

ANÁLISE DOS EFEITOS DA COMPACTAÇÃO NA
DIFUSIVIDADE DA ÁGUA NO SOLO

CLOVIS JOSÉ

Orientador: DR. KLAUS REICHARDT

Dissertação apresentada à Escola Superior de
Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universidade
de São Paulo, para obtenção do Título de
Mestre em Energia Nuclear na Agricultura.

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Junho, 1978

.i.

A três criaturas maravilhosas

dedico este trabalho:

Cleide - minha esposa

Cláudia e Nádia - minhas filhas.

AGRADECIMENTO ESPECIAL

A meus pais, pela dedicação de grande parte de suas vidas na formação de seus filhos, e a meus irmãos, que sempre me incentivaram e acreditaram em mim.

AGRADECIMENTOS

Expresso meus sinceros agradecimentos a todos a queles que, direta ou indiretamente, participaram na realiza ção deste trabalho, seja através de conhecimento e experiência científica, ou seja através de um estímulo ou de uma manifestação de confiança. Em especial, agradeço ainda às seguintes pessoas e instituições:

- Dr. *KLAUS REICHARDT*, pela orientação, incentivo e pela amizade, sem os quais este trabalho poderia não existir.
- Dr. *PAULO LEONEL LIBARDI*, pelas sugestões e críticas que mui to contribuíram para a melhoria deste trabalho.
- Prof. Dr. *YUDA D. GOLDMAN*, do Instituto de Física da USP, com quem aprendi os primeiros passos relativos à pesquisa em energia nuclear.
- *COLEGAS* do Departamento de Física do I.G.C.E. de Rio Claro, pelas "dicas", sugestões e alto espírito de companheirismo.
- Funcionário *MARCO A. RUBINI POLETTO*, do Departamento de Geologia do I.G.C.E. de Rio Claro, pela ajuda espontânea e desinteressada na preparação de amostras de solo.
- *ESCOLA SUPERIOR DE AGRICULTURA "LUIZ DE QUEIROZ"* e *CENTRO DE ENERGIA NUCLEAR NA AGRICULTURA*, pelas facilidades oferecidas

para a realização deste trabalho.

- *COMISSÃO NACIONAL DE ENERGIA NUCLEAR (CNEN)* pelo auxílio concedido e também pelos recursos recebidos através do "Projeto Feijão", dentro da pesquisa "Movimento de Água no Solo".
- Funcionários *BENEDITO HERCULANO DAVANZO* e *CELSO DE AGUIAR*, pelos serviços de imprensa, e *MARCO A. CONTADOR*, pela presteza nos serviços de desenho.

Í N D I C E

	<u>página</u>
1. RESUMO	1
2. INTRODUÇÃO	3
3. REVISÃO DE LITERATURA	5
4. TEORIA	11
5. MATERIAL E MÉTODOS	21
5.1. Material	21
5.2. Metodologia	22
6. RESULTADOS	30
7. DISCUSSÃO	49
8. CONCLUSÕES	54
9. SUMMARY	56
10. LITERATURA CITADA	58
APÊNDICE	62

1. RESUMO

Nos processos dinâmicos que envolvem o movimento da água no solo, o parâmetro difusividade tem sido tradicionalmente estudado em função do teor de umidade e do tempo, usando-se diferentes metodologias.

Neste trabalho, são analisados os efeitos que as diferentes compactações produzem na difusividade da água no solo, determinada através de dois procedimentos distintos. As difusividades são estudadas em função da umidade e da densidade global das amostras de solo.

Colunas de dois tipos de solo são compactadas, de modo a serem obtidos valores extremos e intermediários de densidade global. Por meio da utilização da técnica de atenuação de radiação gama são determinados os perfis de umidade e as difusividades pela equação de BRUCE e KLUTE.

Através dos valores dos coeficientes angulares das curvas que descrevem o avanço da frente de água, utiliza-se a equação de REICHARDT et alii para o cálculo das difusividades. Com base nos resultados obtidos, são apresentadas duas equações, sendo uma para cada tipo de solo, relacionando o coeficiente angular da curva de x versus \sqrt{t} , com a densidade global do solo.

2. INTRODUÇÃO

No tratamento analítico do estudo do movimento da água no solo, é fundamental se conhecer detalhadamente o comportamento de parâmetros que dependem do tipo e da distribuição espacial das partículas do solo. Um desses parâmetros é a difusividade da água no solo, essencial para a descrição matemática do movimento da água nos solos.

A determinação desse parâmetro tem sido levada a efeito em laboratório, onde a equação geral, para o caso de movimento horizontal, é simplificada devido a ausência de potencial gravitacional. Assim, o estudo da difusividade da água no solo tem sido desenvolvido através de infiltração de água em colunas homogêneas de solo inicialmente seco ao ar.

Nesses estudos, verifica-se que não são feitas referências relativas à obtenção de valores específicos da den

sidade global do solo, que por seu turno depende do grau de compactação. Dessa forma, a maioria dos métodos descritos representam um determinado sistema homogêneo solo-água.

A compactação do solo, através da variação que provoca na densidade global, tem então influência significativa nesse importante parâmetro que é a difusividade da água no solo.

O presente trabalho tem por objetivo analisar a influência da compactação do solo no parâmetro difusividade da água no solo, por meio da aplicação da teoria que descreve o fluxo de água no solo, através do estudo de processos de infiltração horizontal em colunas homogêneas de solo inicialmente seco ao ar. O parâmetro difusividade da água no solo para várias compactações de solos diferentes serão determinados através de dois métodos distintos e que serão comparados.

3. REVISÃO DE LITERATURA

O estudo do movimento da água no solo e de seus parâmetros, tem merecido a atenção de pesquisadores desde o século passado. Assim, em 1856, DARCY foi o primeiro a estabelecer uma equação que possibilitasse a quantificação do movimento de água em materiais porosos saturados. Ele verificou a proporcionalidade entre a densidade de fluxo de água e o gradiente de carga hidráulica dentro do solo.

Estudando os processos de infiltração, BUCKINGHAM (1907) estendeu a equação de DARCY para o movimento de água em meios porosos não saturados. Associando a equação obtida por BUCKINGHAM com a equação de continuidade de massa, RICHARDS (1931) obteve uma equação a derivadas parciais de primeira ordem no tempo e segunda ordem no espaço.

Diversos pesquisadores propuseram métodos para

resolver a equação obtida por RICHARDS, entre eles KLUTE (1952) e PHILLIP (1955) e (1957), tendo este último utilizado técnicas numéricas de resolução.

O parâmetro difusividade da água no solo foi introduzido por CHILDS e GEORGE (1950), sendo assim denominado devido ao fato de que a equação de DARCY fica idêntica à equação de FICK para a difusão. Nesse trabalho foi desenvolvida uma equação que leva em conta as diversas sequências de poros de diferentes tamanhos, quando esses poros são dispostos ao acaso em um sistema poroso.

O movimento da água no solo, devido a fenômenos de capilaridade, tem sido estudado por diversos pesquisadores. Um dos primeiros trabalhos nessa linha é o apresentado por RICHARDS (1931) que se refere à condução capilar de líquidos em materiais porosos. As leis do fluxo capilar em solos foram relacionadas com a teoria da difusão em KIRKHAM, DON e FENG (1949). Ainda nessa área são encontrados os trabalhos de MILLER e MILLER (1955a, 1955b, 1956) onde são abordados respectivamente, aspectos práticos, experimentais e teóricos do fluxo capilar.

Com relação à difusividade da água no solo, BRUCE e KLUTE (1956) apresentaram um procedimento experimental para sua medida. No caso de infiltração horizontal, a equação diferencial que descreve o fluxo de água em um meio poroso in-

saturado é escrita em uma forma semelhante à equação não-linear de difusão. Nessa equação a difusividade é função do teor de umidade do meio. O tratamento da equação não-linear de difusão desenvolvido por BOLTZMANN (1894) possibilita o cálculo da função difusividade-teor de umidade a partir de uma curva de distribuição do teor de umidade. Esse tratamento foi utilizado admitindo que o teor de umidade é uma função de uma variável dependente da distância e da raiz quadrada do tempo.

Baseados também no tratamento de Boltzmann, WHISLER et alii (1968) utilizaram um método onde foi medido o teor de umidade em função do tempo em uma posição fixa.

Os métodos utilizados para a determinação do teor de umidade e da densidade global nos trabalhos relacionados com a difusividade, compreendem a técnica gravimétrica de amostragens de solo, conforme utilizado por Bruce e Klute ou então o método da atenuação de radiação gama conforme proposto por DAVIDSON et alii (1963). Este último procedimento foi usado na determinação da difusividade da água no solo por WHISLER et alii (1968).

A aplicabilidade da análise da difusão dependente do teor de umidade foi mostrada por NIELSEN et alii (1962) como sendo limitada ao caso da água penetrando no solo a pressões bem próximas da atmosférica.

JACKSON (1963) analisou o comportamento da difusividade em três solos de diferentes texturas em função da variação da porosidade aplicando a metodologia de BRUCE e KLUTE. Seus resultados mostram que a difusividade varia mais rapidamente para os solos de textura mais fina do que para os de textura mais grossa.

Uma comparação entre os métodos de determinação da difusividade baseados no processo gravimétrico e no de atenuação de radiação gama foi realizada por SELIM et alii(1970), onde o segundo método (mais recente) se mostrou mais confiável do que o primeiro.

A infiltração horizontal de água em colunas homogêneas de solo seco ao ar foi examinada teórica e experimentalmente por REICHARDT et alii (1972) que utilizaram o conceito de meios similares introduzido por MILLER e MILLER (1956) (op. cit.) para escalonar a difusividade da água no solo. Assim, se for conhecida a difusividade da água em um solo, poderão ser determinados valores do comprimento microscópico característico para se estimar a difusividade da água para outros solos.

KLUTE (1972) apresenta uma revisão completa dos métodos de determinação da condutividade hidráulica e da difusividade da água em solos insaturados para fluxos em equilí-

brío dinâmico e em regime transitório.

Em um trabalho posterior, REICHARDT e LIBARDI (1973) propõem uma equação para a estimativa da difusividade da água em um solo mineral qualquer, conhecido apenas um fator igual ao quadrado da razão entre os coeficientes angulares das retas x_f vs. \sqrt{t} (onde x_f é a coordenada que define a posição da frente de molhamento no solo e t é o tempo) desse solo e de um solo tomado como padrão.

LIBARDI e REICHARDT (1974) apresentam um estudo preliminar relacionado com a compactação e seus efeitos no comportamento do movimento horizontal da água no solo. Nesse trabalho as amostras de um determinado solo são compactadas diferentemente produzindo três valores distintos de densidade global. Foi verificada a existência de uma relação linear entre uma constante de generalização e a densidade global.

Os métodos mais aprimorados de determinação de densidade global do solo e teor de umidade são baseados na interação de um feixe de radiação gama com a matéria. Como fontes dessas radiações, tem sido utilizado o ^{60}Co , ^{137}Cs e o ^{241}Am , cujas atividades variam de alguns mCi até 300 mCi. Dois princípios são utilizados nessas medidas: a absorção e o espalhamento da radiação gama pela matéria.

A técnica que utiliza o princípio da absorção é

a que tem sido empregada nos estudos mais recentes de movimento da água nos solos. Assim, além do trabalho já citado de DAVIDSON et alii (1963), encontramos detalhes desse método em REICHARDT (1965) e FERRAZ (1974).

4. TEORIA

A complexidade que envolve os processos dinâmicos da água no solo se deve à distribuição espacial de seu movimento, bem como aos diferentes estados termodinâmicos com que ela pode se apresentar. Com a finalidade de concentrar mais atenção ao estudo do movimento da água no solo, os pesquisadores dessa área têm distinguido dois tipos de movimento para fins de análise específica: o horizontal e o vertical, em solos homogêneos.

A equação de fluxo para a água em um meio não saturado pode ser derivada da equação de DARCY (1856):

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \dots \dots \dots (1)$$

onde $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica da água (cm.s^{-1}) que é função da concentração de umidade do solo (cm^3 de água por cm^3

de solo), ψ é o potencial total da água no solo (cm H₂O) e x (cm) é a coordenada de posição. O sinal negativo significa que o sentido do fluxo é oposto ao do gradiente $\partial\psi/\partial x$.

Associando-se a equação da continuidade à equação de DARCY, esta poderá ser escrita como:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \nabla \cdot \left(\frac{K(\theta)}{\eta} \rho \nabla \phi \right) \dots\dots\dots (2)$$

onde:

θ = concentração volumétrica de umidade, ou seja, volume de água por unidade de volume do meio;

$K(\theta)$ = permeabilidade intrínseca do meio;

ρ = densidade do fluido;

η = viscosidade do fluido;

ϕ = gradiente do potencial;

A notação $K(\theta)$ indica que a permeabilidade depende da concentração de umidade do meio.

Para o caso vertical em uma única dimensão, a equação (1) pode ser escrita na forma:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\rho}{\eta} \frac{\partial\psi}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho \frac{K(\theta)}{\eta} g \right] \dots (3)$$

onde o potencial de umidade $\bar{\epsilon}$ é considerado como a soma do potencial gravitacional e do potencial de pressão, ψ .

Um termo semelhante à difusividade utilizada no fluxo de calor ou em análise dos fenômenos de difusão, pode ser obtido na equação (3) reescrevendo-a na seguinte forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho \frac{K(\theta)}{\eta} g \right] \dots (4)$$

onde a difusividade da concentração de umidade, $D(\theta)$, é dada por

$$\rho \frac{K(\theta)}{\eta} \frac{\partial \psi}{\partial \theta}$$

A solução da equação (4) pode ser feita por procedimento numérico ou analítico, e irá depender do conhecimento das duas função $D(\theta)$ e $K(\theta)$.

O presente trabalho trata de fluxo horizontal e, para esse caso, o último termo da equação (4) desaparece e podemos, então, escrever:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \dots (5)$$

Esta equação é da mesma forma que a equação não

linear de difusão encontrada na teoria de difusão envolvendo difusividades dependentes de concentração. Sua solução depende do conhecimento da função $D(\theta)$.

Na equação (5), se D for constante, teremos:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \dots \dots \dots (6)$$

onde $\theta = X(x) \cdot T(t)$. Por outro lado, quando $D = D(\theta)$, não podemos separar as variáveis e, se θ não puder ser dividida em duas outras funções X e T , devemos procurar uma outra $f(\theta) = \phi$, assim como $\phi(\theta) = X(x) \cdot T(t)$.

Seja $F = \phi(\theta) - X(x) \cdot T(t) = 0$. Então:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\frac{\partial F}{\partial t}}{\frac{\partial F}{\partial \theta}} = - \frac{-XT'}{\frac{d\phi}{d\theta}} = T'X \frac{d\theta}{d\phi} \dots \dots \dots (7)$$

$$\frac{\partial(\theta)}{\partial(x)} = - \frac{TX'}{\frac{\partial \phi}{\partial \theta}} = - \frac{-TX'}{\frac{d\phi}{d\theta}} = X'T \frac{d\theta}{d\phi} \dots \dots (8)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} = TX' \frac{d}{d\phi} \dots \dots \dots (9)$$

Substituindo as equações (7), (8) e (9) na equação (5), teremos:

$$T'X \frac{\partial \theta}{\partial \phi} = X'T \frac{d}{d\phi} \left[D(\theta) X'T \frac{d\theta}{d\phi} \right]$$

Uma vez que X, T, X' e T' não são funções de ϕ , podemos tirá-los fora da derivação:

$$\frac{XT'}{(X')^2 T^2} \frac{d\theta}{d\phi} = \frac{d}{d\phi} \left[D(\theta) \frac{d\theta}{d\phi} \right] \dots\dots\dots (10)$$

Integrando esta equação com respeito a ϕ , teremos:

$$\int \frac{XT'}{(X')^2 T^2} \frac{d\theta}{d\phi} d\phi = \int \frac{d}{d\phi} \left[D(\theta) \frac{d\theta}{d\phi} d\phi \right]$$

ou seja,

$$\int \frac{XT'}{(X')^2 T^2} d\theta = \int \frac{d}{d\phi} D(\theta) \frac{d(\theta)}{d\phi} d\phi \dots (11)$$

A proposição de BOLTZMANN (1894) para a solução da equação (5) admite que: $X(x) = x$ e $T(t) = t^{-1/2}$.

Nessas condições a integral da equação (11) é facilmente resolvida.

$$\frac{XT'}{(X')^2 T^2} = \frac{-\frac{1}{2} x t^{-3/2}}{1^2 t^{-1}} = -\frac{1}{2} x \cdot t^{-1/2} = -\frac{1}{2} X \cdot T = -\frac{1}{2} \phi$$

e, portanto:

$$\int \frac{XT'}{(X')^2 T^2} d\theta = - \int \frac{\phi}{2} d\theta \dots\dots\dots (12)$$

Substituindo (12) em (11), temos:

$$- \int_{\theta_0}^{\theta_x} \frac{\phi}{2} d\theta = \int_{\phi_0}^{\phi_x} \frac{d}{d\phi} \left[D(\theta) \frac{d\theta}{d\phi} d\phi \right]$$

ou,

$$- \int_{\theta_0}^{\theta_x} \frac{\phi}{2} d\theta = D(\theta_x) \left[\frac{d\theta}{d\phi} \right]_{\theta_x} - D(\theta_0) \left[\frac{d\theta}{d\phi} \right]_{\theta_0} \quad (13)$$

onde a notação $\left[\frac{d\theta}{d\phi} \right]_{\theta_x}$ indica o valor da derivada em $\theta = \theta_x$. 0

último termo à direita da equação (13) é zero quanto \underline{t} for constante, pois a derivada $(d\theta/d\phi)_{\theta_0}$ é zero para valores de \underline{x} suficientemente distantes da frente de molhamento.

Da equação (13) segue-se então que:

$$D(\theta_x) = - \frac{1}{2} \left[\frac{d\phi}{d\theta} \right]_{\theta_x} \Bigg|_{\theta_0}^{\theta_x} \phi d\theta$$

ou, em termos de \underline{x} e \underline{t} , para um \underline{t} constante:

$$D(\theta_x) = - \frac{1}{2t} \left[\frac{dx}{d\theta} \right]_{\theta_x} \Bigg|_{\theta_0}^{\theta_x} x d\theta \dots\dots\dots (14)$$

O método proposto por BRUCE e KLUTE (1956) segue o seguinte procedimento para o cálculo de $D(\theta)$:

a) Obtenção de um gráfico da concentração de \underline{u} midade em função da distância, isto é, θ em função de \underline{x} , para um valor constante de \underline{t} .

b) Do gráfico de θ versus x , calcular a integral e a derivada da equação (14) para diversos valores de θ_x .

c) Calcular D para os valores de θ_x usados no item b, obtendo-se, então, D(θ).

No presente trabalho, o sistema considerado é constituído por um fluxo horizontal semi-infinito com água aplicada a uma das extremidades de uma coluna cilíndrica de solo (meio poroso).

Uma extremidade da coluna é mantida na saturação, sendo a coluna longa o suficiente de modo a poder ser considerada infinita na direção positiva de x, onde x é a coordenada horizontal de posição.

Assim, as condições de contorno que se aplicam à equação (5) são:

$$\theta = \theta_0, \quad x > 0, \quad t = 0 \dots\dots\dots (15)$$

$$\theta = \theta_s, \quad x = 0, \quad t > 0 \dots\dots\dots (16)$$

$$\theta = \theta_0, \quad x = \infty, \quad t > 0 \dots\dots\dots (17)$$

Quando usada a transformação de Boltzmann, $\phi = x.t^{-1/2}$, as condições de contorno ficam:

$$t = 0, \quad \phi \rightarrow \infty, \quad \theta = \theta_0 \dots\dots\dots (18)$$

$$x = 0, \quad \phi = 0, \quad \theta = \theta_s \dots\dots\dots (19)$$

$$x \rightarrow \infty, \quad \phi \rightarrow \infty, \quad \theta = \theta_0 \dots\dots\dots (20)$$

donde:

$$\phi (\theta_s) = 0$$

$$\phi (\theta_o) = \infty$$

Baseados na definição de comprimento microscópico característico introduzido por MILLER e MILLER (1956) em sua teoria de meios similares, REICHARDT et alii (1972) apresentaram uma nova metodologia para determinação da difusividade da água no solo. Posteriormente, REICHARDT e LIBARDI(1973) fundamentados nesta metodologia, propuseram uma nova equação para o cálculo da difusividade, cujas variáveis são a concentração de umidade e o coeficiente angular da reta \underline{x} vs. $\underline{t}^{-1/2}$, representativa do processo de infiltração. A equação obtida é

$$D_i(\omega) = 1,462 \times 10^{-5} \frac{m^2}{i} e^{8,087\omega} \dots\dots\dots (21)$$

onde m_i é o coeficiente angular da reta (em $cm.min^{-1/2}$) que representa a variação da frente de molhamento em função da raiz quadrada do tempo, e ω é uma concentração de umidade adimensional definida pela relação

$$\omega = \frac{\theta - \theta_o}{\theta_s - \theta_o} \dots\dots\dots (22)$$

O método de laboratório baseado na atenuação

de um feixe monoenergético de radiação γ é utilizado para a de terminação da densidade global do solo e da concentração de u- midade. Conhecendo-se os coeficientes de atenuação de massa do solo e da água para uma distância fixa fonte-detetor, a ate nuação da radiação γ monoenergética é descrita pela equação:

$$I = I_0 e^{-\left[(\mu_s \rho_g + \mu_a \theta) x \right]} \dots\dots\dots (23)$$

onde ρ_g é a densidade global do solo (g/cm^3), θ é a concentra- ção volumétrica de umidade (cm^3 de água/ cm^3 de solo) e μ_s e μ_a os coeficientes de atenuação de massa do solo seco em estufa e da água, respectivamente.

5. MATERIAL E MÉTODOS

5.1. Material

Na realização deste trabalho foram utilizados dois tipos de solo, ou seja, o LATOSSOL VERMELHO AMARELO FASE ARENOSA e o TERRA ROXA ESTRUTURADA, que daqui para frente serão chamados, respectivamente, de SOLO-1 e SOLO-2.

Como recipientes para a obtenção das diversas compactações com esses solos, foram utilizados tubos de acrílico providos de um aplicador em uma das extremidades, cuja função é a de proporcionar uma distribuição uniforme da água por toda a área da secção transversal do tubo, no ponto onde se inicia a infiltração (Fig. 1-a).

Para este trabalho tivemos disponíveis dois tubos de dimensões ligeiramente diferentes:

TUBO	COMPRIMENTO(cm)	DIÂMETRO INTERNO(cm)	DIÂMETRO EXTERNO(cm)	VOLUME (cm ³)	MASSA (g) TUBO+APLICADOR
1	49,7	5,0	5,7	975,86	470
2	59,4	5,0	5,7	1167,7	560

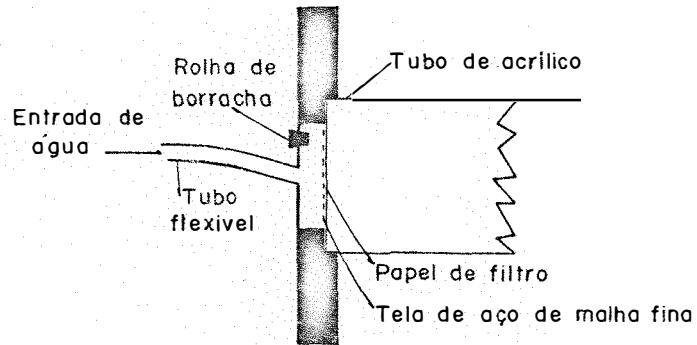
A água (solução 0,01N de CaSO₄) ficava contida num recipiente convenientemente projetado para a infiltração em colunas de solo (Fig. 1-b).

Para a determinação dos valores do teor de umidade num ponto foi utilizado um sistema analisador impulsos monocanal.

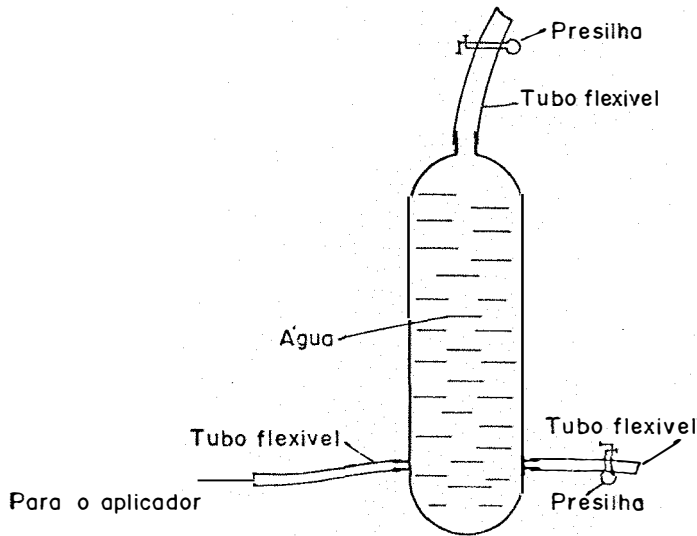
Esse sistema compreende: uma fonte emissora de radiação gama, no caso o ¹³⁷Cs, com atividade de 100 mCi, um detector, formado por um cristal cintilador de NaI(Tl) de 2" x 2" acoplado a uma fotomultiplicadora e esta a um pré-amplificador. Um "timer" e um "scaler" completam o conjunto.

5.2. METODOLOGIA

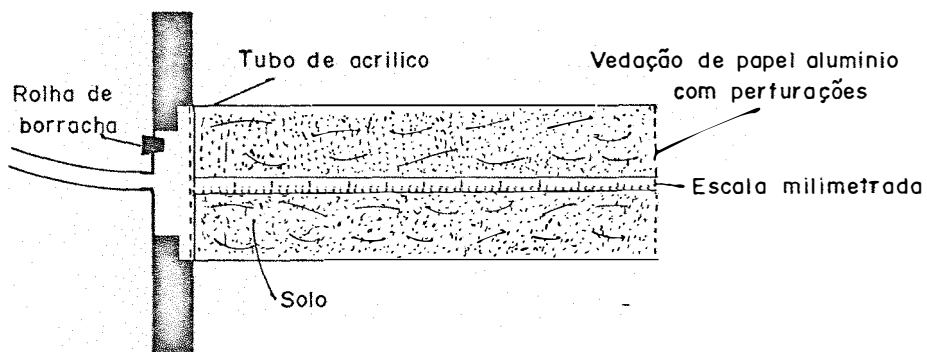
As amostras dos SOLOS 1 e 2 foram coletadas de um horizonte superficial, até aproximadamente 30 cm de profundidade. A superfície era desprovida de vegetação e, no caso



A) Aplicador de água



B) Recipiente de água para a infiltração



C) Tubo de acrílico contendo a coluna de solo.

Fig. 1 - Esquema dos componentes utilizados no processo de infiltração

do SOLO-1, a coleta foi feita após um período de estiagem de quase 30 dias.

A umidade residual, θ_o , das amostras, foi determinada pelo método gravimétrico, usando a relação:

$$\theta_o = \frac{m_u - m_s}{m_s} \cdot \bar{\rho}_g \dots\dots\dots (24)$$

A densidade global média das "colunas" foram obtidas através da relação entre a massa do solo contido no tubo e o volume deste.

Após coletadas, as amostras foram passadas por peneira de malha 1mm e deixadas secar ao ar abrigadas do sol, por um período de 72 horas, sendo a seguir acondicionadas em embalagens de plástico e fechadas para se evitar variação na umidade residual.

Para a obtenção das diferentes densidades globais médias, as colunas de solo foram preparadas da seguinte maneira:

Quantidades aproximadamente iguais de solo foram despejadas sucessivamente em um funil cuja haste possui um comprimento próximo ao do tubo de acrílico e, cujo diâmetro é da ordem de 1/5 deste. Após a colocação de cada quantidade, o

funil era erguido lentamente em espiral, de modo a prover um acamamento uniforme das camadas de solo dentro do tubo.

Como o volume do tubo de acrílico é conhecido, as diferentes densidades globais foram obtidas fazendo-se variar a massa de solo no tubo, por meio de diferentes compactações.

No presente trabalho, foram obtidas três densidades globais distintas para cada solo, correspondentes aos maiores e menores valores obtidos e a um valor intermediário.

O processo de compactação foi feito por meio de percussão externamente ao tubo de acrílico, após a colocação de cada quantidade fixa de solo, de tal modo que, para a obtenção de baixas densidades, quase nenhuma percussão era feita entre a colocação das parcelas de solo, enquanto que para as mais altas densidades, maior era o número de percussões. Assim, para os dois tipos de solo, as menores densidades correspondem apenas à colocação do solo no interior do tubo, sem percussão com o martelo de borracha, enquanto que para as maiores densidades houve necessidade de um tempo superior à uma hora, devido ao grande número de percussões exigido entre as colocações das referidas quantidades de solo.

Trata-se, evidentemente, de um processo empírico, mas que com a prática, torna-se de boa reprodutibilidade.

As colunas de solo assim preparadas, eram colocadas horizontalmente entre a fonte e o detector do sistema analisador, de modo a serem atravessadas pelo feixe colimado de radiação gama.

Antes de cada medida na coluna de solo, era feita uma medida da intensidade média do feixe de radiação após atravessar uma amostra padrão de Al.

A homogeneidade das colunas foi verificada determinando-se a atenuação do feixe de radiação ao longo do eixo longitudinal das mesmas, a intervalos de 1 cm em 1 cm, antes de se proceder à infiltração. Assim, com o uso da equação

$$I' = I_0 e^{-[(\bar{\mu}_s \rho_g + \bar{\mu}_a \theta_o)x]} \dots \dots \dots (25)$$

foi determinado os valores da densidade global (ρ_g) do solo nesses pontos, obtendo-se daí um valor médio $\bar{\rho}_g$.

Após isso, dava-se início ao processo de infiltração, mantendo-se o nível de saída de água do reservatório a cerca de 5 cm abaixo do nível do eixo longitudinal da coluna, para se evitar pressões positivas de água no aplicador.

Esse instante era registrado como $t = 0$, para contagem do tempo de infiltração no levantamento dos perfis

de umidade e do caminharmento da frente de água.

A obtenção dos perfis de umidade foi feita empregando-se a técnica de atenuação de radiação gama, através das medidas da coordenada x(cm) da frente de água e do valor da umidade θ (cm³/cm³) calculado pela expressão:

$$I = I' e^{-\bar{\mu}_a \theta x} \dots\dots\dots (26)$$

onde I' é dado pela equação (25).

No presente trabalho a variável θ (cm³/cm³) foi substituída pela variável adimensional ω , conforme proposto em REICHARDT et alii (1972), dada pela relação:

$$\omega = \frac{\theta - \theta_o}{\theta_s - \theta_o} \dots\dots\dots (27)$$

onde θ_o é a umidade residual do solo e θ_s a umidade de saturação.

Três ou quatro perfis de umidade foram determinados para cada compactação e, através da aplicação da relação de Boltzmann,

$$x = \phi(\theta) \cdot t^{-1/2} \dots\dots\dots (28)$$

foram calculados os valores médios de ϕ ($\text{cm} \cdot \text{min}^{-1/2}$), relativos a cada Θ dos perfis determinados em diferentes tempos, t (min).

Dos valores obtidos para ω e ϕ , foi plotado o gráfico de ω versus $\bar{\phi}$, de onde foram determinados os valores de $d\phi/d\omega$ e de $\int_0^\omega \phi(\omega) d\omega$ que, substituídos na equação

$$D(\omega) = - \frac{1}{2} \left(\frac{d\phi}{d\omega} \right) \int_0^\omega \phi(\omega) d\omega \dots\dots\dots (29)$$

nos fornecem os valores da divusividade da água no solo (em $\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1/2}$), para os correspondentes valores da unidade adimensional ω . Dos valores assim calculados, foi plotado um gráfico de $\ln D$ em função de ω .

A título de comparação, um outro procedimento foi usado no presente trabalho para a determinação da difusividade da água no solo, baseado na equação proposta por LIBARDI e REICHARDT (1973):

$$D_i(\omega) = \frac{\lambda_s \sigma \lambda_i}{\eta} D^*(\omega) \dots\dots\dots (30)$$

onde $\lambda_i = \lambda_s \frac{m_i^2}{m_s^2}$ e $D^*(\omega) = 2,327 \cdot 10^{-10} e^{8,087\omega}$ em que, m_i é

o coeficiente angular da curva x versus \sqrt{t} para uma determinada compactação, m_s é o coeficiente angular da curva x versus \sqrt{t} para o solo tomado como padrão. λ_i e λ_s são, respectivamente, as constantes de generalização para o solo considerado e para o solo padrão. σ é a tensão superficial da água e η é a viscosidade da água. $D^*(\omega)$ é a difusividade "scaled".

Com os valores obtidos para $D_i(\omega)$ foram plotados os gráficos $\ln D_i$ versus ω para as diversas compactações com os dois solos.

6. RESULTADOS

Seguindo-se o procedimento descrito na metodologia, para a primeira compactação feita com o SOLO-1, obteve-se para a densidade global média um valor:

$$\bar{\rho}_g = (1,342 \pm 0,022) \text{ g.cm}^{-3}$$

Os valores utilizados para o coeficiente de atenuação gama para a energia de 662 KeV do ^{137}Cs , para o solo e para a água, em todas as compactações, foram, respectivamente:

$$\bar{\mu}_s = 0,072 \text{ cm}^2.\text{g}^{-1} \quad \text{e} \quad \bar{\mu}_a = 0,084 \text{ cm}^2.\text{g}^{-1}.$$

A amostra padrão de Al apresentou em todos os casos um valor da intensidade do feixe emergente, em torno de 14.000 contagens em 30 segundos, estando as pequenas flutuações dentro das variações verificadas na estatística de contagens.

Para o SOLO-1, o valor obtido para a umidade residual, Θ_o , calculado segundo a relação (24) foi: $\Theta_o = 0,008 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, para a 1ª compactação.

A TABELA-1 apresenta os valores obtidos para a intensidade do feixe emergente da coluna de SOLO-1, seco ao ar com uma densidade global média de $1,342 \text{ g} \cdot \text{cm}^3$.

TABELA-1: Intensidade do feixe emergente (I') da coluna de SOLO-1, seco ao ar, 1ª compactação.

x (cm)	I' (cont/30s)	x (cm)	I' (cont/30s)
1	36398	14	36732
2	36718	15	36829
3	36955	16	36554
4	36846	17	36413
5	36568	18	36643
6	36348	19	36755
7	36785	20	36509
8	36759	21	36639
9	36607	22	36684
10	36794	23	36654
11	36971	24	36340
12	36992	25	36498
13	36806	26	36409

(Cont.)

TABELA-1 - (Cont.)

x (cm)	I' (Cont/30s)	x (cm)	I' (Cont/30s)
27	36803	36	36807
28	36954	37	36125
29	36946	38	36820
30	36754	39	36840
31	36096	40	36539
32	36258	41	36124
33	36982	42	36012
34	36865	43	36232
35	36678		

Média: $\bar{I}' = 36654$ cont/30s

Desvio padrão: 335

Coefficiente de Variação: 0,9%

A seguir, utilizando-se a equação (25) foi calculado o valor da intensidade do feixe de radiação incidente na coluna (I_0), obtendo-se para o caso desta primeira compactação o valor: $I_0 = 119.184$ c.p.m.

Com esses valores, a densidade global foi medida de cm em cm, a partir do início da coluna, através da equação (25). Os valores assim obtidos são mostrados na TABELA-2.

TABELA-2: Valores calculados de ρ_g (g.cm^{-3}) para o S0L0-1. 1ª compactação.

x (cm)	ρ_g (g.cm^{-3})	x (cm)	ρ_g (g.cm^{-3})
1	1,358	23	1,338
2	1,333	24	1,362
3	1,315	25	1,350
4	1,324	26	1,357
5	1,345	27	1,327
6	1,361	28	1,315
7	1,328	29	1,316
8	1,330	30	1,331
9	1,342	31	1,381
10	1,366	32	1,368
11	1,314	33	1,313
12	1,313	34	1,322
13	1,327	35	1,336
14	1,332	36	1,327
15	1,325	37	1,378
16	1,384	38	1,326
17	1,356	39	1,324
18	1,339	40	1,347
19	1,330	41	1,379
20	1,349	42	1,387
21	1,324	43	1,370
22	1,336		

Média: $\bar{\rho}_g = 1,342 \text{ g.cm}^{-3}$

Desvio Padrão: 0,022

Coefficiente de Variação: 1,6%

Dado início ao processo de infiltração, os valores da coordenada da frente de água x (cm) e dos respectivos tempos, foram sendo registrados, conforme indica a TABELA-3, enquanto que, 3 perfis de umidade foram tirados para valores de tempo correspondentes a 18 min., 42 min. e 102 min., após o início da infiltração. Os valores do teor de umidade θ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) para cada ponto do perfil, foram calculados usando-se a equação (26). As TABELAS-4, 5 e 6 apresentam os pares de valores correspondentes de x e θ para estes 3 perfis.

TABELA-3: Valores correspondentes de x (cm) e \sqrt{t} ($\text{min}^{1/2}$) para a infiltração no SOLO-1 (1a. compactação).

HORA (h)	t (min)	x (cm)	\sqrt{t} ($\text{min}^{1/2}$)
13:53	0	0	-
14:02	9	9,5	3,00
14:08	15	12,5	3,87
14:20	27	16,0	5,20
14:25	32	18,0	5,66
14:36	43	20,5	6,56
14:50	57	24,0	7,75
15:02	69	26,0	8,31
15:12	79	28,0	8,89
15:23	90	30,0	9,49
15:36	103	32,0	10,15
15:50	117	34,0	10,82
16:07	134	36,0	11,58

TABELA-4: Perfil de umidade para infiltração no S0L0-1 (1^a com pactação) em $t = 18$ min.

x (cm)	θ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)
3,0	0,411
5,0	0,388
8,0	0,369
10,0	0,359
12,0	0,337
13,0	0,297
14,0	0,251
15,0	0,195
16,0	0,033

TABELA-5: Perfil de umidade para infiltração no S0L0-1 (1^a com pactação) em $t = 42$ min.

x (cm)	θ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)
3,0	0,413
5,0	0,389
8,0	0,373
10,0	0,368
13,0	0,346

(Cont.)

TABELA-5 - (Cont.)

x (cm)	θ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)
15,0	0,340
16,0	0,319
17,0	0,319
18,0	0,307
19,0	0,303
20,0	0,287
21,0	0,285
22,0	0,236
23,0	0,024
24,0	0,013

TABELA-6: Perfil de umidade para infiltração no SOLO-1 (1ª compactação) em $t = 102$ min.

x (cm)	θ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	x (cm)	θ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)
5,0	0,444	30,0	0,283
10,0	0,442	31,0	0,260
15,0	0,376	32,0	0,246
20,0	0,343	33,0	0,239
25,0	0,334	34,0	0,014
28,0	0,303	35,0	0,008

Através da aplicação da equação (28), foram determinados os valores de ϕ_1, ϕ_2, \dots e suas médias $\bar{\phi}$ para os valores de x e θ de cada perfil em $t_1 = 18$ min., $t_2 = 42$ min. e $t_3 = 102$ min. O valor da variável θ foi substituído pelo valor adimensional de ω , conforme a relação (27). A TABELA-7 apresenta os valores de ω e $\bar{\phi}$ ($\text{cm} \cdot \text{min}^{-1/2}$) assim determinados.

TABELA-7: Valores da unidade adimensional ω e os correspondentes valores de $\bar{\phi}$.

ω	$\bar{\phi}$ ($\text{cm} \cdot \text{min}^{-1/2}$)	ω	$\bar{\phi}$ ($\text{cm} \cdot \text{min}^{-1/2}$)
0,029	3,625	0,563	3,272
0,078	3,609	0,612	3,199
0,126	3,597	0,660	3,098
0,175	3,586	0,709	2,964
0,223	3,568	0,757	2,777
0,272	3,551	0,806	2,562
0,320	3,519	0,854	2,262
0,369	3,484	0,903	1,890
0,417	3,446	0,951	1,131
0,466	3,401	1,000	0
0,515	3,345		

A FIGURA-2 apresenta o gráfico da distância da

frente de molhamento à fonte de água em função da raiz quadrada do tempo, onde o coeficiente de correlação foi maior que 0,99.

Os gráficos correspondentes aos três perfis de umidade obtidos para a 1ª compactação do SOLO-1 são apresentados na FIGURA-3. O valor da umidade de saturação θ_s foi tomado como um valor médio daqueles correspondentes às extrapolações das curvas dos perfis traçadas dos valores experimentais da umidade.

A FIGURA-4 apresenta o gráfico de $\bar{\phi}$ ($\text{cm} \cdot \text{min}^{-1/2}$) em função de ω para a 1ª compactação do SOLO-1. A partir desse gráfico são determinados os valores de $d\phi/d\omega$ e de $\int_0^{\omega} \phi(\omega) d\omega$ com os quais são calculados os valores da difusividade da água no SOLO-1 para esse determinado valor de densidade global. Esses valores assim determinados, são encontrados na TABELA-8, enquanto que a FIGURA-5 apresenta o gráfico de $\ln D$ em função de ω .

TABELA-8: Valores da difusividade da água no SOLO-1 para uma densidade global média de $1,342 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$

$\bar{\omega}$	$- d\phi/d\omega$	$\int_0^{\omega} \phi(\omega) d\omega$	$D(\omega) (\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1})$
0,100	0,260	0,361	0,047
0,300	0,640	1,075	0,344

(Cont.)

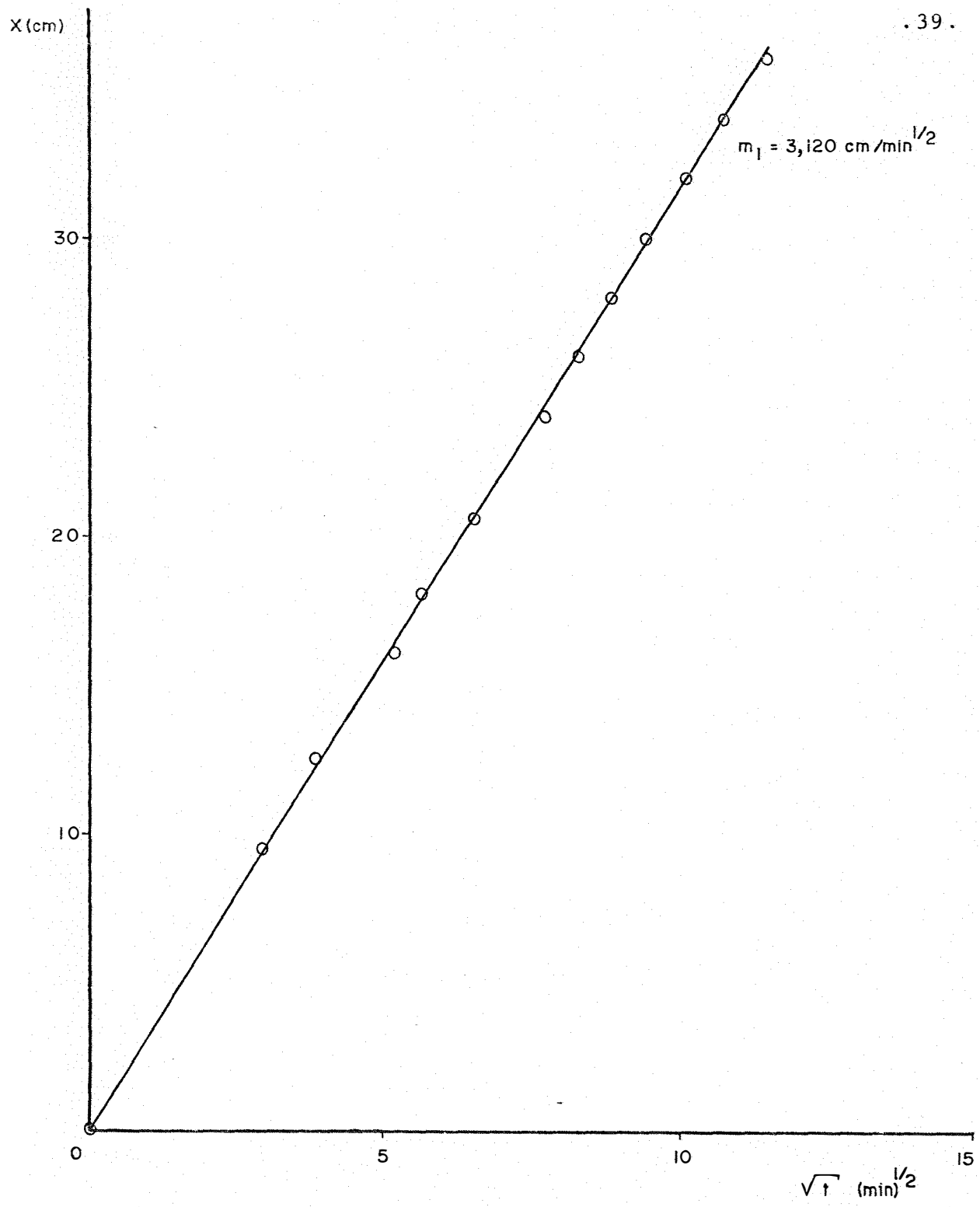


Fig. 2 - Avanço da frente de água para a 1ª compactação do SOLO-1

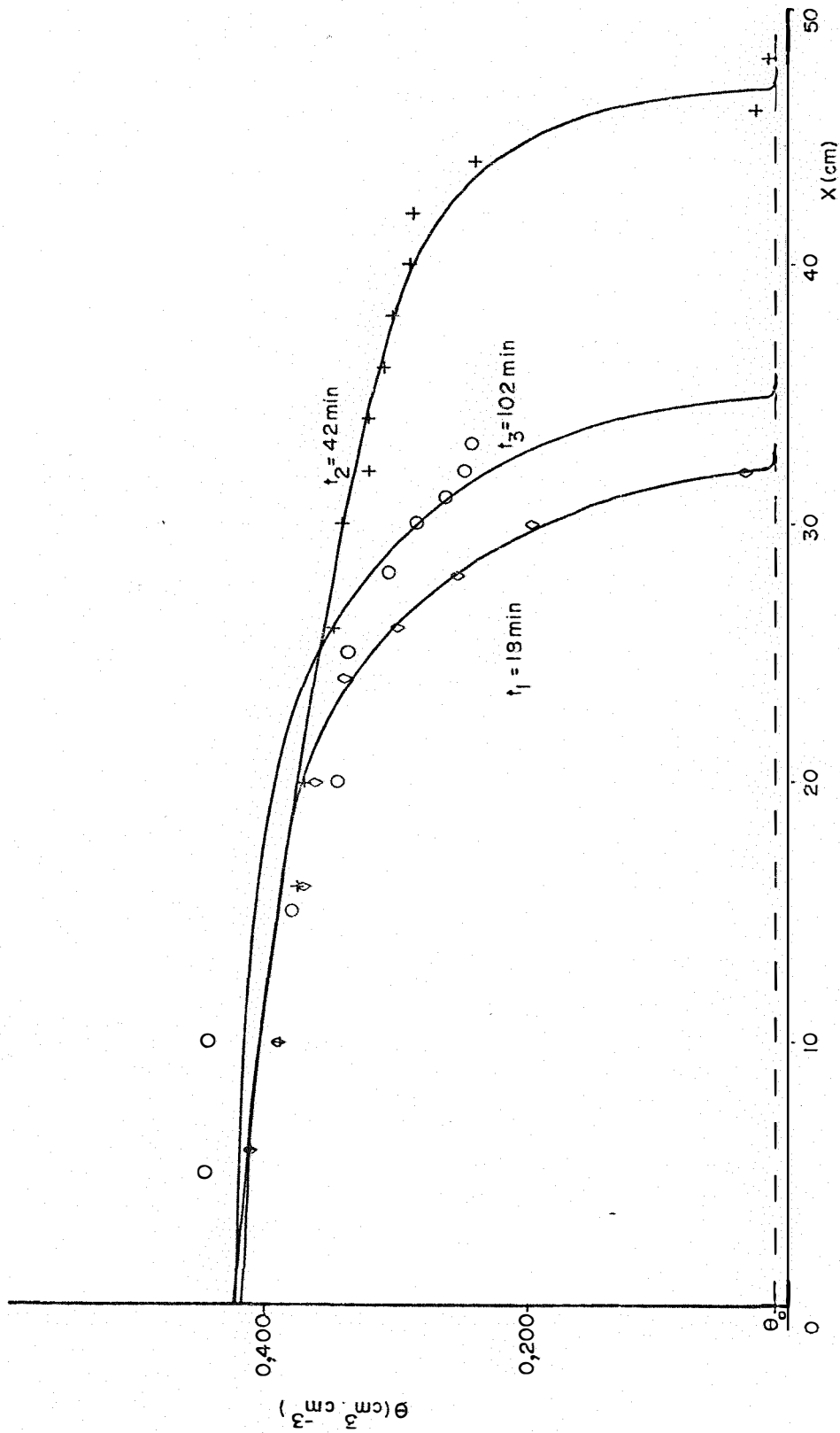


Fig. 3 - Perfis de umidade em $t = 18 \text{ min.}$, 42 min. e 102 min. para a 1ª compactação do SOLO-1

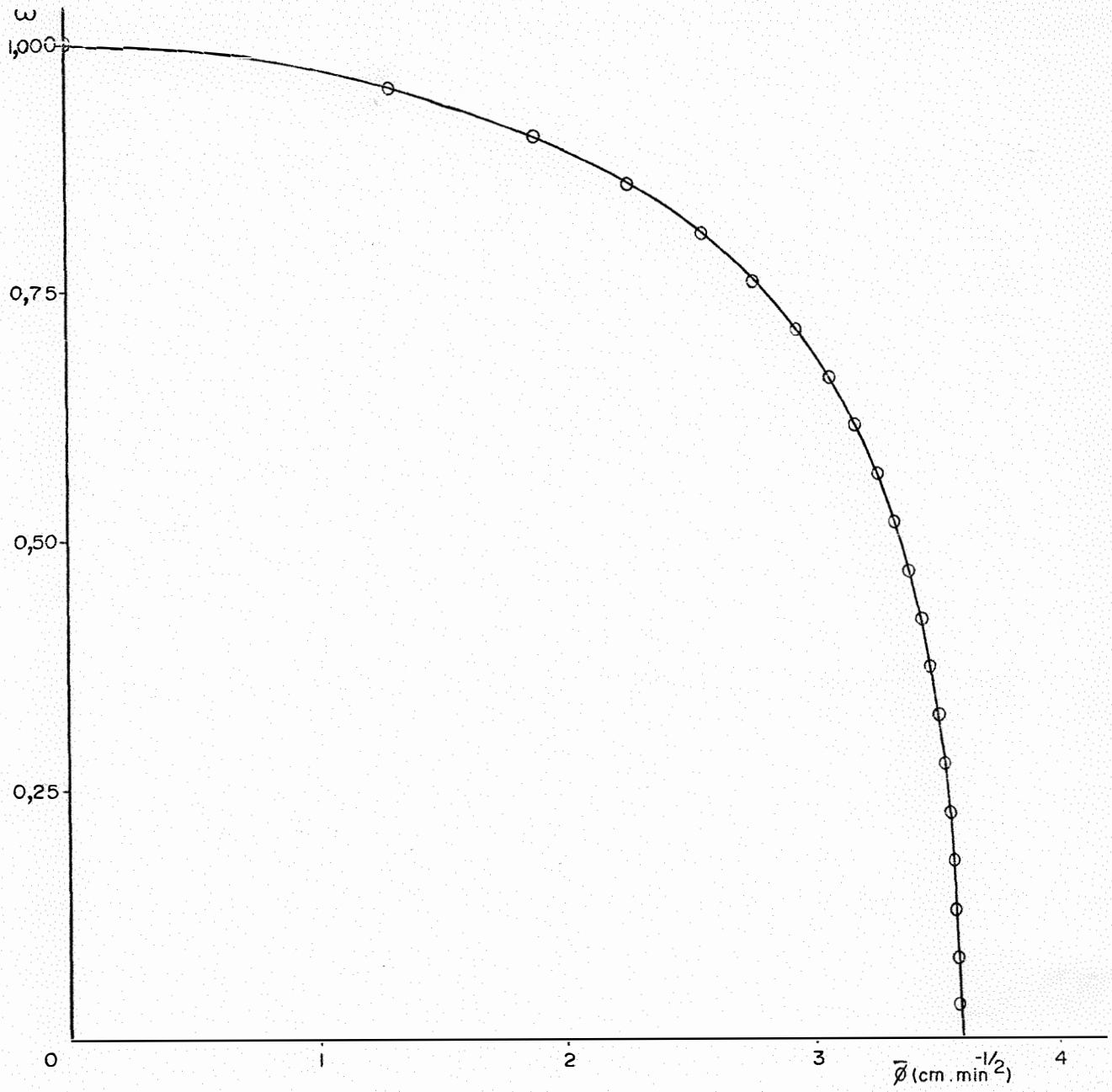


Fig. 4 - Gráfico de ϕ ($\text{cm} \cdot \text{min}^{-1/2}$) em função da unidade adimensional ω para a 1ª compactação do SOLO-1

TABELA-8 - (Cont.)

ω	$- d\phi/d\omega$	$\int_0^{\omega} \phi(\omega) d\omega$	$D(\omega) \text{ (cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}\text{)}$
0,500	1,240	1,766	1,095
0,700	3,000	2,406	3,609
0,800	4,960	2,695	6,684
0,900	9,280	2,923	13,563

Conforme descrito na metodologia, foi também utilizada a equação proposta por REICHARDT e LIBARDI (1973) para o cálculo da difusividade. Os valores das constantes de generalização, λ_i , foram obtidos tomando-se como padrão o solo Sacramento, para o qual o coeficiente angular (m_s) da curva de x versus \sqrt{t} vale 0,3400 e a constante de generalização (λ_s) é 1,000 (REICHARDT e LIBARDI, 1973).

Para o caso do SOLO-1 com densidade global 1,342 g.cm⁻³, o coeficiente angular m_1 vale 3,120 cm.min^{-1/2} e assim, o valor da constante de generalização λ_1 , calculado pela expressão

$$\lambda_i = \lambda_s \frac{(m_i^2)}{(m_s^2)} \dots\dots\dots (31)$$

fica: $\lambda_1 = 83,914 \text{ cm}^{-1}$.

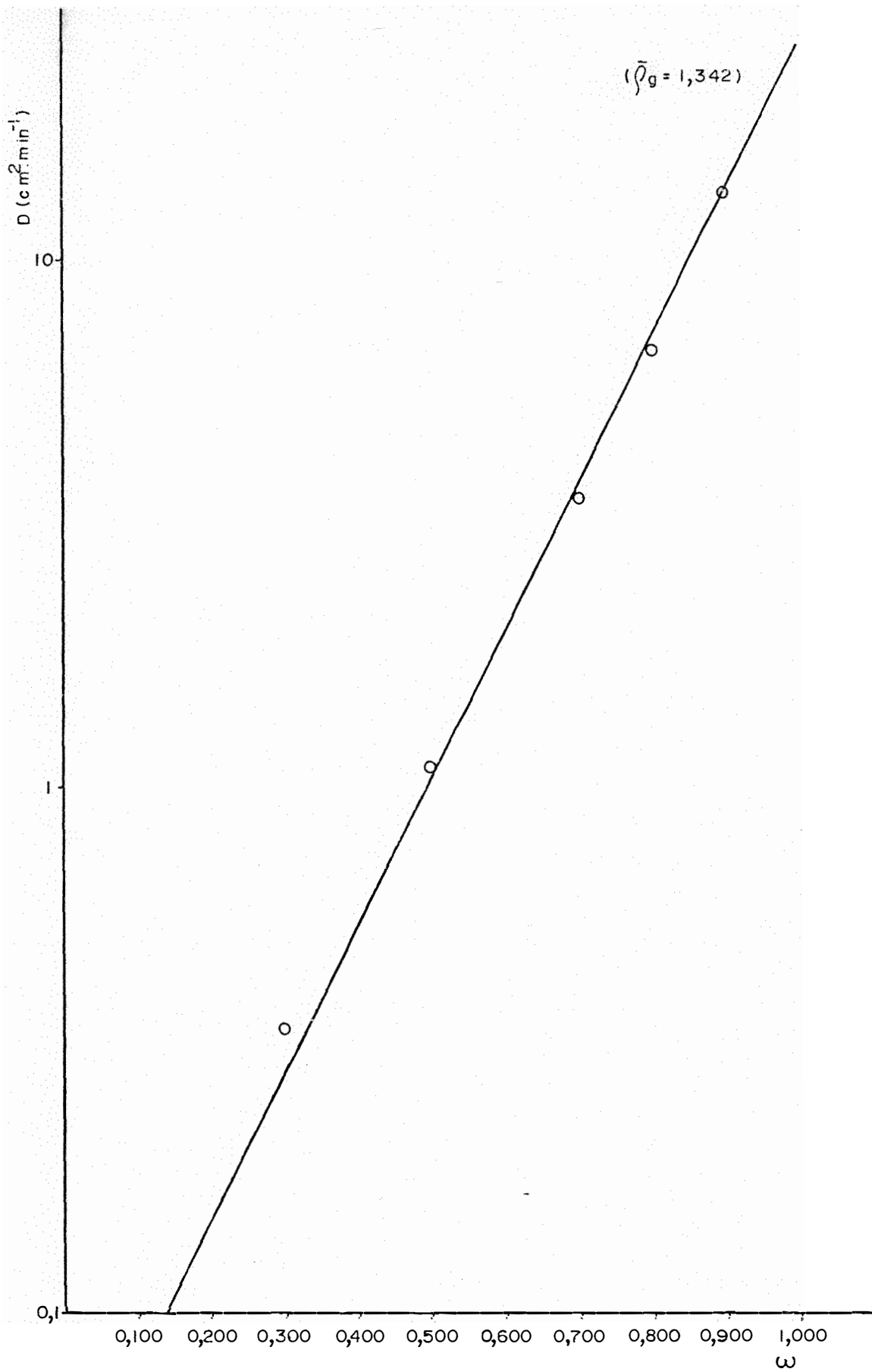


Fig. 5 - Difusividade em função da unidade adimensional para a 1ª compactação do SOLO-1. (Método de BRUCE e KLUTE)

Pela aplicação da equação (30) foram calculadas as difusividades, sendo que os valores de σ e η foram tomados como sendo:

$$\sigma = 2,619 \cdot 10^5 \text{ g} \cdot \text{min}^{-2}$$

$$\eta = 6,012 \cdot 10^{-1} \text{ g} \cdot \text{min}^{-1}.$$

Com esses valores de σ e η e os anteriormente citados para λ_s , m_i e $D_i^*(\omega)$, a equação (30) pode ser escrita na forma:

$$D_i(\omega) = 8,739 \cdot 10^{-4} m_i^2 e^{(8,087\omega)} \dots\dots\dots (32)$$

onde $D_i(\omega)$ será dado em $\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1/2}$.

Para o SOLO-1 com densidade global média $\bar{\rho}_g = 1,342 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, $m_i = m_1 = 3,120 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1/2}$ (FIGURA-2), a equação (32) fica:

$$D_i(\omega) = 8,507 \cdot 10^{-3} \cdot e^{(8,087\omega)} \dots\dots\dots (33)$$

Assim, atribuindo-se valores para ω na equação (33) foi construída a TABELA-9 e a partir desta foi plotado o gráfico da FIGURA-6, de $\ln D_i$ em função de ω .

Os métodos até aqui apresentados se referem ape

nas à 1^a compactação do S0L0-1 cuja densidade global média obtida foi de 1,342 g.cm⁻³. O mesmo procedimento foi utilizado para as demais compactações, tanto do S0L0-1 como do S0L0-2.

TABELA-9: Valores de $D_i(\omega)$ calculados a partir da equação (34)

ω	$D_i(\omega)$ (cm ² .min ⁻¹)
0,400	0,216
0,600	1,089
0,800	5,489
1,000	27,660

Dessa forma, para o S0L0-1 foram ainda obtidas:

$$2^{\text{a}} \text{ compactação: } \bar{\rho}_g = (1,537 \pm 0,016) \text{ g.cm}^{-3}$$

$$3^{\text{a}} \text{ compactação: } \bar{\rho}_g = (1,696 \pm 0,022) \text{ g.cm}^{-3}$$

e para o S0L0-2:

$$1^{\text{a}} \text{ compactação: } \bar{\rho}_g = (1,250 \pm 0,016) \text{ g.cm}^{-3}$$

$$2^{\text{a}} \text{ compactação: } \bar{\rho}_g = (1,512 \pm 0,013) \text{ g.cm}^{-3}$$

$$3^{\text{a}} \text{ compactação: } \bar{\rho}_g = (1,631 \pm 0,020) \text{ g.cm}^{-3}$$

Duas outras compactações foram ainda obtidas porém não são consideradas neste trabalho devido ao fato de que

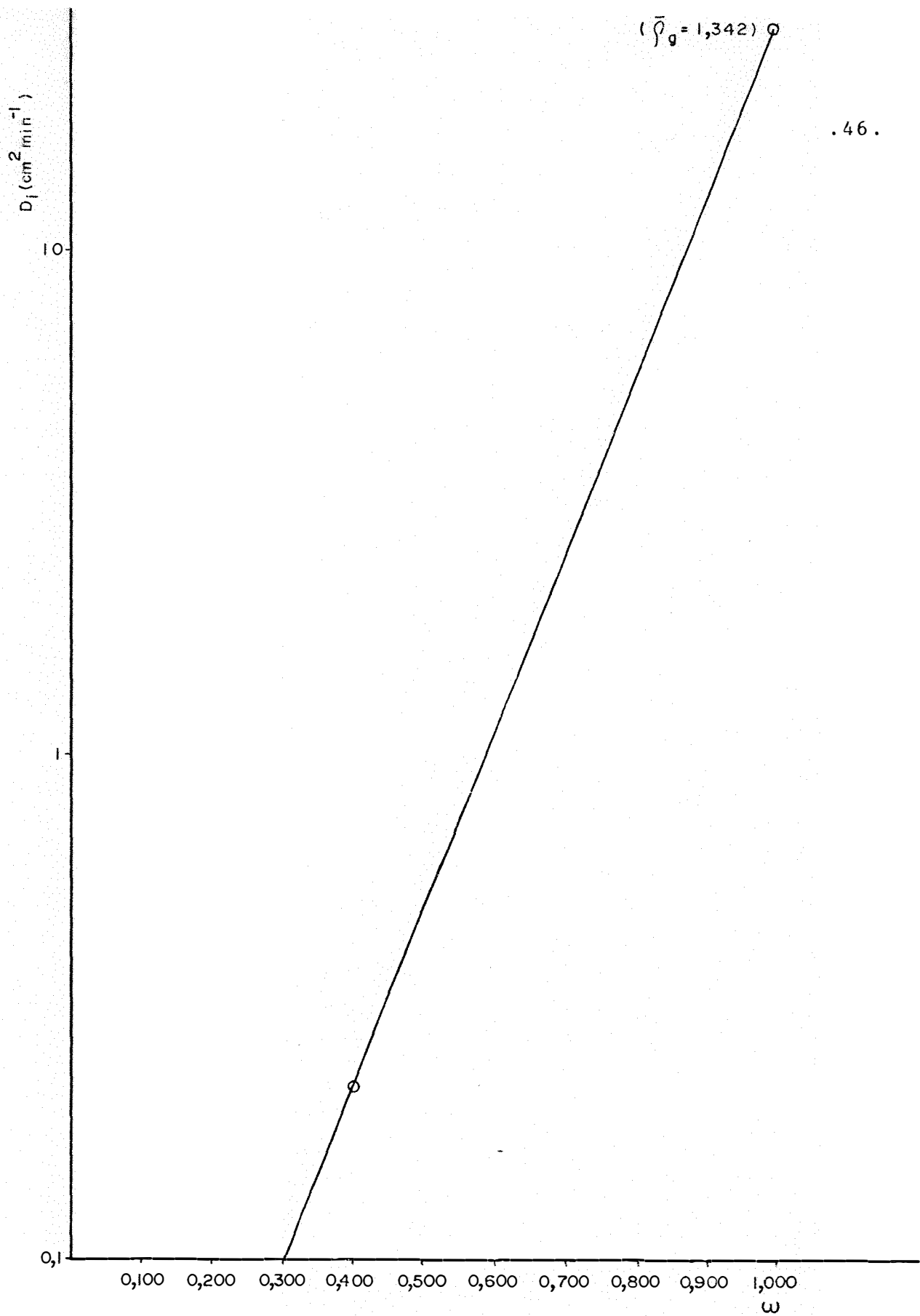


Fig. 6 - Difusividade em função da unidade adimensional para a 1^a compactação do SOLO-1. (Equação de REICHARDT e LIBARDI)

valores de densidade relativamente próximos fornecem pontos que se confundem no gráfico de $\ln D$ versus ω . Por outro lado, dificilmente poderão ser obtidos valores de densidade acima ou abaixo dos limites aqui apresentados para esses dois tipos de solo.

A TABELA-10 apresenta as principais características das amostras utilizadas.

TABELA-10: Principais características das amostras utilizadas

Densidade Global Média: $\bar{\rho}_g$ (g.cm ⁻³)	Umidade do solo seco ao ar: θ_0 (cm ³ .cm ⁻³)	Umidade Satur, θ_s (cm ³ .cm ⁻³)	Coef. Angular da Curva x vs \sqrt{t} : m_1 (cm.min ^{-1/2})
SOLO-1			
1,342	0,008	0,420	3,120
1,537	0,009	0,350	2,480
1,696	0,010	0,340	2,000
SOLO-2			
1,250	0,110	0,430	3,083
1,512	0,133	0,376	1,697
1,631	0,144	0,358	1,366

No apêndice, são apresentados para as demais amostras,

as tabelas correspondentes às TABELAS-7, 8 e 9 da 1^a compactação do SOLO-1, bem como os gráficos correspondentes àqueles das FIGURAS-2, 5 e 6.

Na determinação da densidade, usando-se a equação na sua forma dada em (32), para cada uma das amostras, suas expressões foram as seguintes:

$$\begin{aligned} \text{SOLO-1 - 2}^{\text{a}} \text{ compactação: } \bar{\rho}_g &= 1,537 \text{ g.cm}^{-3} \\ D_i(\omega) &= 5,374 \cdot 10^{-3} \cdot e^{8,087\omega} \dots\dots\dots (34) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{SOLO-1 - 3}^{\text{a}} \text{ compactação: } \bar{\rho}_g &= 1,696 \text{ g.cm}^{-3} \\ D_i(\omega) &= 1,748 \cdot 10^{-3} \cdot e^{8,087\omega} \dots\dots\dots (35) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{SOLO-2 - 1}^{\text{a}} \text{ compactação: } \bar{\rho}_g &= 1,250 \text{ g.cm}^{-3} \\ D_i(\omega) &= 7,865 \cdot 10^{-3} \cdot e^{8,087\omega} \dots\dots\dots (36) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{SOLO-2 - 2}^{\text{a}} \text{ compactação: } \bar{\rho}_g &= 1,512 \text{ g.cm}^{-3} \\ D_i(\omega) &= 2,959 \cdot 10^{-3} \cdot e^{8,087\omega} \dots\dots\dots (37) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{SOLO-2 - 3}^{\text{a}} \text{ compactação: } \bar{\rho}_g &= 1,631 \text{ g.cm}^{-3} \\ D_i(\omega) &= 1,570 \cdot 10^{-3} \cdot e^{8,087\omega} \dots\dots\dots (38) \end{aligned}$$

Nas equações de (33) a (38) os coeficientes m_i foram obtidos das curvas de x versus \sqrt{t} para cada densidade global de cada um dos solos.

7. DISCUSSÃO

No presente trabalho, é conveniente observar que as dimensões do tubo de acrílico que contiveram as colunas de solo não constituem um fator limitante, muito embora deva-se observar alguns critérios a esse respeito. Assim, a espessura de sua parede deve ser suficiente para suportar as pressões que o solo exerce sobre ela, bem como os choques que recebe, principalmente na obtenção de valores elevados da densidade global. Por outro lado, não deverá ser tão espessa a ponto de possuir elevado efeito de atenuação para a radiação gama, do feixe que a atravessa transversalmente, por duas vezes.

O diâmetro externo do tubo, apenas fica limitado superiormente pelas dimensões entre o colimador do feixe e a entrada do detector e, inferiormente, a valores para os quais os efeitos de borda começam a exercer influência no movimento da água no solo no sentido longitudinal. Com relação ao

comprimento, o tubo poderá variar conforme o tipo de solo a ser utilizado. Para o caso de se utilizar um mesmo tubo para diversos solos, é conveniente que seu comprimento seja acima de 40 cm até aproximadamente 80 cm, dependendo dos tempos de infiltração a serem utilizados.

Nas compactações das amostras verificou-se que, com a técnica que foi utilizada, muito dificilmente se consegue densidades globais com valores significativamente maiores, ou menores que os obtidos para esses dois solos. Esses valores podem variar de um tipo de solo para outro, devido às suas diferentes características, tais como, tamanho e massa específica das partículas, composição do solo, etc.

Ainda com relação à densidade global, observamos que, quando suas variações são pequenas (da ordem de alguns centésimos de g.cm^{-3}) podem causar valores da difusividade de tal modo a haver muito pouca resolução entre os pontos da curva de $\ln D$ versus ω .

A umidade residual (θ_o) varia com a compactação do solo, assumindo valores crescentes conforme se aumenta a densidade global. Tal fato é mais evidente no SOLO-2, onde as variações são maiores devido ao seu maior teor de umidade inicial. Observou-se ainda que é constante a relação θ_o / ρ_g para cada tipo de solo, sendo seu valor $0,006 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ para o SOLO-1

e $0,088 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ para o SOLO-2.

O comportamento da difusividade da água no solo em relação à compactação, medida no presente trabalho através da densidade global, apresenta uma variação acima de 300% quando comparados os valores para as máximas e mínimas densidades globais de um mesmo solo. Esse fato, evidencia a necessidade de se especificar qual valor de densidade global está sendo usado na determinação da difusividade da água em um determinado tipo de solo.

De um modo geral, na literatura sobre difusividade da água no solo não é enfatizado este aspecto, sendo apenas apresentado o valor de densidade global utilizado.

Através da análise das curvas de $\ln D \times \omega$, calculadas pelo método de BRUCE e KLUTE e das curvas de $\ln D_i \times \omega$ calculadas pela equação de REICHARDT e LIBARDI, verifica-se que as variações na compactação do solo provocaram um deslocamento lateral nessas curvas, de um modo tal que, aumentando-se a compactação do solo há uma diminuição nos valores da difusividade, devido à menor porosidade que o meio apresenta.

Semelhantemente, os valores da constante de generalização λ_i decrescem com o aumento da densidade global, uma vez que o coeficiente angular (m_i) da curva x versus \sqrt{t} , também decresce com o aumento de ρ_g .

Teoricamente, ρ_g pode crescer até o valor correspondente ao da densidade das partículas do solo (ρ_g), quando a porosidade seria igual a zero. Nessa situação, a penetrabilidade (medida por m_i) seria nula, assim como λ_i . Caso contrário, ρ_g poderia decrescer até zero, onde então a porosidade seria igual a 1 e a penetrabilidade seria a máxima, bem como λ_i .

Com base nos resultados deste trabalho, procurou-se estabelecer uma relação entre o coeficiente angular m_i , da curva que ~~decrece com~~ ^{descreve} o avanço da frente de molhamento, com a compactação do solo, medida através da densidade global média, $\bar{\rho}_g$

Pela análise dos valores experimentais obtidos, admitimos uma variação linear (Tabelas e Gráficos de m_i x $\bar{\rho}_g$ - no Apêndice) para m_i , conforme se varia a compactação de um determinado tipo de solo. Assim, para o caso do SOLO-1, feita a regressão linear obteve-se a seguinte equação:

$$m_i = 7,365 - 3,168 \rho_g \dots\dots\dots (39)$$

que se ajustou aos valores experimentais, com um coeficiente de correlação igual a 0,999.

Para o SOLO-2, procedimento idêntico forneceu a

seguinte equação:

$$m_i = 8,457 - 4,369 \bar{\rho}_g \dots\dots\dots (40)$$

também com um coeficiente de correlação igual a 0,999.

Dessa forma, equações semelhantes podem ser obtidas para distintos tipos de solo inicialmente secos ao ar, e para um dado valor de densidade global, obter-se o correspondente valor do coeficiente m_i e, daí, pela equação (30) o valor da difusividade da água para um determinado valor da umidade adimensional ω .

LIBARDI e REICHARDT obtiveram também um comportamento linear relacionando a densidade global com o coeficiente m_i através da constante de generalização λ_i . Isto vem reforçar a idéia de que talvez esse fato possa ser generalizado.

8. CONCLUSÕES

1. Os valores da difusividade da água no solo a apresentam alguma variação dependendo da metodologia utilizada para suas medidas. Comparando-se os dois métodos utilizados no presente trabalho, essa variação apresentou um valor em torno de 21% para as amostras de LATOSSOL VERMELHO AMARELO FASE A RENOSA (SOLO-1) e, em torno de 8,7% para as amostras de TERRA ROXA ESTRUTURADA (SOLO-2). Esses desvios não se devem, evidentemente, apenas às diferentes metodologias, mas também aos erros experimentais.~

2. Variando-se a compactação das amostras de solo, isto é, variando a densidade global média do solo, verifica-se uma significativa alteração nos valores da difusividade, podendo atingir cerca de 300%, dependendo de quanto se variaa densidade global.

3. A compactação do solo não altera significativamente o coeficiente angular da curva de $\ln D$ versus ω , quando determinada pelo método baseado no de BRUCE e KLUTE. Esse comportamento está implícito na equação de REICHARDT e LIBARDI.

4. No cálculo da difusividade usando-se a equação baseada no conceito de meios similares de MILLER e MILLER a constante de generalização λ_i deve ser referida não apenas a um dado tipo de solo, mas também a uma determinada compactação, ou seja, a um certo valor da densidade global desse solo.

5. O avanço da frente de molhamento, medido através do coeficiente angular (m_i) da curva de x versus \sqrt{t} , além de variar de um solo para outro, varia também com a compactação para um mesmo solo. Com base nos valores experimentais, foi sugerida uma equação linear para cada tipo de solo, relacionando m_i com a densidade global média ($\bar{\rho}_g$). ~~e os valores de teor de umidade residual (θ_r) e da umidade de saturação (θ_s).~~

6. Equações semelhantes à apresentada para os solos LATOSSOL VERMELHO AMARELO FASE ARENOSA e TERRA ROXA ESTRUTURADA podem ser pesquisadas para outros tipos de solos no sentido de que as difusividades sejam determinadas levando-se em conta a significativa influência da compactação do solo.

9. SUMMARY

The parameter soil-water diffusivity has traditionally been studied in relation to water content and time, in dynamic process involving water movement in the soil. Different methodologies to achieve this parameter have been used by several authors.

In this work, the effect of different soil compactions was studied in relation to soil-water diffusivity. Diffusivities were analysed relatively to the water contents and global densities of soil samples.

By using gamma radiation attenuation technique, water content profiles were plotted and diffusivities calculated through BRUCE and KLUTE's equation.

The diffusivities were also determined by REICHARDT et alii's equation using the slopes of the plots of

the distances to the wetting front as a function of square root of time.

The results suggested linear equations involving the dependence of the slope of the plot x versus \sqrt{t} with soil bulk density.

10. LITERATURA CITADA

- BOLTZMANN, L. - 1894. Zur integration der diffusions
gleichung bei variabeln diffusions coefficienten. Ann.
Phys. (Leipzig), 53: 959-964.
- BRUCE, R.R. e A. KLUTE - 1956. Measurement of soil water
diffusivity. Soil Sci. Soc. Am. Proceedings, 20: 458-462.
- BUCKINGHAM, E. - 1907. Studies on the movement of soil
moisture. Bul Bur. Soils. U.S. Dept. Agr., 38.
- CHILDS, E.C. e N.C. GEORGE - 1950. Permeability of porous
materials. Proc. Royal Soc. (London), 201A: 392-399.
- DARCY, H. - 1856. Les fontaines publiques de la ville de Di-
jon. Paris, Victor Dalmont. 595 p.

- DAVIDSON, J.M.; D.R. NIELSEN e J.W. BIGGAR - 1963. Gama-radiation attenuation for measuring bulk density and transient water flow in porous materials. J. Geophys.Res. 68: 4777-4783.
- FERRAZ, E.S.B. - 1974. Determinação simultânea de densidade e umidade de solos por atenuação de raios gama do ^{137}Cs e ^{241}Am . Piracicaba, ESALQ/USP. (Tese de Doutorado).
- JACKSON, R.D. - 1963. Porosity and soil-water diffusivity relations. Soil Sci. Soc. Am. Proceedings, 27: 123-126.
- KIRKHAM, DON e C.L. FENG - 1949. Some tests of the diffusion theory and laws of capillary flow in soils. Soil Science, 67: 29-40.
- KLUTE, A. - 1952. Some theoretical aspects of the flow of water in unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. Proceedings, 16: 144-148.
- KLUTE, A. - 1972. The determinations of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. Soil Science, 113: 264-276.
- LIBARDI, P.L. e K.REICHARDT - 1974. Efeito da compactação na infiltração da água no solo. In: Anais do II Encontro so-

bre Escoamento em Meios Porosos. Rio Claro, p. 141-150.

MILLER, E.E. e R.D.MILLER - 1955a. Theory of capillary flow:
I. Practical implications. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 19:
267 - 271.

MILLER, E.E. e R.D.MILLER - 1955b. Theory of capillary flow:
II: Experimental information. Soil Sci. Soc. Am. Proc.,
19: 271 - 275.

MILLER, E.E. e R.D.MILLER - 1956. Physical theory of
capillary flow phenomena. J. Appl. Phys., 27: 605 - 609.

NIELSEN, D.R.; J.W. BIGGAR e J.M. DAVIDSON - 1962. Experimen-
tal considerations of diffusion analysis in unsaturated
flow problems. Soil Sci. Soc. Am. Proceedings, 26: 107 -
111.

PHILIP, J.R. - 1955. Numerical solution of equations of the
diffusion type with diffusivity concentration dependent.
Transactions of the Faraday Soc., 391: vol. 51, part 7:
885 - 892.

PHILIP, J.R. - 1957. Numerical solutions of equations of the
diffusion type with diffusivity concentration dependent:
II. Aust. J. of Physics, 10: 29 - 42.

REICHARDT, K. - 1965. Uso das radiações gama na determinação da umidade e da densidade do solo. Piracicaba, ESALQ/USP. (Tese de Doutorado).

REICHARDT, K.; D.R. NIELSEN e J.W. BIGGAR - 1972. Scaling of horizontal infiltration into homogeneous soils. Soil Sci. Soc. Am. Proceedings, 36: 241 - 245.

REICHARDT, K. e P.L. LIBARDI - 1973. A new equation for the estimation of soil water diffusivity. In: FAO/IAEA Symposium on Isotopes and Radiation Techniques in Studies of Soil Physics, Irrigation and Drainage in Relation to Crop Production. 45 - 51p. Vienna, Austria.

RICHARDS, L.A. - 1931. Capillary conduction of liquids through porous materials. Physics 1: 318 - 333.

SELIM, H.M.; D. KIRKHAM e M. AMEMIYA - 1970. A comparison of two methods for determining soil-water diffusivity. Soil Sci. Soc. Am. Proceedings, 34: 14 - 18.

WHISLER, F.D.; A. KLUTE e D.B. PETERS - 1968. Soil water diffusivity from horizontal infiltration. Soil Sci. Soc. Am. Proceedings, 32: 6 - 11.

A P È N D I C E

TABELA-11: Valores de ω e $\bar{\phi}$, referentes à 2a. compactação do SOLO-1. ($\bar{\rho}_g = 1,537 \text{ g.cm}^{-3}$).

ω	$\bar{\phi}$ (cm.min ^{-1/2})
0,036	2,461
0,096	2,451
0,157	2,443
0,217	2,431
0,277	2,415
0,337	2,396
0,398	2,370
0,458	2,339
0,518	2,303
0,578	2,260
0,639	2,206
0,699	2,138
0,759	2,047
0,819	1,918
0,880	1,704
0,940	1,206
1,000	0,090

TABELA-12: Valores da difusividade obtidos a partir do gráfico de ω versus $\bar{\phi}$ para a 2ª compactação do S0L0-1.

ω	$- d\phi/d\omega$	$\int_0^{\omega} \phi(\omega)d\omega$	$D(\omega) \text{ (cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}\text{)}$
0,100	0,120	0,246	0,015
0,300	0,260	0,734	0,095
0,500	0,590	1,206	0,356
0,700	1,940	1,658	1,608
0,800	2,440	1,864	2,274
0,900	5,900	2,035	6,003
0,950	9,200	2,105	9,683

TABELA-13: Valores da divusividade calculados a partir da equação (34) para a 2^a compactação do S0L0-1

ω	$D(\omega)$ ($\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}$)
0,400	0,209
0,600	1,052
0,800	2,363
1,000	5,303

TABELA-14: Valores de ω e $\bar{\phi}$ referentes à 3ª compactação do S0-L0-1. ($\bar{\rho}_g = 1,696 \text{ g.cm}^{-3}$).

ω	$\bar{\phi} \text{ (cm.min}^{-1/2}\text{)}$
0,030	2,120
0,091	2,113
0,152	2,108
0,212	2,100
0,273	2,089
0,333	2,078
0,394	2,062
0,455	2,046
0,515	2,023
0,576	1,994
0,636	1,954
0,697	1,917
0,758	1,783
0,818	1,620
0,879	1,402
0,939	0,999
1,000	0,127

TABELA-15: Valores da difusividade obtidos a partir do gráfico de ω versus $\bar{\phi}$ para a 3^a compactação do S0L0-1.

ω	$- d\phi/d\omega$	$\int_0^{\omega} \phi(\omega) d\omega$	$D(\omega) \text{ (cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}\text{)}$
0,100	0,150	0,212	0,016
0,300	0,200	0,632	0,063
0,500	0,380	1,060	0,201
0,700	1,360	1,440	0,979
0,800	2,630	1,619	2,129
0,900	5,550	1,770	4,912

TABELA-16: Valores da difusividade calculados a partir da equação (35) para a 3^a compactação do S0L0-1

ω	$D_i(\omega)$ ($\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}$)
0,600	0,224
0,800	1,128
0,900	2,532
1,000	5,684

TABELA-17: Valores de ω e $\bar{\phi}$ referentes à 1ª compactação do S0-L0-2. ($\bar{\rho}_g = 1,250 \text{ g.cm}^{-3}$).

ω	$\bar{\phi}$ (cm.min ^{-1/2})
0,031	2,990
0,094	2,983
0,156	2,972
0,219	2,960
0,281	2,946
0,344	2,930
0,406	2,909
0,469	2,884
0,531	2,853
0,594	2,813
0,656	2,757
0,719	2,674
0,781	2,526
0,844	2,282
0,906	1,845
0,969	1,086
1,000	0,578

TABELA-18: Valores da difusividade obtidos a partir do gráfico de ω versus $\bar{\phi}$ para a 1ª compactação do S0L0-2.

ω	$- d\phi/d\omega$	$\int_0^{\omega} \phi(\omega) d\omega$	$D(\omega) (\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1})$
0,200	0,180	0,596	0,054
0,400	0,210	1,184	0,124
0,600	0,790	1,758	0,694
0,700	1,600	2,034	1,627
0,800	3,400	2,293	3,898
0,850	5,000	2,412	6,030
0,900	8,167	2,517	10,278
0,950	13,600	2,601	17,687

TABELA-19: Valores da difusividade calculados a partir da equação (36) para a 1^a compactação do S0L0-2.

ω	$D_i(\omega) \text{ (cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}\text{)}$
0,400	0,199
0,600	1,007
0,800	5,075
1,000	25,580

TABELA-20: Valores de ω e $\bar{\phi}$ referentes à 2ª compactação do S0-L0-2. ($\bar{\rho}_g = 1,512 \text{ g.cm}^{-3}$).

ω	$\bar{\phi}$ ($\text{cm.min}^{-1/2}$)
0,029	1,714
0,111	1,710
0,193	1,701
0,276	1,689
0,358	1,673
0,440	1,652
0,523	1,621
0,605	1,576
0,687	1,510
0,770	1,379
0,852	1,122
0,934	0,667
0,975	0,311
1,000	0,121

TABELA-21: Valores da difusividade obtidos a partir do gráfico de ω versus $\bar{\phi}$ para a 2^a compactação do SOLO-2.

ω	$- d\phi/d\omega$	$\int_0^{\omega} \phi(\omega) d\omega$	$D(\omega) \text{ (cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}\text{)}$
0,400	0,240	0,678	0,081
0,500	0,370	0,844	0,156
0,600	0,686	1,005	0,345
0,700	1,370	1,160	0,795
0,800	2,660	1,301	1,730
0,900	5,700	1,414	4,030
0,950	10,333	1,452	7,502

TABELA-22: Valores da difusividade calculados a partir da equação (37) para a 2^a compactação do S0L0-2.

ω	$D_i(\omega) \text{ (cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}\text{)}$
0,500	0,168
0,700	0,850
0,900	4,286
1,000	9,623

TABELA-23: Valores de ω e $\bar{\phi}$ referentes à 3ª compactação do S0-L0-2. ($\bar{\rho}_g = 1,631 \text{ g.cm}^{-3}$)

ω	$\bar{\phi}$ (cm.min ^{-1/2})
0,075	1,366
0,168	1,363
0,262	1,357
0,355	1,351
0,449	1,339
0,542	1,325
0,636	1,299
0,729	1,254
0,822	1,161
0,916	0,854
1,000	0,112

TABELA-24: Valores da difusividade obtidos a partir do gráfico de ω versus $\bar{\phi}$ para a 3ª compactação do S0L0-2.

ω	$- d\phi/d\omega$	$\int_0^{\omega} \phi(\omega) d\omega$	$D(\omega) (\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1})$
0,500	0,115	0,685	0,039
0,600	0,280	0,818	0,115
0,700	0,550	0,948	0,261
0,750	0,820	1,011	0,415
0,800	1,340	1,072	0,718
0,850	2,350	1,130	1,328
0,900	4,275	1,182	2,527
0,950	7,300	1,223	4,444

TABELA-25: Valores da difusividade calculados a partir da equação (38) para a 3ª compactação do S0L0-2.

ω	$D_i(\omega)$ ($\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}$)
0,600	0,201
0,800	1,013
0,900	2,274
1,000	5,106

TABELA-26: Valores dos coeficientes angulares (m_i) das curvas x versus \sqrt{t} relativos às densidades globais obtidas para as três compactações do S0L0-1.

$\bar{\rho}_g$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	m_i ($\text{cm} \cdot \text{min}^{-1/2}$)
1,342	3,120
1,537	2,480
1,698	2,000

TABELA-27: Valores dos coeficientes angulares (m_i) das curvas x versus \sqrt{t} relativos às densidades globais obtidas para as três compactações do S0L0-2.

$\bar{\rho}_g$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	m_i ($\text{cm} \cdot \text{min}^{-1/2}$)
1,250	3,000
1,512	1,840
1,631	1,340

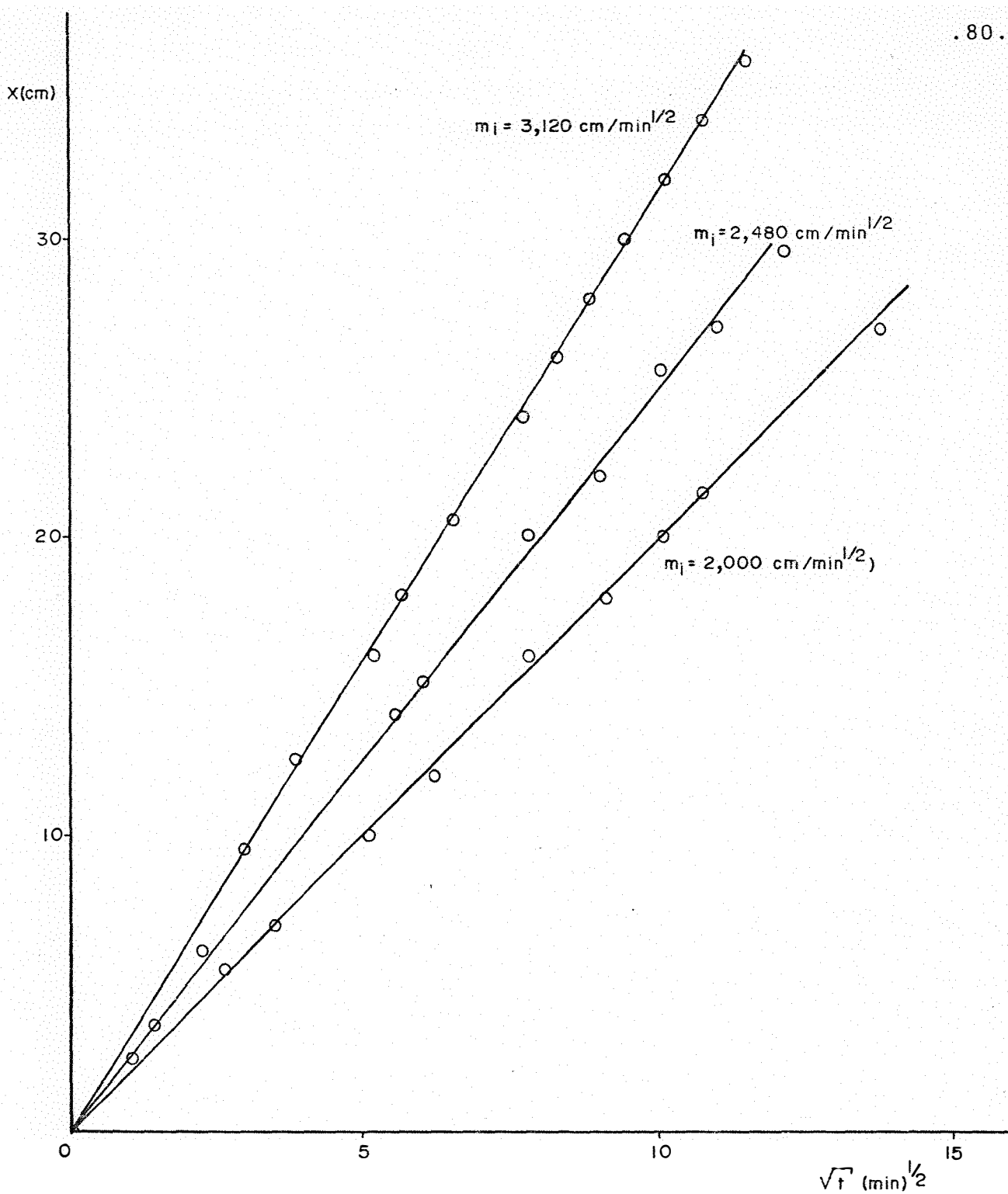


Fig. 7 - Avanço da frente de água para as três compactações do SOLO-1

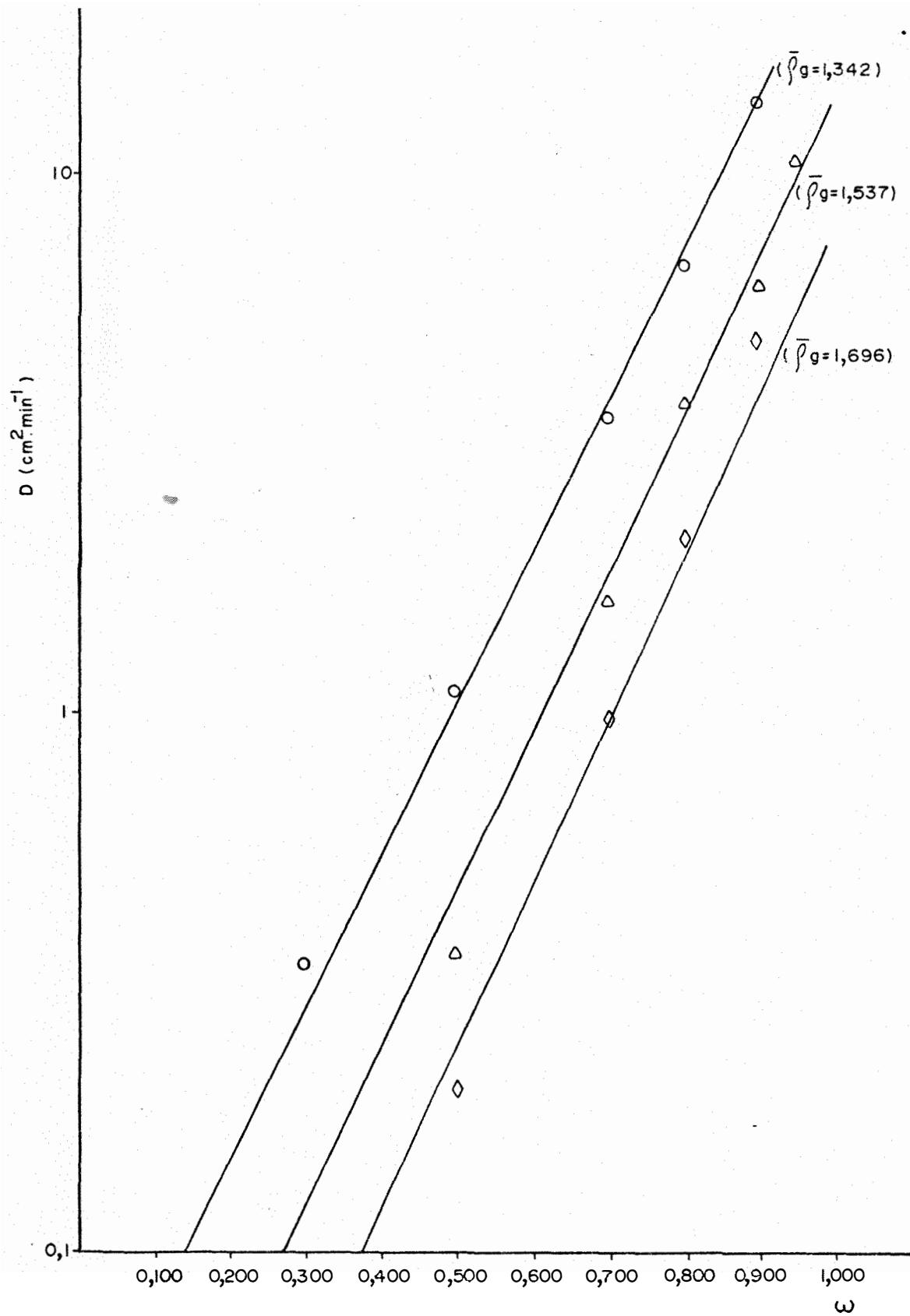


Fig. 8 - Gráfico de $D \text{ (cm}^2\text{.min}^{-1}\text{)}$ em função da unidade adimensional ω para três compactações do SOL0-1

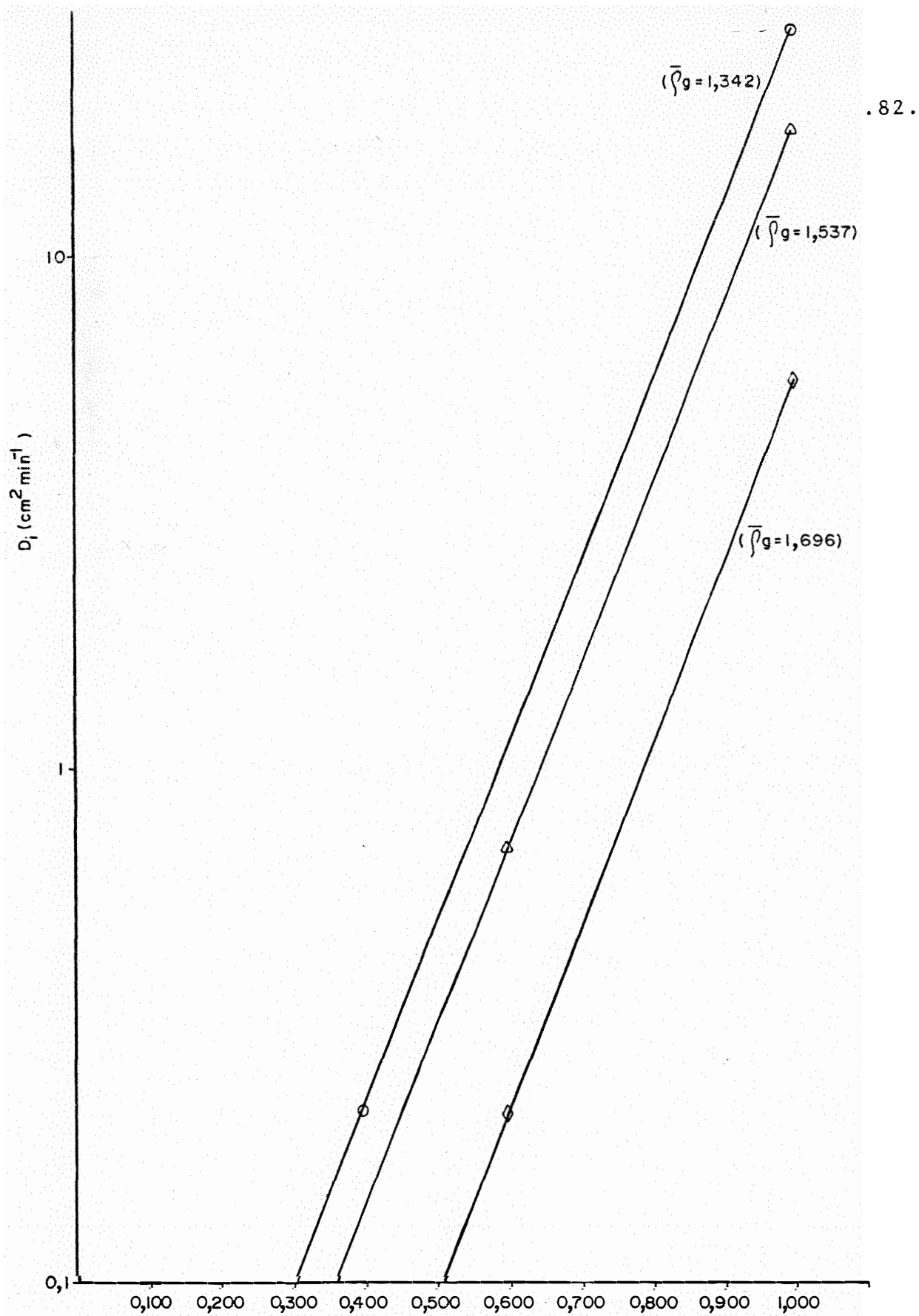


Fig. 9 - Gráfico da difusividade escalonada D_i ($\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}$) em função da umidade adimensional ω para três compactações do SOL0-1

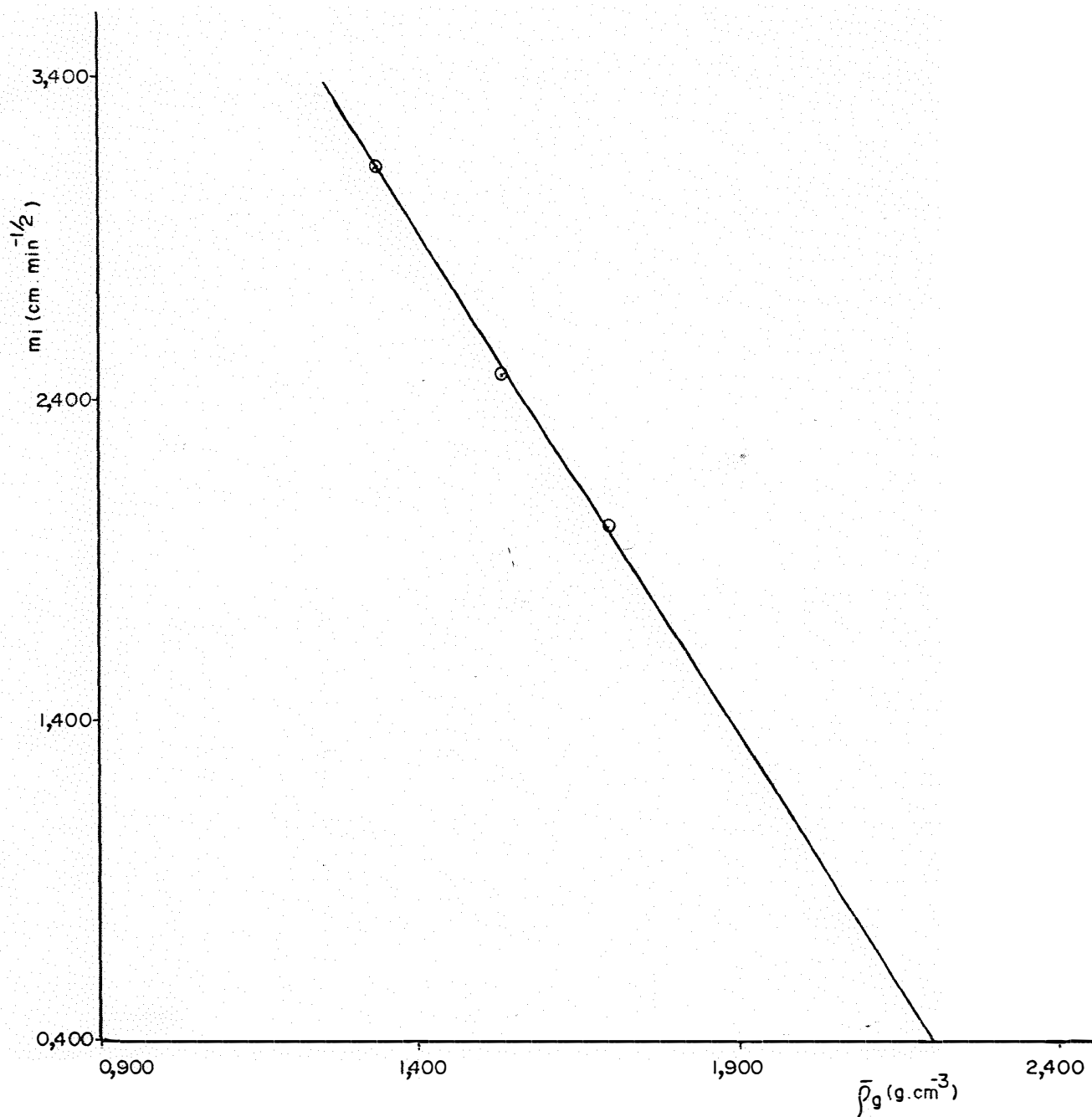


Fig. 10 - Gráfico dos coeficientes angulares das curvas x versus \sqrt{t} em função das densidades globais médias obtidas para o SOLO-1

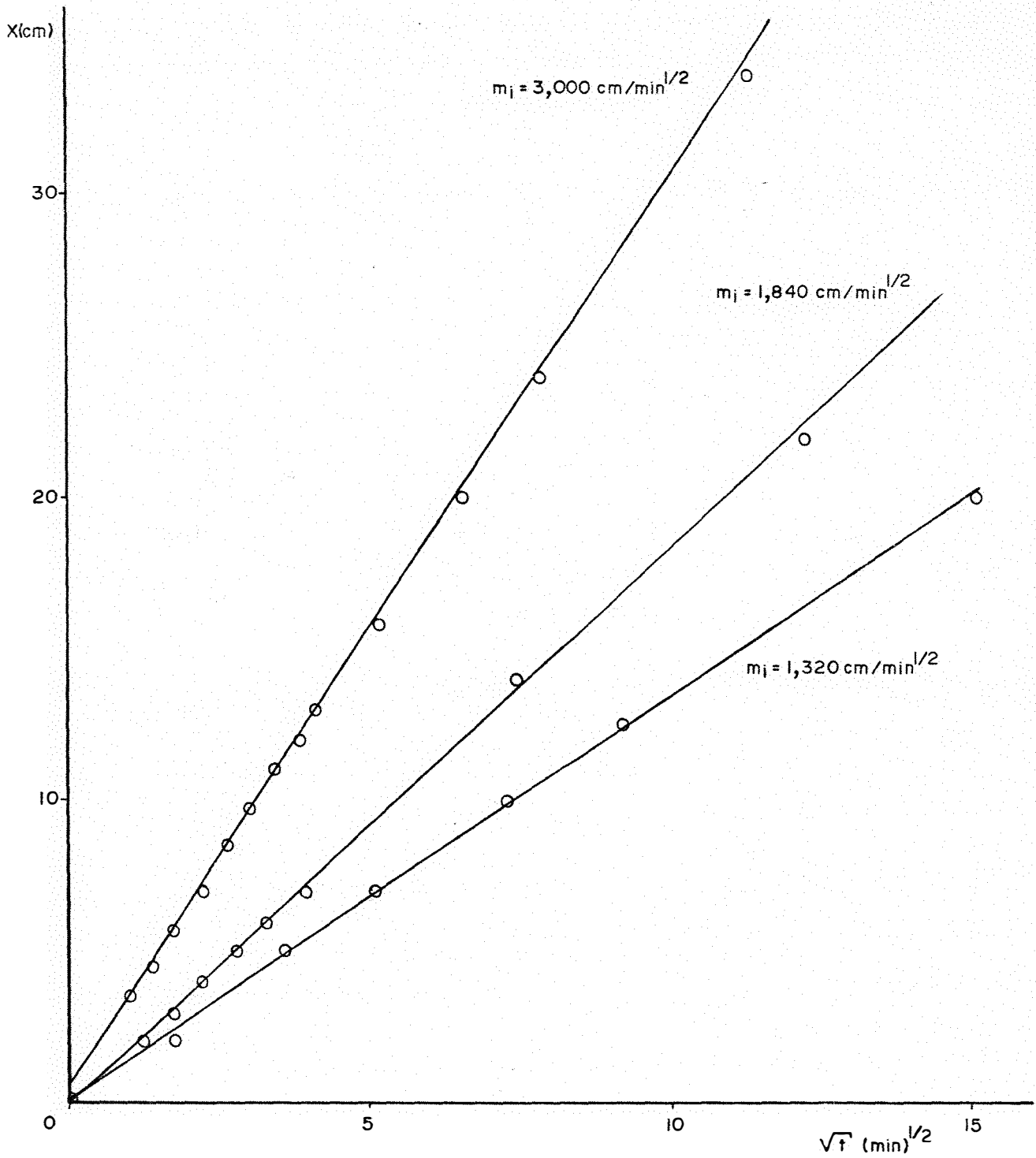


Fig. 11 - Avanço da frente de água para as três compactações do SOLO-2

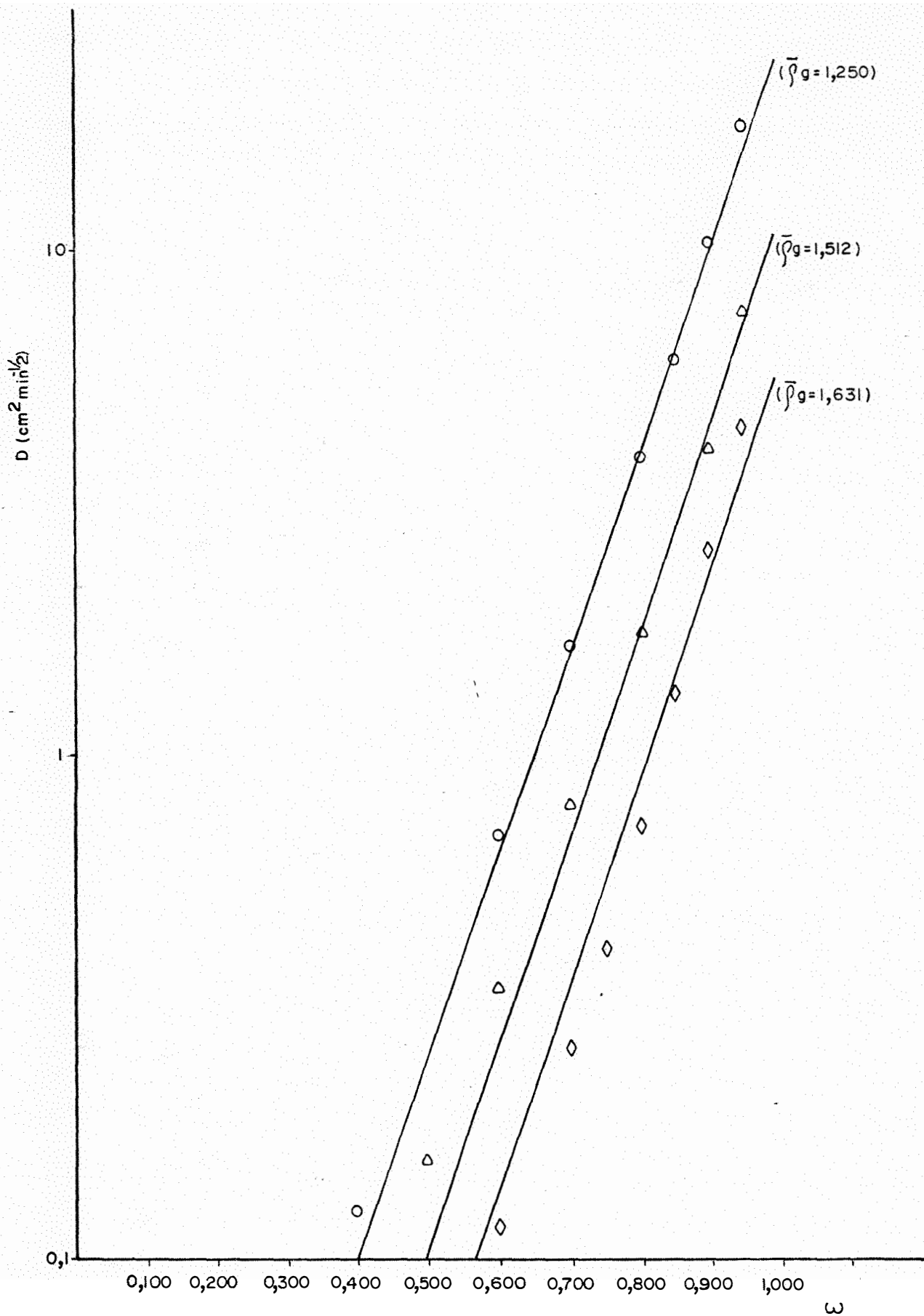


Fig. 12 - Gráfico de $D \text{ (cm}^2 \text{ min}^{-1}\text{)}$ em função da umidade adimensional ω para três compactações do SOLO-2

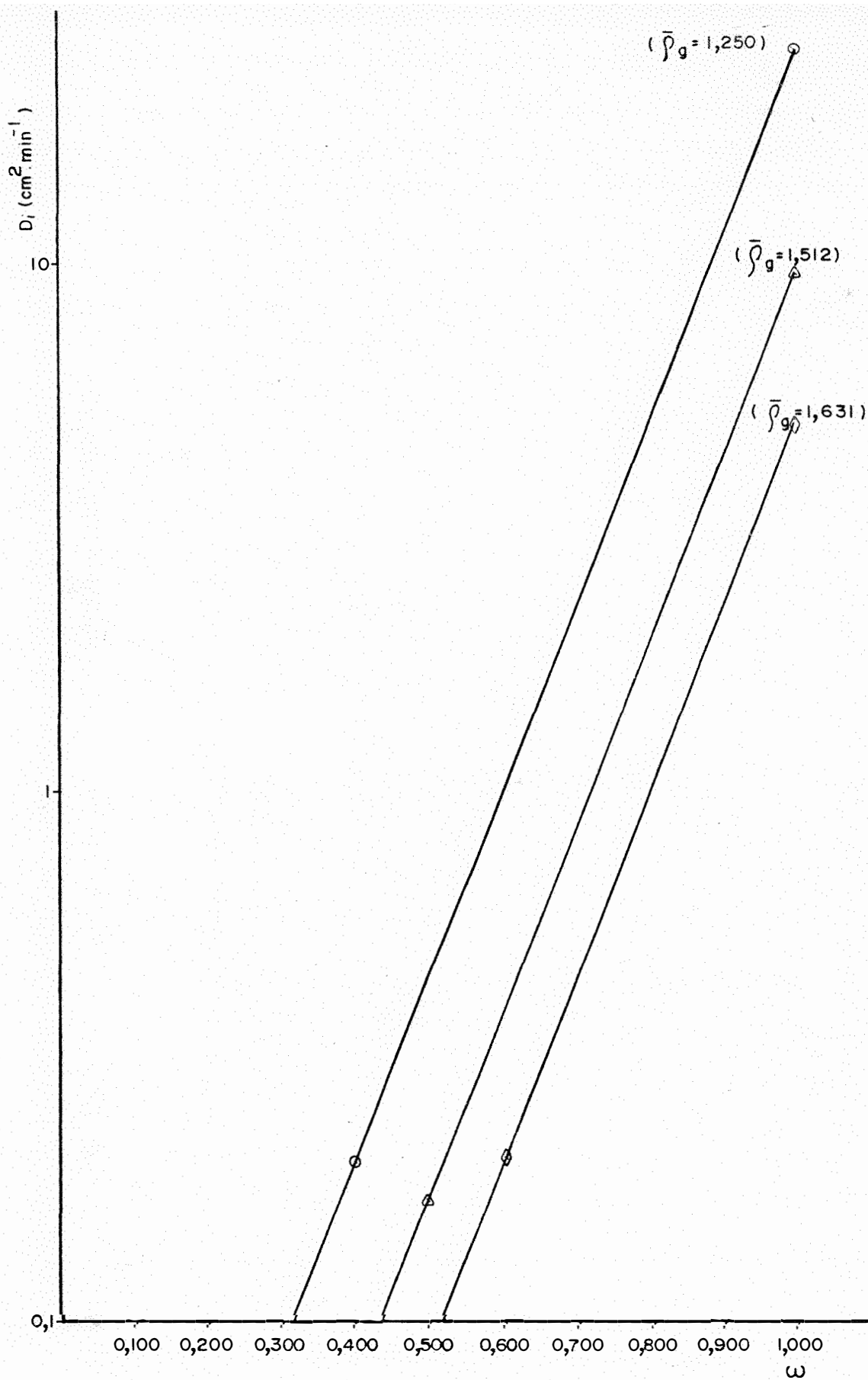


Fig. 13 - Gráfico da difusividade escalonada D_i ($\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}$) em função da umidade adimensional ω para três compactações do SOLO-2

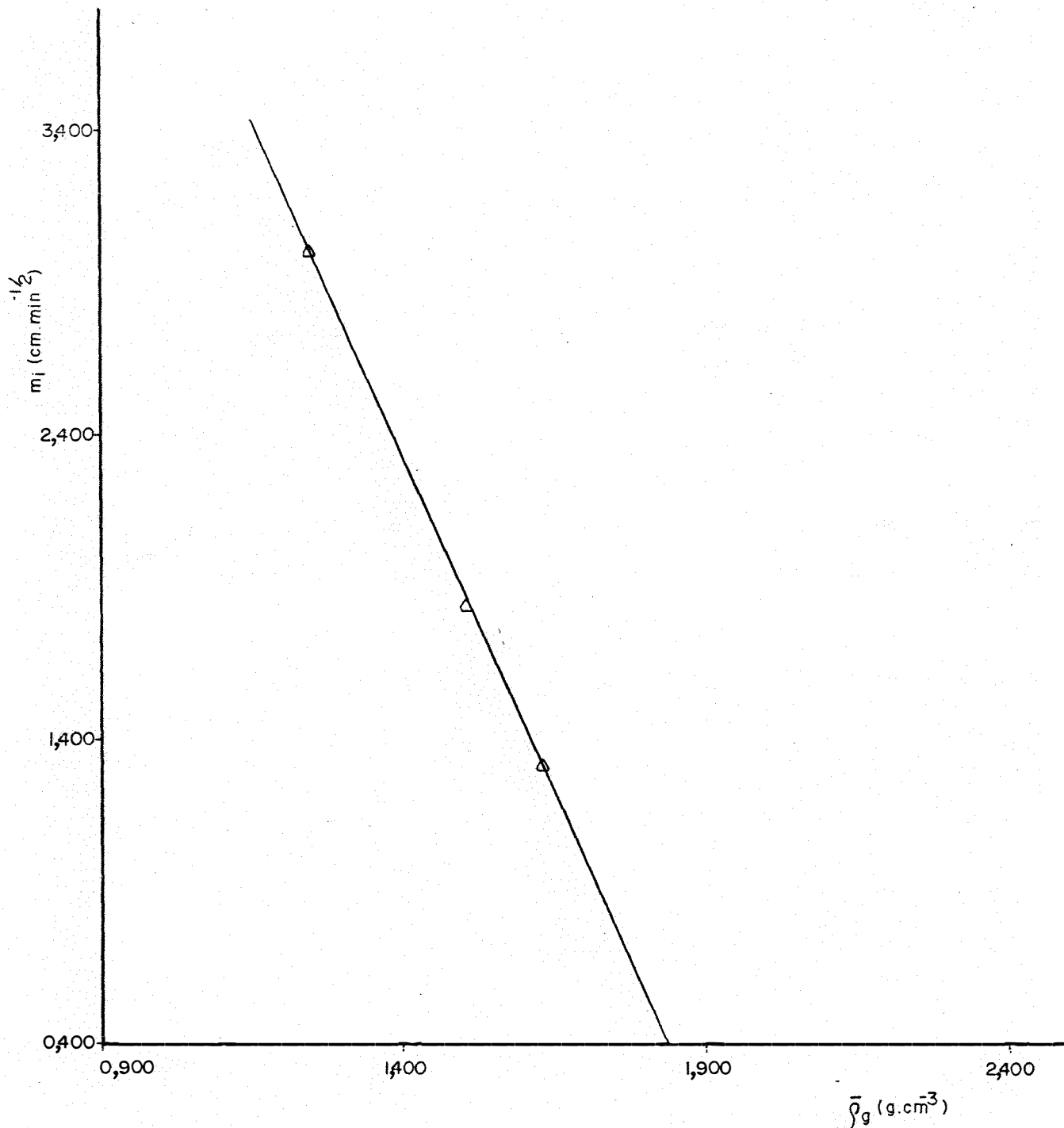


Fig. 14 - Gráficos dos coeficientes angulares das curvas x versus \sqrt{t} em função das densidade globais médias obtidas para o SO-L0-2