



**GABRIEL FELIPE LIMA RESENDE**

**DIFUSIVIDADE E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA NÃO  
SATURADA PARA DIFERENTES TIPOS DE SOLOS**

**LAVRAS – MG  
2019**

**GABRIEL FELIPE LIMA RESENDE**

**DIFUSIVIDADE E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA NÃO SATURADA PARA  
DIFERENTES TIPOS DE SOLOS**

Monografia apresentada à Universidade  
Federal de Lavras, como parte das exigências  
do Curso de Agronomia, para a obtenção do  
título de Bacharel.

Prof. Dr. Adriano Valentin Diotto  
Orientador

**LAVRAS-MG  
2019**

**GABRIEL FELIPE LIMA RESENDE**

**DIFUSIVIDADE E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA NÃO SATURADA PARA  
DIFERENTES TIPOS DE SOLOS**

Monografia apresentada à Universidade  
Federal de Lavras, como parte das exigências  
do Curso de Agronomia, para a obtenção do  
título de Bacharel.

APROVADA em: 21 de novembro de 2019.

Dr. Adriano Valentim Diotto UFLA

Dr. Fábio Ponciano de Deus UFLA

Lis Tavares Ordones Lemos UFLA

Prof. Dr. Adriano Valentim Diotto  
Orientador

**LAVRAS-MG  
2019**

## RESUMO

A determinação de características físico-hídricas dos solos é de extrema importância para se fazer um uso correto e sustentável da irrigação e drenagem. Teve como objetivo estudar quatro diferentes tipos de solos que são comumente encontrados na região sul de Minas Gerais para determinar sua difusividade e condutividade hidráulica não saturada, sendo eles classificados como franco siltoso, franco arenoso, franco argiloso e muito argiloso. Os solos são encontrados em sua maioria, no estado de não saturação, o que mostra a importância de se realizar pesquisas para conhecê-los melhor nessas condições. Este trabalho foi realizado no laboratório de física do solo, no Departamento de Recursos Hídricos e Saneamento da Universidade Federal de Lavras. Foi determinada a condutividade hidráulica não saturada e a difusividade para cada um dos solos, utilizando uma coluna horizontal de acrílico, onde era possível visualizar o avanço da frente de molhamento e então foi possível determinar o perfil de umidade em relação ao tempo de avanço. Foi testado também o ajuste de uma equação dos dados de umidade volumétrica versus a variável de Boltzmann. Os resultados mostraram que a equação testada se adequou bem para os quatro tipos de solos avaliados, seguindo a ordem de melhor adequação: franco arenoso > franco siltoso > franco argiloso > muito argiloso. O solo que obteve maior valor de difusividade hidráulica foi o franco arenoso e os menores valores foram o franco argiloso e franco siltoso. Para a condutividade hidráulica não saturada, o maior valor foi o solo muito argiloso, enquanto os menores valores foram os solos franco siltoso e franco argiloso. Já para o tempo de avanço, o solo franco argiloso foi o maior e o franco arenoso o menor tempo para percorrer toda a coluna. A umidade inicial nas classes de solos era a mesma na realização de todos os ensaios.

**Palavras chave:** Avanço da umidade; infiltração horizontal; física do solo.

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	4
2	HIPÓTESE E OBJETIVO .....	5
2.1	Hipótese.....	5
2.2	Objetivo geral .....	5
2.3	Objetivo específico .....	5
3	REFERENCIAL TEÓRICO.....	6
3.1	Tipos de solos em Minas Gerais.....	6
3.2	Movimento de água no solo .....	8
3.3	Movimentação horizontal de água em solo homogêneo .....	10
4	MATERIAL E MÉTODOS.....	12
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	19
6	CONCLUSÃO.....	24
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	25

## 1 INTRODUÇÃO

A irrigação é de grande importância para o avanço agrícola, visto que a área irrigada tem tido um grande crescimento ao longo dos anos no Brasil. Além deste aumento nas áreas irrigadas, houve uma maior distribuição da irrigação em todas as regiões do país, mostrando a necessidade de realização de estudos para que se possa conhecer melhor as características físico-hídricas dos solos brasileiros para fazer uma correta instalação, utilizando a água de forma eficiente e consciente.

O território brasileiro possui uma vasta variedade de tipos de solos, que são classificados em treze grandes classes de solos de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2018), onde cada uma dessas classes é subdividida em diversos tipos, de acordo com as peculiaridades de cada solo. Alguns desses solos são mais presentes no território brasileiro, como os Latossolos (38,73%), Argissolos (19,98%), Neossolos (14,67%) e o Cambissolo (2,73%).

Diversos parâmetros para definição dos solos são baseados no fluxo não saturado de água no solo, como é o caso da condutividade hidráulica não saturada. Devido a relevância em indicar o deslocamento de nutrientes e solutos, disponibilidade de água para a planta e outros processos, a condutividade hidráulica não saturada deve ser bem determinada, já que seu valor será utilizado nas operações para definição dos fluxos no solo. Seus valores são dependentes das características do fluido, do meio poroso e da umidade, que possui grande interferência para a condutividade hidráulica em meios não saturados. A difusividade hidráulica atualmente está sendo confirmada como uma propriedade do solo de grande importância e em conjunto com a condutividade hidráulica não saturada apresenta dados para prever o quanto de água será deslocado, junto com o seu movimento no solo. Esses dados são de grande importância para um manuseio eficiente e correto da irrigação.

As propriedades hidráulicas do solo são indispensáveis para o estudo do fluxo não saturado da água e para suprir equações matemáticas, porém, a determinação destas é muitas vezes trabalhosa e difícil. Portanto, este trabalho teve como objetivo, seguindo o método proposto por Bruce and Klute (1956), medir a difusividade e a condutividade hidráulica não saturada, para os quatro tipos de solos estudados para verificar se ocorre variações entre eles, além de empregar o modelo matemático para ajuste utilizado por Oliveira (2018) com o intuito de avaliar se a mesma se adequa aos solos aqui estudados.

## **2 HIPÓTESE E OBJETIVO**

### **2.1 Hipótese**

- A difusividade e a condutividade hidráulica não saturada são características que variam em função dos diferentes tipos de solos.

### **2.2 Objetivo geral**

- Determinação da difusividade hidráulica e condutividade hidráulica não saturada de diferentes tipos de solos;

### **2.3 Objetivo específico**

- Avaliar o ajuste dos dados à uma equação proposta para o ajuste de uma curva  $\theta$  vs.  $\lambda$ , necessária para a aplicação do modelo de Bruce e Klute (1956).

### 3 REFERENCIAL TEÓRICO

#### 3.1 Tipos de solos predominantes no Brasil

Os solos são constituídos de partes sólidas, gasosas e líquidas, são dinâmicos, tridimensionais, compostos por materiais orgânicos e minerais, que compõem grande parte do manto superficial dos continentes da Terra (MANZATTO et al., 2002), possuem matéria viva e podem ocasionalmente terem sido alterados por interferências antrópicas ou serem vegetados na natureza onde se encontram (SANTOS et al., 2018).

Segundo Santos et al. (2018) os Neossolos são solos jovens, com pouco tempo de intemperização, formados por materiais orgânicos ou minerais com menos de 20 cm de espessura, sem apresentar horizonte B diagnóstico e alterações relevantes em relação a matéria de origem devido à baixa atuação de processos pedogenéticos, seja por motivo da influência dos fatores climáticos, do relevo e tempo, seja por motivo de atributos inerentes ligados a matéria de origem, que podem impossibilitar ou reduzir a intemperização dos solos. Alguns Neossolos podem conter horizonte B, porém sem suficiência dos requisitos para serem considerados qualquer tipo de horizonte B diagnóstico. É possível encontrar horizontes C diagnósticos em outras classes, entretanto, de forma que não seja possível compreendê-los nas classes dos Plintossolos, Gleissolos e Vertissolos.

Os Neossolos Quartzarênicos não possuem contato lítico dentro de 50 cm de profundidade, com seguimento de horizontes A-C, portanto exibindo a textura areia ou areia franca em todos os horizontes, até um contato lítico ou até a profundidade de 150 cm, no mínimo, com início na superfície do solo. São basicamente quartzosos, tendo, nas porções areia fina e areia grossa, 95% ou mais de quartzo, opala e calcedônia e praticamente inexistência de minerais primários alteráveis, que são menos resistentes ao intemperismo (SANTOS et al., 2018).

Os argissolos são solos formados por minerais, que possuem como peculiaridades diferenciais, presença de horizonte B textural de argila de baixa atuação ou alta, conjugada com saturação por bases pequena ou caráter alítico (SANTOS et al., 2018). O horizonte B textural (Bt), será encontrado logo abaixo de qualquer categoria de horizonte superficial, excluindo o hístico, sem evidenciar, as condições determinadas para ser compreendido nas classes dos Plintossolos, Gleissolos, Planossolos ou Luvisolos. A maioria dos Argissolos apresentam um claro aumento no teor de argila do horizonte superficial para o horizonte B, tendo ou não uma diminuição nos horizontes seguintes. A passagem do horizonte A para o horizonte Bt é normalmente nítida, brusca ou progressiva. A profundidade de um Argissolo é variável, são



desde forte a incompletamente drenados, sua coloração é amarelada ou avermelhada, podendo ser acinzentadas ou brunadas esporadicamente. Sua textura tem variação desde arenosa até argilosa no horizonte A e de média a muito argilosa no horizonte Bt, havendo o crescimento de argila de um para outro sempre. Possuem saturação por bases alta ou baixa, variam de fortemente a relativamente ácidos e são majoritariamente caulíníticos.

De acordo com Santos et al. (2018) os Cambissolos são solos formados por material mineral, com horizonte B incipiente subjacente a todo tipo de horizonte superficial, contanto que em qualquer dos casos não atendam as condições determinadas para se enquadrarem nas classes Organossolos, Chernossolos, Vertissolos e Plintossolos. Possui seguimento de horizontes A ou hístico, Bi, C, com ou sem R. As características dos Cambissolos são muito variáveis de um local para outro devido suas diferenças do material de origem, condições climáticas e formas de relevo. Portanto, o Cambissolo abrange solos com características extremas um do outro, como solos fortemente drenados até imperfeitamente drenados, profundos e rasos, cores bruno-amarelado a vermelho-escuro e alta e baixa saturação por bases. Seu horizonte B incipiente (Bi) possui uma textura francoarenosa ou mais argilosa e geralmente manifesta teores de argila uniforme e sua estrutura no horizonte Bi pode variar em granular, prismática ou blocos.

Os Cambissolos Hápticos são os solos que não se incluem nas classes dos Cambissolos Hísticos (solos com horizonte O hístico menor que 40 cm de espessura ou menos de 60 cm quando 50% ou mais da matéria orgânica for formada de cascas de árvores, ramos finos, raízes finas etc.), Cambissolos Húmicos (solos que possuem o horizonte A húmico) e Cambissolos Flúvicos (Solos com caráter flúvico dentro de 120 cm a partir da superfície do solo) (SANTOS et al., 2018).

Os Latossolos são solos constituídos por materiais minerais, com horizonte B latossólico sucessivamente embaixo de qualquer um dos modelos de horizontes diagnóstico superficial, com exceção do hístico (SANTOS et al., 2018). São solos com estágio de intemperização longo, muito avançados como consequência de enérgicas mudanças no material constitutivo. Apesar de serem encontrados solos com colorações pálidas, com drenagem moderada ou imperfeitamente drenada, geralmente eles variam de bem drenados a fortemente drenados. São normalmente solos muito profundos, possui sequência de horizontes A, B, C com baixa diferenciação dos sub-horizontes e transições geralmente difusas ou graduais. As cores no horizonte A são mais escuras, as cores do B são mais vivas, variam de vermelho-escuro-acinzentadas até bruno-acinzentadas ou amarelos. Já no horizonte C, ele é menos colorido, possui variações de cores muito grande, devido sua natureza saprolítica. O aumento da

quantidade de argila do A para o B é muito baixo ou até mesmo nulo, já a relação textural B/A não é suficiente para atingir as condições para B textural. Os teores de argila vão aumentando de forma progressiva ou continuam uniformes por todo o perfil, a cerosidade é quase inexistente e fraca e as argilas possuem baixa mobilidade no horizonte B geralmente. Comumente são solos muito ácidos, possuem saturação por bases baixa, porém, em zonas que possuem estação seca expressada, é possível encontrar estes solos com uma saturação por base de média a alta. São solos típicos das regiões equatoriais e tropicais, encontrados em largas e antigas superfícies de erosão, terraços fluviais ou pedimentos, geralmente em planícies e suavemente ondulados.

Os Latossolos Vermelhos, são os solos com matiz 2,5YR ou mais vermelho na maior fração dos 100 cm iniciais do horizonte B (inclusive BA) (SANTOS et al., 2018). Já os Latossolos Vermelho-Amarelos são os outros solos com coloração vermelho-amarelada e amarelo-avermelhadas que não se encaixam nas classes dos Latossolos Vermelhos, Latossolos Amarelos e Latossolos Brunos.

O conhecimento detalhado dos diferentes tipos de solos é de grande importância para um uso adequado da terra, que é o principal para se preservar este recurso natural e para uma agricultura sustentável. Portanto é necessário utilizar as áreas de terra dentro das suas aptidões, produtividade econômica e capacidade de sustentação, levando sempre em consideração de que os recursos naturais devem ser explorados pelo homem para seu benefício, porém sem se esquecer de se preservar para as próximas gerações (MANZATTO et al., 2002).

### 3.2 Movimento de água no solo

Com a diferença do potencial total (componentes de pressão, gravitacional, osmótica e matricial) ocorre o movimento de água no solo, acontecendo sempre no sentido do maior potencial para o menor. Em 1856, Darcy constituiu que em meios porosos saturados a densidade de fluxo é correspondente ao gradiente de potencial (EQUAÇÃO 1). Já em 1907, Buckingham adaptou sua equação para meios não saturados (EQUAÇÃO 2) (REICHARDT; TIMM, 2016).

$$q = -K \frac{dH}{dx} \quad (1)$$

$$q = -K(\theta) \frac{dH}{dx} \quad (2)$$

Sendo:

$q$ : Densidade de fluxo,  $m\ s^{-1}$ ;

$K$ : Condutividade hidráulica saturada,  $m\ s^{-1}$ ;

$K(\theta)$ : Condutividade hidráulica não saturada,  $m\ s^{-1}$ ;

$\frac{dH}{dx}$ : Gradiente de potencial total,  $m\ m^{-1}$ .

A partir da equação consegue-se observar que o fluxo é correspondente à força que age sobre a água e também a uma constante de proporcionalidade,  $K$ , ou condutividade hidráulica saturada do solo. A condutividade hidráulica é dependente de características do meio poroso e do fluido. O campo gradiente aumenta em sentido contrário ao fluxo, o que é indicado pelo sinal negativo (REICHARDT; TIMM, 2016).

A umidade do solo possui grande interferência para a condutividade hidráulica em meios não saturados,  $K(\theta)$ , que recebe o nome de condutividade hidráulica não saturada. Quanto maior a umidade, maior será o  $K(\theta)$ , atingindo seu maior valor quando se encontra saturado, ficando então constante, mas com a redução da umidade,  $K(\theta)$  diminui geralmente de forma exponencial (LIBARDI, 2005). Para o meio poroso solo, sua condição mais comumente encontrada é o estado de não saturação, que é explícita pela Equação 2.

Considerando o fluxo horizontal de água, onde a gravidade não exerce nenhuma ação, é possível escrever a Equação 2, de Darcy-Buckingham, em relação ao potencial mátrico expandido pela regra da cadeia, revelando outra variável hídrica do solo, a difusividade, de acordo com a Equação 3 (REICHARDT; TIMM, 2016). A difusividade pode ser definida como a medida da densidade de fluxo sob um gradiente de umidade. Porém, ao definir esse fator, se assume que o solo é homogêneo, portanto, a difusividade só deve ser utilizada para sanar complicações em meios homogêneos (PREVEDELLO; ARMINDO, 2015).

$$q = -K(\theta) \left( \frac{dh}{d\theta} \right) \left( \frac{d\theta}{dx} \right) = -D(\theta) \left( \frac{d\theta}{dx} \right) \quad (3)$$

Onde:

$\frac{d\theta}{dx}$ : Gradiente de umidade;

$\frac{dh}{d\theta}$ : Derivada da curva de retenção;

$D(\theta)$ : Difusividade da água no solo.

### 3.3 Movimentação horizontal de água em solo homogêneo

Infiltração pode ser definida como a água que penetra no solo, remanescendo enquanto tiver disponibilidade na superfície. Para um balanço hídrico nas raízes, é fundamental a ocorrência desse fenômeno, que pode determinar o deflúvio superficial, mostrando ser de extrema importância para um correto e eficiente manejo de água no solo (REICHARDT; TIMM, 2016).

Como na infiltração horizontal não há o efeito da gravidade, pode-se considerar uma coluna semi infinita com solo homogêneo, umidade inicial igual em toda a coluna ( $\theta_0$ ) e uma placa porosa em uma de suas extremidades que conceda água conservando a umidade em suas proximidades ( $\theta_1$ ), sujeita a determinadas circunstâncias de contorno iniciais (EQUAÇÃO 4). A adversidade pode ser solucionada conseguindo a capacidade de água em qualquer tempo posterior com relação a distância da placa porosa. A equação diferencial de Richards é a que proporciona os dados para esse caso.

$$\begin{aligned} t = 0, x > 0, \theta &= \theta_0 \\ t > 0, x = 0, \theta &= \theta_1 \\ t > 0, x = \infty, \theta &= \theta_0 \end{aligned} \quad (4)$$

Onde:

t: tempo;

x: distância;

$\theta$ : umidade volumétrica do solo.

Bruce and Klute (1956) estudaram um procedimento para definir a medida da difusividade. Eles definiram um modelo (EQUAÇÃO 5) que envolvia o termo da difusividade através das equações de Darcy e da continuidade, levando em conta o movimento em uma dimensão e desconsiderando os efeitos da gravidade.

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

Onde:

x: distância horizontal da entrada (cm);

t: tempo decorrido (min);

$\theta$ : conteúdo de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );

D: difusividade da água do solo ( $\text{cm}^2 \text{min}^{-1}$ ).

Para solucionar a Equação 5, são acatadas as condições de contorno descritas anteriormente (EQUAÇÃO 4), e assim a variável de Boltzmann (1894) ( $\lambda = x \sqrt{t}^{-1}$ ) é alterada na Equação 5, que passa a ser uma equação diferencial ordinária (EQUAÇÃO 6). A finalidade da substituição por  $\lambda$  pode ser analisada plotando  $\lambda$  vs.  $\theta$ , necessitando ser uma relação linear.

$$-\frac{\lambda}{2} \frac{d\theta}{d\lambda} = \frac{d}{d\lambda} \left( D(\theta) \frac{d\theta}{d\lambda} \right) \quad (6)$$

Processando a integração da Equação 6 temos (EQUAÇÃO 7):

$$-\int_{\theta_i}^{\theta_x} \frac{\lambda}{2} d\theta = \int_{\lambda_i}^{\lambda_x} \frac{d}{d\lambda} \left( D(\theta) \frac{d\theta}{d\lambda} \right) d\lambda = D(\theta_x) \left( \frac{d\theta}{d\lambda} \right)_{\theta_x} - D(\theta_i) \left( \frac{d\theta}{d\lambda} \right)_{\theta_i} \quad (7)$$

É possível anular a derivada do último termo da Equação 7, pois para grandes valores de  $x$ , o suficiente para ficarem afrente da frente de molhamento, seu valor é zero. Portanto, a equação da difusividade pode ser descrita de acordo com a Equação 8:

$$D(\theta) = -\frac{1}{2} \left( \frac{d\lambda}{d\theta} \right)_{\theta_i}^{\theta_x} \int_{\theta_i}^{\theta_x} \lambda d\theta \quad (8)$$

#### 4 MATERIAL E MÉTODOS

Este trabalho foi realizado no Laboratório de Análises Físicas de Solo do Departamento de Recursos Hídricos e Saneamento da Universidade Federal de Lavras, MG. Para esse experimento foram coletadas quatro amostras deformadas de diferentes tipos de solo, sendo o franco arenoso coletado na cidade de Itumirim, MG, muito argiloso e franco argiloso, coletados na cidade de Lavras, MG e franco siltoso coletado em Macaia, MG, pois representam grande parte dos solos que são encontrados no Brasil. A composição granulométrica e a localização da origem dos solos utilizados se encontram na Tabela 1.

Tabela 1 – Composição granulométrica e local de origem dos solos estudados

Textura do solo	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Densidade (g cm <sup>-3</sup> )	Classe do solo	Localidade	
						Lat. (S)	Long.(O)
<b>Franco arenoso</b>	13	9	78	1,57	Neossolo quartzarênico	21° 21,7'	44° 52,4'
<b>Franco argiloso</b>	33	30	37	1,33	Cambissolo háplico	21° 13,8'	44° 59,2'
<b>Franco siltoso</b>	18	60	22	1,33	Latossolo Vermelho-amarelo	21° 8,6'	44° 55,3'
<b>Muito argiloso</b>	61	26	13	1,06	Latossolo vermelho	21° 13,9'	44° 57,9'

Fonte: Do autor (2019).

Após serem coletados, os solos foram secos ao ar, destorroados e passados em peneiras de 2,0 mm de abertura para se obter um solo uniforme. Os valores de densidade de cada um dos solos foram obtidos através de uma análise de solo obtida por um trabalho paralelo.

Com os solos uniformes, foi determinado a difusividade da água no solo, utilizando o método proposto por Bruce e Klute (1956) em que é analisado o avanço da frente de molhamento em uma coluna horizontal (FIGURA 1), mantendo as densidades de origem de cada um dos solos em todos os ensaios. A mesma é dividida em quinze anéis cilíndricos de acrílico, sendo os sete primeiros de 2 cm de comprimento, seguidos por outros cinco de 1 cm, outros dois de 0,5 cm e o último com 2 cm de comprimento que foi utilizado apenas como suporte para fechamento da coluna, totalizando o tamanho da coluna em 22 cm, sendo então utilizados somente os 20 primeiros cm.

Figura 1 — Frasco de Mariotte e coluna de acrílico utilizados no ensaio de infiltração horizontal.



Fonte: Do autor (2019).

Para que os anéis ficassem fixos e formassem uma coluna, foi utilizado uma fita adesiva transparente em três partes dos anéis, deixando a coluna firme o que possibilitou a adição dos solos. Foi calculado o volume de cada anel para que fosse possível adicionar o solo nas densidades desejadas de 1,06, 1,57, 1,33 e 1,33 para o solo muito argiloso, franco arenoso, franco argiloso e franco siltoso respectivamente, para se ter uma maior uniformidade de compactação e homogeneidade na coluna. Após o preenchimento de toda a coluna de forma homogênea, ela foi ligada a um frasco de Mariotte através de uma mangueira conectada com uma placa porosa que entrava em contato com o solo. No decorrer de todo o experimento, foi exercida uma pressão negativa de carga constante de -3,0 cm com o centro da coluna como referência.

Depois de montada a coluna e conectada ao Mariotte, o fornecimento de água era liberado, e nesse momento se iniciava a cronometragem do tempo do avanço da frente de molhamento. A partir de então, toda vez que a frente de molhamento atingia o meio da linha de segmento dos anéis, o tempo era anotado. Isso foi realizado em todos os anéis do cilindro até

que atingisse o penúltimo anel, de 20 cm, e então o tempo total foi anotado e se encerrou o fornecimento de água.

Feito isso, a coluna era desconectada do Mariotte e os anéis separados da coluna (FIGURA 2), de forma que o solo presente em cada um dos anéis foi colocado em um recipiente que foi pesado, anotado e colocado em estufa a 105° C por 48 horas. Após 48 horas, o solo foi novamente pesado e descartado.

Figura 2 — Detalhe da separação dos anéis com solo da coluna horizontal.



Fonte: Do autor (2019).

A difusividade é determinada em função do tempo e da distância, e pode ser encontrada com a integração e derivação de duas funções, da qual a representação gráfica é dada pela unidade em função da variável de Boltzmann (CONCEIÇÃO et al., 2014),  $\lambda = (x t^{-1/2})$  em que  $\lambda$  é dependente do tempo “t” em minutos e da distância “x” em cm.

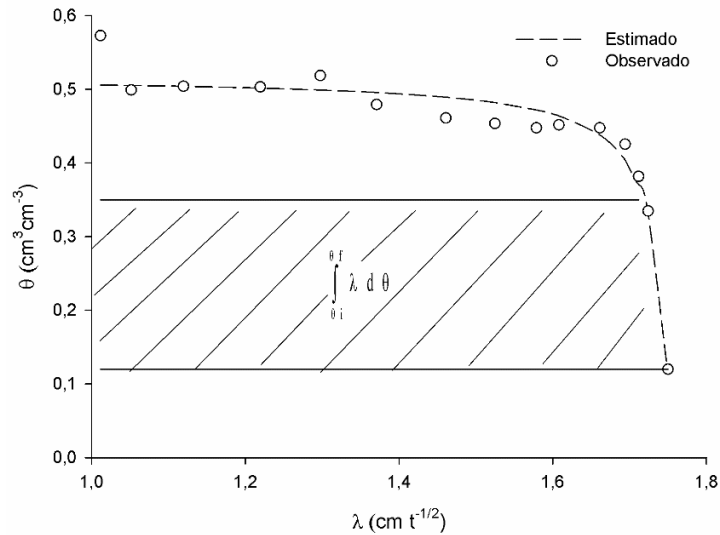
Não há nenhuma função matemática que consiga descrever, de forma adequada, o comportamento das duas variáveis que possam ser usadas na definição da difusividade hidráulica.

O software Table Curve 2 D v. 5 0.1 foi utilizado para realizar o ajuste da curva de  $\theta$  versus  $\lambda$  (FIGURA 3) e encontrar a função matemática com maior coeficiente de determinação,



possibilitando que a derivada e a integral da função  $\theta(\lambda)$  possam ser determinadas analiticamente. Essa escolha foi feita com base no trabalho de Oliveira (2018), que utilizou essa mesma função matemática para validar se a mesma se adequa os solos utilizados.

Figura 3 — Curva de distribuição de umidade em função da variável de Boltzmann.



Fonte: Do autor (2019).

Foi estabelecido, então, o uso do mesmo modelo de ajuste para todas as amostras de solos estudadas, de acordo com a Equação 9:

$$\theta = \frac{(a + c\lambda)}{(1 + b\lambda)} \quad (9)$$

Em que:

$\theta$ : conteúdo de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );

a, b e c: coeficientes da equação;

$\lambda$ : variável de Boltzman.

Para indicar a difusividade foi feita a plotagem dos dados experimentais, possibilitando a obtenção do gráfico  $\theta(\lambda)$ , permitindo a obtenção das integrais e derivadas para as diferentes umidades obtidas. Desta maneira, a difusividade foi estabelecida para pequenos incrementos de umidade pelo uso da Equação 10.

$$D(\theta) = -\frac{1}{2} \left( \frac{d\lambda}{d\theta} \right)_{\theta_i}^{\theta_x} \int_{\theta_i}^{\theta_x} \lambda d\theta \quad (10)$$

Em que:

D: difusividade,  $\text{cm}^2 \text{min}^{-1}$ ;

$\lambda$ : transformação de Boltzmann,  $\text{cm min}^{-1/2}$ ;

$\theta$ : umidade com base em volume,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ .

$\theta_i$ : umidade inicial,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ .

$\theta_x$ : umidade final,  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ .

A partir do modelo proposto (EQUAÇÃO 9), foram realizadas as operações de derivação e integração necessárias para se calcular a difusividade, de acordo com as Equações 11, 12 e 13.

$$\lambda = \frac{(a - \theta)}{(b\theta - c)} \quad (11)$$

$$\frac{d\lambda}{d\theta} = \frac{c - ab}{(c - b\theta)^2} \quad (12)$$

$$\int_{\theta_i}^{\theta_x} \lambda d\theta = \left[ -\frac{\theta}{b} - \frac{\ln(c - \theta b)(c - ab)}{b^2} \right]_{\theta_i}^{\theta_x} \quad (13)$$

Os indicadores estatísticos ME (média dos quadrados dos erros), RQME (raiz quadrada da média dos quadrados dos erros) e “IW” (índice de concordância de Willmott) e Ef (eficiência do modelo) foram empregados na avaliação do modelo proposto. Essas estatísticas foram alcançadas pelas Equações 14, 15, 16 e 17 descritas abaixo:

$$\text{ME} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2 \quad (14)$$

$$\text{RQME} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2} \quad (15)$$

$$IW = 1 - \left[ \frac{\sum_{i=1}^n (E_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|E_i - \bar{O}| + |O_i + \bar{O}|)^2} \right] \quad (16)$$

$$E_f = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (17)$$

Em que:

$E_i$ : valor estimado;

$O_i$ : valor observado;

$\bar{O}$ : média do valor observado;

$n$ : número de dados;

$E_f$ : eficiência do modelo

Após a obtenção dos valores para a difusividade, e da curva de retenção de água no solo, foi calculado a condutividade hidráulica não saturada (Equação 18).

$$K(\theta) = \frac{D(\theta)}{\frac{dh}{d\theta}} \quad (18)$$

Em que:

$\frac{dh}{d\theta}$  = declividade da curva de retenção ( $\theta_i, h_i$ ), designada como capacidade hídrica.

Para a determinação da curva de retenção, as amostras deformadas foram saturadas em anéis metálicos de 3 cm de diâmetro por 5 cm de altura. As densidades dos solos nos anéis foram de 1,06, 1,57, 1,33 e 1,33 g cm<sup>-3</sup> para os solos muito argiloso, franco arenoso, franco argiloso e franco siltoso, respectivamente. Após a saturação, as amostras foram submetidas a tensões de 1, 2, 4, 5, 6 kPa, utilizando a mesa de tensão, e de 50 e 200 kPa no extrator de Richards (EMBRAPA, 1997). Por fim, os pontos de alta tensão em torno de 1500 kPa, foram obtidos por meio do equipamento WP4. A curva foi ajustada utilizando o modelo proposto por Van Genuchten (1980) (EQUAÇÃO 19), e sua derivada presente na Equação 20.

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[1 + (\alpha|\Psi_m|)^n\right]^m} \quad (19)$$

$$\frac{d\Psi_m}{d\theta} = \frac{-(\theta_s - \theta_r)^{\left(\frac{1}{m}\right)} \left[ (\theta_s - \theta_r)^{\left(\frac{1}{m}\right)} - (\theta - \theta_r)^{\left(\frac{1}{m}\right)} \right]^{\left[\frac{(1-n)}{n}\right]}}{\alpha mn \left[ (\theta - \theta_r)^{\left(\frac{1}{m}\right)} \right]^{\left[\frac{(1-n)}{n}\right]} (\theta - \theta_r)^{\left[\frac{(m+1)}{m}\right]}} \quad (20)$$

Em que:

$\theta$  = umidade volumétrica do solo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );

$\theta_r$  = umidade volumétrica residual do solo no ponto de murcha permanente ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );

$\theta_s$  = umidade volumétrica do solo saturado ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );

$\Psi_m$  = Potencial da água no solo (cm);

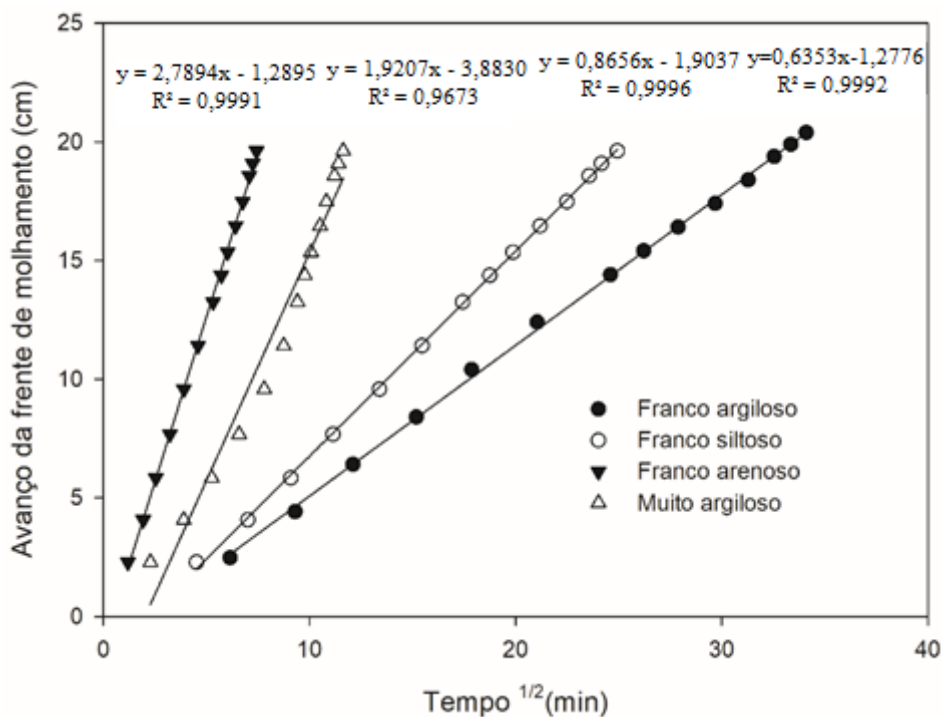
a,m,n = parâmetros de ajuste do modelo.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Figura 4, nota-se que as curvas do avanço da frente de molhamento com a raiz quadrada do tempo são lineares. Estando em concordância com Reichardt e Timm (2016), que afirmam que, este gráfico deve ser linear por serem solos homogêneos.

É plausível que quanto menor o coeficiente angular, mais lento será o movimento de água no solo e consequentemente maior o tempo para alcançar o fim da coluna com 20 cm. O solo franco arenoso obteve o maior coeficiente angular entre os solos estudados e apresentou o menor tempo para se atingir o fim da coluna, seguido pelo solo muito argiloso e franco siltoso, com o segundo e terceiro maior coeficiente angular respectivamente. Por último o solo franco argiloso, que obteve o menor coeficiente angular e o maior tempo para percorrer toda a coluna.

Figura 4 — Avanço da frente de umedecimento em função da raiz quadrada do tempo ao longo do ensaio de infiltração horizontal para os solos estudados.



Fonte: Do autor (2019).

É possível certificar que, tanto pelo valor do coeficiente angular de 0,6353 como para o tempo até atingir o final da coluna, de 1162 minutos, que o solo franco argiloso apresentou maiores dificuldades com relação ao movimento da frente de molhamento, sendo que para os solos franco arenoso (coeficiente angular de 2,7894), muito argiloso (coeficiente angular de

1,9207) e franco siltoso (coeficiente angular de 0,8656), o tempo gasto para chegar ao final da coluna foi de 55, 135 e 622 minutos respectivamente.

É de grande importância salientar que para o solo franco argiloso foi utilizado uma placa porosa diferente da que foi utilizada para os outros solos. É possível verificar também, que o coeficiente linear para este solo foi o maior entre todos os outros solos, sinalizando que existiu uma certa resistência para infiltração no início do ensaio o que pode ter acarretado um maior tempo.

Os ajustes do modelo proposto aos dados de  $\theta$  versus  $\lambda$ , são apresentados na Tabela 2. É possível observar que os coeficientes de determinação ( $R^2$ ) possuem valores elevados, situando-se entre 0,8569 e 0,9463, o que mostra que o modelo proposto pela Equação 7 representa bem os dados obtidos para todos os solos.

Tabela 2 — Ajuste do modelo aos dados de  $\theta$  e  $\lambda$  e valores estatísticos.

Solo	Modelo	$R^2$	ME	RQME	IW	EF
Franco arenoso	$0,3857 - 0,1403\lambda$ $1 - 0,3564\lambda$	0,9463	0,000391	0,01976	0,988105	0,9495
Franco argiloso	$0,4763 - 0,7912\lambda$ $1 - 1,6524\lambda$	0,9153	0,001086	0,03295	0,983192	0,9357
Franco siltoso	$0,5517 - 0,6909\lambda$ $1 - 1,2349\lambda$	0,8903	0,001522	0,03901	0,982214	0,9274
Muito argiloso	$0,5363 - 0,3055\lambda$ $1 - 0,5593\lambda$	0,8569	0,00148	0,03847	0,971487	0,8637

Fonte: Do autor (2019).

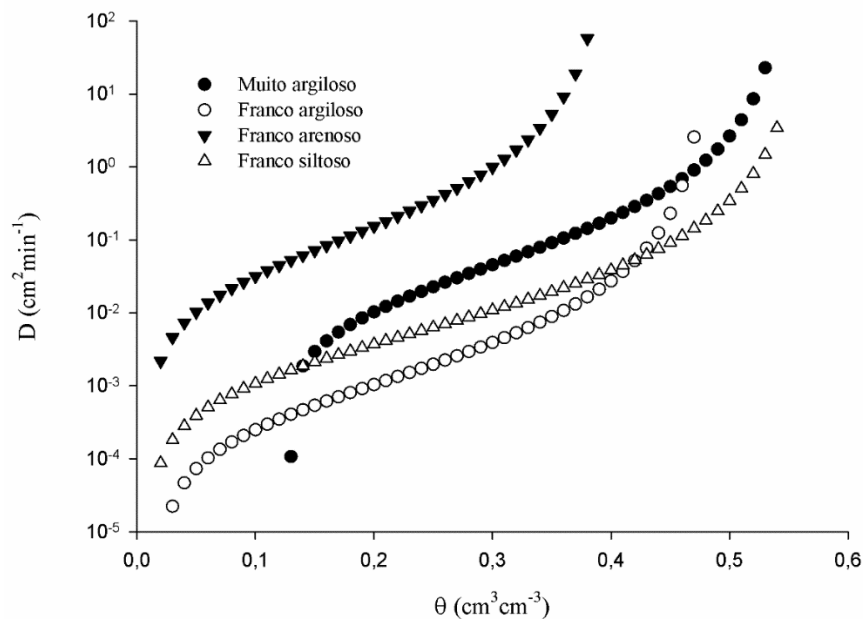
Os índices ME e RQME obtiveram valores baixos, o que aponta que o modelo descreveu bem os dados observados (quanto menor o valor absoluto, melhor é o ajuste do modelo). O índice de concordância de Willmott e a eficiência do modelo chegaram próximos a 1,00, o que confirma o alto desempenho do modelo proposto. O solo que obteve o menor resultado para os ajustes em função dos índices calculados foi o muito argiloso, mesmo apresentando um valor considerado alto.

No trabalho sobre a dinâmica de água em um vertissolo, Oliveira (2018) obteve valores de Ef entre 0,74 a 0,95 e IW de 0,999 em todas suas repetições, com o mesmo modelo empregado neste estudo.

Considerando o comportamento gráfico da difusividade de água no solo (FIGURA 5), é possível verificar que a difusividade cresce notadamente com a umidade do solo. Os solos franco arenoso e muito argiloso foram os que exibiram os maiores valores de difusividade, em

contrapartida, os solos franco siltoso e franco argiloso exibiram os menores valores. É possível visualizar também que no solo franco argiloso houve um acréscimo acentuado a partir de 0,4  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  de umidade.

Figura 5 — Difusividade média para os solos ensaiados. Difusividade apresentada em escala logarítmica.

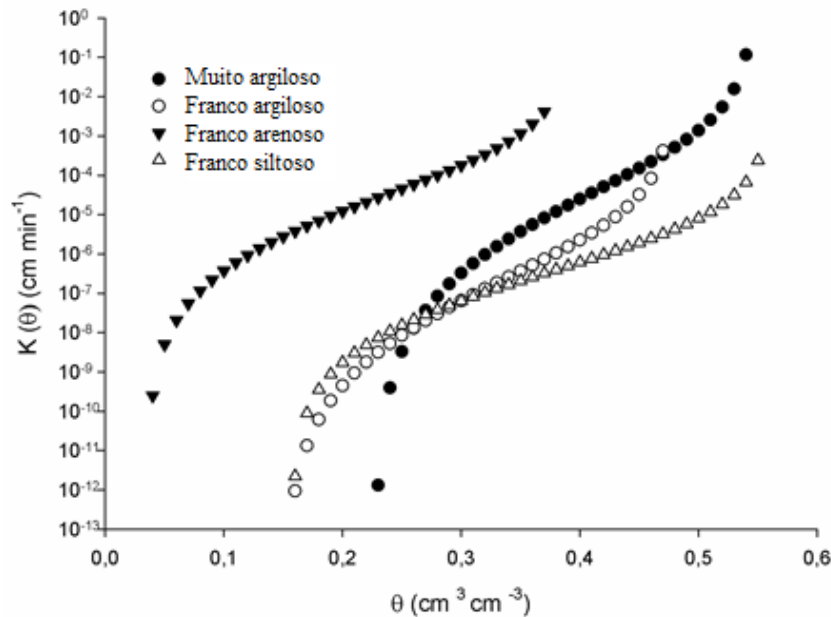


Fonte: Do autor (2019).

Deve ser considerado também o fato de o solo muito argiloso ser um Latossolo vermelho, o que pode explicar os altos valores de difusividade deste solo, mesmo sendo um solo que possui altos teores de argila, que comumente retém mais água. Esse resultado se deve ao fato de que essa classe de solo comumente possui estruturas granulares correspondente a agregação das partículas de argilas. Esses solos possuem também altos valores de porosidade total e um grande número de macroporos, ocasionando condições favoráveis para uma boa infiltração.

O comportamento da condutividade hidráulica não saturada é apresentado na Figura 6. Verifica-se que a condutividade hidráulica não saturada cresce significativamente com o aumento da umidade do solo.

Figura 6 — Condutividade hidráulica não saturada média para os solos ensaiados.



Fonte: Do autor (2019).

O solo franco arenoso apresentou uma grande condutividade hidráulica não saturada até a umidade de  $0,4 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , valor que se aproxima do seu ponto de saturação, que é de  $0,45 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , tendendo então a se tornar constante a partir deste ponto. O solo muito argiloso, apesar de seus baixos valores de condutividade em sua umidade inicial, teve um crescimento expressivo e foi o que obteve o maior valor dentre os solos estudados. Já os solos franco argiloso e franco siltoso obtiveram um desempenho similar até próximo da umidade de  $0,4 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , quando o primeiro passou a ter um aumento maior na condutividade.

Segundo a lei de Darcy, a diminuição da umidade faz com que o fluxo de água no solo passe a acontecer nos microporos, onde ocorre mais tortuosidade, fazendo com que a condutividade diminua. Era esperado que os solos argilosos tivessem menores valores de condutividade, devido sua grande quantidade de microporos, o que não ocorreu para o solo muito argiloso deste trabalho, mas que pode ser explicado pelo fato de ser um Latossolo, que possui como característica a formação de micro agregados que se comportam como grânulos, fazendo com que o solo muito argiloso tenha maior condutividade hidráulica não saturada até mesmo que o solo muito arenoso. Já os solos arenosos, obtiveram altos valores de condutividade, o que já era esperado para o solo franco arenoso, por possuírem poros com maiores dimensões, facilitando sua condutividade.



Essa propriedade pode manifestar grandes efeitos sobre a dinâmica de água e sua disponibilidade para as plantas, uma vez que o fluxo de água afeta sua disponibilidade, que é afetado pelo valor da condutividade hidráulica (CONCEIÇÃO et al., 2014), o que comprova que os solos mais arenosos não conseguem manter a água para as plantas por um longo período de tempo, devido sua alta condutividade.

Foi possível verificar também que o crescimento da condutividade hidráulica não saturada para os diferentes tipos de solos é de forma não linear, o que corrobora com o estudo sobre difusividade e condutividade hidráulica não saturada de substratos, realizado por Conceição et al., (2014).

## 6 CONCLUSÃO

A condutividade hidráulica não saturada e a difusividade hidráulica são parâmetros que variam consideravelmente para cada tipo de solo.

O modelo matemático proposto para o ajuste da curva  $\theta$  vs.  $\lambda$  se adequou muito bem para calcular a difusividade hidráulica de diferentes tipos de solos e classes texturais, mostrando ser possível sua utilização para aplicação do modelo de Bruce and Klute (1956).

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOLTZMANN, L. Zur Integration der Diffusionsgleichung bei variabeln Diffusionscoefficienten. **Annalen der Physik**, v. 289, n. 13, p. 959–964, 1 jan. 1894.
- BRUCE, R. R.; KLUTE, A. The Measurement of Soil Moisture Diffusivity1. **Soil Science Society of America Journal**, v. 20, p. 458–462, 1956.
- CONCEIÇÃO, B. S. **Dinâmica de água e potássio em substratos comerciais**. 2013. 92 p. Dissertação(Mestrado)-UFLA, Lavras, 2013.
- CONCEIÇÃO, B. S.; LIMA, L. A.; SANT'ANA, J. A. DO V.; SILVA, E. L. DA; ANDRADE, R. R. Difusividade e condutividade hidráulica não saturada de substratos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 18, n. 6, p. 607–614, 2014.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro, 1997. 212 p.
- LIBARDI, P. L. **Dinâmica da Água no Solo**. São Paulo: Edusp, 2005.
- MANZATTO, C. V.; JUNIOR, E. DE F.; PERES, J. R. R. **Uso Agrícola dos Solos Brasileiros**. 1. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2002.
- OLIVEIRA, M. C. DE. **Dinâmica d'água em um Vertissolo da bacia do rio São Francisco sob influência de sódio**. 2018. 72 p. Tese(Doutorado)-UFLA, Lavras, 2018.
- PREVEDELLO, C. L.; ARMINDO, R. A. **Física do solo com problemas resolvidos**. 2. ed. Curitiba: SAEAFS, 2015.
- REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. 3. ed. Barueri, SP: Manoele, 2016.
- SANTOS, H. G. DOS; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. DOS; OLIVEIRA, V. A. DE; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A. DE; ARAUJO FILHO, J. C. DE; OLIVEIRA, J. B. DE; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2018.
- VAN GENUCHTEN, M. T. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils1. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, p. 892–898, 1980.