

## A ÁGUA NO SOLO

### 1. INTRODUÇÃO

A água ocupa a maior parte dos vazios do solo. E quando é submetida a diferenças de potenciais, ela se desloca no seu interior. As leis que regem os fenômenos de fluxo de água em solos são aplicadas nas mais diversas situações da engenharia como:

- a) No cálculo das vazões, na estimativa da quantidade de água que se infiltra numa escavação ou a perda de água do reservatório da barragem.
- b) Na análise de recalques, porque, freqüentemente, recalque está relacionado com diminuição do índice de vazios, que ocorre pela expulsão de água destes vazios e;
- c) Nos estudos de estabilidade geral da massa de solo, porque a tensão efetiva (que comanda a resistência do solo) depende da pressão neutra, que por sua vez, depende das tensões provocadas pela percolação da água.
- d) Possibilidades da água de infiltração produzir erosão, e conseqüentemente, o araste de material sólido no interior do maciço " *piping*".

O estudo dos fenômenos de fluxo de água em solos é realizado apoiando-se em três conceitos básicos: Conservação da energia (Bernoulli), Permeabilidade dos solos (Lei de Darcy) e Conservação de massa.

### 2. CONSERVAÇÃO DA ENERGIA

O conceito de energia total de um fluido, formulado por Bernoulli é expresso em relação ao peso de um fluido de acordo com a equação abaixo:

$$h_{\text{total}} = z + \frac{u}{\gamma_w} + \frac{v^2}{2g}$$

Onde:

$h_{\text{total}}$  - é a energia total do fluido;

$z$  - é a cota do ponto considerado com relação a um dado referencial padrão;

$u$  - é o valor da pressão neutra;

$v$  - é a velocidade de fluxo da partícula de água;

$g$  - é o valor da aceleração da gravidade terrestre.

Para a grande maioria do problemas envolvendo fluxo de água nos solos, a parcela da energia total da água no solo referente a energia cinética, termo  $\frac{v^2}{2g}$ , pode ser desprezada, desta forma:  $h_{\text{total}} = z + \frac{u}{\gamma_w}$

### 2. LEI DE DARCY

Experimentalmente, Darcy, em 1850, verificou como os diversos fatores geométricos, indicados na Figura 1, influenciavam a vazão da água, expressando a equação de Darcy:

$$Q = k \frac{h}{L} A$$

onde:

Q – vazão;

A - área do permeâmetro;

k - o coeficiente de permeabilidade;

h – carga dissipada na percolação;

L – distância na qual a carga é dissipada.

A relação  $\frac{h}{L}$  é chamada de gradiente hidráulico, expresso pela letra *i*.

Então:

$$Q = kiA$$

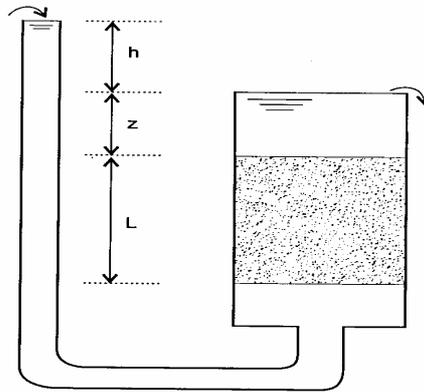


Figura 1: Água percolando num permeâmetro

A vazão dividida pela área indica a velocidade com que a água sai da areia. Esta velocidade, *v*, é chamada de velocidade de percolação. A lei de Darcy é válida somente para os casos de fluxo laminar.

Então:

$$v = ki$$

### 3. PERMEABILIDADE

Permeabilidade é a propriedade que os solos tem de permitir o escoamento de água através dos seus vazios. A sua avaliação é feita através do coeficiente de permeabilidade.

#### 3.1. MÉTODOS PARA A DETERMINAÇÃO DA PERMEABILIDADE DOS SOLOS

O coeficiente de permeabilidade  $k$  pode ser determinado diretamente através de ensaios de campo e laboratório ou indiretamente, utilizando-se correlações empíricas. O mesmo pode ser obtido utilizando-se amostras deformadas ou indeformadas.

### 3.1.1 INDIRETAMENTE

#### a) Através da Curva Granulométrica

Utilizando a equação de Hazen para o caso de areias e pedregulho, com pouca ou nenhuma quantidade de finos.

$$k = C \cdot d_{10}^2$$

Onde:

$k$  é a permeabilidade expressa em cm/s

$d_{10}$  é o diâmetro efetivo em cm

$90 < C < 120$ , sendo  $C = 100$ , muito usado.

Para uso da equação recomenda-se que  $C_u$  seja menor que 5.

#### b) Através do Ensaio de Adensamento

Será apresentado posteriormente.

#### c) Através do uso de Permeômetros

São os ensaios de laboratório mais utilizados.

#### D) Através de ensaios de campo

Os ensaios de campo podem ser realizados em furos de sondagens, em poços ou em cavas, sendo mais utilizados em sondagens. E pode ser feita pelo ensaio de infiltração e o de bombeamento.

### 3.1.2 DIRETAMENTE

#### a) Permeômetro de Carga Constante

O permeômetro de carga constante é utilizado toda vez que temos que medir a permeabilidade dos solos granulares (solos com razoável quantidade de areia e/ou pedregulho), os quais apresentam valores de permeabilidade elevados. O permeômetro pode ser visto na Figura 2.

Este ensaio consta de dois reservatórios onde os níveis de água são mantidos constantes, como mostra a Figura 2. Mantida a carga  $h$ , durante um certo tempo, a água percolada é colhida e o seu volume é medido. Conhecidas a vazão e as dimensões do corpo de prova (comprimento  $L$  e a área da seção transversal  $A$ ), calcula-se o valor da permeabilidade,  $k$ , através da equação:

$$k = \frac{qL}{Ah t}$$

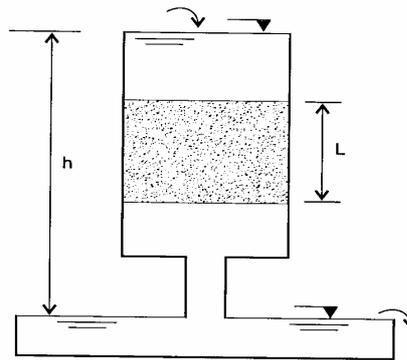


Figura 2: Permeômetro de Carga Constante

Onde:

- q - é a quantidade de água medida na proveta (cm<sup>3</sup>);
- L - é o comprimento da amostra medido no sentido do fluxo (cm);
- A - área da seção transversal da amostra (cm<sup>2</sup>);
- h - diferença do nível entre o reservatório superior e o inferior (cm);
- t - é o tempo medido entre o início e o fim do ensaio (s);

**b) Permeômetro de Carga Variável**

Quando o coeficiente de permeabilidade é muito baixo, a determinação pelo permeômetro de carga constante é pouco precisa. Emprega-se, então, o de carga variável, como esquematizado na Figura 3.

No ensaio de permeabilidade a carga variável, medem-se os valores h obtidos para diversos valores de tempo decorrido desde o início do ensaio. São anotados os valores da temperatura quando da efetuação de cada medida. O

coeficiente de permeabilidade do solos é então calculado fazendo-se uso da lei da Darcy:  $q = k \frac{h}{L} A$  e levando-se em

conta que a vazão de água passando pelo solo é igual a vazão da água que passa pela bureta, que pode ser expressa

como:  $q = \frac{-adh}{dt}$  (conservação da energia).

Igualando-se as duas expressões de vazão tem-se:  $-a \frac{dh}{dt} = k \frac{h}{L} A$  que integrada da condição inicial (h = h<sub>0</sub>, t = 0) à condição final (h = h<sub>f</sub>, t = t<sub>f</sub>):

$$-a \int_{h_0}^{h_f} \frac{dh}{h} = \frac{kA}{L} \int_0^{t_f} dt \text{ conduz a: } a \ln \frac{h_0}{h_f} = \frac{kA}{L} \Delta t, \text{ explicitando-se o valor de k:}$$

$$k = \frac{aL}{A\Delta t} \ln \frac{h_0}{h_f} \quad \text{ou} \quad k = 2,3 \frac{aL}{A\Delta t} \log \frac{h_0}{h_f}$$

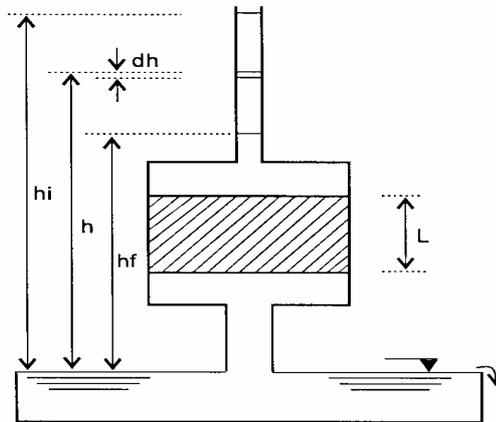


Figura 3: Permeâmetro de Carga Variável

Onde:

$a$  - área interna do tubo de carga ( $\text{cm}^2$ )

$A$  - seção transversal da amostra ( $\text{cm}^2$ )

$L$  - altura do corpo de prova (cm)

$h_0$  - distância inicial do nível d'água para o reservatório inferior (cm)

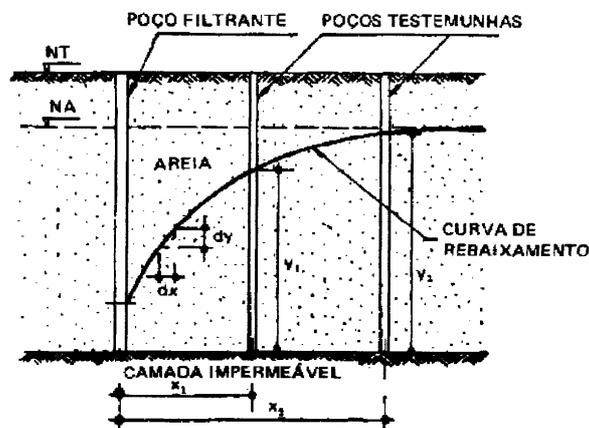
$h_1$  - distância para o tempo 1, do nível d'água para o reservatório inferior (cm)

$\Delta t$  - intervalo de tempo para o nível d'água passar de  $h_0$  para  $h_1$  (cm)

**c) Ensaio de Bombeamento**

Por meio deste ensaio determina-se no campo, a permeabilidade de camadas de areia ou pedregulho, situados abaixo do nível da água. O esquema do ensaio pode ser visto na Figura 4.

O princípio do método consiste em esgotar-se a água até o estabelecimento de um escoamento uniforme, medir a descarga do poço e observar a variação do nível d'água em piezômetros colocados nas proximidades.



**Figura 4:** Ensaio de Bombeamento

O poço para bombeamento deve penetrar em toda a profundidade da camada ensaiada e com diâmetro suficiente para permitir a inserção de uma bomba com tipo e capacidade necessária ao bombeamento.

Nas proximidades e situados radialmente são instalados poços de observação do nível d' água ou piezômetros. Recomenda-se a instalação de 4 (quatro) poços de observação e um mínimo de dois e levados até profundidades abaixo do nível mais baixo que a água deve atingir durante o ensaio.

Ao se manter constante o nível d'água no poço efetua-se as medidas das alturas de água em cada um dos piezômetros instalados. A permeabilidade é medida pela fórmula abaixo:

$$k = Q \frac{\ln \frac{x_2}{x_1}}{\pi(y_2^2 - y_1^2)}$$

**c) Bombeamento diretamente das Fundações**

Por este processo, o esgotamento se faz recalando, para fora da zona de trabalho, a água conduzida por meio de valetas e acumulada dentro de um poço executado abaixo da escavação.

**POSSÍVEIS INCOVENIENTES**

- a) O carregamento das partículas mais finas do solo pela água, provocando recalque das fundações vizinhas;
- b) O bombeamento em terreno permeável, á medida que a água vai sendo bombeada, o nível de dentro da escavação baixa mais rápido que o nível de fora, originando uma diferença de pressão de fora para dentro, provocando desmoronamento;
- c) Se a pressão da água de fora para dentro for maior que o peso próprio do solo acontece o fenômeno da areia movediça.

**4. FATORES QUE INFLUEM NO COEFICIENTE DE PERMEABILIDADE DO SOLO**

Além de ser uma das propriedades do solo com maior faixa de variação de valores, o coeficiente de permeabilidade de um solo é função de diversos fatores, dentre os quais podemos citar a estrutura do solo, estratificação do terreno, o grau de saturação e o índice de vazios. E quando da realização de ensaios da temperatura do ensaio.

**4.1 Temperatura do Ensaio**

Quanto maior for a temperatura, menor a viscosidade da água e, portanto, mais facilmente ela escoar pelos vazios do solo com correspondente aumento do coeficiente de permeabilidade; k é inversamente proporcional à viscosidade da água. Por isso, os valores de k são referidos à temperatura de 20°C, o que se faz pela seguinte relação:

$$k_{20} = k_T \frac{\eta_T}{\eta_{20}} = k_T \cdot C_v$$

Onde:

$k_T$  – o valor de  $k$  para a temperatura do ensaio;

$\eta_{20}$  - é a viscosidade da água a temperatura de 20°C;

$\eta_T$  - é a viscosidade a temperatura do ensaio;

$C_v$  – relação entre as viscosidades.

Segundo Helmholtz, a viscosidade da água em função da temperatura é dada pela fórmula empírica:

$$\eta = \frac{0,0178}{1 + 0,033T + 0,00022T^2}$$

$T$  é a temperatura do ensaio em graus centígrados.

#### 4.2 Estado do solo

A equação de Taylor correlaciona o coeficiente de permeabilidade com o índice de vazios do solo. Quanto mais fofo o solo, mais permeável ele é. Conhecido o  $k$  para um certo  $e$  de um solo, pode-se calcular o  $k$  para outro  $e$  e pela proporcionalidade: Esta equação é boa para as areias.

$$\frac{k_1}{k_2} = \frac{\frac{e_1^3}{(1+e_1)}}{\frac{e_2^3}{(1+e_2)}}$$

A influência do índice de vazios sobre a permeabilidade, em se tratando de areias puras e graduadas, pode ser expressa pela equação de A. Casagrande:

$$k = 1,4k_{0,85}e^2$$

$k_{0,85}$  é o coeficiente de permeabilidade do solo quando  $e = 0,85$

#### 4.3 Estratificação do Terreno

Em virtude da estratificação do terreno, os valores do coeficiente de permeabilidade são diferentes nas diferentes direções nas direções horizontal e vertical. Sendo continuo o escoamento na vertical, a velocidade  $V$  é constante. No sentido horizontal todos os estratos têm o mesmo gradiente hidráulico.

Na Figura 5, chamando-se  $k_1, k_2, k_3...k_n$ , os coeficientes de permeabilidade das diferentes camadas  $e_1, e_2, e_3, ... e_n$ , respectivamente as suas espessuras, deduzimos as fórmulas dos valores médios de  $k$  nas direções paralela e perpendicular aos planos de estratificação.



Figura 5: Fluxo nas Direções Horizontal (a) e Vertical (b)

Permeabilidade paralela à estratificação - Na direção horizontal, todos os estratos têm o mesmo gradiente hidráulico

$i$ .

Assim:

$$Q = k_H Li = k_1 e_1 i_1 + k_2 e_2 i_2 + \dots k_n e_n i_n$$

Como:  $i_1 = i_2 = \dots i_n$

$$v_H = \frac{\sum k_i e_i}{\sum e_i} = \frac{i \sum k_i e_i}{\sum e_i} = k_H i$$

$$k_h = \frac{\sum k_i e_i}{L}$$

Permeabilidade perpendicular à estratificação – Na direção vertical, sendo contínuo o escoamento, a velocidade  $v$  é constante. Portanto:

$$v = k_1 \frac{\Delta h_1}{e_1} = k_2 \frac{\Delta h_2}{e_2} = k_3 \frac{\Delta h_3}{e_3} = \dots = k_V \frac{\Delta h_i}{\sum e_i}$$

Daí obtém-se sucessivamente:

$$k_V = \frac{v \sum e_i}{\Delta h} = \frac{\sum e_i}{\frac{\Delta h}{v}} = \frac{\sum e_i}{\frac{\Delta h_1}{v} + \frac{\Delta h_2}{v} + \frac{\Delta h_3}{v} + \dots} = \frac{\sum e_i}{\frac{\Delta h_1}{k_1 \frac{\Delta h_1}{e_1}} + \frac{\Delta h_2}{k_2 \frac{\Delta h_2}{e_2}} + \frac{\Delta h_3}{k_3 \frac{\Delta h_3}{e_3}} + \dots} = \frac{\sum e_i}{\frac{e_1}{k_1} + \frac{e_2}{k_2} + \frac{e_3}{k_3} + \dots}$$

Donde, finalmente:

$$k_V = \frac{\sum e_i}{\sum \frac{e_i}{k_i}} = \frac{L}{\sum \frac{e_i}{k_i}}$$

Para camadas de mesma permeabilidade,  $k_1 = k_2 = \dots = k_n$ , obtém-se pela aplicação dessas fórmulas:

$$k_n = k_v$$

Demonstra-se, ainda que em todo depósito estratificado, teoricamente:

$$k_h > k_v$$

#### 4.4 Influência do grau de saturação

A percolação de água não remove todo o ar existente num solo não saturado. Permanecem bolhas de ar, contidas pela tensão superficial da água. Estas bolhas de ar constituem obstáculos ao fluxo de água. Desta forma, o coeficiente de permeabilidade de um solo não saturado é menor do que o que ele apresentaria se estivesse totalmente saturado. A diferença, entretanto não é muito grande.

### 5. INTERVALOS DE VARIAÇÃO DO COEFICIENTE DE PERMEABILIDADE

O valor de  $k$  é comumente expresso com um produto de um número por uma potência negativa de 10. Exemplo:  $k = 1,3 \times 10^{-8}$  cm/s, valor este, aliás, característico de solos considerados como impermeáveis para todos os problemas práticos.

VALORES TÍPICOS: ARGILAS -  $k < 10^{-9}$  cm/s  
SILTES -  $10^{-9} < k < 10^{-6}$  m/s

AREIAS ARGILOSAS –  $k < 10^{-7}$  m/s

AREIAS FINAS –  $k < 10^{-5}$  m/s

AREIAS MÉDIAS –  $k < 10^{-4}$  m/s

AREIAS GROSSAS –  $k < 10^{-3}$  m/s

### 6. A VELOCIDADE DE DESCARGA E A VELOCIDADE REAL DA ÁGUA

A velocidade considerada pela Lei de Darcy é a vazão dividida pela área total. Mas a água não passa por toda a área, passa só pelos vazios.

A relação entre a área de vazios e volumes correspondentes, que é por definição, a porosidade da areia,  $n$ . Considerando-se a viscosidade a velocidade do fluxo pode ser expressa como:

$$v_f = \frac{v}{n}$$

### 7. FORÇA DE PERCOLAÇÃO

A Figura 1 representa uma situação em que há fluxo. A diferença entre as cargas totais na face de entrada e de saída é  $h$ , e a ela corresponde a pressão  $h\gamma_w$ .

Esta carga se dissipa em atrito viscoso na percolação através do solo. Como é uma energia que se dissipa por atrito, ela provoca um esforço ou arraste na direção do movimento. Esta força atua nas partículas, tendendo a carregá-las. Só não o faz porque o peso das partículas a ela se contrapõe, ou porque a areia é contida por outras forças externas.

A força dissipada é:

$$F = h\gamma_w A$$

Onde: A é a área do corpo de prova.

Num fluxo uniforme, esta força se dissipa uniformemente em todo o volume de solo, A.L, de forma que a força por unidade de volume é:

$$j = \frac{h\gamma_w A}{AL} = \frac{h}{L}\gamma_w = i\gamma_w$$

Sendo j denominado força de percolação. Observa-se que ela é igual ao produto do gradiente hidráulico, i, pelo peso específico da água.

A força de percolação é uma unidade semelhante ao peso específico. De fato, a força de percolação atua da mesma forma que a força gravitacional. As duas se somam quando atuam no mesmo sentido (fluxo d'água de cima para baixo) e se subtraem quando em sentido contrário (fluxo d'água de baixo para cima).

### 8. TENSÕES NO SOLO SUBMETIDO À PERCOLAÇÃO

Considere-se um solo submetido a um fluxo ascendente como mostrado na Figura 6, na qual estão indicadas as tensões totais e neutras ao longo da profundidade.

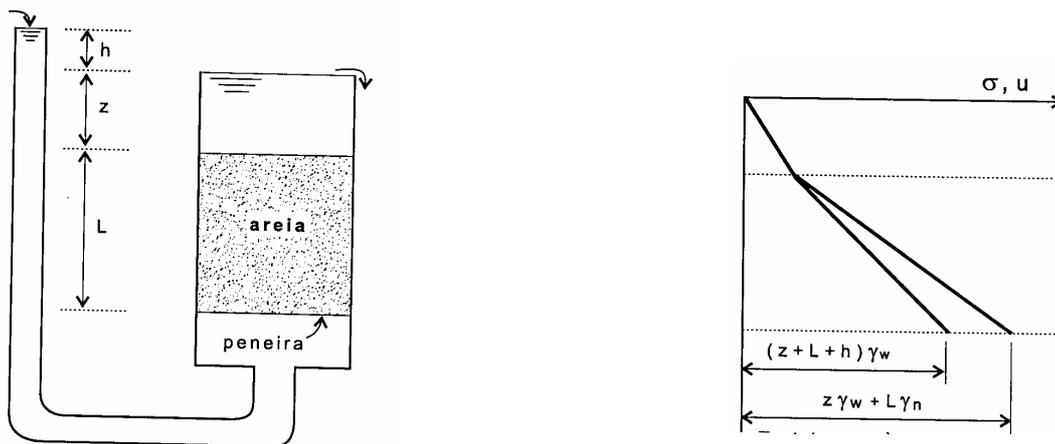


Figura 6: Tensões no solo num permeâmetro com fluxo ascendente

A tensão efetiva varia linearmente com a profundidade e, na face inferior, vale:

$$\bar{\sigma} = (z\gamma_w + L\gamma_n) - (z\gamma_w + L\gamma_w + h\gamma_w)$$

$$\bar{\sigma} = L(\gamma_n - \gamma_w) - h\gamma_w$$

$$\bar{\sigma} = L(\gamma_n - \gamma_w) - \left(\frac{Lh}{L}\right)\gamma_w$$

$$\bar{\sigma} = L(\gamma_{sub}) - Li\gamma_w = L(\gamma_{sub} - j)$$

Para o fluxo descendente, os cálculos são semelhantes, mas a tensão efetiva aumenta com a percolação:

$$L(\gamma_{sub} + j)$$

## 9. GRADIENTE CRÍTICO

Na Figura 6, considere que a carga hidráulica  $h$  aumente progressivamente. A tensão efetiva ao longo de toda a espessura irá diminuindo até o instante em que se torne nula. Nesta situação, as forças transmitidas de grão para grão vão se anulando até chegar em zero. Os grãos permanecem, teoricamente, nas mesmas posições, mas não transmitem forças através dos pontos de contato. A ação do peso dos grãos se contrapõe à ação de arraste por atrito da água que percola para cima.

Como a resistência das areias é proporcional à tensão efetiva, quando esta se anula, a areia perde completamente sua resistência. A areia fica num estado definido com areia movediça.

Para se conhecer o gradiente que provoca o estado da areia movediça, pode-se determinar o valor que conduz o gradiente que conduz a tensão efetiva a zero, na expressão abaixo determinada:

$$\bar{\sigma} = L\gamma_{sub} - Li\gamma_w = 0$$

$$\bar{\sigma} = L(\gamma_{sub} - i\gamma_w) = 0$$

$$i_c = \frac{\gamma_{sub}}{\gamma_w}$$

Este gradiente é chamado gradiente crítico. Seu valor é da ordem de um, pois o peso específico submerso dos solos é da ordem do peso específico da água.

**“Tudo vale a pena se a alma não é pequena”**

*Fernando Pessoa*

