
Processos Hidrológicos

CST 318 / SER 456

Tema 4 - Infiltração e movimento da água no solo
Parte 2

ANO 2017

Laura De Simone Borma
Camilo Daleles Rennó
<http://www.dpi.inpe.br/~camilo/prochidr/>

Propriedades físicas do solo

Cor

Textura (ou granulometria)

Estrutura e Porosidade

Presença de nódulos e
concreções

Trincas e fissuras

Atributos utilizados para classificar os solos

Índices físicos

Densidade do solo

Porosidade do solo

Teor de umidade (ou conteúdo de água no solo)

Grau de saturação

Propriedades hídricas do solo

Permeabilidade (ou condutividade hidráulica)
saturada

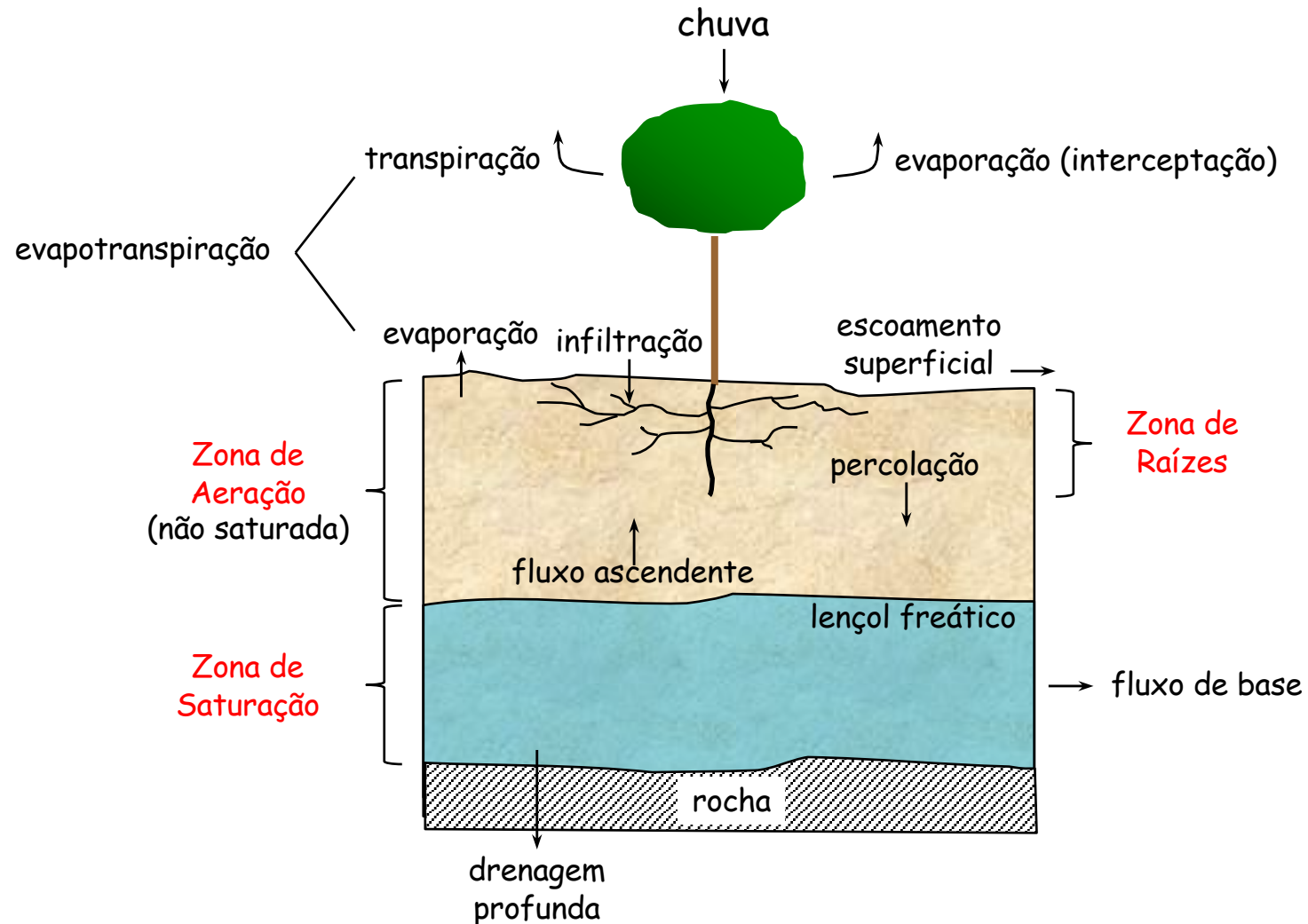
Potencial de água no solo e Curva de retenção de
água no solo (ou curva característica solo-água
- CCSA)

Capacidade de campo (CC)

Ponto de murcha permanente (PMP)

Atributos utilizados para definir o estado e
o potencial de fluxo da água no solo

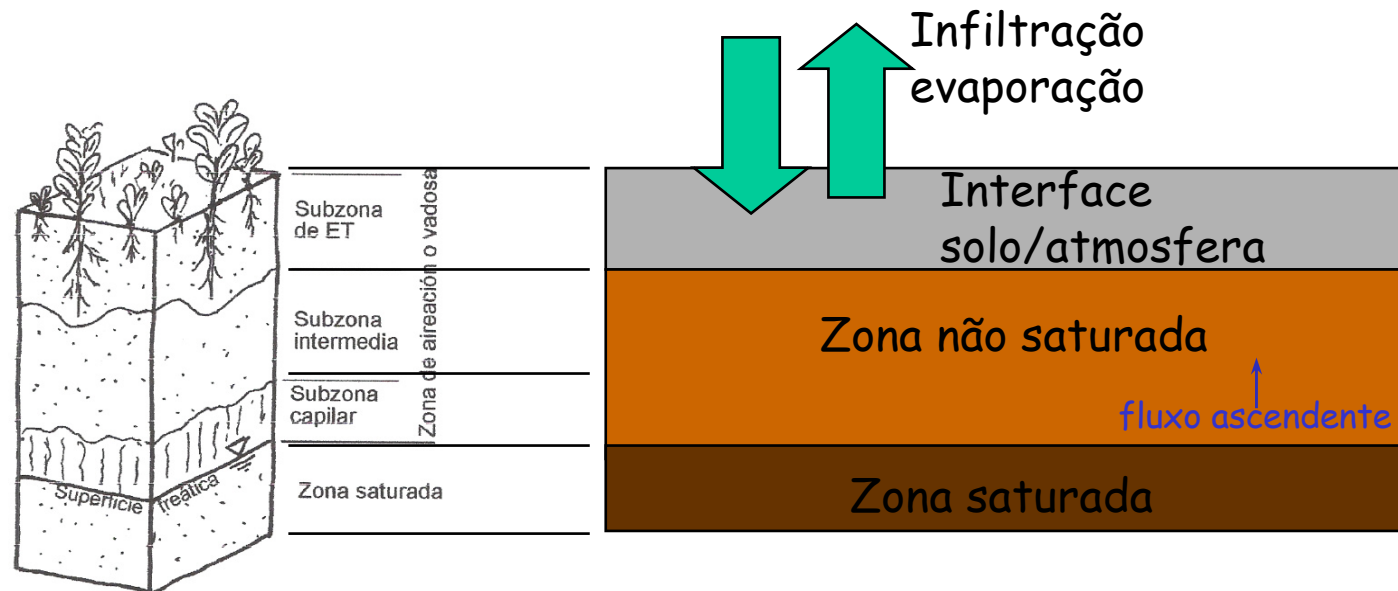
Infiltração e movimento da água no solo



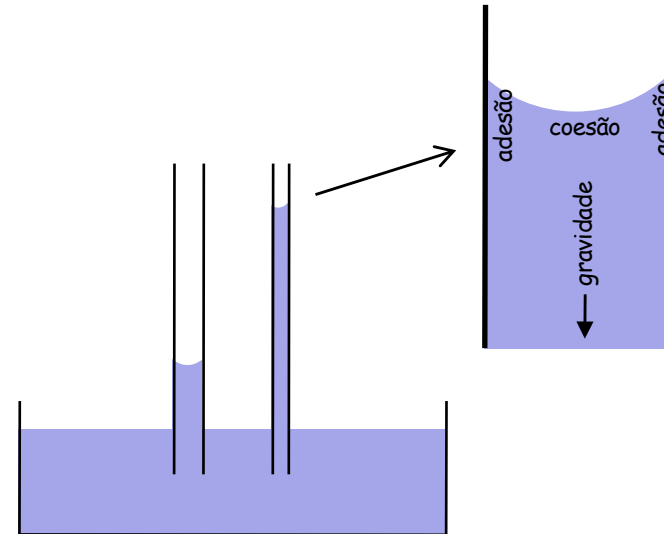
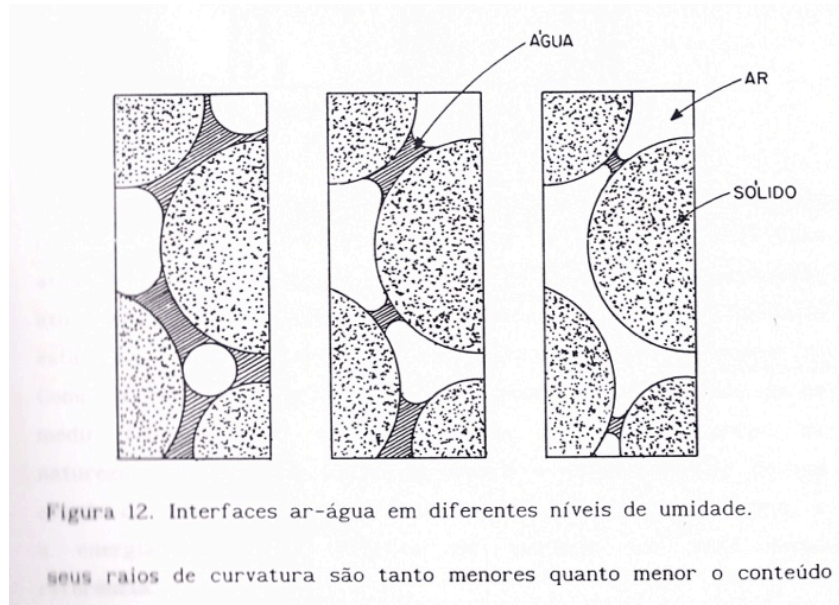
Zona saturada e zona não saturada do solo

Zona não saturada → armazenamento de água e posterior disponibilização para as plantas

Zona saturada → abastecimento e percolação da água subterrânea e dos mananciais



Ascensão capilar



Ascensão capilar decorrente do desenvolvimento de tensões superficiais e das forças de adesão entre os átomos da água e a superfície sólida

Ascensão capilar



Tensão superficial - ocorre na face líquido/gás

As partículas do solo são carregadas positivamente, promovendo a **adsorção** (ou adesão) da água às partículas sólidas

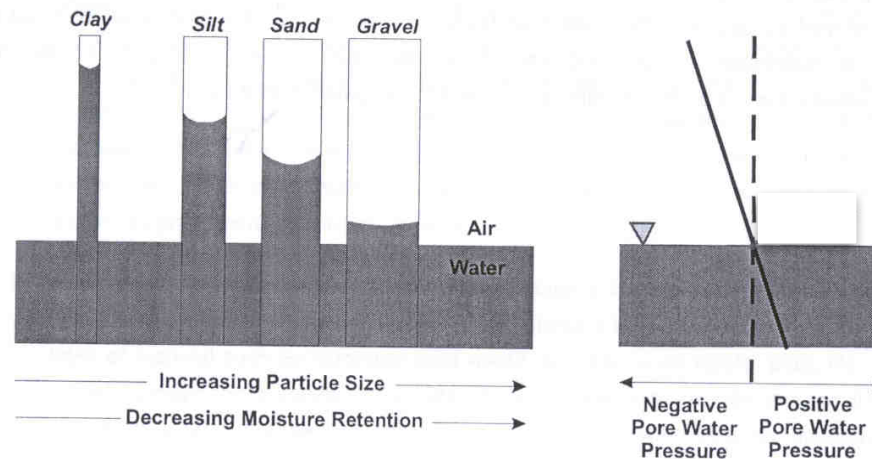
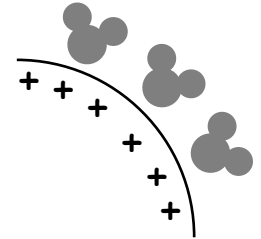
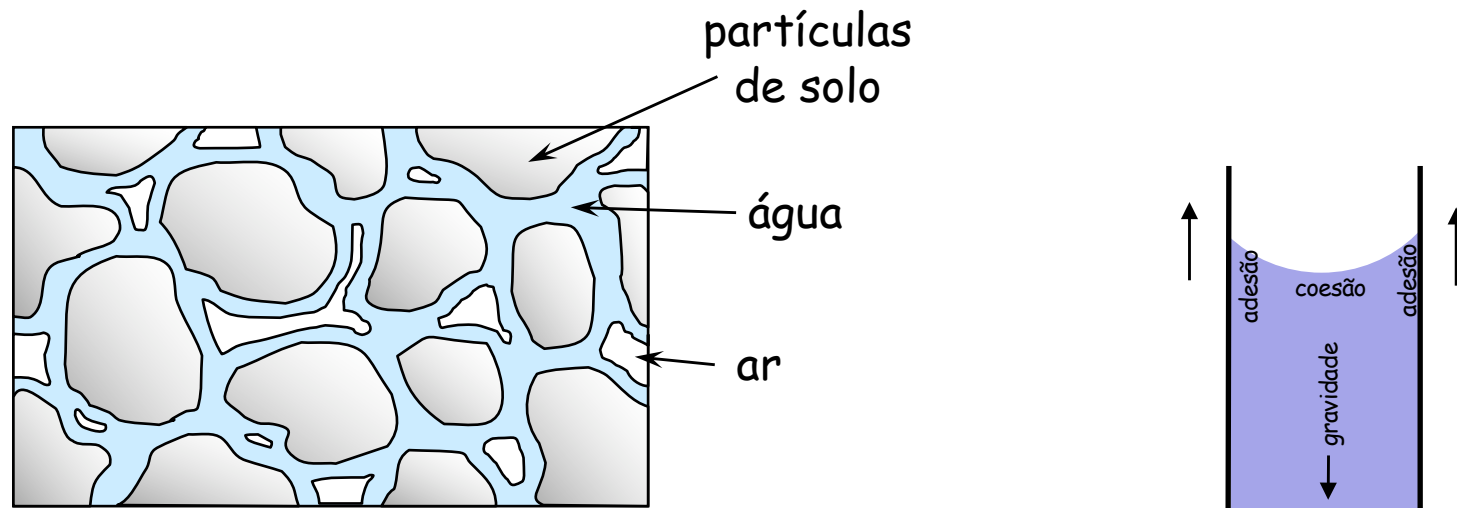


Figure 2.1 Sub-atmospheric pressure within a capillary tube (from Swanson and O'Kane, 1999).

Principal forma de retenção de umidade em solos argilosos - potencial matricial

Potencial de Água no Solo



Toda molécula de água no solo está sujeita a uma série de forças que determinarão o sentido e velocidade de deslocamento desta molécula dentro do solo.

Potencial de Água no Solo

- Historicamente → estado hídrico do solo expresso em termos de umidade (gravimétrica e volumétrica)
- Diz pouco sobre as pressões (ou tensões) de água que estão atuando no solo em um dado momento
- Necessidade de expressar o estado hídrico em termos de energia
- Conceito de potencial de água no solo (ψ) - energia com a qual o solo retém água no seu interior ou a energia necessária para:
 - deslocar um volume infinitesimal de água de um ponto para outro da fase sólida
 - A planta extrair a água do solo para as suas necessidades fisiológicas
- Unidades de pressão (força por unidade de área) - KPa
- Movimento da água do solo: da região de maior para a região de menor potencial

Potencial de Água no Solo

O potencial total é dado por:

$$\psi = \psi_g + \psi_o + \psi_p$$

Onde:

ψ = potencial total

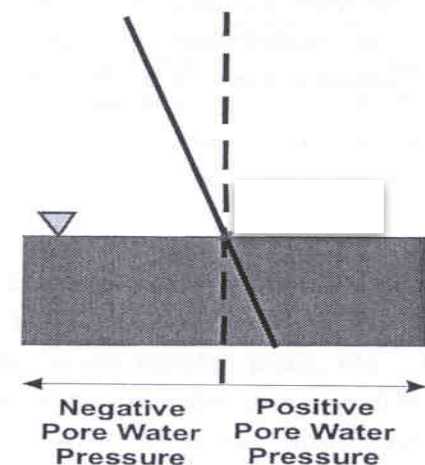
ψ_g = potencial gravitacional

ψ_o = potencial osmótico

ψ_p = potencial de pressão, potencial mátrico ou, simplesmente, potencial de água no solo (ψ_m)

Potencial de Água no Solo

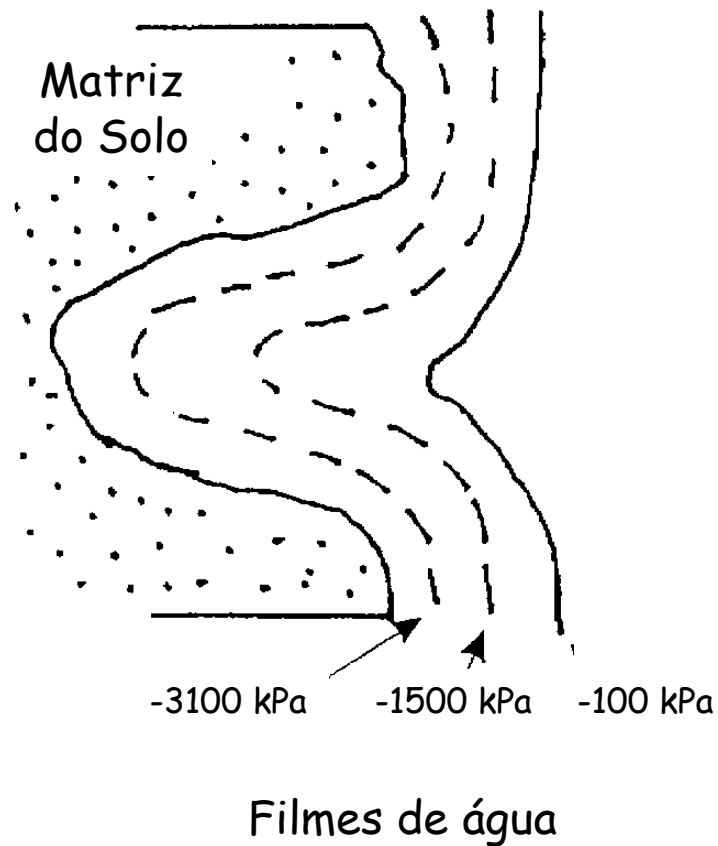
- **Potencial gravitacional (ψ_g):**
 - Depende principalmente da **posição** da partícula de água dentro do campo gravitacional, em relação a um referencial → potencial de posição
 - Positivo quando ocorre de cima para baixo (percolação)
- **Potencial de pressão ou potencial mátrico (ψ_p ou ψ_m):**
 - Solo saturado → pressão que a coluna de fluido exerce sobre um dado ponto (poro-pressão positiva)
 - Solo não saturado → força de adesão da água nas partículas sólidas: potencial mátrico ou matricial (ψ_m)
- **Potencial osmótico (ψ_o):**
 - decorrente de diferenças na composição química da água do solo (sais minerais, substâncias orgânicas) (normalmente negligenciado)
- **Convenção:**
 - Linha do lençol freático → $\psi = 0$
 - Zona saturada → $\psi > 0$
 - Zona não saturada → $\psi < 0$



Estado de energia da água no solo: 3 possibilidades

- **Solo saturado:**
 - a água pode fluir ou percolar pelos poros do solo
 - potencial gravitacional
 - **Água gravitacional**
- **Solo seco:**
 - A água fica retida nas partículas sólidas por forças de adesão superficial
 - Potencial químico ou osmótico - atração de íons à superfície das partículas sólidas
 - **Água adsorvida**
 - Só é removida com solo seco em estufa
- **Solo não saturado**
 - Situação mais comum
 - Potencial matricial ou mátrico (relativo à matriz sólida)
 - **Água capilar**

Relação entre θ e ψ_m



Quanto mais fino for o filme d'água em volta das partículas de solo, maior é a tensão com que este filme é retido por estas partículas

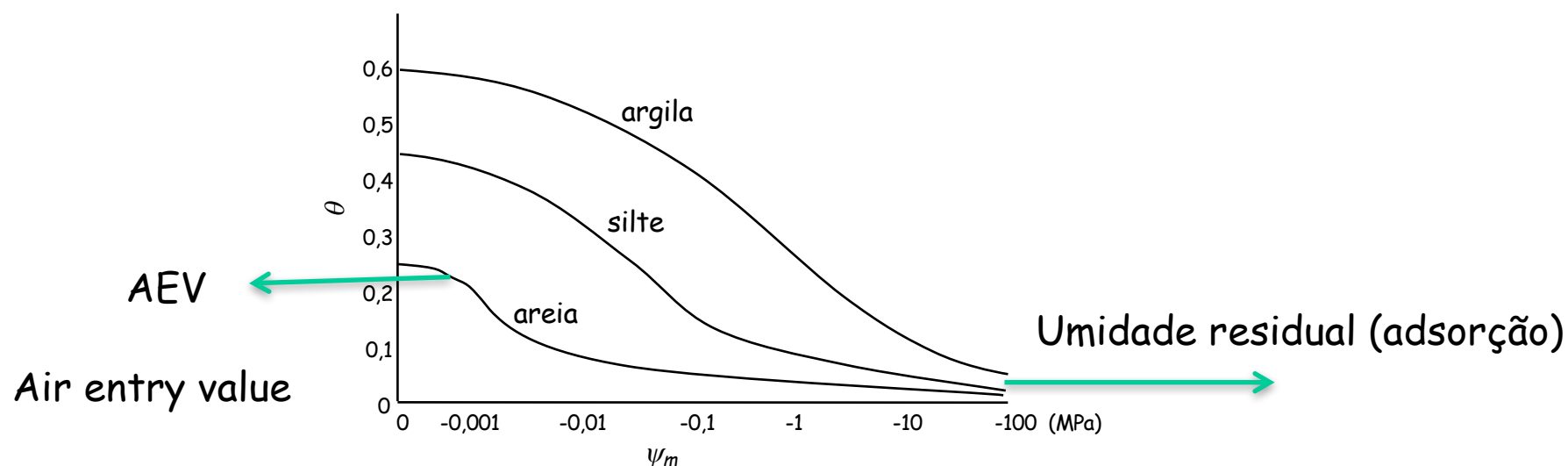
Na condição de saturação, o volume de poros (V_p) está totalmente preenchido por água ($V_w = V_p$), atingindo-se assim a umidade de saturação (θ_s)

A medida que perde água, o solo aumenta a tensão matricial, a um ponto em que a retirada de água do solo é bastante restrita. É comum definir que há níveis d'água em que a maioria das plantas já não mais tem acesso. Esta umidade é chamada de residual (θ_r) e é geralmente associada a $\psi = -1500\text{kPa}$

Curva de retenção de água no solo

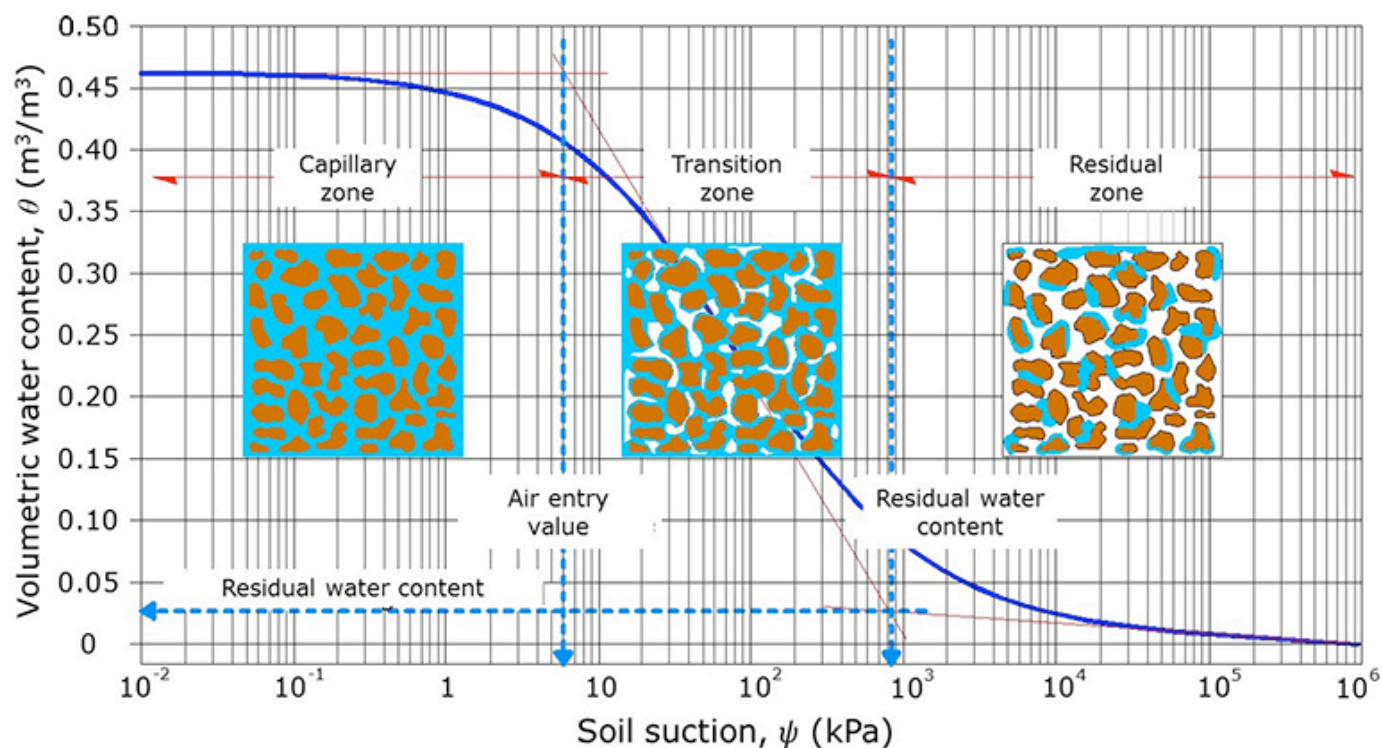
Cada solo, dependendo de sua textura e porosidade, possui uma **curva de retenção característica** que relaciona o conteúdo de umidade e o potencial matricial deste solo - **curva de retenção ou curva-característica (CCSA)**

É importante observar que a relação entre a umidade e o potencial matricial é diferente se este solo estiver recebendo ou perdendo água. Este fenômeno é conhecido como histerese.



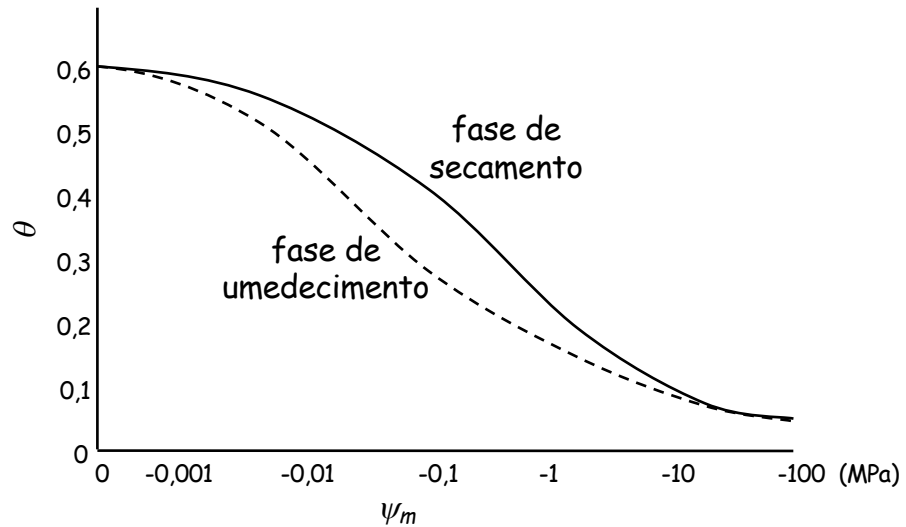
Curva de retenção de água no solo

- Uma das principais relações entre carga de pressão e teor de umidade usada no estudo de Física do Solo (solos não saturados)
- Obtida experimentalmente
- Pontos notáveis:
 - θ_r - teor de umidade residual
 - AEV - sucção aonde se inicia a entrada de ar

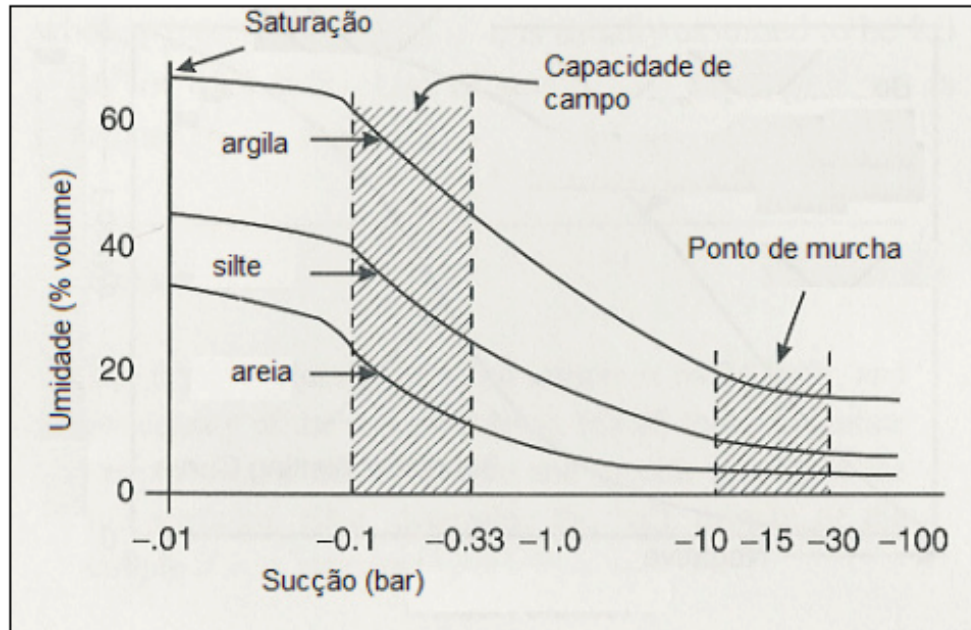


Histerese

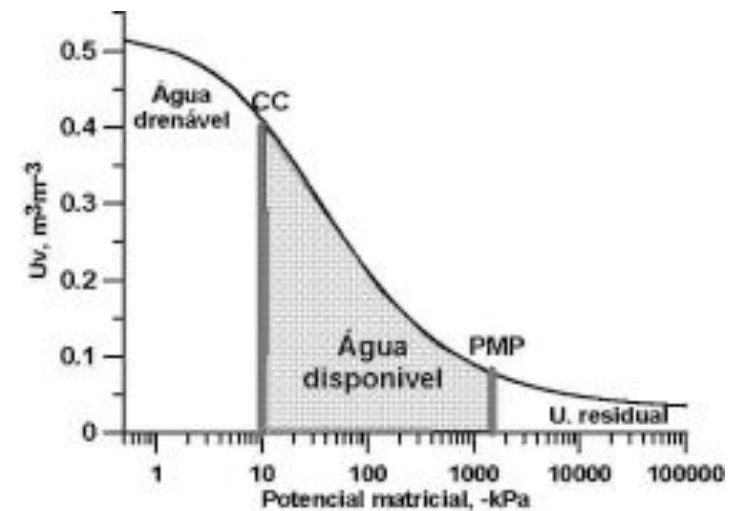
É importante observar que a relação entre a umidade e o potencial matricial é diferente se este solo estiver recebendo ou perdendo água. Este fenômeno é conhecido como histerese.



Curva característica solo-água



Curva de retenção de água no solo (Ward e Trimble, 2004)



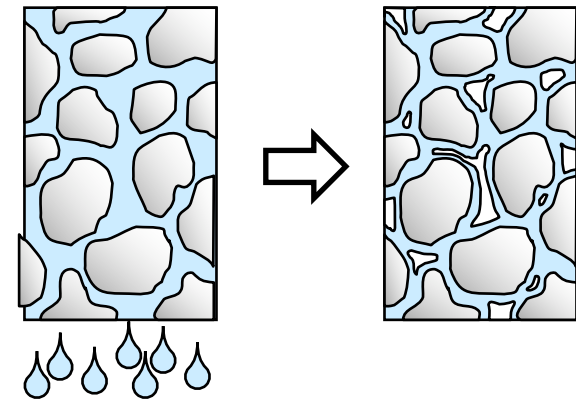
Água Disponível: CC e PMP

Após a chuva ou irrigação, a infiltração cessa e a água se redistribui dentro do perfil principalmente pela influência do potencial gravitacional.

A umidade do solo na qual a redistribuição praticamente cessa é denominada **capacidade de campo (CC)**, ou seja, é a umidade que o solo consegue sustentar sob a ação da gravidade.

Em laboratório, θ_{CC} corresponde a umidade da amostra de solo previamente saturada, submetida a uma pressão de -33kPa (ou -6 ou -10 kPa).

Apesar de arbitrário, este conceito é considerado por muitos como um critério prático e útil para o limite superior de água que um solo pode reter.



Saturação

Todos os poros estão cheios de água. A água gravitacional é perdida.

Capacidade de Campo

Apenas os macroporos estão ocupados por ar.

Água Disponível: CC e PMP

A água perdida pelas plantas por transpiração deve ser constantemente reposta pela extração da água do solo na zona radicular.

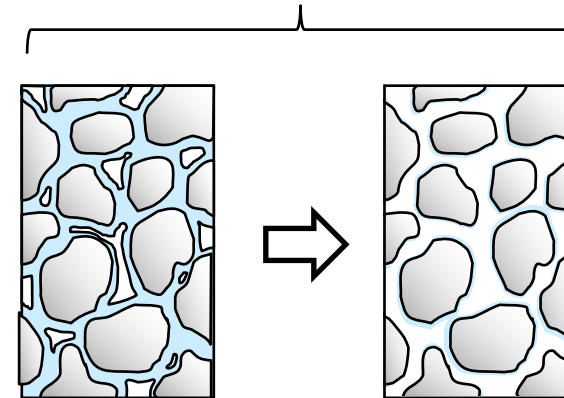
Quando a planta não consegue mais retirar a água do solo, as folhas perdem a turgidez e a planta murcha.

O **ponto de murcha permanente** (PMP) é definido como a umidade do solo na qual uma planta não mais recupera a turgidez (mesmo quando colocada em atmosfera saturada por 12 horas).

Em laboratório, corresponde a umidade da amostra de solo submetida a uma pressão de -1500 kPa.

É também bastante arbitrário (as xerófitas podem extrair água até -7500 kPa e as freatófitas não além de -500 kPa)

Água Disponível
(CC - PMP)



Capacidade de Campo

Apenas os macroporos estão ocupados por ar.

Ponto de Murcha Permanente

Não há mais água disponível para as plantas (apenas umidade residual)

Medição do Potencial de Água no Solo

Métodos indiretos:

- Medindo-se a umidade e obtendo-se o potencial através da curva de retenção característica do solo

Métodos diretos:

- Tensiômetros (0 até -85 kPa)
- Baseados na condutividade elétrica (entre -100 e -1500 kPa)

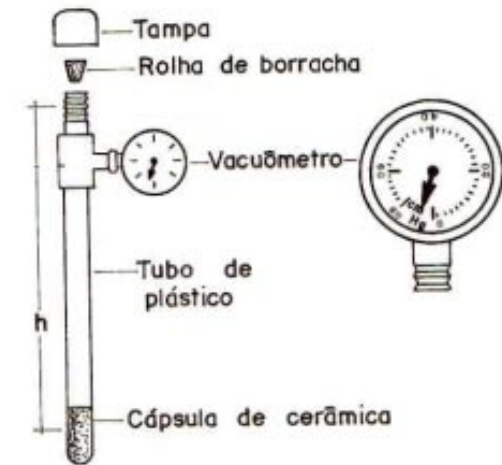
Tensiômetro

É um tubo cilíndrico, geralmente de PVC, com uma cápsula porosa instalada em um extremo.

A cápsula porosa, geralmente de cerâmica, tem poros tão finos que eles permanecem saturados nos potenciais de pressão encontrados em condições de campo.

A cápsula está em contato íntimo com o solo, e o interior do tubo é completamente cheio de água.

A diferença de pressão entre a cápsula porosa e o solo é transmitida para o tubo do tensiômetro.



Blocos Porosos

Dois eletrodos envolvidos por um bloco de gesso ou nylon medem a condutividade elétrica, que tem relação com o potencial de água no solo (necessitam calibração).

Não são adequados para solos salinos, já que o conteúdo de sais afeta a calibração do bloco.

Podem ser usados sob tensão bem maior que os tensiômetros, e são mais sensíveis em potenciais mais negativos (solos muito secos).

Não tem boa precisão em potenciais próximos a zero (umidade próximo à saturação).

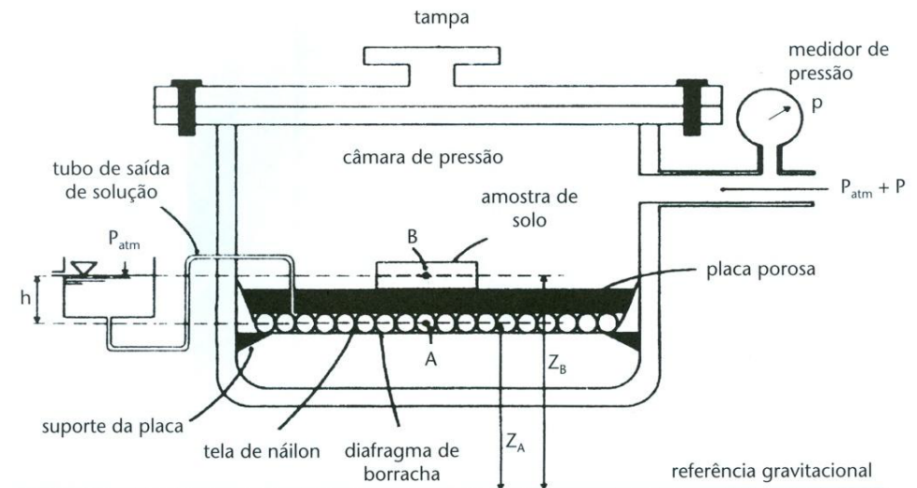


Câmara de Richards (Laboratório)

O sistema consta de panela de pressão, placa cerâmica porosa e equipamentos de produção e controle de pressão, podendo usar tanto amostras indeformadas como deformadas.

Trabalham com pressões entre -10 e -1500 kPa

As amostras (úmidas) são pesadas logo após serem submetidas a uma pressão negativa pré-determinada e, em seguida, são secas em estufa para determinar o conteúdo de água da amostra.



Fluxo da água no solo

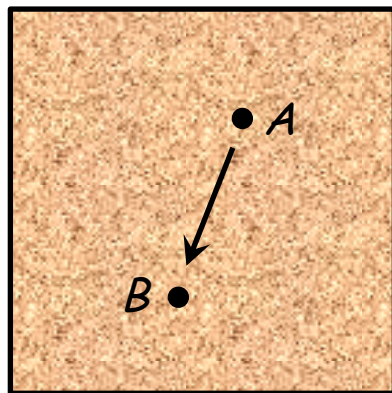
Fluxo em meio saturado → Lei de Darcy

Fluxo em meio não saturado → equação de Richards

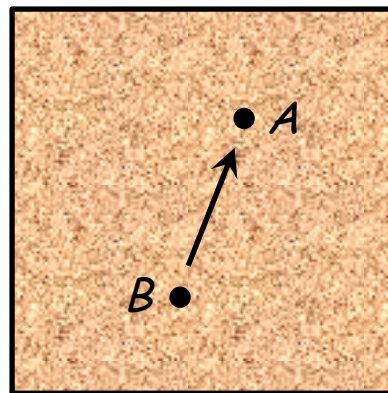
Fluxo de água no solo x diferença de potencial

A energia com a qual o solo retém a água é medida em termos de potencial de água (ψ), que tem unidades de pressão*, ou energia por unidade de volume, que equivale à força por unidade de área.

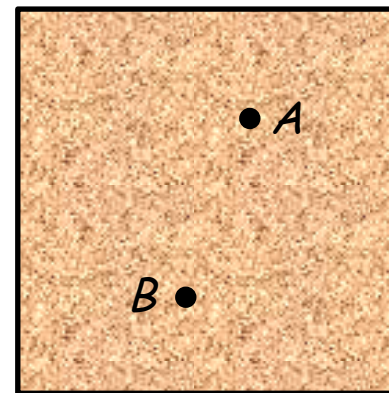
O movimento da água será sempre orientado para a região de menor potencial



$$\psi_A > \psi_B$$



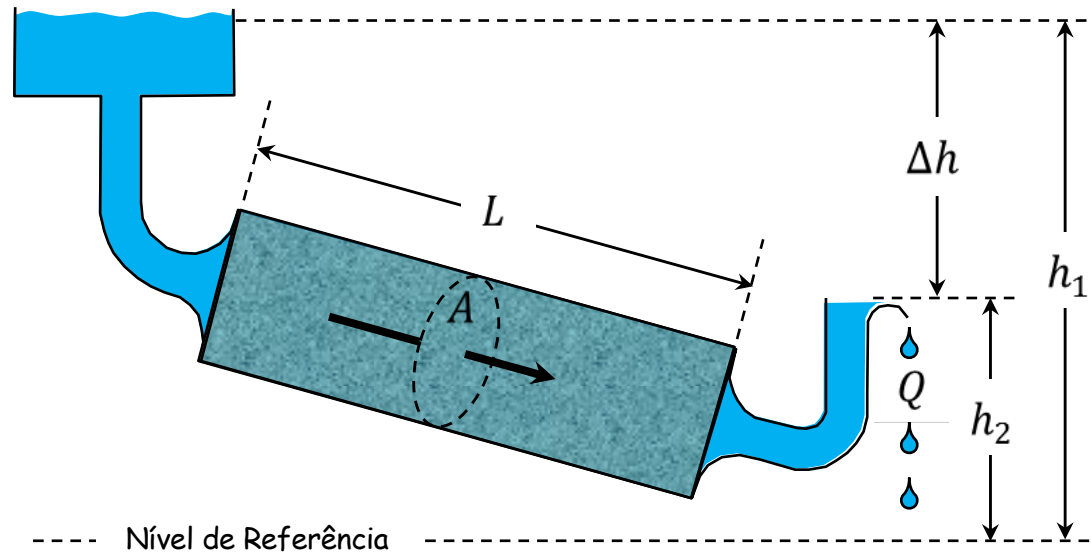
$$\psi_A < \psi_B$$



$$\psi_A = \psi_B$$

* Unidades de pressão: 1000 kPa = 10 bar = 101,98 mca = 7500,64 mmHg

Lei de Darcy



Velocidade de fluxo [LT^{-1}]
(m/s)

$$q = -K_s \frac{\Delta h}{\Delta x}$$

Gradiente hidráulico ou gradiente de potencial (adimensional)

Condutividade hidráulica [LT^{-1}]
(cm/h; m/s, etc.)

**Base para os experimentos para
determinação de K e muitos
outros estudos**

Condutividade Hidráulica (meio saturado)

A condutividade hidráulica K_s expressa a facilidade com que um fluido é transportado através de um meio poroso e combina as propriedades do fluido e do meio:

$$K_s = \frac{k\rho g}{\mu}$$

Sendo k a permeabilidade intrínseca (m^2) que depende apenas do material poroso (granulometria e disposição estrutural), ρ é a densidade do fluido ($kg\ m^{-3}$), g é a aceleração gravitacional ($m\ s^{-2}$) e μ é a viscosidade dinâmica do fluido ($N\ s\ m^{-2}$). Neste caso, K_s é dado em $m\ s^{-1}$.

Na prática: uso de permeâmetros (de bancada ou in situ), baseados na Lei de Darcy

Lei de Darcy

$$Q = q \cdot A = -A \cdot K_s \frac{\partial h}{\partial x}$$

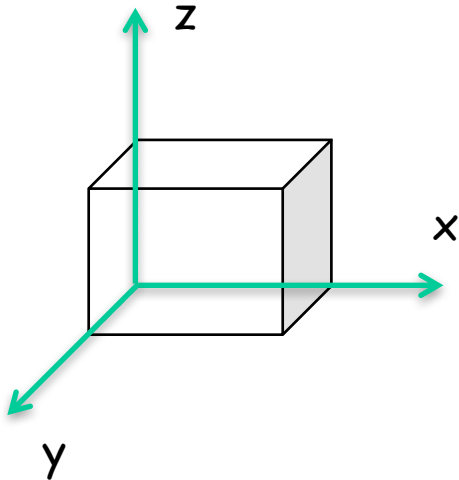
Fluxo (ou vazão) de água [L^3T^{-1}]
(p.e. m^3/s) em meio saturado

$$q = -K_s \frac{\partial h}{\partial x}$$

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

Difusividade hidráulica - quanto que a água se difunde através de um meio não saturado [LT^{-1}]

Lei de Darcy



$$q_x = -K_s \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$Q_x = q \cdot A = -A_x \cdot K_{sx} \frac{\partial h}{\partial x}$$

Fluxo (ou vazão) de água [L³T⁻¹]
(p.e. m³/s) em meio saturado

$$q_x = -K_x(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

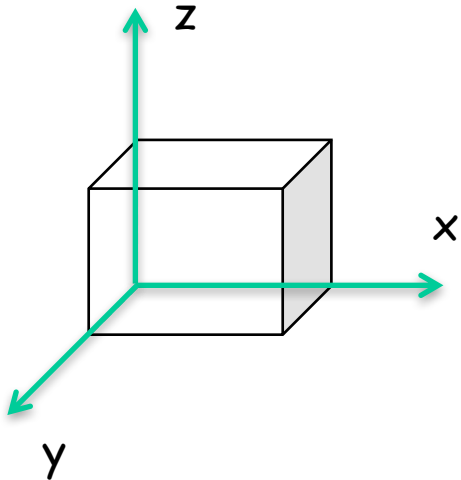
Velocidade de fluxo em meio não saturado [LT⁻¹]

$$q_y = -K_y(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y}$$

$$q_z = -K_z(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z}$$

$K_x = K_y = K_z \rightarrow$ meio isotrópico

Lei de Darcy



Se: $K_x = K_y = K_z \rightarrow$ meio isotrópico

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial d}$$

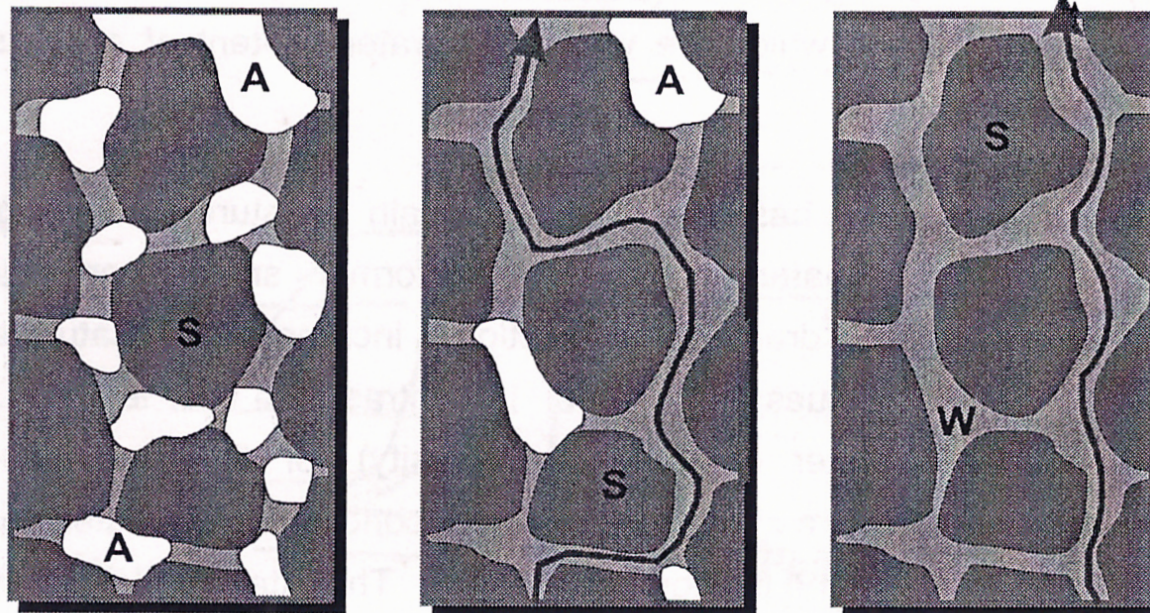
Velocidade de fluxo em meio não saturado $[LT^{-1}]$

Equação generalizada

Lei de Darcy-Buckingham

Base para a formulação geral da equação de fluxo (meio saturado e meio não saturado)

$K_s \times K(\theta)$



$S = S_r$
($S \lllll 100\%$)

$1 > S > S_r$
($S < 100\%$)

$S = 100\%$

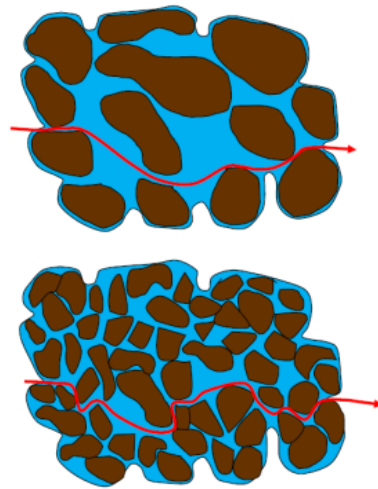
Increasing Moisture Content
Decreasing Suction
Increasing Hydraulic Conductivity
Decreasing Oxygen Diffusion in Pore-Air Space
Decreasing Moisture Storage Capability

$$K = f(\theta) = K(\theta)$$

Consideração importante - argila e areia

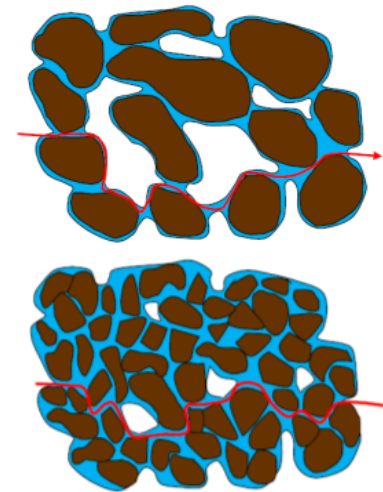
- Tamanho dos poros: um dos fatores que mais afeta o movimento da água no solo
- Solo na condição saturada: $K_s \text{ areia} > K_s \text{ argila}$
- Solo não saturado: $K(\theta)_{\text{areia}} < K(\theta)_{\text{argila}}$

Solo saturado



$$K_s \text{ areia} > K_s \text{ argila}$$

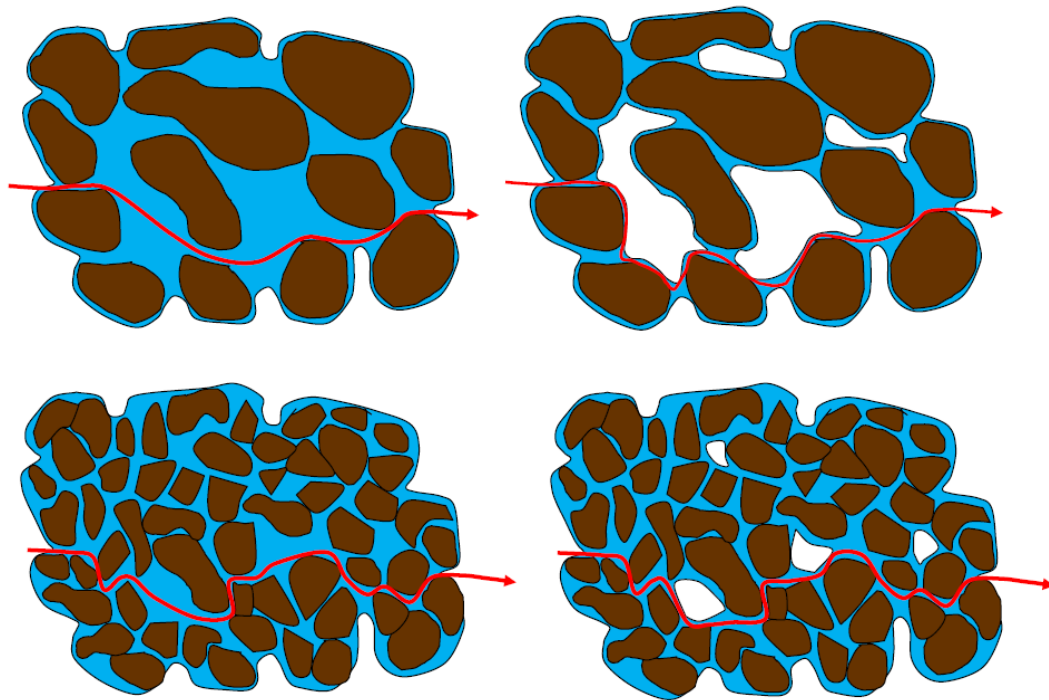
Solo não saturado



Areia menos tortuosidade que a argila

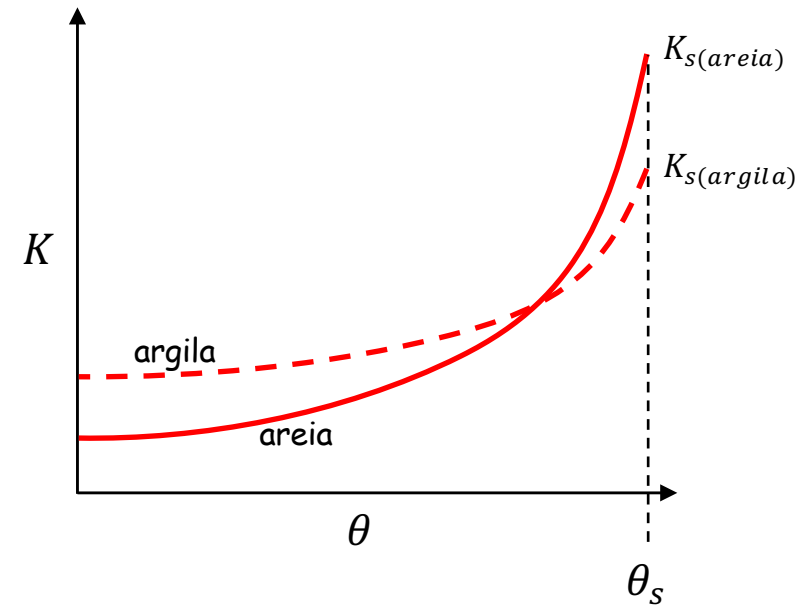
$$K(\theta)_{\text{areia}} < K(\theta)_{\text{argila}}$$

Permeabilidade não saturada $K(\theta)$ areias e argilas

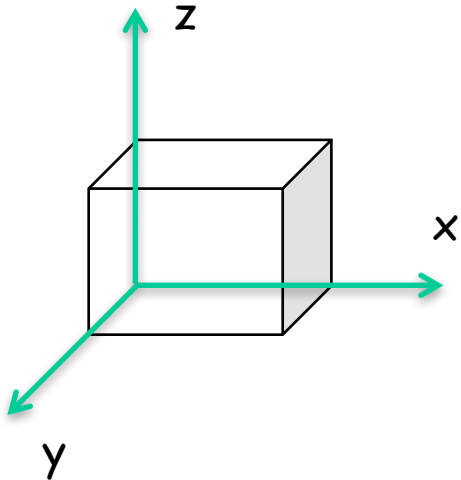


$$K_s(\text{areia}) > K_s(\text{argila})$$

$$K(\text{areia}) < K(\text{argila})$$



Equação de fluxo



$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial d}$$

- Originalmente formulada para descrever o fluxo em meio saturado

$$K = K_s = \text{constante}$$

$$\Psi = \Psi_g$$

- Para fluxo em meio não saturado

$$K = f(\theta)$$

$$\Psi = \Psi_g + \Psi_m$$

Equação de fluxo

$$q = -K_s \frac{\partial h}{\partial x}$$

Lei de Darcy ou velocidade de fluxo de água

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial d}$$

Difusividade hidráulica ou velocidade de fluxo de vapor d'água

$$F_z(\lambda E) = -D_v \lambda_v \frac{d\rho_v}{dz}$$

Velocidade de fluxo de calor latente

$$F_z(H) = -D_H \frac{d(\rho_a c_a T_a)}{dz}$$

Velocidade de fluxo de calor sensível ou Lei de Fourier

D = difusividade de um gás (ou energia) no meio

K e D são propriedades do meio

Equação de fluxo

Velocidade de fluxo = fator de proporcionalidade x força motriz



Depende do meio

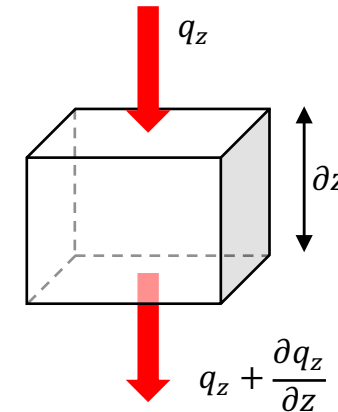


Gradiente hidráulico
ou de concentração

Uma das equações básicas para cálculo do fluxo em meio poroso

Equação de conservação da massa

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q_z}{\partial z} + S \quad (1)$$



$\frac{\partial \theta}{\partial t} \rightarrow$ Variação da umidade ao longo do tempo

$\frac{\partial q_z}{\partial z} \rightarrow$ Variação da velocidade de fluxo (devido ao potencial mátrico e gravitacional) ao longo do eixo y

$$q_z = -K_z(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (2)$$

$S \rightarrow$ Fluxos de entrada (p.e. precipitação) ou saída (p.e. evapotranspiração)

Equação de conservação da massa

- Substituindo (2) em (1), temos

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + S$$

Equação de Richards

- Altamente não linear devido à dependência dos parâmetros K e ψ em relação ao teor de umidade $\theta - K(\theta)$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} \right) + S$$

Soluções alternativas \rightarrow descobrir (empírica ou matematicamente) funções tais como $K = f(\theta)$ e $\psi = f(\theta)$

$\psi = f(\theta) \rightarrow$ própria CCSA

$K = f(\theta) \rightarrow$ função de permeabilidade

Modelos matemáticos para a função de permeabilidade

Tabela 3 – Modelos matemáticos propostos na literatura para definir a curva de condutividade hidráulica (modificada de Gerscovich e Guedes, 2004)

Modelo	Equação	Definição de variáveis
Gardner (1958)	$k = \frac{k_{sat}}{1 + a \left(\frac{\psi}{\rho_w g} \right)^n}$	ψ = Sucção a e n = parâmetros de ajuste ρ_w = densidade da água g = aceleração gravitacional
Brooks e Corey (1968)	$\begin{cases} k(\psi) = k_{sat} \left(\frac{\psi_b}{\psi} \right)^n \rightarrow \psi > \psi_b \\ k(\psi) = k_{sat} \rightarrow \psi \leq \psi_b \end{cases}$	ψ_b = sucção de entrada de ar ψ = sucção n = parâmetro de ajuste
Arbhabhirama e Kridakorn (1968)	$k = \frac{k_{sat}}{\left(\frac{\psi}{\psi_b} \right)^{n'}} + 1$	ψ = Sucção ψ_b = Sucção de entrada de ar n' = Parâmetro de ajuste
Davidson <i>et al.</i> (1969)	$k = k_{sat} e^{[\beta(\theta - \theta_s)]}$	θ_s = teor de umidade volumétrica saturada. β = parâmetro de ajuste
Campbell (1974)	$k = k_{sat} \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+3}$	θ_s = teor de umidade volumétrica saturada. b = parâmetro de ajuste
Leong e Rahardjo (1998)	$k_{rel} = \Theta^p \Rightarrow \Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$	$K_{rel} = k/k_{sat}$ Θ = teor de umidade normalizado θ_r e θ_s = teor de umidade volumétrica residual e saturada p = parâmetro de ajuste.
Vanapalli e Lobbezoo (2002)	$k_{rel} \approx 10^{(7,9 \log S^{\gamma})}$ $\gamma = 14,08 (I_p)^2 + 9,4 (I_p) + 0,75$	$K_{rel} = k/k_{sat}$ S = grau de saturação I_p = índice de plasticidade
Mualem (1976)	$K_{rel} = \frac{[1 - (\alpha\psi)^m (1 + (\alpha\psi)^n)^{-m}]^2}{[1 + (\alpha\psi)^n]^{\frac{m}{2}}} \rightarrow \psi > 0$	$K_{rel} = k/k_{sat}$ m, n e α = parâmetros de ajustes ψ = sucção
Mualem e Dagan (1978)	$k_{rel} = S_c^x \left(\frac{\int_0^{\theta} \frac{d\theta}{\psi^{1+b}}}{\int_0^{\theta_s} \frac{d\theta}{\psi^{1+b}}} \right)^2$	$K_{rel} = k/k_{sat}$ θ = teor de umidade volumétrico ψ = Sucção. b = fator de tortuosidade
Van Genuchten (1980)	$k(S_c) = k_{sat} S_c^l \left[1 - \left(1 - S_c^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2$ $S_c = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$	θ_r e θ_s = teor de umidade volumétrica residual e saturada. S_c = grau de saturação no solo. m = parâmetro de ajuste l = 0,5

Observa-se que, nem sempre, K é expresso como f(θ). Às vezes ele aparece como uma função de ψ ($K = f(\psi)$).

Conhecimento prévio: teor de umidade saturado e residual, IEA (ou sucção de entrada de ar), teor de umidade volumétrica saturada, K_s , grau de saturação do solo e parâmetros de ajuste

Funções de permeabilidade $K(S_e)$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

- θ_r - teor de umidade residual
- θ_s - teor de umidade na saturação
- AEV - sucção aonde se inicia a entrada de ar

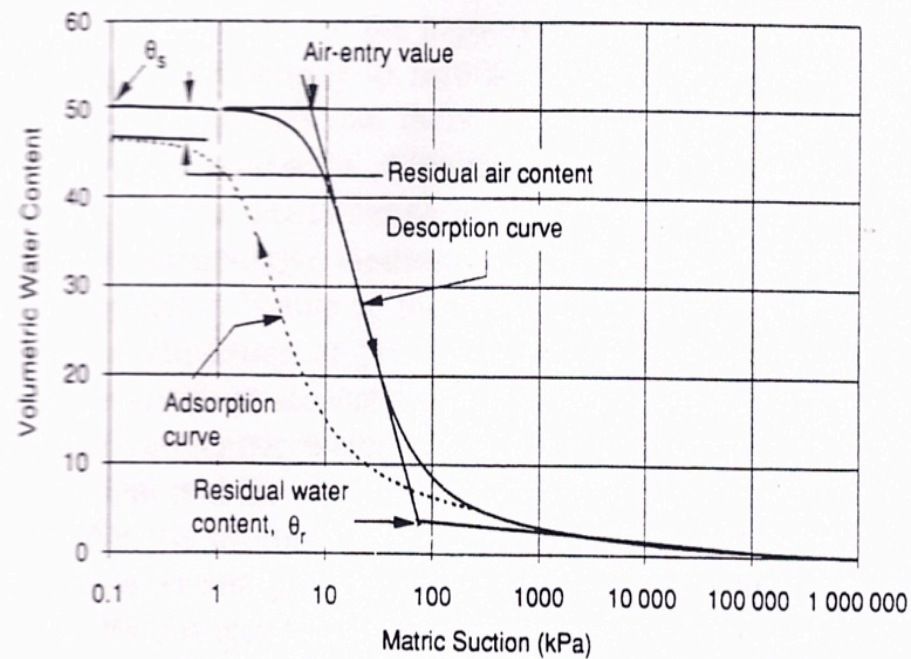
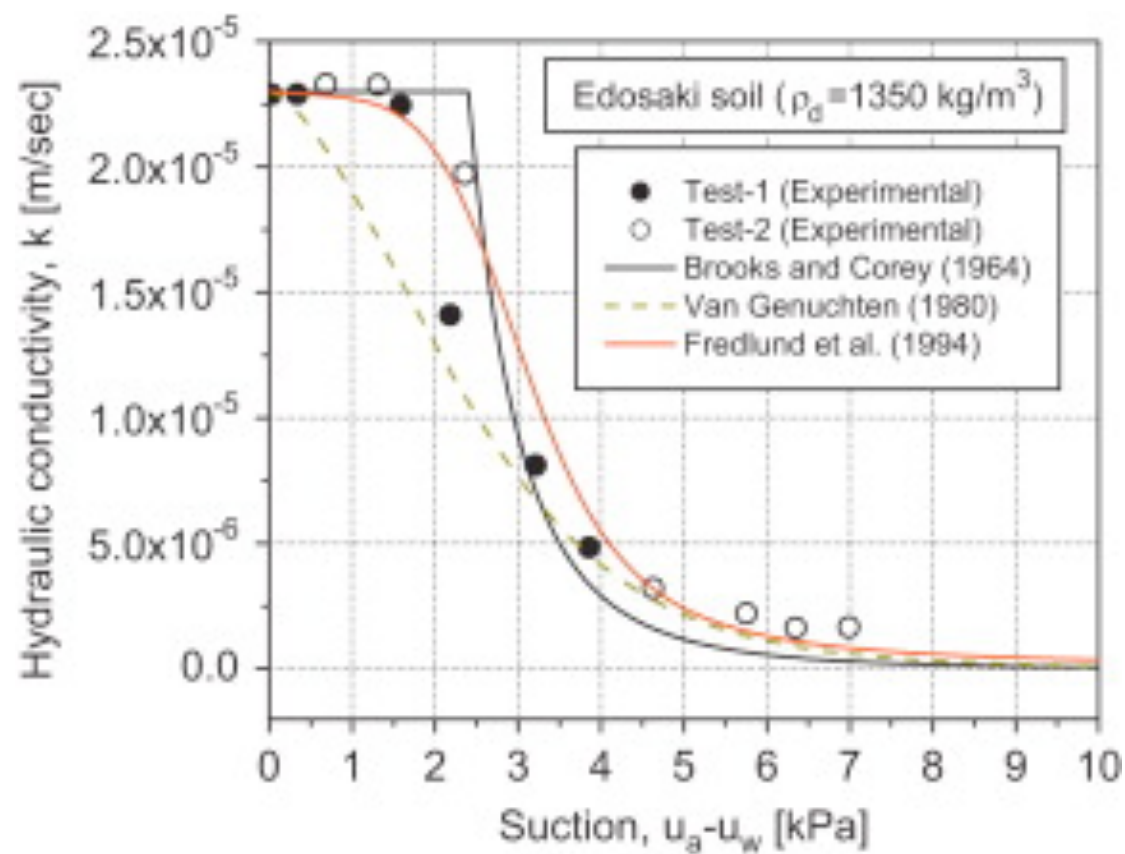


FIG. 1. Typical soil-water characteristic curve for a silty soil.

$$K = f(\psi)$$

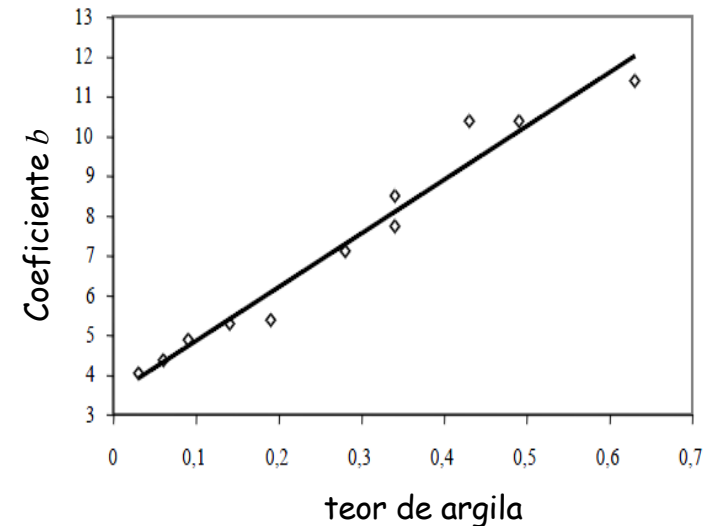


Função de permeabilidade $K(\theta)$ Campbell (1974)

Campbell (1974) formulou uma relação bastante prática para o cálculo da condutividade hidráulica:

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+3}$$

onde b é um coeficiente empírico. Clapp e Hornberger (1978) determinaram valores do coeficiente b para solos com diferentes texturas, chegando a uma relação muito forte entre o coeficiente b e o teor de argila do solo.



Funções de permeabilidade $K(S_e)$

Modelo de Mualem (1976)

$$K(S_e) = K_s S_e^{1/2} \left[\frac{\int_0^{S_e} \frac{1}{\psi(S)} dS}{\int_0^1 \frac{1}{\psi(S)} dS} \right]^2 \quad \boxed{S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}}$$

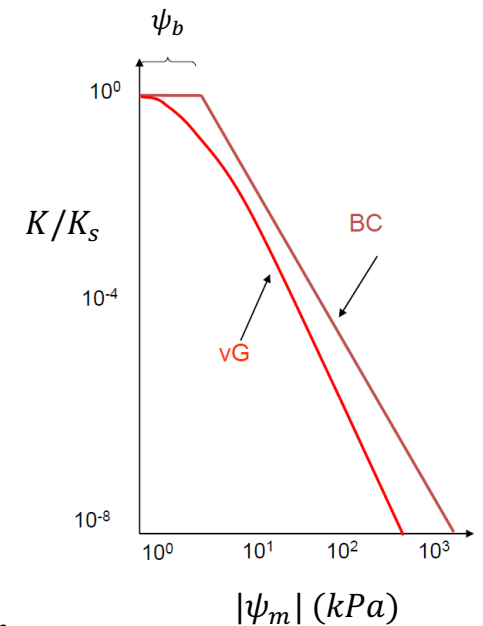
Brooks-Corey (1968)

$$S_e = \left(\frac{\psi_b}{\psi_m} \right)^\lambda \quad \rightarrow \quad K(S_e) = K_s S_e^{2 + \frac{1}{2} + 2/\lambda}$$

van Genuchten (1980)

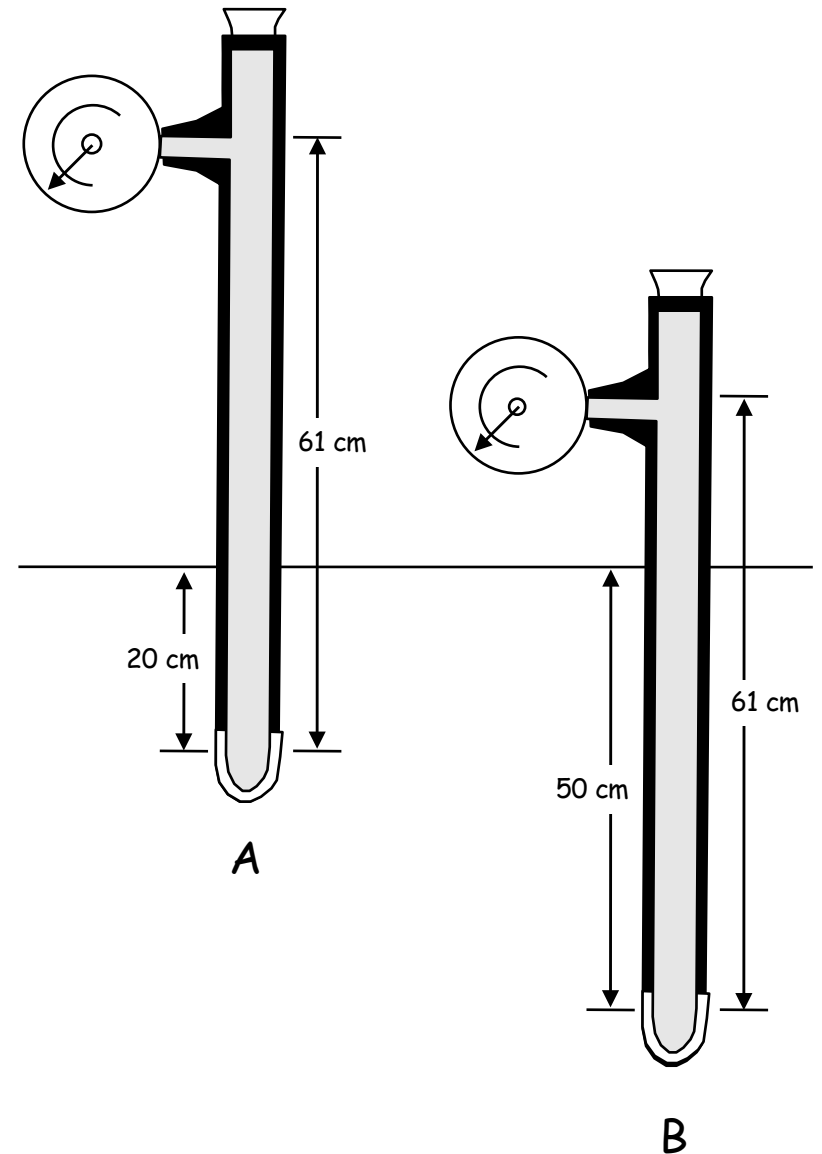
$$S_e = \frac{1}{[1 + (\alpha |\psi_m|)^n]^{1 - \frac{1}{n}}} \quad \rightarrow \quad K(S_e) = K_s S_e^{1/2} \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2$$

$$m = 1 - 1/n$$



Exemplo

Dois tensiômetros (A e B) foram instalados na zona não saturada de um solo franco-arenoso. A distância entre a cápsula porosa (bulbo) e medidor de pressão é de 61 cm. O tensiômetro A mede a tensão matricial a 20 cm e o B a 50 cm. Qual o sentido e velocidade do fluxo laminar vertical q_z entre os pontos A e B, sabendo que pressão medida pelos tensiômetros A e B foram -151 cm e -117 cm, respectivamente? Calcule também a umidade volumétrica θ nos pontos.



Exemplo

Primeiramente, calcula-se o potencial matricial no bulbo somando-se 61 cm de cada leitura. Isto porque a leitura feita no sensor considera não apenas o potencial matricial no bulbo, mas também o peso da coluna de água acima do bulbo, assim:

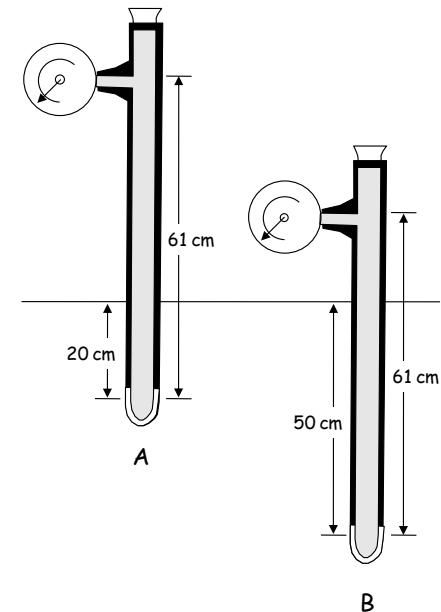
$$\psi_{m(A)} = -151 + 61 = -90 \text{ cm}$$

$$\psi_{m(B)} = -117 + 61 = -56 \text{ cm}$$

Como os pontos estão em profundidades diferentes, é necessário também considerar o potencial gravitacional em cada ponto. Para tanto, é necessário adotar um nível de referência. Considerando como referência a superfície, o potencial gravitacional nos pontos A e B é:

$$\psi_{g(A)} = -z_A = -20 \text{ cm}$$

$$\psi_{g(B)} = -z_B = -50 \text{ cm}$$



Exemplo

	A	B
ψ_m (cm)	-90	-56
ψ_g (cm)	-20	-50
ψ_t (cm)	-110	-106
$\partial\psi_t/\partial z$		0,1333
S_e	0,6618	0,7918
θ (cm ³ /cm ³)	0,3137	0,3672
K (cm/h)	0,1039	0,4202
q_z (cm/h)		-0,0349

$$\psi_{t(A)} < \psi_{t(B)}$$

$$\frac{-106 - (-110)}{50 - 20}$$

Classe Textural	Porosidade Total ϕ (cm ³ /cm ³)	Umidade Residual θ_r (cm ³ /cm ³)	$-\psi_b$ (cm)	λ	K_s (cm/h)
areia	0,437	0,020	15,98	0,694	21,00
areia franca	0,437	0,035	20,58	0,553	6,11
franco arenosa	0,453	0,041	30,20	0,378	2,59
franco	0,463	0,027	40,12	0,252	1,32
franco siltosa	0,501	0,015	50,87	0,234	0,68
franco argilo arenosa	0,398	0,068	59,41	0,319	0,43
franco argilosa	0,464	0,075	56,43	0,242	0,23
franco argilo siltosa	0,471	0,040	70,33	0,177	0,15
argilo arenosa	0,430	0,109	79,48	0,223	0,12
argilo siltosa	0,479	0,056	76,54	0,150	0,09
argila	0,475	0,09	85,60	0,165	0,06

Rawls et al. (1982)

Usando a equação BC

$$S_e = \left(\frac{\psi_b}{\psi_m}\right)^\lambda = \left(\frac{-30,20}{-90}\right)^{0,378} = 0,6618$$

$$K(S_e) = K_s S_e^{2 + \frac{1}{2} + 2/\lambda}$$

$$= 2,59(0,6618)^{2,5 + 2/0,378} = 0,1039$$

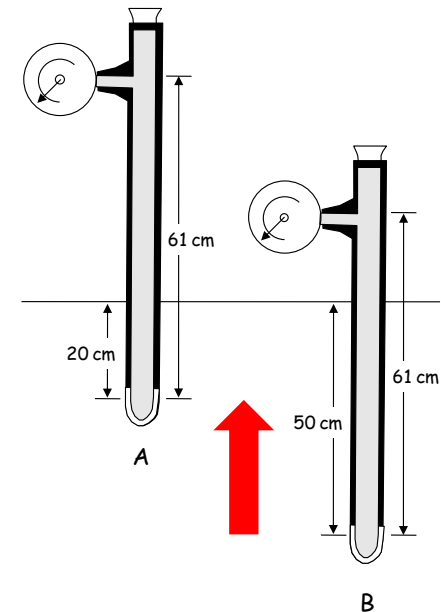
$$q_z = -K(\psi_m) \frac{\partial\psi_t}{\partial z} \quad S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

$$\theta = (\theta_s - \theta_r)S_e + \theta_r$$

$$= (0,453 - 0,041)0,6618 + 0,041 = 0,3137$$

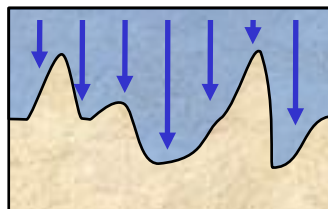
$$q_z = -\left(\frac{0,1039 + 0,4202}{2}\right)0,1333 = -0,0349$$

(fluxo ascendente)



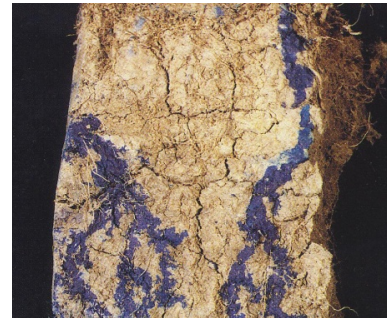
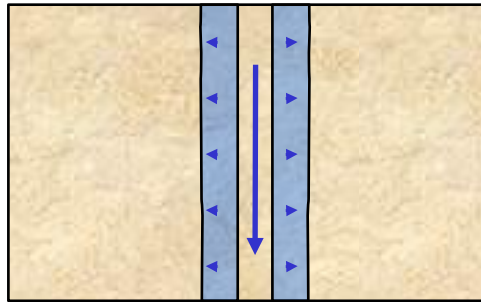
Limitações das Equações Clássicas

- As equações de Richards envolvem cálculos diferenciais altamente não-lineares, o que dificulta a solução numérica (processos iterativos sem garantia total de convergência).
- Grandes restrições quanto à representatividade espacial de amostras.
- A existência de fluxos preferenciais no solo (macroporos e canais) não obedecem a lei de Darcy.
- Os perfis do solo são, em geral, anisotrópicos causando uma irregularidade nas frentes de umedecimento de difícil modelagem.



Meio anisotrópico

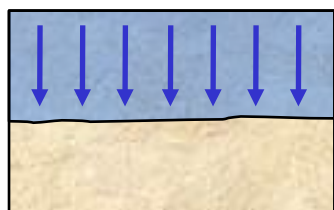
- Mudanças no tamanho e distribuição dos poros afetam o movimento de água no solo: compactação, canais deixados por raízes mortas, tuneis de minhocas e outros animais, trincas e fissuras, etc. - caminhos preferenciais do fluxo da água



- Esses fatores podem influenciar nas trajetórias seguidas pelo avanço da frente de umedecimento

Avanço da frente de umedecimento

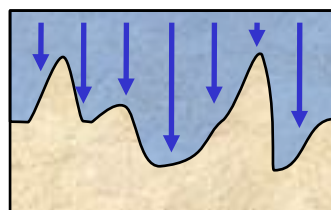
Frente uniforme



Solos permeáveis bem estruturados



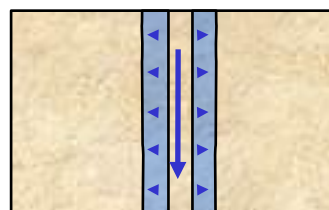
Frente heterogênea



Solos heterogêneos



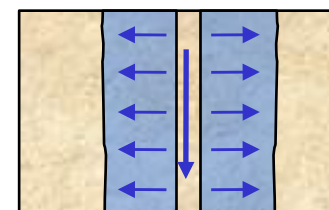
Frente lateral em macroporos com pouca interação



Solo com macroporos com pouca permeabilidade



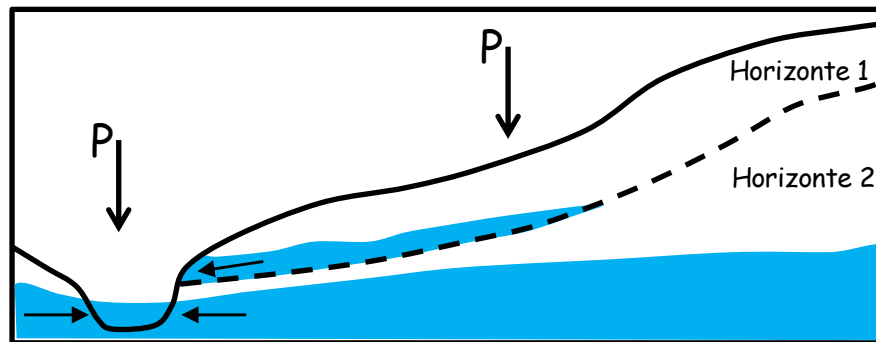
Frente lateral em macroporos com alta interação



Solos com macroporos com muita permeabilidade

Permeabilidade em terrenos extratificados

- Em alguns casos, uma camada de solo pode ter condutância hidráulica inferior à camada sobrejacente
- Isso provocará o retardamento da percolação podendo, inclusive, criar uma zona saturada suspensa intermitente (lençol empoleirado)

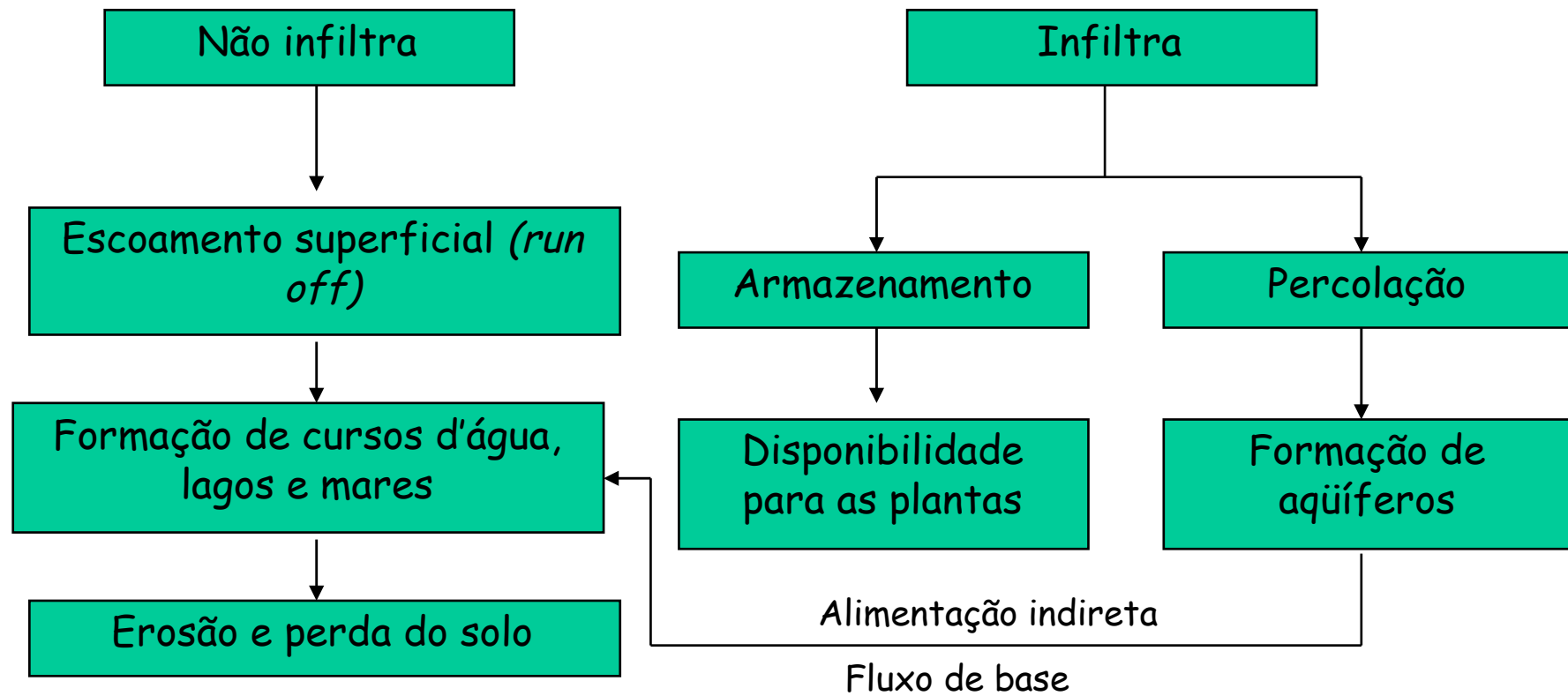


- Esses são exemplos de meio anisotrópicos - no entanto, nesse curso, a hipótese é a existência de meio isotrópico

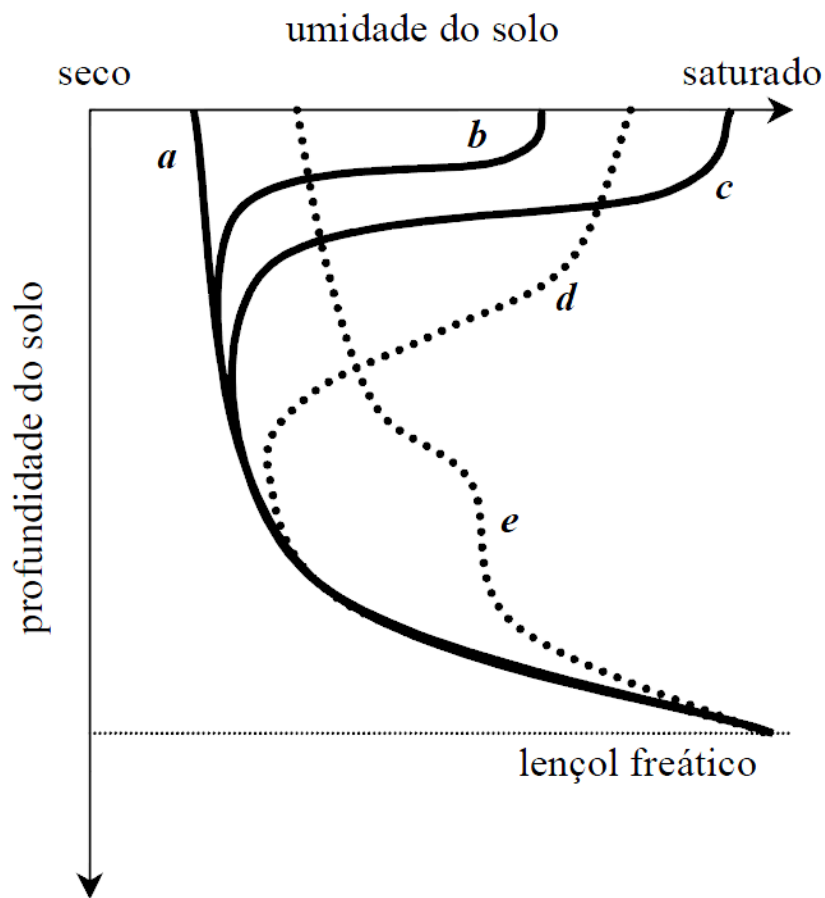
Infiltração e redistribuição da água no solo

Infiltração

A chuva, ao atingir a superfície do solo:

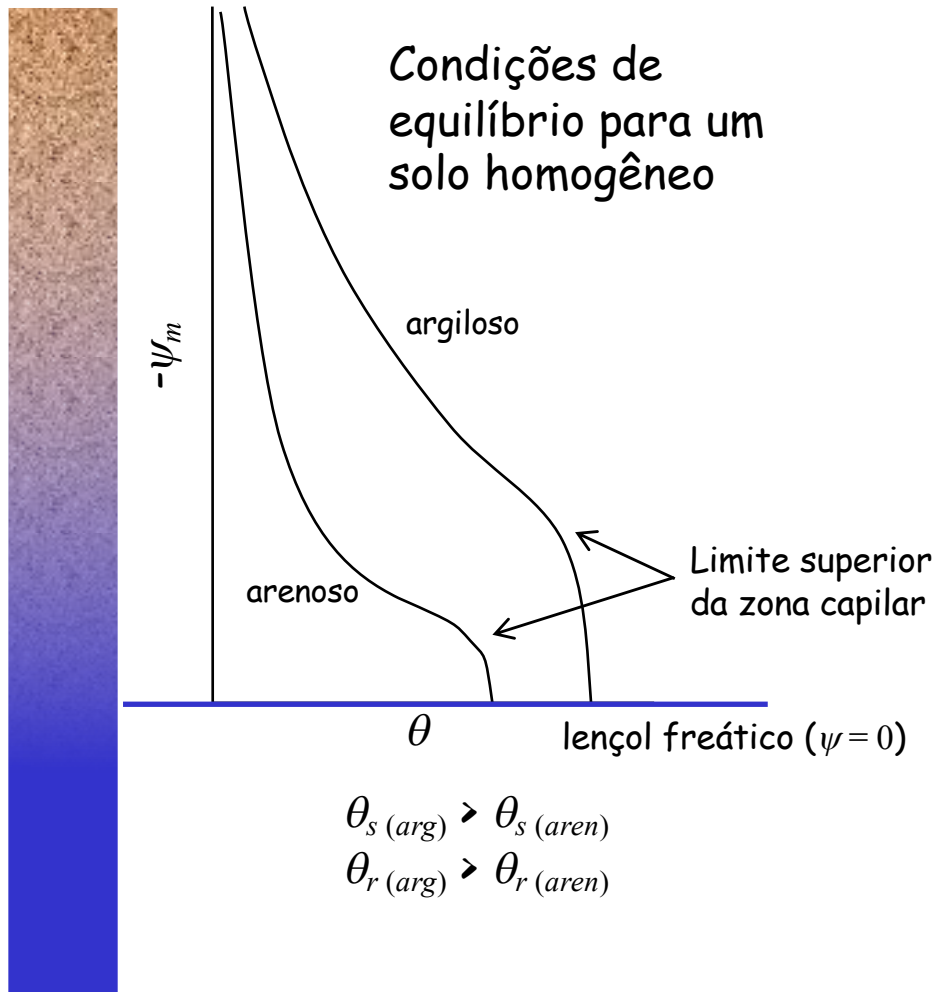


Redistribuição da Água no Perfil



- condição de equilíbrio com solo seco à superfície e saturado ao nível do lençol freático
- com o início da precipitação, a infiltração é rápida, adicionando água nas camadas superficiais
- a precipitação continua, saturando o solo nas primeiras camadas
- a precipitação cessa, a umidade superficial começa a descer no perfil do solo e evaporar
- a umidade continua a descer com velocidades diferentes (camadas com diferentes texturas e porosidades) gerando curvas de umidade mais complexas

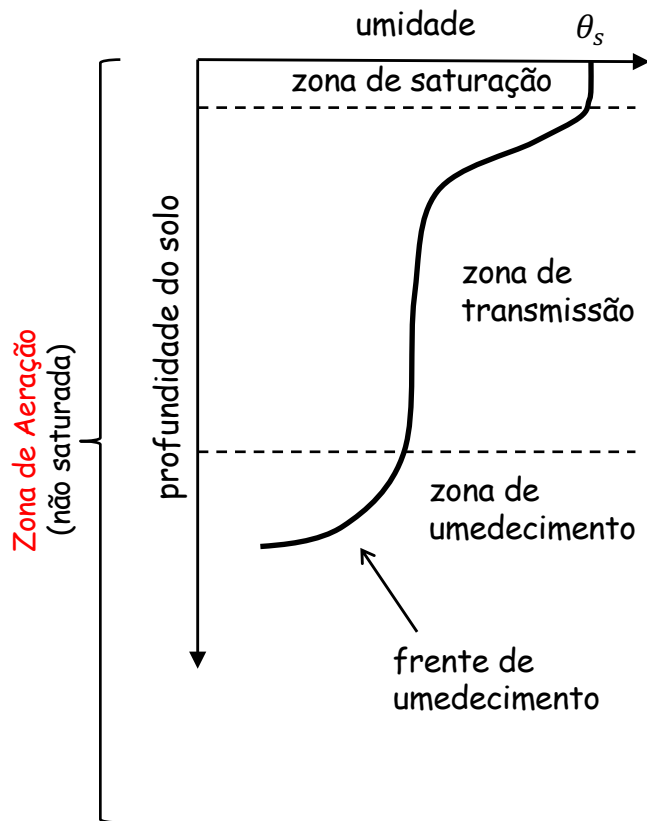
Redistribuição da Água no Perfil



Em condições reais, vários fatores alteram esta distribuição:

- A existência de horizontes do solo que determinam que a relação entre ψ_m e θ (curva de retenção) variem com a profundidade.
- A existência de raízes, que reduzem o conteúdo de umidade na zona radicular
- A oscilação do lençol freático como consequência da recarga e do fluxo de base
- A presença de frentes de umidade no perfil do solo como consequência da infiltração
- A presença de evaporação do solo, que cria perfis de dessecamento nas camadas superiores do solo

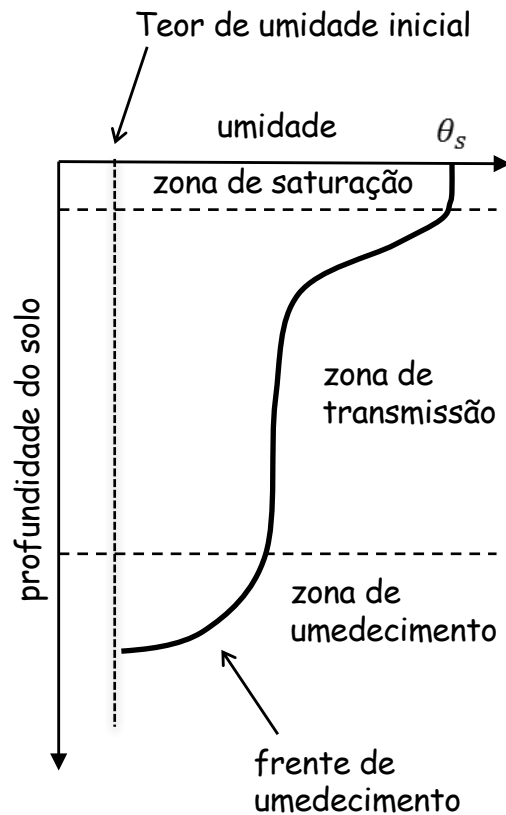
Perfil de umidade durante a infiltração



A umidade varia com a profundidade a medida que a água vai preenchendo os espaços porosos do solo.

A medida que o tempo passa, aumenta-se a zona de transmissão e portanto a profundidade da área de umedecimento.

Infiltração *versus* profundidade - perfil de infiltração



Camada saturada (mm ou cm)

Teor de umidade praticamente uniforme, abaixo da saturação. O movimento da água ocorre principalmente por gravidade

O teor de umidade decresce abruptamente com a profundidade

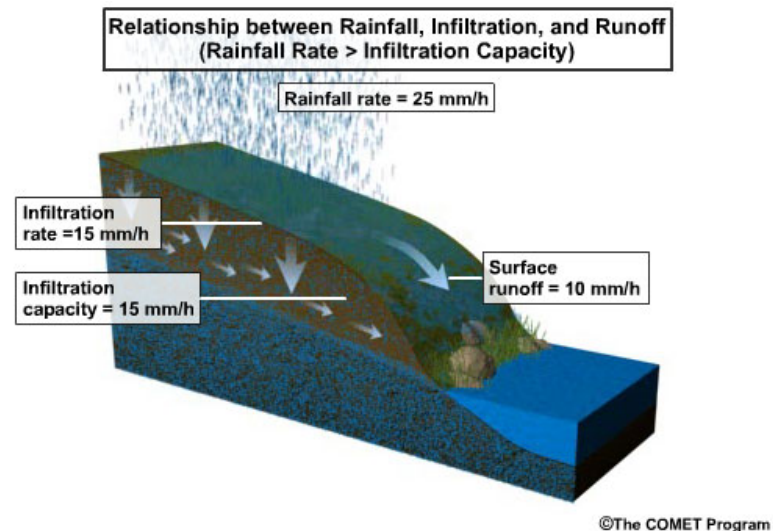
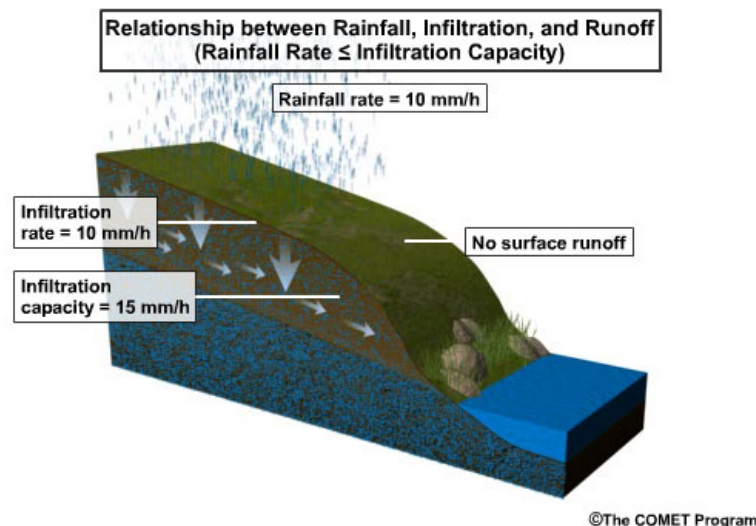
Limite visível da movimentação da água no solo. Abaixo dessa zona não existe penetração visível da água - elevado gradiente hidráulico

Enquanto todas as zonas permanecem com espessura aproximadamente constante, a zona de transmissão é aumentada continuamente com a aplicação da água

Taxa de infiltração e capacidade de infiltração

□ **Taxa de infiltração** - quantidade de água que entra no solo em um determinado período de tempo - expressa em termos de altura de água por tempo (p.e. mm/hora)

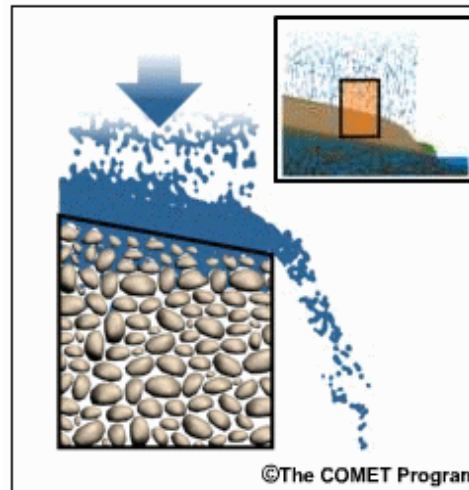
□ **Capacidade de infiltração** - limite superior da taxa de infiltração. Inclui a infiltração através da superfície e a percolação - expressa em termos de profundidade por tempo (p.e. mm/hora)



Definições

Um dado evento de entrada de água (chuva ou irrigação) inicia-se em um tempo $t = 0$ e termina em um tempo $t = t_w$. Define-se:

- Taxa de fornecimento de água $p(t) \rightarrow$ taxa segundo a qual a água chega na superfície do terreno [LT^{-1}]
- Taxa de infiltração $i(t) \rightarrow$ taxa segundo a qual a água entra na superfície do terreno [LT^{-1}]
- Capacidade de infiltração $i_c(t) \rightarrow$ máxima taxa de infiltração que o solo permite [LT^{-1}]
- Altura de empoçamento $H(t)$

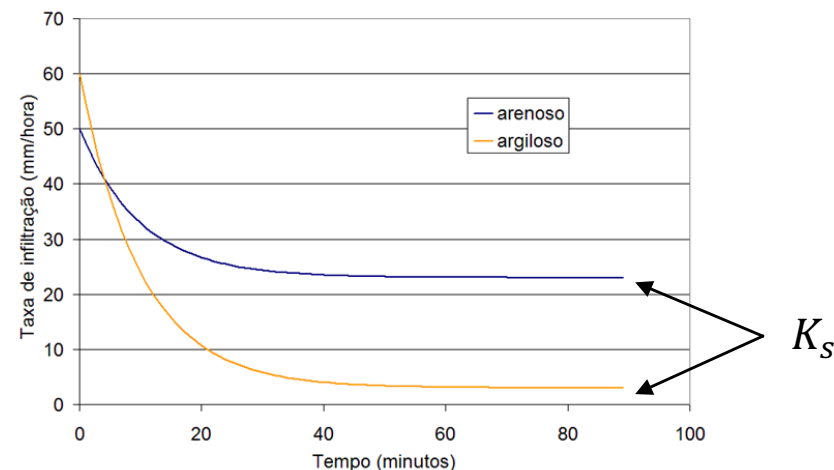


Taxa e Capacidade de Infiltração

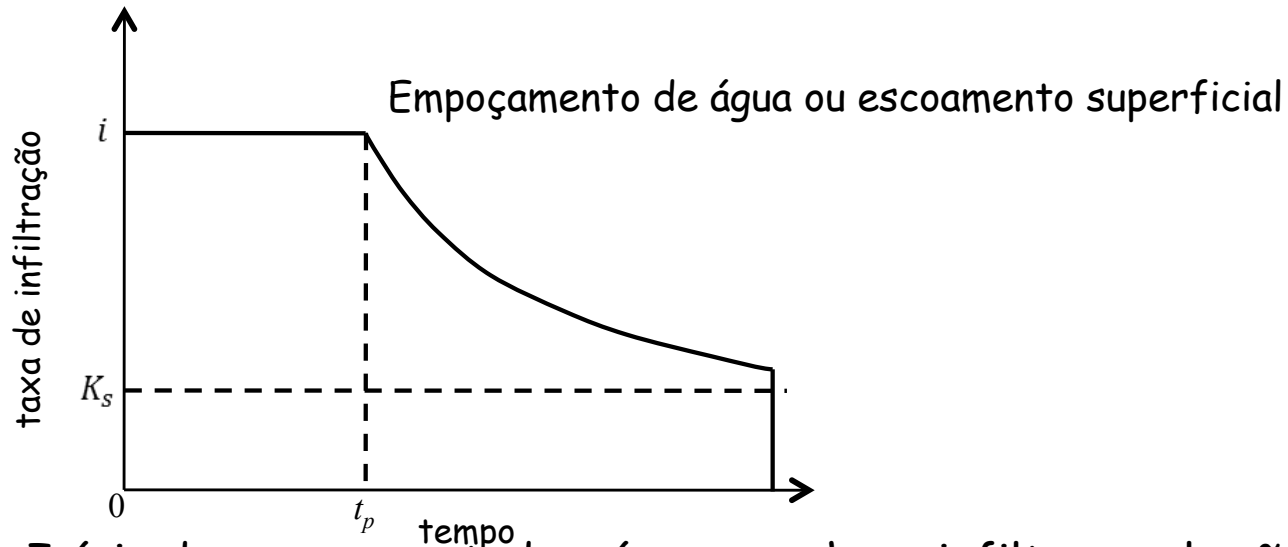
Taxa de infiltração: é a taxa na qual a água penetra no solo, expressa em termos de lâmina, ou seja, mm/h (correspondente ao volume de água que penetra no perfil do solo expresso por unidade de área, por unidade de tempo). Esta taxa é limitada pela capacidade de infiltração do solo e pela intensidade da chuva.

Capacidade de infiltração: é a taxa máxima na qual a água consegue se infiltrar no solo sob condições ideais.

Se houver água suficiente, a taxa de infiltração equivale à capacidade de infiltração



Infiltração *versus* tempo - curva típica



- Início do processo - toda a água que chove infiltra - solo não saturado, ψ_m domina o processo
- Encharcamento - a medida que a água entra no solo, a umidade tende a aumentar e ψ_m perde a importância
- Saturação - ψ_g é predominante
- Se a chuva continua, ocorre o empoçamento (ou escoamento superficial) - o potencial de carga atua juntamente com ψ_g (o empoçamento cria uma lâmina d'água na superfície que exerce uma carga hidráulica que influencia o próprio processo de infiltração (potencial de carga))
- No final do processo, a taxa de infiltração tende a permanecer constante e \approx igual a K_s (condutividade hidráulica saturada)

Fatores que afetam a Infiltração

Textura e estrutura do solo: porosidade, densidade e compactação do solo

maior quantidade de poros grandes → maior infiltração

maior compactação → maior densidade → menor infiltração

Condição antecedente de umidade do solo

mais úmido → menor infiltração

Atividade biológica e matéria orgânica

mais matéria orgânica → melhor estruturado é o solo → maior infiltração

Presença de cobertura morta e vegetação

menor cobertura → maior desagregação das partículas → menor infiltração

Outros: hidrofobia do solo, congelamento superficial

Modelos de Infiltração

A estimativa da infiltração é feita através de equações baseadas em modelos físicos ou em relações empíricas.

Em geral baseiam-se em algumas das propriedades do solo e permitem a estimativa de infiltração a partir de poucas observações.

Green - Ampt (1911)

Equação de infiltração desenvolvida a partir de um modelo aproximado que se baseia na lei de Darcy

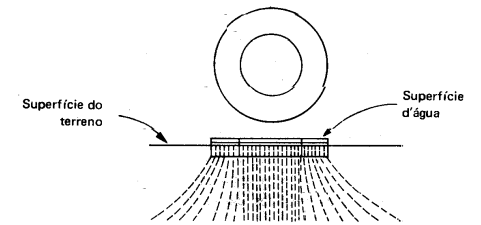
Foi desenvolvido quando há o empocamento da água em solos profundos e homogêneos com conteúdo inicial de água com distribuição uniforme.

Horton (1940) e Philip (1957)

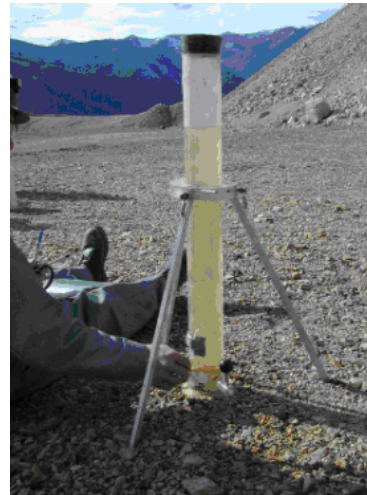
Equações de infiltração baseadas em soluções aproximadas da equação de Richards

Medição da Infiltração

- Infiltrômetros
Simple
Duplo Anel



- Infiltrômetro de carga constante
- Infiltrômetros de tensão



- Infiltrômetros em parcelas de escoamento

