água em materiais porosos saturados.

Todavia a maioria dos processos da dinâmica da água no solo, em condições naturais, ocorrem normalmente em situações de não-saturação, principalmente sob os aspectos das práticas agrícolas. Neste sentido, tendo em vista que, em meios porosos não-saturados, a condutividade hidráulica torna-se função do espaço poroso do solo não ocupado por ar, e por conseguinte, do conteúdo de água ou do potencial matricial do meio, BUCKINGHAM (1907) modificou a equação de Darcy para descrever o fluxo de água em meios não-saturados. Mas foi RICHARDS (1931) que combinando a equação da continuidade com a equação de Darcy, apresentou a equação diferencial mais geral que rege o movimento de água em meios porosos mesmo não-saturados, a qual é conhecida como Equação de Richards. Neste mesmo trabalho Richards apresentou ainda o primeiro método de determinação da condutividade hidráulica.

De um ponto de vista prático, o maior impedimento na descrição do movimento de água através dos meios porosos em con-

dição de não-saturação, consiste em estabelecer a função que relaciona a condutividade com a umidade. Esta função pode ser determinada tanto em condições de **fluxo em equilíbrio dinâmico** ("Steady-State") como em condições de **fluxo transiente**. No primeiro caso, tanto o fluxo, o gradiente de carga como o conteúdo de umidade são constante no decorrer do tempo, entretanto são variáveis em condições de fluxo transiente.

Sobre estes aspectos, após os trabalhos de RICHARDS (1931) que estabeleceram as primeiras bases analíticas para o estudo do movimento de água em meios não-saturados, surgiram os vários métodos de determinação da condutividade hidráulica do solo em função da umidade, os quais, constituem os métodos experimentais de laboratório e de campo, e os modelos numéricos. Estes, subdividem-se nos modelos que calculam a condutividade hidráulica através de procedimentos analíticos e numéricos, e nos modelos explicativos que relacionam a geometria e a distribuição dos poros do solo com a condutividade hidráulica.

Dentre os métodos experimentais de laboratórios, destacam-se os trabalhos de RICHARDS & WEEKS (1953), BRUCE & KLUTE (1956), WEEKS & RICHARDS (1967), VACHAUD & THONY (1971), CAVALCANTE et alii (1978), HAMILTON et alii (1981) etc. que foram desenvolvidos sob condições de fluxo transiente. Nessas mesmas condições, porém utilizando a técnica do "Outflow Test", destacam-se ainda os trabalhos de GARDNER (1956), MILLER & ELRICK (1958), RIJTEMA (1959), KUNZE & KIRKHAM (1962) e KLUTE (1965b). E sob condições de "Steady-state" evidenciam-se os trabalhos de COREY (1957), NIELSEN & BIGGAR (1961), YOUNGS (1964), KLUTE

(1965a) entre outros.

GARDNER (1958) apresentou algumas soluções do problema do "Steady-state" para diferentes relações entre a condutividade capilar e a sucção do solo, com aplicação para a evaporação. Enquanto que KLUTE (1965b) descreveu as técnicas para determinação da condutividade e da difusividade hidráulica de amostras de solo ou modelos em laboratório.

Ainda sob a prática laboratorial, uma técnica diferente para determinar a condutividade hidráulica de amostras de solo com estrutura não deformada foi proposta por ALEMI et alii (1974), que consiste em centrifugar a amostra de solo e obter uma equação analítica para a umidade do solo em função da distância e do tempo, a partir da qual a condutividade pode ser estimada.

Os métodos de laboratórios, apesar de sua grande utilização, são falhos na proporção em que, além de não representarem as condições reais do solo, as amostras estão propensas às alterações estruturais durante as amostragens e realização experimental. Sobre esta ótica trabalhos como os de RICHARDS & WEEKS (1953), YOUNGS (1964), KLUTE (1965b), REICHARDT et alii (1975) e outros tem sofrido modificações e adaptações para as condições de campo. Razão pela qual motivou o desenvolvimento de diversos métodos experimentais de campo, podendo-se citar os trabalhos de RICHARDS et alii (1956), OGATA & RICHARDS (1957), NIELSEN et alii (1964), ROSE et alii (1965), RUBIM (1966), WATSON (1966), VAN BAVEL et alii (1968), DAVIDSON et alii (1969), MILLEL & GARDNER (1970), GEISEL et alii (1970), MILLEL et alii (1972), NIELSEN et alii (1973), REICHARDT & LIBARDI (1974), VAN BAVEL & MILLEL

(1976), CHO et alii (1976), FLÜHLER et alii (1976), VACHAUD et alii (1977, 1978), SAUNDERS et alii (1978), LIBARDI et alii (1980), PREVEDELLO et alii (1981), SHANI et alii (1987) além de outros.

A maioria desses métodos, com variações apenas nas técnicas de medida de fluxo e dos gradientes de carga de água no solo, buscam em última análise uma solução para a Equação de Richards (1931), onde a metodologia classicamente utilizada para obtenção "in situ" da relação $K(\theta)$, repousa sobre medições simultâneas das variações de umidade e de carga hidráulica num perfil vertical de solo sob as condições de "Drenagem Interna", que exige a utilização de meios de medição exata, repetitivas, sem destruir essas duas variáveis. O tratamento dessas leituras supõe um escoamento estritamente vertical. Assim sendo, o método do perfil instantâneo, que foi utilizado pela primeira vez por RICHARDS (1956), tornou-se padrão no estudo do movimento de água no solo.

Entre os trabalhos aqui mencionados, o de HILLEL et alii (1972) merece destaque por apresentar uma descrição simples e completa do método do perfil instantâneo sob condições de campo. Onde os perfis de umidade e de potencial matricial exigido pelo método, para o cálculo da relação $K(\theta)$, tem sido determinado com sucesso através de sonda de neutrons e de tensiômetros com manômetros de mercúrio, instalados a várias profundidades, respectivamente. Este procedimento tem sido largamente utilizado em condições de campo.

Trabalhos empregando a metodologia de HILLEL et alii (1972) conduzidos por NIELSEN et alii (1973), REICHARDT e LIBARDI (1974), CHO et alii (1976), HILLEL e VAN BAVEL (1976), FLUHLER et alii (1976), VACHAUD et alii (1977), CAVALCANTE et alii (1978), SAUNDERS et alii (1978), FREIRE (1979), VIEIRA et alii (1981) dentre outros, obtiveram resultados satisfatórios.

Com o propósito de simplificar o método de HILLEL et alii (1972) e facilitar os procedimentos experimentais na determinação da condutividade hidráulica, pesquisadores como DAVIDSON et alii (1963), BLACK et alii (1969), NIELSEN et alii (1973), LIBARDI et alii (1980) e CHONG et alii (1981), consideraram como variante do perfil instantâneo o gradiente de potencial hidráulico como sendo unitário. Dentre os trabalhos com esta aproximação, destacamos o de LIBARDI et alii (1980), que necessita apenas medidas de umidade do solo com o tempo ao longo do perfil, para obtenção da relação $K(\theta)$. Não obstante, tal procedimento não tem aplicação geral, pois exige homogeneidade das características físicas do perfil do solo para se obter boa coerência nos resultados. Segundo SCHUCH et alii (1984), JONES e WAGENET (1984) o método do gradiente unitário pode não ser adequado para solo de complexa estratificação. AHUJA et alii (1988) verificaram em quatro tipos de solos, que há apreciáveis discrepância nos resultados de condutividade hidráulica, obtidos através da aproximação do gradiente unitário. No entanto, DANE (1980) mostrou que o método de LIBARDI et alii (1980) poderá ser validamente aplicado em solos de textura arenosa.

De outro lado, PREVEDELLO et alii (1981) propõem uma simplificação analítica do método do perfil instantâneo, com base no uso de equações bilogarítmicas para representar o comportamento da curva característica de água no solo, da umidade versus tempo, do potencial hidráulico versus tempo e da condutividade hidráulica versus umidade, para obtenção da relação $K(\theta)$.

A pouco tempo, uma nova simplificação foi proposta por PAULETTO et alii (1988), que a partir da suposição de que a condutividade (K) e a difusividade (D) se relacionam de forma exponencial com a umidade volumétrica (θ) do solo, e da hipótese de que há uma relação universal entre os coeficientes angulares das relações $\ln(D)$ versus θ e $\ln(K)$ versus θ . Assim sendo, de posse dessa relação universal, a obtenção da condutividade hidráulica é imediata, a partir da curva de retenção de água no solo.

Devido as dificuldades envolvidas na medida direta da condutividade hidráulica do solo, surgiram os métodos de determinação que relacionam a condutividade hidráulica com a distribuição do espaço poroso do solo, tomando como base outras propriedades do meio de mais fácil medida. Assim MARSHALL (1958), MILLINGTON & QUIRK (1959, 1960, 1961), GREEN & COREY (1971), JACKSON (1972), CAMPBELL (1974), MUALEM (1976), VAN GENUCHTEN (1980) e TALSMA (1985) desenvolveram equações matemáticas para prever a condutividade hidráulica não-saturada com base na curva de retenção da água do solo. Destes trabalhos merecem destaques o de MUALEM e o de VAN GENUCHTEN por apresentarem um novo procedimento analítico de determinação da condutividade hidráulica não-saturada, utilizando apenas a curva de retenção da água no solo.

O método de VAN GENUCHTEN (1980) calcula a condutividade hidráulica relativa, através da otimização de funções não-lineares pelo método dos quadrados mínimos, onde os parâmetros das equações propostas pelo autor são estimadas e utilizadas para estabelecer as relações $h(\theta)$, $K(\theta)$ ou $K(h)$. Maior detalhamento da estimativa dos parâmetros das equações propostas por VAN GENUCHTEN (1980) foram feitas por Dane & Kruska (1983), Sideropoulos & Yannopoulos (1984), Stephens & Rehferdt (1985) e posteriormente pelo próprio Van Genuchten & Nielsen (1985) com o objetivo de tornar o método mais preciso (citado por PAULETTO et alii, 1988).

Recentemente, VAUCLIN & VACHAUD (1987) apresentaram um método simples para determinação das propriedades hidráulicas de solo não-saturado "in situ" em experimentos de Drenagem Interna, onde a condutividade hidráulica e a pressão efetiva de água em função da umidade são calculados através de expressões analíticas derivadas da equação de fluxo vertical. Este método permite ainda a estimação de erros associada a predição das propriedades do solo.

Paralelamente a esses modelos conceituais, vários modelos do tipo empírico, foram propostos para determinar a condutividade hidráulica de solos, a partir, somente, do conhecimento de propriedades texturais de fácil determinação. Como exemplo podemos descrever os modelos de Gupta & Larson (1979), Bloemen (1980) e Arya & Paris (1981) citados por VAUCLIN et alii (1983) e VACHAUD et alii (1981) etc. A dificuldade que se apresenta na análise desses métodos está na avaliação dos seus valores absolu-

tos, uma vez que, não existe um procedimento experimental que permita a avaliação direta dessas propriedades do solo.

Portanto, segundo BACCHI & REICHARDT (1988), o método de HILLEL et alii (1972) é considerado o de medidas mais diretas, por quantificar diretamente cada componente da equação de RICHARDS (1931): o fluxo de água, através da medida da variação do seu armazenamento ao longo do perfil, e o gradiente de potencial, através da medida do potencial matricial por meios de tensiômetros. Por esta razão ele pode ser tomado como padrão entre aqueles que envolvem a solução da equação de Richards.

Como se nota, a totalidade dos métodos até então desenvolvidos analiticamente para a avaliação da condutividade hidráulica de solos, assentam-se fundamentalmente sobre duas diferentes bases teóricas: RICHARDS (1931) e MARSHALL (1958). Daí, vários estudos comparativos entre métodos que se fundamentam sobre estas bases teóricas, tem-se procedidos com propósitos de investigar a validade de determinados métodos, quando aplicados a dados experimentais.

Neste sentido, DANE (1980) trabalhando com um solo de textura grossa, comparou o método do perfil instantâneo com o método de LIBARDI et alii (1980) e com o método de VAN GENUCHTEN (1980) usando, neste caso, uma curva de retenção determinada com dados de campo e outra curva determinada com dados de laboratório. Os quatro métodos apresentaram satisfatoriamente boa concordância da relação $K(\theta)$.

Da mesma forma, VAUCLIN et alii (1981) desenvolveram uma análise comparativa entre os métodos de VAN GENUCHTEN

(1980) e LIBARDI et alii (1980), tomando como referência o método do perfil instantâneo em um trabalho desenvolvido no Centro-Norte do Senegal. Neste estudo, o modelo de Van Genuchten superestimou os valores experimentais obtidos pelo método do perfil instantâneo, enquanto que o método de LIBARDI et alii (1980) os subestimaram. Com a mesma base de referência SCHUH et alii (1984) comparou o método de AHUJA et alii (1980) com o método de LIBARDI et alii (1980), já BOUSNINA (1984) comparou o método do perfil instantâneo e do balanço hídrico em condições de campo e de laboratório com um método indireto baseado na análise granulométrica dos agregados e no estudo do espaço poroso de um solo de textura fina e, recentemente, MICHELS et alii (1989) compararam os modelos matemáticos de JACKSON et alii (1972) e de MUALEM (1976) tomando como referência o método do perfil instantâneo em condições de campo e de laboratório.

Como se observa, o método do perfil instantâneo tem sido a base de referência da maioria dos estudos comparativos entre os vários métodos de determinação da relação $K(\theta)$. Entretanto, quando se pretende comparar métodos cujas bases teóricas sejam de origens diferentes, não há um ponto de apoio comum que permita tal comparação. Devido a tal fato, que a pouco tempo, com base na análise dos conceitos de meios similares e na teoria de escalonamento de propriedades hídricas de solos, BACCHI e REICHARDT (1988) apresentaram um procedimento analítico, que permite a comparação da condutividade hidráulica determinada por diferentes métodos com outra propriedade hídrica avaliada por um método tomado como padrão. Neste trabalho, a propriedade hídrica tomada

como ponto de apoio para a análise da condutividade hidráulica, foi a curva de retenção de água no solo. O referido procedimento foi aplicado na análise do método de HILLEL et alii (1972), do método de LIBARDI et alii (1980), do método de VAN GENUCHTEN (1980) e do método de PAULETTO et alii (1988), cujos resultados confirmam a viabilidade do procedimento proposto.

Para finalizar, enfocamos outro aspecto importante que vem despertando interesse já algum tempo, e que hoje, constitui a ordem do dia, principalmente em nosso meio, que é o problema da variabilidade espacial da condutividade hidráulica quando calculada através de medições de campo. Conforme CADIMA et alii (1980) este problema se tornou assunto de fronteira na ciência do solo, como pode ser verificado nas discussões de física de solos em congressos recentes e na literatura mundial publicada nos últimos anos. Trabalhos como os de STOCKTON & WARRICK (1971), NIELSEN et alii (1973), BIGGAR & NIELSEN (1976), CARVALLO et alii (1976), REICHARDT et alii (1976), SAUNDERS (1978), CADIMA et alii (1980), VIEIRA et alii (1981), VAUCLIN et alii (1983), CIOLLARO & COMEGNA (1988), MOUTONNET et alii (1988) e outros, confirmam o exposto acima.

CAPÍTULO III

MATERIAIS E MÉTODOS

1. - SITUAÇÃO GEOGRÁFICA E CLIMA

O presente trabalho foi desenvolvido no Perímetro Irrigado de São Gonçalo, administrado pelo Departamento Nacional de Obras Contra as Secas (DNOCS), distando 10 km da cidade de Sousa-PB, possuindo as seguintes coordenadas geográficas: $6^{\circ}50'$ de latitude sul e $36^{\circ}19'$ de longitude oeste de Greenwich com uma altitude média de 235 m.

O clima da região é seco de estepe, semi-árido quente, com precipitação média anual de 892 mm, concentrando-se a maior parte (cerca de 66%) no trimestre fevereiro-abril. A temperatura média anual é de 27°C , sendo os meses de junho e julho os mais frios e novembro e dezembro os mais quentes. A média anual da umidade relativa do ar é de 64% e a evaporação média anual diária do tanque classe "A" é de 7,5 mm/dia, segundo a HIDROSERVICE (1970). Deve-se destacar que durante os quatro meses mais secos (agosto, setembro, outubro e novembro), a temperatura média chega a extremos de 36°C , a umidade relativa média mensal é 46% e a evaporação do tanque classe "A" chega a atingir 9,8 mm/dia.

2. - INFRAESTRUTURA E SOLO UTILIZADO PARA O EXPERIMENTO

O experimento foi instalado em 12 lisímetros de 1,56 m² de área, cuja profundidade permite trabalhar com até 1,0 m de coluna de solo, com um dreno no centro da base, conforme mostra o desenho da Figura 01. Os 12 lisímetros, localizados ao lado da sede administrativa do DNOCS, foram limpos e recuperados antes de serem preenchidos com solo.

O solo utilizado para este estudo era do tipo aluvial de textura franco arenosa, extraído de uma parcela de 20x10 m de tamanho, arada até os 15 cm de profundidade, localizada na Estação Experimental do IAJAT/EMEP/EMBRAPA, lote 05 do Perímetro Irrigado. As características iniciais do solo estão apresentadas na Tabela 01.

3. - FASE PREVIA DO EXPERIMENTO

3.1 - Enchimento dos lisímetros e acomodação do solo

Os trabalhos de **enchimento** realizados no mês de setembro de 1986, compreendeu-se, primeiro, da introdução de uma camada de brita com aproximadamente 4,0 cm de espessura no fundo de cada lisímetro. Em seguida, após transportar o solo para o local do experimento, destorroá-lo e homogenizá-lo, utilizou-se 2.200 kg do mesmo para encher cada lisímetro sem nenhuma compactação mecânica. Decorrido um mês, instalou-se verticalmente no centro de cada lisímetro, indo até o fundo, um tubo de alumínio de 1,5 m de comprimento, 4,0 cm de diâmetro interno e 4,3 cm de diâmetro externo, vedado na extremidade inferior, para acesso às sondas

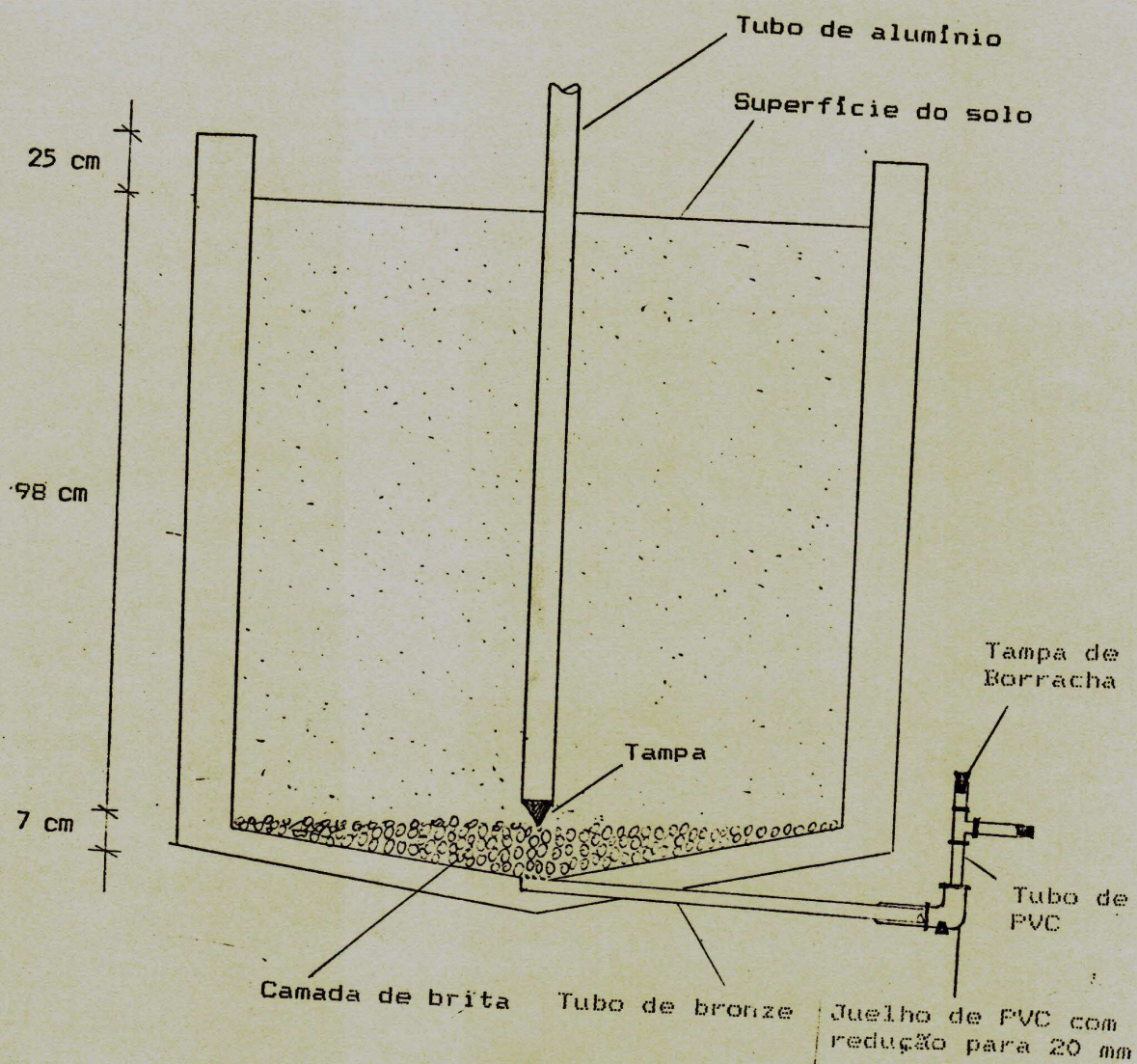


FIGURA 01: Esquema representativo do lisímetro contendo solo, camada de brita, tubo de alumínio para acesso às sondas de neutrons e de gama e tubo de bronze com adaptações de PVC, para drenagem na base do lisímetro.

TABELA 1: Características mineralógica⁽¹⁾, físicas e químicas
iniciais do solo utilizado.

Mineralogia *	
Itita	
Caulionita	
Smectita	
Granulometria - %	
Areia	
silte	60,80
Argila	31,50
	7,70
Classificação Textural	
	Franco Arenosa
Densidade Aparente - g/cm ³	1,35
Densidade Real - g/cm ³	2,65
Umidade - %	
Natural **	
0,33 atm	1,52
1,00 atm	15,75
2,00 atm	10,14
5,00 atm	8,39
10,00 atm	7,64
15,00 atm	7,25
	6,99
Complexo Sortivo - meq/100g	
Cálcio	6,50
Magnésio	2,80
Potássio	0,87
Sódio	0,12
Bases Trocáveis	10,29
Hidrogênio + Alumínio	1,81
Capacidade de Troca Catiônica	12,10
Carbono Orgânico - %	0,97
Fósforo Assimilável - mg/100g	3,40
pH - H ₂ O (1:2,5)	6,50
Condutividade Elétrica - dS/m (1:2,5)	0,15

(¹) Gheyi et alii (1989)

* Em ordem decrescente (Qualitativo)

** Amostra seca ao ar

gama e de neutrons (Figura 01). Posteriormente, para os estudos hidrodinâmicos do solo, adaptou-se o equipamento do sistema de drenagem, para controle do lençol freático na base dos lisímetros, utilizando-se tubos de 2" e de 20 mm de diâmetro, curvas de 90° com redução de 2" para 20 mm, e outras conexões adequadas, todos em PVC (Figura 01). Nesta ocasião os lisímetros foram numerados em ordem sequencial de 1 até 12.

No processo de **estabilização do solo**, foram realizadas várias irrigações nos meses de setembro a novembro, molhando-se o solo sem haver percolação profunda. Na primeira irrigação o volume de água utilizado foi de 120,0 l, passando para 60,0 l nas subsequentes, que eram efetuadas quando o solo, nos primeiros 60 cm, apresentava baixo nível de umidade. As irrigações foram feitas com água proveniente do açude de São Gonçalo, cujas características químicas são mostradas na Tabela 02. Nos cinco meses seguintes, até fevereiro de 87, os lisímetros foram submetidos ao processo natural de compactação do solo, ficando expostos às chuvas e ao sol, sendo irrigados quando necessários. Neste período realizou-se alguns perfis gamamétricos de 10 em 10 cm, com a finalidade de avaliar o grau de compactação e a heterogeneidade do perfil do solo em cada lisímetro e dos lisímetros entre si. Verificou-se que os perfis de densidade do solo apresentavam maiores variações até os 30 cm de profundidade. Objetivando promover a estruturação do solo nos primeiros 30 cm, implantou-se no trimestre fevereiro-abril de 87 uma cultura de feijão (*Phaseolus vulgaris*) em cada lisímetro. Antes da floração o material verde foi cortado e manualmente incorporado ao solo nos

TABELA 02: Características químicas da água do açude de São Gonçalo - Pb, usada nas irrigações.

PH	7,10
CE dS/m a 25°C	0,24
CATIONS SOLUVEIS - meq/l	
Cálcio	1,05
Magnésio	0,80
Potássio	0,20
Sódio	0,61
ANIONS SOLUVEIS - meq/l	
Cloreto	0,45
Sulfato	Presença
Bicarbonato	1,69
Carbonato	0,00

primeiros 15 cm de profundidade. Em seguida, até agosto de 87 os lisímetros permaneceram expostos às condições climáticas, com o solo sem vegetação, sendo irrigado ocasionalmente.

Nesta fase de acomodação do solo, a água ocasionalmente percolada, em decorrência das chuvas e das irrigações, era coletada e reposta ao respectivo lisímetro.

3.2 - Teste de homogeneidade do ponto de vista do comportamento hidrodinâmico

No começo do mês de agosto de 1987, iniciou-se os estudos hidrodinâmicos do solo, fazendo-se primeiro uma avaliação da homogeneidade dos lisímetros com relação à dinâmica da água, correspondendo às seguintes etapas:

3.2.1 - Saturação e percolação do solo e eliminação de lisímetros com vazamentos

O estudo começou com uma sondagem neutrônica, realizando-se moderações a cada 10 cm de profundidade em cada lisímetro. Prosseguiu-se fazendo várias irrigações acompanhadas sempre de perfis neutrônicos, até conseguir a formação e manutenção de uma carga hidráulica de 5 cm sobre o solo, mantendo-se o nível de descarga de água 10 cm acima da base do lisímetro. Nestas condições realizou-se um teste prévio de drenagem, determinando-se três leituras de velocidade de infiltração (Tabela 03, capítulo IV) em nove lisímetros. Tal procedimento não foi possível ser concluído nos lisímetros 1, 7 e 9, pois antes da formação da carga hidráulica no decorrer das irrigações, verificou-se que os mesmos apresentavam vazamentos excessivos, além da existência de caminhos preferenciais da água, o que concorria para uma drenagem rápida, de forma que a frente de molhamento não abrangia todo o perfil do solo. Por estas razões, os referidos lisímetros foram descartados.

3.2.2 - Verificação da homogeneidade dos lisímetros através das curvas de drenagem e seleção dos lisímetros para serem equipados com tensiômetros

O sistema de drenagem dos nove lisímetros foi fechado com tampa de borracha, e o solo dos mesmos saturados através de irrigações complementares. Após a saturação, continuou-se com a realização da drenagem, acompanhando-se sua evolução com perfis

neutrônicos e fazendo-se medições dos volumes de água drenados no decorrer do tempo. Com esses dados confeccionou-se as curvas de drenagem acumulada para cada lisímetro, como mostra a Figura 06 nos resultados preliminares. A partir destas curvas fez-se uma primeira avaliação da condutividade hidráulica saturada do solo em cada lisímetro, através da tangente à curva no início da evolução (Tabela 04, capítulo IV).

Com base na verificação do comportamento hidrodinâmico do solo (teste de infiltração e drenagem em regime de saturação), considerando-se os vasamentos dos lisímetros e as rachaduras no solo, bem como a verticalidade do tubo de acesso às sondas gama e de neutrons, permitindo-as atingirem o fundo dos lisímetros, foram escolhidos os lisímetros 2, 3 e 8 para serem equipados com tensiômetros ao longo do perfil do solo (cujas profundidades são mostradas adiante, no item 4.1.2), por serem os mais representativos. Estes lisímetros foram selecionados e equipados por exigência da continuidade da pesquisa, que previa na etapa seguinte a salinização do solo com três níveis de salinidade de água e três repetições, devendo estar incluso em cada tratamento um lisímetro completamente equipado.

4. - EXPERIMENTO SENSO STRITO

A fase experimental deste trabalho refere-se à caracterização hidrodinâmica do solo. Isto supõe a determinação da condutividade hidráulica do solo como uma função da umidade e da relação entre esta e a pressão efetiva da água no solo. No entanto, este trabalho limita-se apenas ao estudo da relação $K(\theta)$.

4.1 - Metodologia utilizada para a medição da condutividade hidráulica como função da umidade

4.1.1 - Base teórica

A importância do estudo da condutividade hidráulica tem sua relevância na necessidade do conhecimento do movimento de água dentro do perfil de um solo. No entanto, esta constitui a maior dificuldade para a quantificação do mesmo, tanto em meios porosos saturados como, principalmente, em meios porosos não saturados.

Poiseuille (1842) estabeleceu a lei que descreve o fluxo de água em um capilar ideal (cilíndrico, retilíneo, liso e de raio uniforme) cuja equação é a seguinte:

$$Q = \frac{\pi R^4}{8\mu} (dH/L) \quad (1)$$

onde Q é a quantidade de água que flui por unidade de área e de tempo, R é o raio do capilar, μ é a viscosidade da água, dH a diferença de carga e L o comprimento do capilar.

Mais tarde, DARCY (1856) desenvolveu a equação de fluxo através de um meio poroso saturado, a qual é escrita da seguinte forma:

$$q_o = - K_o \frac{dH}{dz} \quad (2)$$

onde q_o é o fluxo saturado de água unidimensional, K_o a condutividade hidráulica saturada do meio poroso, H o potencial total de água do solo igual à soma do potencial de pressão com o

potencial gravitacional e z a coordenada vertical de posição.

Em condição de saturação (fluxo saturado), a condutividade hidráulica descrita na equação (2) é uma constante e representa uma propriedade do meio poroso em transmitir água. Em condições de não saturação, esta propriedade torna-se função do espaço poroso não ocupado pelo ar, e por conseguinte da umidade do solo. Assim sendo, BUCKINGHAM (1907) modificou a equação (2) para fluxos em meios não saturados, de modo que a equação de Darcy é reescrita da forma seguinte:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (3)$$

sendo q o fluxo não saturado de água, $K(\theta)$ a condutividade hidráulica não saturada e H a soma dos potenciais matricial (h) e gravitacional (z) e, portanto, uma função da umidade do solo (θ) e z a coordenada vertical de posição.

Combinando a equação de Buckingham com a equação da continuidade, que pode ser expressa na dimensão vertical como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (4)$$

onde $\partial \theta / \partial t$ representa a variação do conteúdo de água do solo com o tempo em dada profundidade e $\partial q / \partial z$ a variação do fluxo com a distancia, em um dado instante, obtém-se a equação a seguir, conhecida como equação de Richards.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right] \quad (5)$$

onde θ e H são expressos como função de z e t , isto é, $\theta = \theta(z, t)$ e $H = H(z, t)$.

A partir desta equação desenvolveram-se vários métodos de campo de determinação da condutividade hidráulica como uma função da umidade do solo, tomando como base o método do perfil instantâneo.

a) Método do Perfil Instantâneo (Drenagem Interna)

a₁) Apresentação Teórica:

Este método repousa inteiramente sobre a hipótese de fluxos de água estritamente verticais, e se refere a um experimento que consiste de uma fase de saturação seguida por outra de redistribuição sem evaporação.

No processo de redistribuição está presente o fenômeno da histerese, visto que a parte superior do solo acha-se em fase de secamento e a inferior em fase de umedecimento. No entanto, este fenômeno será negligido considerando-se que o processo de infiltração ocorre durante um longo período de tempo, onde, nestas condições, o perfil é molhado até grandes profundidades e o estudo é feito apenas nas camadas superficiais que, durante a redistribuição, só perderão água. Assim sendo, as seguintes condições inicial e de contorno poderão ser utilizadas:

$$\theta = \theta(z), \quad t = 0, \quad z > 0 \quad (6)$$

$$\theta = \theta_i, \quad t > 0, \quad z = \infty \quad (7)$$

$$q = 0, \quad t > 0, \quad z = 0 \quad (8)$$

onde θ_i corresponde a umidade inicial do solo.

Nestas condições, e considerando que com este método busca uma solução para a equação de Richards, integrando-se a referida equação com relação à profundidade z , obtém-se:

$$\int_0^r (\partial\theta/\partial t) dz = \int_0^r (\partial/\partial z) [K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z}] dz \quad (9)$$

ou

$$\int_{z_1}^{z_2} (\partial\theta/\partial t) dz = K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \Big|_z - K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \Big|_{z_1} \quad (10)$$

a qual pela condição (8), se torna:

$$\int_0^r (\partial\theta/\partial t) dz = K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \Big|_z \quad (11)$$

portanto

$$K(\theta) = \frac{\int_0^r (\partial\theta/\partial t) dz}{\partial H/\partial z} \Big|_z \quad (12)$$

Este método pode ser aplicado até em perfis de solos heterogêneos, sendo limitado apenas para solos onde o lençol freático se encontra próximo à superfície.

a) Na Prática:

A nível de campo, este método consiste na escolha de uma parcela de solo de área suficientemente grande, de modo que os processos em seu centro não sejam afetados pelos seus limites.

Dentro desta área devem ser instalados uma bateria de tensiômetros a várias profundidades e pelo menos um tubo de acesso à sonda de neutrons. A superfície do solo é então irrigada até atingir a condição de infiltração a velocidade constante, a qual se verifica pelas leituras dos tensiômetros. Cessada a infiltração, previne-se a superfície do solo da evaporação. A água contida no perfil redistribui-se pelo processo de drenagem interna, e à medida em que este processo evolui, determinações periódicas de umidade e potencial matricial são realizadas.

Para a determinação da condutividade hidráulica do solo em função de sua umidade, nas diversas profundidades, HILLEL et alii (1972), apresentam um procedimento simplificado partindo da equação (12). Este procedimento consiste na elaboração de duas tabelas. Uma é utilizada para a determinação da densidade de fluxo de água no solo nas diversas profundidades e para vários tempos, a partir da integral da equação (12), a qual é aproximada para uma somatória, sendo $\partial\theta/\partial t$ medido graficamente através da tangente em pontos particulares no tempo sobre as curvas de θ versus t . A outra utiliza-se para o cálculo da condutividade hidráulica em cada profundidade do solo e para diferentes umidades, dividindo-se os fluxos apresentados na primeira tabela pelos gradientes de potencial também obtidos graficamente através dos gráficos de perfis de potencial hidráulico para os diversos tempos.

A densidade de fluxo pode ser obtida de modo análogo, utilizando-se, para diferentes tempos, o cálculo do estoque de água compreendido entre a superfície e o nível de referência z

(sendo este valor obtido pela integração dos perfis hídricos) e traçando-se a curva $S_z(t)$ durante a variação do tempo e desta grandeza. Neste caso, o fluxo que passa através da superfície z , em um dado instante t , será dado diretamente pela tangente da curva $S_z(t)$ (VACHAUD et alii, 1978). A Figura 02 apresenta o esquema representativo do método da drenagem interna.

b) Método do Balanço (Evaporação)

b₁) Princípio do Método:

O método, após se retirar a proteção da superfície do solo, limita-se apenas em acompanhar a evolução natural dos níveis de umidade e dos potenciais matriciais, sob as condições atmosféricas, durante a fase de ensaio.

Sabe-se que nestas condições, a variação do estoque de água dentro do solo na ausência total de vegetação resultará de dois efeitos simultâneos: evaporação na parte superior do solo e drenagem na parte mais profunda. Em termos de fluxo, tem-se portanto uma zona superior do solo submetida a um escoamento ascendente (onde $q < 0$) e uma zona inferior submetida a um escoamento descendente (onde $q > 0$). Por conseguinte, existirá a todo momento, entre as duas zonas, um nível onde o fluxo será nulo (o plano de fluxo nulo), que pela lei de Darcy, corresponde a $dH/dz = 0$, portanto referindo-se ao ponto de máximo da curva $H(z)$. A posição desse plano pode ser facilmente representado sobre os perfis de cargas hidráulicas. A cota Z_0 desse plano evoluirá com o tempo (ROYER & VACHAUD, 1974).

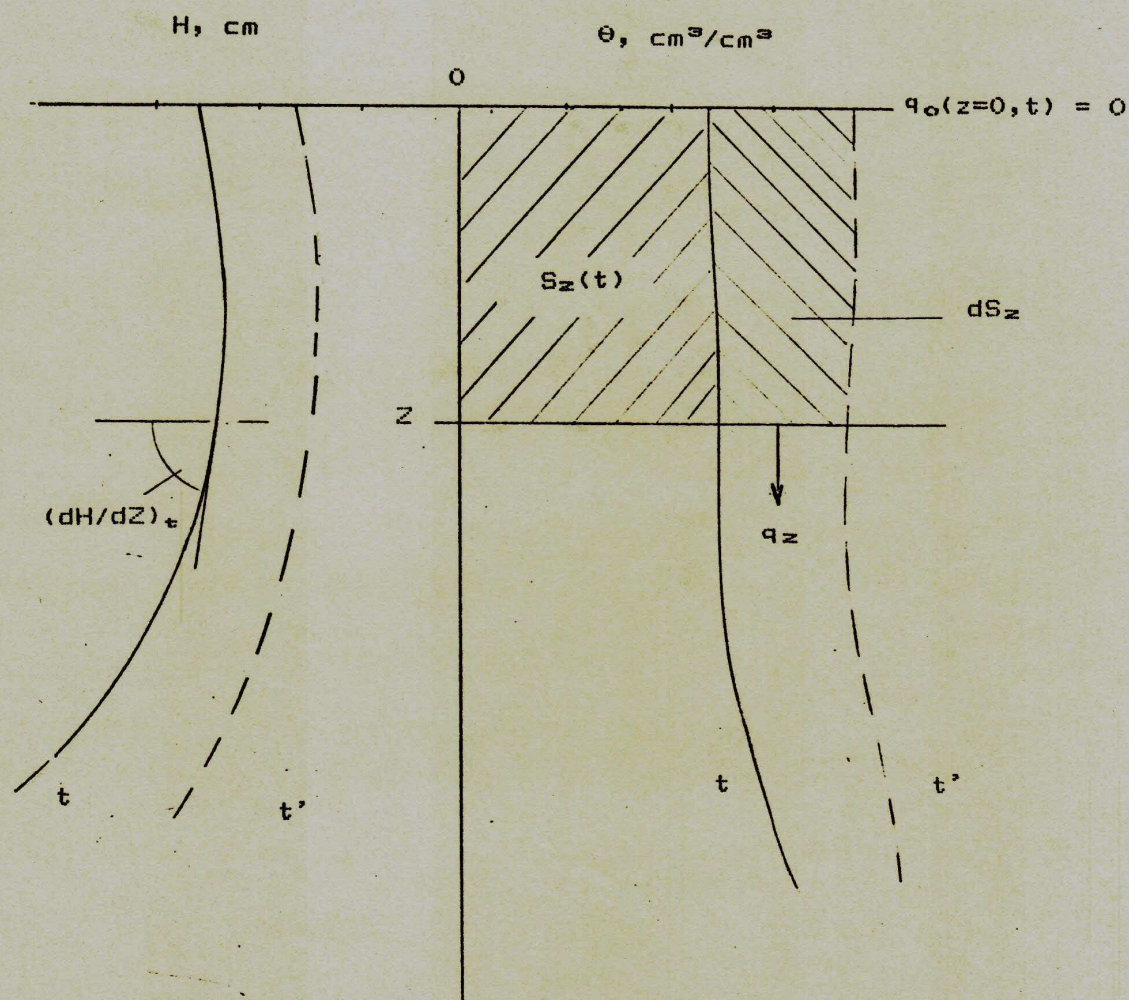


FIGURA 02: Esquema do princípio do método da "Drenagem Interna".

Considerando-se os perfis de umidade e de carga nos instantes t_1 e t_2 , medidos simultaneamente pela sonda e tensiômetros, como representados na Figura 03, onde $Z_0(t_1)$ e $Z_0(t_2)$ são as cotas do plano de fluxo nulo nos instantes correspondentes, supõe-se que em média o fluxo é nulo entre os instantes t_1 e t_2 , à cota:

$$Z_0 = \frac{Z_0(t_1) + Z_0(t_2)}{2} \quad (13)$$

Considerando-se agora um nível qualquer Z , situado, por exemplo, sempre acima de Z_0 , o fluxo médio ascendente que passa através desta cota dentro do intervalo $(t_2 - t_1)$ será:

$$q = \frac{\int_{Z_0}^Z dS}{t_2 - t_1} \quad (14)$$

onde dS é a variação de estoque que corresponde ao produto da variação da umidade (θ) com a espessura do solo Z , entre os níveis Z_0 e Z durante o intervalo de tempo considerado. Este fluxo deverá ser relacionado a um nível médio de umidade (θ) obtido na secção Z entre t_1 e t_2 . Ele será em fim reconduzido para o cálculo de $K(\theta)$ ou do gradiente médio (dH/dz) obtido igualmente na secção Z entre t_1 e t_2 .

Os valores de θ e (dH/dz) poderão ser obtidos, seja por média aritmética, seja de uma forma mais precisa (sobretudo se as variações com o tempo foram importantes) traçando-se as curvas $\theta(t)$ ou $dH/dz = f(t)$ a partir das medições realizadas, obtidas na secção considerada e em procedência por interpolação.

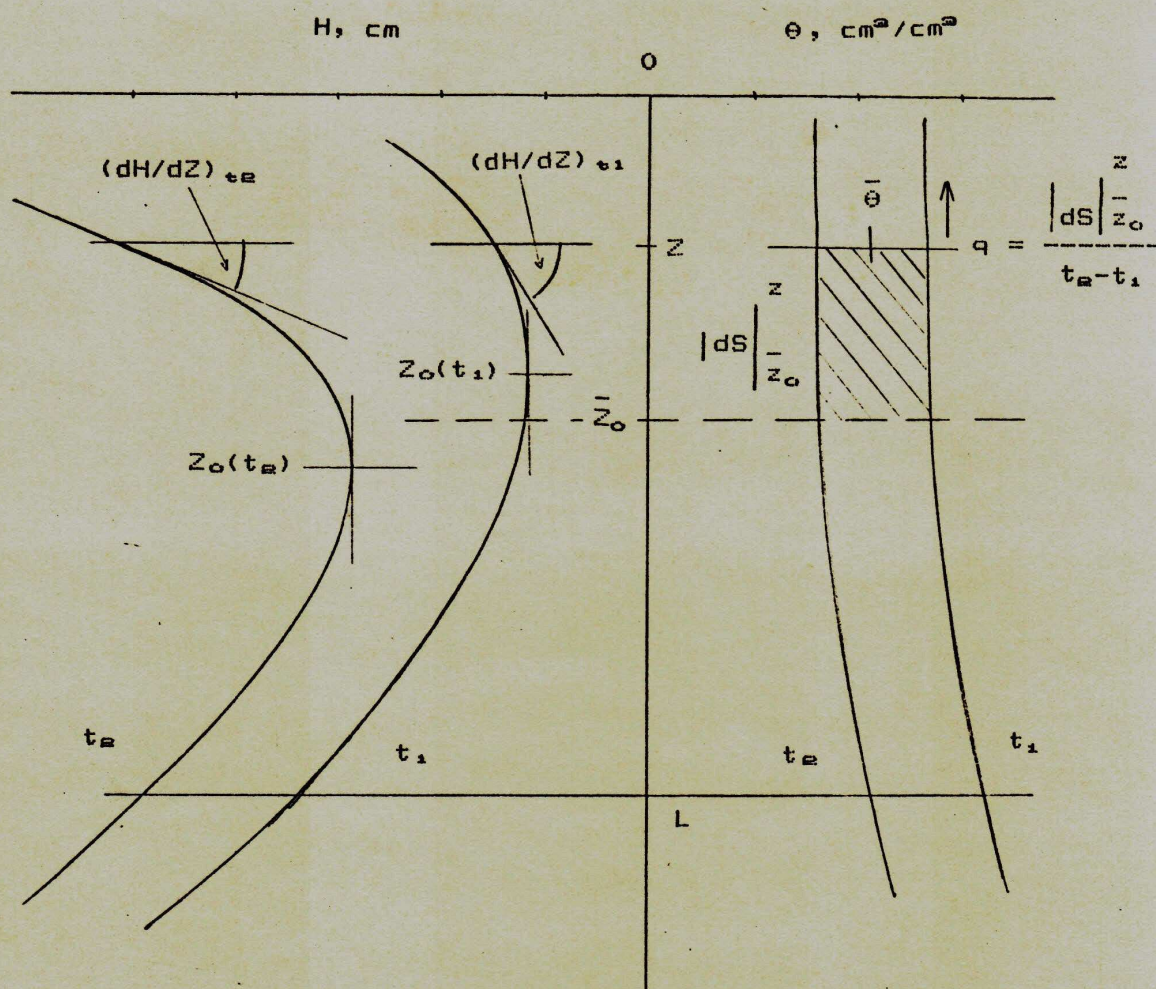


FIGURA 03: Esquema do princípio do método do "Balanco Hídrico" através do plano de fluxo nulo.

4.1.2 - Realização do Experimento

Instalou-se nos lisímetros 2, 3 e 8 uma série de tensiômetros com manômetros de mercúrio, numa circunferência de 25 cm de raio em torno do tubo de acesso às sondas gama e de neutrons, às profundidades de 10, 20, 30, 50, 70, 90, e 105 cm, ficando este último no fundo do lisímetro. Em seguida, fechou-se o sistema de drenagem dos mesmos, saturando-os sob uma carga hidráulica de 10 cm durante 48 horas. Concluída a saturação, retirou-se o excesso de água sobre o solo e colocou-se uma proteção, contra a evaporação, cobrindo-o com uma lona plástica e, sobre esta, uma camada de 3,0 cm de solo. Prosseguiu-se com a realização da drenagem interna fazendo-se medições dos volumes de água percolados e determinação dos perfis neutrônicos e tensiométricos no decorrer do tempo. Após 15 dias de redistribuição de umidade, que constituiu o experimento de drenagem interna, retirou-se a proteção da superfície do solo, procedendo-se as mesmas determinações sob evaporação durante os 13 dias seguintes, para tentar obter o prolongamento da curva de condutividade hidráulica do solo na faixa de umidades mais baixas.

Durante as fases de drenagem interna e de evaporação da água no solo, foram realizados perfis neutrônicos com a sonda de neutrons, determinando-se moderações neutrônicas a cada 10 cm de profundidade. Na fase de evolução rápida foi feito um acompanhamento detalhado da drenagem interna, realizando-se frequentes medições neutrônicas segundo a velocidade de evolução dos processos. Assim sendo, utilizou-se intervalos de 1, 2 e 5 minutos na primeira hora de ensaio, de 15 e 30 minutos na segunda, prosse-

guindo-se com intervalos de horas e, a partir do terceiro dia de drenagem, foram efetuadas duas leituras diárias de contagem neutrônica, sendo uma pela manhã e a outra à tarde.

Procedendo-se da mesma maneira, acompanhou-se a redistribuição da umidade na drenagem interna e na evaporação, fazendo-se perfis tensiométricos no decorrer do tempo, através das alturas das colunas de mercúrio, observadas nos manômetros. Na fase de evolução inicial, mais rápida, fez-se um acompanhamento detalhado com leituras frequentes das alturas das colunas de mercúrio, seguindo-se a frequência de evolução dos processos ocorridos com os mesmos intervalos de tempo considerados na verificação da umidade. A partir do terceiro dia, prosseguiu-se fazendo dois perfis diários concomitando com os perfis neutrônicos.

4.1.3 - Técnicas de medições

A metodologia utilizada para obter a relação $K(\theta)$ repousa sobre a medição simultânea das variações de umidade e carga hidráulica no perfil do solo, durante a drenagem interna e a fase de evaporação, obtidas através da sonda de neutrons e de uma série de tensiômetros.

a) Umidade do solo

Todos os perfis neutrônicos determinados durante a realização do experimento, inclusive na fase de calibração neutrônica do solo estudado (mostrada adiante), foram obtidos utilizando-se a sonda de neutrons SOLO 20, que contém uma fonte de Am-Be

de atividade 40 mCi, manufaturada pela NARDEUX- França, introduzida no solo (até o fundo do lisímetro) através do tubo de alumínio, sendo a superfície do mesmo protegida por um disco refletor com 20 cm de diâmetro (Figura 04).

As contagens neutrônicas de cada perfil foram corrigidas, tomando-se como referência um ponto feito na água, relacionando-o à contagem neutrônica de 1000 uds. Os perfis neutrônicos assim normalizados foram convertidos em perfis de umidade volumétrica. Para tanto, fez-se uma calibração neutrônica do solo utilizado por gravimetria, como mostrado a seguir, para a qual necessitou-se conhecer a densidade aparente do solo.

a₁) Determinação da densidade aparente do solo:

Utilizando-se a sonda gama SOLD 40 da NARDEUX, França, fez-se duas determinações da densidade aparente do solo, em épocas diferentes, realizando-se leituras gamamétricas a cada 10 cm de profundidade, nos 12 lisímetros com solo. Nos lisímetros 7 e 9, descartados, foram retiradas amostras de solo não deformadas em intervalos de 10 cm, até 80 cm de profundidade, para determinação da densidade aparente do solo pelo método tradicional do anel, com a finalidade de calibrar a sonda gama utilizada. Os resultados de densidade aparente do solo são mostrados na tabela 05 do capítulo de Resultados e Discussões.

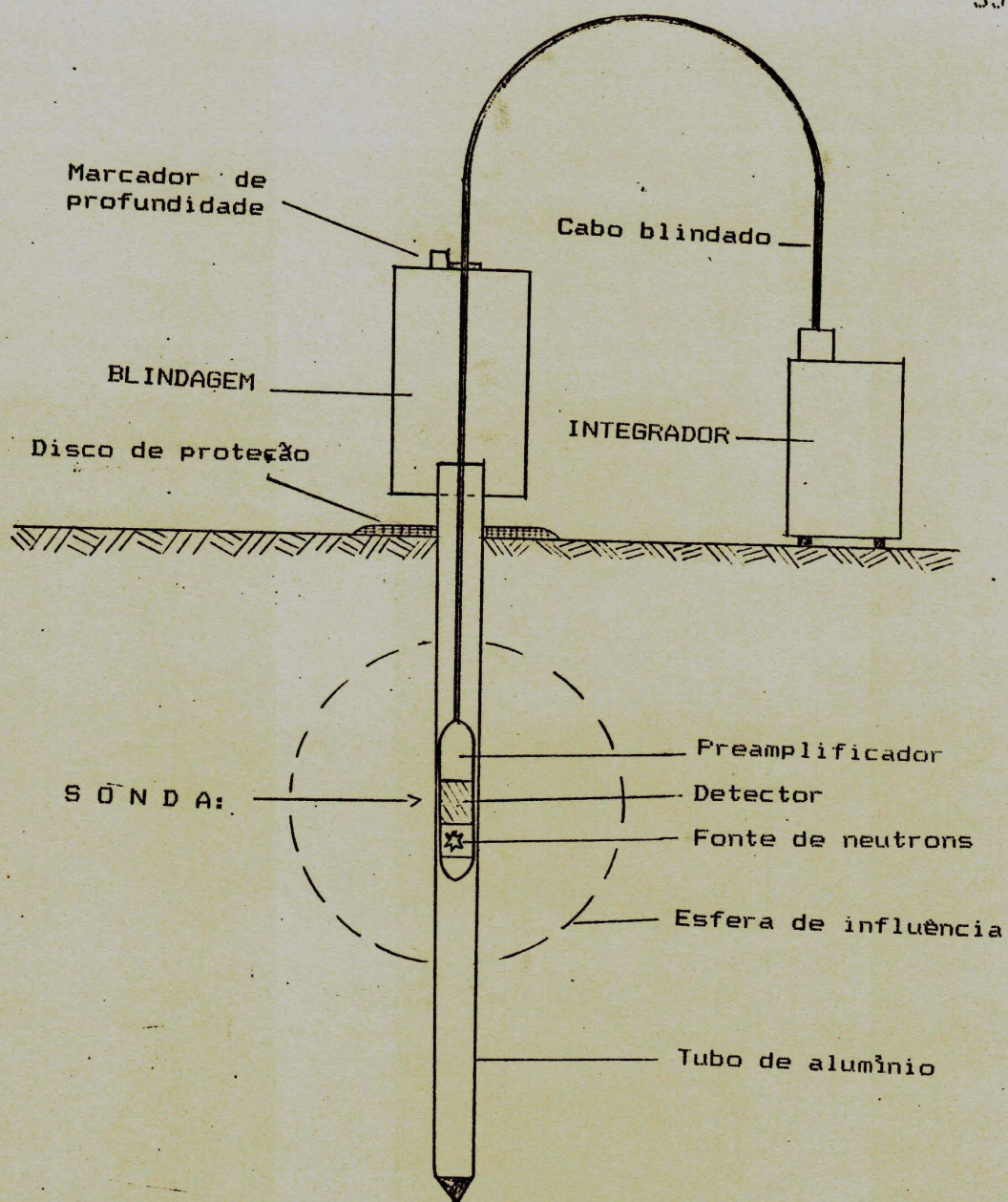


FIGURA 04: Representação esquemática da determinação da umidade do solo utilizando moderações neutrônicas.

a) Calibragem Neutrônica:

A calibração neutrônica do solo em estudo foi feita no lisímetro 7 por gravimetria. Após saturação do solo foram feitas medições de contagem neutrônica de 10 em 10 cm, até 40cm de profundidade, coletando-se ao mesmo tempo amostras de solo nas profundidades de 0-5, 5-10, 10-20, 20-30, 30-40 e 0-15 cm para determinação da umidade na estufa a 105°C ao longo do período de dessecação do solo. As amostras de solo foram coletadas através de um tubo de PVC rígido de 2" de diâmetro com escala de profundidade em cm.

A conclusão da calibração só foi possível após serem realizadas três séries de medições de umidade e contagem neutrônica do solo. Com os dados coletados na primeira série, plotaram-se as curvas nas várias profundidades, porém os pontos que se agrupavam em regiões distintas dos gráficos não definiam bem as funções. Repetiu-se o procedimento, obtendo-se pontos escalonados ao longo do tempo, os quais apresentam melhor distribuição no gráfico. Repetindo-se mais uma vez este procedimento, conseguindo-se dados de umidade e contagem neutrônica para uma fase bem mais seca do solo e bem distribuídos nos gráficos, ficando as funções com curvas mais amplas e bastante confiáveis como mostra a Figura 09 do capítulo IV. As equações de calibração encontram-se na Tabela 06 do citado capítulo.

b) Tensiômetros

Os tensiômetros com manômetros de mercúrio localizados em cada lisímetro, consistiam de um tubo de plástico de PVC de

1/2" de diâmetro e comprimento de acordo com a profundidade para a qual se desejava obter o valor do potencial matricial; uma cápsula porosa de cerâmica com 60 mm de comprimento e 22 mm de diâmetro, fabricada pela APAGER, São Paulo, colada numa das extremidades do tubo e uma rolha de borracha na outra. Dois espaghete de "nylon" com 2 mm de diâmetro foram conectados nesta rolha, um contendo cerca de 30 cm de comprimento, vedado na extremidade com um fio esmaltado, utilizado para fazer a limpeza do tensiômetro, e o outro, de comprimento variável, encerrando-se na cuba de mercúrio (Figura 05).

Os manômetros de mercúrio foram montados em um painel de madeira com 30 cm de largura e 80 cm de altura, contendo uma única cuba, construída de um tubo de PVC de 20 mm vedado nas extremidades com tampas de borracha, contendo 30 cm de comprimento e perfurado na parte superior onde encerram-se os manômetros. A escala de leitura dos manômetros no painel foi feita com papel milimetrado colado à haste de madeira e protegida com plástico. O painel com manômetros de mercúrio foi instalado ao lado de cada lisímetro como mostra a Foto 01.

b₁) Expressão dos resultados:

Com os valores das alturas das colunas de mercúrio (L), em cm, obtidos no decorrer do tempo, determinou-se os potenciais matriciais (h), em cm de água, nas diversas profundidades (P) utilizando-se a seguinte função:

$$h = -12,6 \times L + a + P \quad (15)$$

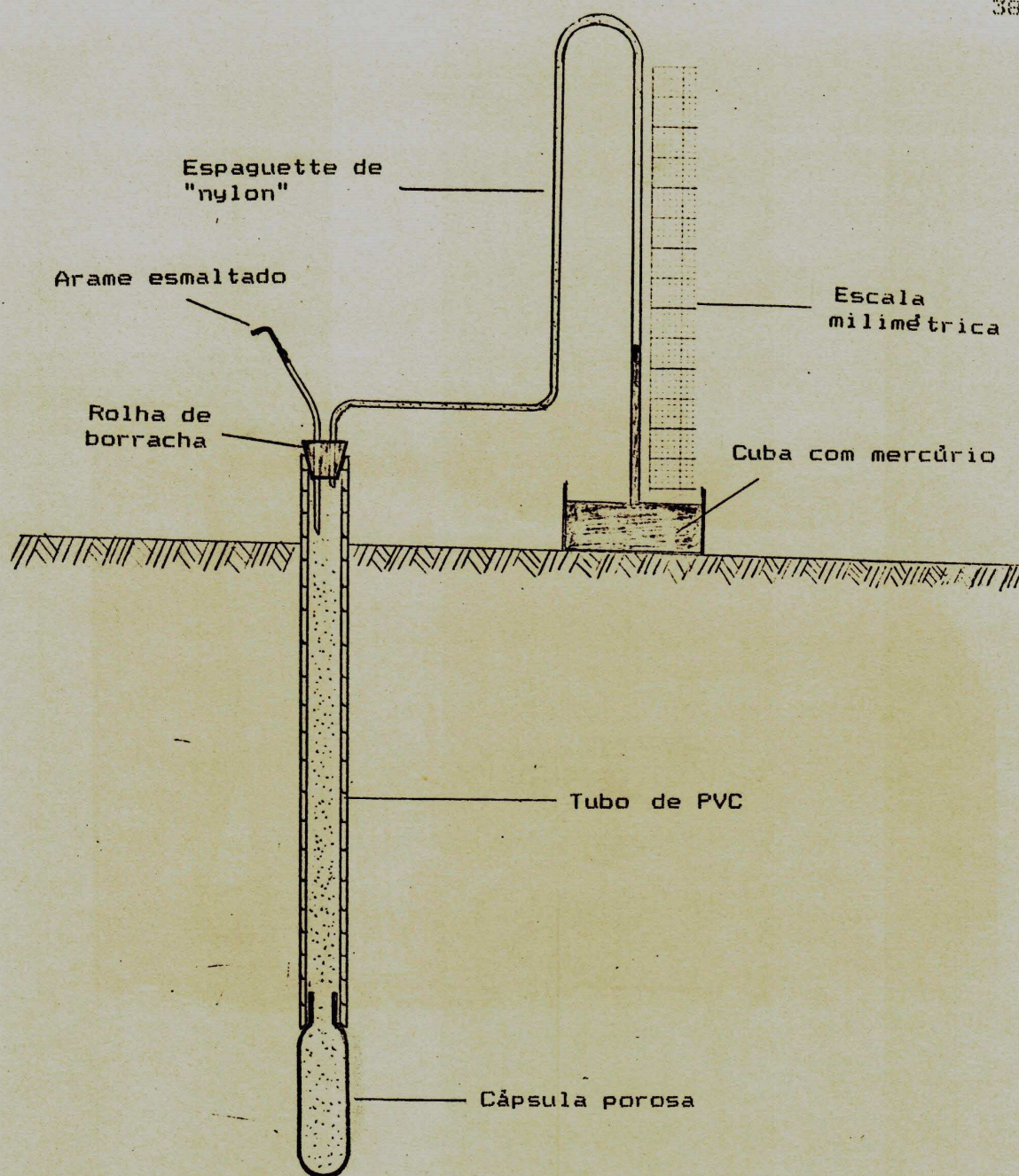


FIGURA 05: Desenho esquemático do tensiômetro mostrando todos os detalhes.



FOTO 01: Vista parcial do lisímetro 08 com tensiômetros, cuba de mercúrio e o tubo de acesso à sonda de neutrons.

onde "a" é um termo constante que corresponde à intervenção da altura do nível superficial do mercúrio nas cubas, em relação ao nível da superfície do solo escolhido como plano de referência e que assume valores iguais a 22,1 para o lisímetro 02, 21,7 para o lisímetro 03 e 27,3 para o lisímetro 08.

Para o cálculo do potencial total da água no solo (H), em cm de água, nas diversas profundidades (P), como uma função do tempo, foi utilizada a equação (15) com o respectivo valor de "a" para cada lisímetro, sendo neste caso omitido o termo P da referida equação.

4.2 - Ajustamentos matemáticos com os valores de $K(\theta)$

Após obter pelos métodos descritos, um conjunto de valores de condutividade hidráulica em função dos valores de umidade correspondente, tentou-se ajustamentos baseados sobre a minimização do somatório dos desvios quadrados às seguintes expressões matemáticas, para escolher a que melhor represente a relação $K(\theta)$:

- **Com transformação logarítmica de variáveis:** foram testados os modelos exponencial e polinomial a partir de ajustamentos lineares das variáveis transformadas.
- **Sem transformação de variáveis:** foram testados os modelos exponencial, polinomial, soma de duas exponenciais [$Y = a\text{EXP}(px) + b\text{EXP}(qx)$] e o de Brooks & Corey (1964), por meio do método não paramétrico dito do Simplex (Nelder & Mead, 1965), utilizando o algoritmo desenvolvido por Cheviollote & Touma (1987).

CAPÍTULO IV

RESULTADOS E DISCUSSÕES

1. - RESULTADOS PRELIMINARES

Este item trata de resultados preliminares referentes ao estudo da homogeneidade do solo entre os lisímetros, feito através do ensaio de infiltração e de drenagem em regime de saturação, imprescindível à montagem e execução do experimento, segundo os procedimentos experimentais descritos no item 3.3.2. Apresenta ainda as curvas de calibração neutrônica do solo utilizado e os resultados de densidade aparente do mesmo obtidos com a sonda gama.

1.1 - Velocidade de infiltração

A partir do teste prévio de drenagem obtiveram-se os valores de velocidade de infiltração média apresentados na Tabela 03, calculados através dos volumes de água coletados durante 20 minutos, em intervalos de tempo de 03:40 horas da 1ª para a 2ª medição e de 3:00 horas da 2ª para a 3ª.

Observa-se na citada tabela que os resultados de infiltração apresentam variações entre as três medições em cada lisímetro e através dos mesmos, onde se vê que houve um aumento generalizado entre as 2ª e 3ª medições, com exceção apenas do lisímetro 06, que, pelo contrário, diminuiu. Já entre as 1ª e 2ª medições, a infiltração aumentou nos lisímetros 02, 08, 10 e 11 e

TABELA 03: Valores de velocidade de infiltração determinados sob uma carga hidráulica de 5 cm.

LISIMETRO	VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO - cm/dia		
	1ª MEDIÇÃO	2ª MEDIÇÃO	3ª MEDIÇÃO
02	6,82	13,50	19,79
03	21,88	11,96	13,79
04	10,74	10,51	12,81
05	36,86	20,04	23,04
06	69,12	39,17	37,32
08	5,30	11,06	13,73
10	31,80	38,34	61,06
11	8,92	73,73	75,48
12	15,37	9,91	12,62

diminuiu nos demais.

Para justificar tais variações, deve-se, de um lado, considerar o fato de que o ensaio de infiltração se procedeu antes de se obter a condição de infiltração em equilíbrio dinâmico, o que diferenciou as condições experimentais entre lisímetros. De outro, o processo de infiltração foi condicionado e regido pela permeabilidade da película de sólidos formada na superfície do solo, cuja estrutura era alterada a todo momento em decorrência do reabastecimento dos lisímetros, no esforço de manter a carga hidráulica constante, o que introduzia alterações no processo de infiltração. Além disso, verificou-se que no decorrer do experimento, rachaduras existentes em alguns lisíme-

tros iam sendo obstruídas pelo carreamento de solo, o que provocou redução imediata na drenagem de água. De outra forma, o progresso dos processos hídricos, melhorando a condição de movimento de água dentro do perfil do solo, incrementou o fluxo de água notadamente a partir da 2ª medição. A ação conjunta de todos esses fatores diferenciou o processo de infiltração entre os lisímetros, evidenciando assim, pouca nitidez da homogeneidade entre os mesmos.

1.2 - Curvas de drenagem acumulada e primeiros resultados de condutividade hidráulica saturada (K_0)

As curvas de drenagem acumulada dos nove lisímetros, exibidas na Figura 06, apresentam comportamento similar ao longo de sua evolução, sobrepondo-se muito bem, o que demonstra uma boa consistência da homogeneidade entre lisímetros.

As mesmas curvas de drenagem acumulada possibilitaram a realização de uma primeira avaliação da condutividade hidráulica saturada para o solo de cada lisímetro, como mostra a Tabela 04. Comparando esses resultados entre si e com os da Tabela 03, verifica-se que a homogeneidade entre lisímetros agora aparece bem melhor. Entretanto, esta avaliação mascara os valores de condutividade hidráulica saturada por duas razões: primeiro, não obteve-se uma boa saturação do solo neste ensaio, segundo, foi impossível quantificar o volume de água livre dentro do lisímetro (principalmente na sua base onde se localizava a camada de brita) que não fazia parte da água que ocupava o espaço poroso do solo. Isto dificulta a escolha do ponto na curva de drenagem, sobre o

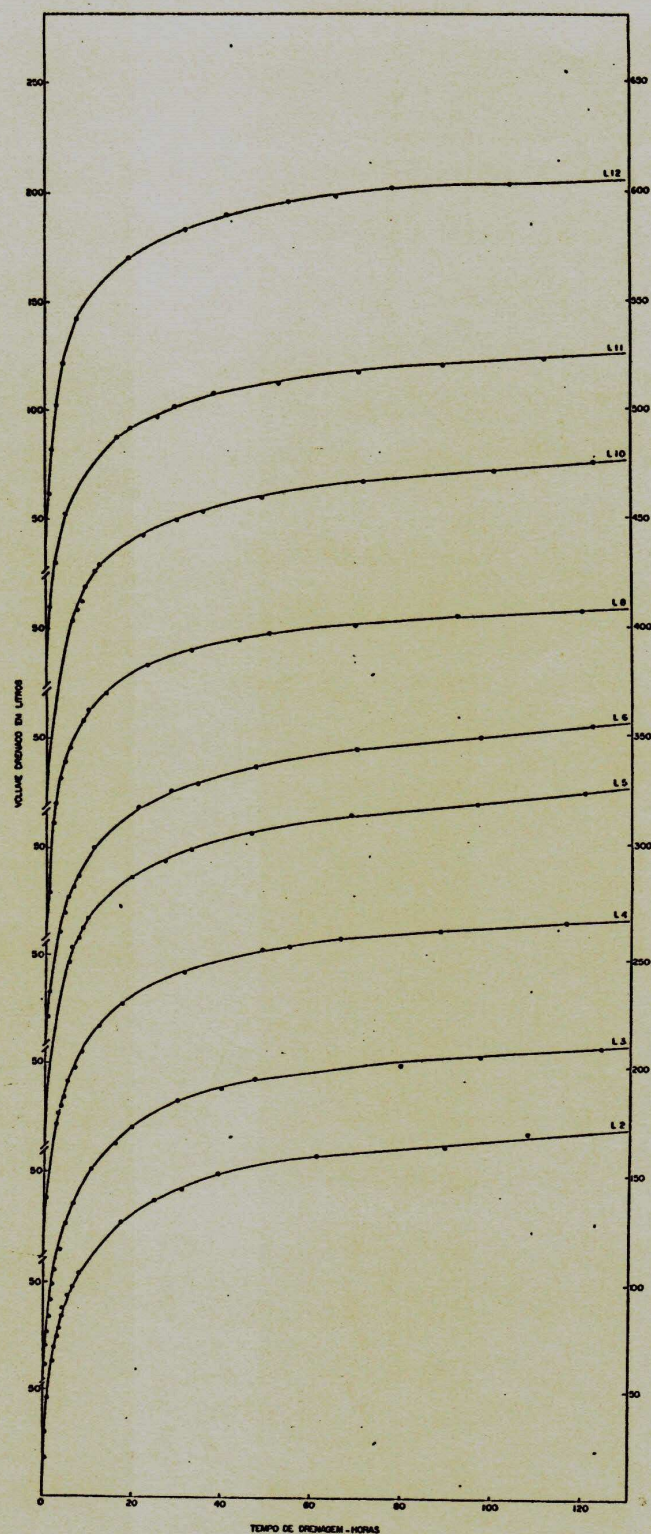


FIGURA 06: Volume acumulado de água drenado, como função de tempo, em regime de saturação, para os nove lisímetros selecionados.

TABELA 04: Valores de condutividade hidráulica saturada, obtidos através da tangente no início da evolução das curvas de drenagem acumulada.

LISIMETRO	CONDUTIVIDADE HIDRAULICA SATURADA
	DO SOLO - K_{0s} - (cm/dia)
02	86,16
03	66,00
04	61,44
05	71,76
06	56,00
08	63,84
10	53,76
11	86,16
12	76,80

qual é calculado o valor de K_0 através de sua tangente. Contudo, constata-se que os valores da Tabela 03 são menores do que os da Tabela 04, isto devido às razões já explicadas no item 1.1, e mais ainda porque as taxas de infiltrações controladas pela película de solo formada em sua superfície não representam a condutividade hidráulica real do solo em condição de saturação.

1.3 - Densidade aparente do solo

As duas determinações de densidade aparente do solo, realizadas em épocas diferentes, não apresentaram variações significativas, mostrando portanto, uma estabilização no processo de estruturação do solo nesta fase da pesquisa. Os resultados de

densidade aparente nas diferentes profundidades do solo, para cada lisímetro, estão apresentados na Tabela 05. Nesta tabela estão inclusos os resultados de densidade referente aos lisímetros 1, 7 e 9 (descartados) onde se procedeu a calibração da sonda gama.

Fazendo-se uma análise dos resultados de densidade aparente ao longo da profundidade e entre lisímetros, verifica-se que há uma semelhança de comportamento nas variações entre camadas dos vários lisímetros, e que estas se apresentam mais densas à medida em que aumenta a profundidade do solo, apresentando um desvio padrão médio de 0,032 e um coeficiente de variação médio de 2,33%. Com relação à densidade média entre lisímetros, percebe-se que aqueles que foram descartados (lisímetros 1, 7 e 9) conservaram a densidade do solo original ($1,35 \text{ g/cm}^3$), pois não foram submetidos aos processos hidrodinâmicos, enquanto os demais variaram entre 1,36 e 1,42. Entretanto, considerando-se juntamente os 12 lisímetros, a densidade média entre eles é de 1,38 com um desvio padrão médio de 0,043, o que corresponde a um coeficiente de variação de 3,15%. Tudo isto serve para mostrar que, apesar de todos os cuidados na constituição de um perfil homogêneo de solo, sempre há um pouco de heterogeneidade e que os processos de dinâmica da água em que o solo foi submetido impôs alterações em sua estrutura.

1.4 - Calibração neutrônica do solo

Na Tabela 06 encontra-se a função de calibração neutrônica específica de cada camada do solo, utilizada nos cálculos de

TABELA 05: Valores de densidade aparente do solo (ρ_a), obtidos através da sonda gama.

LISI.	DENSIDADE APARENTE DO SOLO - g/cm ³ , NAS CAMADAS EM cm DE:										ρ_a^1	σ^2	CV ³ (%)
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100			
01	1,29	1,30	1,32	1,36	1,38	1,38	1,36	1,35	1,37	1,37	1,35	0,0312	2,32
02	1,35	1,36	1,38	1,40	1,40	1,39	1,39	1,39	1,39	1,39	1,38	0,0156	1,13
03	1,37	1,38	1,39	1,41	1,42	1,41	1,43	1,44	1,42	1,42	1,41	0,0212	1,50
04	1,30	1,30	1,34	1,40	1,42	1,42	1,42	1,42	1,42	1,42	1,39	0,0490	3,54
05	1,34	1,33	1,36	1,40	1,41	1,42	1,42	1,41	1,41	1,41	1,39	0,0324	2,33
06	1,28	1,28	1,34	1,38	1,40	1,41	1,42	1,41	1,38	1,38	1,37	0,0489	3,58
07	1,34	1,31	1,31	1,33	1,33	1,34	1,38	1,40	1,40	1,40	1,35	0,0353	2,60
08	1,34	1,34	1,37	1,41	1,42	1,44	1,46	1,47	1,47	1,47	1,42	0,0499	3,51
09	1,33	1,33	1,34	1,36	1,38	1,39	1,40	1,38	1,32	1,32	1,35	0,0291	2,14
10	1,24	1,29	1,35	1,39	1,39	1,40	1,42	1,42	1,39	1,39	1,37	0,0558	4,08
11	1,34	1,34	1,37	1,40	1,39	1,41	1,45	1,44	1,40	1,40	1,39	0,0347	2,49
12	1,31	1,34	1,35	1,35	1,36	1,36	1,37	1,39	1,39	1,39	1,36	0,0243	1,78
ρ_a^1	1,32	1,32	1,35	1,38	1,39	1,40	1,41	1,41	1,40	1,40	1,38	0,022 *	1,58 *
σ^2	0,035	0,028	0,023	0,025	0,026	0,026	0,029	0,030	0,034	0,034	0,032 **	0,043	
CV ³	2,63	2,15	1,68	1,83	1,85	1,90	2,09	2,15	2,42	2,42	2,33 **		2,42

(1) densidade aparente média

(2) Desvio padrão

(3) Coeficiente de variância

(*) Comportamento médio entre lisímetro

(**) Comportamento médio entre camadas

transformação de perfis neutrônicos em perfis de umidade volumétrica, obtida através da respectiva curva da Figura 07.

TABELA 06: Equações de calibração neutrônica do solo aluvial de São Gonçalo.

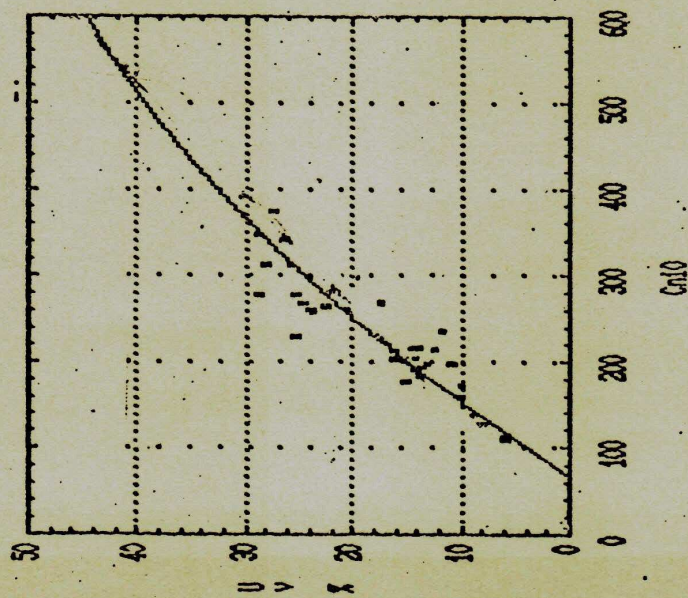
CAMADA	EQUAÇÃO	N	R ²
0-10	$\theta(\%) = -0,0709 \cdot 10^{-4} \cdot Cn^2 + 0,131 \cdot Cn - 8,4173$	37	86,26*
10-20	$\theta(\%) = 0,0692 \cdot Cn + 3,0187$	37	78,84*
>> 20	$\theta(\%) = 0,07473 \cdot Cn - 0,6893$	81	90,53**

Cn - Contagem neutrônica na base da camada.

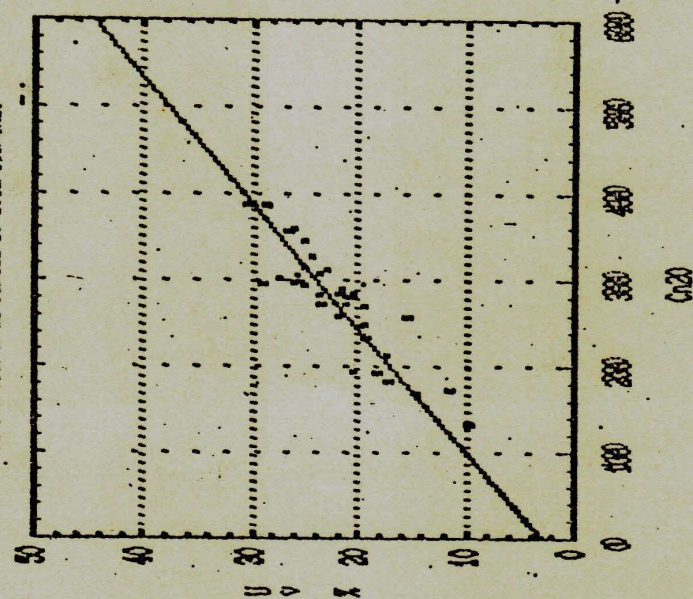
* - Significativo ao nível de 5%.

** - Significativo ao nível de 1%.

(A) Regressões parabólicas da Unit. vol. $\bar{x}$ da camada 0-10cm com Cn10—



(B) Regressões lineares da Unit. vol. $\bar{x}$ da camada 10-20cm com Cn20—



(C) Regressão de Unidade volumica $\bar{x}$ s. Cn1
Camadas mais profundas que 10-20cm

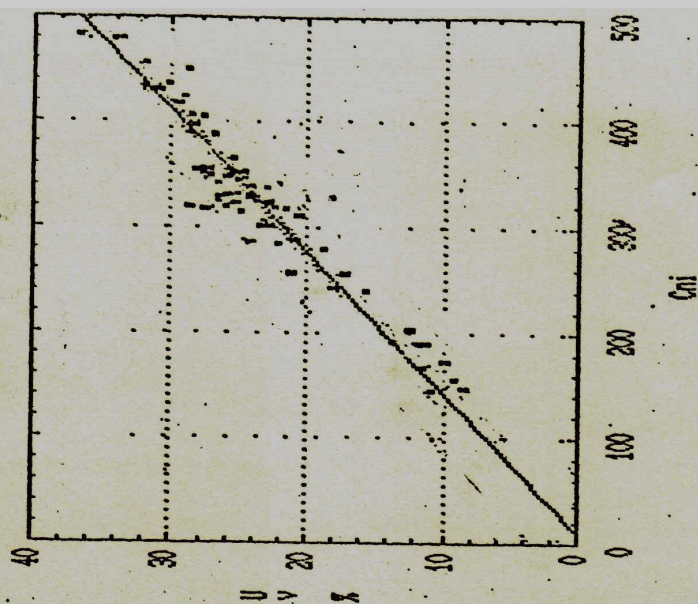


FIGURA 07: Curvas de calibração neutrônica do solo utilizado, referentes às camadas 0-10 cm (A), 10-20 cm (B) e para camadas além de 20 cm (C).

2. - RESULTADOS SENSO STRITO

2.1 - Condutividade hidráulica saturada (K_0)

O teste de infiltração e as curvas de drenagem acumulada não foram bastante para definir o valor da condutividade hidráulica saturada. No caso da infiltração (Tabela 03), seus valores são extremamente baixos e não satisfatórios. Com referência às curvas de drenagem acumulada, estas deram valores que ficam na faixa de 60 a 90 cm/dia, onde são mais satisfatórios (e mais homogêneos) ainda que duvidoso pelos motivos destacados no item 1.2.

Dai, utilizando-se o mesmo procedimento da drenagem acumulada, fez-se também, uma avaliação da condutividade hidráulica saturada a partir das curvas de drenagem interna (Figura 08), confeccionadas através dos volumes de água coletados durante a drenagem interna. Esta avaliação resultou em valores de K_0 que se enquadram dentro da faixa dos valores obtidos com as curvas de drenagem acumulada, apresentando as mesmas limitações.

Uma outra avaliação foi feita utilizando-se 14 amostras não deformadas de solo, coletadas em cilindros do tipo **Uhland** no lisímetro 09, que foram adaptadas e submetidas a um permeâmetro de carga constante em estado de saturação, em laboratório. Os resultados desta avaliação apresentam-se na faixa de variação de 87 a 325 cm/dia, com maior ocorrência de valores observados entre 150 e 200 cm/dia, onde apenas dois valores se excedem os 300 cm/dia (314,3 e 325). A variação máxima entre as 14 observações de K_0 foi da ordem de 3,7 vezes, apresentando 153,0 cm/dia de

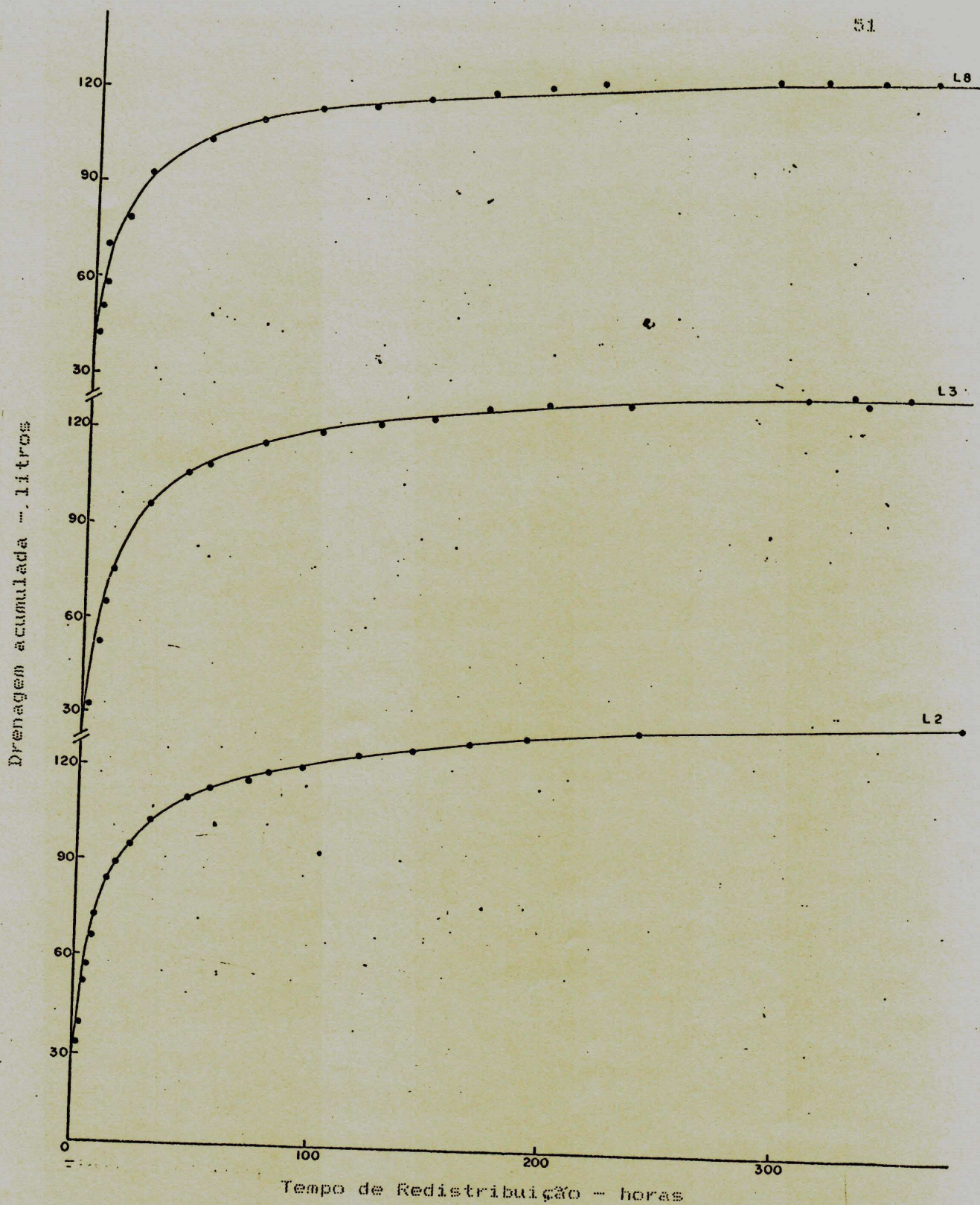


FIGURA 08: Curvas de drenagem interna após saturação do solo, para os lisímetros 02 (curva L2), 03 (curva L3) e 08 (curva L8).

mediana e 172,4 cm/dia de média.

Dentro das considerações acima, sabe-se na realidade que o valor da condutividade hidráulica saturada encontra-se, com certeza, dentro da faixa de 60 a 325 cm/dia e que, provavelmente se enquadra do lado dos valores mais altos, porém fica difícil estabelecer critérios para fazer sua escolha. Contudo, a média (172,4 cm/dia) dos valores determinados em laboratório, que corresponde à faixa dos valores mais altos, mostrou-se muito coerente com os dados de condutividade hidráulica obtidos na drenagem interna (apresentados adiante). Porquanto, este valor será assumido temporariamente como sendo representativo.

2.2 - Condutividade hidráulica do solo em função da umidade

O estudo da relação $K(\theta)$ foi conduzido nos planos de superfícies a 25 e 60 cm de profundidade do solo, em função dos dados obtidos no experimento de drenagem interna (método do perfil instantâneo) para os lisímetros 2, 3 e 8 e na fase de evaporação (método do balanço hídrico) exclusivamente para o solo do lisímetro 3, no plano de superfície a 25 cm, uma vez que a evaporação de água no solo não ultrapassou os 50 cm de profundidade. Neste sentido, realizou-se um estudo mais detalhado da condutividade hidráulica do solo do lisímetro 3, a 25 cm de profundidade, compreendido entre a drenagem interna e a fase de evaporação. Desta forma, estabeleceu a relação $K(\theta)$ para uma faixa mais ampla e com teores bem baixos de umidade.

Todo estudo de condutividade hidráulica do solo não saturado foi desenvolvido tomando como base os dados das Tabelas A e B do Apêndice. A tabela A apresenta os valores de umidade volumétrica em função do tempo, obtidos a partir dos dados de campo, para as camadas de solo de 0-10, 10-20, 20-30, 30-40, 40-50 e 50-60 cm dos lisímetros 2, 3 e 8. Por outro lado, a Tabela B mostra a variação dos valores de potencial total de água do solo com o tempo, determinados a partir dos dados de campo, às profundidades de 10, 20, 30, 50 e 70 cm, para os respectivos lisímetros.

Os valores de umidade correspondentes às várias camadas do solo (Tabela A do Apêndice), diminuíram ao longo do tempo, como normalmente ocorrem, apresentando maiores variações nas camadas superficiais durante os dois ensaios (drenagem interna e evaporação). Porém, no decorrer do tempo, alguns perfis apresentaram valores incoerentes, os quais se mostram mais altos do que os anteriores. Este fato está associado aos erros experimentais, razão pela qual preferiu-se conservá-los para dar uma idéia melhor do que aconteceu durante as observações experimentais. Fato semelhante ocorreu com os dados de potencial total de água apresentado na Tabela B do Apêndice, apesar dos mesmos não terem variado sensivelmente a partir de 50 cm de profundidade.

A Tabela C do Apêndice mostra as variações dos estoques de água ao longo do experimento de drenagem interna (até 300 horas) e durante a fase de evaporação (acima de 300 horas), nas camadas 0-10, 0-20, 0-30, 0-40, 0-50 e 0-60 cm do solo (abrangendo os dois planos de superfície considerados nos três lisíme-

tros), determinados a partir dos dados da Tabela A, através da integração de seus perfis hídricos.

Como os valores de estoque de água, mostrados na referida tabela representam a integração dos perfis de umidade ao longo do tempo, estes mantêm as mesmas discrepâncias verificadas nos dados de umidade, decorrente dos erros experimentais.

2.2.1 - Método do perfil instantâneo (Drenagem Interna)

a) Cálculo da densidade de fluxo:

Os dados da Tabela C possibilitaram a confecção das curvas das Figuras 09 e 10, que representam a variação de estoque de água $S_z(t)$ ao longo do tempo, correspondente às camadas 0-25 e 0-60 cm dos três lisímetros durante as 300 horas de drenagem interna. As densidades de fluxo $\partial\theta/\partial t$ nas duas camadas consideradas, foram obtidas estimando-se as tangentes às curvas $S_z(t)$ em pontos escolhidos no tempo, que melhor representam a evolução do processo, segundo a metodologia de Vachaud et alii (1978). As figuras acima mencionadas mostram com detalhes o procedimento gráfico utilizado, evidenciando a reta tangente em cada ponto de tempo considerado e a ampliação da curva $S_z(t)$ na fase inicial, para a obtenção da densidade de fluxo em cada ponto escolhido ao longo do tempo e para cada camada de solo dos três lisímetro.

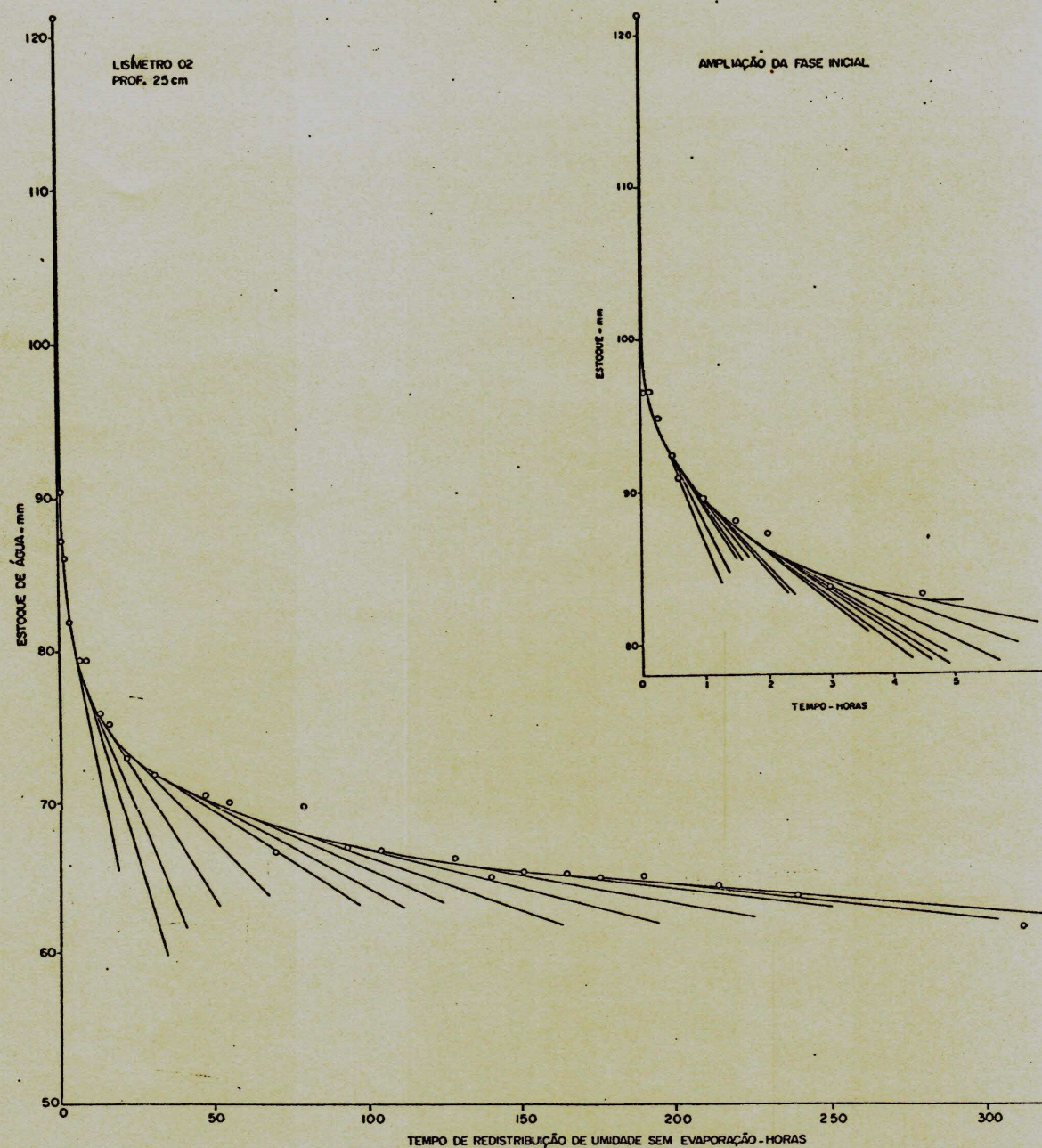


FIGURA 09: Curva de estoque de água na camada 0 - 25 cm do solo, durante a drenagem interna, com tangente em pontos particulares do tempo, A. Lisímetro 02.

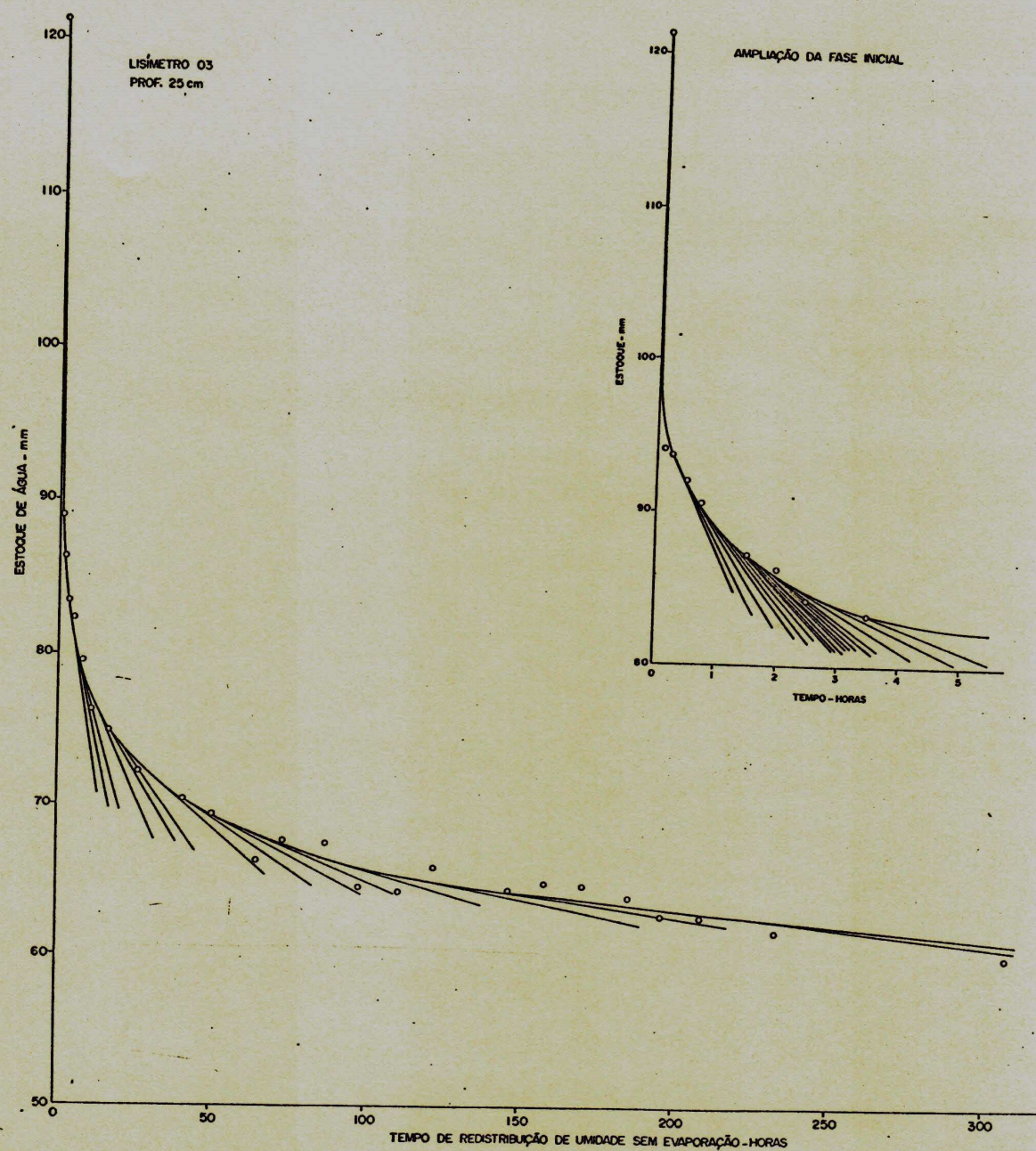


FIGURA 09: Curva de estoque de água na camada 0 - 25 cm do solo, durante a drenagem interna, com tangente em pontos particulares do tempo, B. Lisímetro 03.

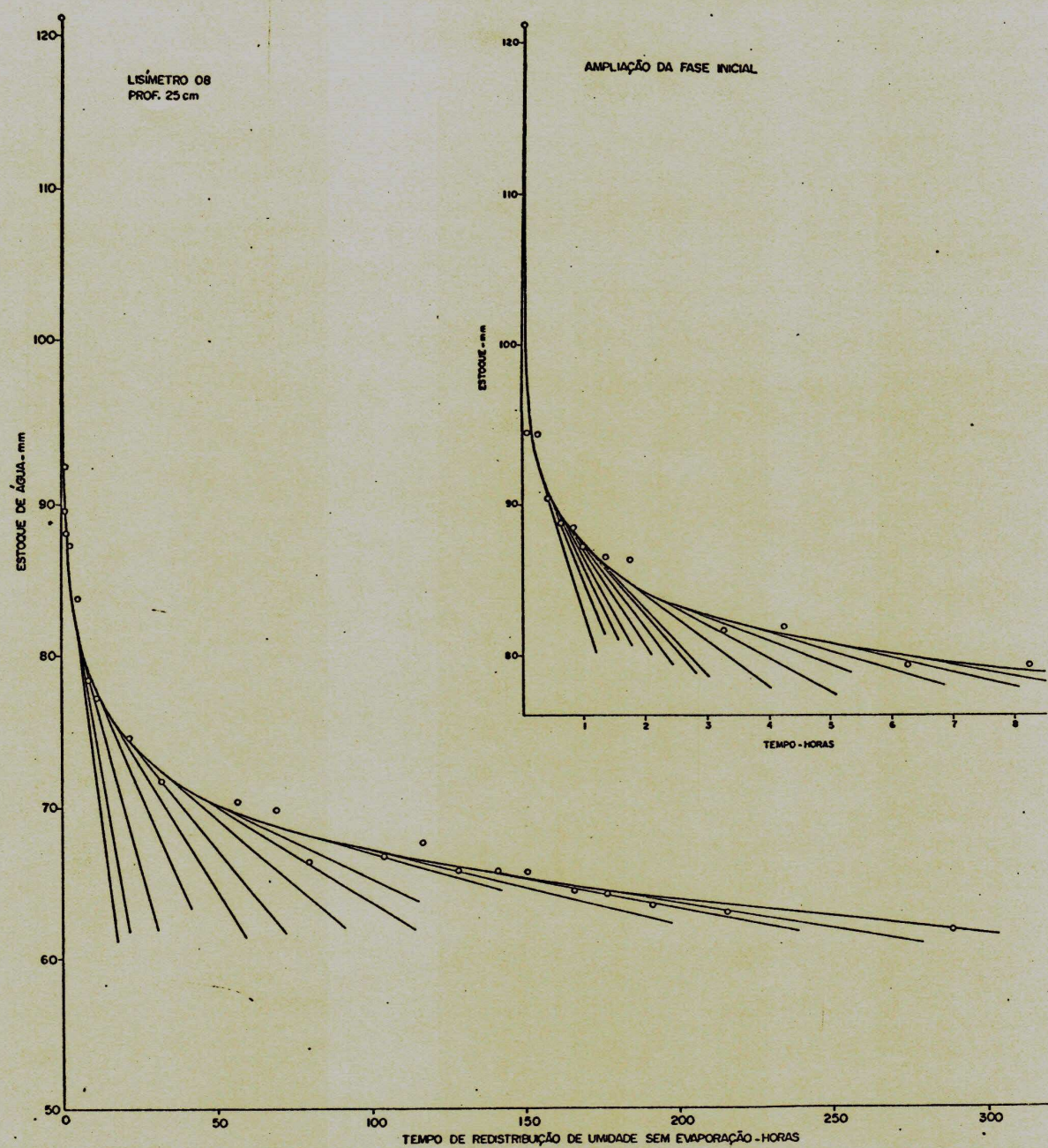


FIGURA 09: Curva de estoque de água na camada 0 - 25 cm do solo, durante a drenagem interna, com tangente em pontos particulares do tempo, C. Lisímetro 08.

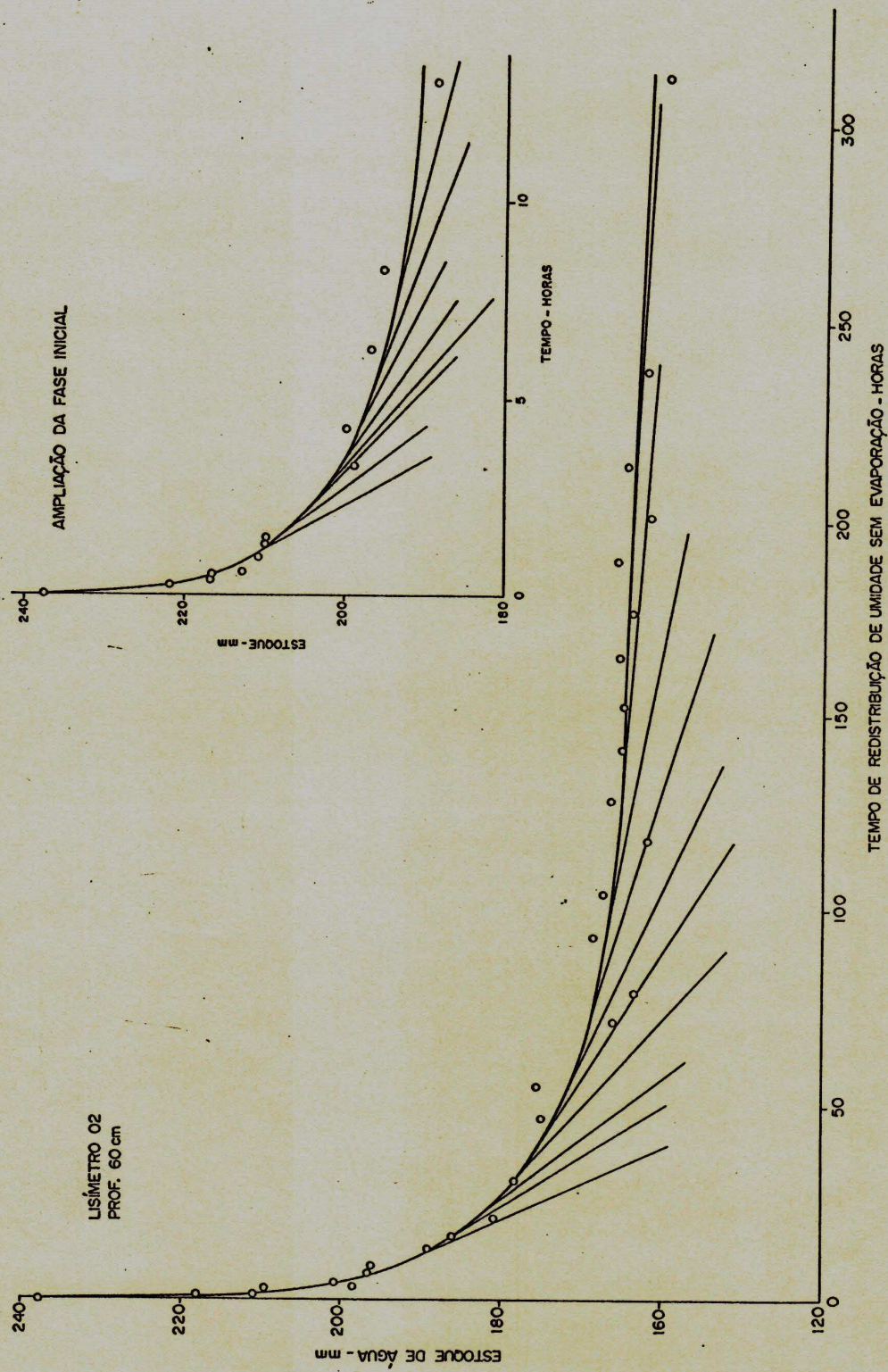


FIGURA 10: Curva de estoque de água na camada 0 - 60 cm do solo, durante a "Drenagem Interna", com tangente em pontos particulares do tempo, A. Lisímetro 02.

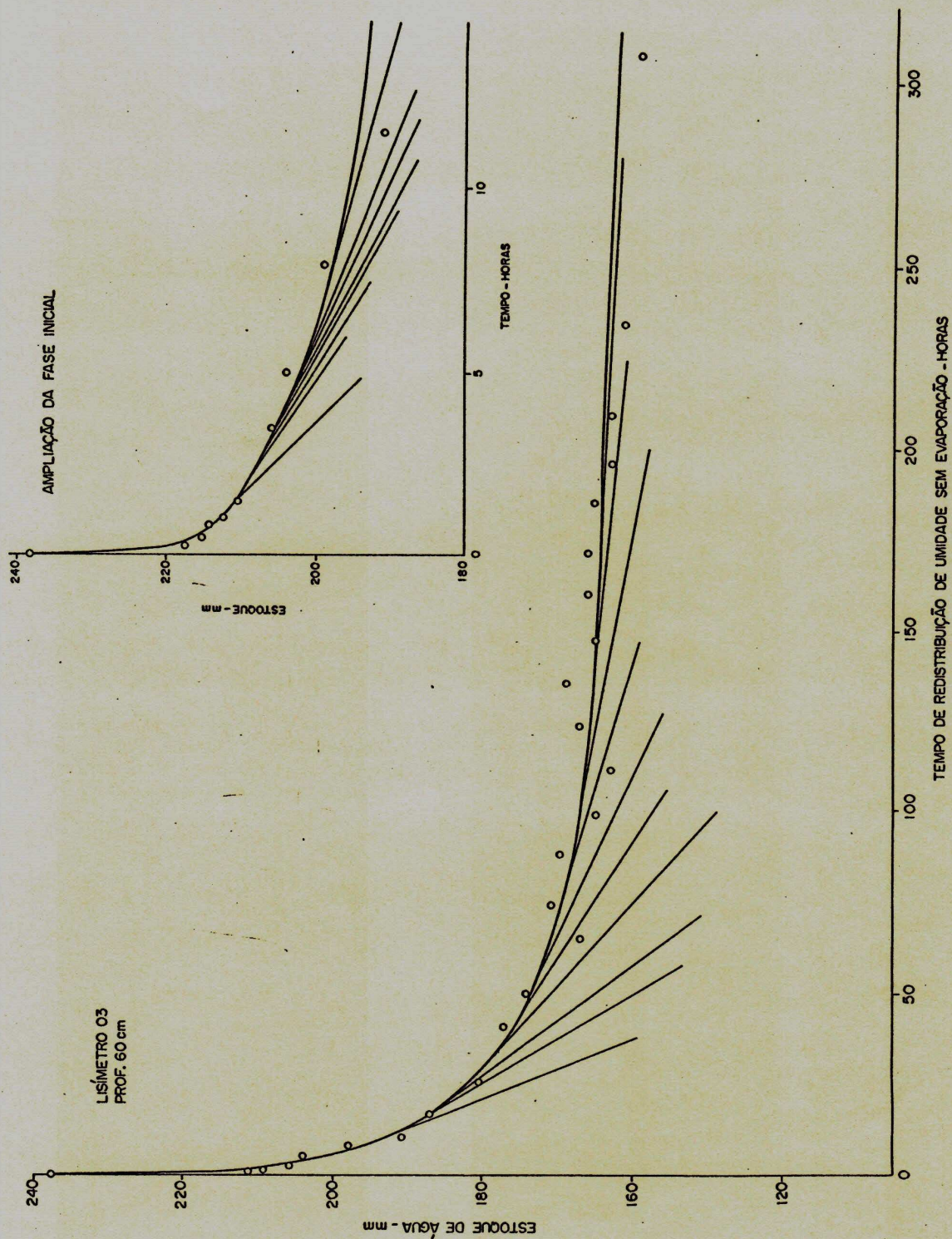


FIGURA 10: Curva de estoque de água na camada 0 - 60 cm do solo, durante a "Drenagem Interna", com tangente em pontos particulares do tempo, B. Lisímetro 03.

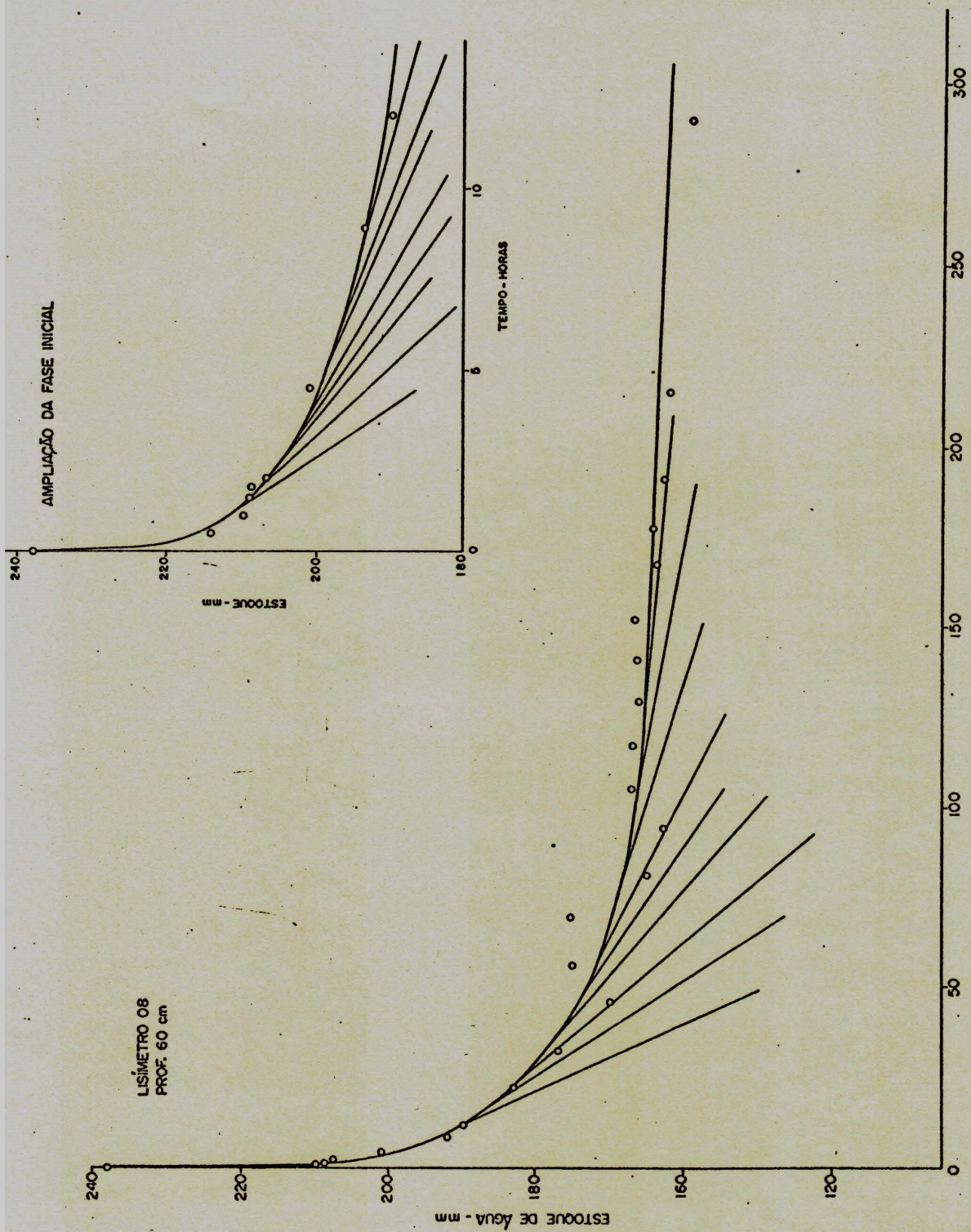


FIGURA 10: Curva de estoque de água na camada 0-60 cm do solo, durante a "drenagem Interna", com tangente em pontos particulares do tempo, C. Lisímetro 08.

b) Cálculo do gradiente de carga:

A Figura 11 apresenta as curvas de variação do potencial total de água do solo $H_z(t)$, durante a drenagem interna, para as profundidades de 20, 30, 50 e 70 cm, obtidas através do plotamento dos dados da Tabela B. A partir de tais curvas, extraíram-se, em pontos do tempo correspondentes aos da densidade de fluxo, valores de potencial total da água do solo sobre as curvas suavizadas, os quais são mostrados na Tabela 07. Com estes dados determinou-se a variação do gradiente de potencial total da água do solo, para os planos e os lisímetros considerados, utilizando a seguinte expressão:

$$\frac{dH}{dz} = \frac{H_z - H_{z+1}}{dz}$$

onde: dH/dz = Gradiente de potencial total da água do solo a 25 e 60 cm de profundidade.

H_z = Potencial total de água do solo, em cm de água, à profundidade z (20 e 50 cm).

H_{z+1} = Potencial total de água do solo, em cm de água, à profundidade $z+1$ (30 e 70 cm).

dz = Variação da coordenada de posição em cm.

c) Avaliação da condutividade hidráulica do solo em função da umidade:

Com os valores de densidade de fluxo e de gradiente de potencial total de água do solo assim estabelecidos, determinou-se os valores de condutividade hidráulica do solo para os fluxos

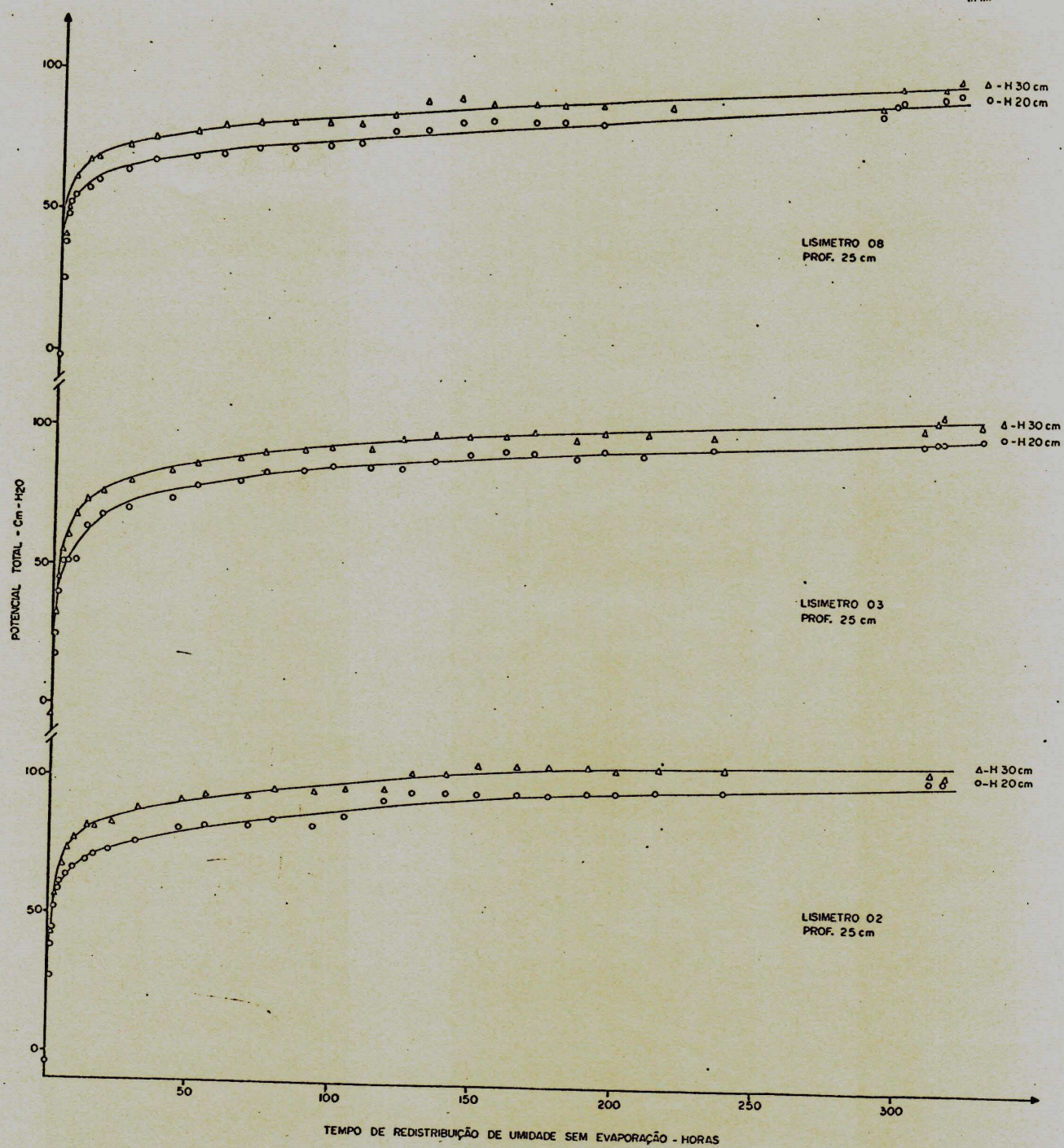


FIGURA 11: Evolução do potencial total de água no solo durante a drenagem interna, para os lisímetros 02, 03 e 08.
A. Profundidade 25 cm.

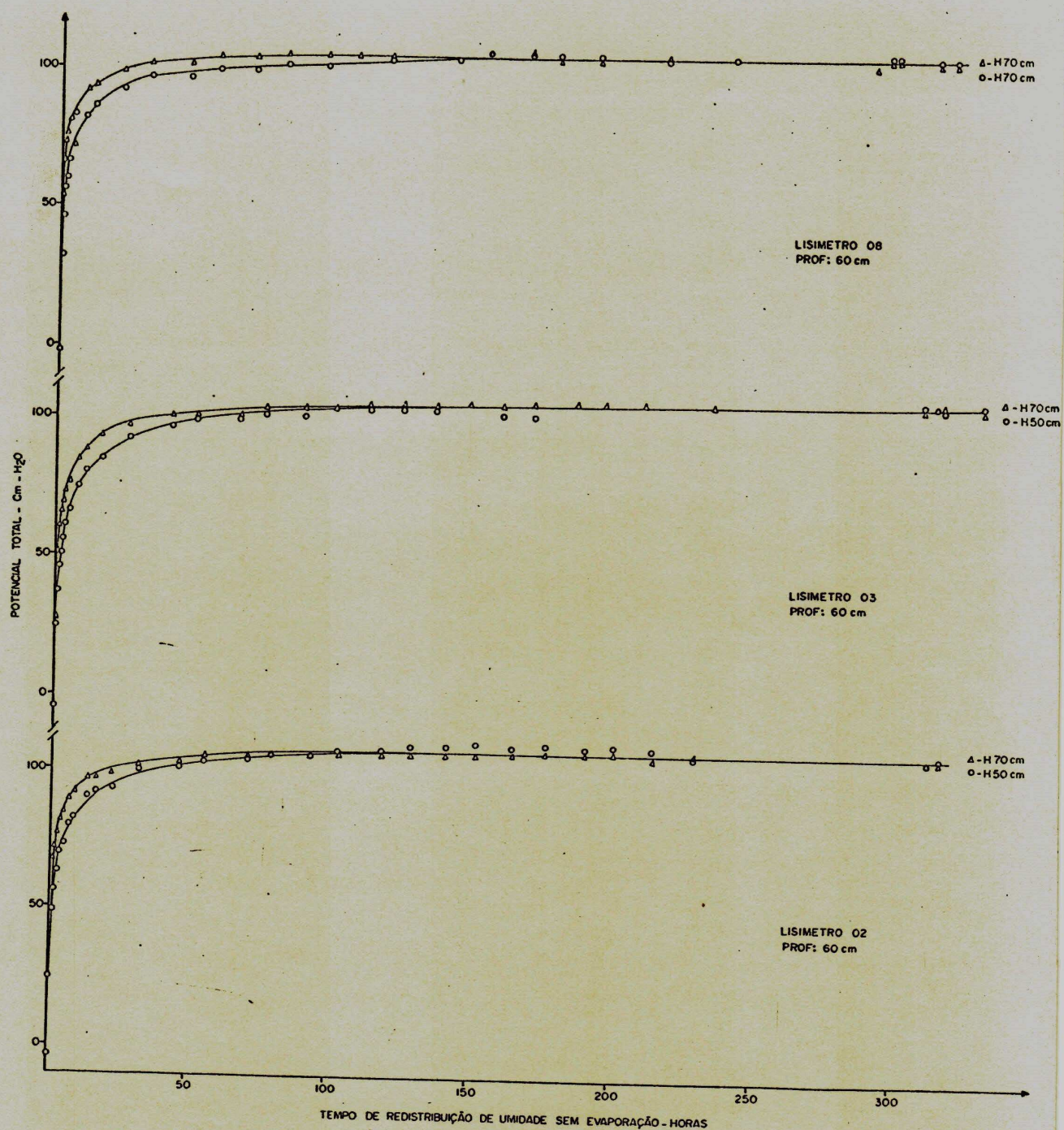


FIGURA 11: Evolução do potencial total de água no solo durante a drenagem interna, para os lisímetros 02, 03 e 08.
B. Profundidade 60 cm.

TABELA 07: Valores de potencial total de água do solo (H), em cm-H₂O, obtidos sobre as curvas das Figuras 11 e 16¹, referentes aos ensaios de drenagem interna e de evaporação para os lisímetros 02, 03 e 08 nas profundidades de 20, 30, 50 e 70 cm.

TEMPO (Horas)	LISÍMETRO 02				LISÍMETRO 03				LISÍMETRO 08			
	-H _{20cm}	-H _{30cm}	-H _{50cm}	-H _{70cm}	-H _{20cm}	-H _{30cm}	-H _{50cm}	-H _{70cm}	-H _{20cm}	-H _{30cm}	-H _{50cm}	-H _{70cm}
0,25	20,8	23,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,27	-	-	-	-	-	-	-	-	11,8	13,1	-	-
0,33	22,0	24,5	-	-	16,1	17,3	-	-	13,1	15,6	-	-
0,42	24,5	28,3	-	-	17,3	18,6	-	-	16,8	19,4	-	-
0,50	27,0	30,8	-	-	-	-	-	-	20,0	22,5	-	-
0,58	-	-	-	-	19,8	21,1	-	-	-	-	-	-
0,63	30,8	35,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,67	-	-	-	-	-	-	-	-	25,7	28,2	-	-
0,75	33,3	38,4	-	-	23,6	24,9	-	-	26,9	29,4	-	-
0,83	35,9	41,0	-	-	24,9	27,4	-	-	-	-	-	-
0,92	37,1	42,2	-	-	-	-	-	-	30,7	33,2	-	-
1,00	38,4	43,4	49,7	67,4	28,7	31,2	37,5	55,5	38,4	40,9	45,9	66,1
1,15	-	-	-	-	30,9	31,2	-	-	-	-	-	-
1,20	-	-	-	-	31,6	35,1	-	-	-	-	-	-
1,25	-	-	-	-	32,4	36,2	-	-	-	-	-	-
1,30	-	-	-	-	33,7	38,6	-	-	-	-	-	-
1,35	-	-	-	-	35,0	41,0	-	-	-	-	-	-
1,40	-	-	-	-	36,2	43,2	-	-	-	-	-	-
1,45	-	-	-	-	37,5	45,6	-	-	-	-	-	-
1,50	44,7	49,7	56,0	71,1	38,0	47,3	46,3	62,0	46,0	52,5	56,0	73,7
2,00	52,0	58,0	60,0	76,0	39,0	49,0	50,0	68,0	48,5	55,0	64,0	77,0
2,50	54,5	60,5	66,0	78,0	43,0	53,0	55,0	71,0	49,5	56,5	67,0	80,0
3,00	57,0	64,0	69,0	81,0	45,0	55,0	58,0	73,0	51,0	58,0	70,0	82,0
4,00	59,0	68,0	72,5	85,0	49,0	59,5	63,0	76,0	52,5	60,0	72,5	84,5
5,00	61,0	70,5	75,0	86,5	51,0	62,0	67,5	78,5	54,5	62,0	75,5	85,5
7,00	64,0	74,0	79,0	90,0	55,0	66,5	72,5	83,0	57,0	64,5	79,0	89,0
10,00	67,0	77,0	83,5	93,5	60,0	70,5	77,5	87,0	60,0	67,5	83,0	91,5
15,00	71,0	81,0	89,0	97,5	65,0	75,0	84,0	92,0	63,0	71,0	88,0	95,0
20,00	73,0	84,0	93,0	99,5	69,0	78,5	88,0	95,5	64,5	73,0	92,0	97,5
30,00	76,0	86,0	97,5	102,0	73,0	82,0	93,5	99,0	67,0	75,0	96,0	101,0
40,00	78,0	89,0	100,0	103,0	76,0	85,0	97,0	100,5	69,0	77,0	97,5	102,0
50,00	80,0	91,0	102,0	104,5	78,5	87,0	99,0	101,5	71,0	79,0	98,5	103,0
70,00	84,0	94,0	104,5	106,5	82,5	91,0	102,0	103,0	74,0	82,0	100,5	104,0
90,00	87,0	97,0	106,5	107,5	85,5	93,5	103,0	104,0	76,5	84,5	101,5	104,5
120,00	90,5	100,5	107,5	107,5	88,5	97,0	105,0	105,0	79,0	87,0	103,0	105,0
150,00	93,5	103,5	108,0	108,0	91,0	99,0	105,0	105,0	82,0	90,0	105,0	105,0
200,00	96,5	106,0	108,0	108,0	94,5	102,5	105,0	105,0	86,5	94,0	105,0	105,0
250,00	98,0	107,5	108,0	108,0	97,0	105,5	106,0	106,0	91,0	98,0	106,0	106,0
300,00	101,0	108,5	108,0	108,0	100,0	108,0	106,5	106,5	95,5	101,5	106,5	106,5
320,00	-	-	-	-	102,2	107,0	-	-	-	-	-	-
357,00	-	-	-	-	110,0	108,2	-	-	-	-	-	-
415,00	-	-	-	-	122,0	111,0	-	-	-	-	-	-
500,00	-	-	-	-	135,0	119,0	-	-	-	-	-	-

(¹) Os valores de potencial total correspondente aos tempos menores ou igual a 1,50 h foram obtidos a partir da ampliação da fase inicial das citadas figuras.

não saturados, utilizando o procedimento proposto por Hillel et alii (1972).

d) Avaliação da umidade θ correspondente à condutividade hidráulica não saturada determinada:

Os valores médios de umidade (θ^*) correspondentes aos valores de condutividade hidráulica não-saturada determinados, foram obtidos sobre as curvas da Figuras 12 nos mesmos pontos do tempo considerados nos cálculos das densidades de fluxos e dos gradientes de cargas. As referidas figuras foram confeccionadas a partir dos dados da Tabela A do Apêndice. As curvas que representam o teor médio de umidade à 25 cm de profundidade foram obtidas plotando-se as médias dos valores das umidades a 20 e 30 cm de profundidade, enquanto que as curvas que representam a umidade média à 60 cm, foram construídas através dos valores de umidade da respectiva profundidade das referidas tabelas.

Os valores de densidade de fluxo e os de gradiente de potencial total de água do solo juntamente com os de condutividade hidráulica e de umidade correspondente, encontram-se nas Tabelas 08 e 09.

2.2.2 - Método do balanço hídrico (Evaporação)

Na fase de evaporação a variação de estoque de água dentro do solo é resultante de um fluxo ascendente (parte que evapora) e um fluxo descendente (parte que drena) diferenciados pelo plano de fluxo nulo.

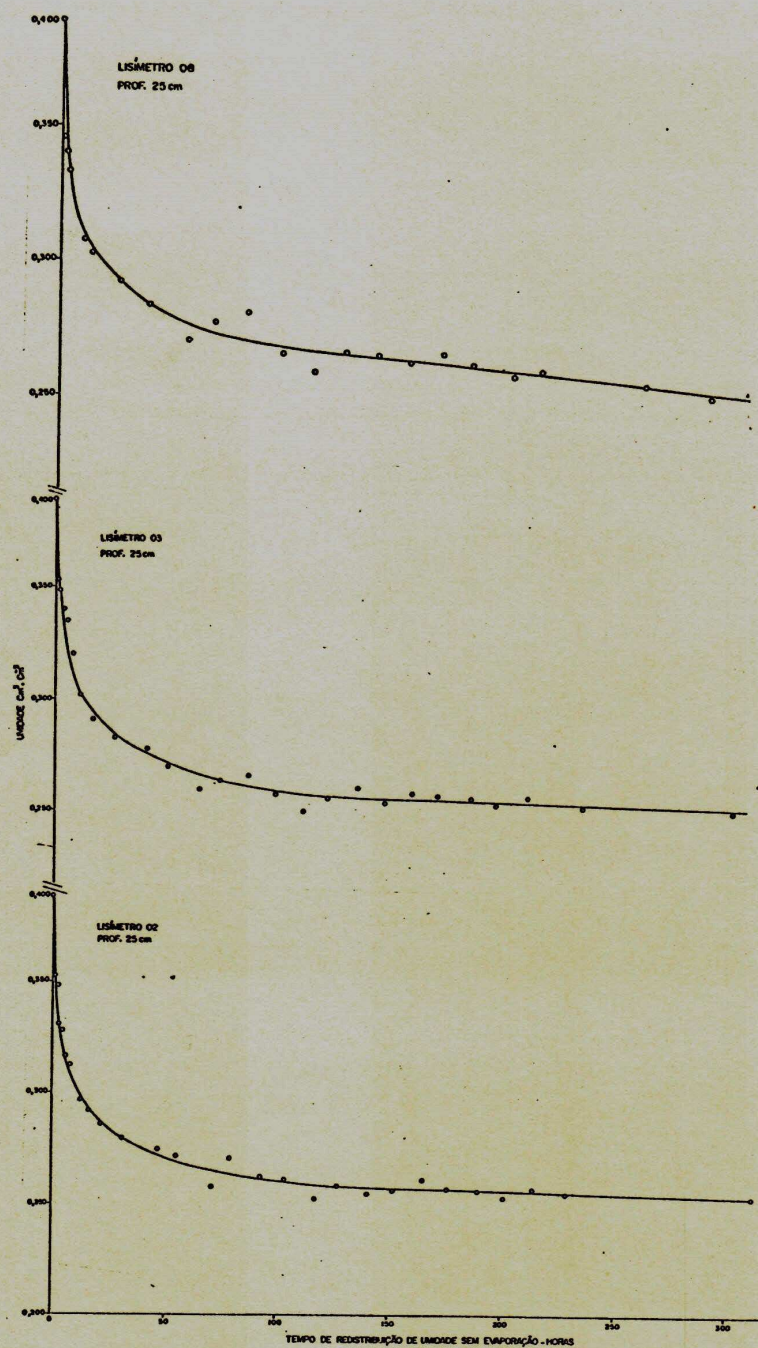


FIGURA 12: Curvas de evolução da umidade do solo durante a "Drenagem Interna", nos lisímetros 02, 03 e 08. A. Profundidade 25 cm.

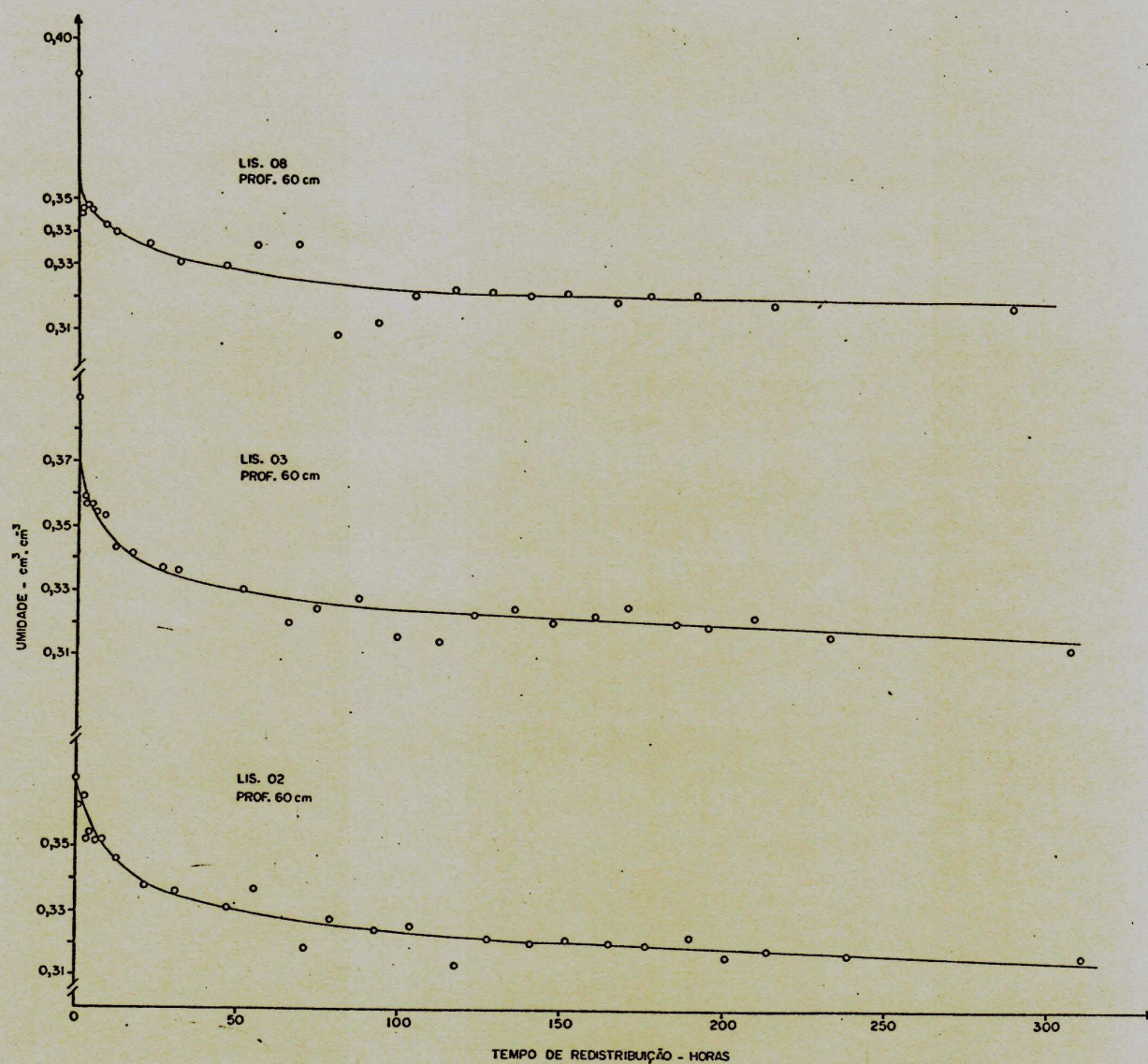


FIGURA 12: Curvas de evolução da umidade do solo durante a "Drenagem Interna", nos lisímetros 02, 03 e 08. B. Profundidade 60 cm.

TABELA 08: Valores de condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo (obtidos através do método de Hillel et alii, 1972) na profundidade de 25 cm, do lisímetro 02.

(A) LISÍMETRO 02 - PROFUNDIDADE - 25 cm				
TEMPO (Horas)	θ^* (cm ³ .cm ⁻³)	dH/dz (cm.cm ⁻¹)	S ₀ /S _t (mm.hora ⁻¹)	K(θ) (cm.dia ⁻¹)
0,25	0,383	0,25	13,380	128,450
0,33	0,380	0,25	10,420	100,030
0,42	0,378	0,38	9,000	56,840
0,50	0,375	0,38	7,540	47,650
0,63	0,370	0,51	6,610	31,100
0,75	0,366	0,51	5,610	26,410
0,92	0,364	0,51	4,790	22,540
1,00	0,362	0,50	4,410	21,170
1,50	0,355	0,50	3,220	15,450
2,00	0,344	0,60	2,330	9,320
2,50	0,337	0,60	1,570	6,860
3,00	0,333	0,70	1,230	4,220
4,00	0,326	0,90	0,920	2,450
5,00	0,320	0,95	0,745	1,870
7,00	0,312	1,00	0,640	1,540
10,00	0,304	1,00	0,490	1,180
15,00	0,295	1,00	0,320	0,740
20,00	0,289	1,00	0,210	0,450
30,00	0,281	1,00	0,140	0,320
40,00	0,275	1,00	0,110	0,240
50,00	0,271	1,00	0,090	0,200
70,00	0,266	1,00	0,070	0,170
90,00	0,262	1,00	0,051	0,120
120,00	0,259	1,00	0,035	0,080
150,00	0,258	1,00	0,023	0,060
200,00	0,257	0,95	0,022	0,060
250,00	0,255	0,95	0,020	0,050
300,00	0,254	0,75	0,020	0,060

(B) LISÍMETRO 03 - PROFUNDIDADE 25 cm				
TEMPO (Horas)	θ^* (cm ³ .cm ⁻³)	dH/dz (cm.cm ⁻¹)	S ₀ /S _t (mm.hora ⁻¹)	K(θ) (cm.dia ⁻¹)
0,33	0,3840	0,12	8,4600	169,200
0,42	0,3800	0,13	7,4500	137,540
0,58	0,3780	0,13	6,3800	117,780
0,75	0,3750	0,13	5,4500	100,620
0,83	0,3680	0,25	4,8000	46,080
1,00	0,3650	0,30	4,3700	34,960
1,15	0,3640	0,32	4,1400	31,050
1,20	0,3630	0,35	4,0500	27,770
1,25	0,3620	0,38	3,8300	24,190
1,30	0,3600	0,49	3,5700	17,480
1,35	0,3590	0,60	3,4500	13,800
1,40	0,3570	0,70	3,2900	11,280
1,45	0,3560	0,81	3,2700	9,690
1,50	0,3540	0,85	3,1200	8,140
1,75	0,3525	0,95	2,8100	7,100
2,00	0,3500	1,00	2,3400	6,620
2,50	0,3450	1,00	1,8500	4,440
3,00	0,3390	1,00	1,4600	3,500
4,00	0,3330	1,05	1,1800	2,740
5,00	0,3260	1,10	1,9200	2,000
7,00	0,3170	1,15	0,6100	1,270
10,00	0,3060	1,05	0,4700	1,070
15,00	0,2970	1,00	0,3400	0,820
20,00	0,2910	0,95	0,2900	0,730
30,00	0,2820	0,90	0,1800	0,480
40,00	0,2750	0,90	0,1200	0,320
50,00	0,2710	0,85	0,1000	0,280

Continuação da Tabela 08

TEMPO (Horas)	θ^* (cm ³ .cm ⁻³)	dH/dz (cm.cm ⁻¹)	$\delta\theta/\delta t$ (mm.hora ⁻¹)	K(θ) (cm.dia ⁻¹)
70,00	0,2640	0,85	0,0900	0,250
90,00	0,2600	0,80	0,0600	0,180
120,00	0,2570	0,80	0,0400	0,120
150,00	0,2550	0,80	0,0300	0,090
200,00	0,2540	0,80	0,0200	0,060
250,00	0,2520	0,80	0,0200	0,060
300,00	0,2510	0,80	0,0200	0,060
320,00	0,2460	-0,48	0,0010	0,050
357,00	0,2410	0,18	0,0025	0,033
415,00	0,2360	1,10	0,0067	0,014
500,00	0,2320	1,60	0,0092	0,014
(C) LISIMETRO 08 - PROFUNDIDADE - 25 cm				
0,27	0,384	0,13	10,200	167,910
0,33	0,379	0,25	10,150	97,440
0,42	0,376	0,26	7,720	71,260
0,50	0,374	0,25	6,820	65,470
0,67	0,373	0,25	6,400	61,440
0,57	0,371	0,25	5,360	51,450
1,00	0,367	0,25	4,460	42,000
1,50	0,360	0,25	3,310	31,780
1,75	0,350	0,38	2,800	17,680
2,00	0,340	0,65	2,460	9,080
2,50	0,335	0,70	2,040	6,990
3,00	0,331	0,70	1,500	5,140
4,00	0,324	0,75	0,870	2,780
5,00	0,320	0,75	0,750	2,400
7,00	0,314	0,75	0,700	2,240
10,00	0,308	0,75	0,480	1,540
15,00	0,300	0,80	0,340	1,020
20,00	0,294	0,85	0,250	0,700
30,00	0,285	0,80	0,180	0,540
40,00	0,279	0,80	0,130	0,390
50,00	0,275	0,80	0,100	0,300
70,00	0,270	0,80	0,057	0,170
90,00	0,267	0,80	0,044	0,130
120,00	0,264	0,80	0,039	0,120
150,00	0,261	0,80	0,035	0,100
200,00	0,256	0,75	0,026	0,080
250,00	0,251	0,70	0,024	0,080
300,00	0,246	0,60	0,024	0,090

θ^* é a unidade média

TABELA 09: Valores de condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo (obtidos através do método de Milliel et alii, 1972) na profundidade de 60 cm.

(A) LISIMETRO 02 - PROFUNDIDADE - 60 cm				
TEMPO (Horas)	θ^* (cm ³ .cm ⁻³)	dH/dz (cm.cm ⁻¹)	θ_0/θ_t (mm.hora ⁻¹)	K(θ) (cm.dia ⁻¹)
1,00	0,368	0,88	8,39	22,88
1,50	0,366	0,76	6,62	20,90
2,00	0,364	0,80	4,77	14,31
2,50	0,363	0,60	4,35	17,40
3,00	0,361	0,60	3,48	13,92
4,00	0,358	0,62	2,57	9,95
5,00	0,356	0,58	1,88	7,79
7,00	0,353	0,55	1,23	5,37
10,00	0,349	0,50	1,10	5,28
15,00	0,344	0,42	0,80	4,57
20,00	0,340	0,32	0,63	4,72
30,00	0,335	0,22	0,45	4,90
40,00	0,333	0,15	0,31	5,00
50,00	0,330	0,12	0,23	4,60
70,00	0,327	0,10	0,15	3,60
90,00	0,325	0,05	0,09	4,32
120,00	0,323	0,00	0,04	—
150,00	0,321	0,00	0,02	—
200,00	0,319	0,00	0,02	—
250,00	0,318	0,00	0,02	—
300,00	0,316	0,00	0,02	—
(B) LISIMETRO 03 - PROFUNDIDADE - 60 cm				
1,00	0,360	0,88	5,00	13,64
1,50	0,359	0,78	3,44	10,58
2,00	0,357	0,90	3,08	8,21
2,50	0,356	0,80	2,76	8,28
3,00	0,355	0,75	5,55	8,16
4,00	0,353	0,65	2,26	6,34
5,00	0,352	0,55	1,70	7,40
7,00	0,350	0,52	1,33	6,15
10,00	0,347	0,48	1,23	6,15
15,00	0,342	0,40	0,84	5,04
20,00	0,339	0,38	0,68	4,29
30,00	0,335	0,28	0,44	3,77
40,00	0,333	0,18	0,32	4,27
50,00	0,331	0,13	0,23	4,24
70,00	0,328	0,05	0,14	6,72
90,00	0,326	0,05	0,09	4,32
120,00	0,324	0,00	0,05	—
150,00	0,323	0,00	0,02	—
200,00	0,321	0,00	0,02	—
250,00	0,319	0,00	0,02	—
300,00	0,317	0,00	0,02	—
(C) LISIMETRO 08 - PROFUNDIDADE - 60 cm				
1,00	0,352	0,31	7,50	58,04
1,50	0,351	0,88	5,40	14,73
2,00	0,350	0,65	4,00	14,76
2,50	0,349	0,65	3,37	12,14
3,00	0,348	0,60	2,83	11,32
4,00	0,347	0,60	2,40	9,60
5,00	0,345	0,50	1,92	9,20
7,00	0,344	0,50	1,35	6,48
10,00	0,341	0,42	1,06	6,06
15,00	0,338	0,35	0,76	5,21
20,00	0,336	0,28	0,61	5,23
30,00	0,333	0,25	0,42	4,03

Continuação da Tabela 09

TEMPO (Horas)	θ^* (cm ³ .cm ⁻³)	dH/dz (cm.cm ⁻¹)	$\delta\theta/\delta t$ (mm.hora ⁻¹)	K(θ) (cm.dia ⁻¹)
40,00	0,330	0,22	0,34	3,71
50,00	0,328	0,22	0,25	2,73
70,00	0,325	0,18	0,15	2,00
90,00	0,322	0,15	0,09	1,44
120,00	0,321	0,10	0,05	1,20
150,00	0,320	0,00	0,02	—
200,00	0,319	0,00	0,02	—
250,00	0,318	0,00	0,02	—
300,00	0,317	0,00	0,02	—

θ^* é a umidade média.

O plano de fluxo nulo apresentado na Figura 13, foi definido através da estimativa do ponto de máximo da curva $H(z)$ ao longo do tempo, como é evidenciado na Figura 14. As curvas $H(z)$ da referida figura foram construídas plotando-se, ao longo da profundidade, os valores de potencial total de água do solo retirados das curvas $H_z(t)$ apresentadas na Figura 15, as quais foram obtidas a partir dos dados da Tabela B do Apêndice.

a) Cálculo do gradiente de carga:

Os valores de gradiente de potencial total de água no solo, ao passar do tempo, foram determinados de forma análoga à da drenagem interna, utilizando os dados de potencial total de água do solo obtidos nas curvas $H_{20}(t)$ e $H_{30}(t)$ da Figura 15. Tais valores são encontrados na Tabela 10.

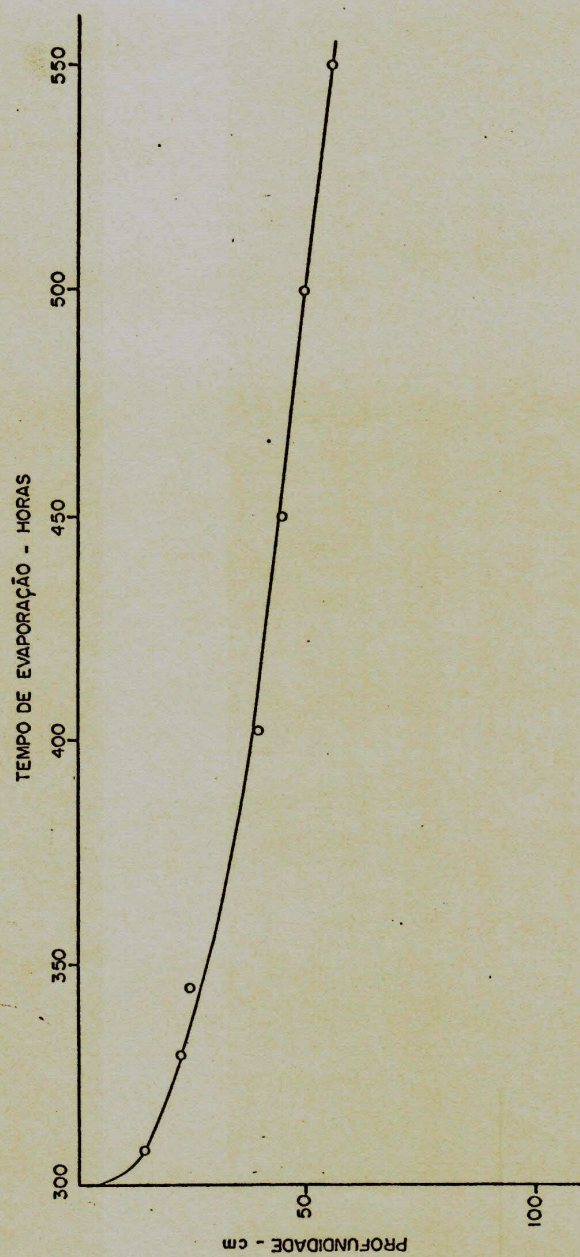


FIGURA 13: Evolução do plano de fluxo nulo ao longo da profundidade do solo do lisímetro 03.

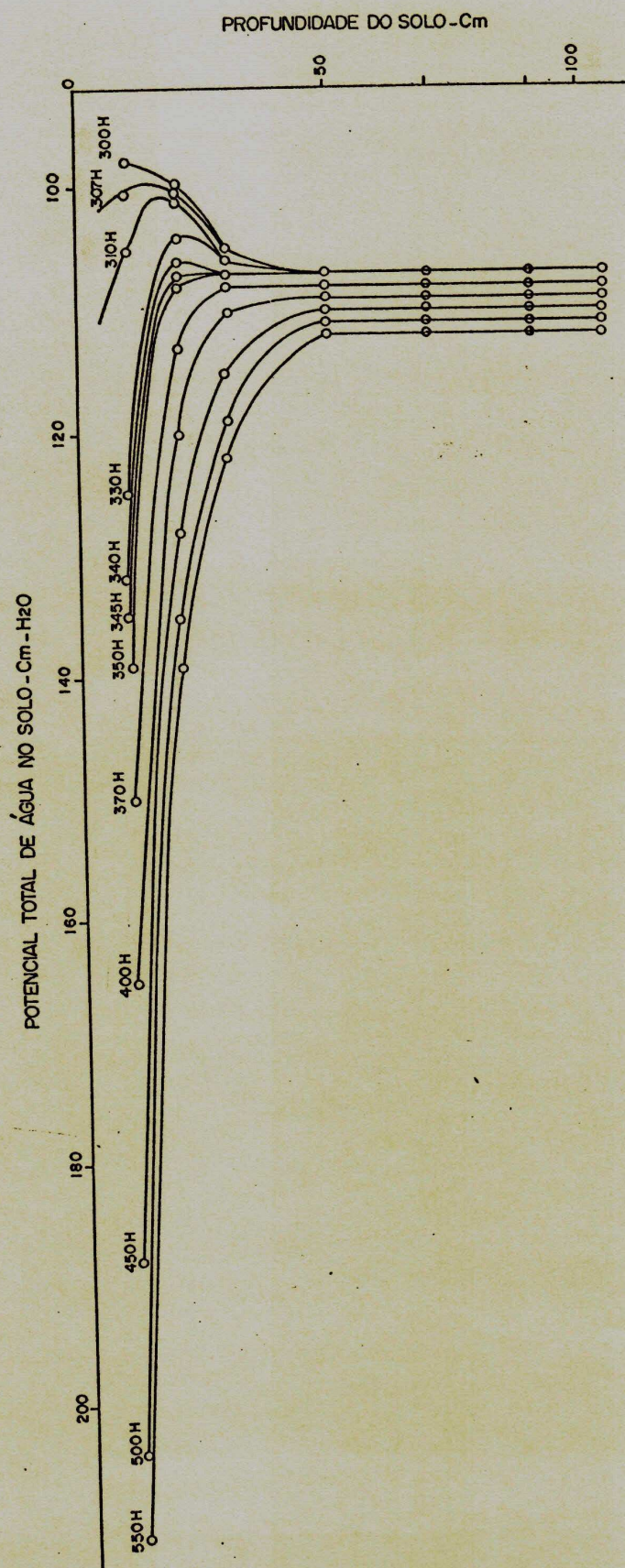


FIGURA 14: Evolução dos perfis de carga hidráulica durante a fase evaporativa, determinados a partir das curvas suavizadas de potencial total de água ao longo da evaporação. (não houve variações sensíveis do potencial além dos 50 cm de profundidade).

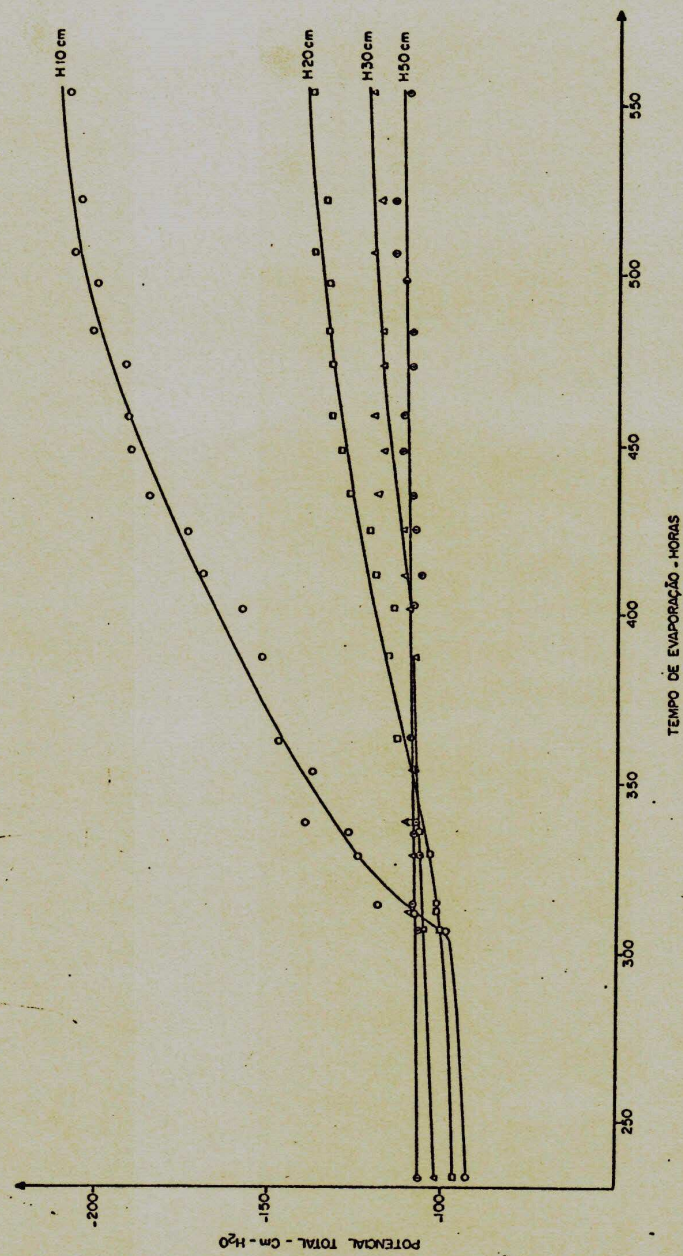


FIGURA 15: Evolução do potencial total de água do solo às profundidades de 10, 20, 30 e 50 cm, durante a fase de evaporação, no lisímetro 03.

b) Cálculo da densidade de fluxo:

As variações de estoque de água no decorrer do tempo estão representadas pelas curvas $S(t)$ correspondentes às camadas 0-10, 0-20, 0-30, 0-40, 0-50 e 0-60 cm, na Figura 16. Estas curvas foram confeccionadas utilizando os dados da Tabela C do Apêndice, referindo-se ao tempo de evaporação.

As densidades de fluxo, durante o ensaio de evaporação, foram determinadas por meio da relação entre a variação de estoque de água e a variação de tempo, na camada de solo compreendida entre o plano de fluxo nulo e o plano de superfície a 25 cm da superfície do solo, em pontos particulares do tempo. Esta metodologia é sugerida por Vachaud et alli, (1974).

c) Cálculo da condutividade hidráulica e da umidade correspondente:

Os valores de condutividade hidráulica em função da umidade foram obtidos relacionando as densidades de fluxo aos respectivos gradientes segundo a equação geral de Darcy. Os valores médios de umidade, com os quais a condutividade hidráulica está relacionada, foram retirados da curva $\theta^*(t)$ da Figura 17, construída de forma semelhante à da Figura 12. Todos os dados de densidade de fluxo, gradiente de potencial total de água do solo, umidade média, bem como os dados de condutividade hidráulica determinados para o ensaio de evaporação, encontram-se na Tabela 08.



FIGURA 16: Curvas de estoque de água nas camadas de 0-10, 0-20, 0-30, 0-40, 0-50 e 0-60 cm ao longa da fase de evaporação, para o lisímetro 03.

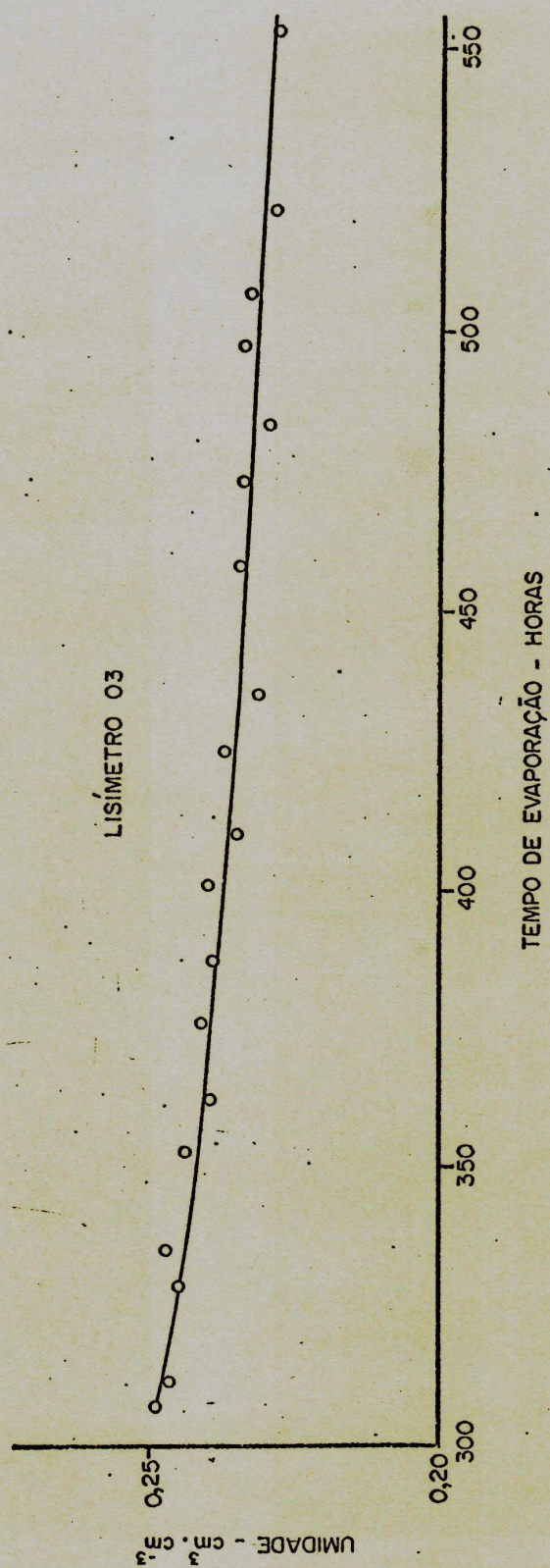


FIGURA 17: Evolução da umidade do solo a 25 cm de profundidade, durante a fase de evaporação, no lisímetro 03.

2.2.3 - Conjunto de todos os resultados obtidos

A Figura 18 apresenta as curvas de condutividade hidráulica do solo relacionada com o valor médio de umidade, construídas a partir dos dados calculados para os lisímetros 2, 3 e 8, com relação ao plano de superfície a 25 cm, sendo plotado juntamente com cada curva os respectivos valores de condutividade hidráulica obtidos a 60 cm de profundidade. Deve-se resaltar que a Figura 18 referente ao lisímetro 03, apresenta uma curva mais abrangente da relação $K(\theta)$, concatenando as fases com e sem evaporação estudadas.

2.3 - **Discussão sobre a precisão dos resultados**

2.3.1 - Considerações prévias:

Embora o sistema operacional tenha sido desenvolvido em lisímetros, onde normalmente se consegue um melhor controle das variáveis experimentais e menor heterogeneidade, contudo, o método de determinação de $K(\theta)$ no campo, utilizado, impõe algumas limitações que surgem principalmente devido:

- Aos próprios limites das técnicas de medição, onde, por exemplo, uma diferença de potencial de 10 cm de H_2O corresponde a uma diferença manométrica menor do que 0,8 cm de Hg, o que comprova que a precisão do tensiômetro é muito restrita. Também é importante destacar que os dois aparelhos de medição possuem domínios de influência bastante diferentes: o tensiômetro fornece uma leitura localizada (pontual) de pressão de água, enquanto que a sonda de neutrons fornece leituras de

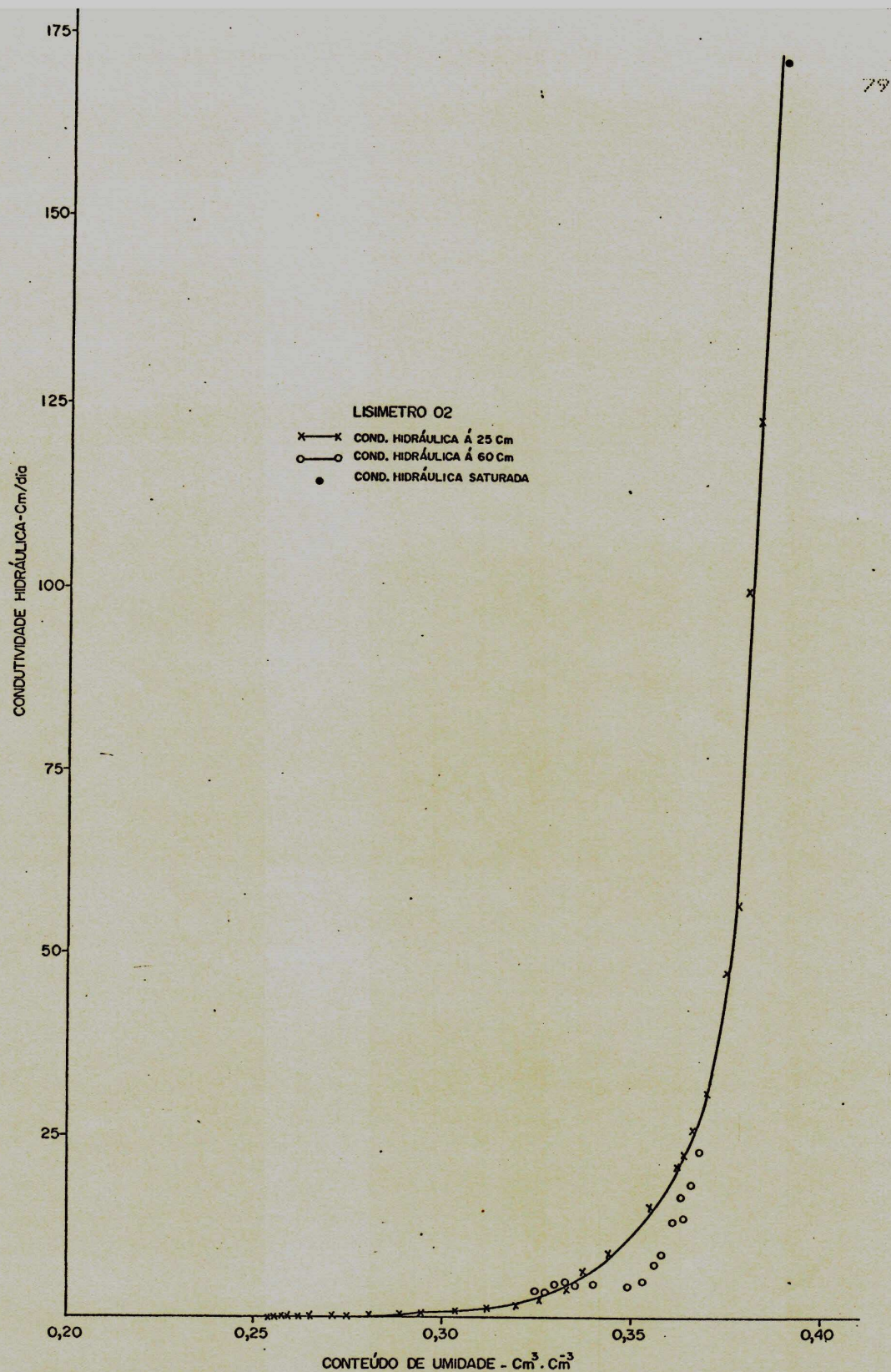


FIGURA 18: Curvas de condutividade hidráulica do solo, em função da umidade média, a 25 cm de profundidade, apresentando os valores de $K(0)$ obtidos a 60 cm, A. Lisímetro 02.

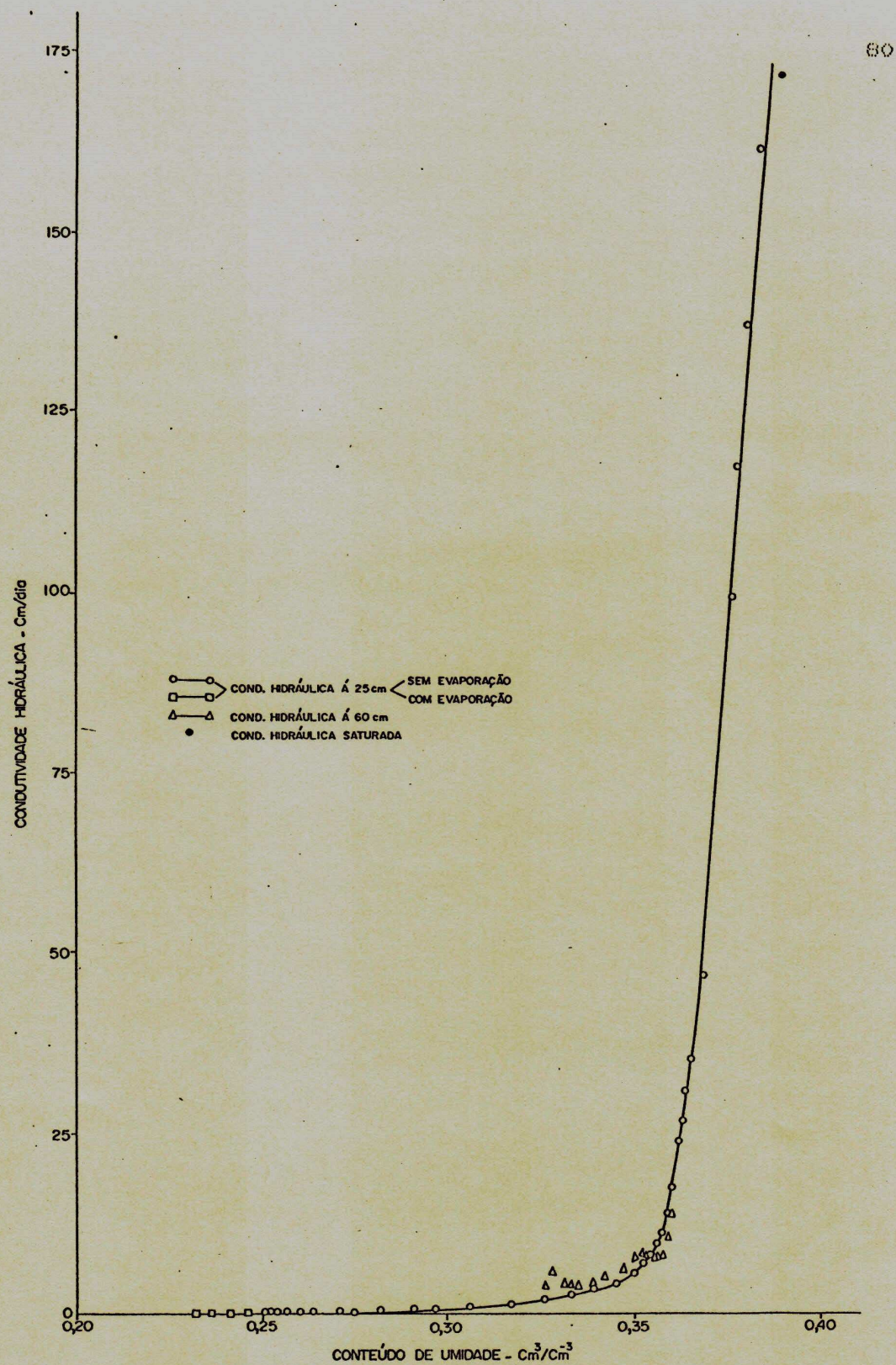


FIGURA 18: Curvas de condutividade hidráulica do solo, em função da umidade média, a 25 cm de profundidade, apresentando os valores de $K(\theta)$ obtidos a 60 cm, B. Lisímetro 03.

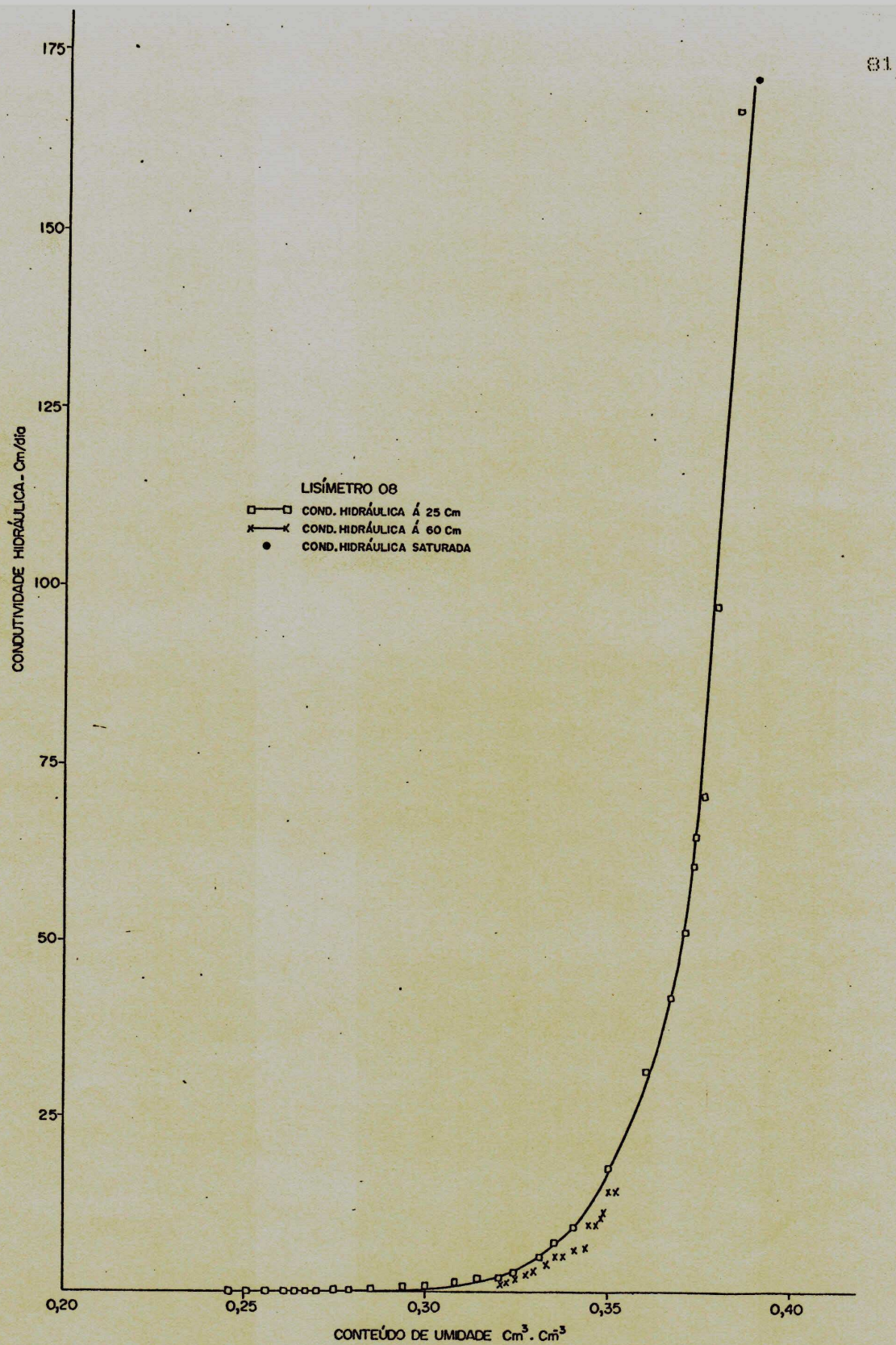


FIGURA 18: Curvas de condutividade hidráulica do solo, em função da umidade média, a 25 cm de profundidade, apresentando os valores de $K(\theta)$ obtidos a 60 cm, C. Lisímetro 08.

umidade referente a um volume (esfera de solo), onde não apresenta uma boa suavização dos perfis de umidade mediante uma frente de molhamento, pois a esfera de influência que integra cada lado desta frente tem um diâmetro bem menor na parte úmida e maior na parte seca. Fato semelhante é descrito por Vachaud et alii (1978). Vale salientar que na faixa de umidade em que foi desenvolvido o trabalho, os tensiômetros apresentaram boa precisão e sensibilidade às variações de umidade.

- Ao comportamento do sistema, principalmente no caso presente, em lisímetros, que introduz pela ruptura capilar na base do aparelho uma condição de contorno que limita a evolução hídrica dentro do perfil do solo. Este fato é bastante notório no experimento de drenagem interna, onde se pode observar, através da evolução dos perfis de carga hidráulica ao longo do referido experimento, mostrados na Figura 19, o comportamento hidrodinâmico do sistema. Analisando a citada figura, verifica-se que no início da evolução (condição de saturação aparente), os gradientes são nulos e, a partir daí, começam a crescer, passam por um valor máximo e voltam a decrescer até se tornarem novamente nulos, em equilíbrio capilar acima da subface que fica em condição de saturação. É visível que só em uma faixa média do solo, os processos se evidenciam e são passíveis de mensuração.

2.3.2 - Cálculo da densidade de fluxo

As limitações dos valores de densidade de fluxo são impostas pela velocidade de ocorrência dos processos durante a

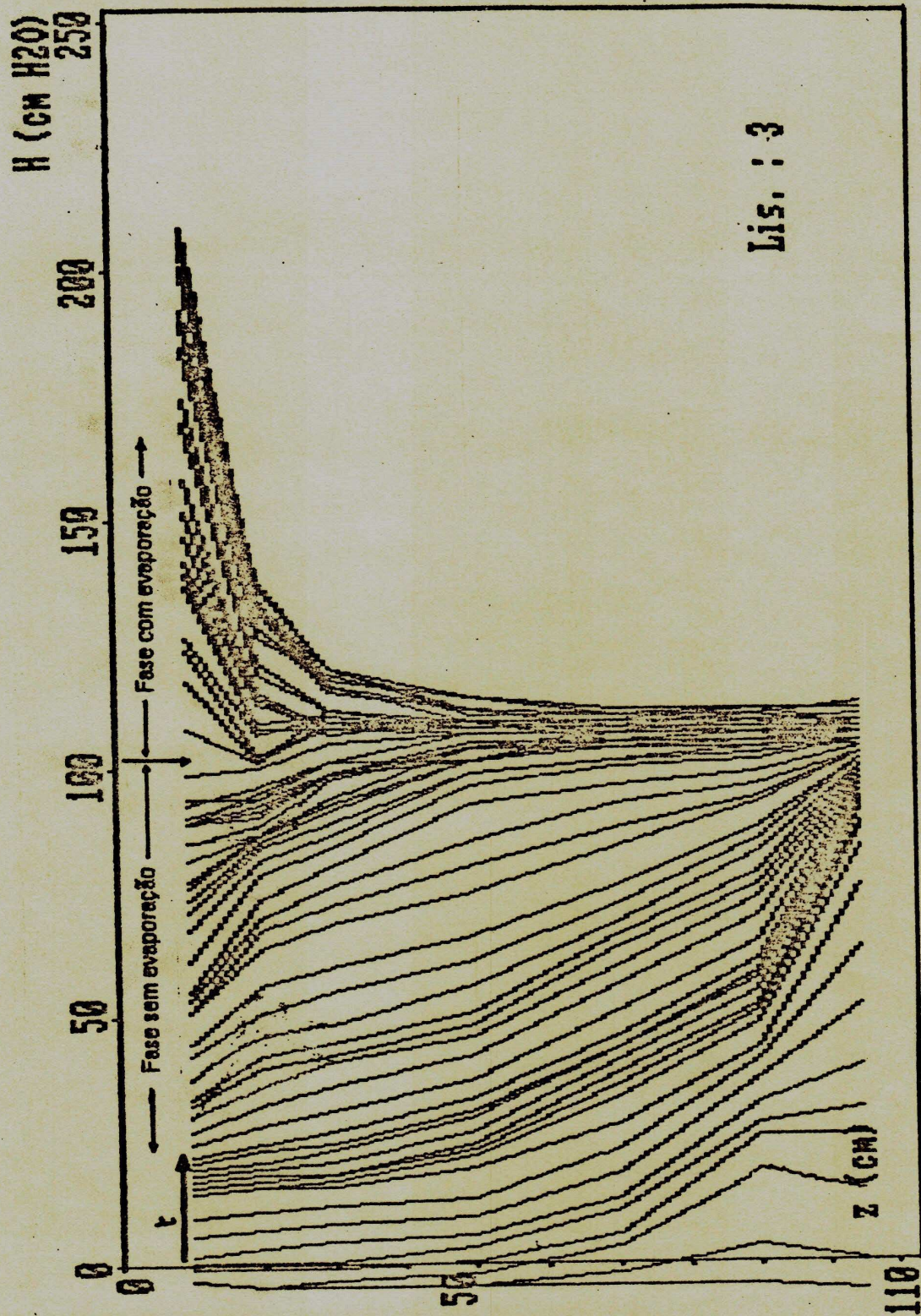


FIGURA 19: Evolução dos perfis de carga hidráulica ao longo da fase de "Drenagem Interna" (sem evaporação) e fase evaporativa.

execução do experimento, onde, até 2 horas de redistribuição de umidade sem evaporação, a rapidez com que os processos acontecem dificulta a quantificação da densidade de fluxo ao longo desse tempo, pois a definição da tangente em cada ponto se torna difícil. De outro lado, uma boa ampliação da escala gráfica dos valores de estoque com o tempo introduz uma incerteza no estabelecimento da curva $S(t)$ sobre os pontos plotados e, como consequência, as tangentes não serão representativas. Contudo, a precisão dos resultados não é tão afetada por tais dificuldades, visto que nesta faixa de tempo a drenagem é muito rápida o que torna pouco significativo os erros das variações de umidade (Clifford, 1973). Após 200 horas de drenagem interna os fluxos tornam-se bastante reduzidos e, por conseguinte, a variação do armazenamento de água no solo é muito pequena. Além disto, tendo em vista a redução da frequência de medições em razão da evolução dos processos se mostrarem muito lenta, o número de dados experimentais nesta faixa não é suficiente para definir com precisão a curva $S(t)$. Isto, associado às dificuldades de determinação das tangentes, que são quase coincidentes com a própria curva $S(t)$, impõe um certo grau de imprecisão nos resultados de densidade de fluxo, no entanto não chega a ser significativo. Em decorrência dos fatores descritos que afetam a precisão, os resultados aos 25 cm são mais confiáveis que os à 60 cm, pois nesta profundidade a interferência das condições limites é mais marcante e acontece muito mais cedo.

No tocante a redistribuição de umidade com evaporação, os cálculos das densidades de fluxo foram facilitados, particu-

larmente, pelo pequeno espaço de tempo em que o solo foi submetido à evaporação, visto que nas primeiras fases de evaporação o próprio processo provoca variações sensíveis de umidade, o que possibilitou quantificar as variações de estoque com o tempo, com boa precisão. Do contrário, tal procedimento não seria tão simples, principalmente para tempos muito longos, uma vez que as variações de armazenamento são quase imperceptíveis.

2.3.3 - Cálculo do gradiente de carga hidráulica

As variações dos gradientes de carga foram, a priori, condicionadas pela estrutura funcional dos lisímetros, a qual impôs evoluções peculiares como referenciado nas considerações prévias. Embora tenha ocorrido diminuição dos gradientes de carga na fase final da drenagem interna, somente no início da redistribuição de umidade, até 2 horas, ocorreram dificuldades no estabelecimento das diferenças de potenciais, até mesmo porque, neste intervalo de tempo, tais diferenças feitas diretamente com valores de cargas determinados a partir dos dados de campo, só são perceptíveis em alguns pontos. Por outro lado, a ampliação da escala gráfica, nesta fase, diminui a precisão dos valores de potenciais.

Na fase de evaporação, além de ser trabalhosa a obtenção dos gradientes de carga, registra-se também a grande dificuldade da definição do plano de fluxo nulo, ambos introduzidos pelo curto período evaporativo, que dificultou a determinação das diferenças de cargas e o traçado das curvas $H_e(z)$. Isto ocorreu devido a que a evaporação não ultrapassou os 50 cm de profundida-

de, ocorrendo logo o equilíbrio capilar nas camadas mais profundas e tornando-se duvidoso o ponto de máximo em cada curva $H(z)$. Além do que, só foi possível estabelecer quatro valores de $K(\theta)$.

2.3.4 - Análise conclusiva

Verifica-se que os processos da dinâmica da água dentro do solo diferenciam-se ao longo do seu perfil, em virtude do surgimento do equilíbrio capilar que evolui em direção às camadas superficiais, restringindo o fluxo de água. No plano de superfície a 60 cm, tal fenômeno ocorreu às 120 horas da redistribuição de umidade, encerrando a evolução dos processos e comprometendo a qualidade dos resultados, com a limitação da faixa de conhecimento da relação $K(\theta)$. Para o plano de superfície a 25 cm de profundidade, o equilíbrio capilar, apesar de interferir, não estagnou os processos dinâmicos, pois muito antes de sua ocorrência os mesmos foram submetidos aos fenômenos da evaporação.

2.4 - Exame dos resultados por profundidade e por lisímetro

A relação $K(\theta)$ também diferenciou-se ao longo das camadas, à medida em que surgia impedimento do movimento de água. Analisando-se os gráficos da Figura 18 constata-se tal evidência através da diferença existente entre a relação $K(\theta)$ determinada a 25 e 60 cm de profundidade em cada lisímetro, onde, para o plano de superfície a 60 cm, o conhecimento da relação $K(\theta)$ só é possível para uma faixa de umidade bem restrita, além de seus valores não se distribuírem uniformemente com a umidade, seguindo a variação exponencial como acontece nitidamente com os

valores de $K(\theta)$ à 25 cm.

Comparando os resultados de condutividade hidráulica obtidos à 25 cm de profundidade, nos lisímetros 2, 3 e 8, através do plotamento conjunto de seus valores com a umidade em um mesmo gráfico, como mostra a Figura 20, percebe-se uma certa uniformidade do solo dos três lisímetros, diante de uma boa distribuição dos dados plotados, havendo apenas uma dispersão dos pontos na faixa de umidade de 0,330 a 0,360 cm^3/cm^3 , onde as curvas se tonam assintóticas. Mesmo assim, para um mesmo conteúdo de umidade, o valor da condutividade não difere em ordem de grandeza para os três lisímetros.

A Figura 21 apresenta as curvas de condutividade hidráulica dos três lisímetros plotadas numa escala semi-logarítmica, incluindo os dados de $K(\theta)$ obtidos a 60 cm de profundidade. Observa-se na citada figura que apesar das limitações dos resultados de $K(\theta)$ referentes a profundidade de 60 cm, seus valores se enquadram dentro da faixa de variação do conjunto de valores de $K(\theta)$ determinados a 25 cm de profundidade. Isto mostra que, embora tenha ocorrido diferenciação da relação $K(\theta)$ no perfil, os solos dos três lisímetros apresentam características semelhantes quanto ao comportamento hidrodinâmico, mostrando-se bem uniforme com relação à homogeneidade. De outro lado, o comportamento das curvas nesta escala, confirma a coerência e consistência dos resultados e mostra que este conjunto não se limita a uma reta, a não ser na parte média, pelo que mais adiante tentaremos ajustamentos matemáticos que melhor descrevam esta situação.

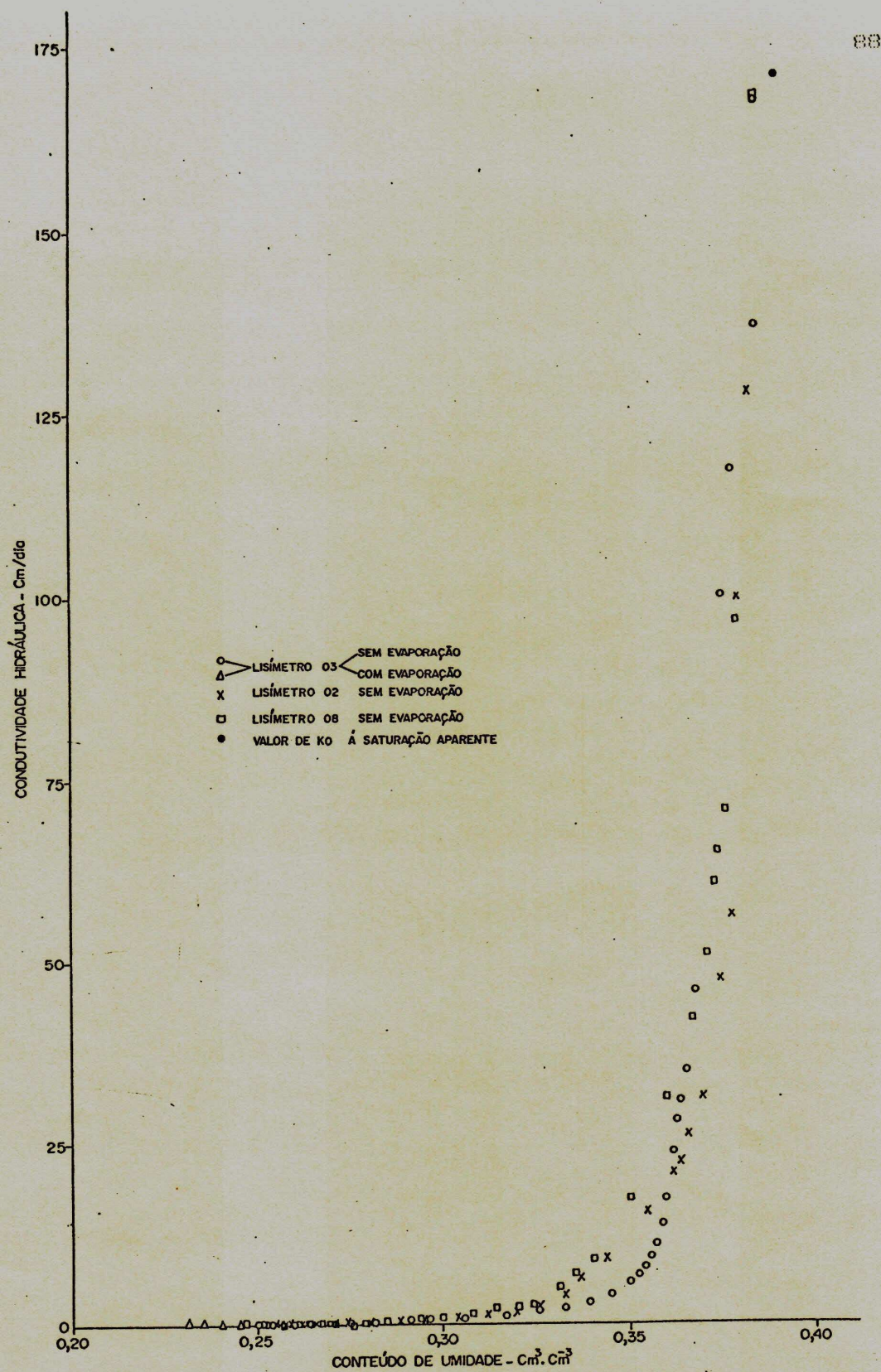


FIGURA 20: Variações dos valores de condutividade hidráulica do solo em função da umidade média, à 25 cm de profundidade, dos lisímetros 02, 03 e 08.

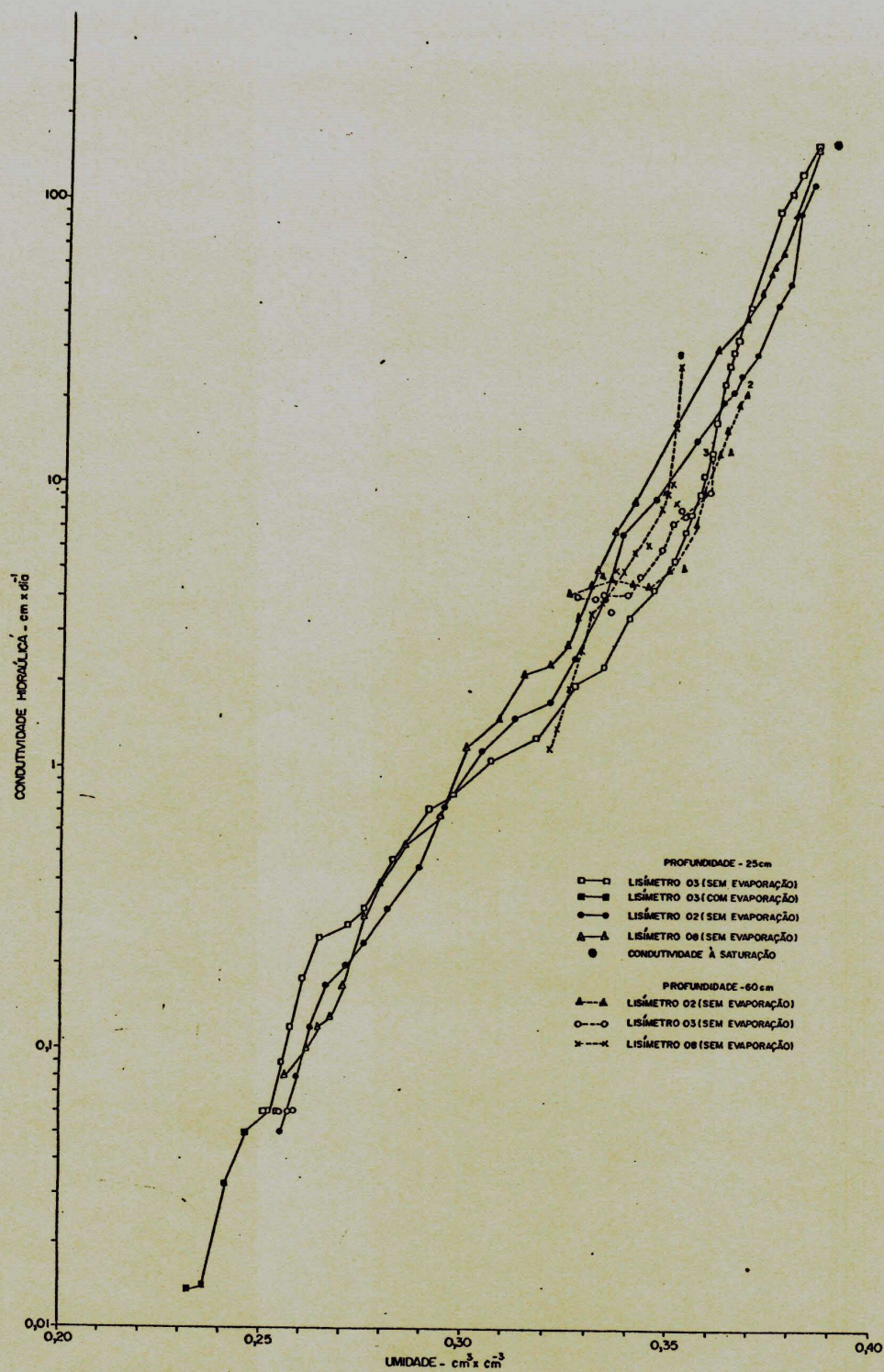


FIGURA 21: Curvas de condutividade hidráulica do solo em função da umidade média, a 25 e 60 cm de profundidade, correspondentes aos lisímetros 02, 03 e 08.

2.5 - Ajustamentos matemáticos com os dados de $K(\theta)$

O modelo de simulação numérica que se propõe através do Projeto de Pesquisa - PB-42 necessita dos dados de $K(\theta)$ como elementos de entrada do programa, expressos por meio de uma função matemática que melhor os represente. Deste fato, de conformidade com a consistência e qualidade dos resultados, os valores de $K(\theta)$ obtidos nos três lisímetros à 25 cm de profundidade foram conjuntamente submetidos a ajustamentos matemáticos como se segue. Os dados de $K(\theta)$ à 60 cm de profundidade não foram considerados, devido às suas limitações e por não contribuir na qualidade dos ajustamentos.

2.5.1 - Ajustamentos clássicos com transformações logarítmicas

Ajustamentos dos mais clássicos tipo exponencial [$K = a \cdot \text{EXP}(b \cdot \theta)$] e polinomial [$K = a \cdot \theta^b$] foram realizados utilizando o método convencional, isto é, através da minimização dos somatórios dos desvios quadrados após linearização das funções por transformação logarítmica da ou das variáveis, tais como:

$$a) \text{Log}(Y) = a + bx \rightarrow Y = \text{EXP}(a + bx) \rightarrow Y = A \cdot \text{EXP}(bx)$$

$$b) \text{Log}(Y) = a + b \cdot \text{Log}(x) \rightarrow Y = A \cdot x^b$$

dentro destas considerações, obteve-se excelentes ajustamentos (ver Figuras 22 e 23), visto que os R^2 para as situações a) e b) foram respectivamente 97,96 e 97,33 %, apesar de que os pontos ajustados, em nenhum dos casos, sejam alinhados (e um pouco menos para a transformação log-log) como aparece bem na repartição

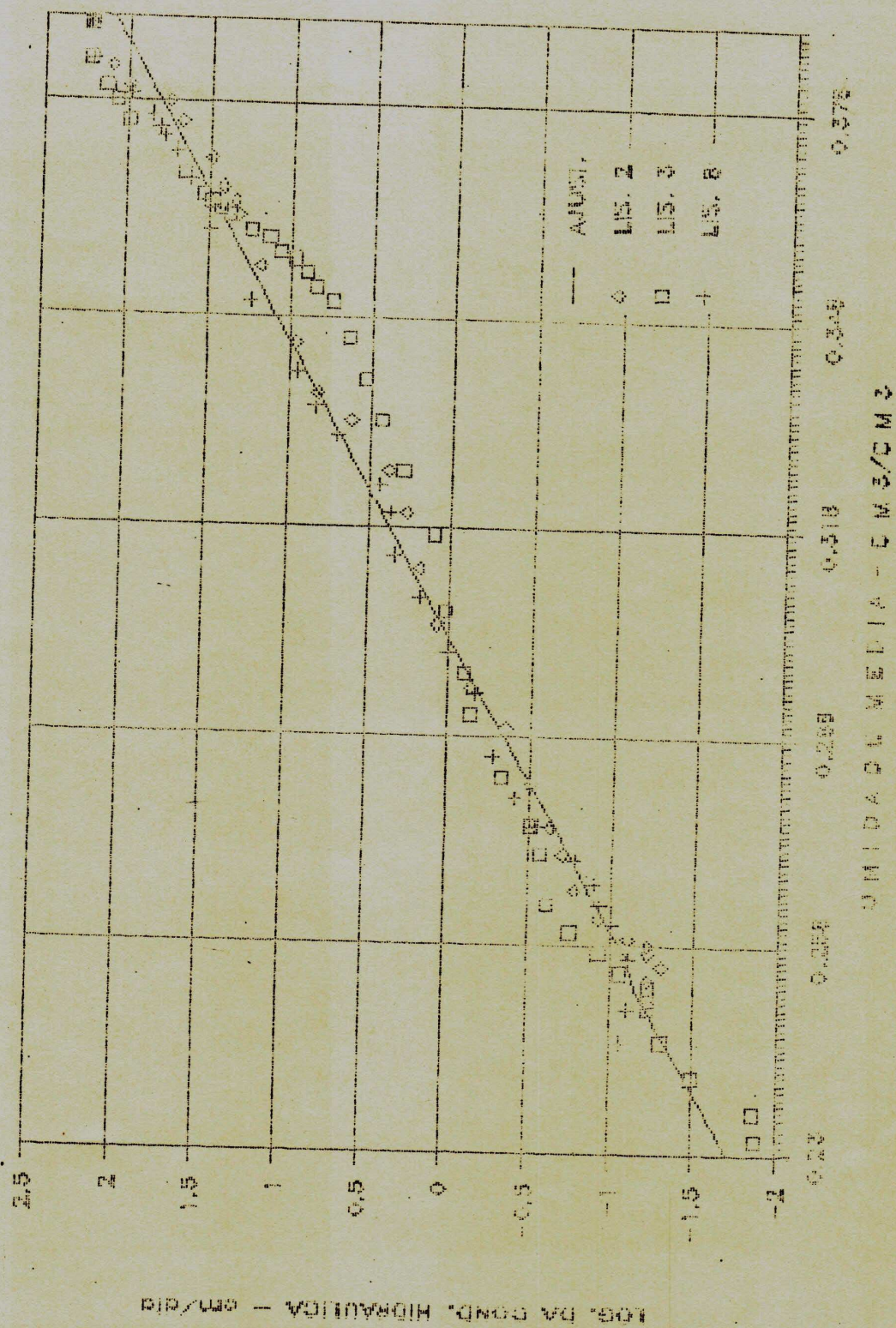


FIGURA 22: Curva do ajustamento exponencial com transformação logarítmica da condutividade hidráulica em função da unidade.

signoide dos resíduos ao longo do eixo η .

Querendo caracterizar melhor a qualidade dos dois ajustamentos e compará-los entre si, calculou-se a proporção de variância explicada por cada um, isto é o R^2 , sobre as variáveis não transformadas. Constatou-se então que esses parâmetros caem bruscamente, onde no caso da exponencial, passa de 97,96 para 77,85 % e no caso da polinomial, de 97,33 para 66,18 %. Nos dois casos os desvios que mais afetam a qualidade dos ajustamentos concernam à faixa de umidade elevada onde as curvas ajustadas subavaliavam nitidamente em relação aos dados, como pode-se ver através das curvas dos resíduos mostradas nas Figuras 24 e 25 para o caso exponencial e polinomial respectivamente. Nestas circunstâncias a condutividade hidráulica saturada (K_0) calculada com a exponencial é de 114,1 cm/dia e com a polinomial é de 84,5 cm/dia.

Concluindo, a transformação logarítmica, pelo fato dela substituir a escala aritmética pela geométrica, de um lado, fornece resultados de ajustamentos extremamente otimistas em relação à redução de variância sobre os valores originais, mas de outro, subavalia sistematicamente os valores estimados, pois entre dois extremos de 1 e 100 a média geométrica passa por 10. Em valor absoluto, isto afeta mais, evidentemente, os valores mais altos. Apesar disto, não se deve esquecer de que os desvios correspondem à faixa de umidade elevada, onde se observa tal discrepância e os dados têm menor precisão (ver item 2.3). Neste sentido, poderia-se considerar esses dois ajustamentos como válidos. Mas, isto suporia um erro sistemático afetando todos esses dados, e

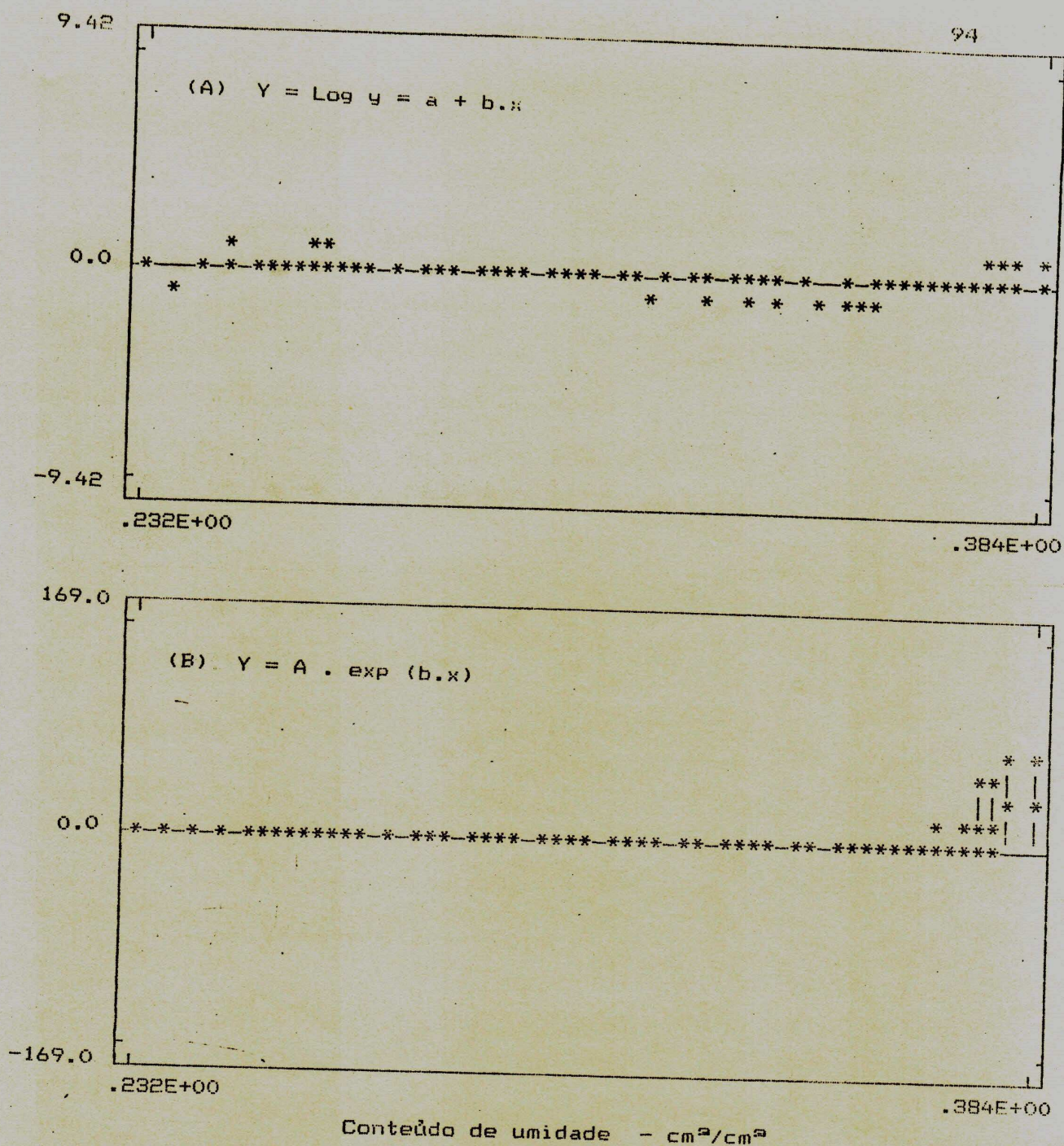


FIGURA 24: Gráfico dos resíduos do ajustamento exponencial com transformação (A) e sem transformação (B) da variável em escala conforme a amplitude de variação da variável ajustada.

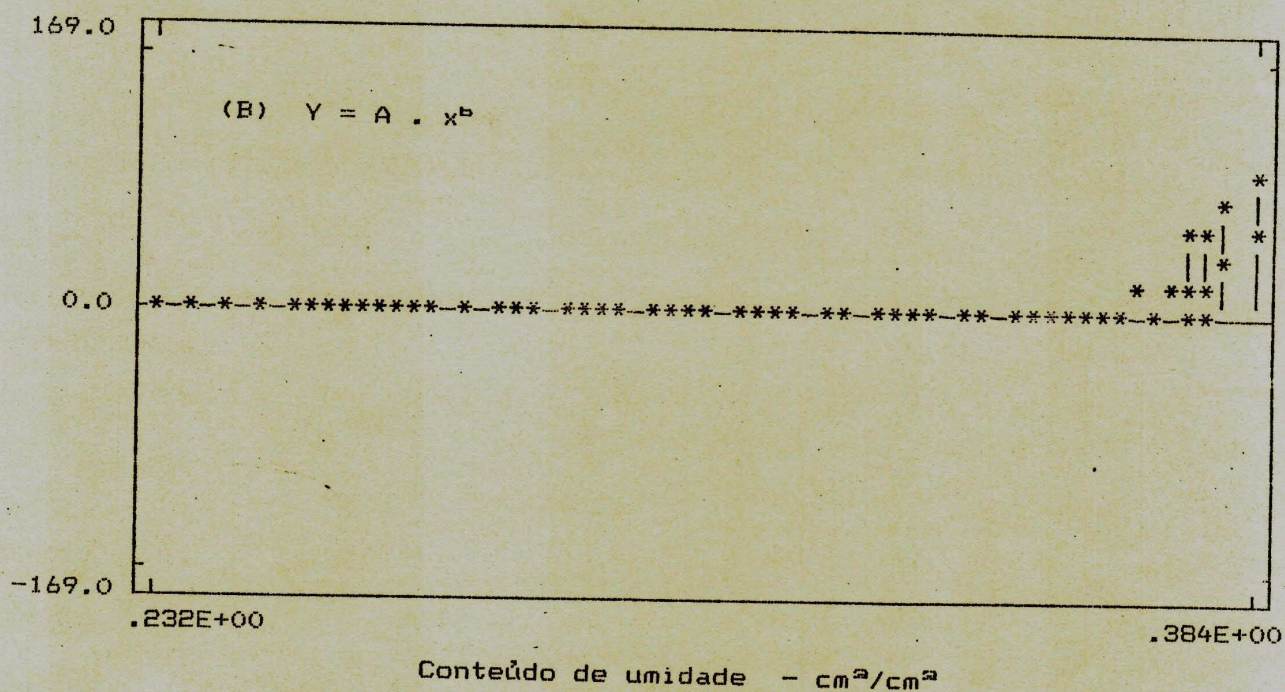
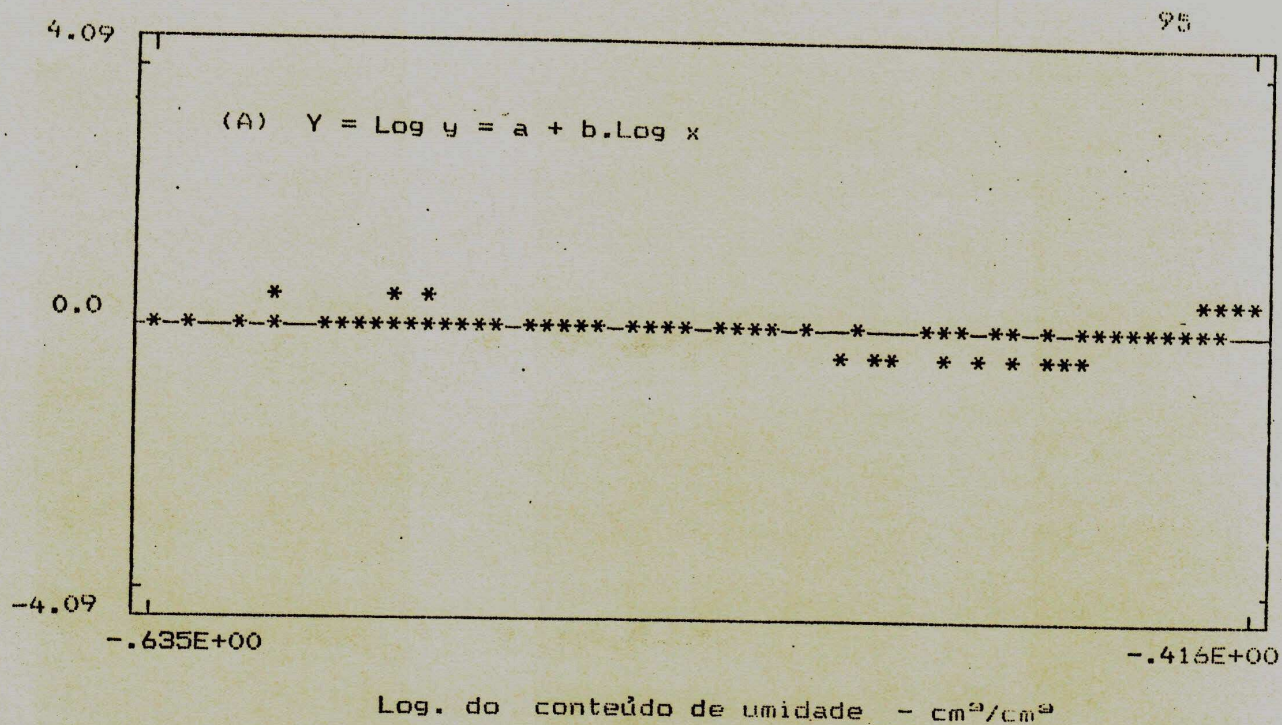


FIGURA 25: Gráfico dos resíduos do ajustamento polinomial com transformações (A) e sem transformações (B) das variáveis, em escala conforme a amplitude de variação da variável ajustada.

nenhum procedimento aplicado no quadro da metodologia permite supor tal erro sobre esses dados, cuja consistência e homogeneidade entre lisímetros já foi destacada. Contudo, mesmo com estas considerações, esta situação leva a tentar novos ajustamentos sem transformação logarítmica prévia da variável no sentido de:

- testar as mesmas funções assim ajustadas, para melhorar os R^2 de 77,85 e 66,18 % obtidos anteriormente.
- testar outras funções que se aproximem mais da realidade.

2.5.2 - Ajustamentos sem transformação logarítmica

Nestas perspectivas, foram realizados ajustamentos sem transformação logarítmica da variável com o método não paramétrico dito do SIMPLEX (utilizando o algoritmo desenvolvido por Chevillote & Touma, 1987) com possibilidade, seja de entrar com os parâmetros umidade à saturação (θ_s) e condutividade saturada (K_o) conhecidos, seja de calcular K_o como parâmetro de ajustamento, utilizando as mesmas funções e mais o modelo de Brooks & Corey (1964). Vale lembrar que foram feitas algumas tentativas de ajustamento com o modelo proposto por Gardner (1958), porém não se obteve resultados satisfatórios e por isso não o consideramos.

Nesta nova situação, as funções testadas que melhor se ajustam aos dados observados são a exponencial e a polinomial com os parâmetros θ_s e K_o a serem ajustados e Brooks & Corey com o parâmetro θ_s conhecido e K_o como parâmetro de ajustamento, mostradas nas Figuras 26, 27 e 28. Observa-se então que em relação aos ajustamentos logarítmicos, chega-se assim a R^2 quase tão

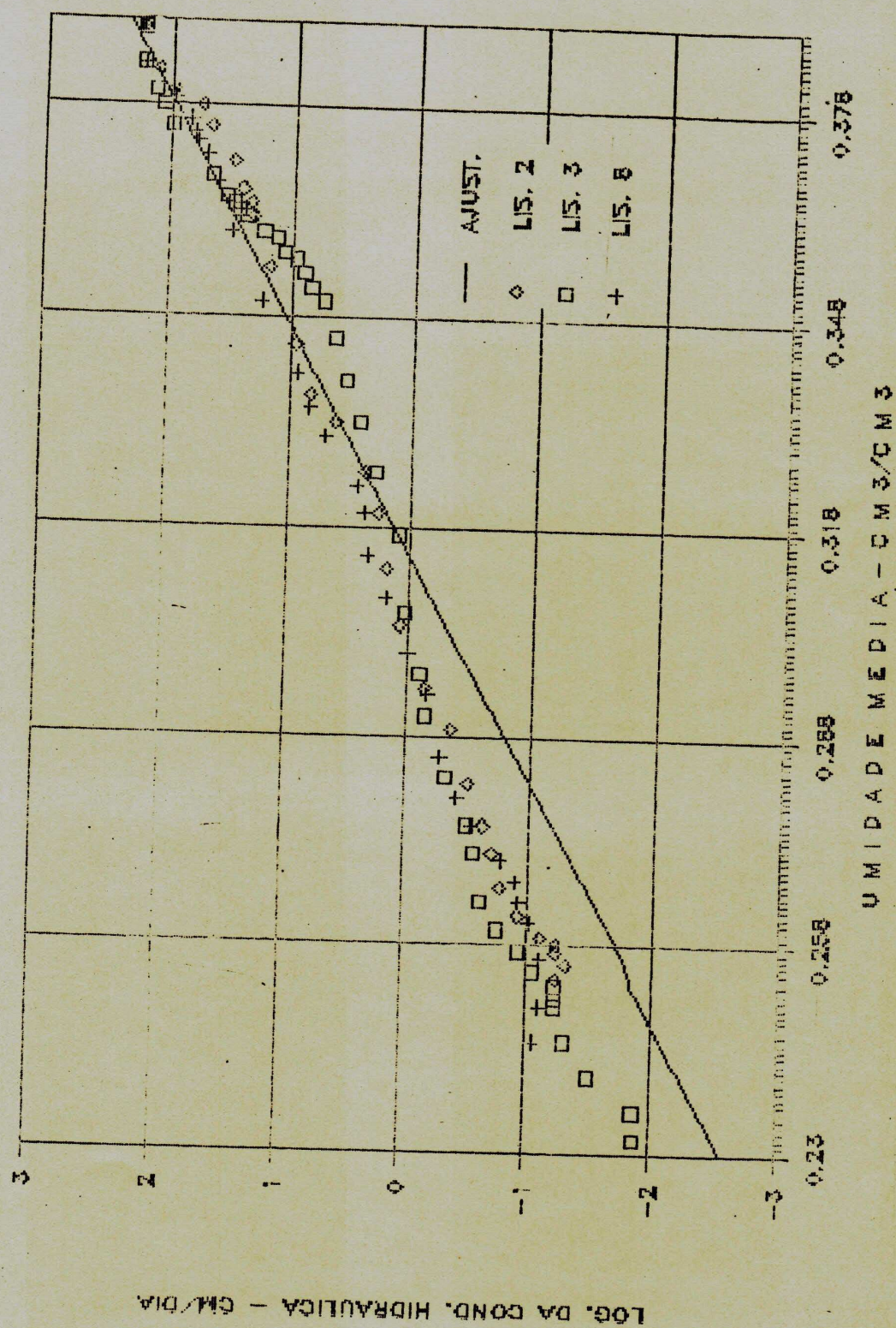


FIGURA 26: Curva do ajustamento exponencial sem transformação logarítmica da condutividade hidráulica em função da unidade.

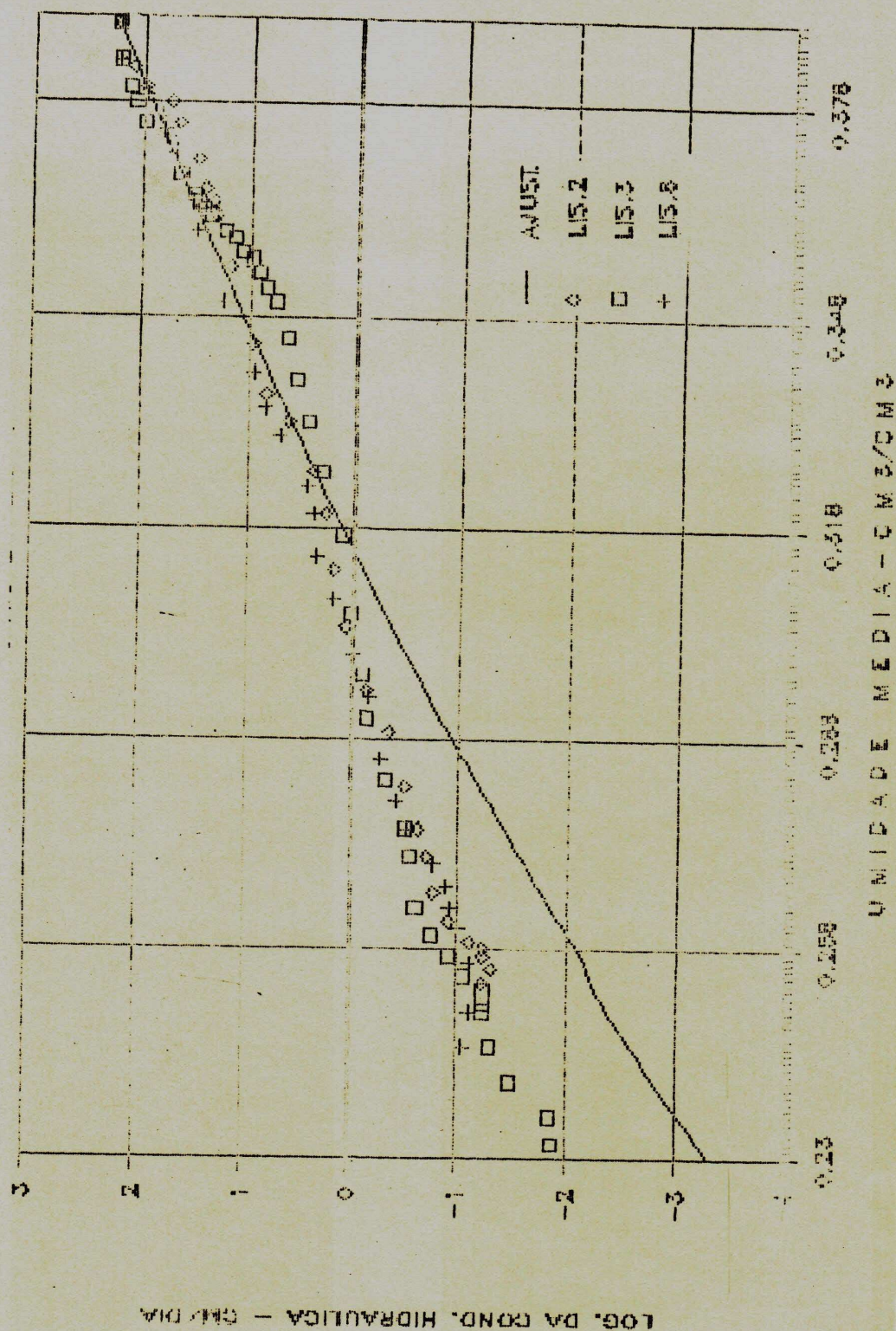
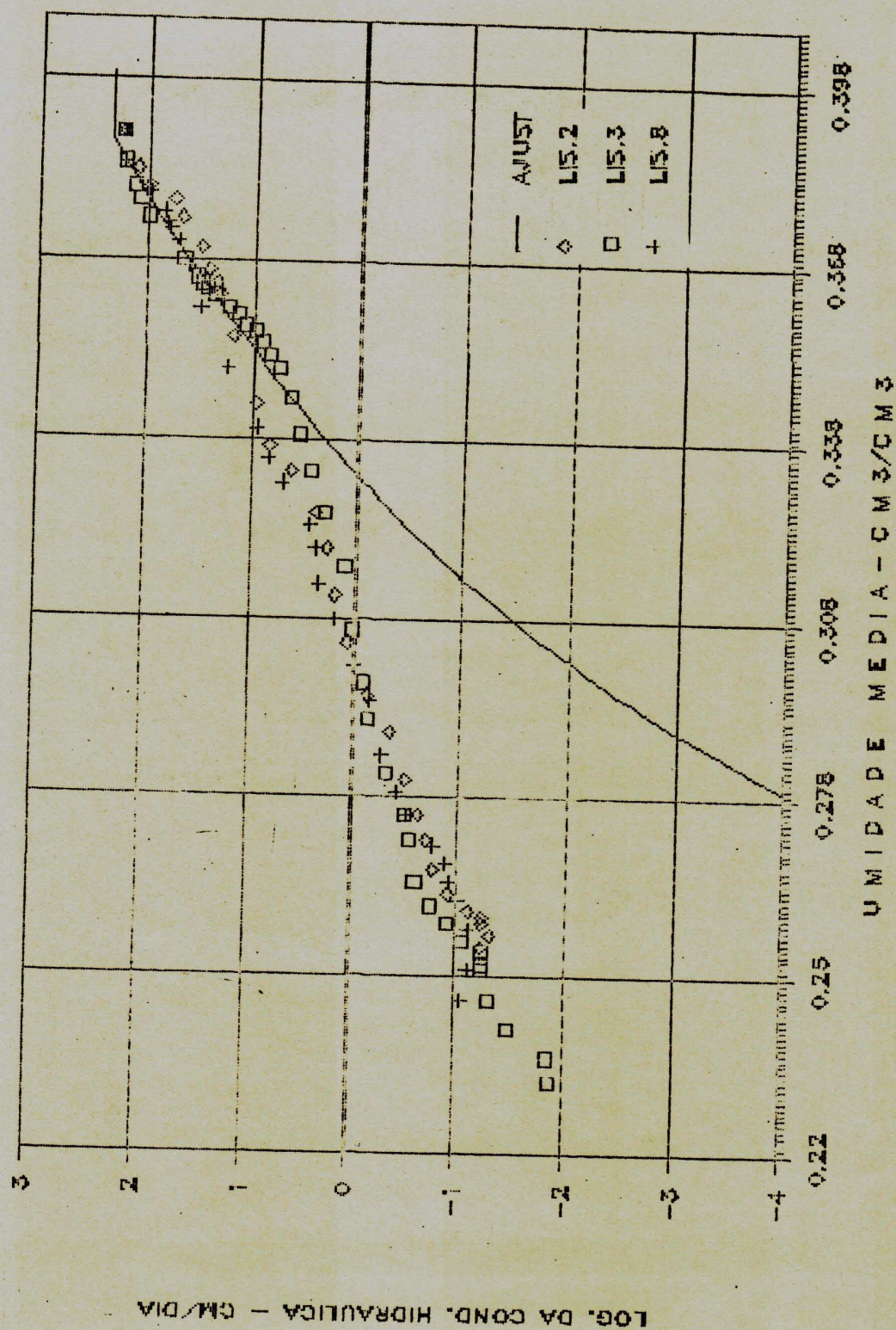


FIGURA 27: Curva de ajustamento polinomial sem transformações logarítmica da condutividade hidráulica em função da unidade.



altos como aqueles obtidos após linearização, aonde temos para o caso:

- Exponencial --> $R^2 = 94,29\%$ e $K_0 = 207$ cm/dia
- Polinomial --> $R^2 = 94,10\%$ e $K_0 = 200$ cm/dia
- B. & Corey --> $R^2 = 95,52\%$ e $K_0 = 229$ cm/dia

Com base nesses resultados, poderia se concluir rapidamente que o problema está resolvido. No entanto, a observação das curvas destas três Figuras mostra que não é o caso, pois da mesma maneira que com a transformação logarítmica os valores elevados de $K(\theta)$ eram fortemente subavaliados pelos ajustamentos, aqui são os valores baixos que ficam subestimados de até 10 vezes ou bem mais no caso de Brooks & Corey. Isto quer dizer que nessa faixa e sem transformação logarítmica, desvios relativos consideráveis e inaceitáveis ficam em valores absolutos muito pequenos em comparação com aqueles observados na faixa de umidade alta, para influir o suficiente sobre o ajustamento. Aqui também se trata de uma faixa onde os dados apresentam menor precisão, mas os desvios de até 10 vezes são realmente excessivos para aceitar esses tipos de ajustamentos.

Conclui-se, portanto, que o método de ajustamento baseado na minimização dos desvios quadrados aplicado com as três funções testadas não permite chegar a um ajustamento satisfatório com essas funções na totalidade do intervalo de variação considerado, do fato que a transformação logarítmica privilegia o ajustamento do lado dos baixos valores e subavalia de até duas vezes a condutividade hidráulica na faixa dos valores elevados. Tal

ajustamento poderia introduzir erros importantes no cálculo do balanço hídrico na fase de circulação rápida, como após irrigação. Sem transformação logarítmica a condutividade pode chegar a ser subestimada de até 10 vezes do lado dos baixos valores e tal ajustamento poderia introduzir erros importantes no cálculo dos fluxos de água a umidades baixas, como aqueles que contribuem para a alimentação hídrica das culturas de sequeiro em períodos secos.

2.5.3 - Ajustamento com a soma de duas exponenciais sem transformação logarítmica

Para tentar conciliar esses opostos constatados, foi testado uma última forma de ajustamento matemático permitindo exprimir tanto dinâmicas rápidas e lentas de modo satisfatório. Para isto foi realizado um ajustamento sem transformação logarítmica a uma soma de duas exponenciais [$Y = a\text{EXP}(px) + b\text{EXP}(qx)$] que permitiu chegar assim a um ajustamento que de fato respeita a distribuição dos dados sobre a totalidade da faixa de variação, como mostra a Figura 29, com R^2 que sem atingir os valores extremamente elevados (muitas vezes enganadores, como visto anteriormente) chega a um valor muito bom e altamente significativo de 92,205 % e permite uma avaliação de K_0 de 180 cm/dia. A Tabela 10 apresenta o resultado de todos os ajustamentos com seus respectivos coeficientes, além dos valores de K_0 para cada situação.

Do ponto de vista físico e com referência aos trabalhos que relacionam a distribuição dos poros com a condutividade hidráulica (Brooks & Corey, 1964), isto significa simplesmente que a

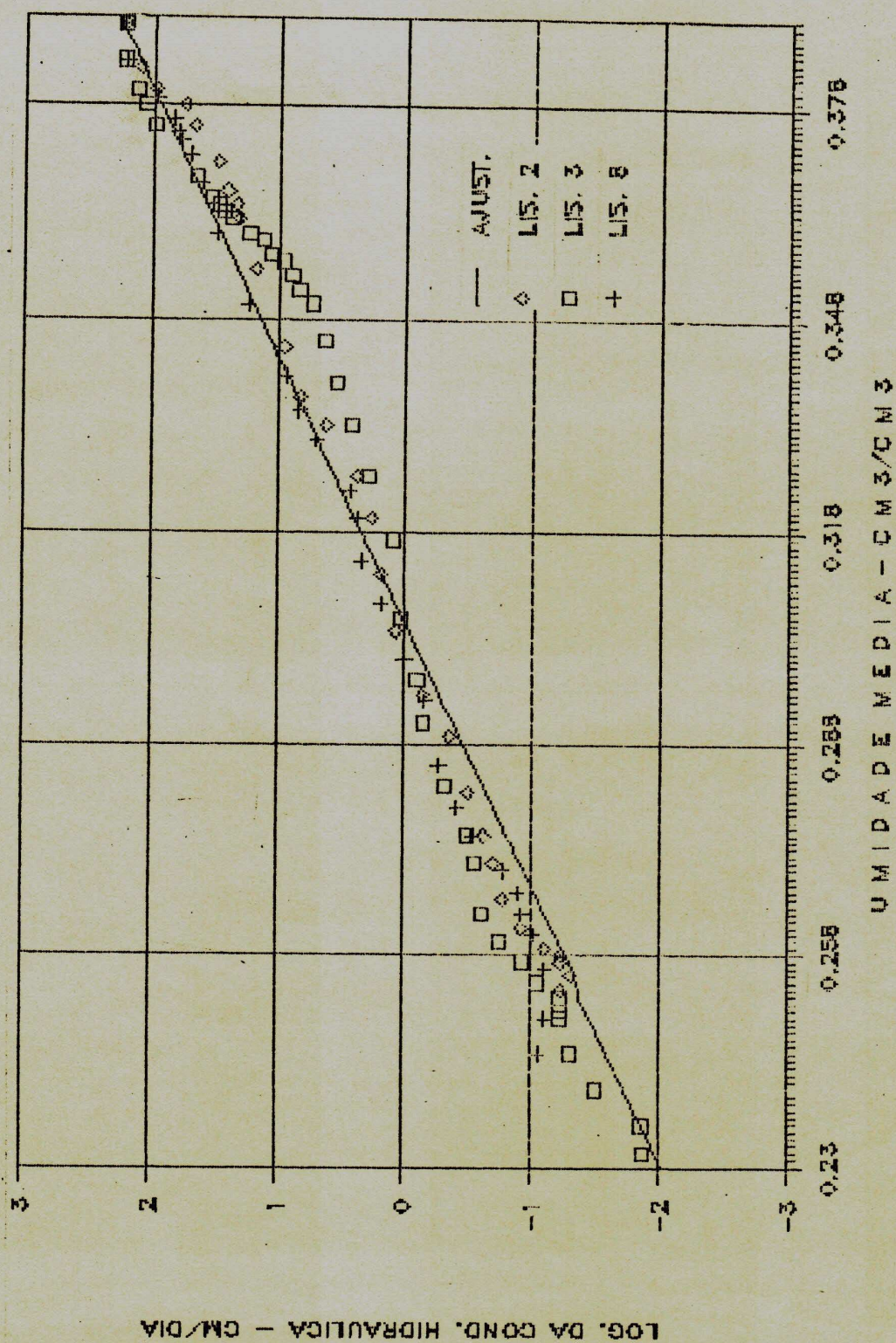


FIGURA 29: Curva do ajustamento com a soma de duas exponenciais sem transformação logarítmica.

TABELA 10: Funções de $K(\theta)$ obtidas através de ajustamentos matemáticos com e sem transformação logarítmica.

COM TRANSFORMAÇÕES DE VARIÁVEIS

Exponencial

Ajustamento linear realizado:

$$\text{Log } K = -1,548 + 54,717.\theta \quad R^2 = 0,980$$

Voltando a variável inicial, obtém-se:

$$K = 0,6507E-07.\text{EXP}(54,717.\theta) \quad R^2 = 0,779$$

Polinomial

Ajustamento linear realizado:

$$\text{Log } K = 8,8339 + 16,844.\text{Log } \theta \quad R^2 = 0,973$$

Voltando a variável inicial, obtém-se:

$$K = 0,68218E+09 .\theta^{16,844} \quad R^2 = 0,662$$

SEM TRANSFORMAÇÕES DE VARIÁVEIS (sendo K_0 um parâmetro ajustado)

Brooks & Corey:

$$K = 229,50. \frac{10,389 - \theta}{10,389 - 0,2373}^{11,799} \quad R^2 = 0,955$$

$$K_0 = 229 \text{ cm/dia}$$

Exponencial:

$$K = 2E-10.\text{EXP}(70,575.\theta) \quad R^2 = 0,945$$

$$K_0 = 207 \text{ cm/dia}$$

Polinomial

$$K = 0,92E+13.\theta^{14,002} \quad R^2 = 0,941$$

$$K_0 = 200 \text{ cm/dia}$$

Soma de duas exponenciais

$$K = 0,21583E-08.\text{EXP}(23,025.\theta) + 0,65716E-08.\text{EXP}(61,784.\theta)$$

$$R^2 = 0,922$$

$$K_0 = 180 \text{ cm/dia}$$

distribuição ou as características dos poros seria diferente para os macroporos, que condicionam a condutividade na faixa de valores mais altos (do lado da saturação) e para os poros mais finos. Esta hipótese é perfeitamente possível.

Apesar das reservas já formuladas propomos este ajustamento que permite se adaptar a todo o conjunto de dados.

CAPÍTULO V

CONCLUSÕES

Apesar de ter trabalhado em lisímetros, o método da "Drenagem Interna" funcionou satisfatoriamente para fornecer bons resultados de condutividade hidráulica a profundidade de 25 cm, mas sofreu limitações na faixa de variação de umidade a profundidade de 60 cm. Isto significa que este método pode ser aplicado a situações de campo com presença de lençol freático até 1,0 m da superfície do solo, em solos com estas características, desde que as medições sejam cuidadosamente realizadas a menos de 40 cm de profundidade.

Apesar das inconveniências experimentais para utilização do método do balanço hídrico, este gerou valores de $K(\theta)$ que são bem condizentes com os dados obtidos na drenagem interna, o que possibilitou a continuidade da relação $K(\theta)$ para valores mais baixos de umidade.

Dos ajustamentos realizados, se destaca a soma de duas exponenciais sem transformação logarítmica de variáveis, como sendo a que melhor se ajustou aos dados, sendo representativo em todo o conjunto de valores de $K(\theta)$. Todos os outros, seja do lado dos valores altos ou dos valores baixos, apresentaram desvios que tornam os ajustamentos inadequado em determinada faixa de valores de $K(\theta)$.

Os resultados de condutividade saturada se mostraram muito heterogêneo. Porém, após comparar as várias observações com os valores de K_0 fornecido pelos modelos testados, que melhor se ajustaram aos valores mais elevados de $K(\theta)$, verifica-se que há uma convergência dos mesmos, indicando que o valor médio (174,2 cm/dia) obtido em laboratório é representativo.

L I T E R A T U R A C I T A D A

- AHUJA, L.R.; BARNES, B.B.; CASSEL, D.K.; BRUCE, R.R. & NOFZIGER, D.L., 1988. Effects of assumed unit gradient during drainage on the determination of unsaturated hydraulic conductivity and infiltration parameters. **Soil Science**, 145: 235-243.
- ALEMI, M.H.; NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W., 1976. Determining the hydraulic conductivity of soil cores by centrifugation. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 40: 212-218.
- BACCHI, O.O.S. & REICHARDT, K., 1988. Escalonamento de propriedades hidricas na avaliação de métodos de determinação da condutividade hidráulica de solos. **R. bras. Ci. Solo**, 12: 217-223.
- BAKER, F.G.; VENEMAN, F.L.M. & ROUMA, J., 1974. Limitations of the instantaneous profile method for field measurement of unsaturated hydraulic conductivity. **Soil. Soc. Am. Proc.**, 38: 885-888.
- BIGGAR, J.W. & NIELSEN, D.R., 1976. Spatial variability of the leaching characteristics of a field soil. **Water Resources Research**, 12: 78-84.
- BLACK, T.A.; GARDNER, W.R. & THURTELL, G.W., 1969. The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, 33: 655-660.

- BOUSHINA, H., 1984. Comparaison de differentes methodes d'etude des proprietes hidrodynamiques d'un sol a texture fine. Institut National Agronomique de Tunis, France. 162p.
- BROOKS, R.H. & COREY, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Paper* 3.
- BRUCE, R.R. & KLUTE, A., 1956. Measurement of soil moisture diffusivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 20: 458-462.
- BUCKINGHAM, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. USDA. *Bur. Soils, BULL.* 38.
- CADINA, A.Z.; LIBARDI, P.L. & REICHARDT, K., 1980. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica em um Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média, no campo. *R. bras. Ci. Solo*, 4: 63-66.
- CAMPBELL, G.S., 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, 117: 311-314.
- CARVALLO, H.O.; CASSEL, D.K.; JAMES HAMMOND & ARMAND BAUER, 1976. Spatial variability of in "situ" unsaturated hydraulic conductivity of Maddock Sandy Loam. *Soil Sci.*, 121: 1-8.
- CAVALCANTE, L.F.; REICHARDT, K. & LIBARDI, P.L., 1978. Determinação da condutividade hidráulica do solo durante a redistribuição da água. *R. bras. Sci. Solo*, 2: 77-79.
- CHEVIOLLOTE, H. & TOUMA, J., 1988. Optimum logical optimisation de paramètres non linéaires. ORSTOM Centre Daker Hann. 19p.

- CHO, T.; NOMURA, Y.; YANO, T.; SHIKASHO, S. & INOUE, M., 1976. The use of neutron moisture meter in studies of soil water regimes. Water management in a Sand dune area, Tottori University, Faculty of Agriculture. 48p (A report for the coordinated research programme on the use of radiation and isotope techniques in studies of soil water regime. IAEA).
- CHONG, S.K.; GREEN, R.E. & AHUJA, L.R., 1981. Simple in "situ" determination of hydraulic conductivity by power function descriptions of drainage. *Water Resour. Res.*, 17: 1109-1114.
- CIOLLARO, G. & COMEGNA, V., 1988. Spatial variability of soil hydraulic properties of a psammentic Paleixeralf Soil of South Italy. *Acta Horticulturae*, 228: 61-71.
- CLIFFORD, A.A., 1973. Multivariate error analysis. Appl. Sci. Publ., London. 112p.
- COREY, E.C., 1957. Measurement of air and water permeability in unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 21: 7-11.
- DANE, J.H., 1980. Comparison of field and laboratory determined hydraulic conductivity values. *Soil Sci. Am. J.*, 44: 228-231.
- DARCY, H., 1856. Les Fontaines Publiques de la ville de Dijon. Paris, Victor Dalmont. 592p.
- DAVIDSON, J.M.; NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W., 1963. The measurement and description of water flow through Columbia Silt and Hesperia Sandy Loam. *Hilgardia*, 34: 601-617.

DAVIDSON, J.M.; STONE, L.R.; NIELSEN, D.R. & LARVE, M.E., 1969. Field measurement and use of soil properties. **Water Resour. Res.**, 5: 1312-1321.

FLOHLER, H.; ARDAKANI, M.S. & STOLZY, L.H., 1976. Error propagation in determining hydraulic conductivities from successive water content and pressure head profiles. **Soil Sci. Am. J.**, 40: 830-836.

FREIRE, J.C., 1979. Condutividade hidráulica e capacidade de campo de um Latossolo Roxo Distrófico não saturado. **R. bras. Sci. Solo**, 3: 73-77.

GARDNER, W.R., 1956. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, 20: 317-320.

GARDNER, W.R., 1958. Some Steady-State solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. **Soil Sci.**, 85: 228-234.

GEISEL, W.; LORCH, S. & TENSER, M., 1970. Water flow calculations by means of gamma-absorption and tensiometer field measurements in the unsaturated soil profile. In "Isotope Hydrology 1970". Int. Atomic Energy Agency, Vienna.

GHEYI, H.R. Modelo numérico para previsão de riscos de salinização em áreas irrigadas. Relatório Anual do Projeto PB-42. Convênio PDCT - CNPq/BID. 1989. 72p.

- GOES, E.S., 1978. O problema da salinidade e drenagem em projetos de irrigação do Nordeste e a ação da pesquisa com vista a seu equacionamento. In "Reunião Sobre Salinidade, em Áreas Irrigadas, Fortaleza, 1978. Anais. Fortaleza, SUDENE/DNOCS, p.4-24.
- GREEN, R.E. & COREY, J.C., 1971. Calculation of hydraulic conductivity: A further evaluation of predictive methods. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35: 3-8.
- HAMILTON, J.M.; DANIEL, D.E. & OLSON, R.E., 1981. Measurement of hydraulic conductivity of partially saturated soils. p. 182-196. Spec. Tech. Pub. 746. American Society for Testing and Materials, Philadelphia.
- HIDROSERVICE ENGENHARIA DE PROJETOS LTDA. Projeto de trabalho de recuperação hidro-agrícola da bacia de irrigação de São Gonçalo; Levantamento detalhado dos solos. São Paulo, 1970. V.1.
- HILLEL, D. & GARDNER, W.R., 1970. Measurement of unsaturated conductivity and diffusivity by infiltration through an impeding layer. *Soil Sci.*, 109: 149-153.
- HILLEL, D.; KRENTOS, V.D. & STYLLIANOU, Y., 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring hydraulic characteristics "in situ". *Soil Sci.*, 144: 395-400.
- HILLEL, D. & VAN BAVEL, C.H.M., 1976. Simulation of profile water storage as related to soil hydraulic properties. *Soil Sci. Am. J.*, 40: 807-815.

- JACKSON, R.D., 1972. On the calculation of hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36: 380-382.
- JONES, A.J. & WAGENET, R.J., 1984. "In situ" estimation of hydraulic conductivity using simplified methods. *Water Resour. Res.*, 20: 1620-1626.
- KLUTE, A., 1965a. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In BLACK, C.A. ed. *Methods of soil analysis*. Amer. Soc. Agron. Part 1. Agronomy 9, p.210-221.
- KLUTE, A., 1965b. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In BLACK, C.A. ed. *Methods of soil analysis*. Amer. Soc. Agron. Part 1. Agronomy 9, p.253-261.
- KUNZE, R.J. & KIRKHAM, D., 1962. Simplified accounting for membrane impedance in capillary conductivity determinations. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26: 421-426.
- LIBARDI, P.L., 1978. *Condutividade hidráulica do solo em condições de campo*. Piracicaba (SP), Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo. 113p. (Tese de Doutorado).
- LIBARDI, P.L., REICHARDT, K., NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W., 1980. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 3-7.
- MARSHAL, T.J., 1958. A relation between permeability and size distribution of pores. *Journ. Soil Sci.*, 9: 1-8.

- MICHELIS, P.; HARTMANN, R. & DE STROOPER, E., 1989. Comparisons of the unsaturated hydraulic conductivity of a coarse-textured soil as determined in the field, in the laboratory, and with mathematical models. *Soil Sci.*, 147: 299-304.
- MILLER, E.E. & ELRICK, D.E., 1958. Dynamic determination of capillary conductivity extended for non-negligible membrane impedance. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 22: 483-486.
- MILLINGTON, R.J. & QUIRK, J.P., 1959. Permeability of porous media. *Nature.*, 183: 387-388.
- MILLINGTON, R.J. & QUIRK, J.P., 1960. Transport in porous media. *Trans. of 7th int. congr. Soil Sci.*, 1: 97-106.
- MILLINGTON, R.J. & QUIRK, J.P., 1961. Permeability of porous solids. *Trans. Faraday Soc.*, 57: 1200-1207.
- MOUTONNET, P.; PLUYETTE, E.; EL MOURABIT, N. & COUCHAT, P., 1988. Measuring the spatial variability of soil hydraulic conductivity using an automatic neutron moisture gauge. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52: 1521-1526.
- MUALEN, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12: 513-522.
- NELDER, J.A. & MEAD, R., 1965. A Simplex method for function minimization. *Comput. J.*, 308-313.

- NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W., 1961. Measuring capillary conductivity. *Soil Sci.*, 92: 192-193.
- NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. & EHR, K.T., 1973. Spatial variability of a field-measured soil-water properties. *Hilgardia*, 42: 215-260.
- NIELSEN, D.R.; DAVIDSON, J.M.; BIGGAR, J.W. & MILLER, R.J., 1964. Water movement through Fanoche Clay Loam soil. *Hilgardia*, Berkeley, 35(17): 491-506.
- OGATA, G. & RICHARDS, L.S., 1957. Water content changes following irrigation of bare field soil that is protected from evaporation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 21: 355-356.
- PAULETTO, E.A.; LIBARDI, P.L.; MANFRON, P.A. & MORAES, S.O., 1988. Determinação da condutividade hidráulica de solos a partir da curva de retenção de água. *R. bras Sci. Solo*, 12: 189-195.
- PREVEDELLO, E.M.S.; PREVEDELLO, C.L. & LIBARDI, P.L., 1981. Simplificação analítica do método do perfil instantâneo para obtenção da condutividade hidráulica não saturada em condições de campo. *R. bras Sci. Solo*, 5 93-97.
- REICHARDT, K.; GROHMANN, F.; LIBARDI, P.L. & QUEIROZ, S.V., 1976. Spatial variability of physical properties of a tropical soil. II: Soil water retention curves and hydraulic conductivity. Piracicaba, CENA. BC-005, 24p.

- REICHARDT, K. & LIBARDI, P.L., 1974. An analysis of soil water movement in the field. I: Hidrological fields site characterization. Piracicaba, CENA. BC-021, 21p.
- REICHARDT, K.; LIBARDI, P.L. & NIELSEN, D.R., 1975. Unsaturated hydraulic conductivity determination by a scaling technique. *Soil Sci.*, 120:165-168.
- RICHARDS, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics* 1: 318-333.
- RICHARDS, L.A., 1954. Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sodicos. Washington, USDA, 172p. (Manual de agricultura, 60).
- RICHARDS, L.A.; GARDNER, W.R. & OGATA, G., 1956. Physical processes determining water loss from soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Madison, 20: 310-314.
- RICHARDS, S.J. & WEEKS, L.V. 1953. Capillary conductivity values from moisture yield and tension measurements on soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 17: 206-208.
- RIEU, M., 1983. Simulation numérique des flux hydriques et prédiction de la salinité dans les sols. ORSTOM, Paris. 161p.
- RIJTEMA, P.E., 1959. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data with non-negligible membrane impedance. *Neth. J. Agr. Sci.*, 7: 209-215.
- ROSE, C.W.; STERN, W.R. & DRUMMOND, J.E., 1965. Determination of hydraulic conductivity a function of depth and water content

- for soil "in situ". *Aust. J. Soil Res.*, 3: 1-9.
- ROYER, J.M. & VACHAUD, G., 1974. Determination directe de l'évapotranspiration et de l'infiltration par mesure des teneurs en eau et des suctions. *Hydrological Sci. Bull.*, XIX: 319-336.
- RUBIN, J., 1966. Theory of rainfall uptake by soils initially drier than their field capacity and its applications. *Water Resour. Res.*, 2: 739-749.
- SAUNDERS, L.C.U., 1978. Métodos de determinação e variabilidade espacial da condutividade hidráulica sob condições de campo. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo. (Tese de Doutorado).
- SAUNDERS, L.C.U.; LIBARDI, P.L. & REICHARDT, K., 1978. Condutividade hidráulica da terra roxa estruturada em condições de campo. *R. bras. Sci. Solo*, 2: 164-167.
- SCHUH, W.N.; BAUDER, J.W. & GUPTA, S.C., 1984. Evaluation of simplified methods for determining unsaturated hydraulic conductivity of Layered Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48: 730-736.
- SHANI, U.; HANKS, R.J.; BRESLER, E. & OLIVEIRA, C.A.S., 1987. Field method for estimating hydraulic conductivity and matric potential-water content relations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51: 298-302.
- STOCKTON, J.G. & WARRICK, A.W., 1971. Spatial variability of unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35: 487-488.

SUDENE. Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste. Relatório anual. Recife, 1977. 82p.

TALSMA, T., 1985. Prediction of hydraulic conductivity from soil water retention data. *Soil Sci.*, 140: 184-188.

VACHAUD, G.; DANCETTE, C.; SONKO, S. & THONY, J.L., 1977. Methodes de caracterisation hydrodynamique "in situ" d'un sol non saturé. Grenoble, Institut de Mecanique de Grenoble, 28p.

VACHAUD, G.; DANCETTE, C.; SONKO, S. & THONY, J.L., 1978. Methodes de caracterisation hydrodynamique "in situ" d'un solo non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. Agron.* 29: 1-36.

VACHAUD, G.; GAUDET, J.P. & KURAZ, V., 1974. Air and water flow during ponded infiltration in a vertical bounded column of soil. *J. of Hydrology* 22: 89-108.

VACHAUD, G. & THONY, J.L., 1971. Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water content. *Water Resour. Res.*, 7: 111-127.

VACHAUD, G.; VAUCLIN, M. & COLOMBANI, J., 1981. Bilan hydrique dans le sud Tunisien. I: Caractérisation expérimentale des transferts dans la zone non saturé. *J. Hydrol.*, 49: 31-52.

VAN BAVEL, C.H.M. & HILLEL, D., 1976. Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. *Agr. Meteorol.*, 17: 453-476.

- VAN BAVEL, C.H.M., STIRK, G.B. & BRUST, K.J., 1968. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots. I. Interpretation of water content and pressure profiles. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32: 310-317.
- VAN GENUCHTEN, M.TH., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892-898.
- VAUCLIN, M., IMBERNON, J. & VACHAUD, G., 1983. Analyse comparative de différentes méthodes de détermination de la conductivité hydraulique des sol non saturés de la zone Centre-Nord du Sénégal. *L'Agronomie Tropicale*, 38 186-197.
- VAUCLIN, M. & VACHAUD, G., 1981. Bilan hydrique dans le sud Tunisie II: Modélisation numérique et prévision des transferts hydriques en sol stratifié. *Jour. of Hydrol.*, 49: 53-73.
- VAUCLIN, M. & VACHAUD, G., 1987. Determination of soil hydraulic properties: Simplified analysis of internal drainage experiments. *Agronomie*, 7: 647-655.
- VIEIRA, S.R., NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W., 1981. Spatial variability of field measured infiltration rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 1040-1048.
- WATSON, K.K., 1966. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resour. Res.*, 2: 709-713.
- WEEKS, L.V. & RICHARDS, S.J., 1967. Soil water properties computed from transient flow data. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 31: 721-725.
- YOUNGS, E.G., 1964. An infiltration method of measuring the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Soil Sci.*, 109: 307-311.

A P E N D I C E

TABELA A: Valores de unidade volumétrica em (%), determinados através da sonda de neutrons, para camadas de 10 cm de espessura do solo.

(A) LISIMETRO 02						
TEMPO em (Horas)	UNIDADE VOLUMETRICA EM (%) NAS CAMADAS DE:					
	0-10cm	10-20cm	20-30cm	30-40cm	40-50cm	50-60cm
0.00	38.32	38.21	36.47	36.49	35.78	36.39
0.02	38.32	38.21	36.47	36.49	35.78	36.39
0.08	38.44	38.00	36.62	35.85	35.78	36.90
0.25	38.44	38.00	36.62	35.85	36.07	36.86
0.42	35.86	36.63	36.03	35.70	36.21	37.15
0.67	35.36	35.59	35.67	35.27	35.23	35.56
0.83	35.13	35.59	35.78	35.20	35.31	35.74
1.00	34.86	34.78	35.31	35.17	35.02	35.74
1.33	34.35	34.61	35.05	34.91	35.38	35.92
1.75	34.62	34.45	34.91	34.98	35.20	35.60
2.25	34.04	34.72	34.84	34.91	35.05	35.96
3.25	32.38	32.79	33.01	31.66	34.17	34.46
4.25	32.93	32.62	32.76	33.54	34.07	34.81
6.25	31.77	31.84	31.66	32.97	33.64	34.74
8.25	31.91	31.87	31.27	32.93	33.78	34.52
13.00	30.60	30.46	29.72	31.52	32.69	33.93
16.17	30.53	30.08	29.23	30.59	31.86	33.64
21.75	29.64	29.33	28.56	29.78	31.41	32.84
31.33	28.86	29.04	28.03	28.96	30.42	32.95
46.78	28.49	28.12	27.50	28.30	30.05	32.21
55.32	28.49	27.93	27.21	28.58	30.47	32.66
70.53	26.71	26.96	25.94	26.93	28.52	30.56
79.32	28.25	27.81	27.15	28.31	30.15	31.53
93.33	26.77	27.09	26.32	27.62	29.31	31.48
103.77	26.73	27.07	26.18	26.85	28.75	31.83
118.00	25.81	25.86	25.29	26.24	28.22	30.32
128.33	26.65	26.59	25.94	27.20	29.08	31.03
140.87	25.73	26.40	25.61	26.93	28.74	31.04
151.82	26.28	26.19	25.76	27.18	28.67	31.10
164.93	26.07	26.16	26.18	27.01	28.75	31.08
176.05	26.29	25.94	25.76	26.73	28.63	30.71
190.00	25.68	26.45	25.68	27.31	29.25	31.02
200.67	24.99	25.70	25.38	26.45	28.27	30.71
214.33	25.35	26.09	25.86	27.71	28.37	30.97
238.83	25.07	26.04	25.56	26.43	28.34	30.75
311.75	23.81	25.19	25.38	26.57	28.32	30.59
316.82	20.52	24.88	25.39	26.44	28.60	31.12
319.92	20.19	24.58	24.79	26.28	28.23	30.25
333.92	20.24	24.88	25.24	26.55	28.68	30.47
340.67	17.39	23.76	24.58	26.31	28.25	30.01
343.00	17.24	23.75	24.72	26.26	28.45	30.37
358.83	16.63	23.43	24.52	26.39	28.52	30.47
367.17	16.59	23.77	24.45	26.35	28.45	30.62
382.47	15.92	22.57	24.14	26.32	28.40	30.17
392.33	15.47	22.66	24.08	26.33	28.27	30.31
406.38	15.41	22.72	23.96	26.00	28.24	30.18
415.57	15.32	22.28	23.75	25.93	28.34	30.23
430.13	14.75	22.01	23.84	25.89	28.05	30.38
439.50	14.31	22.03	23.43	25.71	28.06	30.20
453.50	14.55	21.91	23.78	25.94	27.92	30.50
463.33	13.73	22.36	23.76	26.12	28.27	30.83
478.58	13.62	21.20	23.07	25.59	27.84	30.51
488.25	13.74	21.19	23.23	25.48	27.98	30.17
502.42	13.36	21.18	23.09	25.74	27.92	30.04
511.25	13.52	21.01	23.14	25.16	27.86	29.94
526.75	13.22	21.25	22.72	25.36	27.84	30.20

Continuação da Tabela A

(B) LISIMETRO 03

TEMPO	UNIDADE VOLUMETRICA EM (%) NAS CAMADAS DE:					
(Horas)	0-10cm	10-20cm	20-30cm	30-40cm	40-50cm	50-60cm
0.00	38.96	37.10	36.08	35.83	33.60	35.83
0.02	38.96	37.10	36.08	35.83	35.62	36.09
0.17	38.96	37.10	36.08	35.83	35.34	35.34
0.25	38.26	37.56	35.83	35.52	35.58	35.44
0.50	37.20	36.91	35.83	35.30	34.88	35.38
0.75	36.64	36.16	35.55	35.23	30.56	35.69
1.00	35.94	35.27	35.30	35.38	35.05	35.62
1.50	34.94	34.68	35.30	35.30	34.84	35.52
2.00	34.60	34.36	34.88	35.17	35.05	35.66
2.50	34.27	33.08	34.21	35.27	35.17	35.55
3.50	33.04	33.47	33.99	34.88	34.99	35.52
5.00	33.07	32.56	33.57	34.63	34.63	35.17
8.00	32.62	30.98	31.98	33.25	34.46	34.77
11.58	31.31	29.84	30.20	31.84	33.42	34.01
16.75	30.81	29.46	29.15	31.31	32.74	33.47
26.80	29.20	28.98	28.31	29.28	31.49	33.08
41.43	28.64	28.02	27.81	28.90	30.51	32.84
50.60	28.44	27.53	26.96	28.38	30.15	32.34
65.15	26.82	26.46	26.01	27.27	29.07	30.91
74.55	27.56	27.08	26.46	28.19	29.88	31.56
87.95	27.24	26.99	26.64	27.76	29.34	31.62
98.98	25.54	26.24	25.81	27.24	29.12	30.97
111.72	26.09	25.80	25.06	26.59	28.42	30.50
123.57	26.49	26.59	25.67	27.72	29.11	31.13
135.60	27.44	26.73	26.03	27.42	29.34	31.80
147.05	25.88	25.93	25.41	27.42	29.23	31.24
159.67	25.83	26.19	25.86	27.42	29.44	31.22
170.75	25.86	26.17	25.73	27.45	29.08	31.44
185.25	25.20	26.09	25.62	27.38	29.11	31.12
195.58	24.55	25.86	25.28	27.07	29.13	31.09
209.55	24.70	25.51	25.59	27.36	28.68	31.20
233.88	24.34	25.26	25.21	26.85	28.42	30.33
307.00	23.36	25.00	24.93	26.65	28.39	30.35
312.08	21.13	24.65	24.76	26.71	28.40	30.17
314.58	20.72	24.78	24.79	26.80	28.55	30.35
329.17	19.48	24.55	24.57	26.27	28.74	30.71
335.42	18.21	23.86	24.79	26.48	28.28	30.70
338.22	18.25	24.20	24.90	26.92	28.84	30.47
353.58	17.61	23.37	24.48	26.53	28.31	30.58
362.42	16.27	23.13	23.99	26.10	28.31	30.38
387.58	15.18	22.60	23.87	26.40	28.34	30.20
401.20	15.59	22.78	24.09	26.56	28.86	30.91
410.78	14.37	22.15	23.55	25.79	28.44	30.50
424.95	14.23	22.23	23.78	26.06	28.43	30.52
434.75	14.05	21.97	23.05	26.20	28.34	30.59
448.20	14.40	21.98	23.92	26.32	28.37	30.70
458.55	13.58	22.01	23.49	25.88	28.44	30.69
473.33	13.67	21.65	23.45	26.04	27.88	30.30
483.42	12.92	21.22	22.99	25.90	28.12	30.30
497.17	13.01	21.24	23.40	25.87	27.99	30.46
506.42	12.88	21.23	23.39	25.85	28.25	30.50
521.52	13.02	20.70	22.93	25.61	28.01	30.05

(C) LISIMETRO 08

TEMPO	UNIDADE VOLUMETRICA EM (%) NAS CAMADAS DE:					
(Horas)	0-10cm	10-20cm	20-30cm	30-40cm	40-50cm	50-60cm
0.00	40.47	38.27	35.52	28.39	34.83	35.08
0.02	40.47	38.27	35.52	28.39	34.83	34.69
0.12	40.47	38.27	35.52	28.39	34.62	34.90
0.27	39.27	37.94	35.56	35.19	34.58	34.34
0.50	37.95	36.98	35.14	34.87	34.62	34.62
0.67	37.07	36.43	34.93	34.90	34.62	34.69
1.00	36.43	35.98	34.58	34.31	34.41	34.41
1.50	35.71	35.37	34.24	34.58	34.41	34.37
2.00	35.07	35.32	33.99	34.58	34.31	34.31

Continuação da Tabela A

(C) LISIMETRO 08

TEMPO (Horas)	UNIDADE VOLUMETRICA EM (%) NAS CAMADAS DE:					
	0-10cm	10-20cm	20-30cm	30-40cm	40-50cm	50-60cm
3.08	33.51	33.67	33.31	33.94	34.08	34.50
4.50	33.34	33.42	32.97	33.70	33.81	34.64
8.90	31.53	31.42	30.80	31.59	32.84	33.46
12.00	30.81	31.22	30.27	31.15	32.53	33.57
22.80	29.62	30.38	29.17	29.91	30.74	32.87
32.62	28.71	29.01	28.28	28.87	30.15	32.03
46.67	27.09	27.97	26.96	27.51	29.00	31.00
56.58	27.95	28.64	27.70	28.81	29.88	31.71
69.33	27.56	28.33	28.11	29.34	29.75	31.83
80.97	25.69	27.60	26.56	27.11	27.99	30.22
94.12	25.34	26.65	25.87	26.76	28.35	30.02
105.58	26.37	27.11	26.71	27.37	28.80	31.06
117.08	26.02	27.37	26.58	27.38	28.71	31.21
129.08	25.60	27.28	26.35	27.07	28.67	30.89
141.17	25.51	26.97	26.59	27.60	28.61	31.08
152.17	25.26	27.47	26.20	27.17	29.34	31.04
167.33	25.07	26.51	25.85	27.00	28.63	30.60
177.27	24.99	26.46	25.97	27.00	28.65	31.23
191.57	24.32	26.35	25.62	26.94	28.44	31.08
215.47	24.05	26.23	25.49	26.53	28.34	30.78
289.25	23.61	25.64	25.11	26.01	28.11	30.66
294.08	20.52	24.88	24.79	26.16	28.04	29.99
296.00	20.15	24.56	24.89	26.00	27.98	30.49
311.17	18.95	24.10	24.43	25.75	27.87	30.20
316.92	17.11	23.79	24.34	26.31	27.86	30.39
320.17	17.56	23.66	24.48	26.18	27.79	30.37
335.08	17.43	23.98	24.48	26.26	28.28	30.75
344.40	15.84	23.71	24.20	25.72	27.80	30.56
358.72	16.57	23.40	24.24	26.11	28.16	31.01
369.63	14.62	22.27	23.81	25.60	27.57	30.07
382.65	14.64	22.52	23.50	25.35	27.82	30.56
392.77	13.37	21.93	23.13	25.34	27.30	30.02
406.47	13.79	21.84	23.49	25.34	27.81	30.31
416.75	13.10	21.48	23.16	25.47	27.41	29.82
429.67	13.77	21.52	23.29	25.66	27.64	30.53
440.50	12.55	21.01	22.38	25.15	27.16	31.42
454.83	12.89	13.86	22.69	25.00	27.22	30.06
465.42	12.27	20.84	22.51	24.97	27.57	29.89
478.67	12.53	20.44	22.29	24.97	26.81	30.14
488.45	11.94	20.24	22.21	24.95	27.27	29.84
503.07	11.89	19.74	21.99	24.49	27.14	30.13
512.00	11.94	20.24	22.21	24.95	27.27	29.84
535.57	11.89	19.74	21.99	24.49	27.14	30.13

TABELA B: Valores de potencial total de água do solo, em cm de água, determinados a partir de dados de campo.

(A) LISIMETRO 02							
TEMPO	POTENCIAL TOTAL DE AGUA DO SOLO, EM cm DE AGUA à						
(Horas)	H10cm	H20cm	H30cm	H50cm	H70cm	H90cm	H105cm
0.00	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5
0.02	4.5	4.5	4.5	4.5	3.2	-3.1	0.7
0.03	3.2	3.2	1.9	0.7	-0.6	-9.4	-4.4
0.08	-3.1	-4.4	-8.1	-8.1	-15.7	-30.8	-24.5
0.12	-9.4	-11.9	-15.7	-17.0	-25.8	-40.9	-35.9
0.17	-17.0	-18.2	-22.0	-22.0	-35.9	-48.5	-45.9
0.25	-18.2	-20.7	-23.3	-22.0	-42.2	-56.0	-57.3
0.33	-19.5	-22.0	-24.5	-22.0	-43.4	-58.5	-63.6
0.42	-20.7	-24.5	-28.3	-24.5	-47.2	-61.1	-67.4
0.50	-22.0	-27.0	-30.8	-24.5	-51.0	-64.8	-69.9
0.58	-23.3	-29.6	-33.3	-32.1	-56.0	-68.6	-74.9
0.67	-24.5	-30.8	-35.9	-38.4	-58.5	-73.7	-78.7
0.75	-25.8	-33.3	-38.4	-42.2	-61.1	-76.2	-81.2
0.83	-27.0	-35.9	-40.9	-44.7	-63.6	-78.7	-83.7
0.92	-28.3	-37.1	-42.2	-48.5	-66.1	-81.2	-85.0
1.00	-29.6	-38.4	-43.4	-49.7	-67.4	-81.2	-86.3
1.17	-28.3	-42.2	-45.9	-51.0	-69.9	-82.5	-88.8
1.33	-33.3	-43.4	-48.5	-54.8	-71.1	-85.0	-90.0
1.50	-33.3	-44.7	-49.7	-56.0	-71.1	-85.0	-90.0
1.75	-34.6	-48.5	-52.2	-56.0	-73.7	-86.3	-91.3
2.25	-38.4	-52.2	-56.0	-63.6	-76.2	-88.8	-93.8
3.25	-43.4	-58.5	-63.6	-69.9	-81.2	-92.6	-96.3
4.25	-44.7	-61.1	-67.4	-73.7	-83.7	-93.8	-96.3
6.25	-48.5	-63.6	-73.7	-80.0	-88.8	-95.1	-97.6
8.25	-51.0	-66.1	-76.2	-82.5	-91.3	-96.3	-98.9
13.00	-56.0	-69.9	-81.2	-90.0	-96.3	-98.9	-101.4
16.17	-57.3	-71.1	-81.2	-91.3	-96.3	-100.1	-101.4
21.75	-61.1	-73.7	-83.7	-93.8	-98.9	-101.4	-102.6
31.33	-63.6	-76.2	-88.8	-100.1	-101.4	-102.6	-103.9
46.78	-69.9	-81.2	-91.3	-101.4	-103.9	-103.9	-105.2
55.32	-71.1	-82.5	-93.8	-103.9	-105.2	-105.2	-105.2
70.53	-73.7	-83.7	-93.8	-103.9	-105.2	-105.2	-105.2
79.32	-76.2	-85.0	-96.3	-106.4	-106.4	-106.4	-106.4
93.33	-80.0	-83.7	-95.1	-106.4	-106.4	-106.4	-106.4
103.77	-80.0	-87.5	-96.3	-107.7	-106.4	-106.4	-106.4
118.00	-82.5	-92.6	-96.3	-108.9	-106.4	-106.4	-106.4
128.33	-83.7	-96.3	-103.9	-110.2	-106.4	-106.4	-106.4
140.87	-86.3	-96.3	-103.9	-110.2	-106.4	-106.4	-106.4
151.82	-88.8	-96.3	-106.4	-111.5	-106.4	-106.4	-106.4
164.93	-93.8	-96.3	-106.4	-110.2	-106.4	-106.4	-106.4
176.05	-95.1	-96.3	-106.4	-111.5	-107.7	-107.7	-107.7
190.00	-93.8	-97.6	-106.4	-110.2	-107.7	-107.7	-107.7
200.67	-95.1	-97.6	-105.2	-111.5	-107.7	-108.9	-107.7
214.33	-95.1	-98.9	-106.4	-110.2	-106.4	-108.9	-107.7
238.83	-96.3	-98.9	-106.4	-107.7	-108.9	-107.7	-107.7
311.75	-98.9	-103.9	-106.4	-107.7	-107.7	-107.7	-107.7
316.82	-105.2	-103.9	-105.2	-108.9	-107.7	-107.7	-107.7
319.92	-112.7	-106.4	-106.4	-110.2	-107.7	-107.7	-107.7
333.92	-122.8	-106.4	-106.4	-111.5	-108.9	-108.9	-108.9
340.67	-124.1	-108.9	-106.4	-111.5	-107.7	-108.9	-107.7
343.00	-135.4	-108.9	-106.4	-114.0	-108.9	-108.9	-108.9
358.83	-136.7	-108.9	-103.9	-111.5	-107.7	-108.9	-108.9
367.17	-137.9	-112.7	-106.4	-111.5	-108.9	-108.9	-108.9
382.47	-148.0	-110.2	-107.7	-108.9	-107.7	-108.9	-108.9
392.33	-155.6	-114.0	-108.9	-110.2	-108.9	-108.9	-108.9
406.38	-163.1	-121.5	-108.9	-108.9	-111.5	-108.9	-108.9
415.57	-170.7	-125.3	-112.7	-108.9	-111.5	-108.9	-108.9
430.13	-171.9	-134.1	-119.0	-108.9	-112.7	-108.9	-108.9
439.50	-185.8	-136.7	-129.1	-114.0	-112.7	-108.9	-108.9
453.50	-192.1	-135.4	-124.1	-114.0	-111.5	-108.9	-108.9
463.33	-192.1	-132.9	-126.6	-115.2	-110.2	-111.5	-111.5

Continuação da Tabela B

(A) LISIMETRO 02							
TEMPO	POTENCIAL TOTAL DE AGUA DO SOLO, EM cm DE AGUA a						
(Horas)	H10cm	H20cm	H30cm	H50cm	H70cm	H90cm	H105cm
478.58	-190.8	-129.1	-119.0	-108.9	-108.9	-111.5	-111.5
488.25	-194.6	-132.9	-119.0	-111.5	-111.5	-111.5	-111.5
502.42	-194.6	-131.6	-116.5	-110.2	-111.5	-111.5	-111.5
511.25	-198.4	-136.7	-122.8	-114.0	-114.0	-111.5	-111.5
526.75	-195.9	-131.6	-120.3	-111.5	-111.5	-111.5	-111.5
(B) LISIMETRO 03							
0.00	2.8	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1	5.4
0.02	2.8	4.1	4.1	4.1	1.6	-3.5	-0.9
0.03	2.8	4.1	2.8	1.6	-3.5	-18.6	-14.8
0.05	0.3	0.3	0.3	-0.9	6.6	-26.1	-26.1
0.07	-0.9	-0.9	-0.9	-3.5	-11.0	-28.7	-31.2
0.08	-2.2	-3.5	-4.7	-6.0	-13.5	-32.4	-40.0
0.12	-6.0	-7.2	-8.5	-9.8	-18.6	-37.5	-52.6
0.17	-9.8	-11.0	-12.3	-13.5	-23.6	-41.3	-63.9
0.25	-14.8	-16.1	-16.1	-19.8	-28.7	-43.8	-76.5
0.33	-14.8	-16.1	-17.3	-22.4	-33.7	-48.8	-84.1
0.42	-16.1	-17.3	-18.6	-23.6	-36.2	-51.3	-87.9
0.50	-17.3	-18.6	-18.6	-24.9	-38.7	-52.6	-89.1
0.58	-18.6	-19.8	-21.1	-27.4	-41.3	-55.1	-91.7
0.67	-19.8	-21.1	-23.6	-29.9	-43.8	-57.6	-92.9
0.75	-21.1	-23.6	-24.9	-31.2	-43.8	-58.9	-94.2
0.83	-22.4	-24.9	-27.4	-33.7	-46.3	-61.4	-94.2
1.00	-24.9	-28.7	-31.2	-37.5	-51.3	-65.2	-95.4
1.25	-27.4	-32.4	-36.2	-42.5	-56.4	-70.2	-96.7
1.50	-29.9	-48.8	-41.3	-46.3	-60.2	-74.0	-98.0
1.75	-32.4	-40.0	-42.5	-48.8	-63.9	-76.5	-99.2
2.00	-33.7	-42.5	-45.0	-51.3	-66.5	-79.1	-100.5
2.50	-37.5	-51.3	-48.8	-56.4	-69.0	-82.8	-100.5
3.50	-42.5	-51.3	-55.1	-61.4	-72.8	-85.4	-101.7
5.00	-45.0	-56.4	-60.2	-66.5	-76.5	-87.9	-101.7
8.00	-51.3	-63.9	-69.0	-75.3	-84.1	-92.9	-103.0
11.58	-51.3	-67.7	-72.8	-80.3	-87.9	-94.2	-103.0
16.75	-53.9	-70.2	-76.5	-85.4	-92.9	-96.7	-103.0
26.80	-55.1	-74.0	-80.3	-92.9	-96.7	-99.2	-104.3
41.43	-61.4	-79.1	-84.1	-96.7	-100.5	-101.7	-105.5
50.60	-67.7	-81.6	-86.6	-99.2	-101.7	-103.0	-105.5
65.15	-71.5	-84.1	-89.1	-99.2	-101.7	-104.3	-105.5
74.55	-74.0	-85.4	-91.7	-101.7	-104.3	-104.3	-106.8
87.95	-76.5	-86.6	-92.9	-101.7	-104.3	-104.3	-105.5
98.98	-77.8	-86.6	-94.2	-104.3	-104.3	-105.5	-106.8
111.72	-81.6	-86.6	-94.2	-104.3	-105.5	-105.5	-105.5
123.57	-85.4	-86.6	-98.0	-104.3	-105.5	-105.5	-106.8
135.60	-89.1	-90.4	-99.2	-104.3	-105.5	-105.5	-106.8
147.05	-89.1	-92.9	-99.2	-105.5	-105.5	-105.5	-106.8
159.67	-94.2	-94.2	-99.2	-101.7	-105.5	-105.5	-106.8
170.75	-94.2	-94.2	-101.7	-101.7	-106.8	-106.8	-109.3
185.25	-89.1	-91.7	-99.2	-104.3	-106.8	-106.8	-109.3
195.58	-89.1	-95.4	-101.7	-106.8	-106.8	-106.8	-108.0
209.55	-90.4	-94.2	-101.7	-106.8	-106.8	-106.8	-108.0
233.88	-92.9	-96.7	-101.7	-106.8	-106.8	-106.8	-106.8
307.00	-99.2	-100.5	-105.5	-106.8	-106.8	-106.8	-106.8
312.08	-108.0	-101.7	-109.3	-108.0	-108.0	-106.8	-108.0
314.58	-118.1	-101.7	-111.8	-108.0	-108.0	-106.8	-109.3
329.17	-124.4	-103.0	-108.0	-106.8	-106.8	-106.8	-108.0
335.42	-126.9	-106.8	-110.6	-108.0	-108.0	-106.8	-106.8
338.22	-139.5	-109.3	-110.6	-108.0	-108.0	-106.8	-109.3
353.58	-137.0	-108.0	-108.0	-108.0	-108.0	-108.0	-108.0
362.42	-147.1	-113.1	-109.3	-109.3	-106.8	-106.8	-106.8
377.25	-142.1	-114.3	-106.8	-109.3	-105.5	-106.8	-104.3
387.58	-152.1	-115.6	-108.0	-109.3	-105.5	-106.8	-104.3
401.20	-158.4	-114.3	-109.3	-106.8	-106.8	-109.3	-104.3
410.78	-169.8	-119.4	-111.8	-108.0	-109.3	-109.3	-106.8

Continuação da Tabela B

(B) LISIMETRO 03

TEMPO (Horas)	POTENCIAL TOTAL DE AGUA DO SOLO, EM cm DE AGUA à						
	H10cm	H20cm	H30cm	H50cm	H70cm	H90cm	H105cm
424.95	-174.8	-121.9	-111.8	-109.3	-109.3	-109.3	-109.3
434.75	-184.9	-126.9	-119.4	-111.8	-110.6	-109.3	-110.6
448.20	-189.9	-129.5	-116.9	-111.8	-110.6	-109.3	-110.6
458.55	-191.2	-132.0	-120.6	-111.8	-110.6	-110.6	-113.1
473.33	-192.5	-132.0	-116.9	-109.3	-109.3	-111.8	-111.8
483.42	-201.3	-133.2	-116.9	-109.3	-109.3	-111.8	-111.8
497.17	-200.0	-133.2	-115.6	-111.8	-108.0	-110.6	-108.0
506.42	-207.6	-137.0	-120.6	-114.3	-110.6	-110.6	-108.0
521.52	-205.1	-134.5	-118.1	-114.3	-111.8	-111.8	-108.0

(C) LISIMETRO 08

0.00	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5
0.02	4.5	4.5	4.5	4.5	3.2	-3.1	0.7
0.03	3.2	3.2	1.9	0.7	-0.6	-9.4	-4.4
0.05	-3.1	-4.4	-8.1	-8.1	-15.7	-30.8	-24.5
0.07	-9.4	-11.9	-15.7	-17.0	-25.8	-40.9	-35.9
0.08	-17.0	-18.2	-22.0	-22.0	-35.9	-48.5	-45.9
0.12	-18.2	-20.7	-23.3	-22.0	-42.2	-56.0	-57.3
0.17	-19.5	-22.0	-24.5	-22.0	-43.4	-58.5	-63.6
0.27	-20.7	-24.5	-28.3	-24.5	-47.2	-61.1	-67.4
0.33	-22.0	-27.0	-30.8	-24.5	-51.0	-64.8	-69.9
0.42	-23.3	-29.6	-33.3	-32.1	-56.0	-68.6	-74.9
0.50	-24.5	-30.8	-35.9	-38.4	-58.5	-73.7	-78.7
0.58	-25.8	-33.3	-38.4	-42.2	-61.1	-76.2	-81.2
0.67	-27.0	-35.9	-40.9	-44.7	-63.6	-78.7	-83.7
0.75	-28.3	-37.1	-42.2	-48.5	-66.1	-81.2	-85.0
0.83	-29.6	-38.4	-43.4	-49.7	-67.4	-81.2	-86.3
0.92	-28.3	-42.2	-45.9	-51.0	-69.9	-82.5	-88.8
1.00	-33.3	-43.4	-48.5	-54.8	-71.1	-85.0	-90.0
1.17	-33.3	-44.7	-49.7	-56.0	-71.1	-85.0	-90.0
1.33	-34.6	-48.5	-52.2	-56.0	-73.7	-86.3	-91.3
1.50	-38.4	-52.2	-56.0	-63.6	-76.2	-88.8	-93.8
1.75	-43.4	-58.5	-63.6	-69.9	-81.2	-92.6	-96.3
2.00	-44.7	-61.1	-67.4	-73.7	-83.7	-93.8	-96.3
3.08	-48.5	-63.6	-73.7	-80.0	-88.8	-95.1	-97.6
4.50	-51.0	-66.1	-76.2	-82.5	-91.3	-96.3	-98.9
8.90	-56.0	-69.9	-81.2	-90.0	-96.3	-98.9	-101.4
12.00	-57.3	-71.1	-81.2	-91.3	-96.3	-100.1	-101.4
22.80	-61.1	-73.7	-83.7	-93.8	-98.9	-101.4	-102.6
32.62	-63.6	-76.2	-88.8	-100.1	-101.4	-102.6	-103.9
46.67	-69.9	-81.2	-91.3	-101.4	-103.9	-103.9	-105.2
56.58	-71.1	-82.5	-93.8	-103.9	-105.2	-105.2	-105.2
69.33	-73.7	-83.7	-93.8	-103.9	-105.2	-105.2	-105.2
80.97	-76.2	-85.0	-96.3	-106.4	-106.4	-106.4	-106.4
94.12	-80.0	-83.7	-95.1	-106.4	-106.4	-106.4	-106.4
105.58	-80.0	-87.5	-96.3	-107.7	-106.4	-106.4	-106.4
117.08	-82.5	-92.6	-96.3	-108.9	-106.4	-106.4	-106.4
129.08	-83.7	-96.3	-103.9	-110.2	-106.4	-106.4	-106.4
141.17	-86.3	-96.3	-103.9	-110.2	-106.4	-106.4	-106.4
152.17	-88.8	-96.3	-106.4	-111.5	-106.4	-106.4	-106.4
167.33	-93.8	-96.3	-106.4	-110.2	-106.4	-106.4	-106.4
177.27	-95.1	-96.3	-106.4	-111.5	-107.7	-107.7	-107.7
191.57	-93.8	-97.6	-106.4	-110.2	-107.7	-107.7	-107.7
215.47	-95.1	-97.6	-105.2	-111.5	-107.7	-108.9	-107.7
289.25	-95.1	-98.9	-106.4	-110.2	-106.4	-108.9	-107.7
294.08	-96.3	-98.9	-106.4	-107.7	-108.9	-107.7	-107.7
296.00	-98.9	-103.9	-106.4	-107.7	-107.7	-107.7	-107.7
311.17	-105.2	-103.9	-105.2	-108.9	-107.7	-107.7	-107.7
316.92	-112.7	-106.4	-106.4	-110.2	-107.7	-107.7	-107.7
320.17	-122.8	-106.4	-106.4	-111.5	-108.9	-108.9	-108.9
335.08	-124.1	-108.9	-106.4	-111.5	-107.7	-108.9	-107.7
344.40	-135.4	-108.9	-106.4	-114.0	-108.9	-108.9	-108.9
358.72	-136.7	-108.9	-103.9	-111.5	-107.7	-108.9	-108.9

Continuação da Tabela B

(C) LISIMETRO 08							
TEMPO	POTENCIAL TOTAL DE AGUA DO SOLO, EM cm DE AGUA a						
(Horas)	H10cm	H20cm	H30cm	H50cm	H70cm	H90cm	H105cm
369.63	-137.9	-112.7	-106.4	-111.5	-108.9	-108.9	-108.9
382.65	-148.0	-110.2	-107.7	-108.9	-107.7	-108.9	-108.9
392.77	-155.6	-114.0	-108.9	-110.2	-108.9	-108.9	-108.9
406.47	-163.1	-121.5	-108.9	-108.9	-111.5	-108.9	-108.9
416.75	-170.7	-125.3	-112.7	-108.9	-111.5	-108.9	-108.9
429.67	-171.9	-134.1	-119.0	-108.9	-112.7	-108.9	-108.9
440.50	-185.8	-136.7	-129.1	-114.0	-112.7	-108.9	-108.9
454.83	-192.1	-135.4	-124.1	-114.0	-111.5	-108.9	-108.9
465.42	-192.1	-132.9	-126.6	-115.2	-110.2	-111.5	-111.5
478.67	-190.8	-129.1	-119.0	-108.9	-108.9	-111.5	-111.5
488.45	-194.6	-132.9	-119.0	-111.5	-111.5	-111.5	-111.5
503.07	-194.6	-131.6	-116.5	-110.2	-111.5	-111.5	-111.5
512.00	-198.4	-136.7	-122.8	-114.0	-114.0	-111.5	-111.5
535.57	-195.9	-131.6	-120.3	-111.5	-111.5	-111.5	-111.5

TABELA C: Valores de estoque de água, em mm, determinados a partir dos dados da Tabela A.

(A) LISIMETRO 02						
TEMPO	ESTOQUE DE ÁGUA - mm, NAS CAMADAS					
(Horas)	0-10 _{cm}	0-20 _{cm}	0-30 _{cm}	0-40 _{cm}	0-50 _{cm}	0-60 _{cm}
0.00	38.32	76.53	113.00	149.48	185.26	221.65
0.02	38.32	76.53	113.00	149.48	185.26	221.65
0.08	38.44	76.44	113.06	148.91	184.69	221.59
0.25	38.44	76.44	113.06	148.91	184.98	221.84
0.42	35.86	72.49	108.52	144.23	180.44	217.59
0.67	35.36	70.95	106.63	141.90	177.13	212.69
0.83	35.13	70.72	106.50	141.69	177.00	212.74
1.00	34.86	69.64	104.94	140.11	175.13	210.87
1.33	34.35	68.96	104.02	138.93	174.31	210.23
1.75	34.62	69.07	103.98	138.96	174.15	209.75
2.25	34.04	68.75	103.59	138.50	173.56	209.51
3.25	32.38	65.16	98.17	129.83	164.00	198.46
4.25	32.93	65.55	100.55	134.09	168.16	202.97
6.25	31.77	63.60	95.26	128.23	161.88	196.62
8.25	31.91	63.78	95.05	127.98	161.76	196.29
13.00	30.60	61.06	90.78	122.30	154.99	188.91
16.17	30.53	60.61	89.84	120.43	152.29	185.93
21.75	29.64	58.97	87.53	117.31	148.73	181.57
31.33	28.86	57.90	85.93	114.89	145.32	178.26
46.78	28.49	56.61	84.11	112.40	142.45	174.67
55.32	28.49	56.41	83.63	112.21	142.68	175.34
70.53	26.71	53.67	79.61	106.54	135.07	165.63
79.32	28.25	56.06	83.20	111.51	141.66	173.19
93.33	26.77	53.86	80.18	107.80	137.10	168.59
103.77	26.73	53.80	79.98	106.83	135.58	167.41
118.00	25.81	51.67	76.96	103.21	131.42	161.75
128.33	26.65	53.24	79.19	106.39	135.46	166.49
140.87	25.73	52.14	77.75	104.68	133.42	164.46
151.82	26.28	52.47	78.22	105.40	134.07	165.17
164.93	26.07	52.23	78.40	105.41	134.15	165.23
176.05	26.29	52.23	77.99	104.72	133.36	164.07
190.00	25.68	52.13	77.81	105.12	134.38	165.40
200.67	24.99	50.69	76.07	102.51	130.78	161.50
214.33	25.35	51.45	77.31	105.02	133.38	164.36
238.83	25.07	51.11	76.67	103.10	131.45	162.20
311.75	23.81	49.00	74.38	100.96	129.28	159.87
316.82	20.52	45.39	70.79	97.22	125.83	156.94
319.92	20.19	44.77	69.57	95.85	124.82	155.07
333.92	20.24	45.11	70.35	96.90	125.58	156.05
340.67	17.39	41.15	65.73	92.04	120.28	150.29
343.00	17.24	40.99	65.71	91.96	120.41	150.78
358.83	16.63	40.06	64.58	90.97	119.49	149.97
367.17	16.59	40.36	64.81	91.16	119.60	150.23
382.47	15.92	38.49	62.62	88.94	117.34	147.52
392.33	15.47	38.13	62.21	88.55	116.81	147.12
406.38	15.41	38.12	62.08	88.08	116.32	146.50
415.57	15.32	37.60	61.35	87.28	115.62	145.84
430.13	14.75	36.76	60.61	86.50	114.55	144.93
439.50	14.31	36.34	59.77	85.49	113.54	143.75
453.50	14.55	36.45	60.23	86.17	114.09	144.59
463.33	13.73	36.09	59.85	85.97	114.24	145.07
478.58	13.62	34.82	57.89	83.48	111.33	141.84
488.25	13.74	34.93	58.16	83.64	111.62	141.79
502.42	13.36	34.54	57.63	83.36	111.29	141.33
511.25	13.52	34.53	57.67	82.83	110.70	140.64
526.75	13.22	34.47	57.19	82.55	110.39	140.58
(B) LISIMETRO 03						
0.00	38.96	76.06	112.14	147.97	181.58	217.41
0.02	38.96	76.06	112.14	147.97	183.60	219.68
0.17	38.96	76.06	112.14	147.97	183.31	218.65

Continuação da Tabela C

(B) LISIMETRO 03

TEMPO (Horas)	ESTOQUE DE AGUA - mm, NAS CAMADAS					
	0-10 _{cm}	0-20 _{cm}	0-30 _{cm}	0-40 _{cm}	0-50 _{cm}	0-60 _{cm}
0.25	38.26	75.82	111.65	147.17	182.75	218.19
0.50	37.20	74.11	109.94	145.25	180.13	215.50
0.75	36.64	72.80	108.35	143.58	174.15	209.84
1.00	35.94	71.21	106.51	141.89	176.94	212.57
1.50	34.94	69.62	104.92	140.22	175.07	210.59
2.00	34.60	68.96	103.84	139.01	174.06	209.72
2.50	34.27	67.35	101.56	136.83	171.99	207.55
3.50	33.04	66.51	100.51	135.39	170.38	205.89
5.00	33.07	65.63	99.20	133.82	168.45	203.62
8.00	32.62	63.60	95.58	128.84	163.29	198.06
11.58	31.31	61.15	91.35	123.19	156.61	190.61
16.75	30.81	60.28	89.43	120.74	153.48	186.94
26.80	29.20	58.18	86.49	115.76	147.25	180.33
41.43	28.64	56.66	84.48	113.37	143.88	176.73
50.60	28.44	55.98	82.94	111.32	141.47	173.81
65.15	26.82	53.28	79.29	106.56	135.63	166.53
74.55	27.56	54.64	81.10	109.28	139.16	170.71
87.95	27.24	54.24	80.87	108.64	137.98	169.60
98.98	25.54	51.77	77.58	104.83	133.95	164.92
111.72	26.09	51.88	76.94	103.53	131.94	162.44
123.57	26.49	53.08	78.75	106.47	135.59	166.72
135.60	27.44	54.17	80.20	107.62	136.95	168.76
147.05	25.88	51.82	77.22	104.65	133.87	165.11
159.67	25.83	52.02	77.88	105.31	134.75	165.97
170.75	25.86	52.02	77.75	105.21	134.29	165.73
185.25	25.20	51.29	76.90	104.28	133.40	164.52
195.58	24.55	50.40	75.68	102.75	131.88	162.96
209.55	24.70	50.21	75.79	103.15	131.83	163.03
233.88	24.34	49.60	74.82	101.67	130.08	160.41
307.00	23.36	48.36	73.29	99.93	128.32	158.67
312.08	21.13	45.78	70.54	97.26	125.65	155.83
314.58	20.72	45.50	70.28	97.09	125.63	155.98
329.17	19.48	44.03	68.60	94.87	123.61	154.32
335.42	18.21	42.07	66.85	93.33	121.62	152.32
338.22	18.25	42.45	67.35	94.27	123.10	153.57
353.58	17.61	40.97	65.45	91.99	120.30	150.88
362.42	16.27	39.40	63.39	89.50	117.81	148.19
377.25	15.59	37.81	61.94	87.95	116.28	146.63
387.58	15.18	37.78	61.66	88.06	116.39	146.60
401.20	15.59	38.37	62.46	89.02	117.88	148.80
410.78	14.37	36.52	60.07	85.86	114.30	144.80
424.95	14.23	36.46	60.23	86.30	114.73	145.25
434.75	14.05	36.02	59.07	85.27	113.60	144.19
448.20	14.40	36.38	60.30	86.61	114.99	145.69
458.55	13.58	35.59	59.08	84.95	113.39	144.08
473.33	13.67	35.32	58.77	84.81	112.69	143.00
483.42	12.92	34.14	57.12	83.02	111.14	141.44
497.17	13.01	34.26	57.66	83.53	111.52	141.98
506.42	12.88	34.11	57.50	83.35	111.60	142.10
521.52	13.02	33.73	56.65	82.26	110.27	140.32

(C) LISIMETRO 08

0.00	40.47	78.74	114.27	142.66	177.48	212.56
0.02	40.47	78.74	114.27	142.66	177.48	212.17
0.12	40.47	78.74	114.27	142.66	177.28	212.17
0.27	39.27	77.21	112.77	147.96	182.55	216.89
0.50	37.95	74.93	110.07	144.94	179.56	214.18
0.67	37.07	73.51	108.44	143.34	177.96	212.65
1.00	36.43	72.41	106.99	141.30	175.71	210.12
1.50	35.71	71.08	105.32	139.90	174.31	208.69
2.00	35.07	70.38	104.38	138.96	173.27	207.57
3.08	33.51	67.18	100.50	134.44	168.52	203.02
4.50	33.36	66.77	99.74	133.44	167.25	201.89

Continuação da Tabela C

(C) LISIMETRO 08						
TEMPO	ESTOQUE DE AGUA - mm, NAS CAMADAS					
(Horas)	0-10 _{cm}	0-20 _{cm}	0-30 _{cm}	0-40 _{cm}	0-50 _{cm}	0-60 _{cm}
8.90	31.53	62.95	93.75	125.34	158.18	191.65
12.00	30.81	62.04	92.31	123.45	155.98	189.55
22.80	29.62	60.00	89.17	119.08	149.82	182.69
32.62	28.71	57.73	86.00	114.87	145.02	177.05
46.67	27.09	55.06	82.02	109.53	138.53	169.53
56.58	27.95	56.59	84.29	113.10	142.97	174.69
69.33	27.56	55.89	84.00	113.35	143.09	174.93
80.97	25.69	53.29	79.85	106.96	134.95	165.17
94.12	25.34	51.98	77.85	104.61	132.96	162.98
105.58	26.37	53.48	80.20	107.57	136.37	167.42
117.08	26.02	53.39	79.97	107.35	136.06	167.27
129.08	25.60	52.89	79.24	106.31	134.98	165.87
141.17	25.51	52.47	79.06	106.67	135.28	166.36
152.17	25.26	52.73	78.93	106.10	135.44	166.48
167.33	25.07	51.58	77.44	104.43	133.06	163.66
177.27	24.99	51.45	77.42	104.42	133.07	164.30
191.57	24.32	50.67	76.29	103.23	131.67	162.75
215.47	24.05	50.28	75.77	102.30	130.65	161.43
289.25	23.61	49.25	74.36	100.37	128.48	159.14
294.08	20.52	45.39	70.19	96.35	124.39	154.39
296.00	20.15	44.71	69.60	95.60	123.59	154.07
311.17	18.95	43.05	67.48	93.23	121.11	151.30
316.92	17.11	40.90	65.24	91.55	119.41	149.80
320.17	17.56	41.22	65.69	91.88	119.67	150.04
335.08	17.43	41.40	65.88	92.14	120.42	151.17
344.40	15.84	39.55	63.75	89.47	117.27	147.83
358.72	16.57	39.97	64.21	90.32	118.49	149.50
369.63	14.62	36.89	60.70	86.30	113.87	143.94
382.65	14.64	37.16	60.66	86.01	113.83	144.39
392.77	13.37	35.30	58.43	83.77	111.08	141.10
406.47	13.79	35.63	59.13	84.47	112.27	142.58
416.75	13.10	34.58	57.74	83.20	110.61	140.44
429.67	13.77	35.29	58.58	84.24	111.88	142.41
440.50	12.55	33.56	55.94	81.09	108.25	139.67
454.83	12.89	26.75	49.44	74.44	101.66	131.72
465.42	12.27	33.11	55.62	80.59	108.15	138.04
478.67	12.53	32.97	55.26	80.22	107.03	137.18
488.45	11.94	32.18	54.39	79.34	106.61	136.45
503.07	11.89	31.63	53.62	78.12	105.26	135.38