

RELAÇÃO FUNCIONAL ENTRE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA
E UMIDADE VOLUMÉTRICA EM UM PLANOSOL DA UNIDADE
DE MAPEAMENTO PELOTAS

ADROALDO DIAS ROBAINA

Engenheiro Agrônomo (UFSM/RS)

Porto Alegre, janeiro de 1981

AGRADECIMENTOS

Aos Professores John C. Taylor e Lawson F. Beltrame, pela orientação recebida.

Ao CNPq, pela bolsa outorgada durante o curso.

Ao FINEP, pelo apoio financeiro recebido.

Ao Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelo curso proporcionado.

À Universidade Federal de Santa Maria, pela autorização de nosso afastamento.



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL

RELAÇÃO FUNCIONAL ENTRE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA
E UMIDADE VOLUMÉTRICA EM UM PLANOSOL DA UNIDADE
DE MAPEAMENTO PELOTAS

TRABALHO APRESENTADO COMO PARTE DOS REQUISITOS PARA
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE

M E S T R E E M H I D R O L O G I A A P L I C A D A

AUTOR: Adroaldo Dias Robaina

ORIENTADOR: Prof. John Colín Taylor

CO-ORIENTADOR: Lawson Francisco S. Beltrame

EXAMINADORES:

Flávio Antonio Cauduro

Lawson F.S. Beltrame

John Colin Taylor

Arno S. Desdesell

Flávio Luiz Foletto Eltz

Data do exame: 29/01/81

Aprovação: F. Aron duns
Presidente da Banca



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL

ATA DE DISSERTAÇÃO

Às 09:00 horas do dia 29 de janeiro de 1981, no Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, reuniu-se a Comissão Examinadora de Dissertação do candidato ao grau de Mestre em Recursos Hídricos e Saneamento, ADROALDO DIAS ROBAINA, para apreciação de seu trabalho intitulado "RELAÇÃO FUNCIONAL ENTRE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E UMIDADE VOLUMÉTRICA NO SOLO DA UNIDADE DE MAPEAMENTO PELOTAS-RS".

Abertos os trabalhos sob a presidência de Flávio A. Cauduro e presente o candidato, foi-lhe dada a palavra para uma exposição sobre as premissas, estrutura e resultados do trabalho apresentado. A seguir, foi o mesmo arguido, sucessivamente, pelos examinadores, sobre diferentes aspectos provocados pelo exame do texto e pela exposição precedente. Encerrados os trabalhos desta fase após as respostas do candidato, reuniu-se a Comissão Examinadora, sem a presença do candidato e das demais pessoas que compareceram à fase inicial, para atribuir seu julgamento, que é transcrito a seguir:

Examinador	Conceito
- Flávio Antônio Cauduro	B
- Lawson F. de Souza Beltrame	A
- John Colin Taylor	B
- Arno S. Desdesell	A
- Flávio Luiz Foletto Eltz	A

Resultou dos conceitos atribuídos o conceito final A (Excelente)

Observações: O candidato tem o prazo de 30 (trinta) dias para apresentar o trabalho final com as recomendações sugeridas.

Ato contínuo, foi lavrada a presente ATA, que eu Flávio Luiz Foletto Eltz secretário da Comissão Examinadora, assino juntamente com a mesma Comissão.

Porto Alegre, 29 de janeiro de 1981.

- Flávio Antônio Cauduro
- Lawson F. de Souza Beltrame
- John Colin Taylor
- Arno S. Desdesell
- Flávio Luiz Foletto Eltz

RELAÇÃO FUNCIONAL ENTRE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E UMIDADE
VOLUMÉTRICA EM UM PLANOSOL DA UNIDADE DE MAPEAMENTO PELOTAS^{1/}

Autor: Adroaldo Dias Robaina
Orientador: John C. Taylor
Co-Orientador: Lawson F. Beltrame

SINOPSE

O objetivo do presente trabalho foi determinar a relação funcional entre a condutividade hidráulica e a umidade volumétrica. Foram utilizados os métodos do Perfil Instantâneo, "One-Step Outflow" e do Permeâmetro de Carga Variável.

Uma amostra volumétrica de 0,200 m³ foi utilizada para a aplicação do método do Perfil Instantâneo em laboratório usando-se uma sonda de neutrons e tensiômetros para a determinação do conteúdo de umidade volumétrica e do potencial total da água no solo, respectivamente.

A condutividade hidráulica em função do conteúdo de umidade volumétrica foi determinada para diversas profundidades em um planossolo da Unidade de Mapeamento Pelotas e a função exponencial da forma $k(\theta) = a.e^{b\theta}$, onde a e b são constantes para cada profundidade, foi a que melhor descreveu a relação entre as duas variáveis.

O trabalho foi realizado no período de 15 de maio a 15 de novembro de 1980, no Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (RS).

^{1/} Dissertação de Mestrado em Hidrologia Aplicada (Irrigação e Drenagem) - Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Univer^{sidade} Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, janeiro de 1981. (128 p.)

FUNCTIONAL RELATIONSHIP BETWEEN HYDRAULIC CONDUCTIVITY AND
VOLUMETRIC MOISTURE CONTENT IN A PLANOSOL OF THE MAPPING
UNIT PELOTAS 1/

Author: Adroaldo Dias Robaina

Adviser: John C. Taylor

Co-Adviser: Lawson F. Beltrame

SUMMARY

The objective of this study was to define the functional relationship between hydraulic conductivity and volumetric moisture content, using the instantaneous profile, one-step outflow and falling head permeameter methods.

An undisturbed soil sample of 0.200 m³ was used in the application of the instantaneous profile method in the laboratory using a neutron probe and tensiometers to determine volumetric moisture content and hydraulic potential, respectively.

The hydraulic conductivity as a function of the volumetric moisture was determined at several soil depths in a Planosol of the Mapping Unit Pelotas. The exponential function $K(\theta) = a \cdot e^{b\theta}$, where a and b are constants for a given soil depth, was the one that best described the relationship between the two variables.

This experiment was carried out between May 15 and November 15, 1980 in the Hydraulic Research Institute of the Federal University of Rio Grande do Sul, Brazil.

1/ Master of Science Dissertation in Applied Hydrology (Irrigation and Drainage) - Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Janeiro de 1981. (128 p.)

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	ii
SINOPSE	iii
ABSTRACT	iv
LISTA DE TABELAS	vii
LISTA DE FIGURAS	x
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DA LITERATURA	3
2.1. Infiltração e redistribuição da água no solo.	3
2.2. Redistribuição da água no solo e Capacidade de Campo.	4
2.3. Potenciais da água no solo.	5
2.4. Movimento da água no solo	9
2.5. Determinação da condutividade hidráulica. ..	12
2.5.1. Condutividade hidráulica saturada (K_s) - Método do permeâmetro.	12
2.5.2. One-step outflow method.	15
2.5.3. Método do perfil instantâneo.	18
3. MATERIAL E MÉTODOS	23
3.1. Considerações Gerais.	23
3.2. Curva característica da água no solo Pelotas.	24
3.3. Calibração da sonda de neutrons para a deter minação da umidade no solo Pelotas.	25

3.3.1. Instalação do tubo de acesso no campo.	25
3.3.2. Leituras a campo e no laboratório com a sonda de neutrons.	26
3.3.3. Amostragem.	26
3.3.4. Equação de calibração da sonda de neutrons.	27
3.4. Verificação dos tensiômetros.	28
3.5. Determinação da condutividade hidráulica. ..	29
3.5.1. Condutividade hidráulica saturada (K_s) Método do permeâmetro de carga variável.	29
3.5.2. "One-step outflow method".	33
3.5.3. Método do perfil instantâneo.	36
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	43
4.1. Calibração da sonda de neutrons.	43
4.2. Curvas características da água no solo.	45
4.3. Condutividade hidráulica saturada (K_s) - Método do permeâmetro de carga variável.	51
4.4. One-step outflow method.	55
4.5. Umidade volumétrica em função do tempo.	60
4.6. Potencial total da água no solo em função da profundidade.	72
4.7. Condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica - Método do perfil instantâneo. .	82
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	109
6. LITERATURA CITADA	111
APÊNDICE	114

LISTA DE TABELAS

1. Equações de regressão de umidade volumétrica (m^3/m^3) versus potencial matricial da água no solo ($mm H_2O$) e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), para as diversas profundidades (z), obtidos a partir dos dados experimentais das Tabelas 17 e 19; solo Pelotas. 46
2. Valores de condutividade hidráulica saturada (mm/dia); estimativa do valor médio (\bar{K}), desvio padrão (s) e coeficiente de variação (C.V.), obtidos com onze intervalos de carga hidráulica em cada tempo e diferentes tempos de determinação. Solo Pelotas. 52
3. Valores médios da condutividade hidráulica saturada (K_s), desvio padrão (s), coeficiente de variação (C.V.) e densidade do solo (d_s) para as duas profundidades estudadas. 52
4. Valores de umidade volumétrica e gradientes de umidade volumétrica em relação ao tempo, nos diversos tempos, calculadas por "spline cubic functions". Solo Pelotas. 0-100 mm. "One-step outflow method". 56
5. Valores de umidade volumétrica e gradientes de umidade volumétrica em relação ao tempo, em diversos tempos, calculados por "spline cubic functions". Solo Pelotas: 100-200 mm. "One-step outflow method". 57
6. Umidade volumétrica e gradientes de umidade volumétrica em relação ao potencial matricial, obtidos pela diferenciação da equação

$$(\theta = 0,5916 \cdot U_m^{-0,0574}, \text{ Tabela 1})$$
em relação ao potencial matricial. Solo Pelotas: 0-100 mm. "One-step outflow method". 58

7.	Umidade volumétrica e gradientes de umidade volumétrica em relação ao potencial matricial, obtidos pela diferenciação da equação $(\theta = 0,6567 \cdot U_m^{-0,1108}$, Tabela 1) em relação ao potencial matricial. Solo Pelotas: 100-200 mm. "One-step outflow method".	58
8.	Condutividade em função da umidade volumétrica no solo Pelotas, profundidade de 0-100 mm, calculada pelas equações (10) e (11). One-step outflow method.	59
9.	Condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica em solo Pelotas, profundidade de 100-200 mm, calculada pelas equações (10) e (11). One-step outflow method.	59
10.	Equações de regressão de umidade volumétrica (m^3/m^3) versus tempo (h) e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), para as diversas profundidades (z), obtidas a partir dos dados experimentais da Tabela 17 (Apêndice). Solo Pelotas.	62
11.	Equações de regressão do potencial total da água no solo (mm H ₂ O) versus profundidade (mm) e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), nos diversos tempos (t), obtidas a partir da leitura dos tensiômetros instalados a diversas profundidades, mostrados na Tabela 18. Solo Pelotas.	73
12.	Cálculo dos fluxos de água no solo às diversas profundidades (z) e diversos tempos (t). Os valores $d\theta/dt$ foram obtidos por derivação em relação ao tempo das equações da Tabela 10. Solo Pelotas.	83
13.	Cálculo da condutividade hidráulica K em função da umidade volumétrica θ . Os valores de dU/dz foram calculados derivando as equações da Tabela 11 em relação à profundidade (z). Solo Pelotas.	93
14.	Equações de regressão da condutividade hidráulica (mm/dia) e umidade volumétrica (m^3/m^3) e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), nas diversas profundidades (z), obtidas a partir dos dados da Tabela 13. Solo Pelotas.	98

Tabelas em Apêndice

15.	Análise mecânica e classe textural pelo método do hidrômetro (FORSYTHE, 1975), nas diferentes profundidades. Solo Pelotas. Média de três repetições.	117
-----	--	-----

16.	Densidade do solo, densidade de partículas, porosidade total e umidade volumétrica de saturação. Solo Pelotas.	118
17.	Umidades volumétricas em função do tempo de drenagem, nas diversas profundidades, obtidas a partir das leituras com a sonda de neutrons. Solo Pelotas.	119
18.	Valores de potencial total da água no solo (mm H ₂ O), nos diversos tempos, obtidos a partir de leitura de tensiômetros instalados às diversas profundidades. Solo Pelotas.	121
19.	Valores do potencial matricial da água no solo (mm H ₂ O), nos diversos tempos, obtidos a partir dos dados da Tabela 18.	123
20.	Cálculo dos fluxos de água no solo às diversas profundidades (z) para os tempos (t) de 24 a 144 horas. Os valores $d\theta/dt$ foram obtidos por "spline cubic functions".	125
21.	Cálculo da condutividade hidráulica K em função da umidade volumétrica θ , nas diversas profundidades. Os fluxos foram determinados dos gradientes de umidade volumétrica calculados por "spline cubic functions", para os tempos de 24 a 144 horas. Solo Pelotas.	127

LISTA DE FIGURAS

1. Componentes do amostrador.	41
2. Retirada de amostras indeformadas.	41
3. Saturação das amostras.	41
4. Permeâmetro de carga variável.	41
5. One-step outflow method.	41
6. Verificação dos tensiômetros.	42
7. Tensiômetros instalados.	42
8. Normalização na água.	42
9. Leituras de umidade.	42
10. Escala dos tensiômetros.	42
11. Curva de calibração da sonda de neutrons - N.E.A. - Solo Pelotas.	44
12. Curvas características da água no solo Pelotas pa ra as diversas profundidades (z), com suas equa ções de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2). z = 100 e 200 mm.	47
13. Curvas características da água no solo Pelotas pa ra as diversas profundidades (z), com suas equa ções de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2). z = 300 e 400 mm.	48
14. Curvas características da água no solo Pelotas pa ra as diversas profundidades (z), com suas equa ções de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2). z = 500 e 600 mm.	49
15. Curvas características da água no solo Pelotas pa ra as diversas profundidades (z), com suas equa ções de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2). z = 660 e 700 mm.	50

16.	Decréscimo da condutividade hidráulica (K_s) em relação ao tempo - Permeâmetro de carga variável - valores médios de 11 determinações.	54
17.	Condutividade hidráulica $K(\theta)$ em função da umidade volumétrica θ - "One-step outflow method". Solo Pelotas.	61
18.	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem; profundidade (z) = 100 mm. Solo Pelotas. ..	63
19.	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem; profundidade (z) = 200 mm. Solo Pelotas. ..	64
20.	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem; profundidade (z) = 300 mm. Solo Pelotas. ..	65
21.	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem; profundidade (z) = 400 mm. Solo Pelotas. ..	66
22.	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem; profundidade (z) = 500 mm. Solo Pelotas. ..	67
23.	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem; profundidade (z) = 600 mm. Solo Pelotas. ..	68
24.	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem; profundidade (z) = 660 mm. Solo Pelotas. ..	69
25.	Umidade volumétrica em função do tempo de drenagem; profundidade (z) = 700 mm. Solo Pelotas. ..	70
26.	Gráficos do potencial total versus profundidade, nos diversos tempos, com suas equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), obtidos a partir dos dados experimentais (Tabela 18). Solo Pelotas. $t = 0, 24, 48$ e 72 h.	75
27.	Gráficos do potencial total versus profundidade, nos diversos tempos, com suas equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), obtidos a partir dos dados experimentais (Tabela 18). Solo Pelotas. $t = 96, 120, 144$ e 288 horas.	76
28.	Gráficos do potencial total versus profundidade, nos diversos tempos, com suas equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), obtidos a partir dos dados experimentais (Tabela 18). Solo Pelotas. $t = 336, 360, 384$ e 408 horas.	77

29.	Gráficos do potencial total versus profundidade, nos diversos tempos, com suas equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), obtidos a partir dos dados experimentais (Tabela 18). Solo Pelotas. t = 432, 456, 480 e 504 horas.	78
30.	Gráficos do potencial total versus profundidade, nos diversos tempos, com suas equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), obtidos a partir dos dados experimentais (Tabela 18). Solo Pelotas. t = 528, 552, 576 e 600 horas.	79
31.	Gráficos do potencial total versus profundidade, nos diversos tempos, com suas equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), obtidos a partir dos dados experimentais (Tabela 18). Solo Pelotas. t= 624, 648, 672 e 696 horas.	80
32.	Gráficos do potencial total versus profundidade, nos diversos tempos, com suas equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), obtidos a partir dos dados experimentais (Tabela 18). Solo Pelotas. t = 720, 744 e 816 horas.	81
33.	Condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica para a profundidade z = 100 mm. Solo Pelotas.	99
34.	Condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica para a profundidade z = 200 mm. Solo Pelotas.	100
35.	Condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica para a profundidade z = 300 mm. Solo Pelotas.	101
36.	Condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica para a profundidade z = 400 mm. Solo Pelotas.	102
37.	Condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica para a profundidade z = 500 mm. Solo Pelotas.	103
38.	Condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica para a profundidade z = 600 mm. Solo Pelotas.	104
39.	Condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica para a profundidade z = 660 mm. Solo Pelotas.	105
40.	Condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica para a profundidade z = 700 mm. Solo Pelotas.	106

1. INTRODUÇÃO

Existe no Rio Grande do Sul cerca de dois milhões de hectares, que formam a chamada várzea arrozeira do Estado, que se caracterizam por possuírem uma topografia plana, cama da impermeável não muito profunda e uma má drenagem natural.

A unidade de mapeamento Pelotas pertence a várzea arrozeira do Estado, sendo prática comum nesta área a suspenção do plantio por um período de dois ou três anos para o combate de inços na lavoura de arroz, cultura principal em virtude do solo apresentar elevado ~~teor de~~ teor de umidade.

Se drenado esse solo poderia ser explorado convenientemente, implantando-se outras culturas durante o período em que fica em pousio, trazendo maiores recursos financeiros pela elevação da capacidade de utilização dessas áreas.

A relação da condutividade hidráulica e a umidade volumétrica no solo é uma das características mais importantes para a pesquisa e projetos de drenagem, bem como na estimativa da contribuição da ascensão capilar para o uso consuntivo da água pelas culturas durante a época de seca.

O presente estudo tem como principais finalidades:

- 1- Estudar a relação funcional entre condutividade hidráu

lica e a umidade volumétrica em diferentes profundidades no solo Pelotas.

2- Avaliar o comportamento do fluxo da água no solo em diferentes profundidades.

3- Determinar a curva de retenção da umidade no solo através de tensiômetros.

2. REVISÃO DA LITERATURA

2.1. Infiltração e redistribuição da água no solo

Denomina-se infiltração ao processo pelo qual a água penetra nas camadas superficiais do solo e se move para baixo, em direção ao lençol freático (WISLER & BRATER, 1964).

Basicamente a infiltração depende de certas características do solo, como textura e estrutura, podendo sofrer a influencia de outros fatores, como o teor de umidade no solo e a presença de uma camada endurecida ou impermeável no perfil (WHITERS & VIPOND, 1974).

O processo de infiltração chega ao final ao cessar a chuva ou irrigação e ao se esgotar a água retida nas áreas mais baixas da superfície do solo. Mas, no interior do perfil o movimento da água não cessa imediatamente, podendo persistir por longo tempo.

Redistribuição interna é o movimento da água após a infiltração, que se caracteriza pelo aumento da umidade das camadas mais profundas em virtude do deslocamento da água contida nas camadas mais superficiais inicialmente umedecidas (HILLEL, 1971).

A velocidade de redistribuição diminui com o tempo,

podendo tornar-se insignificante em poucos dias ou se manter apreciável durante semanas, dependendo do tipo de solo.

Segundo HILLEL (1971), para um mesmo solo, o decréscimo da velocidade de redistribuição com o tempo ocorre devido a duas razões:

- a- diminuição do gradiente de potencial entre a zona seca e a zona úmida, à medida que a segunda perde e a primeira ganha umidade;
- b- à medida que a zona úmida perde umidade, sua condutividade hidráulica diminui bruscamente. Com ambos diminuindo, o fluxo decresce rapidamente.

2.2. Redistribuição da água no solo e Capacidade de Campo.

A umidade no solo na qual a redistribuição interna praticamente cessa denomina-se capacidade de campo, foi universalmente considerada por muito tempo como uma propriedade física, característica e constante para cada solo (HILLEL, 1971).

VEIHMEYER & HENDRICKSON (1949) definiram a capacidade de campo como "a quantidade de água retida no solo após a drenagem do seu excesso, quando a velocidade do movimento descendente da água praticamente cessa, o que ocorre 2 a 3 dias após a chuva ou irrigação em solos permeáveis de textura e estrutura uniformes".

Os critérios para a determinação do final da redis

tribuição interna dependem da frequência e precisão com as quais a umidade no solo é medida (REICHARDT, 1975).

FREIRE (1979), trabalhando em um perfil de Latossolo Roxo Distrófico (Acrustox) no município de Lavras (MG) em condições de campo não saturadas, concluiu que a capacidade de campo pode ser tomada como sendo o teor de água retido a 0,07 atmosferas (atm). Considerou que cinco dias após suspensa a irrigação o fluxo era constante.

Para HILLEL (1971), os solos aos quais o conceito de capacidade de campo mais se adapta são os solos de textura arenosa, nos quais a condutividade hidráulica decresce rapidamente com a diminuição da umidade no solo e o fluxo se torna muito pequeno.

Segundo o mesmo autor, dentre os fatores que afetam a capacidade de campo e a redistribuição interna temos:

- a- textura do solo;
- b- tipo de argila;
- c- teor de matéria orgânica;
- d- conteúdo inicial de umidade;
- e- existência de camadas retardadoras no perfil e
- f- evapotranspiração.

2.3. Potenciais da água no solo.

O conceito de potencial da água no solo é de fundamental importância porque elimina as categorias arbitrárias

nas quais a água foi classicamente dividida: água gravitacional, água capilar e água higroscópica.

Deve ficar claro que a água é a mesma em qualquer posição e tempo no interior do solo, que não difere na "forma" mas sim no seu estado de energia.

O estado de energia da água é definido por uma função termodinâmica, a "Energia Livre de Gibbs", denominada simplesmente Potencial Total da Água, medido através do trabalho realizado quando se passa de um estado de energia da água em um dado ponto no solo para o estado padrão tomado arbitrariamente igual a zero (REICHARDT, 1978).

Na Física Clássica temos duas formas de energia, a cinética e a potencial. A primeira, que é proporcional ao quadrado da velocidade, é geralmente desconsiderada devido ao movimento da água no solo ser bastante lento e a segunda, que é função da posição e da condição interna da água, é de grande importância para a determinação do estado de energia da água no solo. O potencial da água no solo é uma medida de sua energia potencial.

Para REICHARDT (1978), três formas são mais utilizadas para servirem como unidades de potencial:

- a- Energia por unidade de massa - sua dimensão será $(L^{-2} \cdot T^{-2})$ e as unidades mais comuns são erg/g e joule/kg.
- b- Energia por unidade de volume - possui dimensões de pressão $(ML^{-1} \cdot T^{-2})$ e as unidades mais comuns são dina/cm², bar e atm.
- c- Energia por unidade de peso (altura hidráulica) -

possui dimensão linear (L), pois pode-se converter pressão em altura de coluna de líquido e vice-versa.

O potencial total da água no solo pode ser separado em diversas componentes segundo a expressão (REICHARDT, 1975)

$$U = U_p + U_g + U_{os} + U_m \quad (1)$$

onde: U = potencial total da água no solo,

U_p = componente de pressão,

U_g = componente gravitacional,

U_{os} = componente osmótica e

U_m = componente matricial.

Na equação (1) deve-se salientar que as componentes de pressão e matricial não ocorrem simultaneamente. A componente de pressão só é considerada para pressões positivas e para pressões relativas negativas (tensões) considera-se a componente matricial.

Vejamos cada componente separadamente:

a- Componente gravitacional (U_g) - É o potencial de água no campo gravitacional, sempre presente. Usando-se a unidade de potencial (energia por unidade de peso), a componente gravitacional será a própria coordenada vertical, medida a partir de um referencial de posição e normalmente esse referencial é a superfície do solo.

b- Componente osmótica (U_{os}) - Refere-se ao trabalho químico realizado ao levar a água do estado padrão (água pura) até o estado da água no solo, que é uma solução de sais minerais e substâncias orgânicas. O valor de U_{os} é idêntico ao valor osmótico da solução. No solo é de difícil determinação, existindo porém instrumentos especiais para sua avaliação.

ção. Na maioria dos solos, o potencial osmótico não poderia ser desconsiderado quando a umidade no solo não é muito baixa, pois a concentração salina da água no solo é da ordem de 10^{-3} a 10^{-4} mol. l^{-1} , o que traduz um potencial osmótico entre 0,025 e 0,0025 atmosfera.

c- Componente de pressão (U_p) - Aparece apenas quando a pressão da água é diferente da pressão padrão, a atmosférica. Essa componente só é considerada para pressões relativas positivas.

d- Componente matricial (U_m) - Esse potencial, frequentemente denominado potencial capilar, potencial de tensão, sucção ou pressão negativa, se refere ao efeito resultante das interações entre a água e a matriz do solo. De modo geral esse componente, sendo o resultado do efeito combinado de dois mecanismos, adsorção e capilaridade, não pode ser calculado facilmente. Na prática, é medida experimentalmente por meio de tensiômetros ou instrumentos de pressão e sucção.

Combinando as componentes do potencial total temos para a água no solo, em condições de fluxo não saturado (REICHARDT, 1978):

$$U = U_g + U_m \quad (2)$$

onde: U = é o potencial total,

U_g = potencial gravitacional,

U_m = potencial matricial.

Segundo RICHARDS (1949), o intervalo de potencial matricial medido através de tensiômetros variam de zero a cerca de 850 mm de água.

Em solos arenosos esse intervalo atinge 50% e para solos argilosos pode avaliar 90% do conteúdo de umidade entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente.

2.4. Movimento da água no solo.

O movimento da água ocorre sempre que existir diferença no potencial total da água em diferentes pontos no interior do solo. Se a energia total entre dois pontos quaisquer for invariável, mesmo que exista variações nos potenciais componentes (matricial, gravitacional, ...), não haverá fluxo de água.

O potencial total sendo interpretado como a energia capaz de produzir trabalho, percebe-se que a água se desloca de pontos de maior potencial para os de menor potencial (CRUCIANI, 1980).

O fluxo de água, tanto para solos saturados como não saturados, é proporcional a um gradiente de potencial, que pode ser expresso em mm de água ou atm.

Para HILLEL (1971), a diferença mais importante entre fluxo saturado e não saturado está na condutividade hidráulica.

Com a drenagem, e o conseqüente esvaziamento dos poros maiores de um solo inicialmente saturado, a contribuição da componente gravitacional vai se tornando menos importante quantitativamente e o potencial matricial vai se tornando mais importante, conseqüentemente afetando o valor da condu

tividade hidráulica (KRAMER, 1949).

Segundo CHILDS (1969), Henry Darcy em 1856, foi o primeiro a estabelecer uma equação relacionando o gradiente de potencial total e o movimento da água em condições saturadas.

RICHARDS, em 1931, citado por HILLEL (1971), estendeu a aplicação da equação de Darcy para as condições de fluxo não saturado, assumindo a condutividade hidráulica como uma função do conteúdo de umidade ou do potencial total, $K(\theta)$ e $K(U)$, respectivamente.

A determinação quantitativa do movimento da água no solo é feita através da equação de Darcy, que escrita na forma diferencial para uma dimensão é expressa por:

$$q = - K(\theta) \cdot \frac{dU}{dz} \quad (3)$$

onde: q é o fluxo da água (LT^{-1}); $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica do solo (LT^{-1}), que é uma função da umidade volumétrica no solo; U é o potencial total da água no solo e z é a coordenada vertical de posição, em referência ao nível da superfície do solo. O sinal negativo na equação indica simplesmente que o sentido do fluxo é o inverso do gradiente.

O gradiente de potencial dU/dz representa a variação do potencial total da água ao longo da direção z . Sendo o potencial constante, $dU/dz = 0$, não haverá fluxo.

Na prática, o gradiente de potencial é aproximado por uma diferença finita:

$$\frac{dU}{dz} \approx \frac{\Delta U}{\Delta z} = \frac{U_i - U_j}{z_i - z_j} \quad (4)$$

onde: U_i e z_i são o potencial total e a posição do ponto i ;
 U_j e z_j o potencial total e a posição do ponto j .

A condutividade hidráulica $K(\theta)$ é um coeficiente de proporcionalidade entre o fluxo e o gradiente de potencial.

É uma característica física que depende tanto do meio poroso como das propriedades do fluido. Varia de solo para solo, de horizonte para horizonte em um mesmo solo e em cada um deles com a umidade, sendo que o valor máximo da condutividade hidráulica se encontra quando o solo está saturado e com a diminuição da umidade diminui bruscamente na forma exponencial (REICHARDT, 1978), devido à diminuição da secção efetiva de condução da água.

As características do solo que modificam a condutividade hidráulica, segundo CHILDS (1969), são: porosidade total, distribuição e tamanho dos poros e a geometria dos interstícios do solo (tortuosidade). As atribuídas ao fluido são a sua viscosidade e sua densidade.

Conforme HILLEL (1971), a equação de Darcy por si só não é suficiente para descrever o fluxo da água em regime transitório (não permanente), que obedece a Lei da Conservação das Massas expressa pela Equação da Continuidade.

Esta equação para fluxo vertical é escrita na forma diferencial unidirecional, do seguinte modo:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{dq}{dz} \quad (5)$$

onde t é o tempo (T).

Substituindo a equação (3) na (5) teremos:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dz} \left[-K(\theta) \cdot \frac{dU}{dz} \right] \quad (6)$$

que é a equação diferencial para o movimento unidirecional vertical da água no solo desde que convencionemos z como a coordenada vertical de posição.

Três casos particulares de fluxo para a aplicação da equação (6) podem ser distinguidos:

a- Fluxo em equilíbrio dinâmico ("steady-state"), ou também denominado regime permanente, no qual o fluxo é constante. Neste caso, $d\theta/dt = 0$ e $dU/dz \neq 0$, sendo esse gradiente quem determina o fluxo q .

b- Fluxo variável ou transitório ("transient flow"), que é o caso mais geral, no qual os gradientes $d\theta/dt$ e dU/dz variam com o tempo e posição. Neste caso a equação diferencial é a (6).

c- Sem fluxo, equilíbrio termodinâmico. Nesta situação o sistema é estático; $d\theta/dt = 0$ e $dU/dz = 0$.

2.5. Determinação da condutividade hidráulica.

2.5.1. Condutividade hidráulica saturada (K_s) - Método do permeâmetro.

Muitos trabalhos têm sido realizados para a avaliação da condutividade hidráulica em laboratório com amostras de solo com estrutura deformada e não deformadas.

Para a determinação da condutividade hidráulica saturada são dois os tipos de instrumentos frequentemente utilizados: o permeâmetro de carga constante e o permeâmetro de

carga variável, ambos baseados na aplicação da lei de Darcy.

O permeâmetro de carga variável é utilizado correntemente para a determinação da condutividade hidráulica em solos de baixa permeabilidade, nos quais o movimento da água é bastante lento.

McINTIRE et alii (1979), trabalhando com vários tipos de solos, analisaram métodos, técnicas e erros na determinação da condutividade hidráulica e mostram que o valor desta decresce quando avaliada em espaço de tempo de 10 a 40 horas após a saturação das amostras de solo.

KLUTE (1972) cita que LAMBE descreve variações entre aparelhos que utilizam a técnica de carga constante e carga variável, apresenta modificações que diminuem os erros causados por evaporação nas determinações da condutividade hidráulica com amostras relativamente impermeáveis.

FADL (1979) diz que a determinação da condutividade hidráulica com amostras de solo no laboratório usando permeâmetro está sujeita a dois tipos de erro, o fluxo lateral e a destruição da estrutura da amostra de solo, e apresenta um permeâmetro modificado que, segundo esse autor, diminui o erro experimental, concluindo que os resultados são significativamente mais baixos e mais reais que os obtidos por técnicas tradicionais.

No permeâmetro de carga constante o procedimento é muito simples, consistindo em medir o volume de água que em um tempo t atravessa a secção transversal das amostras de solo retiradas do solo mediante cilindros, estando estas em posição vertical e submetidas a uma diferença de nível da á

gua constante sobre a amostra previamente saturada.

A relação matemática para a determinação da condutividade hidráulica pelo método do permeâmetro de carga constante é:

$$K = \frac{Q \cdot L}{A \cdot H} \quad (7) ,$$

onde: $Q = V/t$ = volume de água que, na unidade de tempo t , atravessa a secção transversal da amostra de solo ($L^3 \cdot T^{-1}$);

A = secção transversal da amostra de solo (L^2);

L = altura da amostra de solo (L);

H = carga hidráulica constante aplicada (L);

K = condutividade hidráulica (LT^{-1}).

No permeâmetro de carga variável determina-se a variação da altura do nível da água aplicado sobre a amostra de solo saturado como uma função do tempo, em um tubo manométrico graduado.

A relação matemática nesse caso é dada por:

$$K = \frac{a \cdot L}{A \cdot t} \cdot \ln \frac{H_0}{H_1} \quad (8) ,$$

onde: a = área do tubo manométrico graduado (L^2);

A = área da secção transversal da amostra (L^2);

L = altura da amostra (L);

H_0 = posição inicial do nível da água no tubo manométrico (L);

H_1 = posição final do nível da água no tubo manométrico (L);

t = tempo decorrido na variação de altura de H_0 para H_1 (T);

K = condutividade hidráulica (LT^{-1}).

Descrição detalhada desses procedimentos encontram-se em KLUTE (1965).

Como os métodos que utilizam permeâmetros na determinação da condutividade hidráulica de amostras de solo saturado, a saturação dessas amostras tem grande importância. Se não estiverem totalmente saturadas o ar pode bloquear a passagem da água através dos poros, provocando alterações na determinação.

KLUTE (1965), ao comentar sobre os métodos de laboratório para a determinação da condutividade hidráulica, além de outros fatores que podem alterar os resultados a serem obtidos, acrescenta o efeito da atividade biológica causando o fechamento dos poros, as fendas e galerias de oligoquetos no seio das amostras, vazamento ao longo da interface solo-parede do cilindro e variação na temperatura da água.

2.5.2. One-step outflow method.

GARDNER (1956) desenvolveu um método para a determinação da difusividade hidráulica da água no solo através do fluxo de umidade de uma amostra de solo mantida sobre uma placa porosa e submetida a trocas gradativas de pressão. Uma vantagem desse método é que não necessita equipamento especial, sendo necessário somente um equipamento padrão usado para a determinação das curvas características da água no solo.

Em princípio, a difusividade hidráulica, a condutividade hidráulica e o potencial total, $D(\theta)$, $K(\theta)$ e $U(\theta)$ res

pectivamente, são obtidos como uma função do conteúdo de umidade a partir de dados experimentais.

Para resolver a equação de fluxo, GARDNER supôs que o gradiente de pressão exercido sobre a amostra era bastante pequeno, que $D(\theta)$ poderia ser considerado constante e que a umidade volumétrica estava linearmente relacionada com o potencial U .

Com essas suposições e condições de contorno apropriadas e ainda desprezando os termos de ordem maior em uma série infinita, GARDNER chegou à equação

$$\ln (Q_0 - Q_t) = \ln \frac{8 \cdot Q_0}{2} - \frac{\pi^2}{2L} \cdot D \cdot t \quad (9),$$

onde: Q_0 = quantidade de fluxo em um tempo infinito (L^3);

Q_t = quantidade de fluxo em um tempo t (L^3);

L = altura da amostra de solo (L);

t = tempo (T);

D = difusividade hidráulica ($L^2 \cdot T^{-1}$).

O valor da difusividade hidráulica é obtido através da declividade da reta estimada pelos pontos experimentais em um gráfico de $\ln (Q_0 - Q_t)$ versus t .

Mais tarde, GARDNER (1962) mostrou que, sob certas condições de contorno ($t = 0, \theta = \theta_s$ e $t = \infty, \theta = \theta_f$), a difusividade hidráulica pode ser calculada através do conteúdo de umidade e do fluxo instantâneo para uma amostra de solo de altura L . O mais importante é que a difusividade não necessita ser considerada constante.

A equação de GARDNER (1962) é:

$$D(\theta) = - \frac{4 L^2}{\pi^2 \cdot (\theta - \theta_f)} \cdot \frac{d\theta}{dt} \quad (10),$$

onde: θ_f = conteúdo de umidade na amostra no equilíbrio final (L^3 / L^3);

θ = conteúdo de umidade na amostra no tempo t ($L^3 - L^3$);

L = altura da amostra (L);

t = tempo (T);

$D(\theta)$ = difusividade hidráulica ($L^2.T^{-1}$).

Com esse método, a relação entre a difusividade hidráulica D e o conteúdo de umidade θ é obtida, além da variação do conteúdo de umidade com uma variação gradativa da pressão.

DOERING (1965) apresenta um método para a determinação da condutividade hidráulica em função do conteúdo de umidade $K(\theta)$ a partir da equação de GARDNER (1962), usando apenas uma aplicação de uma pressão. Como a aplicação gradativa das pressões são substituídas pela aplicação de uma única pressão, passando a amostra por vários equilíbrios intermediários e parando de ceder água quando em equilíbrio com a pressão aplicada, esse método passou a ser conhecido como "One-Step Outflow Method".

Quando a difusividade hidráulica a um determinado conteúdo de umidade $D(\theta)$ e a curva característica da água para um solo são conhecidas, a condutividade hidráulica em função do conteúdo de umidade, $K(\theta)$, é calculada pela expressão:

$$K(\theta) = - D \cdot \frac{d\theta}{dU_m} \quad (11),$$

onde: $D(\theta)$ = difusividade hidráulica ($L^2.T^{-1}$);

$d\theta/dU_m$ = gradiente da curva característica da água no

so solo a um θ correspondente a $D(\theta)$ ($L^3 \cdot L^{-4}$);
 $K(\theta)$ = condutividade hidráulica ($L \cdot T^{-1}$).

Esse autor, trabalhando com cinco solos, comparou valores de difusividade e condutividade hidráulica obtidos por métodos de fluxo constante e métodos de pequenos acréscimos de fluxo com os obtidos pelo "One-step outflow method", concluindo que este último produz tão bons resultados quanto os outros métodos e com a vantagem de ser de fácil aplicação prática, porque somente uma pressão aplicada é necessária, ao contrário dos outros, e que não é necessário que se considere a difusividade hidráulica constante, sendo isso confirmado por KLUTE (1972), que discute vários métodos de avaliação da condutividade e da difusividade hidráulica com a finalidade de identificar os princípios, vantagens e desvantagens de cada método.

2.5.3. Método do perfil instantâneo.

RICHARDS & WEEKS (1953) elaboraram um método para a determinação da condutividade hidráulica, a partir da equação (6), apresentando a condutividade hidráulica como uma função da umidade do solo.

Segundo HILLEL (1972), este método é conhecido como "método do perfil instantâneo", sendo muito utilizado em experimento de laboratório e de campo, como podemos constatar nos trabalhos de DAVIDSON et alii (1969), FREIRE (1979) e nos trabalhos de VAN BAVEL et alii (1968), HILLEL et alii (1972), NIELSEN et alii (1973) e FHULER et alii (1976), estes quatro

últimos citados por PREVEDELLO (1979).

A resolução da equação diferencial (6) em relação a z , uma vez que $d\theta/dt$ é fixo para cada profundidade, é a seguinte:

$$\left. \frac{d\theta}{dt} \right|_z \cdot dz = \left. \frac{d}{dz} \right| - K(\theta) \cdot \left. \frac{dU}{dz} \right| \cdot dz \quad (12),$$

e para uma camada de solo (z) situada entre os níveis do solo z_2 e z_1 é:

$$\left. \frac{d\theta}{dt} \right|_z \cdot \Delta z = - K(\theta) \cdot \left. \frac{dU}{dz} \right| \quad (13).$$

Se a superfície do solo estiver coberta para prevenir a evaporação, a mudança no conteúdo de água por unidade de tempo será:

$$\left. \frac{dM}{dt} \right|_z = \left| - K(\theta) \cdot \left. \frac{dU}{dz} \right|_z \right. \quad (14),$$

onde M é o conteúdo total de água no solo, até a profundidade z , de acordo com a expressão:

$$M = \int_0^z \theta(z) \cdot dz \quad (15).$$

Desse modo, temos:

$$\left. \frac{dM}{dt} \right|_z = \left. \frac{d\theta}{dt} \right|_z \cdot \Delta z \quad (16).$$

Igualando a expressão (16) com a (14) e explicitando $K(\theta)$, temos:

$$K(\theta) = - \frac{(d\theta/dt)_z \cdot \Delta z}{(dU/dz)_z} \quad (17).$$

Nestas condições, através de medidas simultâneas de umidade e do potencial total da água no solo durante certo período de drenagem, determina-se o numerador e o denominador do termo à direita na equação (17), separadamente, que correspondem ao fluxo de água no solo e ao gradiente de potencial total à profundidade z respectivamente, e daí teremos o valor da função $K(\theta)$ na profundidade z .

Baseado na equação (17), HILLEL et alii (1972) descreve um procedimento para determinação da condutividade hidráulica em condições de campo.

Esses autores dizem que se os valores do gradiente hidráulico são menores que a unidade, indicam a existência de uma camada retardadora no perfil do solo e que o método não apresenta resultados satisfatórios quando o movimento lateral da água no solo é apreciável e/ou o lençol freático se encontra a uma pequena profundidade.

REICHARDT e LIBARDI (1974), CHO et alii (1976), HILLEL e VAN BAVEL (1976), CAVALCANTE et alii (1978), segundo PREVEDELLO (1979), obtiveram resultados satisfatórios usando a metodologia de HILLEL et alii (1972) na obtenção da condutividade hidráulica em função da umidade do solo, $K(\theta)$.

LIBARDI (1978) simplificou a metodologia anteriormente citada, desenvolvendo equações analíticas para expressar a variação da umidade do solo em função do tempo, $\theta(t)$; do potencial matricial em função da umidade, $U_m(\theta)$; e do poten

cial total em função do tempo, $U(t)$, encontrando excelentes resultados, pois os coeficientes de determinação (r^2) foram superiores a 0,94 (PREVEDELLO, 1979).

BAKER et alii (1974) dizem que a aplicação do "método do perfil instantâneo" pode ser limitada por problemas técnicos de medição da umidade e do potencial total e pelas características do perfil do solo. Discutem uma modificação na instalação dos tensiômetros e concluem que, para a determinação do conteúdo de umidade *in situ*, é preferível se utilizar técnicas nucleares.

No trabalho de PREVEDELLO (1979) é apresentada uma simplificação no procedimento descrito por HILLEL et alii (1972) para a determinação da condutividade hidráulica *in situ*.

A simplificação se baseia no uso de equações bi-logarítmicas ($y = a \cdot x^b$), as quais podem representar o comportamento da curva característica da umidade do solo, da umidade em relação ao tempo e da condutividade em relação a umidade.

Na equação proposta para expressar a condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica, também na forma bi-logarítmica, os coeficientes de determinação foram superiores a 0,99 e o valor do expoente (b) apresentou acréscimo em relação ao teor médio de argila para os solos estudados.

As equações propostas por PREVEDELLO (1979) são do tipo:

$$U_m = a_1 \cdot \theta^{b1} \quad (18)$$

$$\theta = a_2 \cdot t^{b2} \quad (19)$$

$$U = a_3 \cdot t^{b3} \quad (20)$$

$$K(\theta) = a_4 \cdot e^{b_4} \quad (21)$$

onde U_m , θ , U e K são respectivamente o potencial matricial (L), umidade volumétrica ($L^3 \cdot L^{-3}$), potencial total (L) e condutividade hidráulica (LT^{-1}); t é o tempo (T); a_1 , a_2 , a_3 e a_4 são os coeficientes lineares das equações acima e b_1 , b_2 , b_3 e b_4 são as inclinações das curvas correspondentes.

Existe na literatura citações que a condutividade hidráulica pode ser expressa em função do potencial da água no solo, o que se pode constatar nos trabalhos de RICHARDS e WEEKS (1953) e BOUMA et alii (1971).

RICHARDS et alii (1956) apresentam equações da forma (19) e dizem que a mudança do conteúdo de umidade em relação ao tempo pode ser obtida por diferenciação das equações, cita das anteriormente, em relação ao tempo.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Considerações Gerais.

O solo estudado pertence a Unidade de Mapeamento Pelotas, classificado por BRASIL (1973) como PLANOSSOLO.

O local escolhido para a retirada das amostras de solo foi uma área pertencente àquela unidade, localizada no município de Camaquã (RS), a poucos metros do local utilizado por BRASIL para a descrição do perfil dessa unidade.

Foi escolhida essa área porque o solo possui características das várzeas arrozeiras do Rio Grande do Sul, apresentando topografia plana, mediana profundidade, predominância da cor cinza (gleizados), textura argilosa, mal drenados e com excesso de umidade a maior parte do ano.

Segundo BELTRAME et alii (1979), os solos da unidade Pelotas são pouco porosos e a má drenagem se deve a um horizonte B pouco permeável.

O clima da região, pela classificação de Koeppen, se enquadra na fórmula climática Cfa2.

A vegetação da região é do tipo nativo, predominando nesta unidade campos modificados pelo uso agrícola intenso, sendo a sua utilização atual com arroz e soja em rotação com pastagens.

A descrição do perfil e a caracterização física dessa unidade, tal como classificação textural, densidade de partículas, densidade do solo e porosidade total encontram-se no Apêndice.

3.2. Curva característica da água no solo Pelotas.

Para o cálculo da condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica, $K(\theta)$, pelo "one-step outflow method", utilizou-se os gradientes de umidade volumétrica em relação ao potencial matricial da água no solo Pelotas, para um particular valor de umidade volumétrica.

Os referidos gradientes foram calculados por derivação em relação ao potencial matricial das equações $\theta = \theta(U_m)$ (Tabela 1) correspondentes as duas profundidades, obtidas por regressão a partir dos dados experimentais de umidade volumétrica e potencial matricial, que constam das Tabelas 17 e 19, respectivamente.

Os dados de umidade volumétrica foram obtidos com a sonda de neutrons e os do potencial matricial subtraindo-se o potencial gravitacional dos valores de potencial obtidos com tensiômetros.

3.3. Calibração da sonda de neutrons para a determinação da umidade no solo Pelotas.

A sonda de neutrons utilizada para determinar a variação da umidade no solo em relação ao tempo, para as diversas profundidades, foi fabricada por Nordisk Elektrisk Apparat Fabric (N.E.A.) da Dinamarca em 1971 e possui três compontes principais, uma fonte emissora de neutrons de alta energia, um detector de neutrons de baixa energia e um contador de neutrons detectados. A profundidade que se determinou a umidade com a sonda é controlada através de um mostrador que indica a posição da fonte radioativa abaixo do nível da superfície do solo.

A metodologia para a calibração da sonda de neutrons para a determinação da umidade volumétrica, para o solo estudado, é descrita por BELTRAME & TAYLOR (1980), como veremos a seguir.

3.3.1. Instalação do tubo de acesso no campo.

O equipamento usado para a instalação do tubo de acesso da fonte radioativa ao solo consistiu de: um tubo guia, que permite a passagem do tubo de acesso sem que ocorram movimentos laterais, marreta para fazer o tubo penetrar no solo, trado de rosca para a limpeza do tubo guia e a retirada do solo e uma chapa de proteção para evitar a compactação do solo.

O tubo de acesso utilizado neste trabalho foi de alu

mínio, com diâmetro externo de 44,5 mm, diâmetro interno de 41,2 mm e 860 mm de comprimento, instalado na profundidade de 830 mm, sendo que sobressaía do solo 30 mm.

3.3.2. Leituras a campo e no laboratório com a sonda de neutrons.

As leituras do número de neutrons moderados, expressas em contagem por minuto (c.p.m.), usadas para a calibração são as médias de três leituras por cada profundidade, nas profundidades de 100, 200, 300, 400 e 500 mm.

A contagem padrão na água foi obtida no laboratório, sendo esta a média de dez leituras de contagem de neutrons detectados, quando a fonte radioativa emitia neutrons de alta energia, estando esta colocada a uma profundidade de 500 mm, abaixo do nível da água no interior de um tonel de 0,200 m³ de capacidade, com um suporte no centro para equilibrar o tubo de acesso, o que pode ser visto na Figura 8. As leituras de contagem na água foram obtidas no tempo de um minuto, assim como também as de campo.

3.3.3. Amostragem.

Foram retiradas seis amostras de solo, em cada profundidade, com estrutura indeformada e volume conhecido a fim de determinar-se a umidade no solo pelo método gravimétrico e a densidade do solo e, com estes valores, a umidade volumétrica no solo nas mesmas profundidades e no mesmo tempo em

que se realizou as leituras de contagem com a sonda de neutrons no campo.

3.3.4. Equação de calibração da sonda de neutrons.

Com os valores médios da contagem no solo e com o valor médio da contagem na água obtidos com a sonda de neutrons, obteve-se a taxa de contagem para cada profundidade.

Tendo-se os valores da umidade volumétrica para cada profundidade, pode-se determinar a equação de calibração da sonda para o solo Pelotas, cuja determinação foi feita através de uma análise de regressão linear dos valores da taxa de contagem para os de umidade volumétrica, obtendo-se, então, as constantes empíricas da equação de calibração, que tem a seguinte forma:

$$\theta = a \cdot \frac{R}{R_a} + b \quad (22)$$

onde: θ = Umidade volumétrica (m^3/m^3),

R = Contagem no solo (c.p.m.),

R_a = Contagem na água (c.p.m.),

a = coeficiente angular e

b = coeficiente linear.

Para a determinação dos valores de a e b utilizaram-se, juntamente com os dados de campo, as leituras de contagem realizadas nas mesmas profundidades anteriormente citadas, em uma amostra de solo de estrutura indeformada, cujo volume total era de aproximadamente $0,200 m^3$ e que se encontrava em estado de saturação. Como a caracterização física do

solo nos permite a determinação da umidade de saturação (θ_s) para cada profundidade, de zero a 500 mm, pode-se tomar pares de valores de umidade de saturação e as leituras de contagem correspondentes.

3.4. Verificação dos tensiômetros.

Para a determinação da condutividade hidráulica em função do conteúdo de umidade pelo método do perfil instantâneo, há necessidade de se instalar tensiômetros em cada profundidade desejada para se conhecer o potencial total da água no solo nessas profundidades.

Deve-se testar os instrumentos a serem utilizados, visando detectar possíveis defeitos no funcionamento, bem como o tempo de resposta do tensiômetro, quando submetido a uma determinada sucção.

O material utilizado para a verificação dos tensiômetros, mostrado na Figura 6, é constituído fundamentalmente de: uma bomba de vácuo, cuja vazão é de $0,370 \text{ m}^3$ de ar/min e capaz de produzir pressões negativas de aproximadamente 760 mm de Hg, conectada a um kitasato, contendo água em um nível pouco acima da extremidade superior da cápsula do tensiômetro a ser testado. O referido frasco é hermeticamente vedado pela ação da pressão lateral exercida pelo tensiômetro, quando pressionado para baixo, sobre uma tampa de borracha com um orifício no centro de modo a permitir a passagem da cápsula do aparelho; uma escala graduada em milibares (mb), suporte

e base da escala, suporte do tensiômetro, conexões flexíveis e cronômetro para a tomada de tempo. Foram selecionadas as tensões de 40, 100 e 150 mm de Hg, o que corresponde a aproximadamente 53, 133 e 200 mb em coluna de mercúrio medida na escala graduada.

As cápsulas dos tensiômetros foram colocadas em água, para serem saturadas, pelo tempo mínimo de 48 horas antes de testadas e os tensiômetros que respondiam prontamente às sucções produzidas pela bomba de vácuo e que não apresentavam defeito de vazamento de ar na linha de junção da cápsula com o tubo do tensiômetro foram considerados satisfatórios para o uso.

3.5. Determinação da condutividade hidráulica.

3.5.1. Condutividade hidráulica saturada (K_s) - Método do permeâmetro de carga variável.

As amostras de solo para a determinação da condutividade hidráulica saturada pelo método do permeâmetro de carga variável foram coletadas nas profundidades de 0-100 e 100 - 200 mm, em número de quatro, sendo duas por cada profundidade. A finalidade da aplicação desse método foi conhecer o valor máximo da condutividade hidráulica não saturada.

Para a retirada das amostras utilizaram-se cilindros de PVC rígido de 148 mm de diâmetro e 100 mm de altura, obedecendo a técnica descrita em GONDIM (1980), a qual será descrita a seguir.

Na Figura 1 aparece o amostrador utilizado, que consta basicamente dos seguintes componentes:

- uma haste metálica de 1.500 mm de comprimento; seção transversal tipo U cujas dimensões são 3" x 1 1/4" x 1/8";
- duas barras metálicas de diâmetro 5/8" com 800 mm de comprimento, ponteaguda numa extremidade e possuindo uma base helicoidal para a melhor penetração e fixação no solo;
- um macaco hidráulico com capacidade de 3 Tonf;
- uma cruzeta metálica;
- dois anéis de aço com diâmetro interno pouco maior que o diâmetro externo do cilindro PVC, de modo que este fique bem ajustado e com 50 mm de altura;
- cilindro PVC rígido.

Os anéis servem para serem acoplados nas extremidades dos cilindros e o que é colocado na parte inferior destes tem sua aresta de baixo em bisel, cuja finalidade é facilitar a penetração do conjunto cilindro-anel no solo.

Na Figura 2 pode-se ver todos os componentes do amostrador montados para o início da operação de retirada de amostras volumétricas indeformadas.

A distancia entre as barras metálicas é de aproximadamente 1.500 mm. Na mesma figura pode-se observar a cruzeta metálica, devidamente centrada sobre o anel superior, que recebe e distribui uniformemente o esforço desenvolvido pelo macaco hidráulico, fazendo com que o cilindro coletor penetre suavemente no solo.

Depois que o cilindro penetrou no solo, foi escavado ao redor do cilindro com uma pá de corte e com o auxílio de

um martelo pedológico retirou-se o cilindro com a amostra.

Após a retirada da amostra, os bordos foram aparados com uma espátula, protegidos com telas de arame e transportadas ao laboratório, onde foram colocadas em recipientes metálicos contendo água para se promover a saturação das amostras de solo por capilaridade, o que pode ser visto na Figura 3.

Depois de permanecerem cerca de 20 dias no interior dos recipientes, iniciou-se a determinação da condutividade hidráulica no permeâmetro.

A amostra pré-saturada foi retirada do recipiente, determinada a sua massa saturada, com a finalidade de se conhecer posteriormente a umidade volumétrica correspondente ao estado de saturação.

Rapidamente, eram levadas ao permeâmetro (Figura 4) e colocadas entre as placas porosas, fixadas firmemente entre si, tendo no meio a amostra de solo.

Um tubo delgado graduado, com secção transversal circular (32 mm^2) se comunicava com a amostra através de uma conexão na placa superior.

Um registro controlava a entrada da água na amostra, a qual era proveniente de um reservatório instalado em plano mais elevado e mantido a nível constante. Quando abria-se o registro, o nível da água no tubo graduado igualava-se rapidamente ao nível da mesma no reservatório. Fechando-se o registro, a carga hidráulica medida desde a base da amostra até o nível superior da água no tubo decrescia com o tempo, medido por um cronômetro.

Para a determinação da condutividade hidráulica utilizou-se a equação (8), descrita por CHILDS (1969), cujas unidades de medida de suas variáveis e constantes para o presente trabalho são:

- K : mm/dia;
- a : 32 mm²;
- A : 17200 mm²;
- L : 100 mm;
- H₁ e H₀ : mm;
- t : s.

Foram utilizadas duas amostras, uma para cada profundidade, a fim de se determinar a condutividade hidráulica, medindo-se o intervalo de tempo em função da mudança do nível do menisco de água no tubo graduado, quando se aplicavam as variações de carga hidráulica que foram de: 1200 - 1100; 1100 - 1000; 1000 - 900; 900 - 800; 800 - 700; 700 - 600; 600 - 500; 500 - 400; 400 - 300; 300 - 200 e 1200 - 200 mm.

O cronômetro era acionado no nível superior de cada intervalo de carga hidráulica e parado no nível inferior do mesmo intervalo. Anotava-se o tempo e acionava-se novamente o cronômetro no nível superior do intervalo de carga imediatamente menor e parado no nível inferior do novo intervalo tomado, anotando-se o tempo. A mesma técnica foi usada para cada um dos intervalos de carga hidráulica anteriormente citados.

Para cada intervalo foram obtidos nove valores de condutividade hidráulica, sendo feitas três determinações em cada um dos intervalos de carga nos seguintes espaços de

tempo:

- 1º - logo que instalada a amostra no permeâmetro;
- 2º - duas horas após a realização da primeira;
- 3º - 24 horas após a realização da primeira.

3.5.2. "One-step outflow method".

Para a determinação da condutividade hidráulica utilizando-se esse método foram usadas duas amostras de solo correspondentes às profundidades de 0 - 100 e 100 - 200 mm.

Essas amostras foram as mesmas utilizadas na obtenção da condutividade hidráulica pelo método do permeâmetro de carga variável.

Para a aplicação desse método é necessária a determinação dos gradientes de umidade volumétrica em relação ao tempo e dos gradientes de umidade volumétrica em função do potencial matricial.

Os gradientes $d\theta/dt$, para as duas profundidades, foram obtidos por derivação em relação do tempo das "spline cubic functions" calculadas a partir de dados experimentais.

Para a obtenção da umidade volumétrica θ em função do tempo foi utilizado o seguinte procedimento: uma amostra de solo, correspondente a profundidade de 0-100 mm, que estava em um recipiente metálico com água até o nível superior do cilindro PVC, foi retirada, seco o excesso de água e colocada numa balança para se determinar a massa total da amostra no estado de saturação.

Essa amostra foi posteriormente colocada em uma "panela de pressão", na qual o prato de porcelana havia sido posto a saturar com água durante 48 horas e antes de ser colocado na panela foi removido o excesso de água.

Fechada hermeticamente a panela de pressão, submeteu-se a amostra a uma pressão diferencial de 3 atmosferas.

Como se pode ver na Figura 5, o volume de água que saía da panela de pressão, através da conexão do prato com o exterior, era coletado por uma bureta graduada (L^3).

Com o auxílio de um cronômetro, anotava-se o volume de água que deixava a amostra em diferentes tempos.

Desse modo, tinha-se os volumes acumulados nos diversas tempos (função crescente).

Com esses valores, pode-se construir uma tabela que nos dava a umidade volumétrica θ na amostra versus tempo (função decrescente).

O procedimento para isso é o seguinte: no início da determinação ($t = 0$), não há volume acumulado ($V = 0$) e o volume de água na amostra é o volume de saturação (V_s).

A umidade volumétrica na saturação da amostra θ_s é a relação entre o volume de água na saturação (V_s) e o volume total da amostra (V_T).

No final da determinação ($t = \quad$), o volume acumulado é o volume de água que é expulso da amostra quando atingido o equilíbrio entre a pressão aplicada e retenção por parte da amostra de solo ($V = V_f$). O volume retido na amostra é a diferença entre o volume na saturação (V_s) e o volume acumulado final (V_f).

Depois de atingido o equilíbrio ($d\theta/dt = 0$), a amostra de solo foi retirada da panela de pressão e colocada em estufa para a determinação da massa seca, da densidade do solo e com esses elementos calcular o volume de água na saturação da amostra (V_s).

A umidade volumétrica θ na amostra em qualquer tempo pode ser expressa:

$$\theta(t) = \frac{V_s - V(t)}{V_T} \quad (23)$$

onde: $\theta(t)$ = umidade volumétrica na amostra em um tempo qualquer t ($L^3 \cdot L^{-3}$);

V_s = volume de água na amostra em estado de saturação (L^3);

$V(t)$ = volume de água que saiu da amostra em um tempo t (L^3);

V_T = volume total da amostra de solo (L^3).

Desse modo, obteve-se pares de valores de umidade volumétrica θ versus tempo t e, utilizando-se um programa para computador, calculou-se os gradientes $d\theta/dt$ para as diferentes umidades volumétricas. O mesmo procedimento foi adotado para a amostra de solo de 100-200 mm de profundidade.

Os gradientes $d\theta/dU_m$ foram obtidos pela derivação das funções, $\theta = \theta(U_m)$ da Tabela 1, correspondentes as duas profundidades.

O cálculo da condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica θ , para as duas profundidades, foi feito através das equações 10 e 11.

3.5.3. Método do perfil instantâneo.

Para a aplicação desse método foi retirada uma amostra volumétrica indeformada de $0,200 \text{ m}^3$ de capacidade, utilizando-se um tonel aberto em ambas as extremidades, seguindo a técnica desenvolvida por TAYLOR e BELTRAME (1980), descrita a seguir.

A superfície interna do tonel foi untada com graxa lubrificante e colocada no local escolhido para a retirada da amostra, a qual denominou-se de "amostrão".

Cortou-se o solo externamente e junto a parede do tonel, de maneira que o corte com forma de coroa circular tinha 200 mm de profundidade e 250 mm de diferença entre o raio do círculo maior e o raio do menor.

O material cortado era retirado e o tonel, sendo pressionado para baixo, acumulava uma coluna cilíndrica de solo no interior do mesmo.

A cada nova camada externa que era cortada repetia-se a operação anterior e o volume de solo ia aumentando no interior do tonel.

A escavação no sentido vertical foi suspensa quando o nível da coluna de solo coincidiu com o nível do solo.

A operação seguinte foi colocar duas chapas de ferro, perfuradas e com a forma de meia-lua, com a finalidade de evitar a queda da coluna de solo quando o tonel fosse erguido do local para o transporte. As perfurações tinham a finalidade de permitir a drenagem da água na amostra.

Foram colocadas, sob as chapas de ferro, três barrotes de madeira (80 x 80 x 700 mm), cuja finalidade era de permitir o erguimento do amostrão por meio de cordas amarradas nos barrotes e na superfície lateral do tonel, de modo que não houvesse rotação do mesmo.

A elevação do amostrão foi realizada colocando-se um gancho de ferro preso às cordas e a um dos dentes da concha dianteira de uma retroescavadeira.

O amostrão foi colocado em uma camionete que o transportou ao laboratório do Setor de Irrigação e Drenagem do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (UFRGS, Porto Alegre, RS), onde foi colocado no interior de uma caixa de cimento-amianto, usando-se também uma retroescavadeira nessa operação.

O amostrão foi preparado para ser utilizado neste trabalho, retirando-se o excesso de solo na extremidade inferior do tonel e escarificando-se a superfície inferior do amostrão com o auxílio de uma espátula a fim de se romper uma possível camada compacta que poderia ter se formado durante o transporte.

O amostrão foi nivelado dentro da caixa e colocou-se água na caixa até o nível da borda superior. Essa operação tinha a finalidade de saturar a amostra de solo por capilaridade.

Passados 20 dias, iniciou-se a saturação da parte superior do amostrão que havia ficado acima do bordo superior da caixa de cimento-amianto. Para isso, foi instalado um garrafão de plástico com um registro na extremidade inferior, que fornecia água ao amostrão, lenta e ininterruptamenen

te, através de uma mangueira. O nível da água no recipiente foi mantido constante. O fornecimento de água lentamente permitia que o ar fosse expulso à medida que a água penetrava na amostra.

Antes dessa fase, que durou 30 dias, foi instalado no amostrão um tubo de alumínio para se realizar a leitura com a sonda de neutrons para determinação periódica da umidade volumétrica.

Este tubo de alumínio, que permitia a entrada da fonte radioativa até a profundidade de 700 mm, se sobressaía 30 mm acima do nível do solo e era vedado em sua extremidade superior por uma tampa de borracha.

Conforme pode ser visto na Figura 7, também foram instalados 12 tensiômetros com manômetros de mercúrio nas profundidades de 100, 200, 300, 400, 500, 600, 660 e 700 mm, sendo dois nas profundidades de 200, 400, 600 e 700 mm.

Depois de saturado, foi colocado um plástico na superfície da amostra de solo e coberto com areia, de modo que impedisse a evaporação da água.

Após isso, retirou-se a água da caixa de cimento-amianto através de um sifão e iniciou-se a determinação da umidade volumétrica ($t = 0$).

A determinação da umidade volumétrica no solo com a sonda de neutrons foi realizada nos tempos de 0-1-2-3-4-5-6-12-13-14-15-16-17-18-19-20-21-22-23-24-25-26-27-28-29-30 e 34 dias após a retirada da água (Figura 9).

No mesmo período, foi determinado o potencial total da água no solo nas mesmas profundidades em que se realizava

a leitura de umidade volumétrica, através da indicação dos tensiômetros previamente instalados.

Os potenciais totais da água no solo foram obtidos em uma escala (Figura 10), onde estava o reservatório de mercúrio dos tensiômetros, que indicava diretamente os valores de potencial total, em milímetros de mercúrio (mm de Hg).

O zero da escala graduada coincidia com o potencial gravitacional da água no interior de uma bureta cujo nível correspondia ao mesmo nível da superfície do solo.

As Figuras 7 e 9 mostram a bureta utilizada para este artifício.

A metodologia para a obtenção da condutividade hidráulica em função do conteúdo de umidade é semelhante a de HILLEL et alii (1972), que consta da construção de duas tabelas.

Uma tabela para a determinação do fluxo de água, nas diversas profundidades para diversos tempos, a partir de $d\theta/dt$ determinado analiticamente, em pontos particulares no tempo, nas funções $\theta = \theta(t)$, de cada profundidade obtidas por dois procedimentos distintos: o uso de funções de regressão e através de "spline cubic function", a partir dos dados experimentais obtidos.

Uma segunda tabela para o cálculo da condutividade hidráulica em função da umidade para cada profundidade.

Esta tabela consta basicamente de uma coluna com os fluxos acumulados nas diferentes profundidades em diversos tempos, uma coluna com os gradientes de potencial total em função da profundidade (dU/dz), obtidos por derivações em re

lação a profundidade das funções analíticas $U = U(z)$, uma coluna com a condutividade hidráulica obtida pela divisão do fluxo "q" pelo gradiente de potencial total e uma última coluna com as umidades volumétricas para cada profundidade em diferentes tempos.

Foram usadas equações analíticas de forma linear, logarítmicas, exponencial e potencial, cujas formas gerais são apresentadas a seguir e onde a e b são constantes a determinar.

$$\begin{array}{ll} \text{linear} \dots: & y = a + bx \\ \text{logarítmica:} & y = a + b \ln.x \\ \text{exponencial:} & y = ae^{bx} \\ \text{potencial} \dots: & y = ax^b \end{array}$$

Aquela que apresentou maior valor de coeficiente de determinação (r^2) foi preferida e deixou-se de lado as de mais.

Para isso utilizou-se uma calculadora de mesa (HP-97), que possui cartões magnéticos que facilitam a obtenção das equações analíticas acima.

Para a obtenção das "spline cubic functions" foi utilizado um programa para o computador IBM 1130, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Porto Alegre, RS), que forneceia o cálculo dos gradientes diretamente.

A técnica do amostrão foi desenvolvida para a aplicação do método do perfil instantâneo em laboratório em solos que apresentam como limitação a presença de lençol freático próximo à superfície do solo.

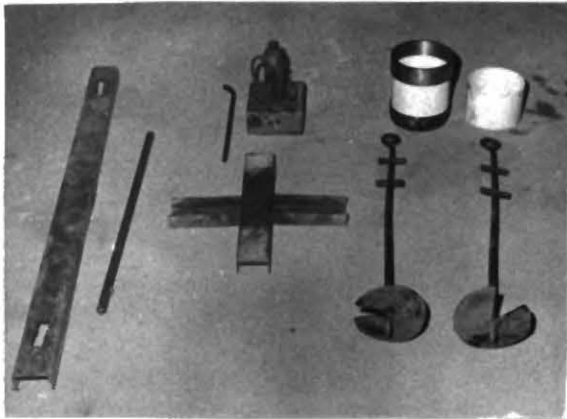


Fig. 1 - Componentes do Amostrador



Fig. 2 - Retirada das Amostras Indeformadas



Fig. 3 - Saturação das Amostras

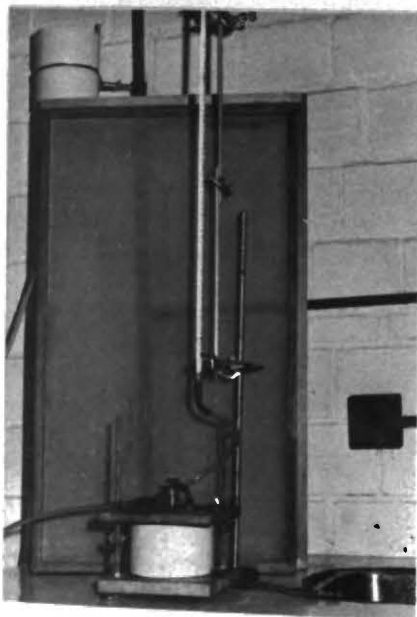


Fig. 4 - Permeômetro de Carga Variável

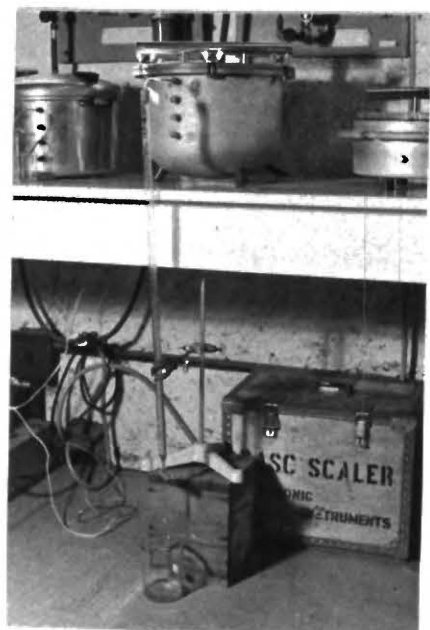


Fig. 5 - One-step Outflow Method

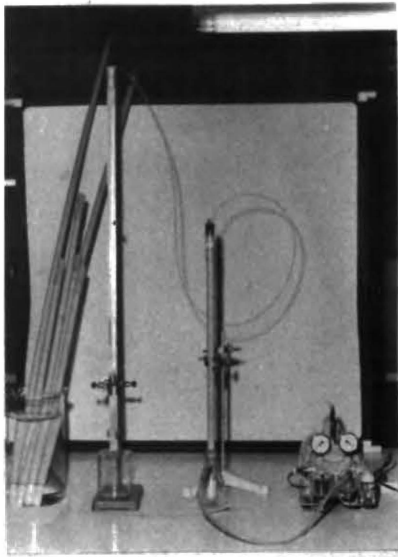


Fig. 6 - Verificação dos Tensiômetros



Fig. 7 - Tensiômetros Instalados



Fig. 8 - Normalização na Água

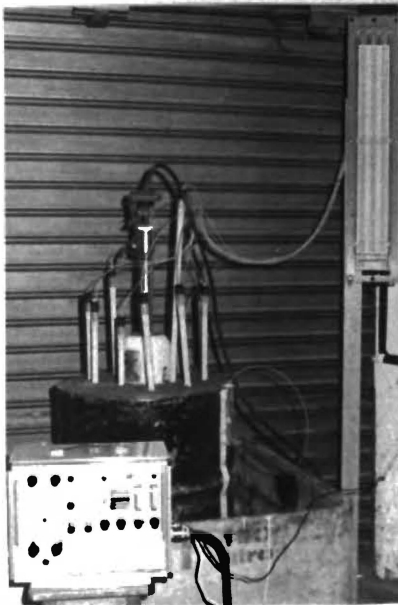


Fig. 9 - Leituras de Umidade



Fig. 10 - Escala dos Tensiômetros

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Calibração da sonda de neutrons.

Na Figura 11 é mostrada a curva de calibração da sonda de neutrons para a determinação da umidade volumétrica no solo Pelotas, cuja equação de regressão é:

$$\theta = 1,92 \cdot \frac{R}{R_a} - 0,92 \quad (24)$$

onde R, R_a e θ têm o mesmo significado e as mesmas unidades que na expressão (20) e cujo coeficiente de determinação (r^2) é 0,99, o que indica um bom ajuste dos dados experimentais à equação de regressão anteriormente citada.

Conforme o mesmo gráfico, observa-se que para um valor R/R_a de 0,48 a umidade volumétrica é nula e o valor de R para que isso ocorra é 23.253 c.p.m. em relação a um R_a de 48.444 c.p.m., sendo que aquele valor representa a contagem de neutrons emitidos pela fonte radioativa quando na proteção e o contador na situação equivalente a "teste para umidade". O valor R encontrado é muito próximo do valor fornecido pelo manual técnico do instrumento.

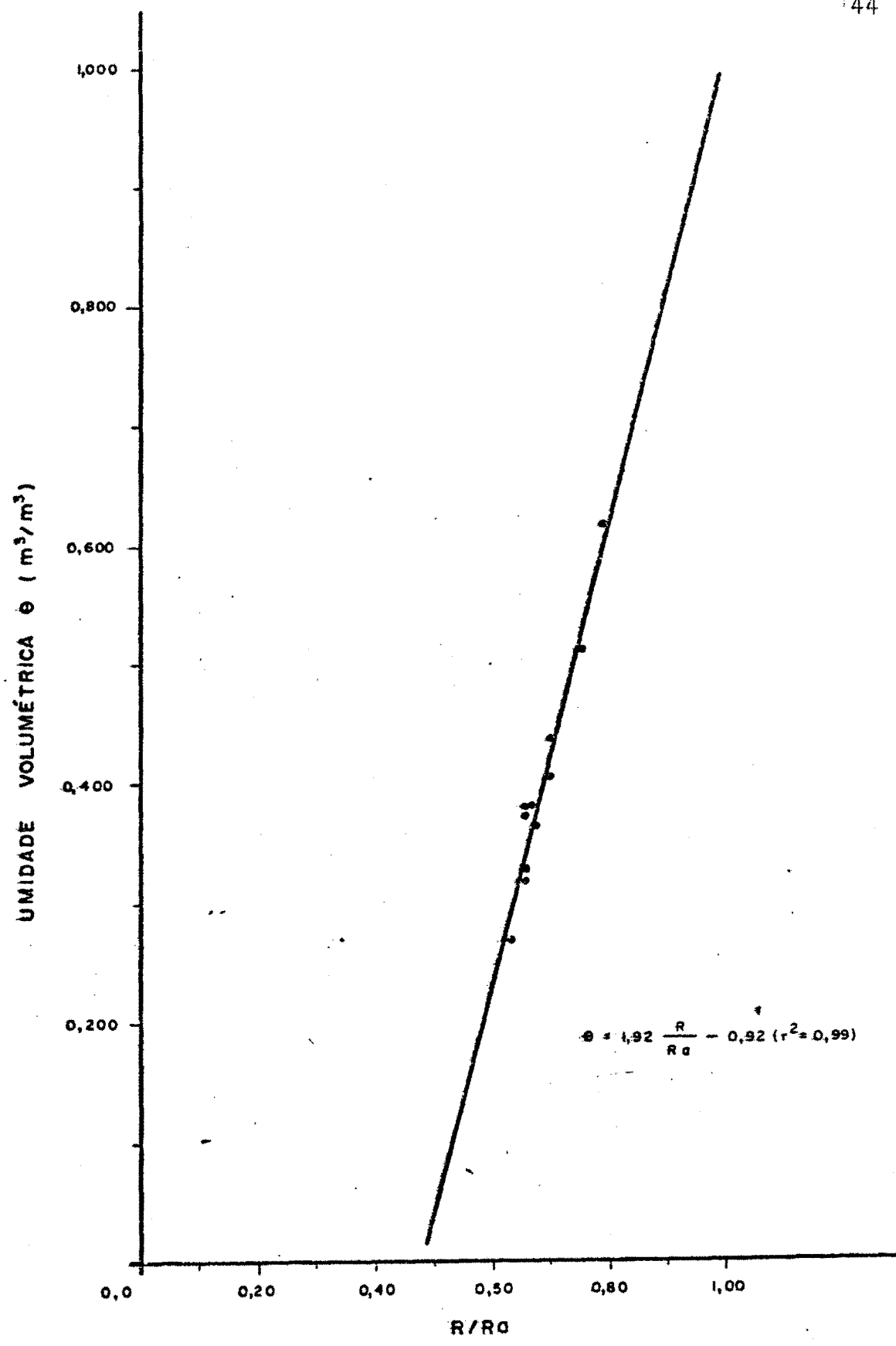


FIGURA nº 11 - CURVA DE CALIBRAÇÃO DA SONDA DE NEUTRONS - N.E.A. SOLO PELOTAS.

4.2. Curvas características da água no solo.

As Figuras 12, 13, 14 e 15 mostram as curvas características da água das oito profundidades estudadas para o solo Pelotas (PLANOSOL), com suas respectivas equações de regressão e coeficientes de determinação (r^2).

Se examinarmos a Tabela 19 (Apêndice), podemos ver que os valores de potencial passaram a acusar valores menores que zero em todas as profundidades a partir de 312 horas após o início das determinações.

Esse fato deve-se possivelmente à formação de uma camada menos permeável por ação do transporte do campo para o laboratório na extremidade inferior do amostrão e abaixo da maior profundidade em estudo ($z = 700$ mm).

Reforça-se esse raciocínio, uma vez que 288 horas após o tempo inicial ($t = 0$) foi realizada uma escarificação mais profunda na área basal do amostrão, permitindo o escoamento da água retida por ação dessa camada.

Acredita-se, em virtude de que não havia movimento lateral da água no solo fora dos limites da área da secção transversal do tonel e a presença daquela camada retardadora do fluxo, as camadas inferiores estavam submetidas a uma pressão proporcional à lâmina d'água acima dessas camadas, sendo tanto maior o potencial de pressão quanto maior a profundidade.

A Tabela 1 apresenta as equações de regressão das curvas características da água no solo Pelotas, para cada profundidade, e seus respectivos coeficientes de determinação.

TABELA 1. Equações de regressão de umidade volumétrica (m^3/m^3) versus potencial matricial da água no solo (mm H₂O) e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), para as diversas profundidades (z), obtidos a partir dos dados experimentais das Tabelas 17 e 19; solo Pelotas.

z (mm)	Equações de regressão	r^2
100	$\theta = 0,5916 \cdot U_m^{-0,0574}$	0,9204
200	$\theta = 0,6567 \cdot U_m^{-0,1108}$	0,9484
300	$\theta = 0,6698 \cdot U_m^{-0,1450}$	0,9504
400	$\theta = 0,5050 \cdot U_m^{-0,0926}$	0,9785
500	$\theta = 0,4377 \cdot U_m^{-0,0532}$	0,9143
600	$\theta = 0,3542 \cdot U_m^{-0,0125}$	0,9395
660	$\theta = 0,3322 \cdot U_m^{-0,0138}$	0,8679
700	$\theta = 0,2966 \cdot U_m^{-0,0158}$	0,9428

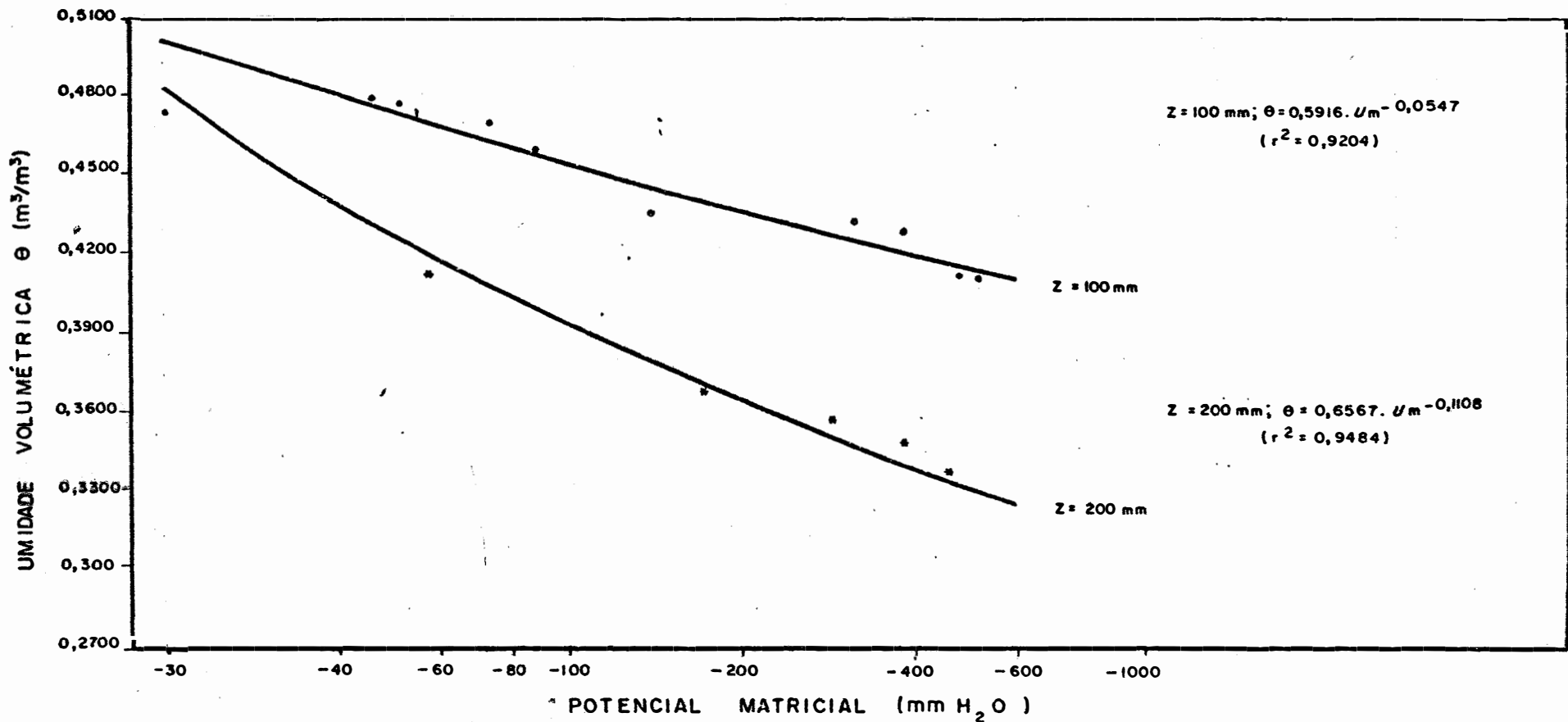


FIGURA nº 12 - CURVAS CARACTERÍSTICAS DA ÁGUA NO SOLO PELOTAS, PARA AS DIVERSAS PROFUNDIDADES (Z), COM SUAS EQUAÇÕES DE REGRESSÃO E SEUS RESPECTIVOS COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (r^2), OBTIDAS A PARTIR DA TABELA 17 E 19.

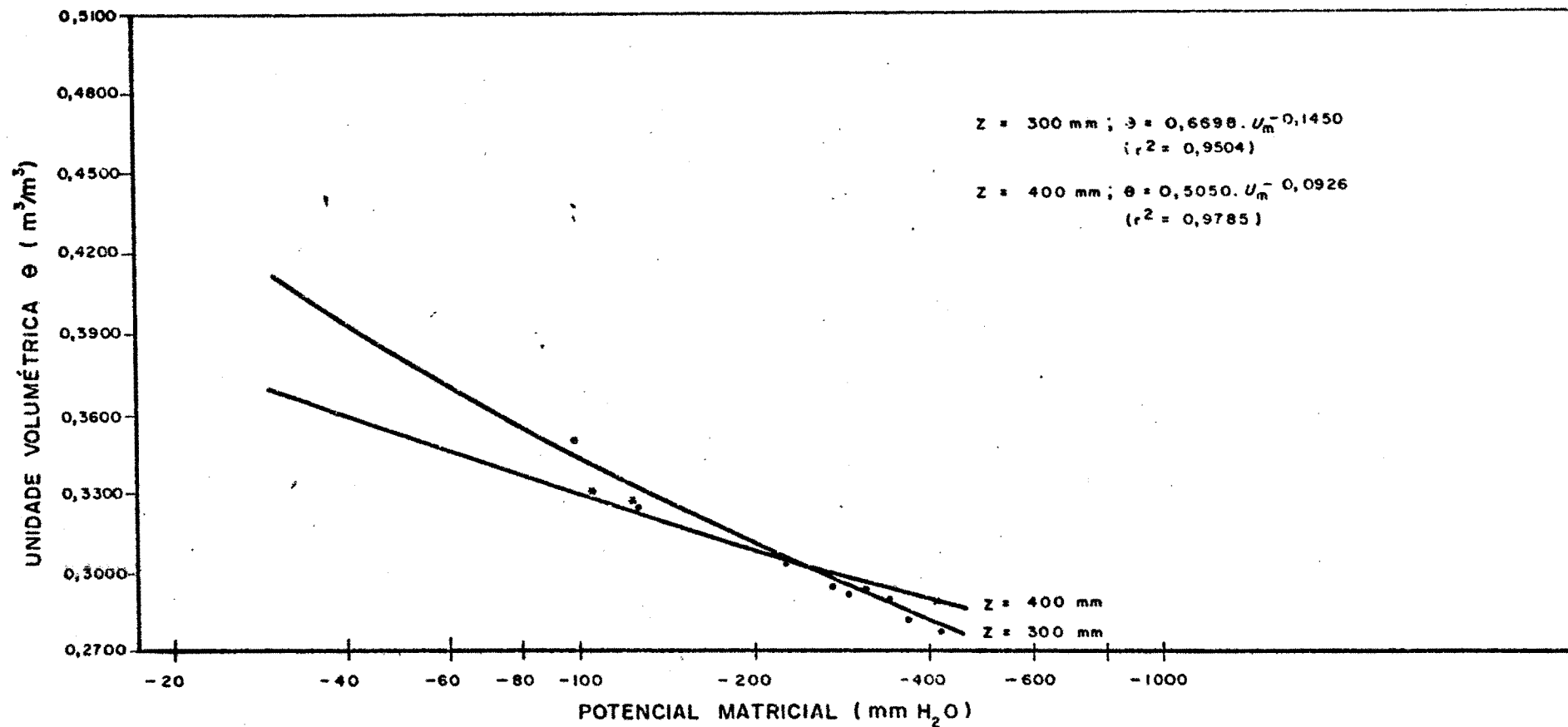


FIGURA nº 13 - CURVAS CARACTERÍSTICAS DA ÁGUA NO SOLO PELOTAS, PARA AS DIVERSAS PROFUNDIDADES (Z), COM SUAS EQUAÇÕES DE REGRESSÃO E SEUS RESPECTIVOS COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (r^2), OBTIDAS A PARTIR DA TABELA 17 E 19.

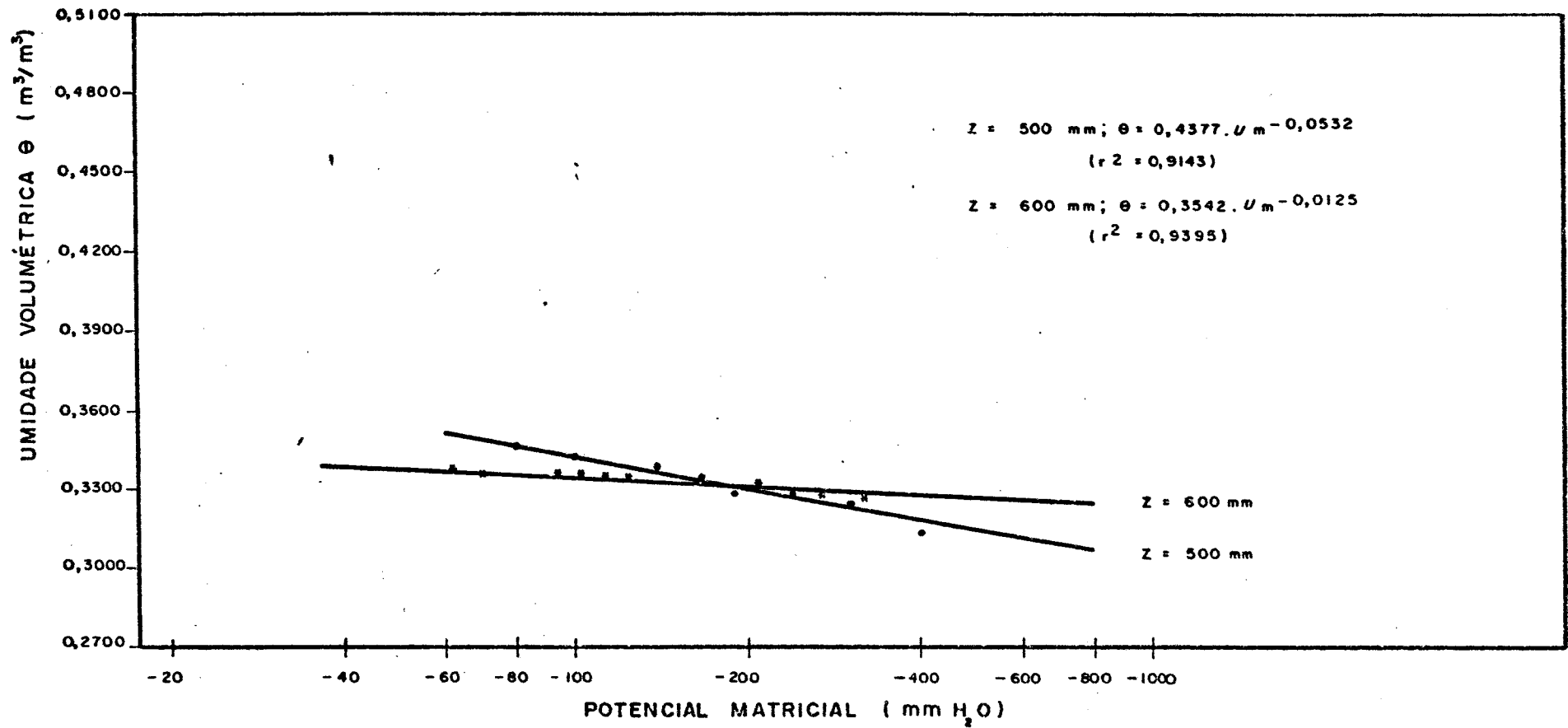


FIGURA nº 14 - CURVAS CARACTERÍSTICA DA ÁGUA NO SOLO PELotas, PARA AS DIVERSAS PROFUNDIDADES (Z), COM SUAS EQUAÇÕES DE REGRESSÃO E SEUS RESPECTIVOS COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (r^2), OBTIDAS A PARTIR DA TABELA 17 E 19.

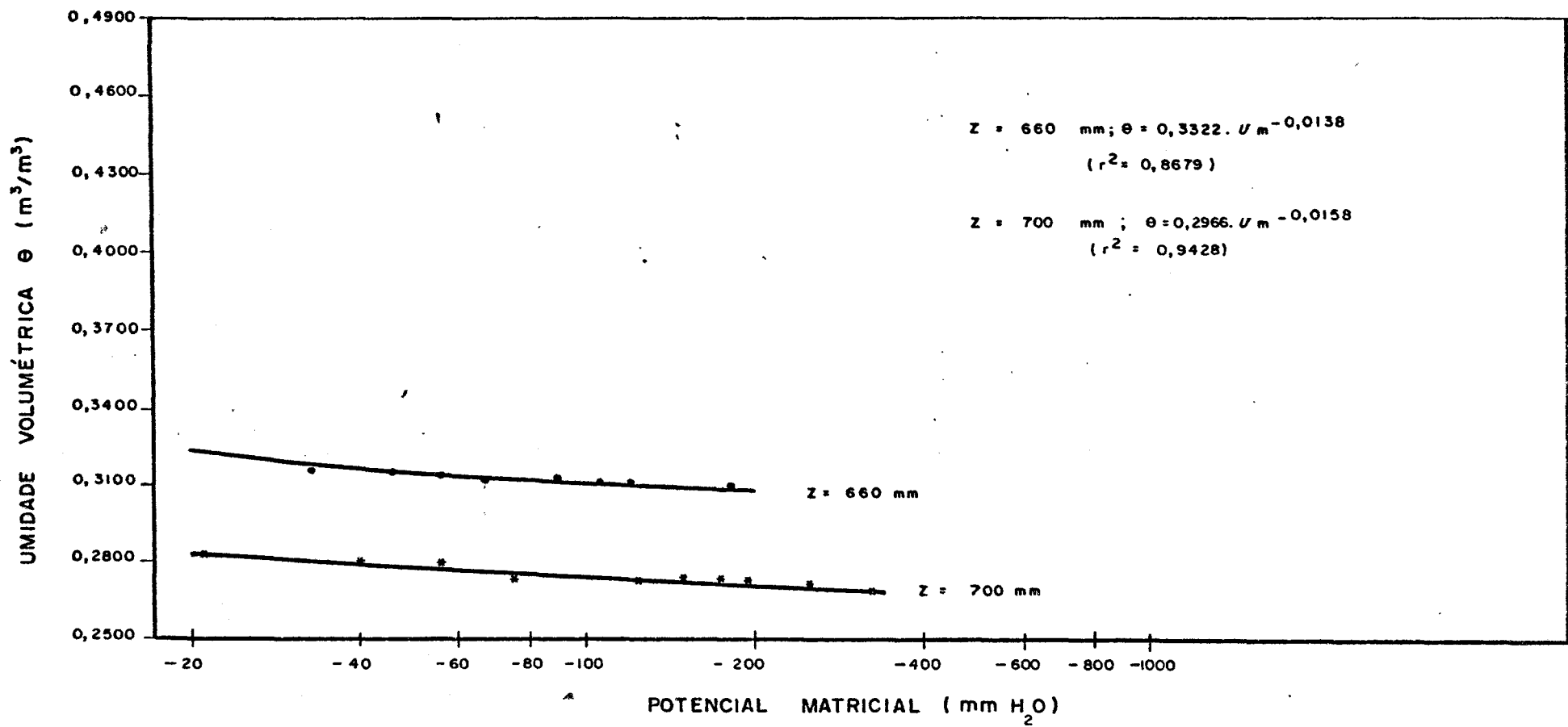


FIGURA n.º 15- CURVAS CARACTERÍSTICAS DA ÁGUA NO SOLO PELOTAS, PARA ÀS DIVERSAS PROFUNDIDADES (Z), COM SUAS EQUAÇÕES DE REGRESSÃO E SEUS RESPECTIVOS COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (r^2), OBTIDOS A PARTIR DOS DADOS DA TABELA 17 E 19.

Essas equações foram determinadas a partir dos dados de umidade volumétrica e potenciais matriciais correspondentes a cada tempo, em diversos tempos e para cada profundidade.

Ao examinarmos a distribuição dos pontos experimentais nas curvas características para cada profundidade das Figuras 12 a 15, podemos observar que existe um bom ajuste desses pontos à curva de regressão potencial, que foi a que maior valor de r^2 apresentou dentre as testadas, variando de 0,8679 a 0,9785, sendo apenas um menor que 0,9143.

4.3. Condutividade hidráulica saturada (K_s) - Método do permeâmetro de carga variável.

As Tabelas 2 e 3 mostram a variação da condutividade hidráulica em relação aos diferentes intervalos de carga hidráulica a que foi submetida a amostra e em relação aos diferentes tempos de determinação.

A Tabela 2 permite analisar a variação na condutividade hidráulica, quando determinada para um mesmo tempo t . Pode-se dizer que, com exceção de $t = 24$ h para a camada de 100-200 mm, as determinações foram bem conduzidas tecnicamente, devido ao baixo valor do coeficiente de variação encontrado.

Para se analisar a variação da condutividade hidráulica saturada em relação ao tempo construiu-se a Tabela 3. Observando-se os valores médios da condutividade hidráulica, apresentados na Tabela 3, verifica-se que a camada de 0-100

TABELA 2. Valores de condutividade hidráulica saturada (mm/dia); estimativa do valor médio (\bar{K}), desvio padrão (s) e coeficiente de variação (C.V.), obtidos com onze intervalos de carga hidráulica em cada tempo e diferentes tempos de determinação. Solo Pelotas.

Profundidade (mm)	Tempos t (h)	\bar{K} (mm/dia)	s (mm/dia)	C.V. (%)
0 - 100	0	219,27	11,84	5,40
	2	150,15	7,53	5,00
	24	69,12	0,75	1,08
100-200	0	64,35	1,20	1,87
	2	56,70	1,59	2,80
	24	18,43	2,35	12,75

TABELA 3. Valores médios da condutividade hidráulica saturada (K_s), desvio padrão (s), coeficiente de variação (C.V.) e densidade do solo (d_s) para as duas profundidades estudadas.

Profundidade (mm)	Tempos (h)			\bar{K} (mm/dia)	s (mm/dia)	C.V. (%)	d_s (ton/m ³)
	0	2	24				
0-100	219,27	150,15	69,12	148,18	61,36	41,98	1,28
100-200	64,35	56,70	18,43	46,49	20,08	43,21	1,51

milímetros, apresenta um valor mais elevado que o da camada subjacente de 100-200 mm.

Pode-se notar que a condutividade hidráulica saturada é maior na camada de solo que tem menor densidade, o que concorda com os resultados encontrados por GONDIM (1980), quando esse autor estudava a relação entre essas duas características físicas do solo Vacacaí.

Se observarmos a Tabela 15 (Apêndice), podemos ver que não ocorre diferenças significativas na distribuição do tamanho das partículas e que as duas camadas pertencem à mesma classe textural.

A diferença nos valores de condutividade hidráulica nas camadas estudadas não se deve ao fato da textura das mesmas. Essa diferença pode ser devida a estrutura das camadas, uma vez que a camada de 0-100 mm é representativa de um solo em contato direto com máquinas e implementos agrícolas.

A variabilidade da condutividade hidráulica em cada camada pode ser atribuída a variação espacial natural das amostras de solo.

Como se pode ver na Figura 16, a condutividade hidráulica decresceu com o tempo, quando determinada no permeâmetro de carga variável. A causa do decréscimo da condutividade hidráulica em relação ao tempo pode ter sido provocada pelo diferente grau de saturação das amostras e/ou pelo efeito da atividade biológica causando o fechamento dos poros.

Os resultados concordam com os encontrados por FADL (1979), quando comparou quatro procedimentos para esse tipo de determinação, e também com McINTIRE et alii (1979).

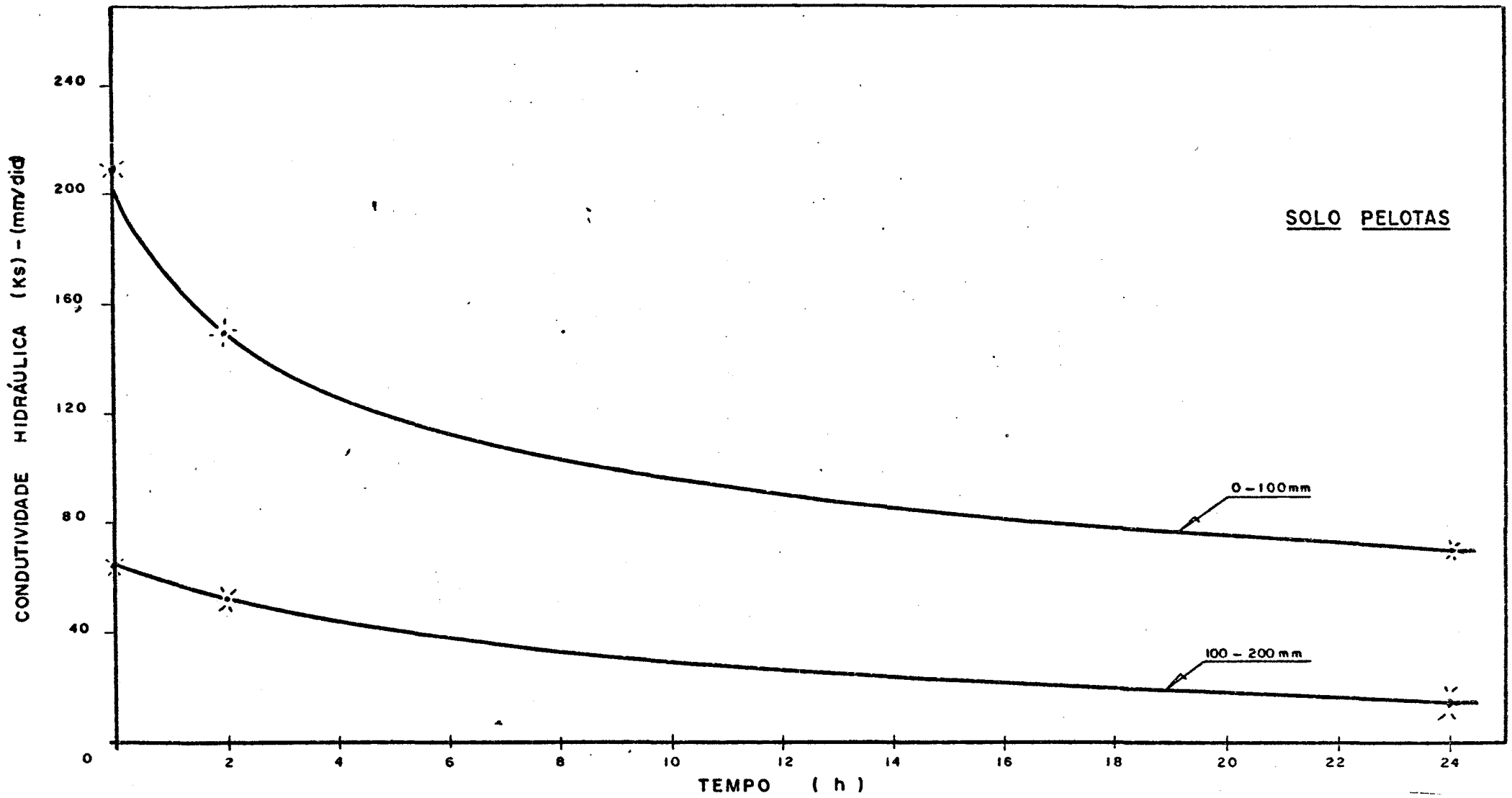


FIGURA n.º 16 - DECRÉSCIMO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (Ks) EM RELAÇÃO AO TEMPO - PERMEÂMETRO DE CARGA VARIÁVEL. VALORES MÉDIOS DE 11 DETERMINAÇÕES

4.4. One-step outflow method.

Os resultados da aplicação do one-step outflow method para a determinação da condutividade hidráulica, com a utilização de amostras volumétricas indeformadas, são apresentados a seguir.

Nas Tabelas 4 e 5 temos os valores de umidade volumétrica em diversos tempos, para as duas profundidades. Os gradientes de umidade volumétrica em relação ao tempo foram obtidos por "spline cubic functions".

Para os intervalos de tempo de determinação de 101 e 172 horas, as camadas de 0-100 e 100-200 mm, respectivamente, apresentaram uma variação na umidade volumétrica de 0,4423 a 0,3395 m^3/m^3 e 0,3670 a 0,2680 m^3/m^3 .

Nas Tabelas 6 e 7 temos os gradientes de umidade volumétrica em função do potencial matricial, obtidos por derivação das equações da Tabela 1, para as profundidades em estudo.

Nas Tabelas 8 e 9 podemos observar que os valores de difusividade hidráulica, $D(\theta)$, são maiores para a camada de 0-100 mm, sendo menores os de condutividade hidráulica, $K(\theta)$.

Na Figura 12 podemos ver que a inclinação da curva característica da água no solo Pelotas, na profundidade de 100-200 mm, é maior que na camada sobrejacente, o que lhe confere gradientes mais elevados.

TABELA 4. Valores de umidade volumétrica e gradientes de umidade volumétrica em relação ao tempo, nos diversos tempos, calculadas por "spline cubic functions". Solo Pelotas. 0-100 mm. "One-step outflow method".

Tempo (h)	θ (m^3/m^3)	$d\theta/dt$ (h^{-1})
0,00	0,4423	- 0,375981
0,05	0,4274	- 0,216095
0,10	0,4209	- 0,077806
0,20	0,4153	- 0,036154
0,30	0,4123	- 0,023175
0,40	0,4101	- 0,016647
0,50	0,4086	- 0,010063
1,00	0,4024	- 0,010088
1,50	0,3994	- 0,0004781
2,00	0,3965	- 0,0006185
21,00	0,3744	- 0,000543
24,00	0,3718	- 0,000915
26,00	0,3702	- 0,000719
27,00	0,3695	- 0,000685
48,00	0,3584	- 0,000438
51,00	0,3571	- 0,000425
77,00	0,3470	- 0,000400
78,00	0,3466	- 0,000396
101,00	0,3395	- 0,000264

TABELA 5. Valores de umidade volumétrica e gradientes de umidade volumétrica em relação ao tempo, em diversos tempos, calculados por "spline cubic functions". Solo Pelotas: 100-200 mm. "One-step out flow method".

Tempo (h)	θ (m^3/m^3)	$d\theta/dt$ (h^{-1})
0,00	0,3670	- 0,209620
0,05	0,3607	- 0,060054
0,10	0,3584	- 0,035345
0,20	0,3551	- 0,026227
0,30	0,3524	- 0,022851
0,40	0,3499	- 0,018787
0,50	0,3478	- 0,025547
1,50	0,3376	- 0,004981
3,00	0,3319	- 0,002971
5,00	0,3274	- 0,001827
7,00	0,3242	- 0,001314
10,00	0,3205	- 0,001044
24,00	0,3092	- 0,000645
52,00	0,2953	- 0,000383
76,00	0,2868	- 0,000300
99,00	0,2809	- 0,000225
124,00	0,2744	- 0,000221
172,00	0,2680	- 0,000131

TABELA 6. Umidade volumétrica e gradientes de umidade volumétrica em relação ao potencial matricial, obtidos pela diferenciação da equação

$$(\theta = 0,5916 \cdot U_m^{-0,0574}, \text{ Tabela 1})$$

em relação ao potencial matricial. Solo Pelotas: 0-100 mm. "One-step outflow method".

Potencial matricial (mm H ₂ O)	θ (m ³ /m ³)	$d\theta/dU_m$ (mm H ₂ O ⁻¹)
158,69	0,4423	- 0,000160
288,28	0,4274	- 0,000085
376,50	0,4209	- 0,000064
475,46	0,4153	- 0,000050
539,47	0,4123	- 0,000044
592,17	0,4101	- 0,000040

TABELA 7. Umidade volumétrica e gradientes de umidade volumétrica em relação ao potencial matricial, obtidos pela diferenciação da equação

$$(\theta = 0,6567 \cdot U_m^{-0,1108}, \text{ Tabela 1})$$

em relação ao potencial matricial. Solo Pelotas: 100-200 mm. "One-step outflow method".

Potencial matricial (mm H ₂ O)	θ (m ³ /m ³)	$d\theta/dU_m$ (mm H ₂ O ⁻¹)
190,85	0,3670	- 0,000360
210,70	0,3630	- 0,000191
223,13	0,3607	- 0,000179
236,40	0,3584	- 0,000168
256,98	0,3551	- 0,000153
293,57	0,3499	- 0,000132
395,87	0,3385	- 0,000095

TABELA 8. Condutividade em função da unidade volumétrica no solo Pelotas, profundidade de 0-100 mm, calculada pelas equações (10) e (11). One-step outflow method.

θ (m^3/m^3)	D(θ) (mm^2/h)	(mm/h)	K(θ) (mm/dia)
0,4423	14.837,94	2,374	56,978
0,4274	9.973,71	0,847	20,346
0,4209	3.877,83	0,248	5,956
0,4153	1.935,03	0,097	2,322
0,4123	1.291,48	0,057	1,364
0,4101	956,60	0,038	0,918

TABELA 9. Condutividade hidráulica em função da unidade volumétrica em solo Pelotas, profundidade de 100-200 mm, calculada pelas equações (10) e (11). One-step outflow method.

θ (m^3/m^3)	D (mm^2/h)	(mm/h)	K(θ) (mm/dia)
0,3670	8.590,10	3,092	74,22
0,3630	5.281,13	1,008	24,209
0,3607	2.628,23	0,470	11,291
0,3584	1.586,21	0,266	6,396
0,3551	1.177,01	0,180	4,322
0,3524	1.098,41	0,145	3,480
0,3499	930,62	0,123	2,948
0,3385	332,73	0,032	0,758

Com os dados de condutividade hidráulica e umidade volumétrica determinou-se a relação funcional entre essas duas variáveis, encontrando-se que a função que apresentou maior coeficiente de determinação (r^2) foi a exponencial, em ambas as camadas.

As funções $K(\theta) = 4,3050 \cdot 10^{-24} \cdot e^{131,5979\theta}$ e $K(\theta) = 3,0958 \cdot 10^{-23} \cdot e^{151,1155\theta}$ são as que melhor se ajustaram aos dados experimentais de K e θ , nas camadas de 0-100 e 100-200 mm, respectivamente, apresentando coeficientes de determinação 0,9557 e 0,9199.

Na Figura 17 temos a relação da condutividade hidráulica com a umidade volumétrica, determinada pelo one-step outflow method, onde podemos notar o bom ajuste dos valores experimentais à representação gráfica da função de regressão para as duas camadas.

4.5. Umidade volumétrica em função do tempo.

Nas Figuras 18 a 25 podem ser vistas as curvas de regressão obtidas as equações apresentadas na Tabela 10, determinadas a partir dos valores de umidade volumétrica e tempo de drenagem nas diversas profundidades.

Todas as equações daquela tabela apresentam um expoente menor que zero, indicando que à medida que aumenta o tempo de drenagem diminui a umidade em todas as profundidades.

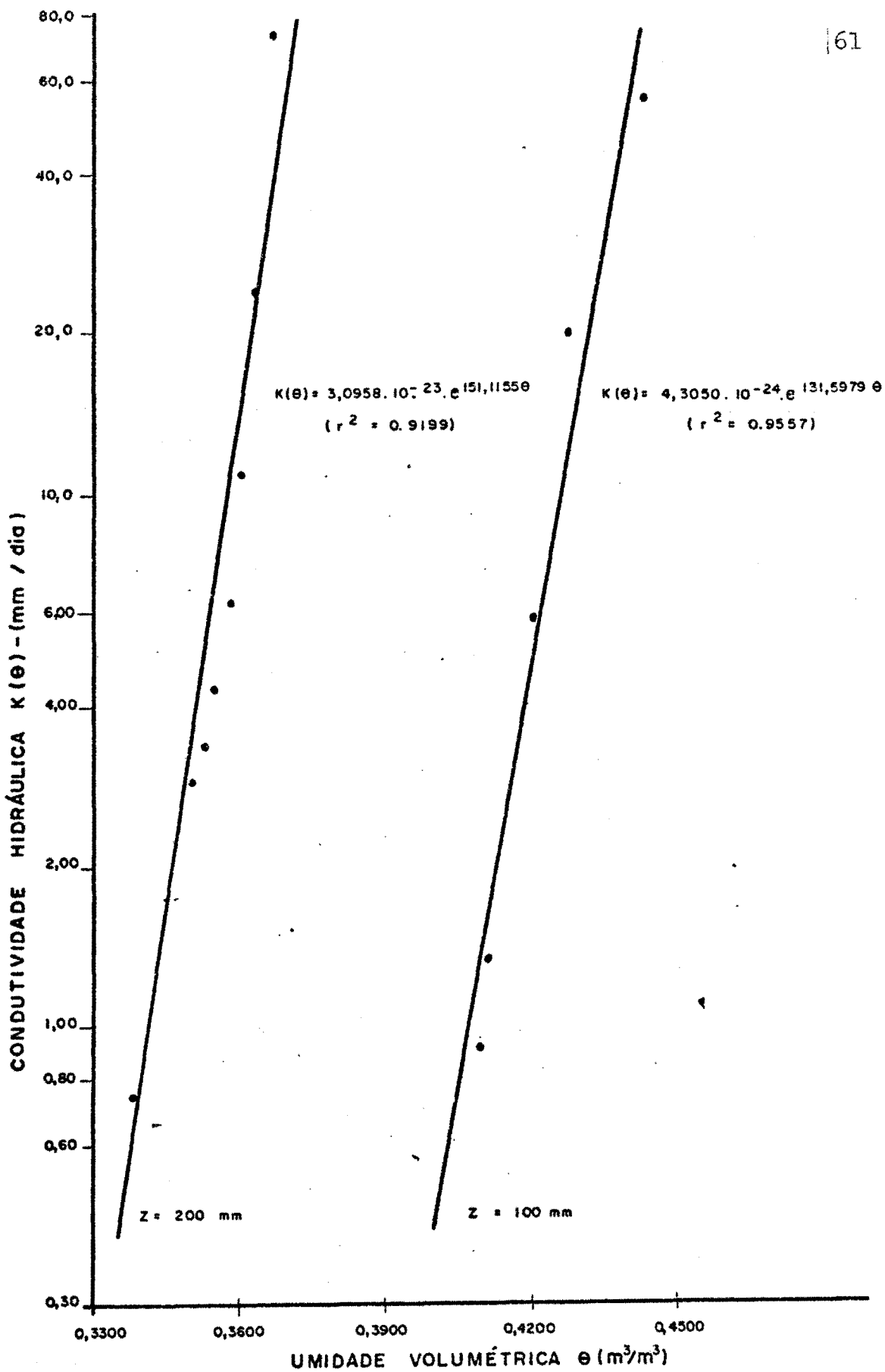


FIGURA nº 17- CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA $K(\theta)$ EM FUNÇÃO DA UMIDADE VOLUMÉTRICA θ ; "ONE-STEP OUTFLOW METHOD"-SOLO PELOTAS.

TABELA 10. Equações de regressão de umidade volumétrica (m^3/m^3) versus tempo (h) e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), para as diversas profundidades (z), obtidas a partir dos dados experimentais da Tabela 17 (Apêndice). Solo Pelotas.

z (mm)	Equações de regressão	r^2
100	$\theta = 0,6374 \cdot t^{-0,0674}$	0,9493
200	$\theta = 0,6208 \cdot t^{-0,0954}$	0,9241
300	$\theta = 0,5580 \cdot t^{-0,1053}$	0,9126
400	$\theta = 0,4468 \cdot t^{-0,0635}$	0,9180
500	$\theta = 0,3922 \cdot t^{-0,0284}$	0,8579
600	$\theta = 0,3746 \cdot t^{-0,0187}$	0,8747
660	$\theta = 0,3579 \cdot t^{-0,0221}$	0,9294
700	$\theta = 0,3144 \cdot t^{-0,0203}$	0,8544

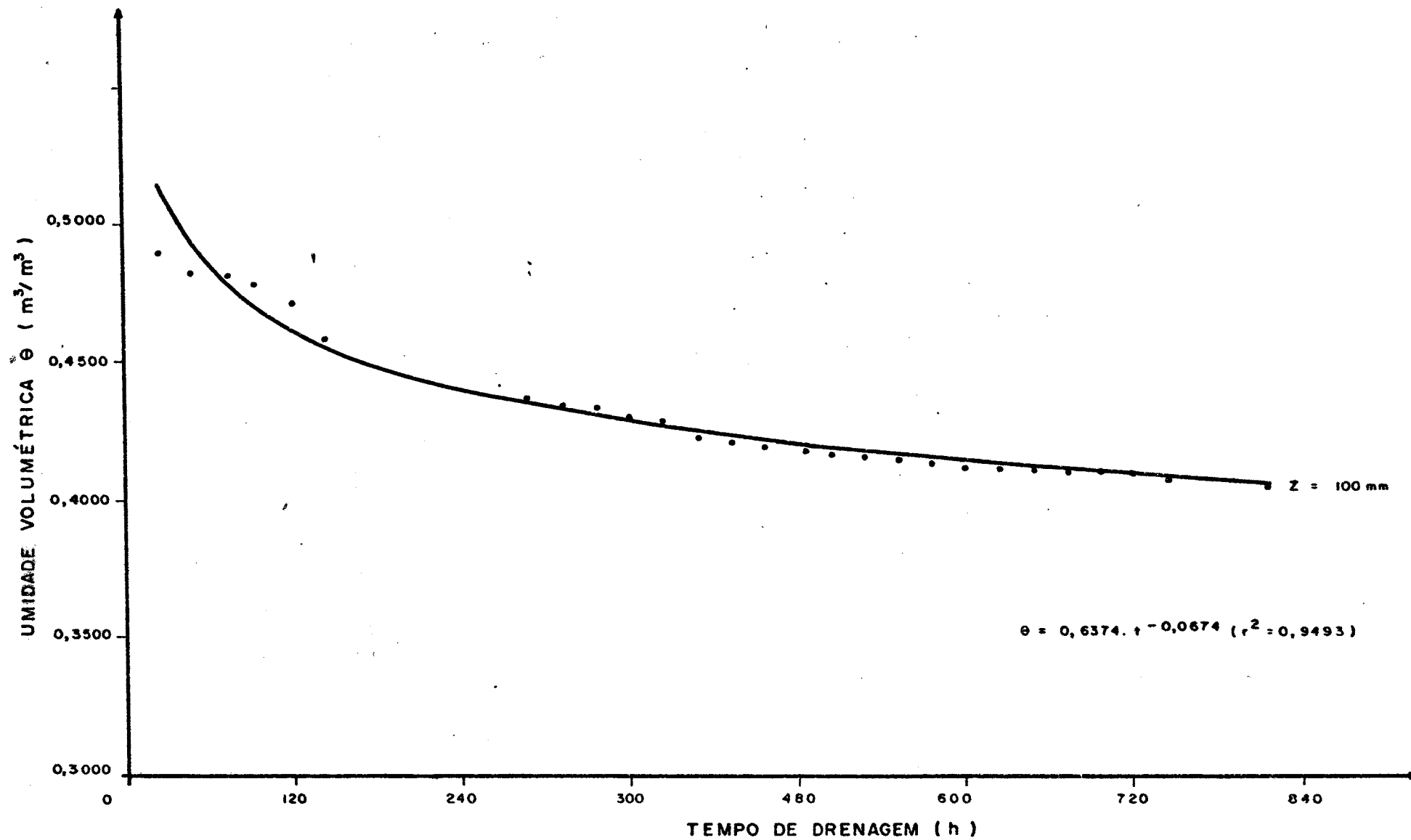


FIGURA nº 18-UMIDADE VOLUMÉTRICA EM FUNÇÃO DO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 100 mm. SOLO PELOTAS.

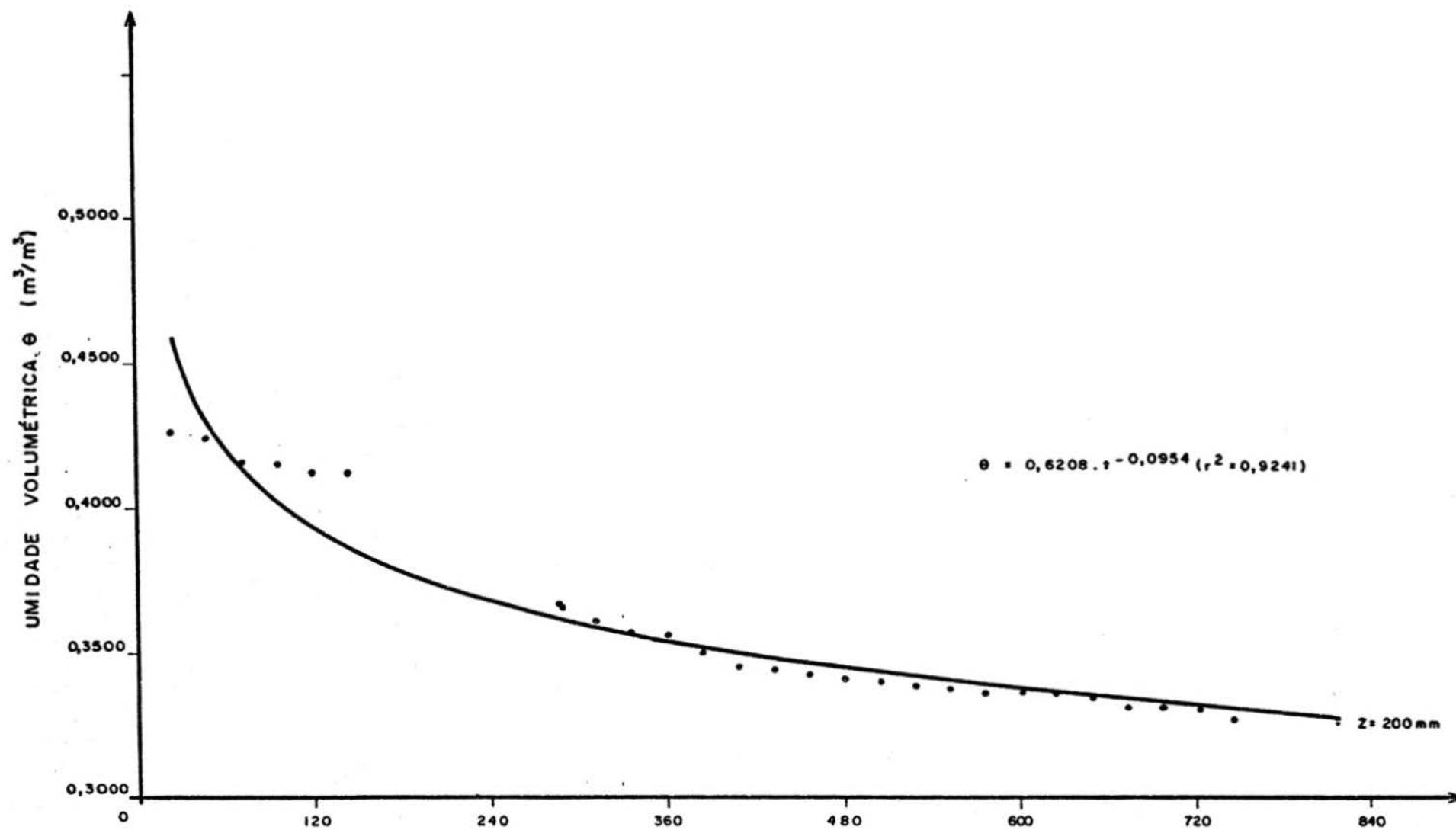


FIGURA n.º 19- UMIDADE VOLUMÉTRICA EM RELAÇÃO AO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 200mm. SOLO PELOTAS.

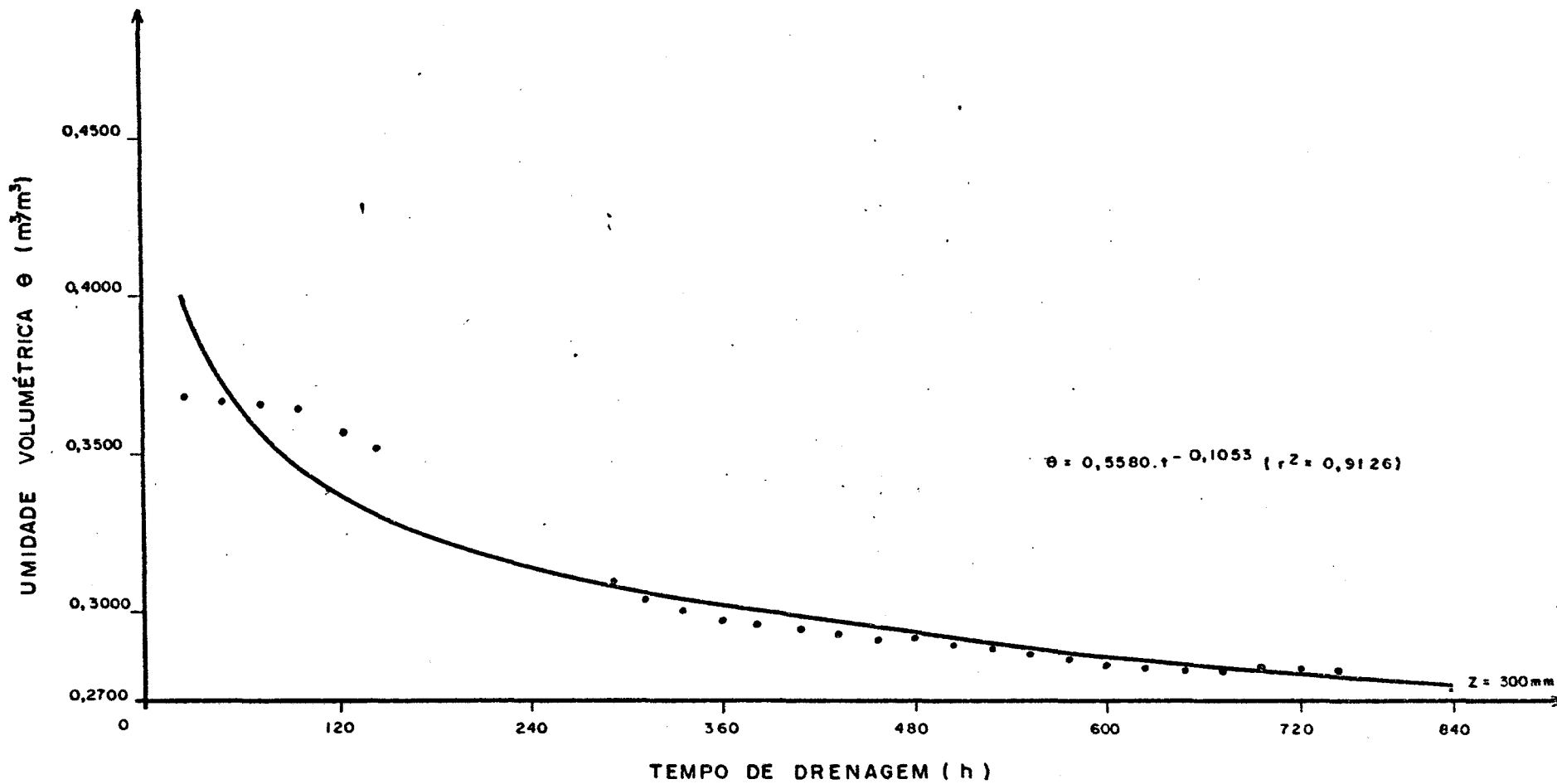


FIGURA n.º 20 - UMIDADE VOLUMÉTRICA EM FUNÇÃO DO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 300 mm. SOLO PELotas.

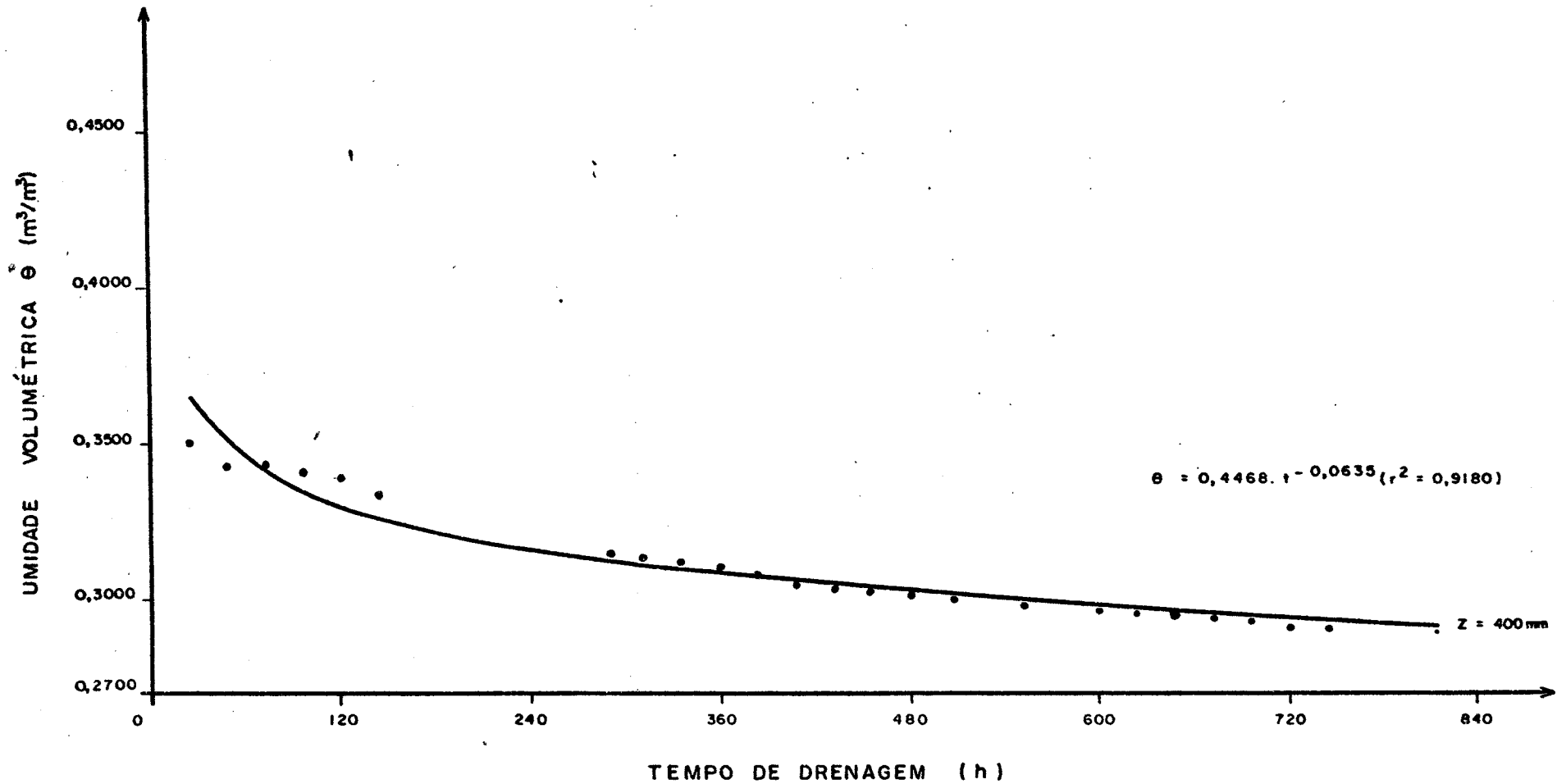


FIGURA nº 21 - UMIDADE VOLUMÉTRICA EM FUNÇÃO DO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 400 mm. SOLO PELOTAS.

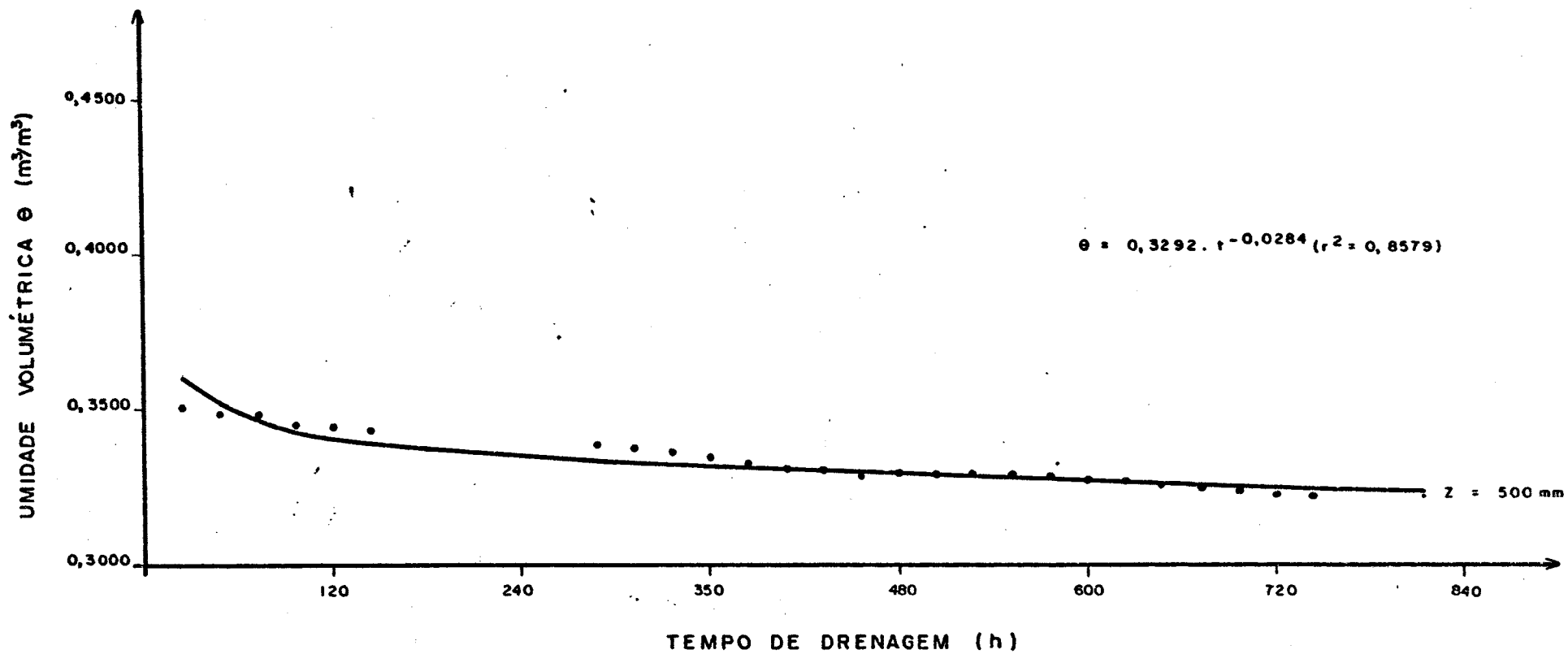


FIGURA nº 22 - UMIDADE VOLUMÉTRICA EM FUNÇÃO DO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 500mm. SOLO PELOTAS

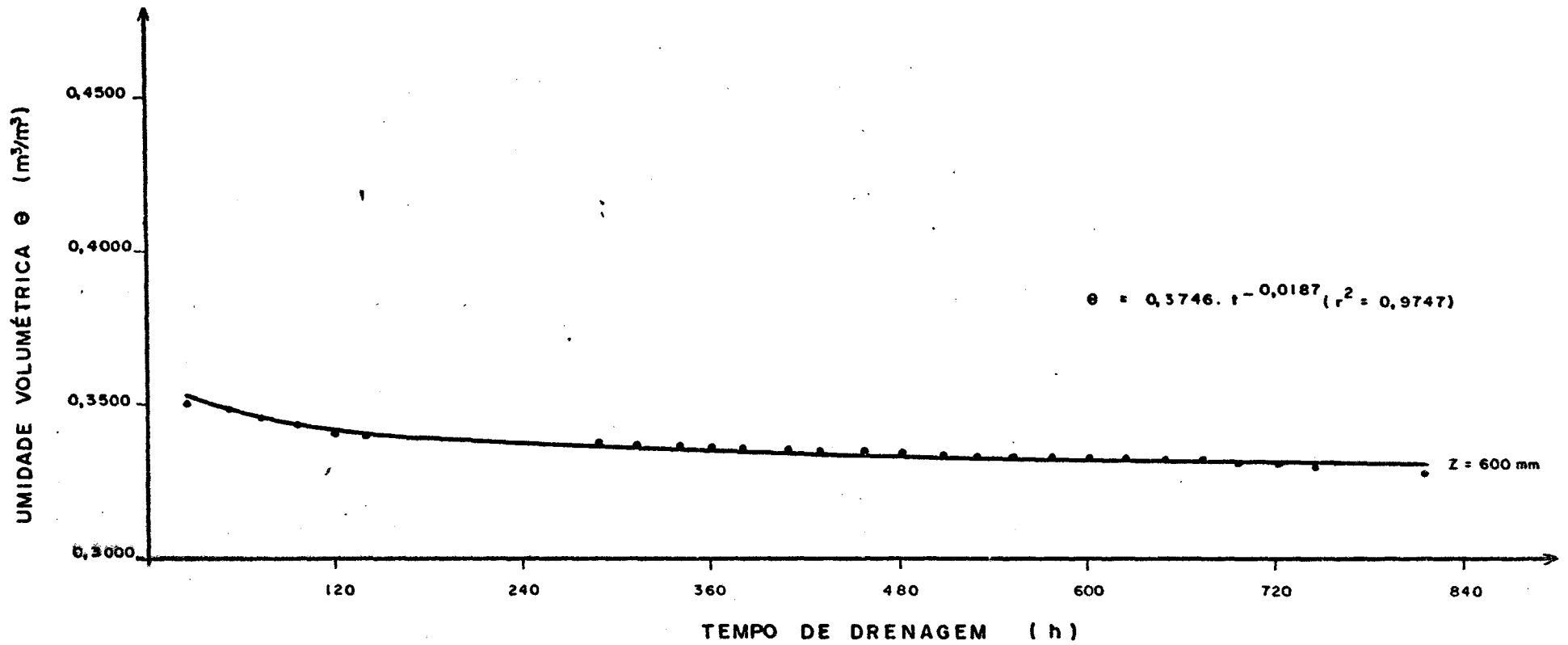


FIGURA n.º 23 - UMIDADE VOLUMÉTRICA EM FUNÇÃO DO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 600mm. SOLO PELotas

TABELA 4. Valores de umidade volumétrica e gradientes de umidade volumétrica em relação ao tempo, nos diversos tempos, calculadas por "spline cubic functions". Solo Pelotas. 0-100 mm. "One-step outflow method".

Tempo (h)	θ (m^3/m^3)	$d\theta/dt$ (h^{-1})
0,00	0,4423	- 0,375981
0,05	0,4274	- 0,216095
0,10	0,4209	- 0,077806
0,20	0,4153	- 0,036154
0,30	0,4123	- 0,023175
0,40	0,4101	- 0,016647
0,50	0,4086	- 0,010063
1,00	0,4024	- 0,010088
1,50	0,3994	- 0,0004781
2,00	0,3965	- 0,0006185
21,00	0,3744	- 0,000543
24,00	0,3718	- 0,000915
26,00	0,3702	- 0,000719
27,00	0,3695	- 0,000685
48,00	0,3584	- 0,000438
51,00	0,3571	- 0,000425
77,00	0,3470	- 0,000400
78,00	0,3466	- 0,000396
101,00	0,3395	- 0,000264

TABELA 5. Valores de umidade volumétrica e gradientes de umidade volumétrica em relação ao tempo, em diversos tempos, calculados por "spline cubic functions". Solo Pelotas: 100-200 mm. "One-step out flow method".

Tempo (h)	θ (m^3/m^3)	$d\theta/dt$ (h^{-1})
0,00	0,3670	- 0,209620
0,05	0,3607	- 0,060054
0,10	0,3584	- 0,035345
0,20	0,3551	- 0,026227
0,30	0,3524	- 0,022851
0,40	0,3499	- 0,018787
0,50	0,3478	- 0,025547
1,50	0,3376	- 0,004981
3,00	0,3319	- 0,002971
5,00	0,3274	- 0,001827
7,00	0,3242	- 0,001314
10,00	0,3205	- 0,001044
24,00	0,3092	- 0,000645
52,00	0,2953	- 0,000383
76,00	0,2868	- 0,000300
99,00	0,2809	- 0,000225
124,00	0,2744	- 0,000221
172,00	0,2680	- 0,000131

TABELA 6. Umidade volumétrica e gradientes de umidade volu-
métrica em relação ao potencial matricial, obti-
dos pela diferenciação da equação
($\theta = 0,5916 \cdot U_m^{-0,0574}$, Tabela 1)
em relação ao potencial matricial. Solo Pelotas:
0-100 mm. "One-step outflow method".

Potencial matricial (mm H ₂ O)	θ (m ³ /m ³)	d θ /dU _m (mm H ₂ O ⁻¹)
158,69	0,4423	- 0,000160
288,28	0,4274	- 0,000085
376,50	0,4209	- 0,000064
475,46	0,4153	- 0,000050
539,47	0,4123	- 0,000044
592,17	0,4101	- 0,000040

TABELA 7. Umidade volumétrica e gradientes de umidade volu-
métrica em relação ao potencial matricial, obti-
dos pela diferenciação da equação
($\theta = 0,6567 \cdot U_m^{-0,1108}$, Tabela 1)
em relação ao potencial matricial. Solo Pelotas :
100-200 mm. "One-step outflow method".

Potencial matricial (mm H ₂ O)	θ (m ³ /m ³)	d θ /dU _m (mm H ₂ O ⁻¹)
190,85	0,3670	- 0,000360
210,70	0,3630	- 0,000191
223,13	0,3607	- 0,000179
236,40	0,3584	- 0,000168
256,98	0,3551	- 0,000153
293,57	0,3499	- 0,000132
395,87	0,3385	- 0,000095

TABELA 8. Condutividade em função da unidade volumétrica no solo Pelotas, profundidade de 0-100 mm, calculada pelas equações (10) e (11). One-step outflow method.

θ (m^3/m^3)	D(θ) (mm^2/h)	(mm/h)	K(θ) (mm/dia)
0,4423	14.837,94	2,374	56,978
0,4274	9.973,71	0,847	20,346
0,4209	3.877,83	0,248	5,956
0,4153	1.935,03	0,097	2,322
0,4123	1.291,48	0,057	1,364
0,4101	956,60	0,038	0,918

TABELA 9. Condutividade hidráulica em função da unidade volumétrica em solo Pelotas, profundidade de 100-200 mm, calculada pelas equações (10) e (11). One-step outflow method.

θ (m^3/m^3)	D (mm^2/h)	(mm/h)	K(θ) (mm/dia)
0,3670	8.590,10	3,092	74,22
0,3630	5.281,13	1,008	24,209
0,3607	2.628,23	0,470	11,291
0,3584	1.586,21	0,266	6,396
0,3551	1.177,01	0,180	4,322
0,3524	1.098,41	0,145	3,480
0,3499	930,62	0,123	2,948
0,3385	332,73	0,032	0,758

Com os dados de condutividade hidráulica e umidade volumétrica determinou-se a relação funcional entre essas duas variáveis, encontrando-se que a função que apresentou maior coeficiente de determinação (r^2) foi a exponencial, em ambas as camadas.

As funções $K(\theta) = 4,3050 \cdot 10^{-24} \cdot e^{131,5979\theta}$ e $K(\theta) = 3,0958 \cdot 10^{-23} \cdot e^{151,1155\theta}$ são as que melhor se ajustaram aos dados experimentais de K e θ , nas camadas de 0-100 e 100-200 mm, respectivamente, apresentando coeficientes de determinação 0,9557 e 0,9199.

Na Figura 17 temos a relação da condutividade hidráulica com a umidade volumétrica, determinada pelo one-step outflow method, onde podemos notar o bom ajuste dos valores experimentais à representação gráfica da função de regressão para as duas camadas.

4.5. Umidade volumétrica em função do tempo.

Nas Figuras 18 a 25 podem ser vistas as curvas de regressão obtidas as equações apresentadas na Tabela 10, determinadas a partir dos valores de umidade volumétrica e tempo de drenagem nas diversas profundidades.

Todas as equações daquela tabela apresentam um expoente menor que zero, indicando que à medida que aumenta o tempo de drenagem diminui a umidade em todas as profundidades.

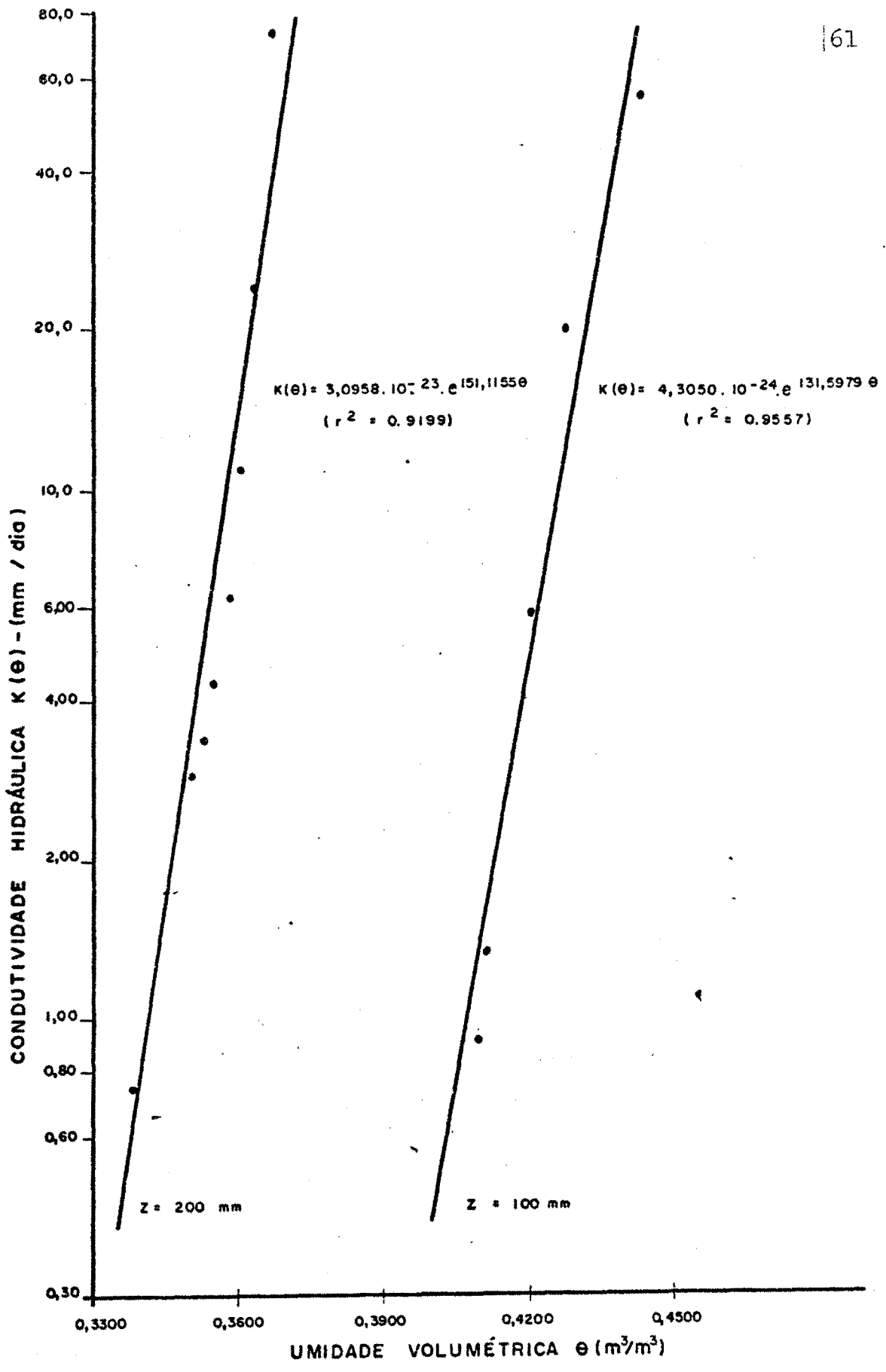


FIGURA nº 17- CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA $K(\theta)$ EM FUNÇÃO DA UMIDADE VOLUMÉTRICA θ ; "ONE-STEP OUTFLOW METHOD"-SOLO PELOTAS.

TABELA 10. Equações de regressão de umidade volumétrica (m^3/m^3) versus tempo (h) e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), para as diversas profundidades (z), obtidas a partir dos dados experimentais da Tabela 17 (Apêndice). Solo Pelotas.

z (mm)	Equações de regressão	r^2
100	$\theta = 0,6374 \cdot t^{-0,0674}$	0,9493
200	$\theta = 0,6208 \cdot t^{-0,0954}$	0,9241
300	$\theta = 0,5580 \cdot t^{-0,1053}$	0,9126
400	$\theta = 0,4468 \cdot t^{-0,0635}$	0,9180
500	$\theta = 0,3922 \cdot t^{-0,0284}$	0,8579
600	$\theta = 0,3746 \cdot t^{-0,0187}$	0,8747
660	$\theta = 0,3579 \cdot t^{-0,0221}$	0,9294
700	$\theta = 0,3144 \cdot t^{-0,0203}$	0,8544

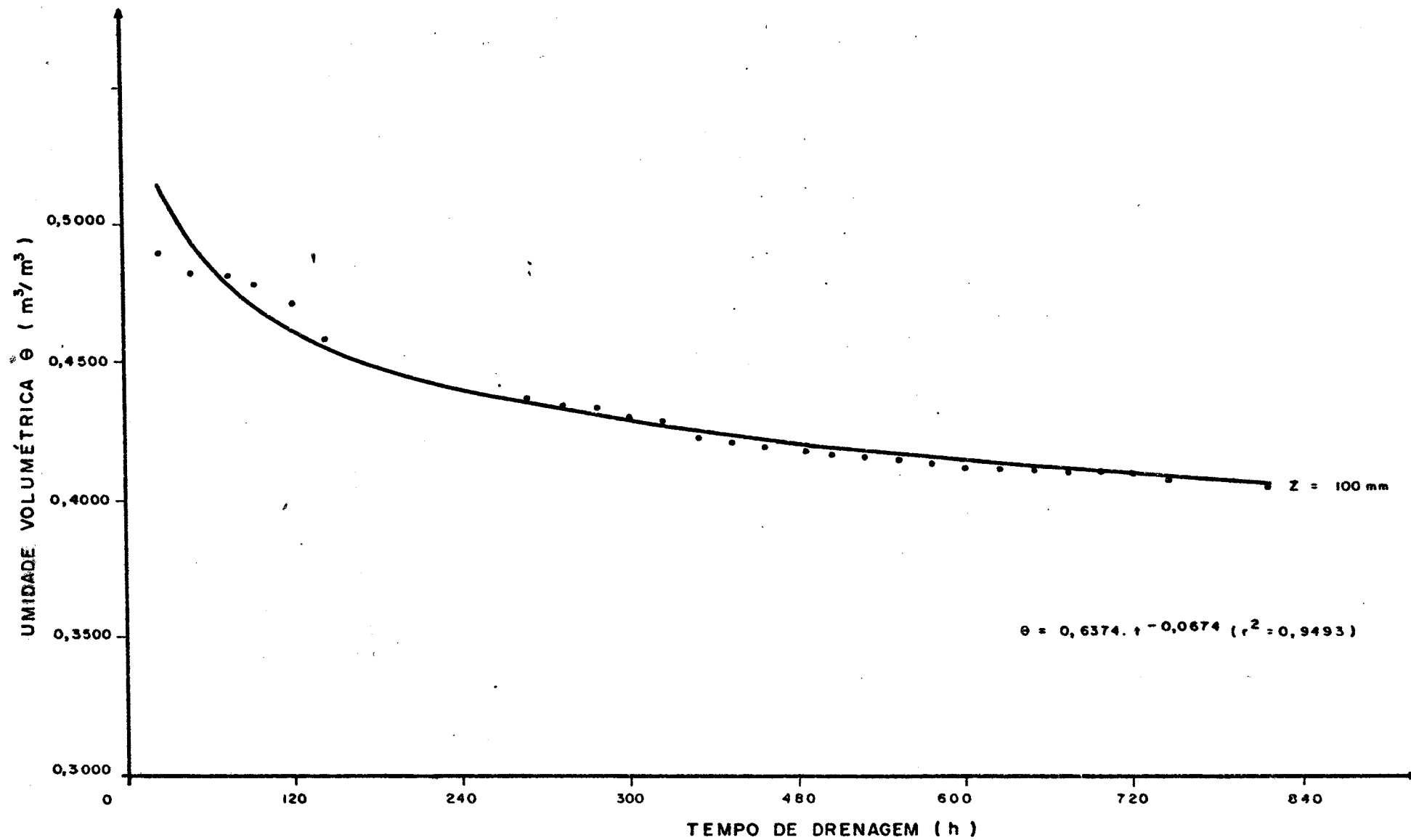


FIGURA n.º 18-UMIDADE VOLUMÉTRICA EM FUNÇÃO DO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 100 mm. SOLO PELOTAS.

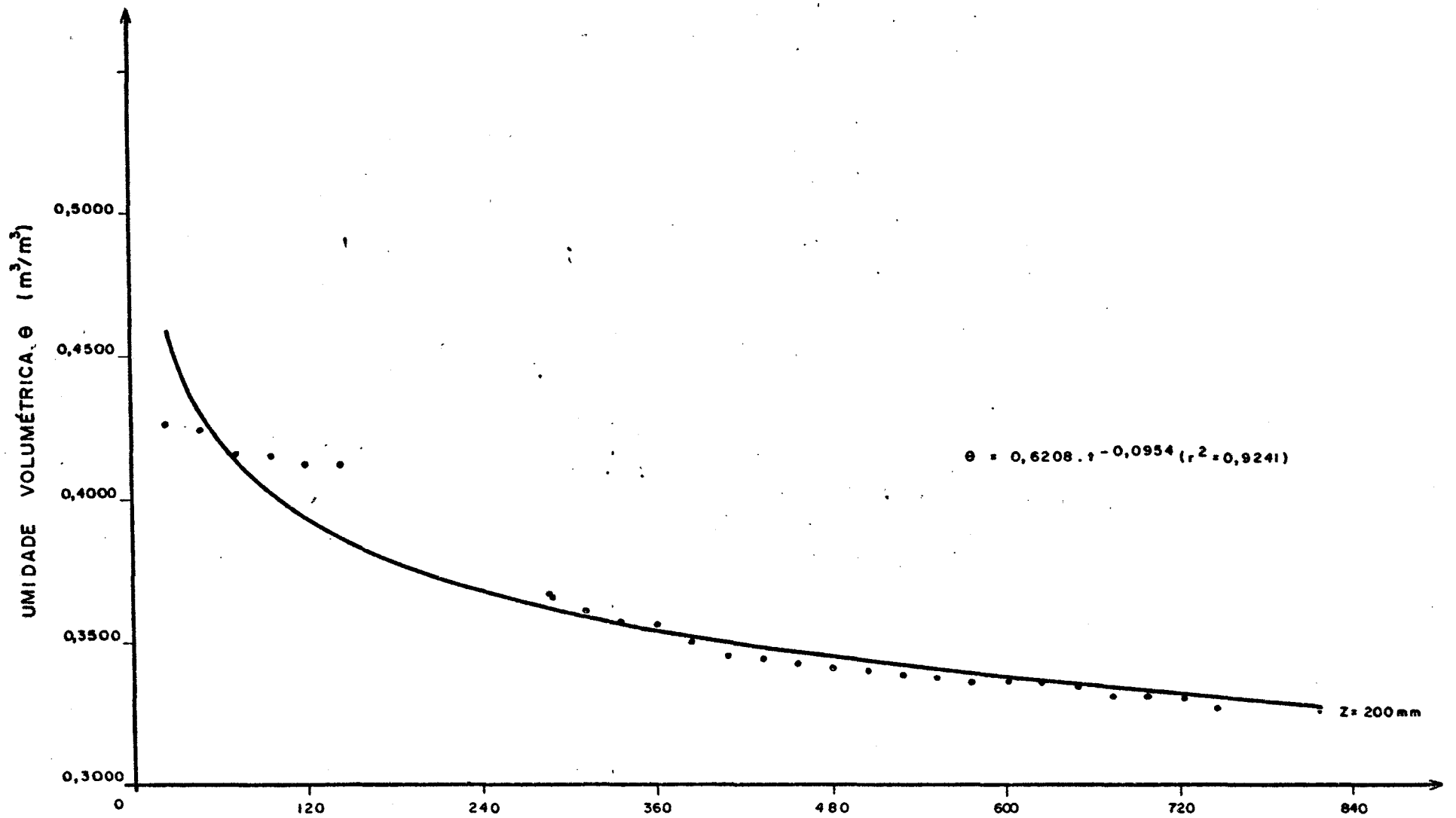


FIGURA n.º 19- UMIDADE VOLUMÉTRICA EM RELAÇÃO AO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 200mm. SOLO PELOTAS.

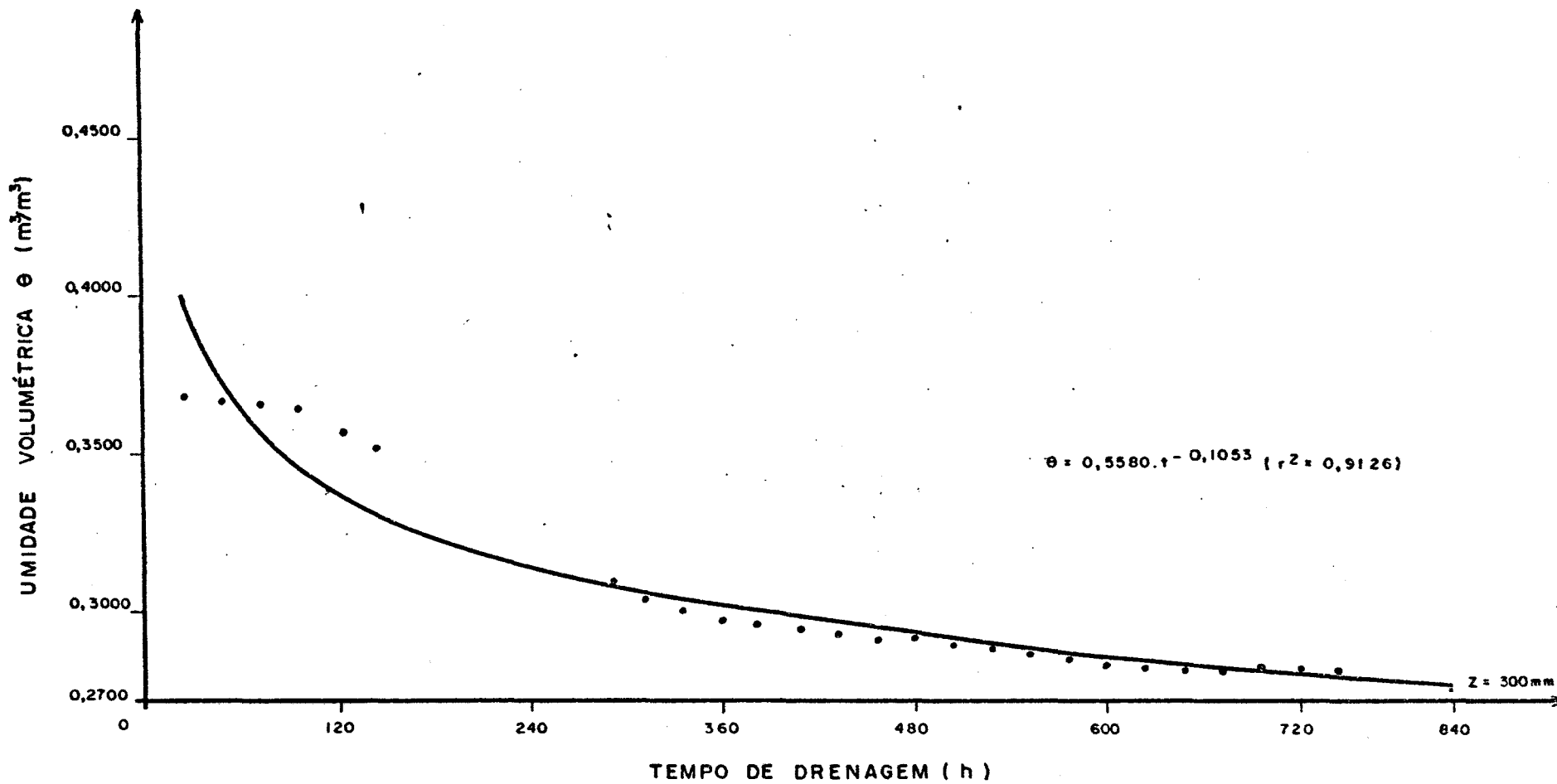


FIGURA n.º 20 - UMIDADE VOLUMÉTRICA EM FUNÇÃO DO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 300 mm. SOLO PELotas.

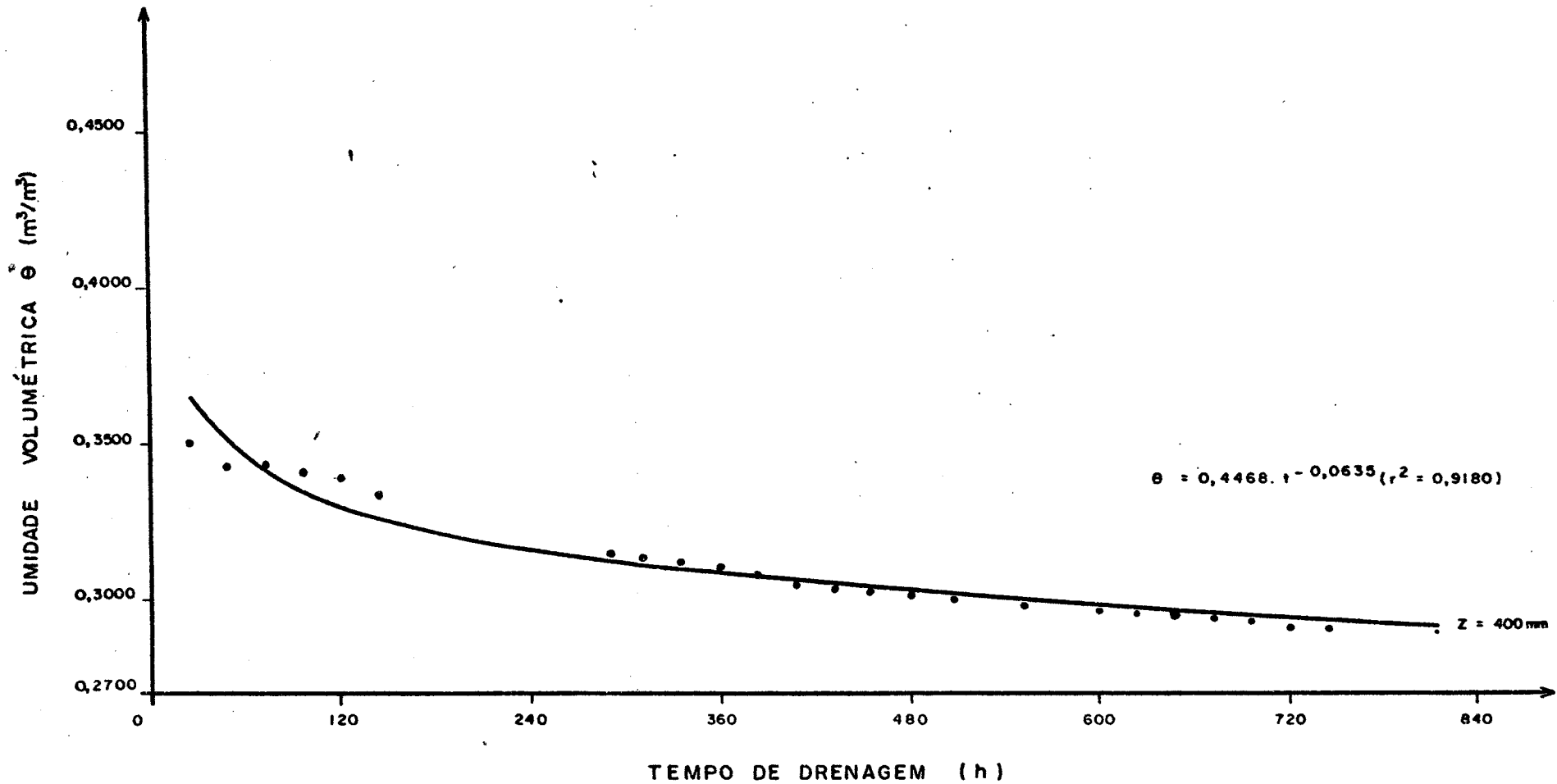


FIGURA nº 21- UMIDADE VOLUMÉTRICA EM FUNÇÃO DO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 400 mm. SOLO PELOTAS.

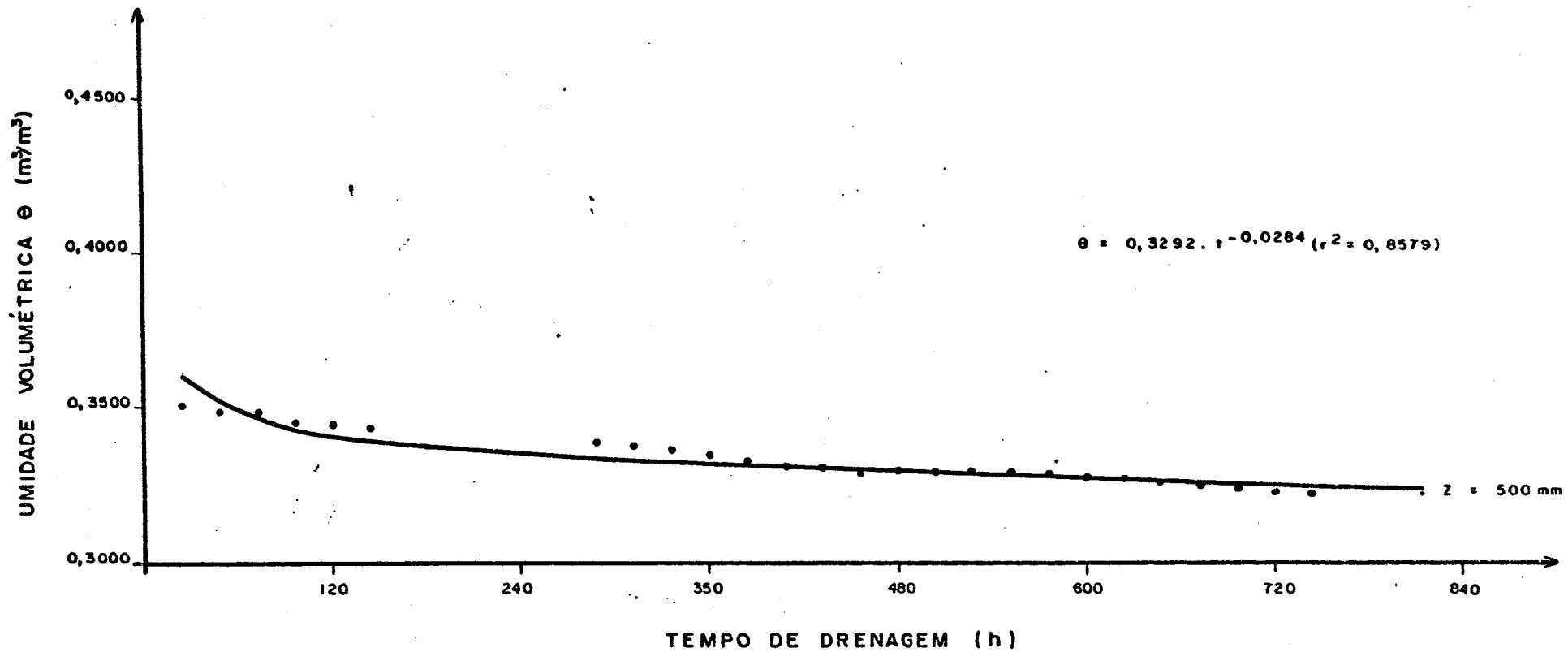


FIGURA nº 22 - UMIDADE VOLUMÉTRICA EM FUNÇÃO DO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 500mm. SOLO PELOTAS

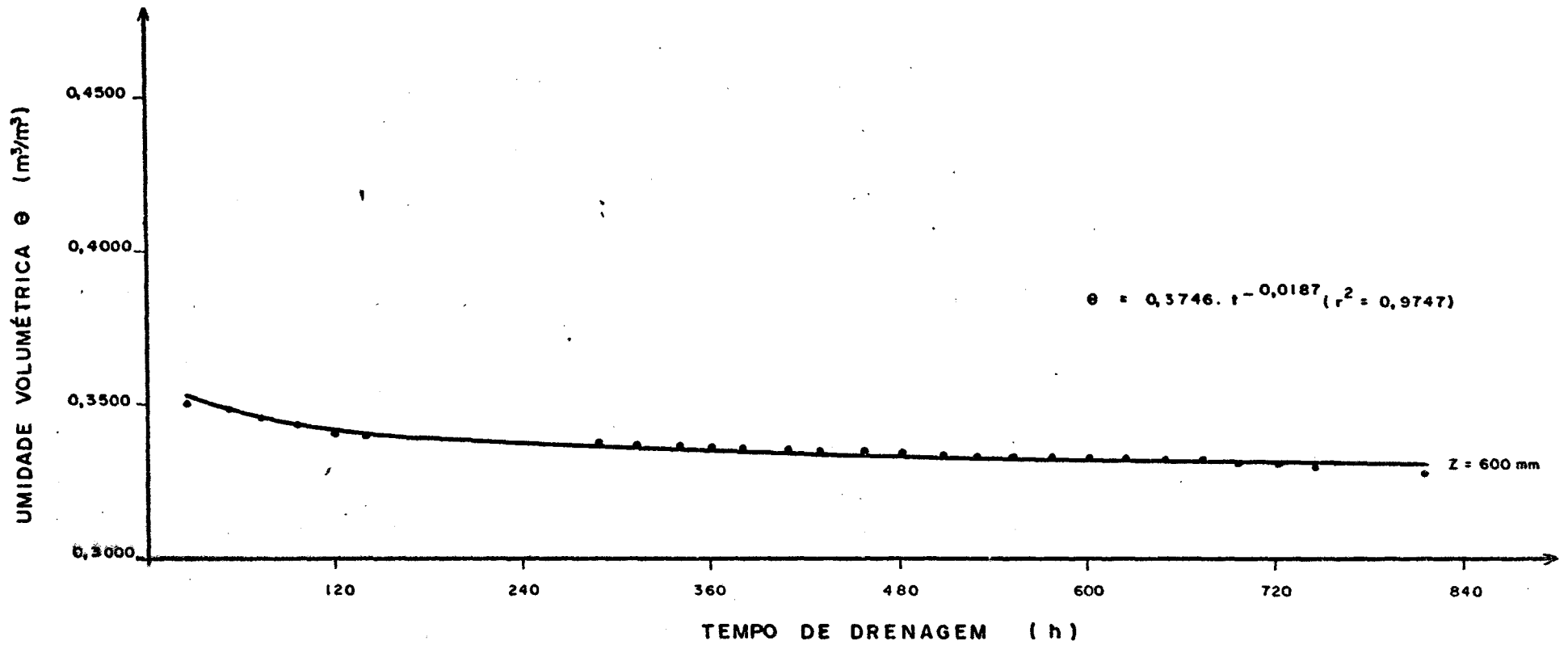


FIGURA n.º 23 - UMIDADE VOLUMÉTRICA EM FUNÇÃO DO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 600mm. SOLO PELotas

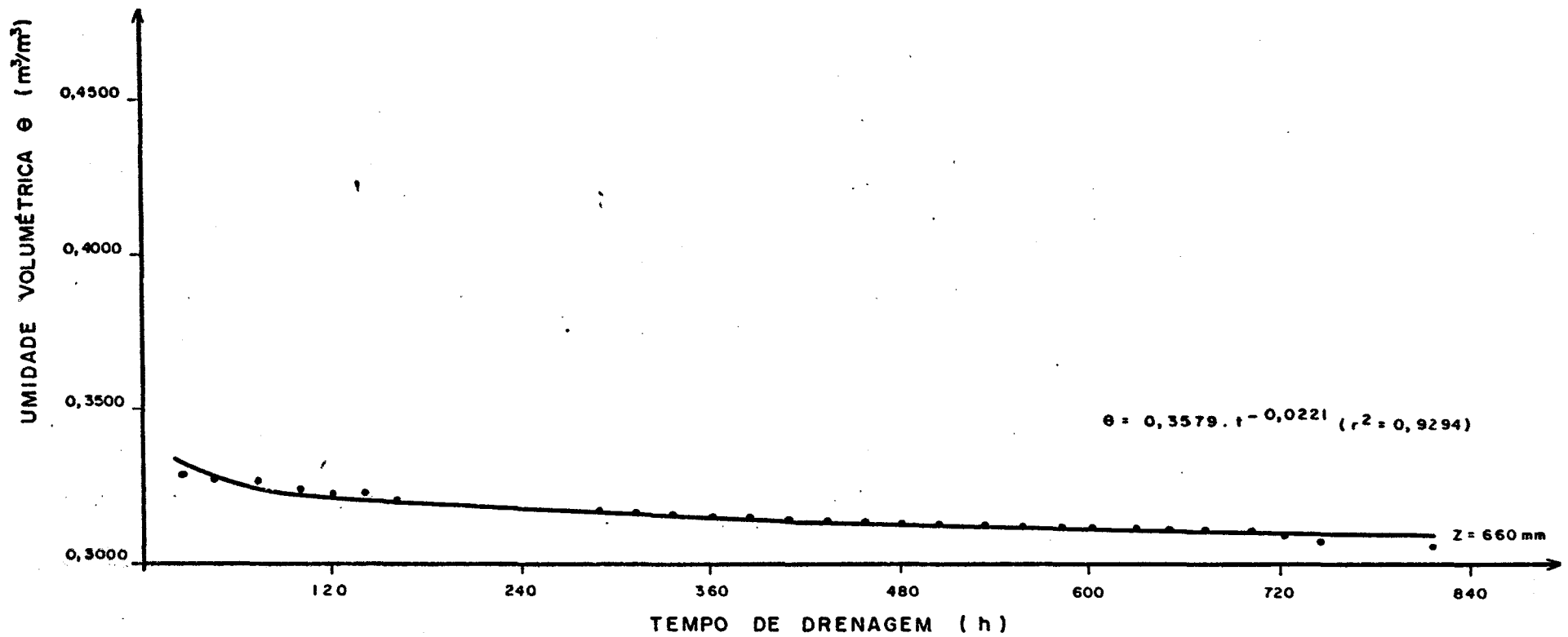


FIGURA n.º24 - UMIDADE VOLUMÉTRICA EM FUNÇÃO DO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z) DE 660 mm. SOLO PELOTAS

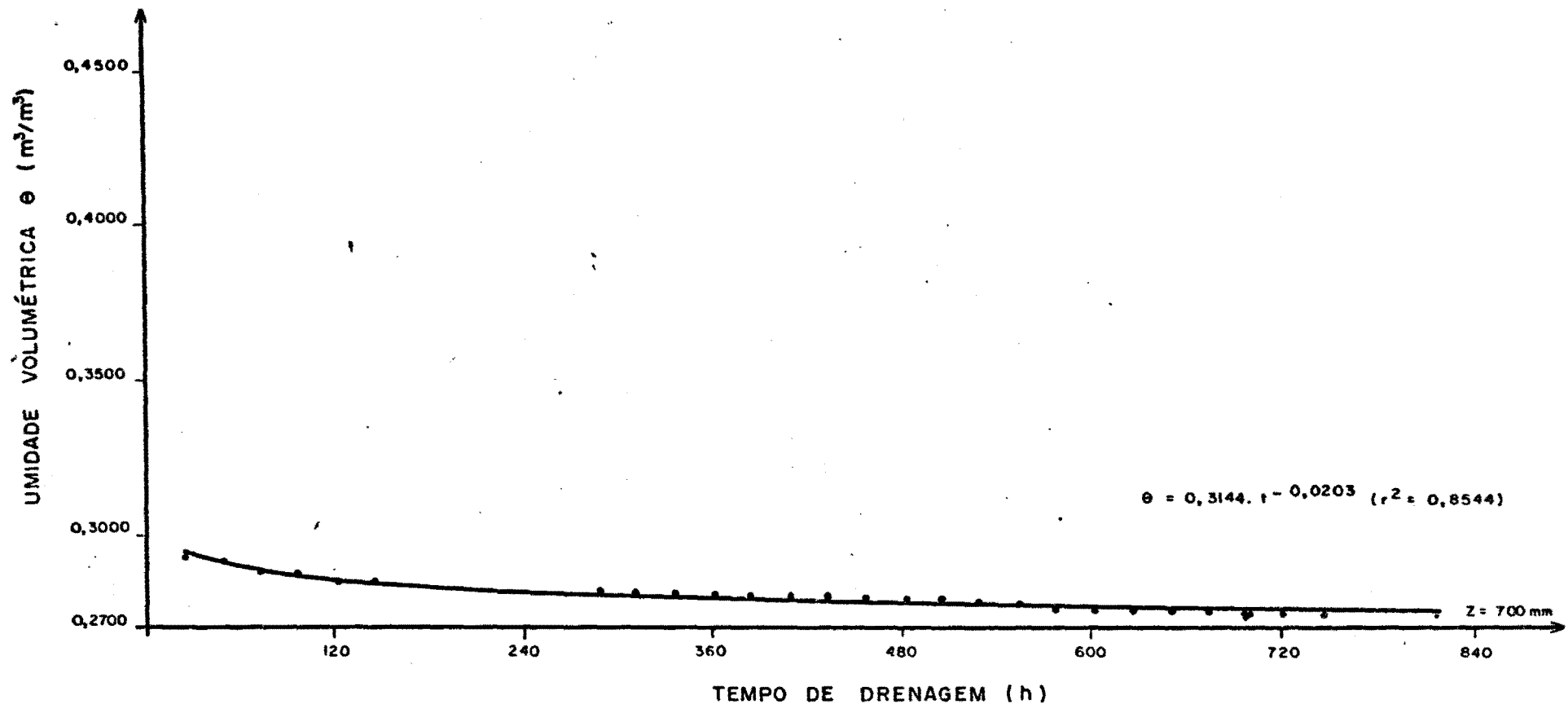


FIGURA nº 25 - UMIDADE VOLUMÉTRICA EM FUNÇÃO DO TEMPO DE DRENAGEM, NA PROFUNDIDADE (Z), DE 700 mm. SOLO PELOTAS

O fluxo da água no perfil foi sempre decrescente durante a fase experimental, o que pode ser confirmado se consultarmos a Tabela 17 (Apêndice).

Observa-se, na Tabela 10, uma variação no coeficiente de determinação de 0,8544 a 0,9493, sendo que em seis profundidades foi superior a 0,9126.

De maneira geral, as curvas resultantes das equações de regressão $\theta = \theta(t)$ ajustaram-se bem aos teores mais baixos de umidade.

Para teores mais elevados de umidade, nas profundidades de 100, 200, 300 e 400 mm, houve desvios bastante acentuados dos pontos experimentais em relação à curva de regressão. A partir da profundidade de 500 mm, essa diferença diminui consideravelmente, notando-se que na profundidade $z = 700$ mm, que corresponde ao menor valor de r^2 , há um melhor ajuste dos pontos experimentais à curva.

Ainda nos gráficos $\theta = \theta(t)$, podemos observar que, nos tempos iniciais, existe uma maior inclinação da curva de regressão em relação aos pontos experimentais, devido a que, para o mesmo tempo t , as umidades volumétricas calculadas tendem a ser maiores que as experimentais.

O aparecimento dos valores relativamente altos dos coeficientes de determinação (r^2) deve-se, provavelmente, ao fato de que, a partir de $t = 288$ h, existe uma melhor aproximação entre valores de umidade calculados e experimentais.

4.6. Potencial total da água no solo em função da profundidade.

A obtenção de funções analíticas $U = U(z)$ tem a finalidade de substituir o procedimento de HILLEL et alii (1972) no cálculo do gradiente de potencial total em relação à profundidade, que utiliza o método gráfico. Tem a finalidade de substituir, também, o método das diferenças finitas.

Através da utilização de equações de regressão, determinadas a partir dos valores de umidade nas diversas profundidades em dado tempo e diferentes tempos da Tabela 17 (Apêndice), foram construídos os gráficos do potencial total versus profundidade nos diversos tempos para o solo Pelotas (Figuras 26 a 32).

Como se pode ver na Tabela 11, os coeficientes de determinação (r^2) mais baixos correspondem aos tempos de 24, 48, 72, 96 e 120 horas após o início das determinações, sendo todos os outros superiores a 0,9350.

Verifica-se que a esses valores menores correspondem as maiores dispersões dos pontos experimentais em relação à curva de regressão, conforme mostram os gráficos $U(z)$ (Figuras 26 e 27).

Para valores maiores do coeficiente de determinação (r^2) existe uma menor dispersão dos pontos experimentais em relação às curvas, indicando um melhor ajuste, o que pode ser visto nas Figuras 28 a 32.

Observando-se a curva correspondente ao tempo inicial ($t = 0$), na Figura 26, pode-se ver que existe um ótimo

TABELA 11. Equações de regressão do potencial total da água no solo (mm H₂O) versus profundidade (mm) e seus respectivos coeficientes de determinação (r²), nos \bar{d}_i versos tempos (t), obtidas a partir da leitura dos tensiômetros instalados a diversas profundidades, mostrados na Tabela 18. Solo Pelotas.

Tempo (h)	Equações de regressão	r ²
0	U = 4,0968 . z ^{0,4893}	0,9930
24	U = 28,1221 . z ^{0,2316}	0,8769
48	U = 19,7550 . z ^{0,3597}	0,8104
72	U = 16,8709 . z ^{0,4205}	0,8049
96	U = 13,3971 . z ^{0,4973}	0,8345
120	U = 13,6756 . z ^{0,5254}	0,9055
144	U = 21,8459 . z ^{0,4812}	0,9531
288	U = 25,2978 . z ^{0,4965}	0,9886
312	U = 75,5073 . z ^{0,3400}	0,9870
336	U = 156,1565 . z ^{0,2275}	0,9435
360	U = 174,9053 . z ^{0,2130}	0,9555
384	U = 183,7336 . z ^{0,2006}	0,9549
408	U = 195,6225 . z ^{0,1999}	0,9620
432	U = 203,0350 . z ^{0,1913}	0,9544
456	U = 234,4818 . z ^{0,1748}	0,9561
480	U = 235,7828 . z ^{0,1761}	0,9394
504	U = 243,5771 . z ^{0,1708}	0,9533

.....

TABELA 11 (Conclusão)

Tempo (h)	Equações de regressão	r^2
528	$U = 273,0156 \cdot z^{0,1490}$	0,9595
552	$U = 250,6212 \cdot z^{0,1691}$	0,9549
576	$U = 254,6152 \cdot z^{0,1693}$	0,9716
600	$U = 249,7277 \cdot z^{0,1754}$	0,9735
624	$U = 232,0298 \cdot z^{0,1912}$	0,9684
648	$U = 221,7307 \cdot z^{0,2019}$	0,9688
672	$U = 210,0706 \cdot z^{0,2136}$	0,9618
696	$U = 152,6750 \cdot z^{0,2679}$	0,9937
720	$U = 194,8152 \cdot z^{0,2314}$	0,9463
744	$U = 187,8482 \cdot z^{0,2401}$	0,9441
816	$U = 165,1902 \cdot z^{0,2683}$	0,9350

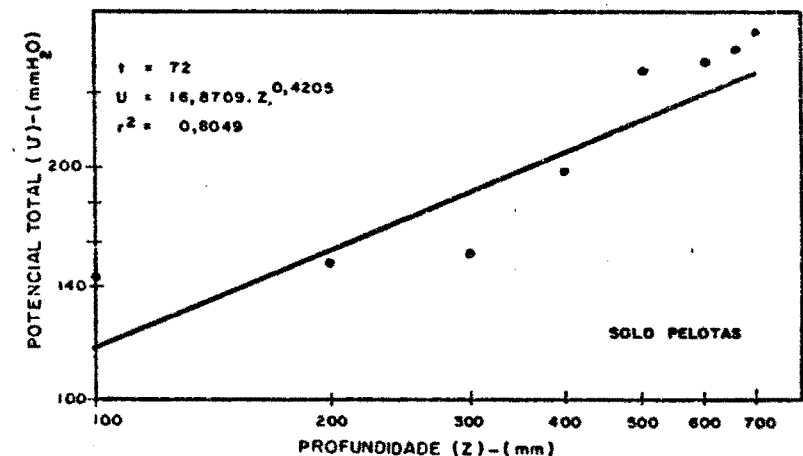
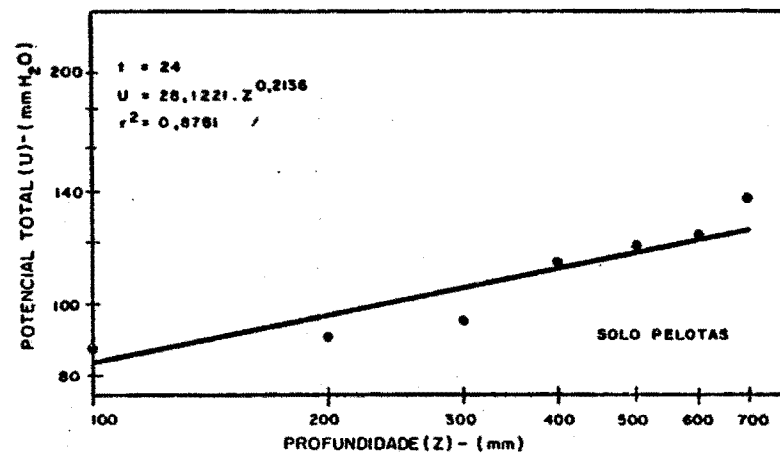
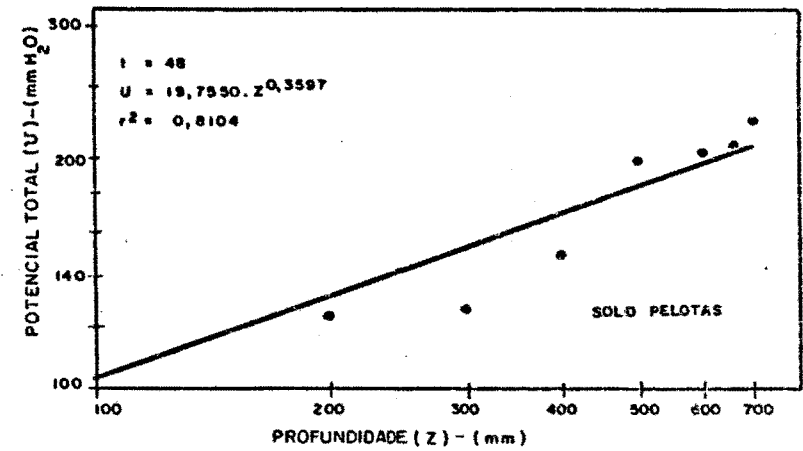
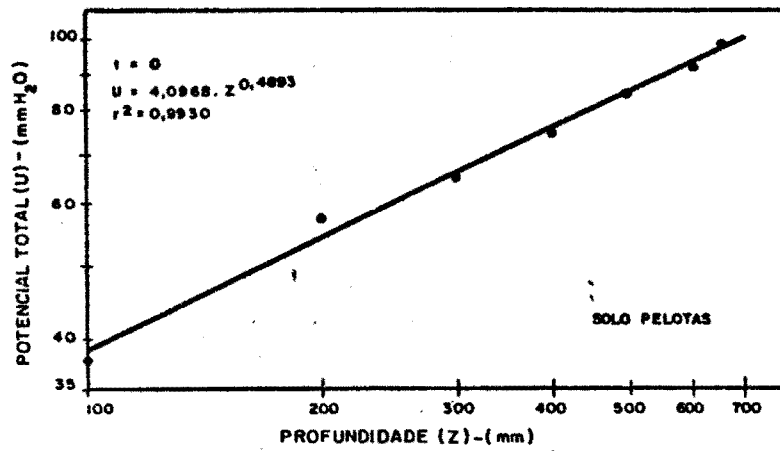


FIGURA n.º26 - GRÁFICOS DO POTENCIAL TOTAL VERSUS PROFUNDIDADE, NOS DIVERSOS TEMPOS, COM SUAS EQUAÇÕES DE REGRESSÃO E SEUS RESPECTIVOS COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (r^2), OBTIDOS A PARTIR DOS DADOS EXPERIMENTAIS (TABELA 18). SOLO PELOTAS.

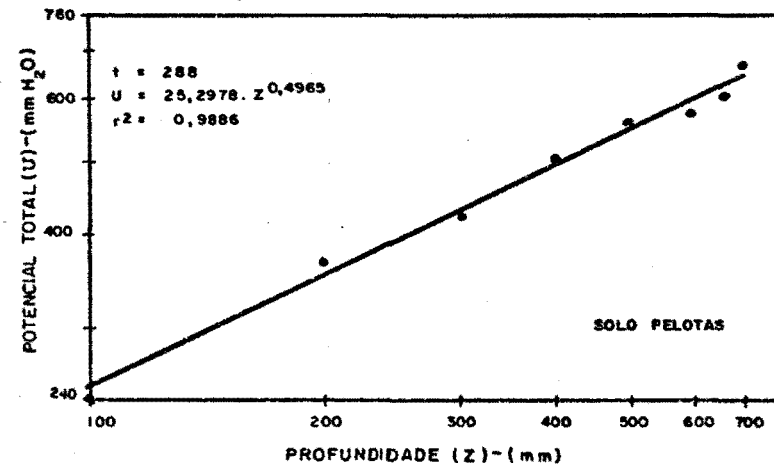
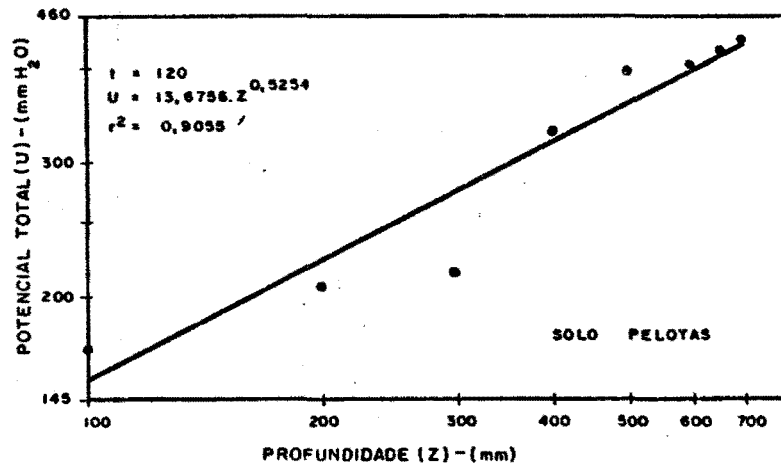
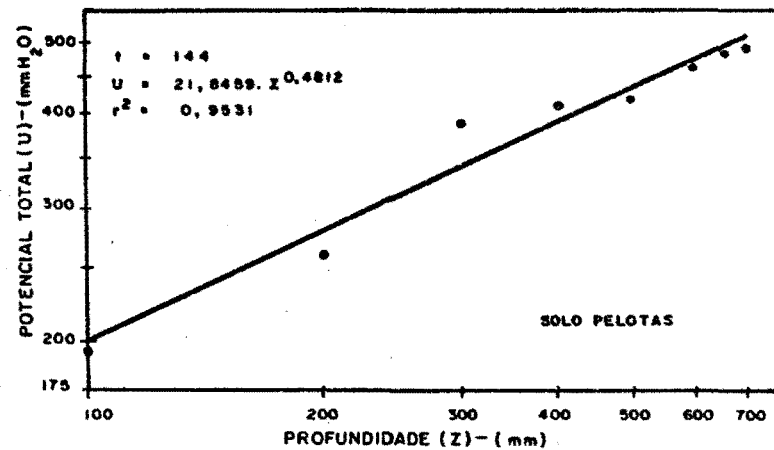
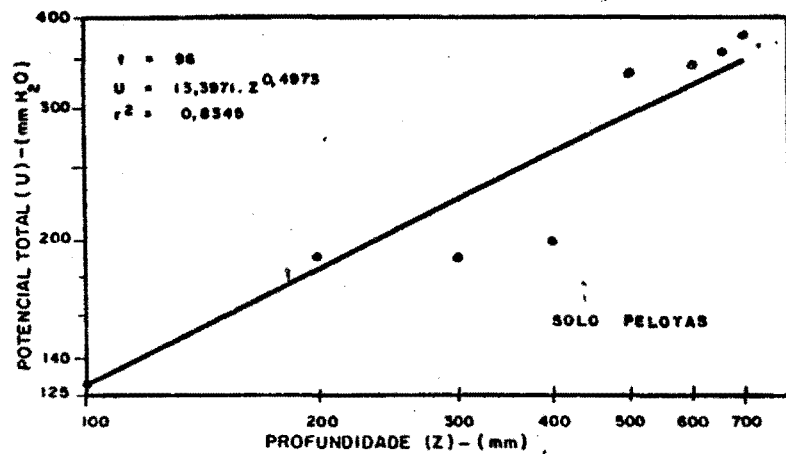


FIGURA n.º 27- GRÁFICOS DO POTENCIAL TOTAL VERSUS PROFUNDIDADE, NOS DIVERSOS TEMPOS, COM SUAS EQUAÇÕES DE REGRESSÃO E SEUS RESPECTIVOS COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (r^2), OBTIDOS A PARTIR DOS DADOS EXPERIMENTAIS (TABELA 18), SOLO PELOTAS.

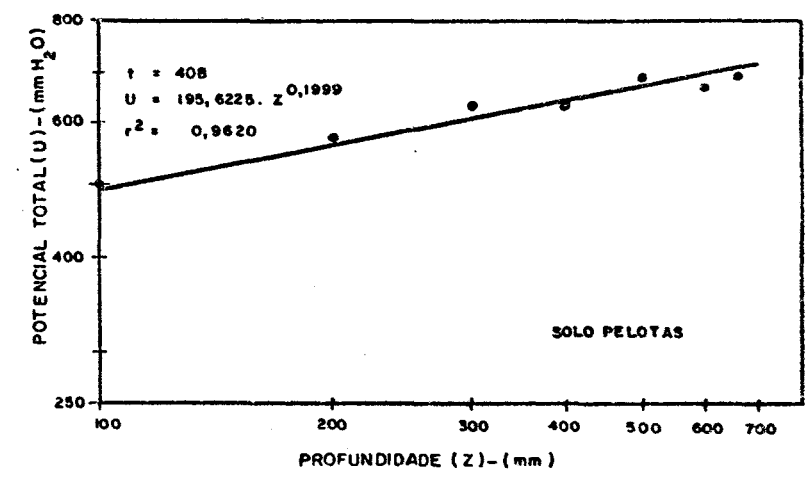
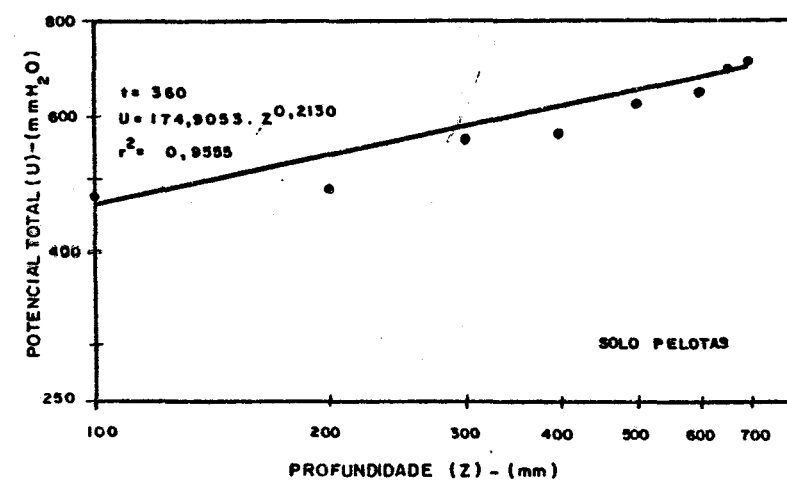
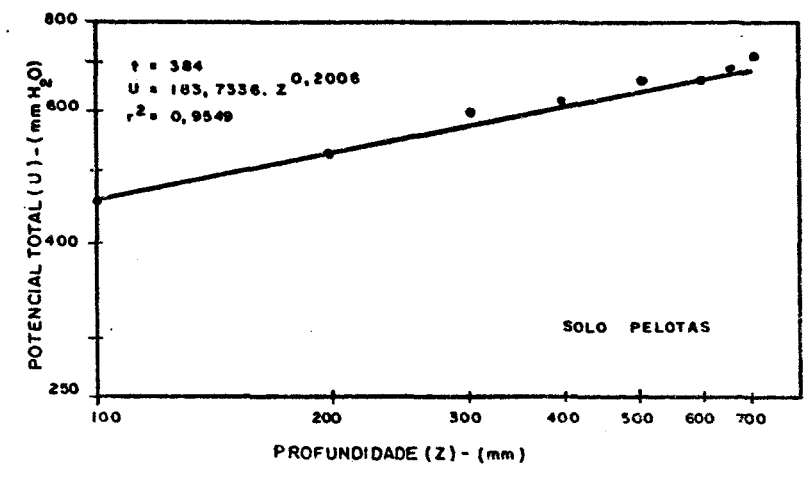
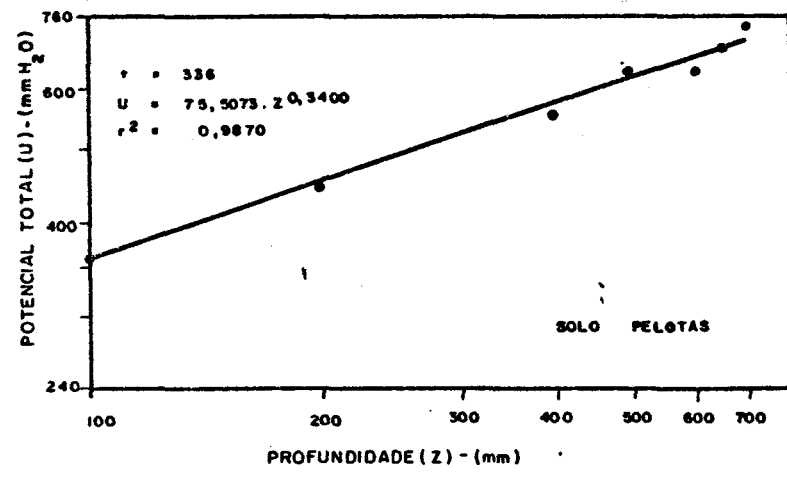


FIGURA n.º 28- GRÁFICOS DO POTENCIAL TOTAL VERSUS PROFUNDIDADE, NOS DIVERSOS TEMPOS, COM SUAS EQUAÇÕES DE REGRESSÃO E SEUS RESPECTIVOS COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (r^2), OBTIDOS A PARTIR DOS DADOS EXPERIMENTAIS (TABELA 18). SOLO PELOTAS.

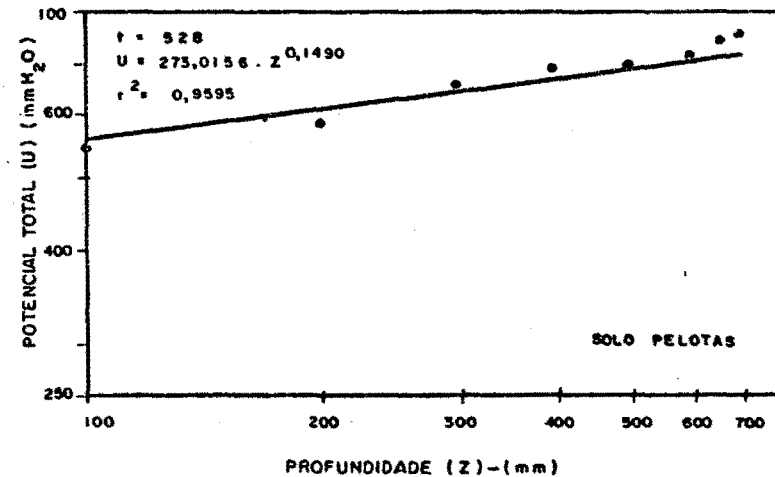
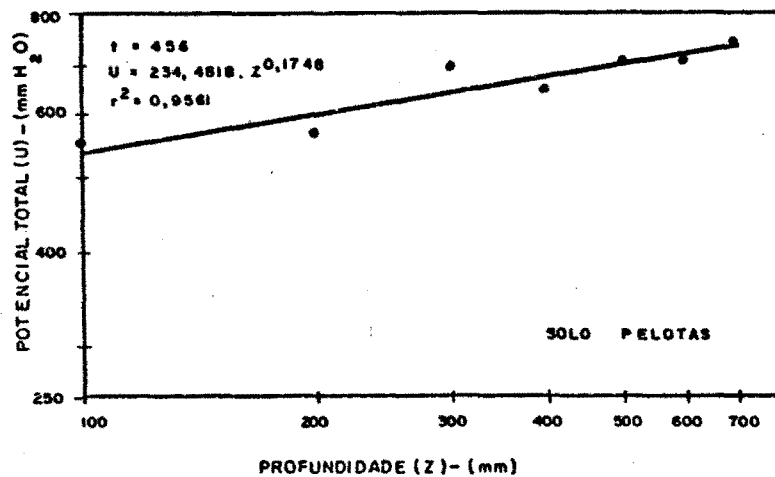
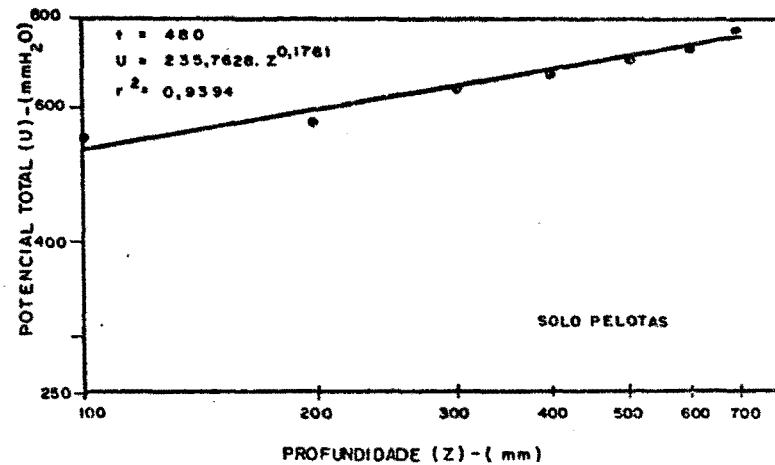
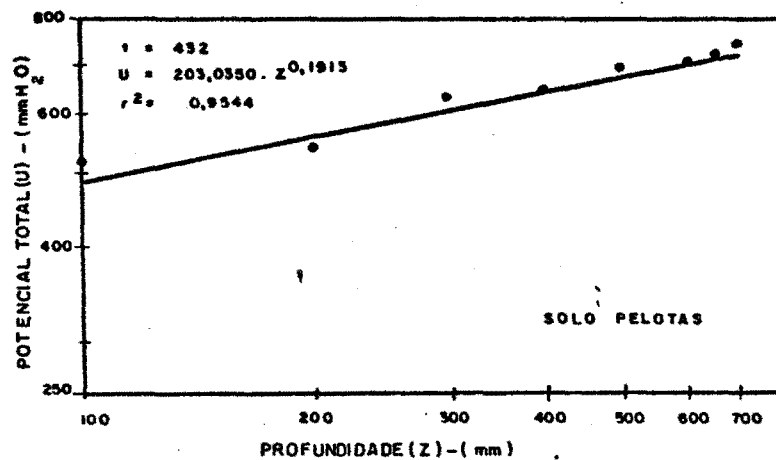


FIGURA n° 29- GRÁFICOS DO POTENCIAL TOTAL VERSUS PROFUNDIDADE, NOS DIVERSOS TEMPOS, COM SUAS EQUAÇÕES DE REGRESSÃO E SEUS RESPECTIVOS COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (r^2), OBTIDOS A PARTIR DOS DADOS EXPERIMENTAIS (TABELA 18). SOLO PELOTAS.

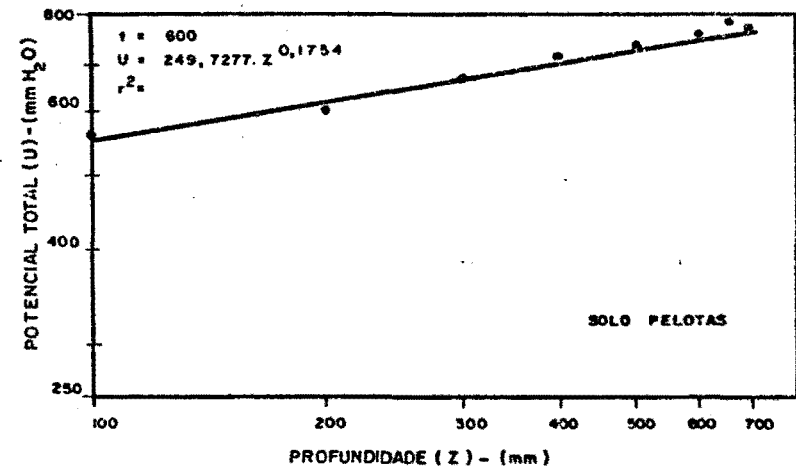
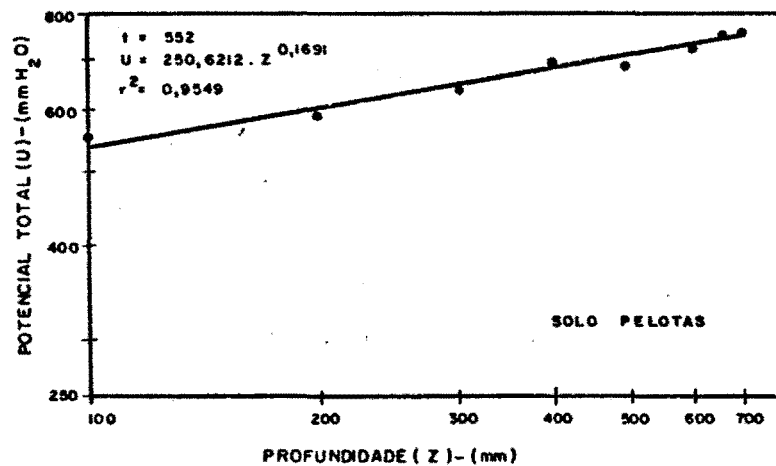
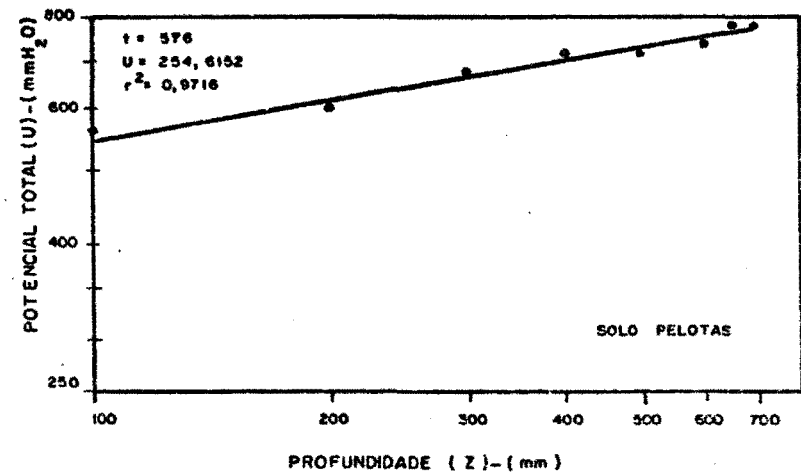
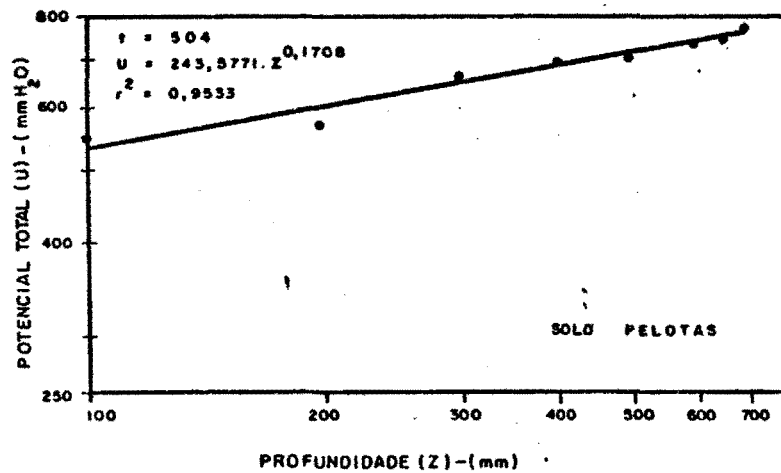


FIGURA n.º 30- GRÁFICOS DO POTENCIAL TOTAL VERSUS PROFUNDIDADE, NOS DIVERSOS TEMPOS, COM SUAS EQUAÇÕES DE REGRESSÃO E SEUS RESPECTIVOS COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (r^2), OBTIDOS A PARTIR DOS DADOS EXPERIMENTAIS (TABELA 18). SOLO PELOTAS.

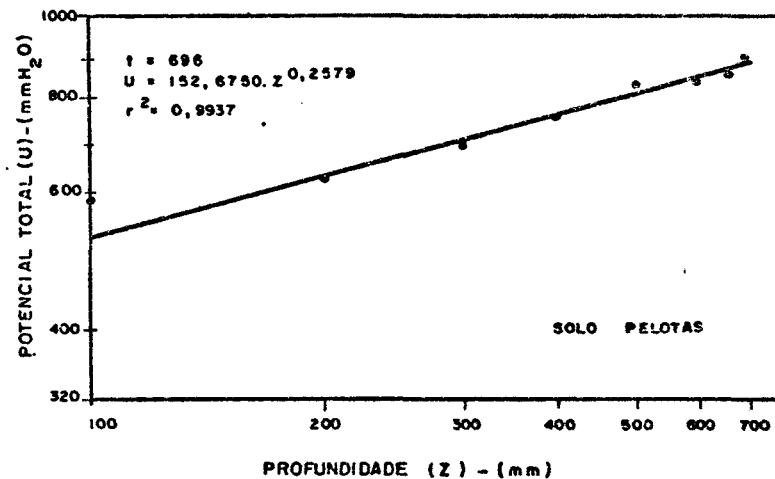
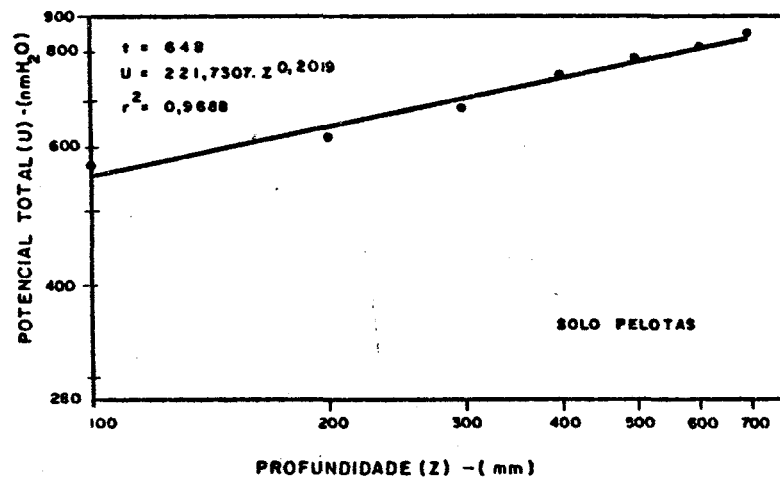
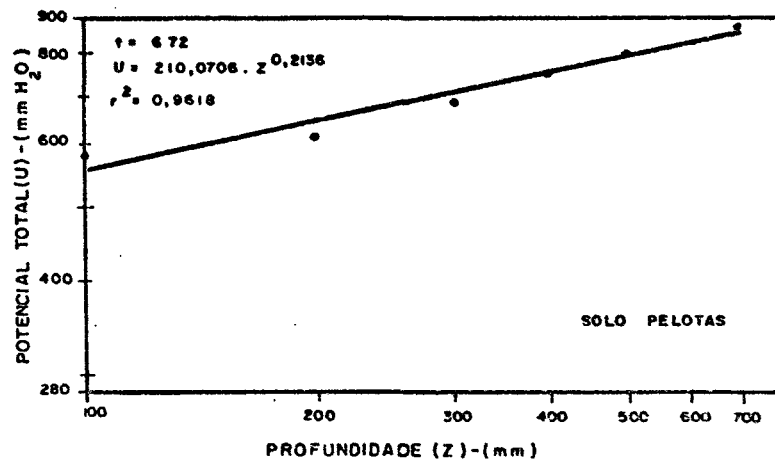
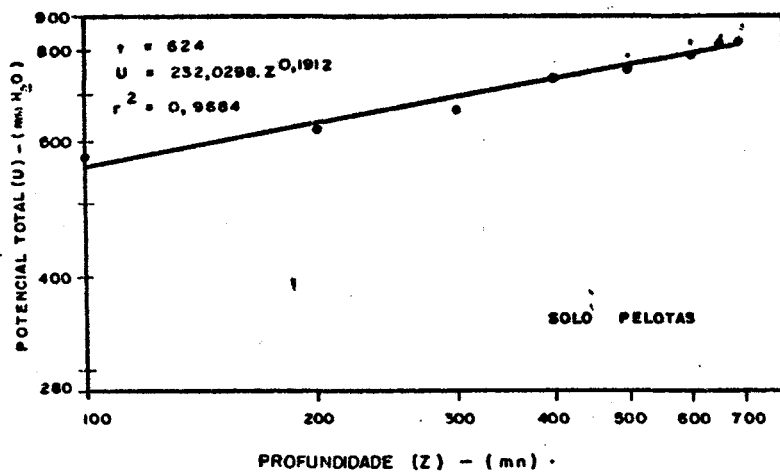


FIGURA nº 31- GRÁFICOS DO POTENCIAL TOTAL VERSUS PROFUNDIDADE, NOS DIVERSOS TEMPOS, COM SUAS EQUAÇÕES DE REGRESSÃO E SEUS RESPECTIVOS COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (r^2), OBTIDOS A PARTIR DOS DADOS EXPERIMENTAIS (TABELA 18). SOLO PELOTAS.

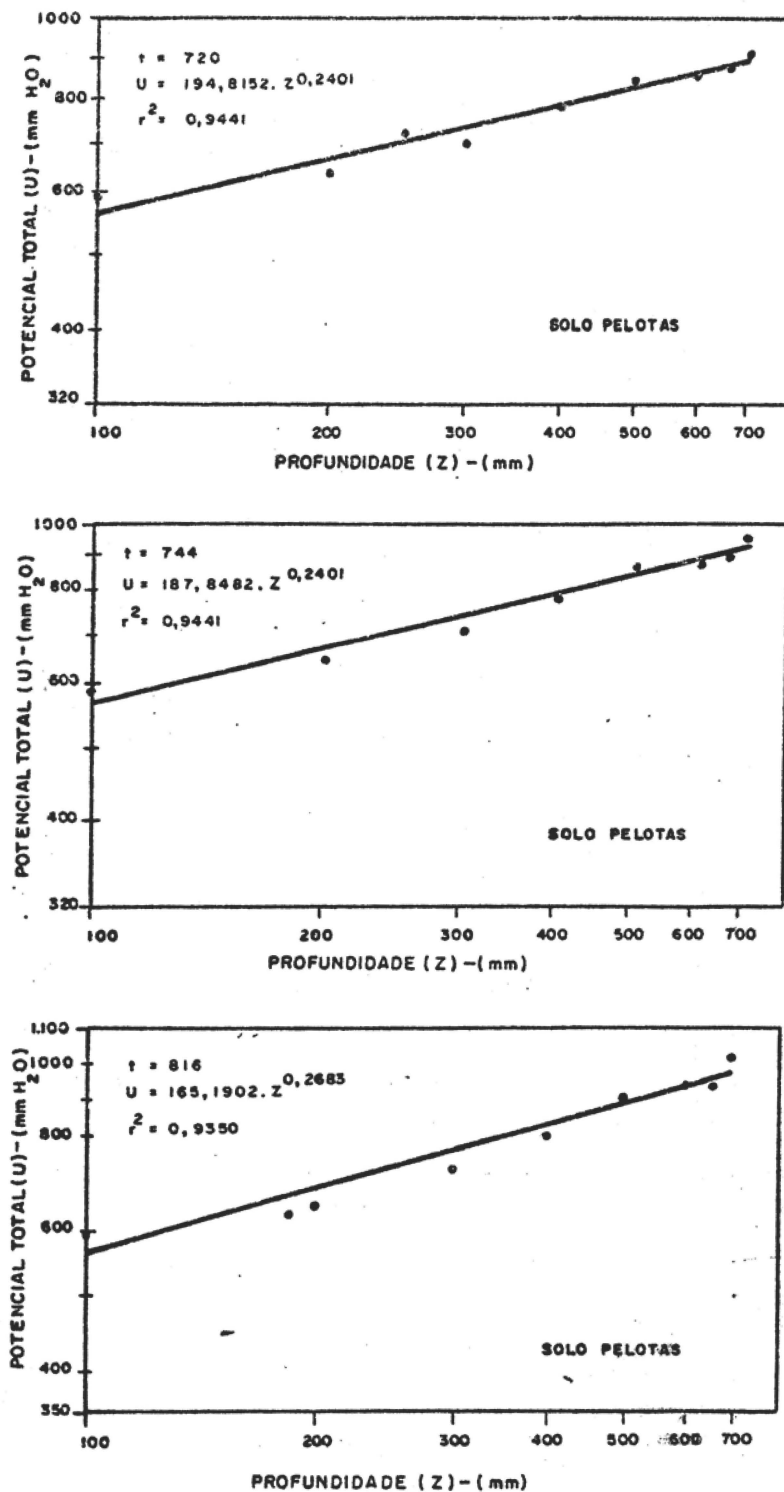


FIGURA n.º 32- GRÁFICOS DO POTENCIAL TOTAL VERSUS PROFUNDIDADE, NOS DIVERSOS TEMPOS, COM SUAS EQUAÇÕES DE REGRESSÃO E SEUS RESPECTIVOS COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (r^2), OBTIDOS A PARTIR DOS DADOS EXPERIMENTAIS (TABELA 18). SOLO PELOTAS.

ajuste dos dados experimentais à curva de regressão ($r^2 = 0,9930$) e que a partir desse tempo a dispersão dos pontos aumenta até o tempo de 144 horas, diminuindo após o tempo de 288 horas, cujo coeficiente de determinação foi 0,9886.

Analisando as equações da Tabela 11, pode-se verificar que, para um determinado tempo, o potencial total da água no solo diminui com a profundidade. Esse fato concorda com a teoria do fluxo da água no solo em função do potencial total, que nos diz que o movimento ocorre no sentido de menor potencial total.

4.7. Condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica - Método do perfil instantâneo.

Para a determinação da condutividade hidráulica não-saturada do solo Pelotas, nas diversas profundidades, utiliizou-se o procedimento de HILLEL et alii (1972), sendo que para o cálculo dos gradientes de umidade volumétrica derivou-se as equações da Tabela 10, em relação ao tempo.

O fluxo da água no solo foi calculado tomando-se o produto do gradiente de umidade volumétrica nas diversas profundidades, para um mesmo tempo, pela espessura da camada considerada e somando-se os fluxos parciais de modo que obteve-se o fluxo de água em cada camada e tempo.

Na última coluna da Tabela 12 temos o fluxo para cada camada, verificando-se que foi decrescente com o tempo e crescente com a profundidade em um dado tempo.

TABELA 12. Cálculo dos fluxos de água no solo às diversas profundidades (z) e diversos tempos (t). Os valores $d\theta/dt$ foram obtidos por derivação em relação ao tempo das equações da Tabela 10. Solo Pelotas.

t	z	$- d\theta/dt$	$\frac{d\theta}{dt} \cdot dz$	$q = \sum \frac{d\theta}{dt} \cdot dz$
(h)	(mm)	(h^{-1})	(mm/h)	(mm/h)
24	100	0,001446	0,216900	0,216900
	200	0,001821	0,182100	0,399000
	300	0,001753	0,175300	0,574300
	400	0,000967	0,096700	0,671000
	500	0,000423	0,042300	0,713300
	600	0,000275	0,022000	0,735300
	660	0,000307	0,015350	0,750650
	700	0,000250	0,005000	0,755650
48	100	0,000690	0,104550	0,104550
	200	0,000852	0,085200	0,189750
	300	0,000815	0,081500	0,271250
	400	0,000463	0,046300	0,317550
	500	0,000207	0,020700	0,338250
	600	0,000136	0,010880	0,349130
	660	0,000151	0,007550	0,356680
	700	0,000123	0,000246	0,356926
72	100	0,000448	0,067200	0,067200
	200	0,000547	0,054700	0,121900
	300	0,000521	0,052100	0,174000
	400	0,000301	0,030100	0,204100
	500	0,000137	0,013700	0,217800
	600	0,000090	0,009000	0,226800
	660	0,000100	0,010000	0,236800
	700	0,000082	0,008200	0,245000

.....

TABELA 12 (Continuação...)

t	z	- d θ /dt	$\frac{d\theta}{dt} \cdot dz$	q = $\sum \frac{d\theta}{dt} \cdot dz$
(h)	(mm)	(h ⁻¹)	(mm/h)	(mm/h)
96	100	0,000329	0,049350	0,049350
	200	0,000399	0,039900	0,089250
	300	0,000379	0,037900	0,127150
	400	0,000221	0,022100	0,149250
	500	0,000102	0,010200	0,159450
	600	0,000067	0,005360	0,164810
	660	0,000074	0,003700	0,168510
	700	0,000061	0,001220	0,169730
120	100	0,000259	0,038850	0,038850
	200	0,000312	0,031200	0,070050
	300	0,000296	0,029600	0,099650
	400	0,000175	0,017500	0,117150
	500	0,000081	0,008100	0,125250
	600	0,000053	0,004240	0,129490
	660	0,000059	0,002950	0,132440
	700	0,000048	0,000960	0,133400
144	100	0,000214	0,032100	0,032100
	200	0,000256	0,025600	0,057700
	300	0,000242	0,024200	0,081900
	400	0,000144	0,014400	0,096300
	500	0,000067	0,006700	0,103000
	600	0,000044	0,003520	0,106520
	660	0,000049	0,002450	0,108970
	700	0,000040	0,000800	0,109770

.....

TABELA 12 (Continuação...)

t	z	$-\frac{d\theta}{dt}$	$\frac{d\theta}{dt} \cdot dz$	$q = \sum \frac{d\theta}{dt} \cdot dz$
(h)	(mm)	(h ⁻¹)	(mm/h)	(mm/h)
288	100	0,000102	0,015300	0,015300
	200	0,000120	0,012000	0,027300
	300	0,000112	0,011200	0,038500
	400	0,000069	0,006900	0,045400
	500	0,000033	0,003300	0,048400
	600	0,000044	0,003520	0,051920
	660	0,000024	0,001200	0,053120
	700	0,000020	0,000400	0,053520
312	100	0,000094	0,014100	0,014100
	200	0,000110	0,011000	0,025100
	300	0,000103	0,010300	0,035400
	400	0,000063	0,006300	0,041700
	500	0,000030	0,003000	0,044700
	600	0,000020	0,001600	0,046300
	660	0,000022	0,001100	0,047400
	700	0,000018	0,000360	0,047760
336	100	0,000086	0,012900	0,012900
	200	0,000101	0,010100	0,023000
	300	0,000095	0,009500	0,032500
	400	0,000058	0,005800	0,038300
	500	0,000028	0,002800	0,041100
	600	0,000019	0,001520	0,042620
	660	0,000021	0,001050	0,043670
	700	0,000017	0,000340	0,044010

.....

TABELA 12 (Continuação...)

t	z	$-\frac{d\theta}{dt}$	$\frac{d\theta}{dt} \cdot dz$	$q = \pm \frac{d\theta}{dt} \cdot dz$
(h)	(mm)	(h ⁻¹)	(mm/h)	(mm/h)
360	100	0,000080	0,012000	0,012000
	200	0,000094	0,009400	0,021400
	300	0,000088	0,008800	0,030200
	400	0,000054	0,005400	0,035600
	500	0,000026	0,002600	0,038200
	600	0,000017	0,001360	0,039500
	660	0,000019	0,000950	0,040510
	700	0,000016	0,000320	0,040830
384	100	0,000075	0,011250	0,011250
	200	0,000087	0,008700	0,019950
	300	0,000082	0,008200	0,028150
	400	0,000051	0,005100	0,033250
	500	0,000024	0,002400	0,035650
	600	0,000016	0,001280	0,036930
	660	0,000018	0,000900	0,037830
	700	0,000015	0,000300	0,038130
408	100	0,000070	0,010500	0,001050
	200	0,000082	0,008200	0,018700
	300	0,000077	0,007700	0,026400
	400	0,000048	0,004800	0,028200
	500	0,000023	0,002300	0,030500
	600	0,000015	0,001200	0,031700
	660	0,000017	0,000850	0,032550
	700	0,000014	0,000280	0,032830

.....

TABELA 12 (Continuação...)

t	z	$-\frac{d\theta}{dt}$	$\frac{d\theta}{dt} \cdot dz$	$q = \leq \frac{d\theta}{dt} \cdot dz$
(h)	(mm)	(h ⁻¹)	(mm/h)	(mm/h)
432	100	0,000066	0,009900	0,009900
	200	0,000077	0,007700	0,017600
	300	0,000072	0,007200	0,024800
	400	0,000045	0,004500	0,029300
	500	0,000022	0,002200	0,031500
	600	0,000014	0,001120	0,032620
	660	0,000016	0,000800	0,033420
	700	0,000013	0,000260	0,033680
456	100	0,000062	0,009300	0,009300
	200	0,000072	0,007200	0,016500
	300	0,000068	0,006800	0,023300
	400	0,000042	0,004200	0,027500
	500	0,000020	0,002000	0,029500
	600	0,000014	0,001120	0,030620
	660	0,000015	0,000750	0,031370
	700	0,000012	0,000240	0,031610
480	100	0,000059	0,008850	0,008850
	200	0,000068	0,006800	0,015650
	300	0,000064	0,006400	0,022050
	400	0,000040	0,004000	0,026050
	500	0,000019	0,001900	0,027950
	600	0,000013	0,001040	0,028990
	660	0,000014	0,000700	0,029690
	700	0,000012	0,000240	0,029930

.....

TABELA 12 (Continuação...)

t	z	$-\frac{d\theta}{dt}$	$\frac{d\theta}{dt} \cdot dz$	$q = \leq \frac{d\theta}{dt} \cdot dz$
(h)	(mm)	(h ⁻¹)	(mm/h)	(mm/h)
504	100	0,000056	0,008400	0,008400
	200	0,000065	0,006500	0,014900
	300	0,000061	0,006100	0,021000
	400	0,000038	0,003800	0,024800
	500	0,000018	0,001800	0,026600
	600	0,000012	0,000960	0,027560
	660	0,000014	0,000700	0,028260
	700	0,000011	0,000220	0,028480
528	100	0,000053	0,007950	0,007950
	200	0,000062	0,006200	0,014150
	300	0,000058	0,005800	0,019950
	400	0,000036	0,003600	0,023550
	500	0,000018	0,001800	0,025350
	600	0,000012	0,000960	0,026310
	660	0,000013	0,000650	0,026960
	700	0,000011	0,000220	0,027180
552	100	0,000051	0,007650	0,007650
	200	0,000059	0,005900	0,013550
	300	0,000055	0,005500	0,019050
	400	0,000034	0,003400	0,022450
	500	0,000017	0,001700	0,024150
	600	0,000011	0,000880	0,025030
	660	0,000012	0,000600	0,025630
	700	0,000010	0,000200	0,025830

.....

TABELA 12 (Continuação...)

t	z	- dθ/dt	$\frac{d\theta}{dt} \cdot dz$	$q = \sum \frac{d\theta}{dt} \cdot dz$
(h)	(mm)	(h ⁻¹)	(mm/h)	(mm/h)
576	100	0,000049	0,007350	0,007350
	200	0,000056	0,005600	0,012950
	300	0,000052	0,005200	0,018150
	400	0,000033	0,003300	0,021450
	500	0,000016	0,001600	0,023050
	600	0,000011	0,000880	0,023930
	660	0,000012	0,000600	0,024530
	700	0,000009	0,000180	0,024710
600	100	0,000047	0,007050	0,007050
	200	0,000054	0,005400	0,012450
	300	0,000050	0,005000	0,017450
	400	0,000032	0,003200	0,020650
	500	0,000015	0,001500	0,022150
	600	0,000010	0,000800	0,022950
	660	0,000011	0,000550	0,023500
	700	0,000009	0,000180	0,023680
624	100	0,000045	0,006750	0,006750
	200	0,000051	0,005100	0,011850
	300	0,000048	0,004800	0,016650
	400	0,000030	0,003000	0,019650
	500	0,000015	0,001500	0,021550
	600	0,000010	0,000800	0,021950
	660	0,000011	0,000550	0,022500
	700	0,000009	0,000180	0,022680

.....

TABELA 12 (Continuação...)

t	z	$-\frac{d\theta}{dt}$	$\frac{d\theta}{dt} \cdot dz$	$q = \leq \frac{d\theta}{dt} \cdot dz$
(h)	(mm)	(h ⁻¹)	(mm/h)	(mm/h)
648	100	0,000043	0,006450	0,006450
	200	0,000049	0,004900	0,011350
	300	0,000046	0,004600	0,015950
	400	0,000029	0,002900	0,018850
	500	0,000014	0,001400	0,020250
	600	0,000009	0,000720	0,020970
	660	0,000011	0,000550	0,021520
	700	0,000009	0,000180	0,021700
672	100	0,000041	0,006150	0,006150
	200	0,000047	0,004700	0,010850
	300	0,000044	0,004400	0,015250
	400	0,000028	0,002800	0,018050
	500	0,000014	0,001400	0,019450
	600	0,000009	0,000720	0,020170
	660	0,000010	0,000500	0,020670
	700	0,000008	0,000160	0,020830
696	100	0,000040	0,006000	0,006000
	200	0,000046	0,004600	0,010600
	300	0,000042	0,004200	0,014800
	400	0,000027	0,002700	0,017500
	500	0,000013	0,001300	0,018800
	600	0,000009	0,000720	0,019520
	660	0,000009	0,000450	0,019970
	700	0,000008	0,000160	0,020130

.....

TABELA 12 (Conclusão)

t	z	$-\frac{d\theta}{dt}$	$\frac{d\theta}{dt} \cdot dz$	$q = \approx \frac{d\theta}{dt} \cdot dz$
(h)	(mm)	(h ⁻¹)	(mm/h)	(mm/h)
720	100	0,000038	0,005700	0,005700
	200	0,000044	0,004400	0,010100
	300	0,000041	0,004100	0,014200
	400	0,000026	0,002600	0,016800
	500	0,000013	0,001300	0,018100
	600	0,000009	0,000720	0,018820
	660	0,000009	0,000450	0,019270
	700	0,000008	0,000160	0,019430
744	100	0,000037	0,005500	0,005500
	200	0,000042	0,004200	0,009700
	300	0,000039	0,003900	0,013600
	400	0,000025	0,002500	0,016100
	500	0,000012	0,001200	0,017300
	600	0,000008	0,000640	0,017940
	660	0,000009	0,000450	0,018390
	700	0,000007	0,000140	0,018530
816	100	0,000034	0,005100	0,005100
	200	0,000038	0,003800	0,008900
	300	0,000036	0,003600	0,012500
	400	0,000023	0,002300	0,014800
	500	0,000011	0,001100	0,015900
	600	0,000008	0,000640	0,016540
	660	0,000008	0,000400	0,016940
	700	0,000007	0,000140	0,017080

Os dados calculados para fluxo de água mostram uma drenagem menos lenta ocorrida nos primeiros seis dias, quando ocorreu a maior parcela do fluxo, o que indicaria a ausência de camadas adensadas em subsuperfície, sendo isso confirmado pelo teor de argila no perfil.

Essa maior densidade de fluxo deve-se provavelmente a maior participação da componente de pressão somada a gravitacional e após seis dias, quando decresceu a ação quantitativa destes componentes, aumentando a participação da componente matricial e diminuindo a capacidade do solo em ceder umidade.

Na Tabela 13 temos o cálculo da condutividade hidráulica para as diferentes profundidades e nos diversos tempos de determinação.

Na terceira coluna constam os valores do fluxo de água nos diferentes tempos para cada profundidade em estudo, transportados da Tabela 12; na quarta coluna temos os gradientes de potencial total calculados a partir das equações da Tabela 11, derivando-se o potencial total em relação à profundidade.

Nota-se o pequeno valor desse gradiente nas primeiras horas de determinação, devido aos altos valores do potencial total devido provavelmente ao grande valor do componente de pressão, o que pode ser visto na Tabela 19 (Apêndice).

Observa-se, também, que existe uma tendência do valor do gradiente de potencial total diminuir com o tempo após ter atingido um valor mais elevado, em profundidades maiores, o que contribui para a redução do fluxo.

TABELA 13. Cálculo da condutividade hidráulica K em função da umidade volumétrica θ . Os valores de dU/dz foram calculados derivando as equações da Tabela 11, em relação à profundidade (z). Solo Pelotas.

z (mm)	t (h)	q (mm/h)	dU/dz (mm/m)	K		θ (m ³ /m ³)
				mm/h	mm/dia	
	24	0,216900	0,192759	1,125239	27,0057	0,5146
	48	0,104550	0,372408	0,280740	6,7378	0,4911
	72	0,067200	0,491930	0,136605	3,2785	0,4779
	96	0,049350	0,658007	0,074999	1,8000	0,4687
	120	0,038850	0,807679	0,048101	1,1544	0,4617
	144	0,032100	0,964037	0,033297	0,7991	0,4561
100	288	0,015300	1,235957	0,012379	0,2971	0,4353
	360	0,012000	0,993533	0,012078	0,2899	0,4288
	432	0,009900	0,937316	0,010562	0,2535	0,4235
	504	0,008400	0,913534	0,009195	0,2207	0,4192
	576	0,007350	0,940030	0,007819	0,1877	0,4154
	648	0,006450	1,134389	0,005686	0,1365	0,4121
	720	0,005700	1,308536	0,004356	0,1045	0,4092
	24	0,399000	0,111090	3,591682	86,2004	0,4585
	48	0,189750	0,238929	0,794169	19,0600	0,4292
	72	0,121900	0,329198	0,370294	8,8871	0,4129
	96	0,089250	0,464411	0,192179	4,6123	0,4017
	120	0,070050	0,581259	0,120514	2,8923	0,3933
	144	0,077700	0,672852	0,085754	2,0581	0,3865
200	288	0,027300	0,871836	0,031313	0,7515	0,3618
	360	0,021400	0,575800	0,037166	0,8912	0,3542
	432	0,017600	0,535110	0,032890	0,7894	0,3480
	504	0,014900	0,514175	0,028978	0,6955	0,3430
	576	0,012950	0,528538	0,024502	0,5880	0,3386
	648	0,011350	0,652394	0,017397	0,4175	0,3348
	720	0,010600	0,768094	0,013800	0,3312	0,3315

.....

TABELA 13 (Continuação...)

z (mm)	t (h)	q (mm/h)	dU/dz (mm/m)	K		θ (m ³ /m ³)
				mm/h	mm/dia	
300	24	0,574300	0,081352	7,059453	169,4269	0,3994
	48	0,271250	0,238929	1,135273	27,2465	0,3713
	72	0,174000	0,260263	0,668556	16,0453	0,3550
	96	0,127150	0,378775	0,335687	8,0565	0,3451
	120	0,099650	0,479509	0,207817	4,9878	0,3371
	144	0,081900	0,545209	0,150218	3,6052	0,3307
	288	0,038500	0,710842	0,054161	1,2999	0,3074
	360	0,030200	0,418493	0,072164	1,7319	0,3003
	432	0,024800	0,385512	0,064330	1,5439	0,2946
	504	0,021000	0,367363	0,057164	1,3719	0,2876
	576	0,018150	0,377396	0,048093	1,1542	0,2858
	648	0,015950	0,472032	0,033790	0,8110	0,2823
720	0,014200	0,562433	0,025247	0,6059	0,2792	
400	24	0,671000	0,065218	10,288633	246,9272	0,3652
	48	0,317500	0,153292	2,071208	49,7090	0,3495
	72	0,204100	0,220298	0,926474	22,2354	0,3406
	96	0,149250	0,327774	0,455344	10,9282	0,3345
	120	0,117150	0,418313	0,280054	6,7213	0,3298
	144	0,096300	0,469618	0,205060	4,9214	0,3260
	288	0,045400	0,614987	0,073823	1,7717	0,3119
	360	0,035600	0,333704	0,106681	2,5604	0,3075
	432	0,029300	0,305492	0,095911	2,3019	0,3040
	504	0,024800	0,289399	0,085695	2,0567	0,3011
	576	0,021450	0,297174	0,072180	1,7323	0,2985
	648	0,018850	0,375196	0,050240	1,2058	0,2963
720	0,016800	0,552939	0,030383	0,7292	0,2943	

.....

TABELA 13 (Continuação...)

z (mm)	t (h)	q (mm/h)	dU/dz (mm/m)	K		θ (m ³ /m ³)
				mm/h	mm/dia	
	24	0,713300	0,054941	12,982939	311,5905	0,3583
	48	0,338250	0,132883	2,545477	61,0915	0,3513
	72	0,217800	0,193575	1,125143	27,0034	0,3473
	96	0,159450	0,292994	0,544209	13,0610	0,3445
	120	0,125250	0,376277	0,332866	7,9888	0,3423
	144	0,103000	0,418281	0,246246	5,9099	0,3406
500	288	0,048400	0,549632	0,088059	2,1134	0,3339
	360	0,038200	0,279958	0,136449	3,2748	0,3318
	432	0,031500	0,255052	0,123504	2,9641	0,3301
	504	0,026600	0,240513	0,110597	2,6543	0,3287
	576	0,023050	0,246892	0,093361	2,2406	0,3274
	648	0,020250	0,313989	0,064493	1,5478	0,3263
	720	0,018100	0,379802	0,047656	1,1438	0,3254
	24	0,735300	0,047759	15,396051	369,5052	0,3259
	48	0,349130	0,118241	2,952693	70,8646	0,3484
	72	0,226800	0,174167	1,302202	31,2528	0,3457
	96	0,164810	0,267334	0,616495	14,7959	0,3439
	120	0,129490	0,345087	0,375239	9,0057	0,3424
	144	0,106520	0,380530	0,279925	6,7182	0,3413
600	288	0,051920	0,501423	0,103545	2,4851	0,3369
	360	0,039560	0,242537	0,163109	3,9146	0,3355
	432	0,032620	0,220087	0,148214	3,5571	0,3343
	504	0,027560	0,206767	0,133290	3,1990	0,3334
	576	0,023950	0,212193	0,112869	2,7088	0,3325
	648	0,020970	0,271468	0,077247	1,8539	0,3318
	720	0,018820	0,330140	0,057006	1,368145	0,3311

.....

TABELA 13 (Conclusão.)

z (mm)	t (h)	q (mm/h)	dU/dz (mm/m)	K		θ (m ³ /m ³)
				mm/h	mm/dia	
660	24	0,750650	0,044386	16,911864	405,8847	0,3336
	48	0,356680	0,111241	3,206370	76,9529	0,3285
	72	0,236800	0,164808	1,436825	34,4838	0,3256
	96	0,168510	0,254827	0,661272	15,8705	0,3236
	120	0,132440	0,329825	0,401547	9,6371	0,3220
	144	0,108970	0,362171	0,300880	7,2211	0,3207
	288	0,053120	0,477929	0,111146	2,667511	0,3158
	360	0,040510	0,225010	0,180037	4,3209	0,3143
	432	0,033420	0,203761	0,164016	3,9364	0,3130
	504	0,028260	0,191055	0,147916	3,5000	0,3119
	576	0,024530	0,233601	0,105008	2,5202	0,3110
	648	0,021520	0,251584	0,085538	2,0529	0,3102
720	0,01943	0,306820	0,063327	1,5198	0,3095	
700	24	0,755650	0,042427	17,8106	427,4554	0,2948
	48	0,356926	0,107128	3,331773	79,9625	0,2907
	72	0,245000	0,159283	1,538144	36,9155	0,2883
	96	0,169730	0,247400	0,686055	16,4653	0,2866
	120	0,133400	0,320742	0,415911	9,9817	0,2853
	144	0,109770	0,351283	0,312483	7,4996	0,2843
	288	0,053520	0,463988	0,115348	2,7683	0,2803
	360	0,040830	0,214828	0,190059	4,5614	0,2790
	432	0,033680	0,194292	0,173347	4,1603	0,2780
	504	0,028480	0,181957	0,156520	3,7565	0,2771
	576	0,024710	0,189702	0,130257	3,1262	0,2764
	648	0,021700	0,240043	0,090400	2,1696	0,2757
720	0,019430	0,293254	0,066359	1,5926	0,2751	

Na quinta coluna da Tabela 13 são apresentados os valores da condutividade hidráulica obtidos pela equação (17), ou seja, o quociente entre os valores do fluxo e os de gradientes de potencial total nos diferentes tempos e para cada profundidade; na última coluna, os valores de umidade volumétrica calculados a partir das equações da Tabela 10.

Com os valores de condutividade hidráulica e umidade volumétrica da Tabela 13 foram determinadas equações de regressão para expressar a relação funcional entre estas duas grandezas.

A equação de regressão da forma exponencial foi a que melhor descreveu a relação entre a condutividade hidráulica e o conteúdo de umidade volumétrica no solo Pelotas determinadas neste estudo, pois dentre as testadas apresentou maiores valores do coeficiente de determinação (r^2).

As equações de regressão da condutividade hidráulica e umidade volumétrica e seus respectivos coeficientes de determinação, nas diversas profundidades, constam da Tabela 14.

Os valores do coeficiente de determinação (r^2) não foram inferiores a 0,9163, indicando, à primeira vista, um bom ajuste das curvas de regressão aos valores calculados através da equação (17).

Com os valores $K(\theta)$, calculados pelas equações da Tabela 14 e os valores obtidos na Tabela 13, foram construídos os gráficos das Figuras 33 a 40, mostrando a curva de regressão, a equação representativa e os coeficientes de determinação (r^2) da relação funcional entre a condutividade hidráulica e o conteúdo de umidade volumétrica no solo Pelotas durante o período de estudo, para cada profundidade.

TABELA 14. Equações de regressão da condutividade hidráulica (mm/dia) e umidade volu-
métrica (m^3/m^3) e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), nas
diversas profundidades (z), obtidas a partir dos dados da Tabela 13. Solo
Pelotas.

z (mm)	Equações de regressão	r^2
100	$K(\theta) = 1,7961 \cdot 10^{-10} \cdot e^{49,4295 \cdot \theta}$	0,9856
200	$K(\theta) = 5,0461 \cdot 10^{-7} \cdot e^{40,4341 \cdot \theta}$	0,9734
300	$K(\theta) = 6,6449 \cdot 10^{-6} \cdot e^{41,3195 \cdot \theta}$	0,9692
400	$K(\theta) = 7,0569 \cdot 10^{-10} \cdot e^{71,1258 \cdot \theta}$	0,9473
500	$K(\theta) = 1,2422 \cdot 10^{-21} \cdot e^{148,3043 \cdot \theta}$	0,9320
600	$K(\theta) = 1,8994 \cdot 10^{-32} \cdot e^{221,4413 \cdot \theta}$	0,9224
660	$K(\theta) = 1,3160 \cdot 10^{-27} \cdot e^{201,1409 \cdot \theta}$	0,9232
700	$K(\theta) = 1,1800 \cdot 10^{-29} \cdot e^{243,6954 \cdot \theta}$	0,9163

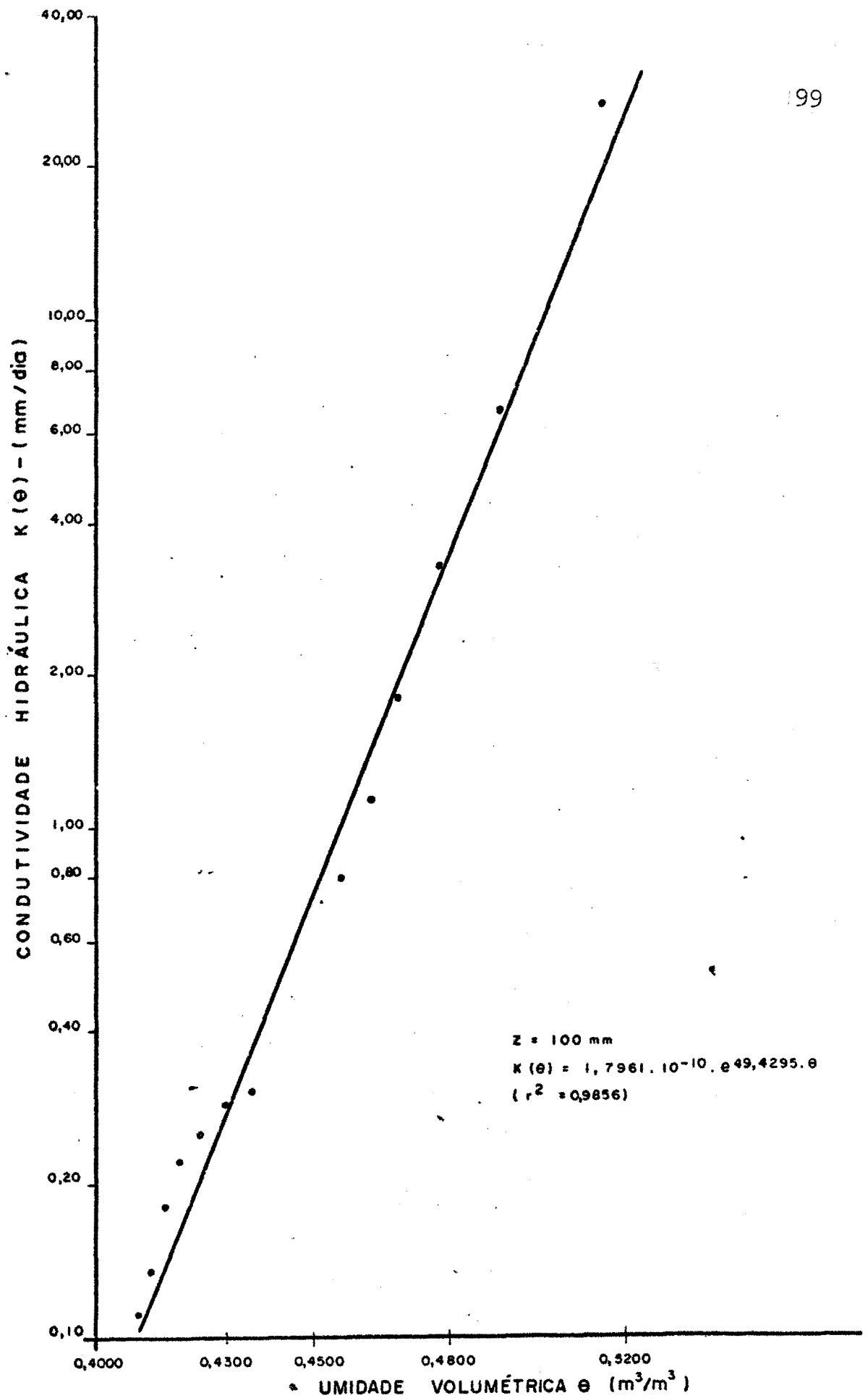


FIGURA nº 33 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM FUNÇÃO DA UMIDADE VOLUMÉTRICA PARA PROFUNDIDADE DE $Z = 100 \text{ mm}$. (SOLO PELOTAS)

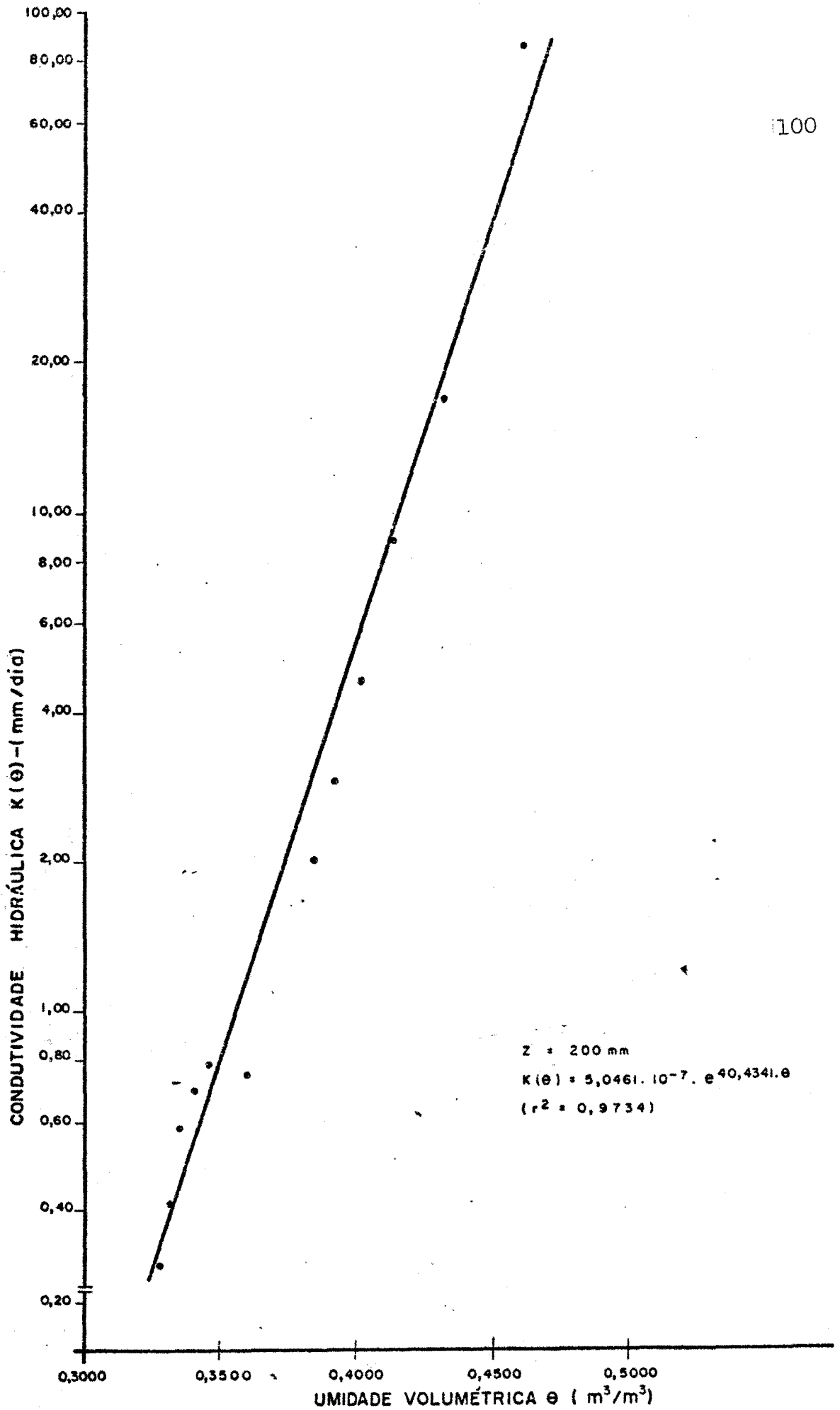


FIGURA nº 34 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM FUNÇÃO DA UMIDADE VOLUMÉTRICA PARA PROFUNDIDADE DE $Z = 200 \text{ mm}$. (SOLO PELOTAS).

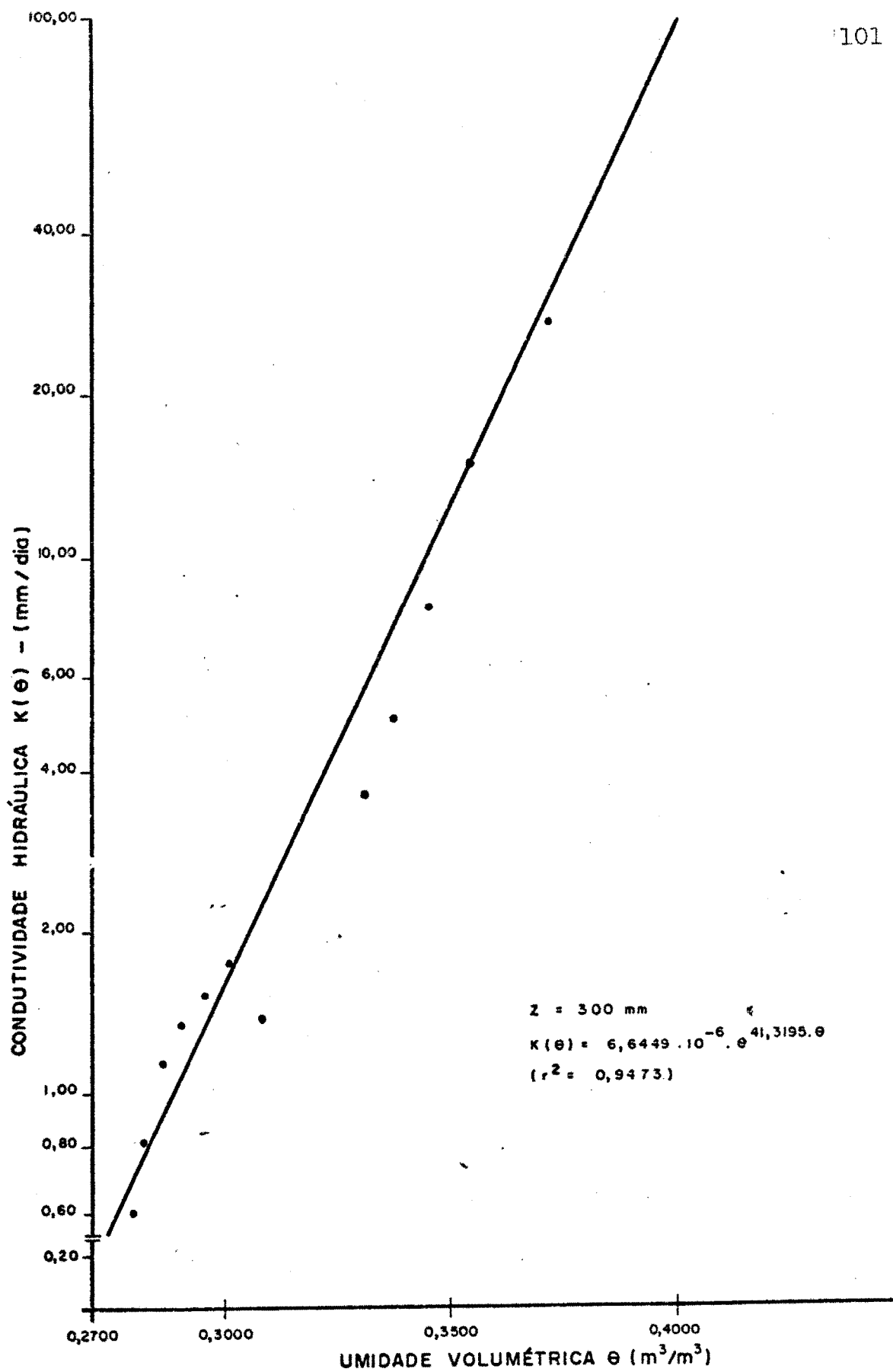


FIGURA nº 35 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM FUNÇÃO DA UMIDADE VOLUMÉTRICA PARA PROFUNDIDADE DE $Z = 300 \text{ mm}$ (SOLO PELotas)

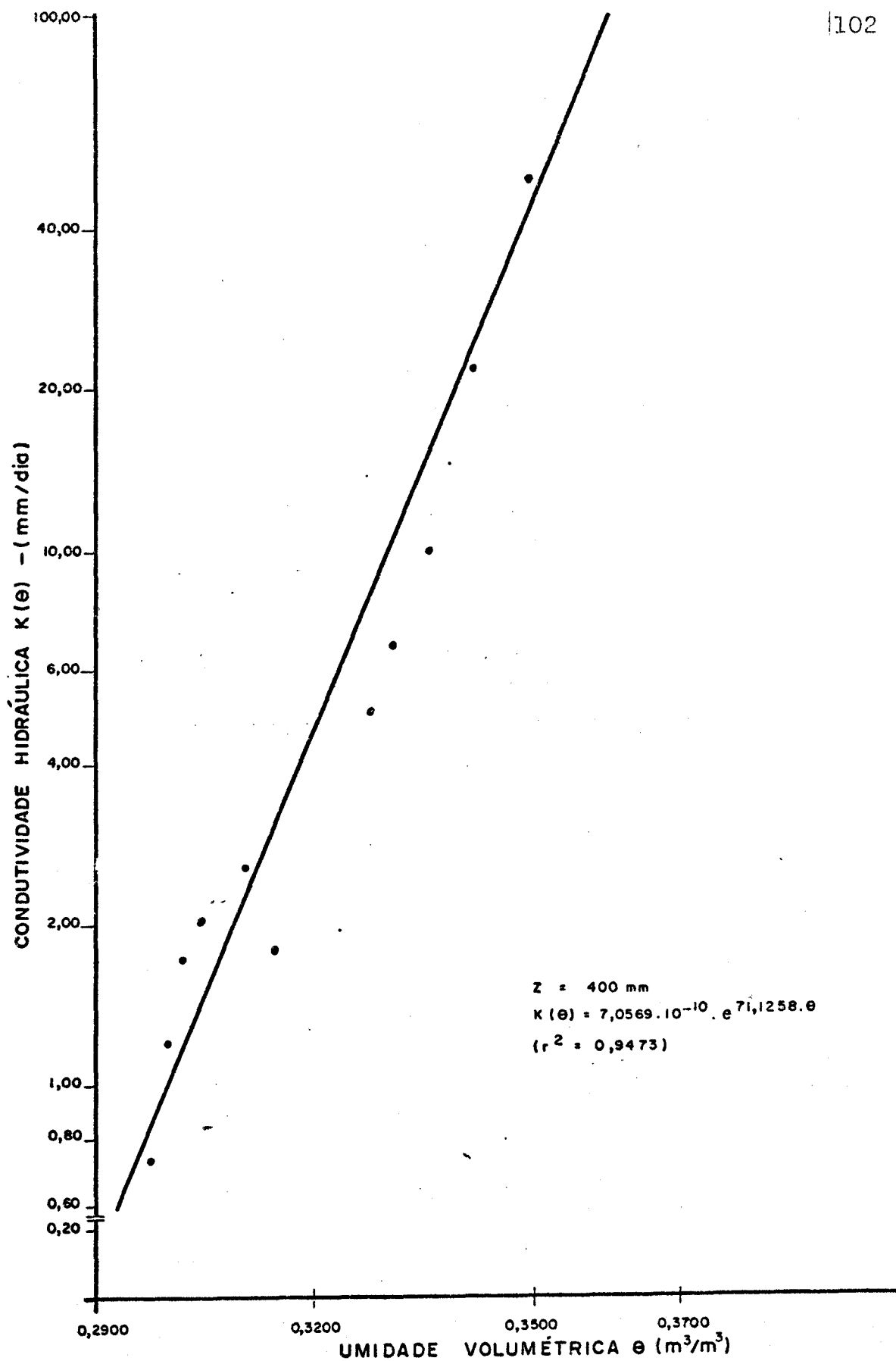


FIGURA nº 36 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM FUNÇÃO DA UMIDADE VOLUMÉTRICA PARA PROFUNDIDADE DE $Z = 400$ mm. (SOLO PELOTAS)

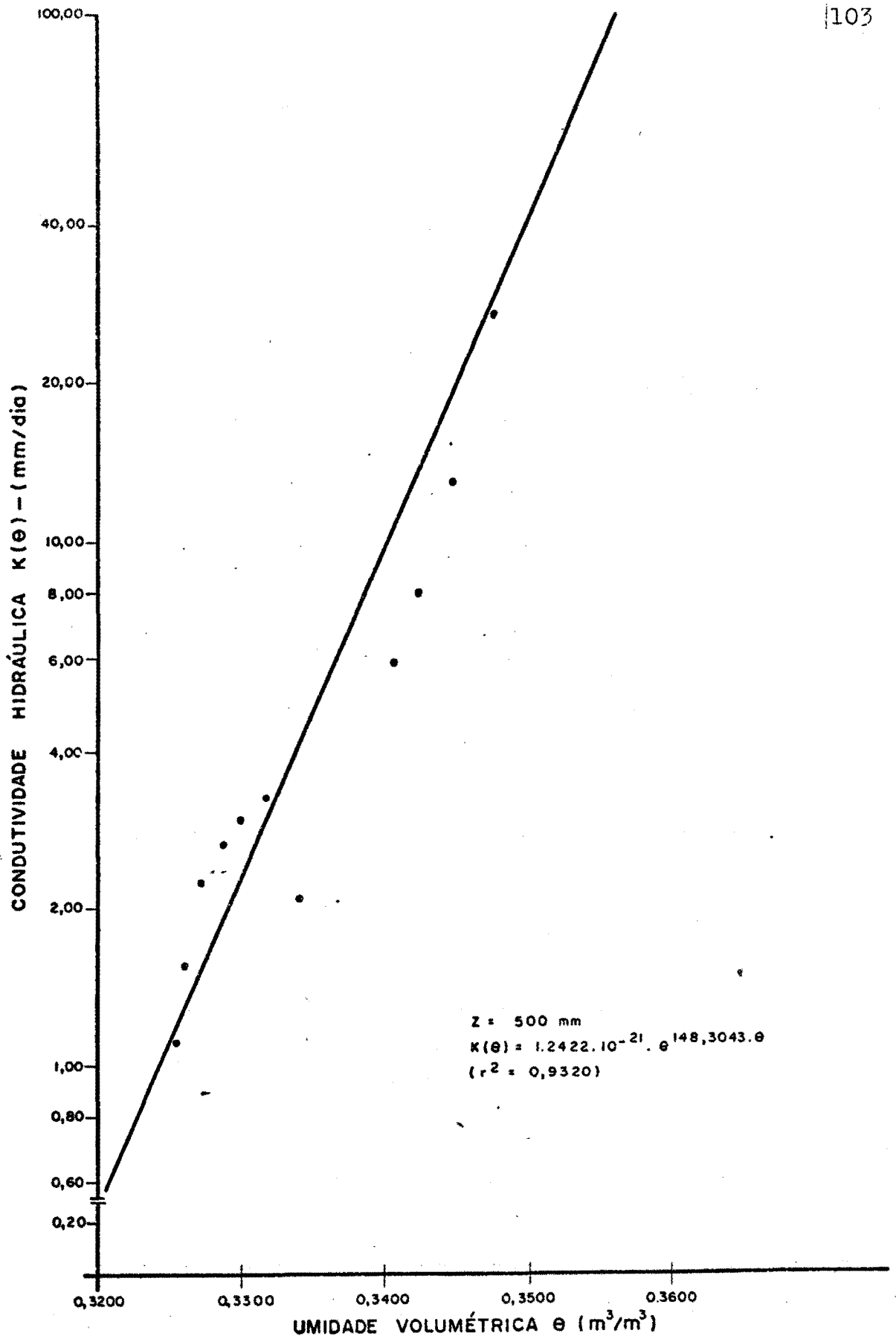


FIGURA nº 37- CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM FUNÇÃO DA UMIDADE VOLUMÉTRICA PARA PROFUNDIDADE DE $Z = 500$ mm. (SOLO PELOTAS)

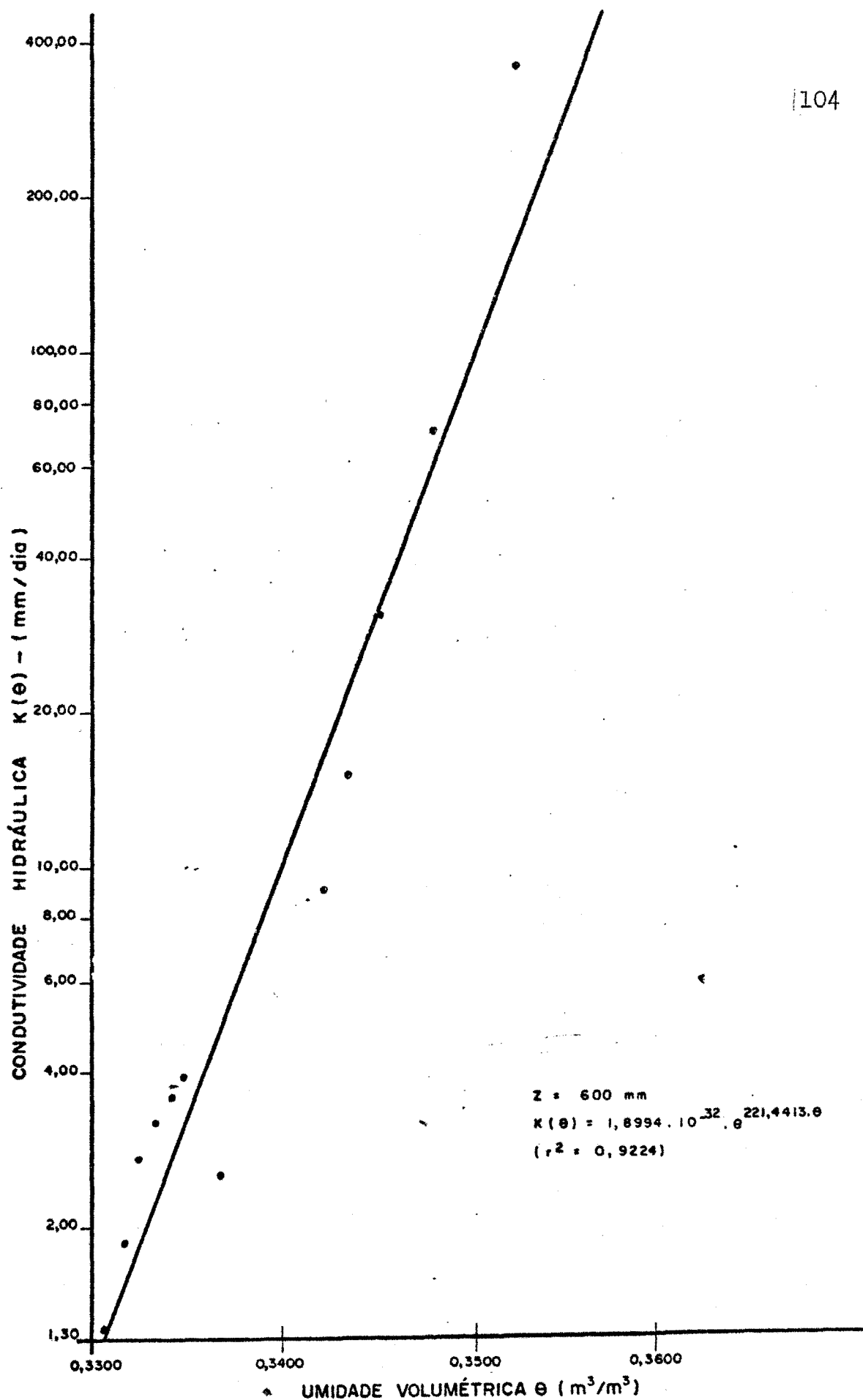


FIGURA nº 38 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM FUNÇÃO DA UMIDADE VOLUMÉTRICA PARA PROFUNDIDADE DE $Z = 600 \text{ mm}$. (SOLO PELotas)

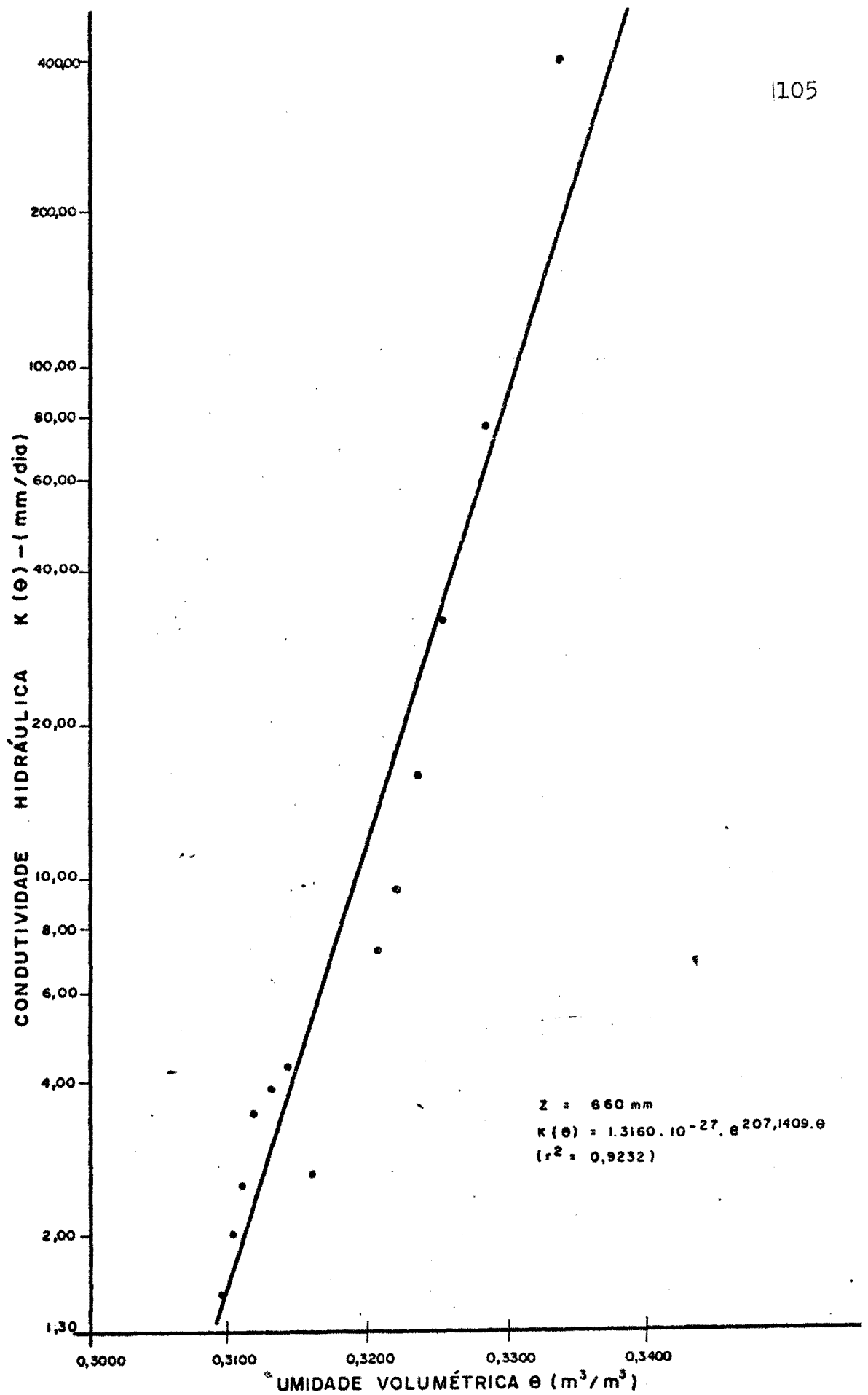


FIGURA nº 39 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM FUNÇÃO DA UMIDADE VOLUMÉTRICA PARA PROFUNDIDADE DE $Z = 660 \text{ mm}$. (SOLO PELOTAS)

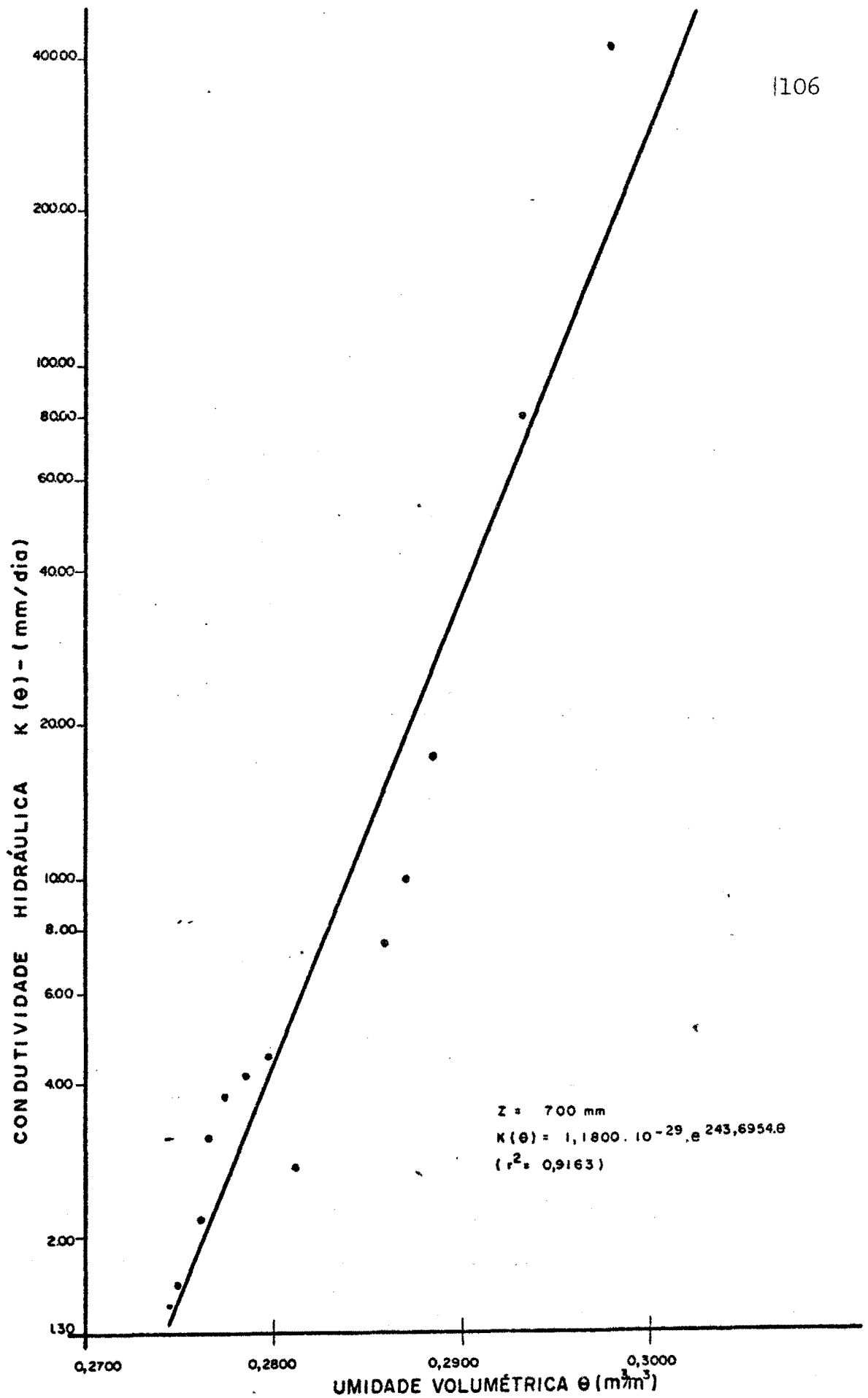


FIGURA nº 40 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM FUNÇÃO DA UMIDADE VOLUMÉTRICA PARA PROFUNDIDADE DE $Z = 700$ mm. (SOLO PELOTAS)

Os gráficos com a relação $K(\theta)$ mostram o mesmo com portamento da condutividade hidráulica determinada experimentalmente em relação a calculada pelas equações de regressão, indicando que houve uma sistematização do erro na estimativa das oito curvas de regressão.

Analisando os gráficos $K(\theta)$, pode-se ver que, de uma maneira geral, os maiores desvios dos pontos experimentais em relação à curva de regressão ocorreram para altos conteú dos de umidade volumétrica, o que corresponde as primeiras horas de determinação (0 - 288 h).

Observando os gráficos das Figuras 18 a 25, pode-se ver que, nos tempos de 0 a 288 horas, ocorre o maior desvio da umidade volumétrica calculada em relação a determinada pe la sonda de neutrons, principalmente nas camadas mais próxi mas da superfície. Devido a isso, tem-se uma superestimativa dos gradientes de umidade volumétrica em relação ao tempo, o que causa um aumento considerável no cálculo do fluxo de água.

Como o cálculo do fluxo de água para cada camada in ferior é o resultado da soma do fluxo parcial nas camadas superiores, quanto maior a profundidade maior o erro no cál culo do fluxo acumulado.

Os gradientes de umidade volumétrica em relação ao tempo para os tempos maiores que 144 horas, calculados por derivação das equações da Tabela 10 e os calculados por "spline cubic functions" praticamente coincidem nos seus valores.

A maior diferença entre os gradientes de umidade vo lumétrica calculados pelos dois procedimentos distintos está nos tempos correspondentes de 24 a 188 horas.

Por esse motivo, calculou-se o fluxo de água nas diferentes profundidades para os tempos de 24 a 144 horas.

Com os fluxos assim determinados, mantidos os mesmos gradientes, calculou-se a condutividade hidráulica nos tempos de 24 a 144 horas, cujos resultados constam das Tabelas 20 e 21 (Apêndice).

Observando-se os valores de condutividade hidráulica nas Tabelas 13 e 21, pode-se ver que as diferenças entre os valores de condutividade hidráulica, calculada a partir dos fluxos de água e determinada por procedimentos distintos, diminuem à medida que o tempo aumenta e essas diferenças devem-se a maneira como foi estimado o gradiente de umidade volumétrica em relação ao tempo, uma vez que considerou-se o mesmo gradiente de potencial em relação à profundidade.

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

De acordo com a metodologia utilizada e com os resultados obtidos, conclui-se que:

1- Apesar dos altos coeficientes de determinação (r^2) calculados, quando se estabeleceu a relação entre a umidade volumétrica (θ) e o tempo de drenagem (t) através de equações de regressão potencial, os gradientes ($d\theta/dt$) foram muito superiores aos mesmos gradientes determinados por "spline cubic functions".

2- A função exponencial da forma geral ($K = a \cdot e^{b\theta}$) foi a que melhor descreveu a relação experimental entre a condutividade hidráulica e umidade volumétrica.

3- A condutividade hidráulica $K(\theta)$ foi superestimada utilizando-se o fluxo de água no solo nas diversas profundidades e tempos calculados a partir dos gradientes ($d\theta/dt$) obtidos das equações de regressão potenciais, quando comparada com a condutividade hidráulica utilizando-se o fluxo de água calculado através dos gradientes ($d\theta/dt$) obtidos por "spline cubic functions".

4- O modelo proposto para a estimativa dos gradientes de umidade volumétrica em função do tempo de drenagem e do gradiente de potencial total da água no solo em relação à profundidade não se comportou de maneira satisfatória, devido aos desvios dos pontos experimentais em relação às curvas de regressão devendo-se, sempre que possível, lançar mão de "spline cubic functions" para a estimativa daqueles gradientes.

5- Os valores de condutividade hidráulica não saturada podem ser utilizados na estimativa da drenagem profunda ou da ascensão capilar em cálculos de balanço hídrico.

6- Com referência a metodologia utilizada para a determinação da condutividade hidráulica não saturada pelo método do perfil instantâneo, recomenda-se que se tente evitar compactação da camada inferior do amostrão desenvolvendo-se técnicas mais apuradas para o transporte do campo ao laboratório.

10. ERH, K.T. 1971. Application of the spline function to Soil Science. Soil Sci., Baltimore, 114:333-338.
11. FADL, A.E. 1979. A modified permeameter for measuring hydraulic conductivity of soils. Soil Sci., Baltimore, 128:126-128.
12. FORSYTHE, W. 1975. Física de Suelos. San José, IICA. 212 p.
13. FREIRE, J.C. 1979. Condutividade hidráulica e capacidade de campo de Latossolo Roxo Ditrófico não saturado. Rev. Bras. Ci. Solo, Campinas, 3:73-77.
14. GARDNER, W.R. 1956. Calculation of capillary conductivity from pressure-plate outflow data. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 20:317-320.
15. GARDNER, W.R. 1962. Note on separation and solution of diffusion type equations. Soil Sci. Am. Proc., Madison, 26:404.
16. GONDIM, L.A.P. 1980. Influência da compactação do solo na condutividade hidráulica em planossolos da Unidade de Mapeamento Vacacai. Porto Alegre, I.P.H. 48 p. (Dissertação de Mestrado)
17. GROHMANN, F.; BRUNINI, O. & REICHARDT, K. 1976. Condutividade hidráulica do solo. Campinas, Instituto Agronomico. 28 p. (Circular 53)
18. HILLEL, D. 1971. Soil and Water, physical principles and processes. New York, Academic Press. 288 p.
19. HILLEL, D.; KRENTOS, V.D. & STYLIANOV, Y. 1972. Procedure and test of a internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. Soil Sci., Baltimore, 114:395-400.
20. KLUTE, A. 1965. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soils. In: BLACK, C.A. Methods of soil analysis. Madison, American Society of Agronomy. Part 1, p. 210-221.
21. KLUTE, A. 1972. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. Soil Sci., Baltimore, 113:264-276.
22. KRAMER, P.J. 1949. Soil-moisture relation. In: Plant and soil water relationships. New York, McGraw Hill. Cap. 2, p. 18-49.
23. McINTIRE, D.S.; CUNNINGHAM, R.B.; VATANAKUL, V. & STEWART, G.A. 1979. Measuring hydraulic conductivity in clay soils: methods, techniques, and errors. Soil Sci., Baltimore, 128:171-183.

24. PREVEDELLO, B.M.S. 1979. Simplificação do método de Hillel para a obtenção da condutividade hidráulica não saturada em condições de campo. Santa Maria. 100 p. (Tese de Mestrado)
25. REICHARDT, K. 1975. Processos de transparência no sistema solo-planta-atmosfera. Piracicaba. Publicação especial do CENA e Fundação Cargill. 286 p.
26. REICHARDT, K. 1978. A água na produção agrícola. Piracicaba, McGraw-Hill do Brasil. 119 p.
27. RICHARDS, L.A. 1949. Methods of measuring soil moisture tension. Soil Sci., Baltimore, 68:95-112.
28. RICHARDS, L.A.; GARDNER, W.R. & OGATA, G. 1956. Physical Processes Determining Water Loss from Soil. Soil Sci. Amer. Proc., Madison, 20:310-314.
29. RICHARDS, S.J. & WEEKS, L.V. 1953. Capillary conductivity, yield and tension measurements on soil columns. Soil Sic. Soc. Amer. Proc., Madison, 17:206-209.
30. TAYLOR, J. & BELTRAME, L. 1979. Tecnologia e aplicação da sonda de neutrons. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE HIDROLOGIA, 3, Brasília, 1979. Anais... s.l. 5ª ed. Vol. 2, p. 571-585.
31. TAYLOR, J. & BELTRAME, L. 1980. Instituto de Pesquisas Hidráulicas-UFRGS, Porto Alegre. Comunicação pessoal.
32. VEIHMEYER, F.J. & HENDRICSON, A.H. 1949. Methods of measuring field capacity and permanent wilting percentage of soils. Soil Sci., Baltimore, 68:75-95.
33. WHITERS, B. & VIPOND, S. 1974. The moisture in Soils. In: Irrigation: design and Practice. 1st ed. London, Batsford Limited. Chap. 3, p. 59-77.
34. WISLER, C.O. & BRATER, E.F. 1964. Infiltração e umidade do solo. In: Hidrologia. 1ª ed. Rio de Janeiro, Ao Livro Técnico. p. 123-150.

APÊNDICE

DESCRIBÇÃO DO PERFIL DO SOLO

O perfil do solo usado no presente trabalho é descrito por BRASIL (1973) como segue:

PERFIL RS - (15 - IGRA)

Unidade de Mapeamento: PELOTAS

Localização: Núcleo colonial da área do "Banhado do Colégio".

Situação: Trincheira na estrada Camaquã-Capororoca.

Altitude: 20 metros.

Material de origem: Sedimentos aluvionais recentes (granito).

Cobertura vegetal: Campo natural com boa cobertura de gramíneas.

Drenagem: Imperfeitamente drenado.

A_{1.1}. 0 - 230 mm; cinzento escuro (10YR 4/1, úmido); franco; fraca pequena blocos subangulares; pouco poroso; plástico e ligeiramente pegajoso.

A_{1.2}. 230 - 400 mm; bruno acinzentado escuro (10YR 4/2, úmido); franco; fraca média blocos subangulares; poroso; friável, plástico e pegajoso; transição abrupta e ondulada; raízes comum.

A₂ . 400 - 430 mm; cinzento claro (10YR 7/1, úmido); areia franca; não plástico e não pegajoso, que às vezes penetra no horizonte B, entre os agregados da estrutura.

B_{2.g}. 430 - 800 mm; bruno acinzentado escuro (10YR 4/2, úmido); bruno (10YR 4/3, úmido amassado); mosqueado co

mum, médio e distinto, amarelo brunado (10YR 6/6 e 6/8, úmido), comum, médio e difuso, bruno (10YR 5/3, úmido) e mosqueado de areia lavada em torno dos agregados, cinzento claro (10YR 7/1, úmido); argila; forte grande blocos subangulares, notando-se entre os agregados areia lavada escorrida; cerosidade forte e abundante envolvendo os agregados; pouco poroso; firme, muito plástico e muito pegajoso; transição gradual e plana; raízes ausentes.

B₃.g. 800 - 1100 mm; cinzento claro (10YR 7/1, úmido), bruno pálido (10YR 6/3, úmido amassado); mosqueado comum, pequeno e distinto, bruno amarelado (10YR 5/4, úmido), comum, pequeno e distinto, bruno amarelado (10YR 5/8, úmido) e mosqueado envolvendo os agregados, cinzento (10YR 5/1, úmido); franco-argiloso; moderada grande prismática; pouco poroso; firme, muito plástico e muito pegajoso; raízes abundantes.

TABELA 15. Análise mecânica e classe textural pelo método do hidrômetro (FORSYTHE, 1975), nas diferentes profundidades. Solo Pelotas. Média de três repetições.

Profundidade (mm)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Classe Textural
100	38,00	26,00	36,00	Franco-argiloso
200	39,00	27,00	34,00	Franco-argiloso
300	29,00	30,00	41,00	Franco-argiloso
400	24,00	25,00	51,00	Franco-argilo-arenoso
500	26,00	22,00	52,00	Franco-argilo-arenoso
600	27,00	22,00	51,00	Franco-argilo-arenoso

TABELA 16. Densidade do solo, densidade de partículas, porosidade total e umidade volumétrica de saturação. Solo Pelotas.

Profundidade (mm)	Densidade do solo (ton/m ³)	Densidade de partículas (ton/m ³)	Porosidade total (m ³ /m ³)	U. V. Sat. (m ³ /m ³)
100	1,16	2,39	0,517	0,517
200	1,35	2,41	0,441	0,441
300	1,55	2,52	0,386	0,386
400	1,66	2,67	0,377	0,377
500	1,63	2,74	0,383	0,383
600	-	2,70	-	-

TABELA 17. Umidades volumétricas (m^3/m^3) em função do tempo de drenagem, nas diversas profundidades, obtidas a partir das leituras com a sonda de neutrons. Solo Pelotas.

Tempo (h)	Profundidades (mm)							
	100	200	300	400	500	600	660	700
0	0,5092	0,4285	0,3720	0,3517	0,3516	0,3520	0,3319	0,2932
24	0,4989	0,4257	0,3666	0,3499	0,3504	0,3510	0,3294	0,2916
48	0,4821	0,4241	0,3662	0,3428	0,3491	0,3490	0,3280	0,2884
72	0,4809	0,4154	0,3651	0,3425	0,3480	0,3463	0,3277	0,2879
96	0,4779	0,4152	0,3633	0,3416	0,3452	0,3440	0,3243	0,2871
120	0,4712	0,4125	0,3563	0,3390	0,3449	0,3414	0,3234	0,2854
144	0,4600	0,4116	0,3511	0,3337	0,3439	0,3410	0,3229	0,2850
288	0,4360	0,3742	0,3253	0,3282	0,3400	0,3381	0,3380	0,2832
312	0,4331	0,3606	0,3034	0,3136	0,3380	0,3375	0,3168	0,2830
336	0,4328	0,3582	0,2939	0,3122	0,3370	0,3369	0,3149	0,2820
360	0,4293	0,3566	0,2930	0,3103	0,3348	0,3363	0,3145	0,2817
384	0,4286	0,3505	0,2926	0,3069	0,3328	0,3359	0,3142	0,2815
408	0,4208	0,3451	0,2923	0,3050	0,3307	0,3353	0,3140	0,2807
432	0,4204	0,3441	0,2920	0,3036	0,3300	0,3348	0,3132	0,2804
456	0,4201	0,3418	0,2915	0,3027	0,3298	0,3343	0,3129	0,2790

.....

TABELA 17 (Conclusão.)

Tempo (h)	Profundidades (mm)							
	100	200	300	400	500	600	660	700
480	0,4181	0,3406	0,2890	0,3024	0,3294	0,3340	0,3128	0,2788
504	0,4159	0,3398	0,2876	0,2980	0,3293	0,3336	0,3124	0,2781
528	0,4156	0,3380	0,2869	0,2964	0,3292	0,3332	0,3123	0,2773
552	0,4147	0,3377	0,2858	0,2958	0,3289	0,3330	0,3120	0,2763
576	0,4130	0,3363	0,2850	0,2954	0,3283	0,3324	0,3116	0,2754
600	0,4120	0,3360	0,2817	0,2953	0,3272	0,3322	0,3112	0,2750
624	0,4118	0,3359	0,2813	0,2952	0,3267	0,3320	0,3110	0,2748
648	0,4114	0,3343	0,2809	0,2950	0,3260	0,3318	0,3105	0,2743
672	0,4108	0,3316	0,2808	0,2947	0,3249	0,3314	0,3103	0,2739
696	0,4101	0,3313	0,2806	0,2939	0,3239	0,3310	0,3098	0,2737
720	0,4091	0,3309	0,2804	0,2931	0,3230	0,3308	0,3085	0,2730
744	0,4078	0,3269	0,2802	0,2912	0,3199	0,3290	0,3068	0,2716
816	0,4016	0,3260	0,2736	0,2880	0,3140	0,3272	0,3047	0,2700

TABELA 18. Valores de potencial total da água no solo (mm H₂O), nos diversos tempos, obtidos a partir de leitura de tensiômetros instalados às diversas profundidades. Solo Pelotas.

Tempo (h)	Profundidades (mm)							
	100	200	300	400	500	600	660	700
0	- 37,80	- 58,28	- 66,15	- 75,60	- 85,05	- 94,50	- 97,65	-100,80
24	- 88,20	- 91,35	- 94,50	-113,40	-119,70	-122,85	-126,00	-138,60
48	-119,70	-124,43	-126,00	-150,80	-201,60	-204,75	-211,05	-226,80
72	-144,90	-149,63	-154,35	-187,43	-270,90	-277,20	-286,65	-302,40
96	-151,20	-185,85	-189,00	-201,60	-337,05	-343,35	-355,95	-378,00
120	-173,25	-206,32	-214,20	-331,85	-396,27	-403,20	-422,10	-431,55
144	-195,30	-258,30	-396,90	-410,90	-425,25	-466,20	-485,10	-491,40
288	-239,40	-372,71	-425,25	-504,00	-567,00	-582,75	-614,25	-667,80
312	-425,25	-450,45	-529,20	-560,75	-642,60	-636,70	-693,00	-721,35
336	-466,20	-491,40	-576,60	-582,75	-636,30	-661,50	-705,60	-715,05
360	-485,10	-510,30	-592,20	-614,25	-667,80	-670,95	-708,75	-718,20
384	-491,40	-519,75	-611,10	-620,55	-670,95	-674,10	-693,00	-724,05
408	-504,00	-535,50	-626,85	-636,30	-689,85	-693,00	-715,05	-737,10
432	-516,60	-541,80	-636,30	-642,60	-693,00	-702,45	-721,35	-740,25
456	-541,80	-567,00		-652,05	-705,60	-715,05	-727,65	-756,00

.....

TABELA 18 (Conclusão)

Tempo (h)	Profundidades (mm)							
	100	200	300	400	500	600	660	700
480	-548,10	-570,15	-642,60	-677,25	-702,45	-727,65	-740,25	-762,30
504	-551,25	-573,30	-648,90	-683,55	-689,85	-730,65	-733,95	-765,45
528	-554,40	-579,60	-652,05	-693,00	-693,00	-715,05	-750,33	-765,45
552	-560,70	-589,05	-655,20	-705,60	-696,15	-733,95	-765,45	-768,60
576	-567,00	-604,80	-664,65	-715,05	-718,20	-743,40	-781,20	-775,00
600	-573,30	-611,10	-670,95	-724,50	-740,25	-768,60	-796,95	-779,47
624	-579,60	-614,25	-674,10	-733,95	-759,15	-787,50	-812,70	-825,30
648	-582,75	-620,55	-683,55	-743,40	-781,20	-803,25	-828,45	-850,50
672	-585,90	-623,70	-686,70	-752,85	-803,25	-822,15	-841,05	-875,70
696	-592,20	-626,85	-693,00	-759,15	-822,15	-837,90	-856,80	-900,90
720	-595,35	-633,15	-696,15	-768,60	-841,05	-853,65	-869,40	-926,10
744	-598,50	-639,45	-702,45	-778,05	-859,95	-869,40	-885,15	-948,15
816	-604,80	-650,20	-718,20	-803,25	-900,90	-919,80	-926,10	-1020,60

TABELA 19. Valores do potencial matricial da água no solo (mm H₂O), nos diversos tempos, obtidos a partir dos dados da Tabela 18.

Tempo (h)	Profundidades (mm)							
	100	200	300	400	500	600	660	700
0	62,20	141,72	233,85	324,40	414,95	505,50	562,35	599,20
24	11,80	108,65	205,50	286,60	380,30	477,15	534,00	561,40
48	- 19,70	75,57	174,00	249,20	298,34	395,25	448,95	473,20
72	- 44,90	50,37	145,65	212,57	229,10	322,80	373,35	397,60
96	- 51,20	14,15	111,00	198,40	162,95	256,65	304,05	322,00
120	- 73,25	- 6,32	85,80	68,15	103,73	196,80	237,90	268,45
144	- 95,30	- 58,30	- 96,90	- 10,90	74,75	133,80	174,90	208,60
288	-139,40	-172,71	-125,25	-104,00	67,00	17,25	45,75	32,20
312	-325,25	-250,45	-229,20	-160,75	-142,60	- 36,70	- 33,00	- 21,35
336	-366,20	-291,40	-276,60	-182,75	-136,30	- 61,50	- 45,60	- 15,05
360	-385,10	-310,30	-292,20	-214,25	-167,80	- 70,95	- 48,75	- 18,02
384	-391,40	-319,75	-311,10	-220,55	-170,95	- 74,10	- 33,00	- 24,05
408	-404,00	-335,50	-326,85	-236,30	-189,85	- 93,00	- 55,05	- 37,10
432	-416,60	-341,80	-336,30	-242,60	-193,00	-102,45	- 61,35	- 40,25
456	-441,80	-367,00	-396,15	-252,05	-205,60	-115,05	- 67,65	- 56,00
480	-448,10	-370,15	-342,60	-277,25	-202,45	-127,65	- 80,25	- 62,30
							

TABELA 19 (Conclusão)

Tempo (h)	Profundidades (mm)							
	100	200	300	400	500	600	660	700
504	-451,25	-373,30	-348,90	-283,55	-189,85	-130,85	- 73,95	- 65,45
528	-454,40	-379,60	-352,05	-293,00	-193,00	-115,05	- 90,33	- 65,45
552	-460,70	-389,05	-355,20	-305,60	-196,15	-133,95	-105,45	- 68,60
576	-467,00	-404,80	-364,65	-315,05	-218,20	-143,40	-121,20	- 75,00
600	-473,30	-411,10	-370,95	-324,50	-240,25	-168,60	-136,95	- 79,47
624	-479,60	-414,25	-374,10	-333,95	-259,15	-187,50	-152,70	-125,30
648	-482,75	-420,55	-383,55	-343,40	-281,20	-203,25	-168,45	-150,50
672	-485,90	-423,70	-386,70	-352,85	-303,25	-222,15	-181,05	-175,70
696	-492,20	-426,85	-393,00	-359,15	-322,15	-237,90	-196,80	-200,90
720	-495,35	-433,15	-396,15	-368,60	-341,05	-253,65	-209,40	-226,10
744	-498,50	-439,45	-402,45	-378,05	-359,95	-269,40	-225,15	-248,15
816	-504,80	-450,20	-418,20	-403,25	-400,90	-319,80	-266,10	-320,60

TABELA 20. Cálculo dos fluxos de água no solo às diversas profundidades (z) para os tempos (t) de 24 a 144 horas. Os valores $d\theta/dt$ foram obtidos por "spline cubic functions".

t (h)	z (mm)	$- d\theta/dt$ (h^{-1})	$\frac{d\theta}{dt} \cdot dz$ (mm/h)	$q = \sum \frac{d\theta}{dt} \cdot dz$ (mm/h)
24	100	0,000389	0,05835	0,058350
	200	0,000140	0,01400	0,072350
	300	0,000101	0,01010	0,082450
	400	0,000131	0,01310	0,095550
	500	0,000053	0,00530	0,100850
	600	0,000082	0,00656	0,10741
	660	0,000065	0,00325	0,11066
	700	0,000061	0,000122	0,1107821
48	100	0,000336	0,05040	0,05040
	200	0,000165	0,01650	0,06690
	300	0,000105	0,01050	0,07740
	400	0,000119	0,01190	0,08930
	500	0,00052	0,00520	0,09450
	600	0,000090	0,00720	0,10170
	660	0,000063	0,00315	0,10485
	700	0,000057	0,00114	0,10599
72	100	0,000278	0,04170	0,04170
	200	0,000147	0,01470	0,05640
	300	0,000122	0,01220	0,06850
	400	0,000102	0,01020	0,07880
	500	0,000049	0,00490	0,08370
	600	0,000092	0,00736	0,09106
	660	0,000061	0,00305	0,09411
	700	0,000051	0,00102	0,09513

.....

TABELA 20 (Conclusão)

t	z	- d θ /dt	$\frac{d\theta}{dt} \cdot dz$	$q = \frac{d\theta}{dt} \cdot dz$
(h)	(mm)	(h ⁻¹)	(mm/h)	(mm/h)
96	100	0,000259	0,03885	0,03885
	200	0,000100	0,01000	0,04885
	300	0,000151	0,01510	0,06385
	400	0,000097	0,00970	0,07355
	500	0,000045	0,00450	0,07805
	600	0,000084	0,00672	0,08477
	660	0,000057	0,00285	0,08762
	700	0,000044	0,00088	0,08850
120	100	0,000262	0,03930	0,03930
	200	0,000092	0,00920	0,04850
	300	0,000179	0,01790	0,06640
	400	0,000096	0,00960	0,07600
	500	0,000040	0,00400	0,08000
	600	0,000067	0,00536	0,08536
	660	0,000052	0,00260	0,08796
	700	0,000036	0,000720	0,08863
144	100	0,000251	0,03765	0,03765
	200	0,000130	0,01300	0,05065
	300	0,000201	0,02010	0,07075
	400	0,000087	0,00870	0,07945
	500	0,000037	0,00370	0,08315
	600	0,000048	0,00384	0,08699
	660	0,000047	0,00235	0,08934
	700	0,000028	0,00056	0,08990

TABELA 21. Cálculo da condutividade hidráulica K em função da umidade volumétrica θ , nas diversas profundidades. Os fluxos foram determinados dos gradientes de umidade volumétrica calculados por "spline cubic functions", para os tempos de 24 a 144 horas. Solo Pelotas.

z (mm)	t (h)	q (mm/h)	dU/dz (mm/m)	K		θ (m ³ /m ³)
				mm/h	mm/dia	
100	24	0,058350	0,192759	0,302710	7,2650	0,4989
	48	0,050400	0,372408	0,135335	3,2480	0,4821
	72	0,041700	0,491930	0,084768	2,0344	0,4809
	96	0,038850	0,658007	0,059042	1,4170	0,4779
	120	0,039300	0,807679	0,048658	1,1678	0,4712
	144	0,037650	0,964037	0,039055	0,937308	0,4600
200	24	0,072350	0,111000	0,651802	15,6432	0,4257
	48	0,066900	0,238929	0,279999	6,7200	0,4241
	72	0,056400	0,329198	0,171325	4,1118	0,4154
	96	0,048850	0,464411	0,105187	2,5245	0,4152
	120	0,048500	0,581259	0,083440	2,0026	0,4125
	144	0,050650	0,672852	0,075277	1,8066	0,4116
300	24	0,082450	0,081352	1,013417	24,3239	0,3666
	48	0,077400	0,238929	0,323946	7,7747	0,3662
	72	0,068600	0,260263	0,263208	6,3170	0,3651
	96	0,063850	0,378775	0,168570	4,0457	0,3633
	120	0,06640	0,479509	0,138475	3,3234	0,3563
	144	0,07075	0,545209	0,129767	3,1144	0,3511
400	24	0,095550	0,065218	1,465086	35,1671	0,3499
	48	0,089300	0,153292	0,582548	13,9812	0,3428
	72	0,078800	0,220298	0,357697	8,5847	0,3425
	96	0,073550	0,327774	0,224392	5,3854	0,3416
	120	0,076000	0,418313	0,181682	4,3603	0,3390
	144	0,079450	0,469618	0,169180	4,0603	0,3337

.....

TABELA 21 (Conclusão)

z (mm)	t (h)	q (mm/h)	dU/dz (mm/m)	K		θ (m ³ /m ³)
				mm/h	mm/dia	
500	24	0,100850	0,054941	1,835605	44,0545	0,3504
	48	0,09450	0,132883	0,711152	17,0676	0,3491
	72	0,08370	0,193575	0,432391	10,3773	0,3480
	96	0,07805	0,292994	0,266388	6,3933	0,3452
	120	0,080000	0,376277	0,212609	5,1026	0,3449
	144	0,08699	0,418281	0,207970	4,9913	0,3439
600	24	0,107410	0,047759	2,249000	53,9760	0,3510
	28	0,101700	0,118241	0,860108	20,6426	0,3490
	72	0,091060	0,174167	0,522832	12,5480	0,3463
	96	0,084770	0,267334	0,317094	7,6102	0,3440
	120	0,085360	0,345087	0,247358	5,9366	0,3414
	144	0,086990	0,380530	0,228602	5,4864	0,3410
660	24	0,110660	0,044386	2,493128	59,8351	0,3294
	48	0,104850	0,111241	0,942548	22,6212	0,3280
	72	0,094110	0,164808	0,571028	13,7047	0,3277
	96	0,087620	0,254827	0,343841	8,2523	0,3243
	120	0,087960	0,329825	0,266687	6,4005	0,3234
	144	0,089340	0,362171	0,246679	5,9203	0,3229
700	24	0,110782	0,042427	2,611120	62,6669	0,2916
	48	0,105990	0,107128	0,989377	23,7450	0,2884
	72	0,095130	0,159283	0,597239	14,3337	0,2879
	96	0,088500	0,247400	0,357720	8,5853	0,2871
	120	0,088630	0,320742	0,276328	6,6319	0,2854
	144	0,089900	0,351283	0,255919	6,1406	0,2850