

CURSO 4

FLUJO DE AGUA EN SUELOS

FUNDAMENTOS Y APLICACIONES

TEMA 1

FUNDAMENTOS SOBRE FLUJO DE AGUA EN

SUELOS

2011



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL



MEDIO POROSO

**CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL
PIEZOMETRICO**

LEY DE DARCY

**VELOCIDAD DE POROS Y DESCARGA
ESPECIFICA**

**COEFICIENTE DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA
Y PERMEABILIDAD**

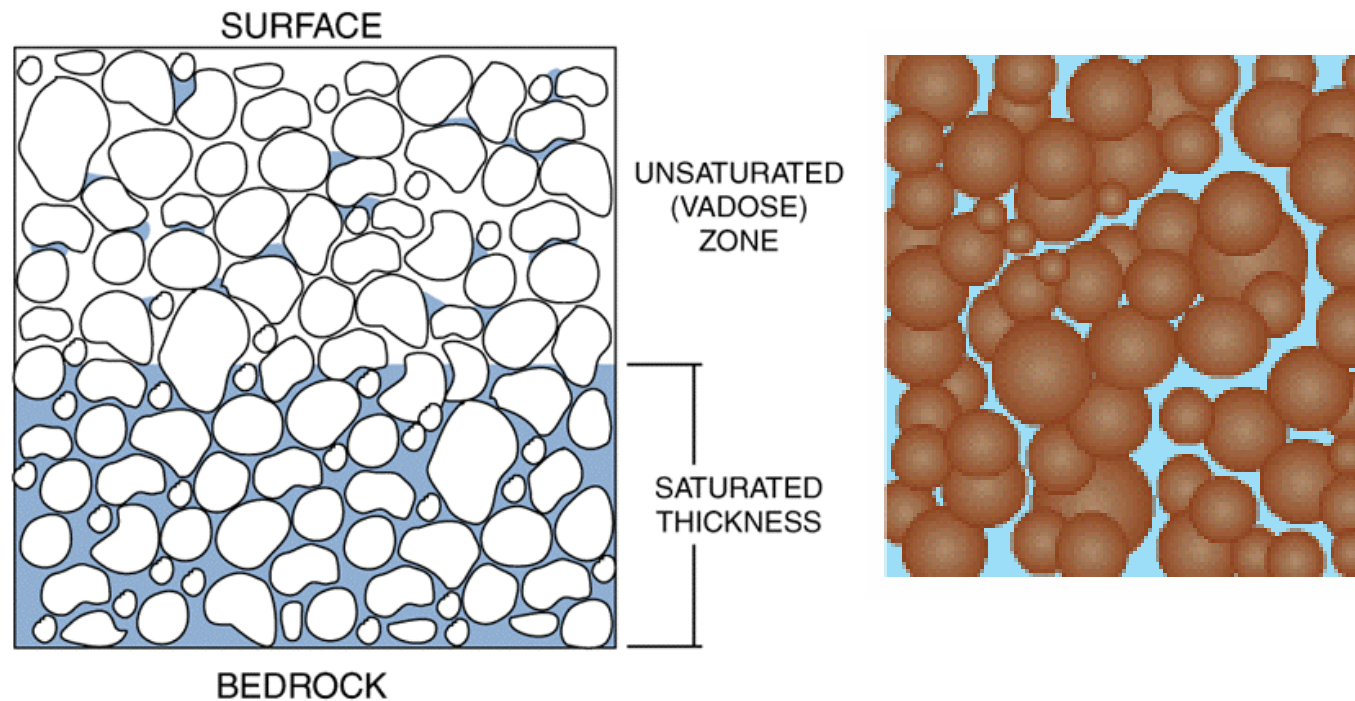
**METODOS INDIRECTOS PARA DETERMINAR
PERMEABILIDAD**

**ENSAYOS DE PERMEABILIDAD EN
LABORATORIO**

CAPILARIDAD



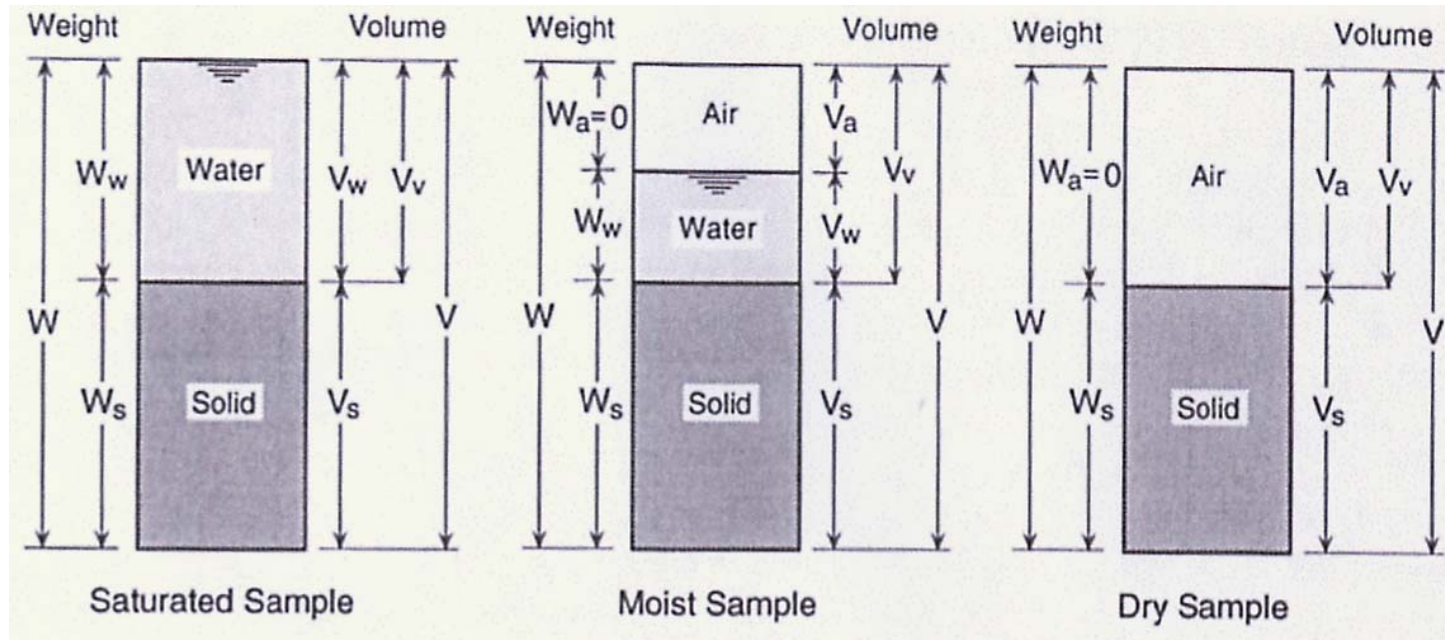
- **MEDIO POROSO**



Un medio poroso está compuesto por una mezcla de agua, aire y sedimentos, los que dependiendo de su proporción dan origen a ciertas propiedades o características del mismo.



- **MEDIO POROSO**



$$\theta = \frac{V_w}{V_s + V_w + V_a} = \frac{V_w}{V_T}$$

$$w = \frac{W_w}{W_s}$$

$$\rho_b = \frac{W_s}{V_T}$$



- **MEDIO POROSO**

Los espacios o poros en un medio poroso no pueden ser medidos, de tal manera que para caracterizarlo se debe recurrir a un parámetro indirecto como es la medida del tamaño de los sedimentos en un suelo.

Tamaño de Poros??? → Tamaño de Sedimentos



• CLASIFICACION DE SEDIMENTOS

Los sedimentos se clasifican sobre la base del tamaño (diámetro) de los granos individuales.

Clasificación según ASTM.

$$\phi = -\log_2 d$$

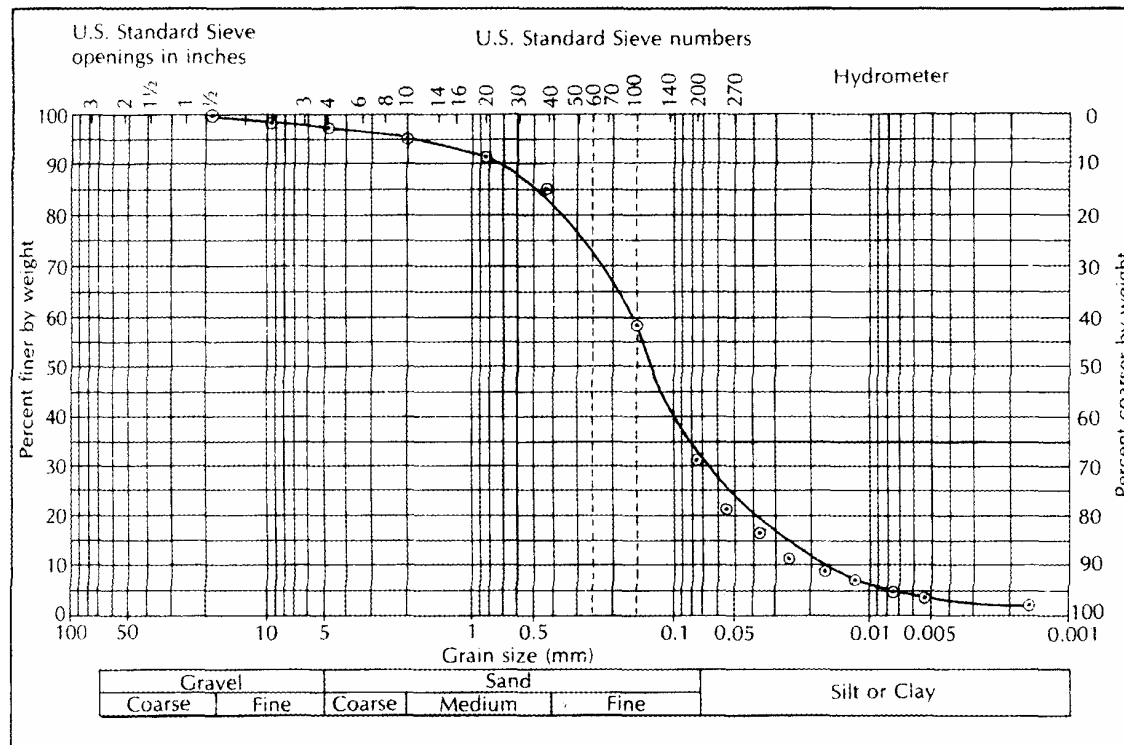
Limiting particle diameter			Size	Class		
(mm)	(ϕ units)					
2048	-11		V. Large	Boulders	GRAVEL	1 m
1024	-10		Large			
512	-9		Medium			
256	-8		Small	Cobbles		10 ⁻¹
128	-7		Large			
64	-6		Small			
32	-5		V. Coarse	Pebbles		10 ⁻²
16	-4		Coarse			
8	-3		Medium			
4	-2		Fine			
2	-1		V. Fine			
1	0	(Microns μ)	V. Coarse	Sand	MUD	10 ⁻³
1/2	+1	500	Coarse			
1/4	+2	250	Medium			
1/8	+3	125	Fine			
1/16	+4	62	V. Fine			
1/32	+5	31	V. Coarse	Silt		10 ⁻⁴
1/64	+6	16	Coarse			
1/128	+7	8	Medium			
1/256	+8	4	Fine			
1/512	+9	2	V. Fine			
				Clay		



- CLASIFICACION DE SEDIMENTOS



- **CLASIFICACION DE SEDIMENTOS**



La distribución de tamaños de un sedimento puede ser graficada en un papel semilogarítmico. El porcentaje de material bajo un tamaño definido se grafica en el eje vertical aritmético, mientras que el tamaño del grano se grafica en el eje horizontal logarítmico.



- **CLASIFICACION DE SEDIMENTOS**

Table 2.2.2 Soil Classification Based on Particle Size (after Morris and Johnson⁴⁵)

Material	Particle size, mm
Clay	<0.004
Silt	0.004 – 0.062
Very fine sand	0.062 – 0.125
Fine sand	0.125 – 0.25
Medium sand	0.25 – 0.5
Coarse sand	0.5 – 1.0
Very coarse sand	1.0 – 2.0
Very fine gravel	2.0 – 4.0
Fine gravel	4.0 – 8.0
Medium gravel	8.0 – 16.0
Coarse gravel	16.0 – 32.0
Very coarse gravel	32.0 – 64.0



- **CLASIFICACION DE SEDIMENTOS**

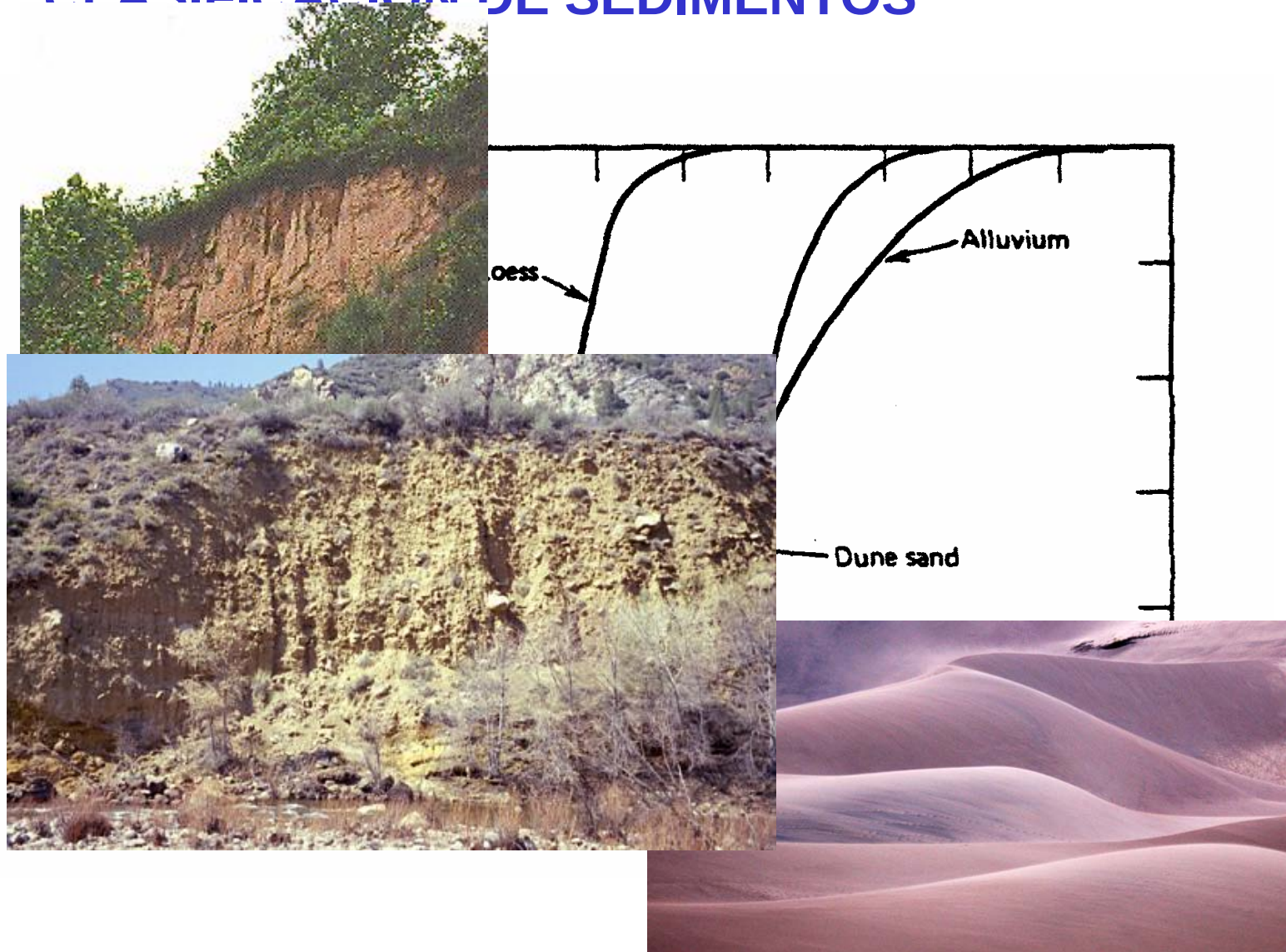
El **coeficiente de uniformidad** de un sedimento es una medida de la distribución de los materiales en él. El coeficiente de uniformidad, C_U , es la razón entre el tamaño de material que es más fino que el 60% del material de la muestra, d_{60} , sobre el tamaño de sedimento que es más fino que el 10% de la muestra, d_{10} :

$$C_U = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

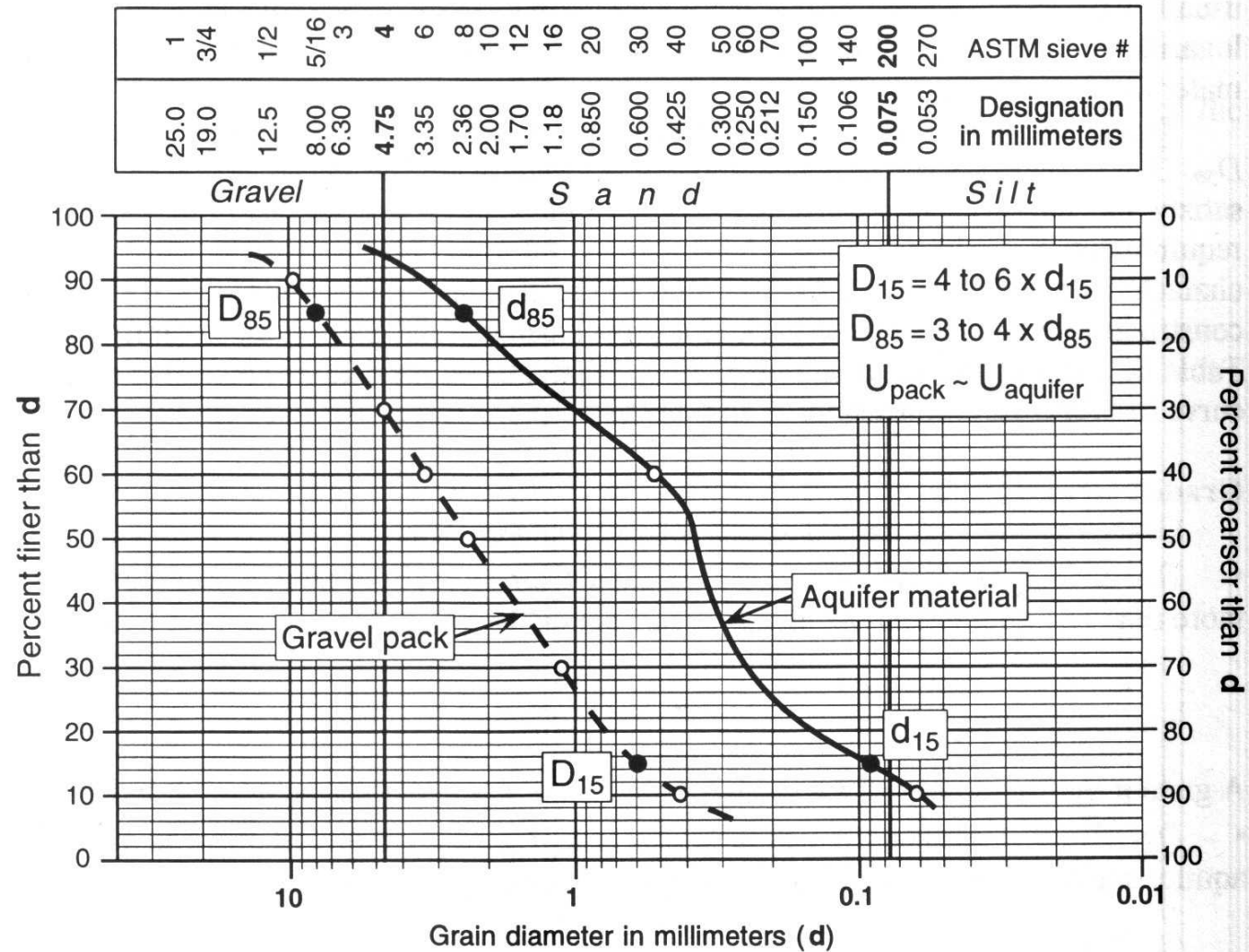
Una muestra con un valor de C_U menor que 4 se considera muy homogénea (poca variedad de tamaños), mientras que si el valor de C_U es mayor a 6 la muestra tiene una gran dispersión de tamaños de granos.



• CLASIFICACION DE SEDIMENTOS



- CLASIFICACION DE SEDIMENTOS



- **FILTRO DE GRAVA (GRAVEL PACK)**

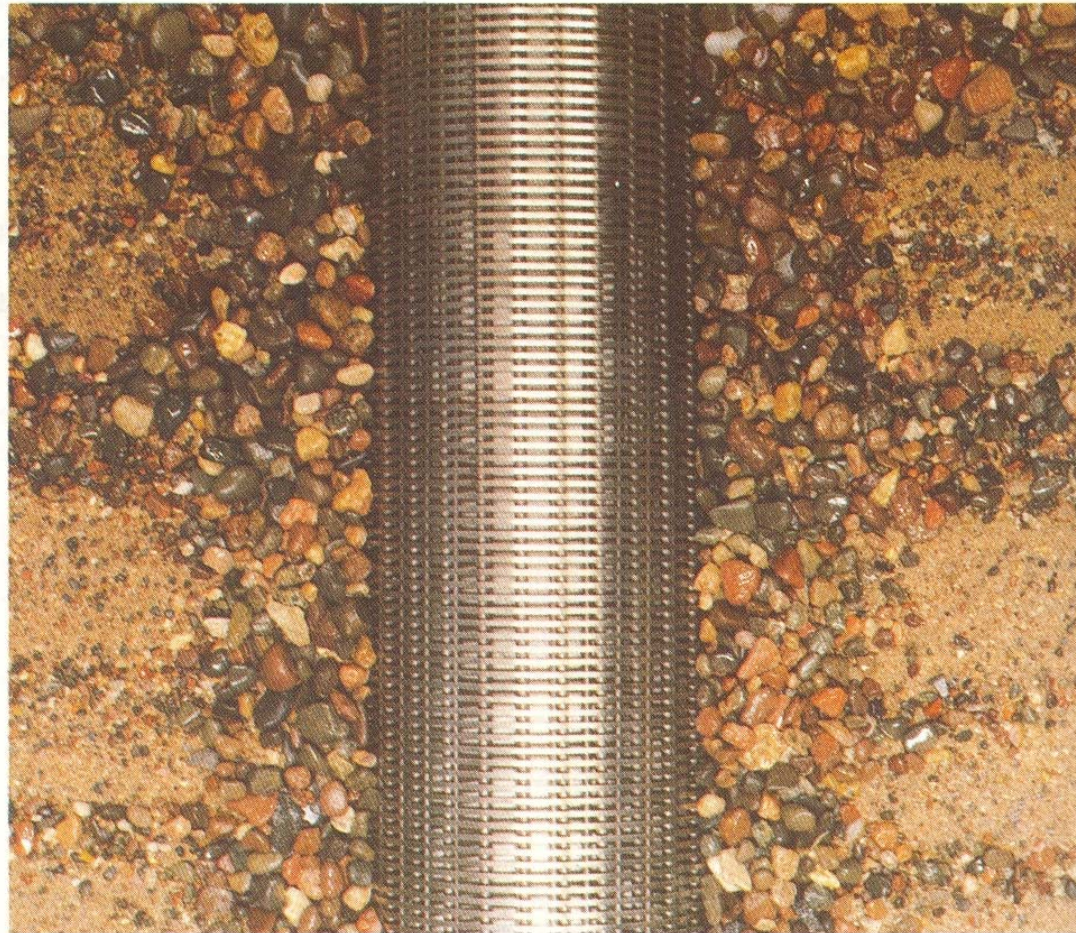


Figure 15.3. Natural development removes most particles near the well screen that are smaller than the slot openings, thereby increasing porosity and hydraulic conductivity in a zone surrounding the screen.



• POROSIDAD TOTAL Y EFECTIVA

Al momento en que son formadas, algunas rocas contienen espacios vacíos mientras que otras son completamente sólidas.

Aquellas rocas que ocurren cerca de la superficie de la tierra no son totalmente sólidas debido a los procesos físicos y químicos producidos por cambios climáticos. Estos procesos causan la descomposición de las rocas, lo que se traduce en un aumento de los espacios vacíos.

Se denomina **sedimentos** a la acumulación de granos individuales que fueron depositados por el agua, el viento, el hielo, o por gravedad.

Los espacios vacíos o poros entre los granos del suelo dan origen a la **porosidad**. Las fracturas, espacios vacíos y los poros en los materiales de la tierra son de gran importancia para la hidrogeología ya que el agua subterránea y la humedad del suelo ocurren en ellos.



- **POROSIDAD TOTAL Y EFECTIVA**

- **Porosidad Total**, n , es el porcentaje de la roca o suelo que está compuesto de huecos o vacíos

$$n = 100 \cdot \frac{V_v}{V_v + V_s} = 100 \cdot \frac{V_v}{V_T}$$

- La **Razón de Vacíos**, e , es un parámetro relacionado con el anterior:

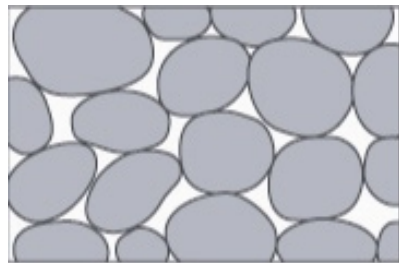
$$e = 100 \cdot \frac{V_v}{V_s}$$

- **Porosidad Efectiva**, n_e , corresponde a aquellos huecos que se encuentran interconectados entre sí.

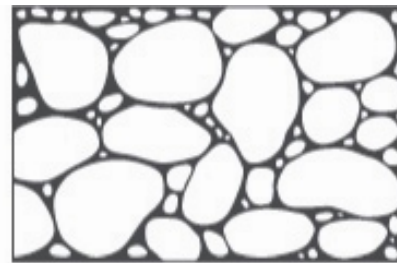
$$n_e < n$$



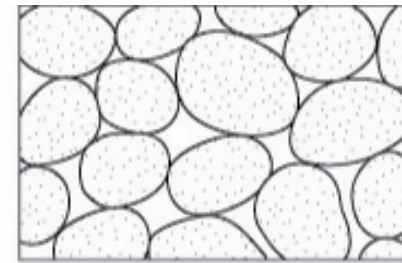
• POROSIDAD TOTAL Y EFECTIVA



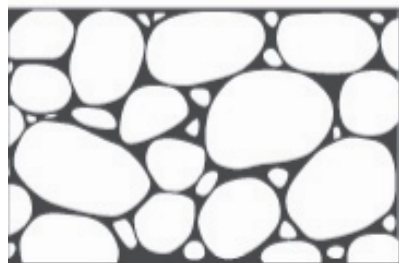
(a)



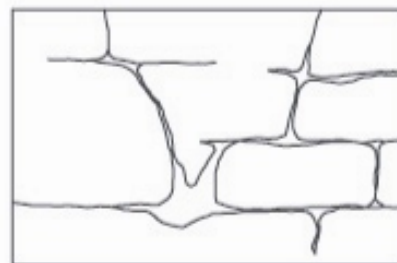
(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

- a) Depósito de material sedimentario "mal distribuido" y de alta porosidad,
- b) Depósito de material sedimentario "bien distribuido" y de baja porosidad
- c) Similar al caso a) pero con gravas gruesas por si mismas porosas
- d) Similar al caso a) pero su porosidad ha sido disminuida por el depósito de material mineral
- e) Rocas que se volvieron porosas por procesos químicos (disolución)
- f) Rocas con porosidad adquirida por fractura



- **POROSIDAD TOTAL Y EFECTIVA**

Rango de Valores de Porosidad, n(%)

	n(%)
Depósitos no consolidados	
Grava	24-40
Arena	25-50
Limo	25-50
Arcilla	40-70
Rocas	
Basalto fracturado	5-50
Limo kárstico	5-50
Dolomita	0-20
<i>Roca cristalizada fracturada</i>	0-10
Roca cristalina densa	0-5



- **POROSIDAD TOTAL Y EFECTIVA**

Rango de Valores de Porosidad, $n(\%)$

Table 2.2.1 Representative Values of Porosity (after Morris and Johnson⁴⁵)

Material	Porosity, percent	Material	Porosity, percent
Gravel, coarse	28 ^a	Loess	49
Gravel, medium	32 ^a	Peat	92
Gravel, fine	34 ^a	Schist	38
Sand, coarse	39	Siltstone	35
Sand, medium	39	Claystone	43
Sand, fine	43	Shale	6
Silt	46	Till, predominantly silt	34
Clay	42	Till, predominantly sand	31
Sandstone, fine grained	33	Tuff	41
Sandstone, medium grained	37	Basalt	17
Limestone	30	Gabbro, weathered	43
Dolomite	26	Granite, weathered	45
Dune sand	45		

^aThese values are for repacked samples; all others are undisturbed.

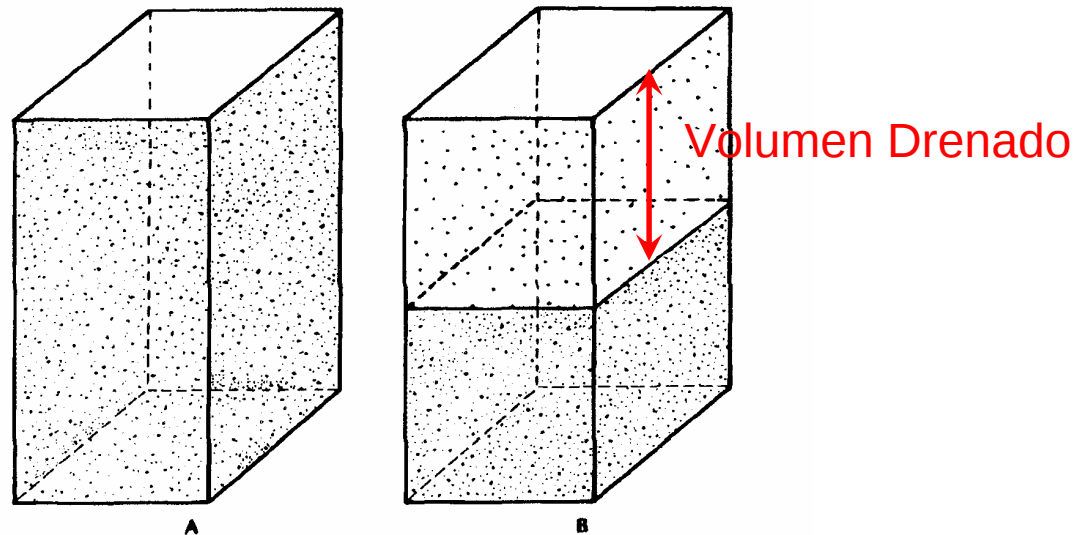


- **CAPACIDAD Y RETENCION ESPECIFICA**

La **capacidad específica** (S_Y) es la razón entre el volumen de agua que drena desde una muestra de suelo saturado debido a la acción de la gravedad y el volumen total de la muestra.

$$S_Y = \frac{V_{DRENADO}}{V_{TOTAL}}$$

$$S_Y = n???$$



- **CAPACIDAD Y RETENCION ESPECIFICA**

La **retención específica** (S_R) de una muestra de suelo es la razón entre el volumen de agua que la muestra puede retener una vez que la fuerza de gravedad ha sido balanceada, y el volumen total de la muestra.

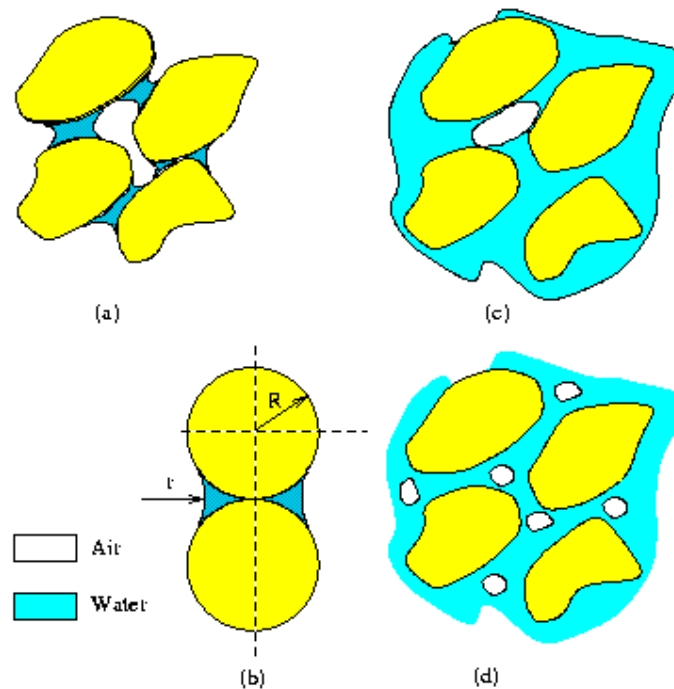
A partir de las definiciones de la capacidad específica y la retención específica es fácil mostrar que:

$$n = S_Y + S_R$$



- **CAPACIDAD Y RETENCION ESPECIFICA**

Si dos muestras son similares en cuanto a su porosidad, pero el tamaño específico de los granos de una de ellas es menor a la otra, el área superficial del material más fino será mayor a la otra. Debido a esta situación, más agua puede ser almacenada como agua pendular en la muestra que contiene una mayor proporción de finos.



$$S_R (\text{suelo fino}) \gg S_R (\text{suelo grueso})$$



- **CAPACIDAD Y RETENCION ESPECIFICA**

La retención específica aumenta a medida que el tamaño de los granos disminuye. De esta manera, una muestra de arcilla puede tener una porosidad total de 50% con una retención específica de 48%.

Capacidad Específica, S_v , para distintos suelos

Material	Capacidad Específica		
	Máximo	Mínimo	Promedio
Arcilla	5	0	2
Arcilla arenosa	12	3	7
Limo	19	3	18
Arena fina	28	10	21
Arena media	32	15	26
Arena gruesa	35	20	27
Arena gravosa	35	20	25
Grava fina	35	21	25
Grava media	26	13	23
Grava gruesa	26	12	22



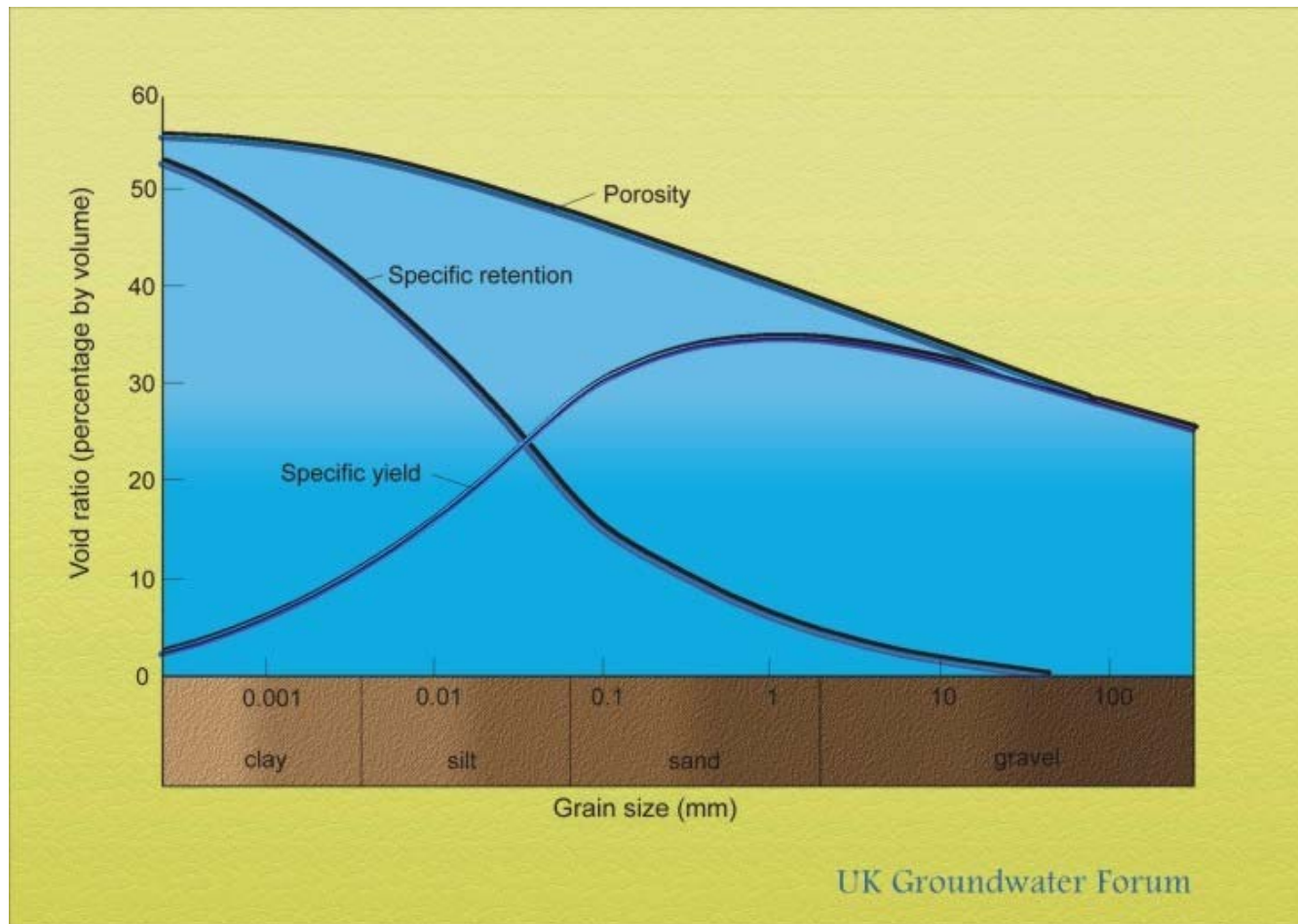
- **CAPACIDAD Y RETENCION ESPECIFICA**

Table 2.5.1 Representative Values of Specific Yield (after Johnson²⁵)

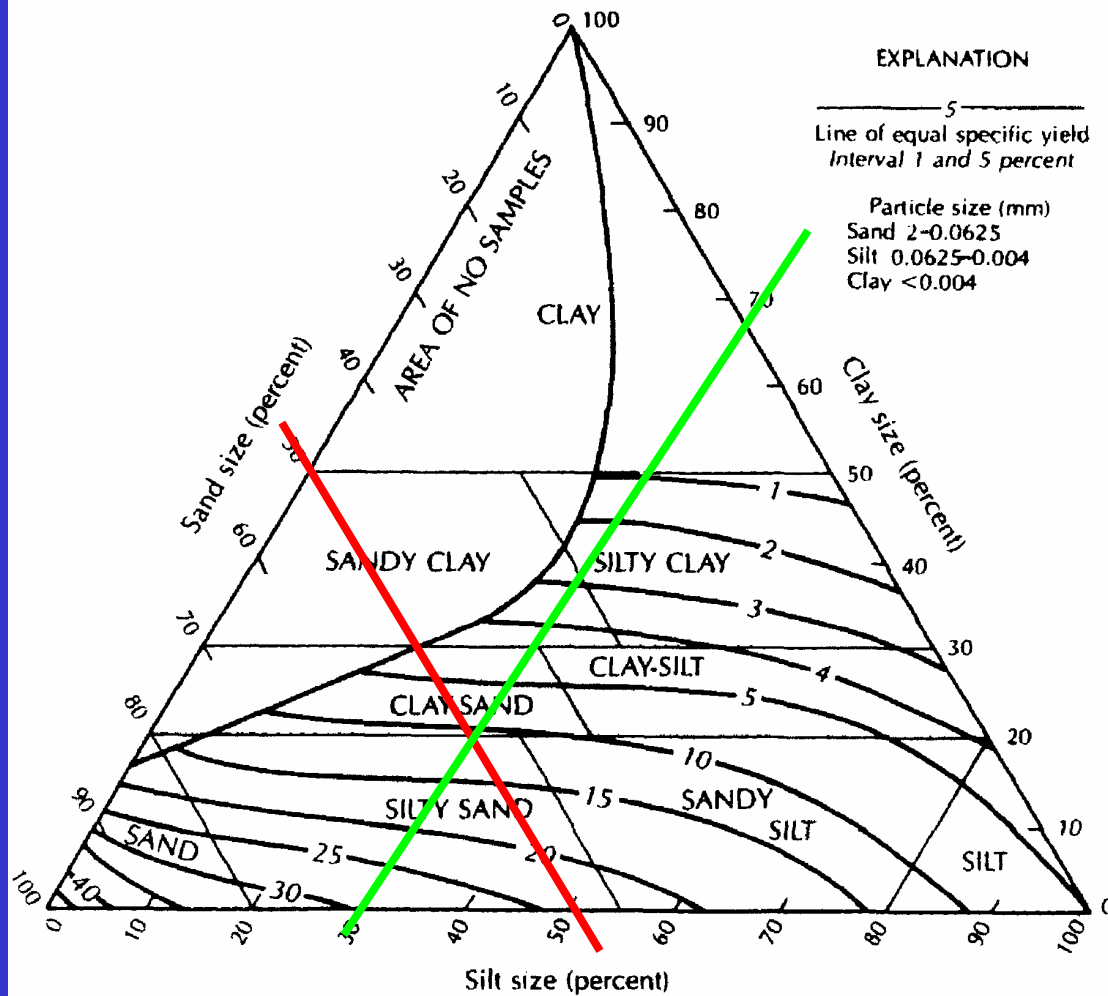
Material	Specific yield (percent)
Gravel, coarse	23
Gravel, medium	24
Gravel, fine	25
Sand, coarse	27
Sand, medium	28
Sand, fine	23
Silt	8
Clay	3
Sandstone, fine grained	21
Sandstone, medium grained	27
Limestone	14
Dune sand	38
Loess	18
Peat	44
Schist	26
Siltstone	12
Till, predominantly silt	6
Till, predominantly sand	16
Till, predominantly gravel	16
Tuff	21



- **CAPACIDAD Y RETENCION ESPECIFICA**



- **CAPACIDAD Y RETENCION ESPECIFICA**



EJEMPLO

Arena	50%
Limo	30%
Arcilla	20%

Arena limosa
 $S_y \sim 11\%$



MEDIO POROSO

**CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL
PIEZOMETRICO**

LEY DE DARCY

**VELOCIDAD DE POROS Y DESCARGA
ESPECIFICA**

**COEFICIENTE DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA
Y PERMEABILIDAD**

**METODOS INDIRECTOS PARA DETERMINAR
PERMEABILIDAD**

**ENSAYOS DE PERMEABILIDAD EN
LABORATORIO**

CAPILARIDAD



- **CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL PIEZOMETRICO**

El proceso físico que involucra el flujo a través de un medio poroso usualmente requiere la existencia de un **gradiente o diferencia de potencial**. En el caso del escurrimiento a través de un medio poroso bajo condiciones saturadas o no saturadas se requiere que exista una diferencia de energía entre dos puntos en el medio para que se produzca un flujo neto de agua entre ellos.

El **nivel de energía**, como altura o columna de agua, está compuesto de tres términos: h_v altura de velocidad, h_p altura de presión y h_z altura o cota geométrica.

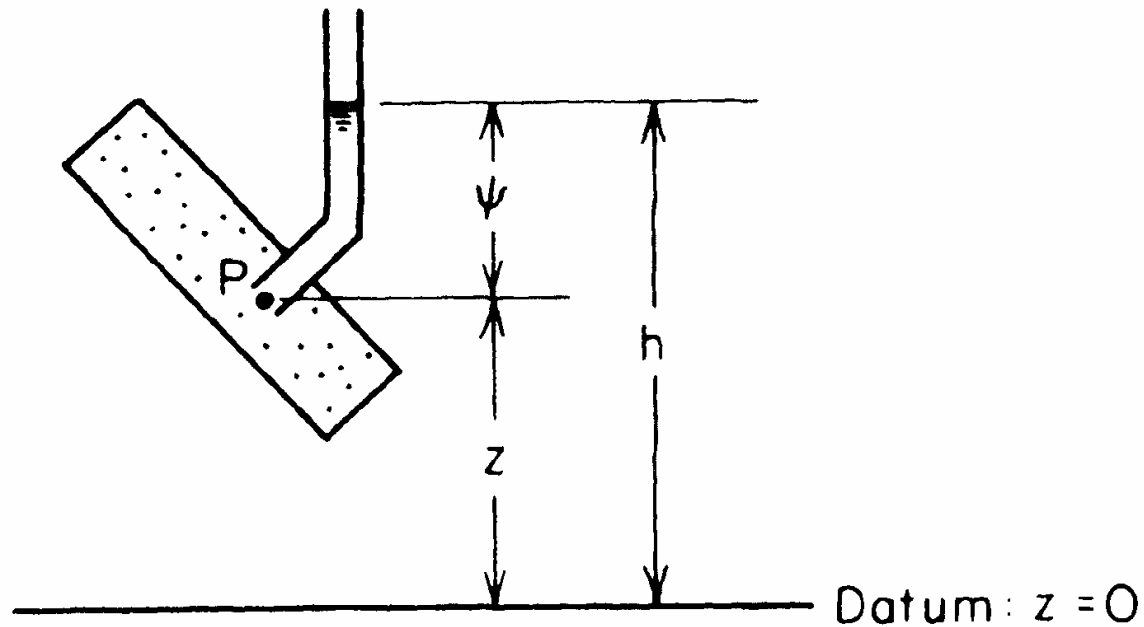
$$h_T = h_v + h_p + h_z$$

$$h_T = \frac{v^2}{2 \cdot g} + \frac{p}{\rho \cdot g} + z \approx \frac{p}{\rho \cdot g} + z = \psi + z$$



- **CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL PIEZOMETRICO**

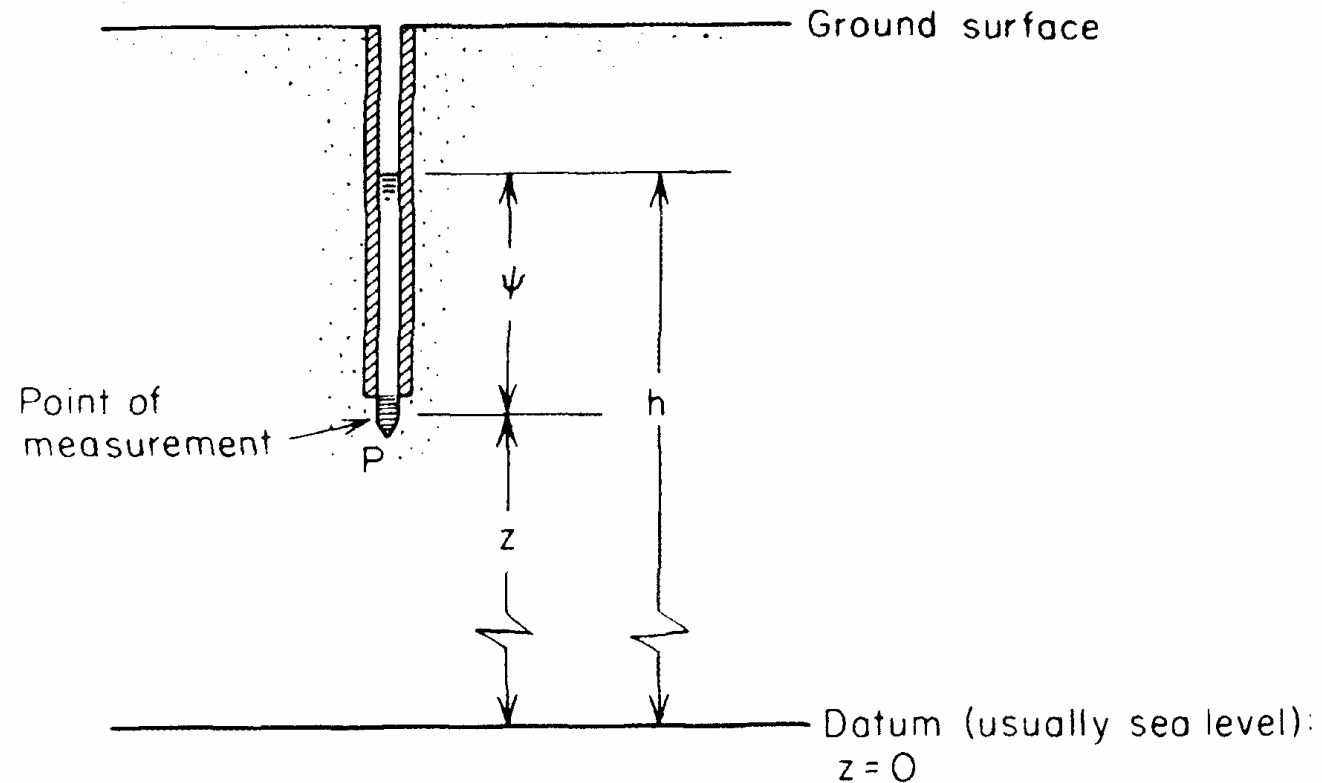
$$p = \rho g(h - z) + p_0$$



Medición de altura piezométrica en el punto P, en un piezómetro de laboratorio.



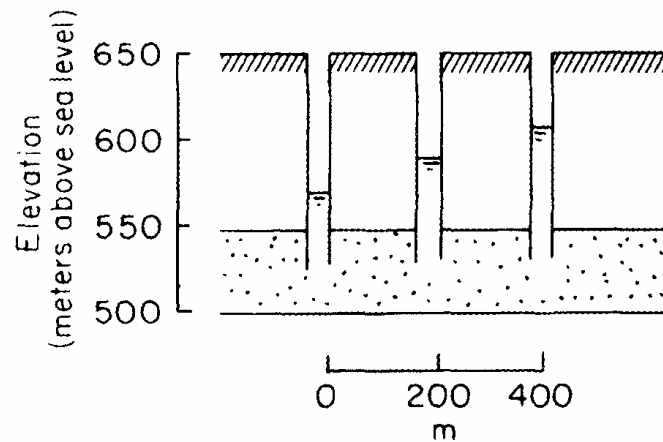
- **CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL PIEZOMETRICO**



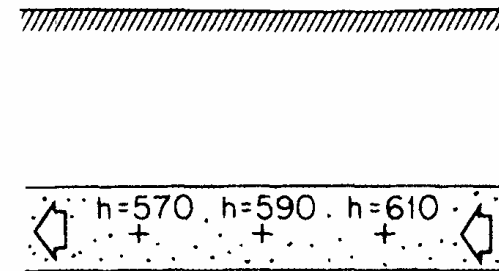
Medición de altura piezométrica en el punto P, en un piezómetro o sondaje de observación en terreno.



- **CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL PIEZOMETRICO**



(a)

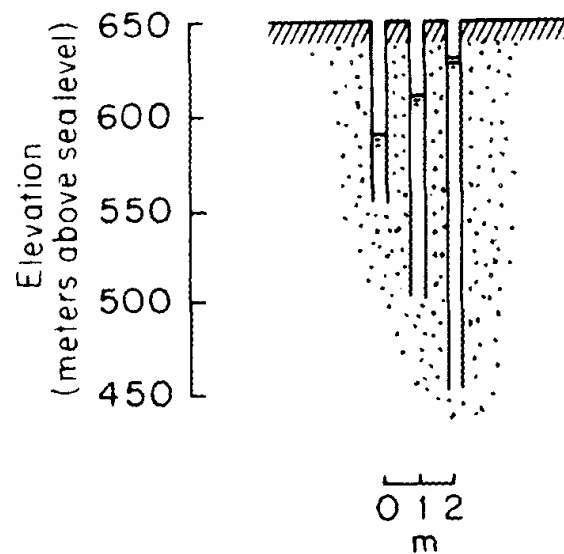


(b)

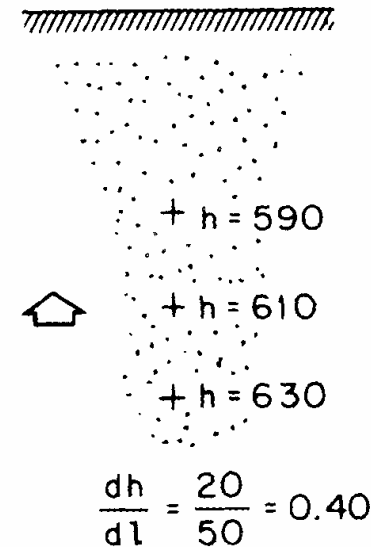
Flujo de agua en la dirección horizontal inducido por un gradiente piezométrico



- **CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL PIEZOMETRICO**



(c)



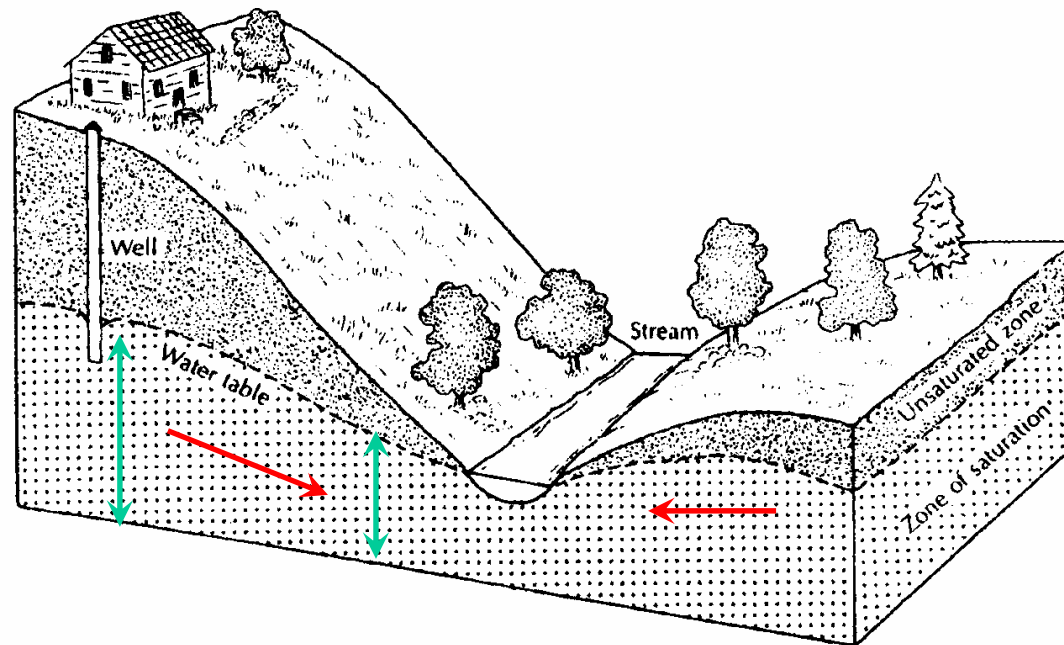
(d)

Flujo de agua en la dirección vertical inducido por un gradiente piezométrico



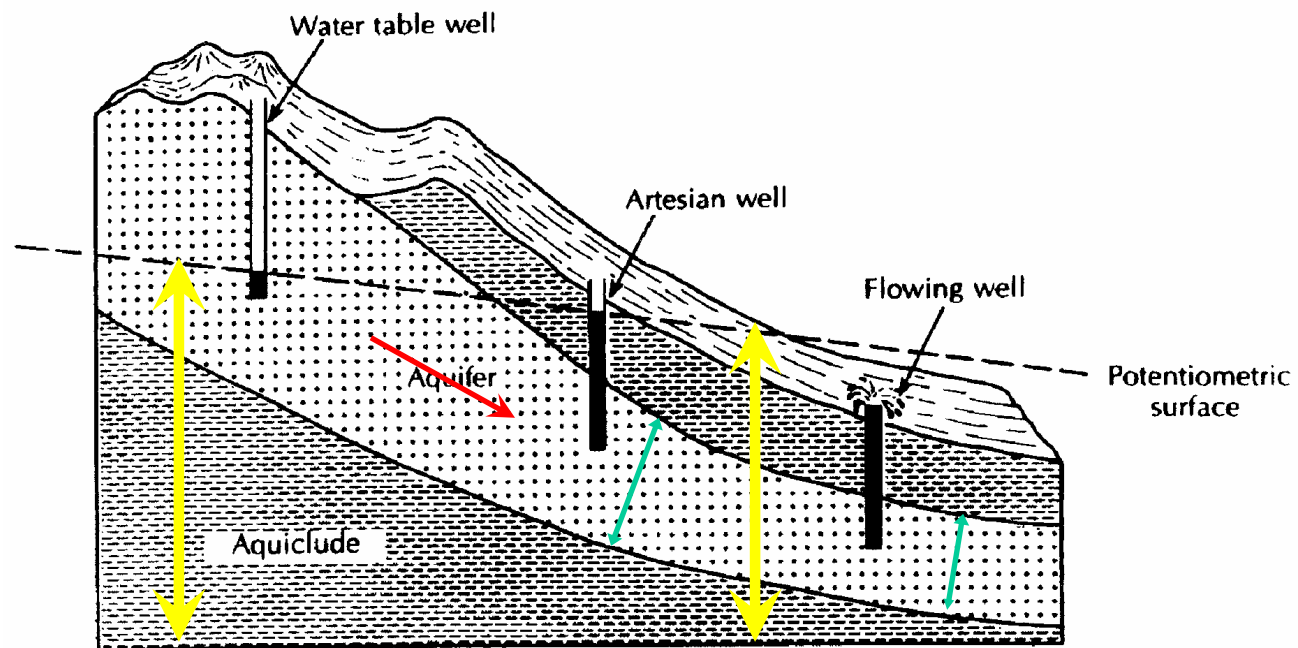
- **CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL PIEZOMETRICO**

Movimiento del agua se produce de una zona de mayor energía (altura de agua) a una de menor energía.

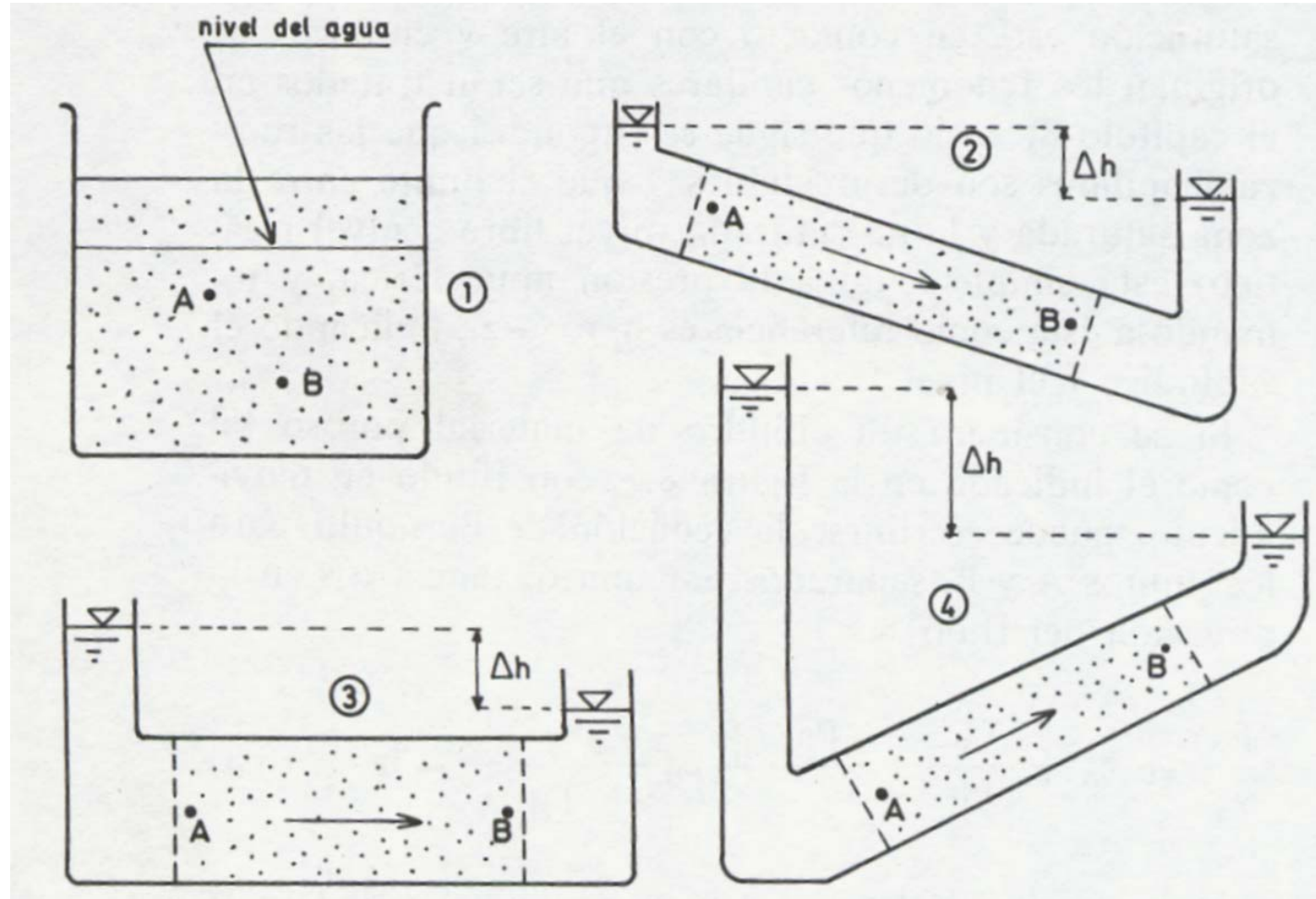


- **CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL PIEZOMETRICO**

Movimiento del agua se produce de una zona de mayor energía a una de menor energía.



- **CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL PIEZOMETRICO**



MEDIO POROSO

**CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL
PIEZOMETRICO**

LEY DE DARCY

**VELOCIDAD DE POROS Y DESCARGA
ESPECIFICA**

**COEFICIENTE DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA
Y PERMEABILIDAD**

**METODOS INDIRECTOS PARA DETERMINAR
PERMEABILIDAD**

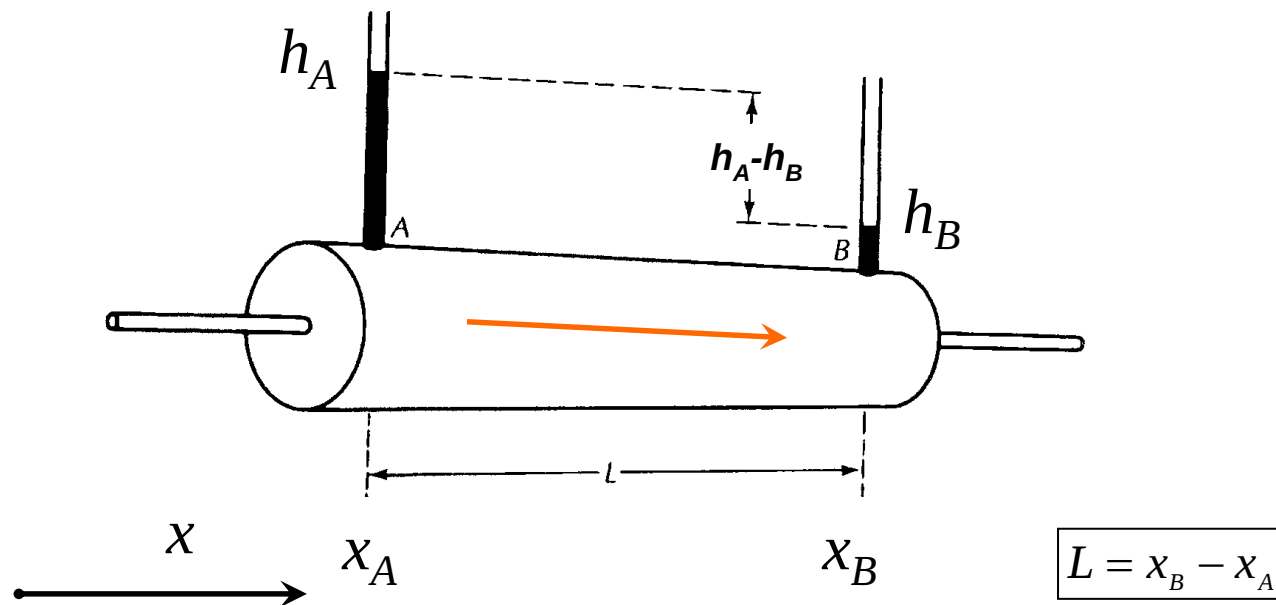
**ENSAYOS DE PERMEABILIDAD EN
LABORATORIO**

CAPILARIDAD



- **LEY DE DARCY**

En la segunda mitad del siglo 19, **Henry Darcy**, desarrolló el primer estudio sistemático del movimiento del agua a través de un medio poroso. En este estudio se analizó el movimiento de agua a través de lechos de arena usados para la filtración de agua para la bebida.



- **LEY DE DARCY**

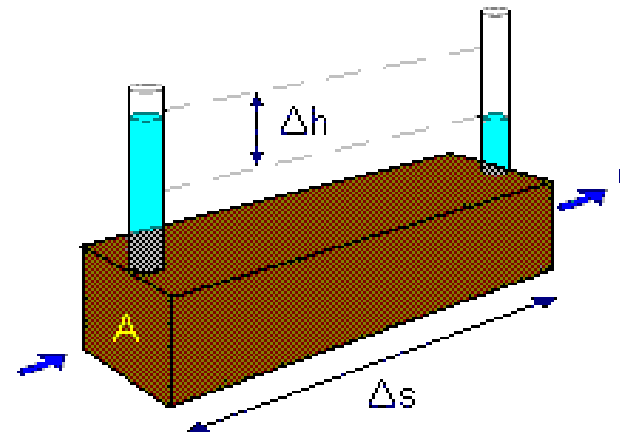
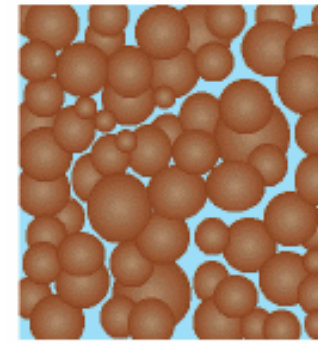
Darcy encontró que la tasa o velocidad a la cual el agua fluye a través del medio poroso es directamente proporcional a la diferencia de altura entre los dos extremos del lecho filtrante, e inversamente proporcional a la longitud del lecho.

$$q \propto \Delta h = h_A - h_B$$

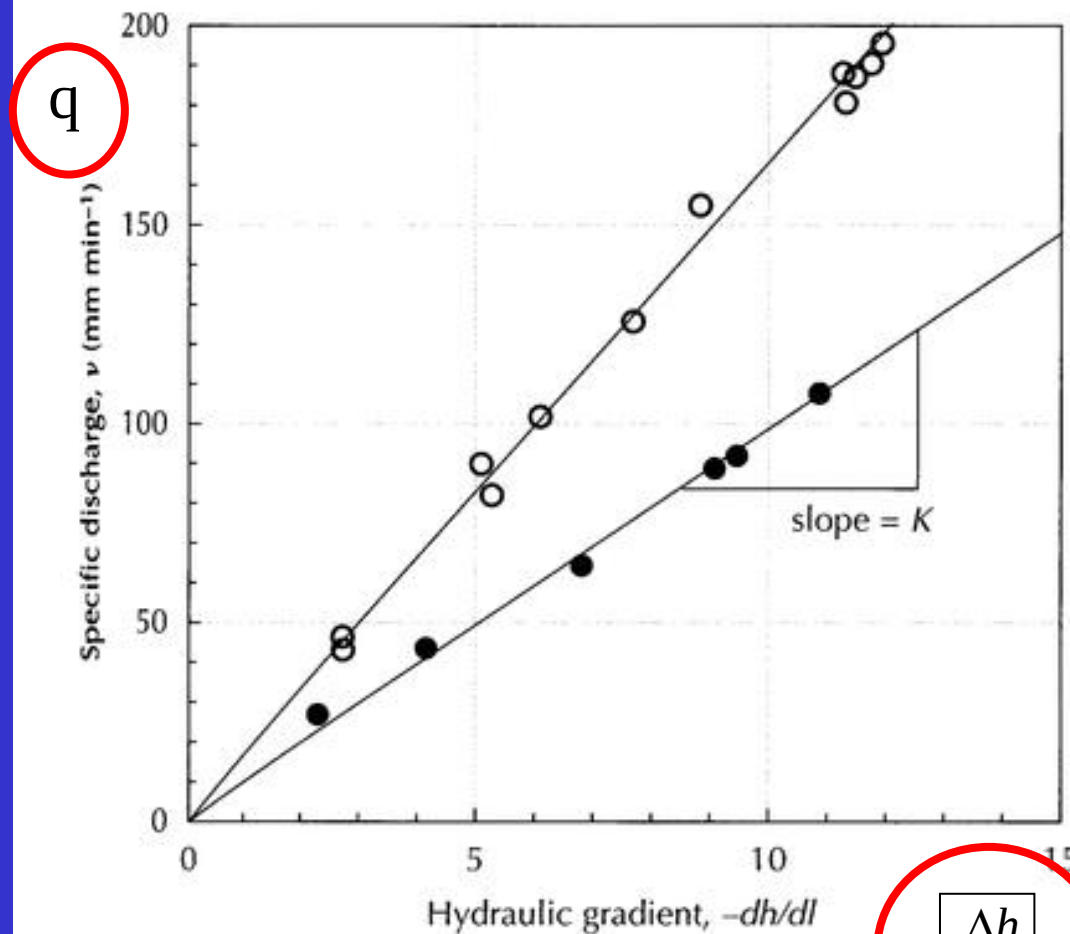
$$q \propto 1/L$$



$$q \propto \frac{\Delta h}{L} = \frac{h_A - h_B}{L}$$



- LEY DE DARCY



◀ FIGURE 3.13

Original data from Darcy's 1856 experiments that show a linear relationship between specific discharge and hydraulic gradient for two different sands. Source: Hornberger, Raffensperger, Wiberg and Eshleman, Elements of Physical Hydrology. © 1998. The Johns Hopkins University Press. Used with Permission.



- **LEY DE DARCY**

El flujo es también proporcional al área perpendicular al escurrimiento, A , por lo cual al combinar todos estos elementos podemos escribir:

$$Q = K \cdot A \cdot \left(\frac{h_A - h_B}{L} \right)$$

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{L} = K \cdot A \cdot i$$

Ley de Darcy

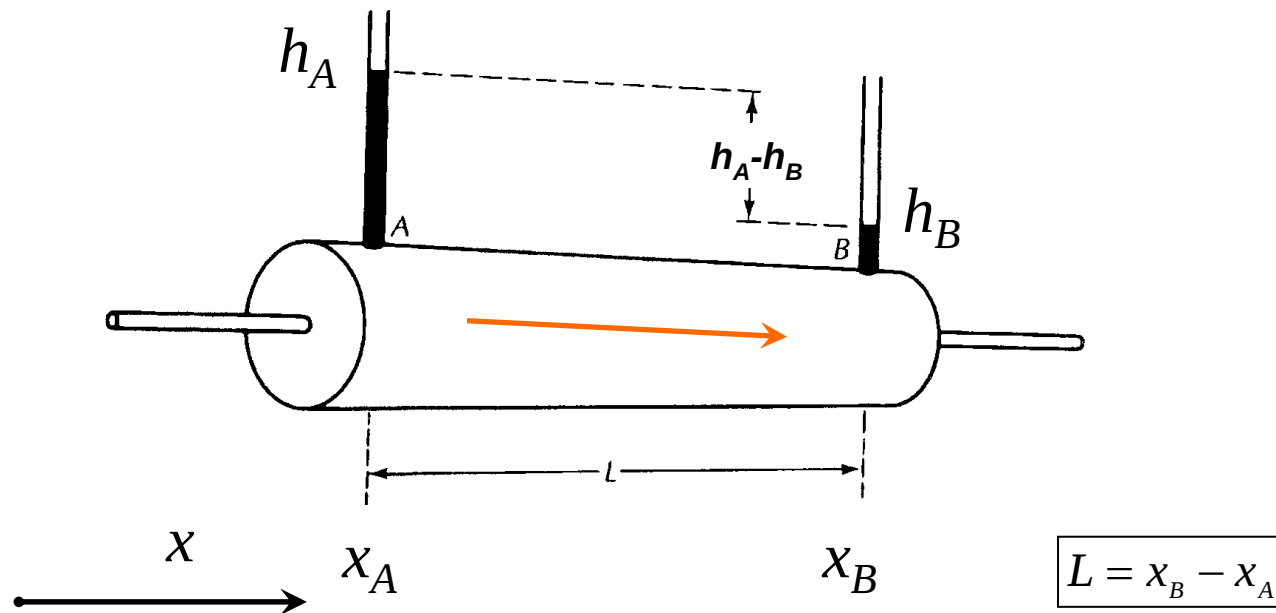
donde K es la constante de proporcionalidad y se denomina **conductividad hidráulica o permeabilidad**. La conductividad hidráulica, K , es una medida de la facilidad con la que un fluido atraviesa un medio poroso.



- **LEY DE DARCY**

Esta expresión puede ser expresada en términos más generales como:

$$Q = K \cdot A \cdot i = K \cdot A \cdot \frac{h_A - h_B}{L} = K \cdot A \cdot \frac{h_A - h_B}{x_B - x_A}$$



- **LEY DE DARCY**

Esta expresión puede ser expresada en términos más generales como:

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{h_A - h_B}{x_B - x_A} = -K \cdot A \cdot \frac{h_A - h_B}{x_A - x_B}$$

con lo que:

$$Q = \lim \left\{ -K \cdot A \cdot \frac{h_A - h_B}{x_A - x_B} \right\} \xrightarrow{x_A - x_B \rightarrow 0} -K \cdot A \cdot \frac{dh}{dx}$$

Finalmente, la Ley de Darcy en su forma diferencial:

$$Q = -K \cdot A \cdot \frac{dh}{dx}$$



MEDIO POROSO

**CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL
PIEZOMETRICO**

LEY DE DARCY

**VELOCIDAD DE POROS Y DESCARGA
ESPECIFICA**

**COEFICIENTE DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA
Y PERMEABILIDAD**

**METODOS INDIRECTOS PARA DETERMINAR
PERMEABILIDAD**

**ENSAYOS DE PERMEABILIDAD EN
LABORATORIO**

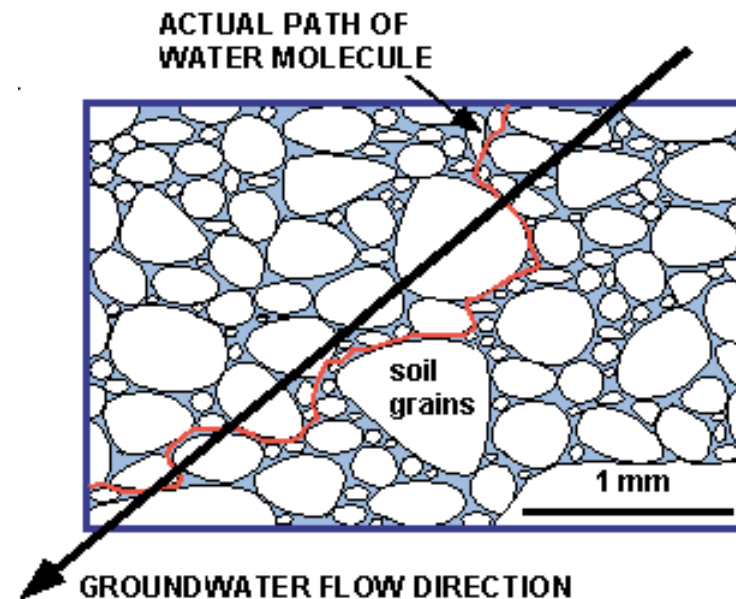
CAPILARIDAD



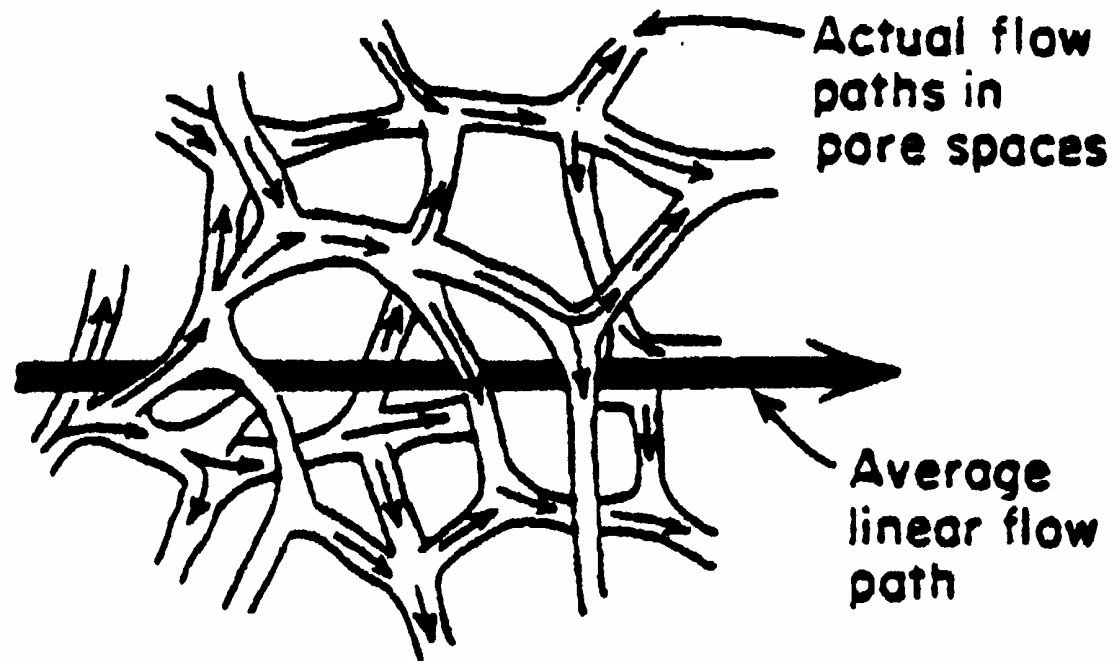
- **DESCARGA ESPECIFICA VERSUS VELOCIDAD DE POROS**

La ley de Darcy proporciona una estimación de la velocidad del agua subterránea, la que comúnmente se conoce como **descarga específica**, la que corresponde al caudal que circula a través del medio poroso permeable dividido por el área total expuesta o perpendicular al escurrimiento.

La **velocidad real (velocidad de poros)** del agua a través de los poros del acuífero es la que corresponde al paso del agua por un área de escurrimiento dada por la porosidad del material.



- **DESCARGA ESPECIFICA VERSUS VELOCIDAD DE POROS**



La **velocidad real o de poros** del agua a través de los poros del acuífero queda dada por la siguiente expresión:

$$v_R = \frac{K \cdot i}{n} = \frac{v_{DARCY}}{n}$$



MEDIO POROSO

**CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL
PIEZOMETRICO**

LEY DE DARCY

**VELOCIDAD DE POROS Y DESCARGA
ESPECIFICA**

**COEFICIENTE DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA
Y PERMEABILIDAD**

**METODOS INDIRECTOS PARA DETERMINAR
PERMEABILIDAD**

**ENSAYOS DE PERMEABILIDAD EN
LABORATORIO**

CAPILARIDAD



- **CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA O COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD, K**

La conductividad hidráulica, **K**, es una medida de la facilidad con la que un fluido atraviesa un medio poroso.

El coeficiente **K**, **conductividad hidráulica o coeficiente de permeabilidad**, tiene dimensiones de longitud/tiempo, o velocidad.

$$K = \frac{Q}{A \cdot i}$$

$$[K] = \frac{[Q]}{[A] \cdot [i]} = \frac{L^3/T}{L^2 \cdot L/L} = \frac{L}{T}$$



- **CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA O COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD, K**

Hubbert (1956) mostró que la constante de proporcionalidad de Darcy, K , es una función de propiedades del medio poroso y el fluido que pasa a través de él.

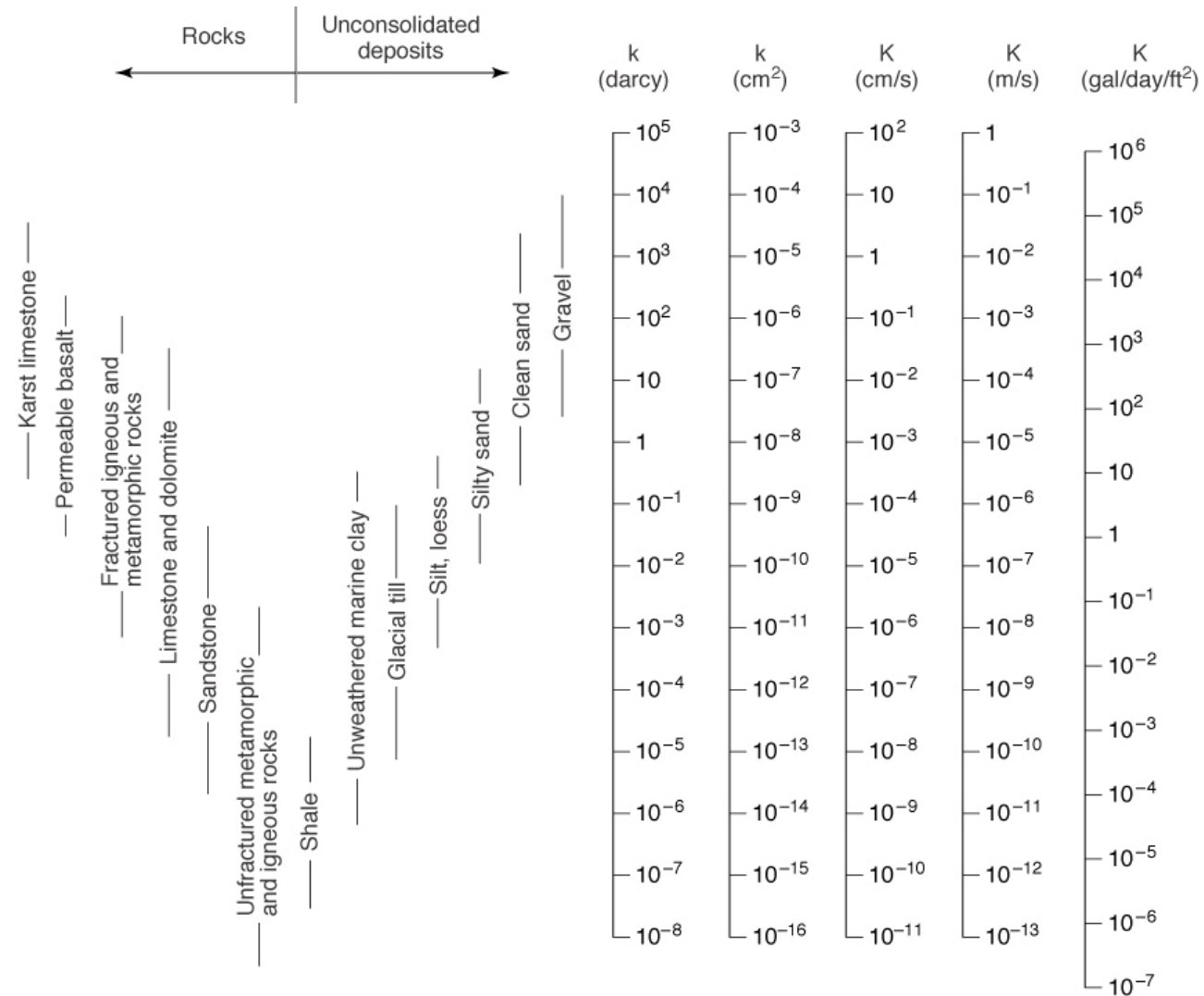
$$K = k \cdot \frac{\rho \cdot g}{\mu}$$

donde **k es la permeabilidad intrínseca del suelo** la cual tiene unidades de área, L^2 (darcy). En la última expresión ρ es la densidad del fluido, g es la aceleración de gravedad, y μ es la viscosidad dinámica del fluido.

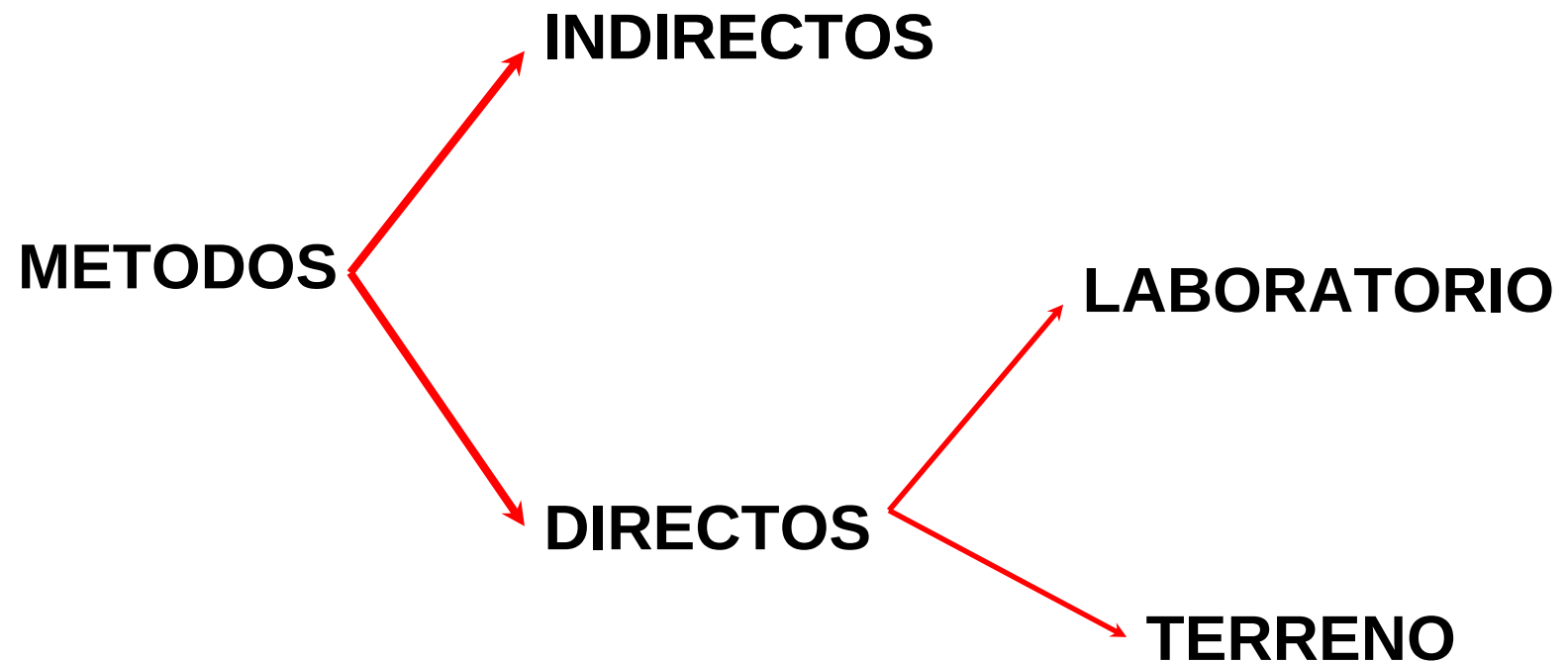
$$1 \text{ darcy} = \frac{\frac{1 \text{ cP} \cdot 1 \text{ cm}^3 / \text{s}}{1 \text{ cm}^2}}{1 \text{ atm} / 1 \text{ cm}} = 9.87 \cdot 10^{-9} \text{ cm}^2$$



- **CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA O COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD, K**



- **METODOS PARA CALCULAR CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA**



MEDIO POROSO

**CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL
PIEZOMETRICO**

LEY DE DARCY

**VELOCIDAD DE POROS Y DESCARGA
ESPECIFICA**

**COEFICIENTE DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA
Y PERMEABILIDAD**

**METODOS INDIRECTOS PARA DETERMINAR
PERMEABILIDAD**

**ENSAYOS DE PERMEABILIDAD EN
LABORATORIO**

CAPILARIDAD



- METODOS INDIRECTOS PARA CALCULAR K**

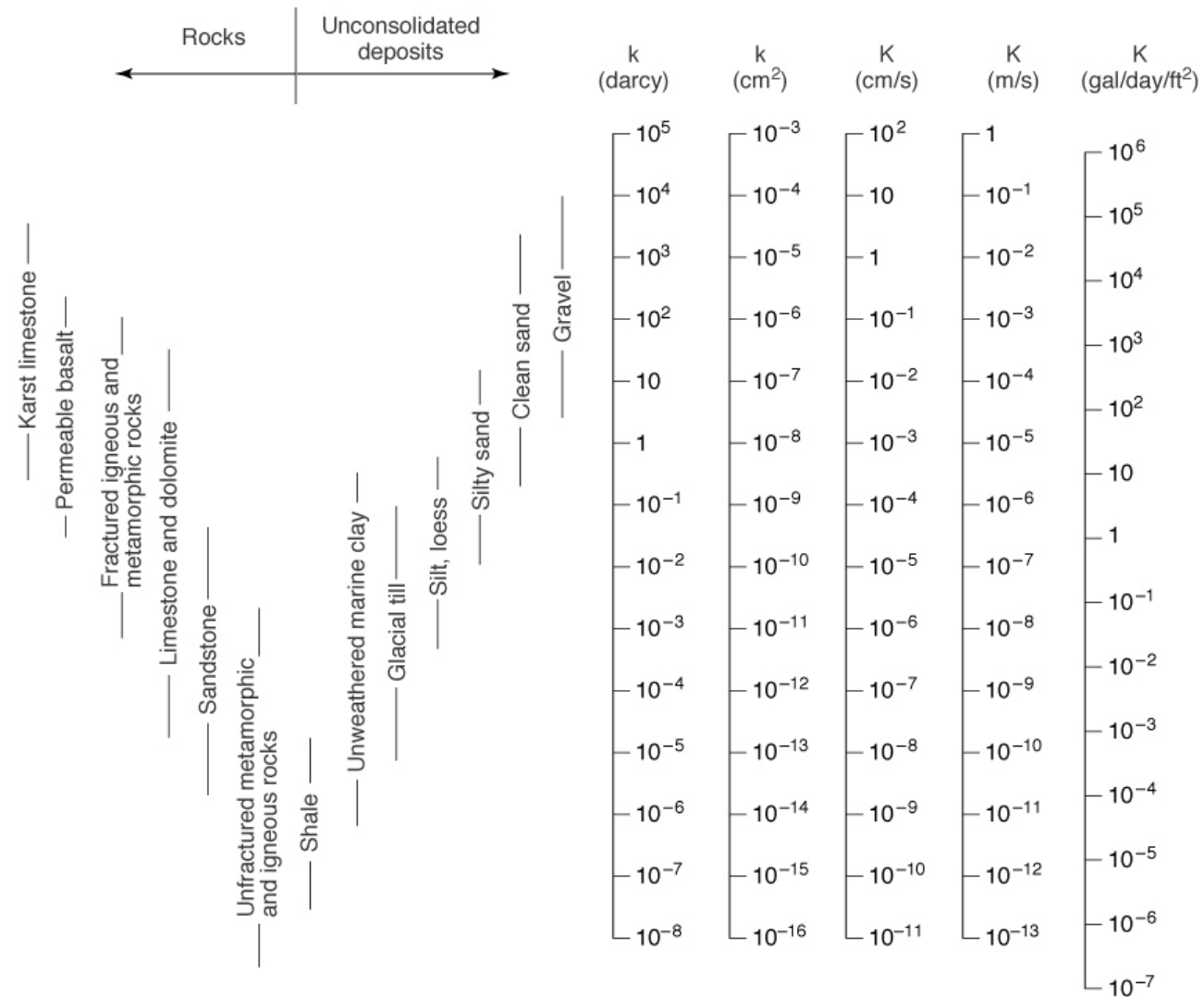
Rangos de Permeabilidad y Conductividad Hidráulica para Sedimentos no Consolidados

Material	Permeabilidad Intrínseca k, darcys	Conductividad Hidráulica K, cm/s
Arcilla	$10^{-6} - 10^{-3}$	$10^{-9} - 10^{-6}$
Limo, limos arenosos, arenas arcillosas	$10^{-3} - 10^{-1}$	$10^{-6} - 10^{-4}$
Arenas limosas, arenas finas	$10^{-2} - 1$	$10^{-5} - 10^{-3}$
Arenas bien distribuidas	$1 - 10^2$	$10^{-3} - 10^{-1}$
Gravas bien distribuidas	$10 - 10^3$	$10^{-2} - 1$

La permeabilidad intrínseca es una función del tamaño de los poros en el sedimento no consolidado. Mientras más pequeño es el tamaño de los sedimentos, más grande es el área superficial en contacto con el agua contenida en los poros. Este aumento en el área superficial provoca un incremento en la resistencia friccional al flujo, lo que disminuye la permeabilidad intrínseca.



• METODOS INDIRECTOS PARA CALCULAR K



MÉTODOS GRANULOMÉTRICOS

Hazen (1892) desarrolló una expresión empírica para el cálculo de la conductividad hidráulica:

$$K = \frac{g}{\nu} \cdot C_H \cdot f(n) \cdot (d_{10})^2$$

$$C_H = 6 \cdot 10^{-4}$$

$$f(n) = 1 + 10 \cdot (n - 0.26)$$

La expresión de Hazen se recomienda para suelos con coeficiente de uniformidad menor que 5, y para suelos con los siguientes diámetros:

$$0.1 \text{ mm} < d_{10} < 1.0 \text{ mm}$$

$$C_U = \frac{d_{60}}{d_{10}} < 5$$



MÉTODOS GRANULOMÉTRICOS

Beyer (1964) preparó una expresión empírica de mayor rango de aplicación:

$$K = \frac{g}{v} \cdot C_B \cdot (d_{10})^2$$

$$C_B = 6 \cdot 10^{-4} \cdot \log\left(\frac{500}{C_U}\right)$$

La expresión de Beyer se recomienda para suelos con las siguientes características:

$$0.06 \text{ mm} < d_{10} < 0.6 \text{ mm}$$

$$1 < C_U = \frac{d_{60}}{d_{10}} < 20$$



MÉTODOS GRANULOMÉTRICOS

Kozeny (1953) preparó la siguiente expresión empírica:

$$K = \frac{g}{\nu} \cdot C_K \cdot f(n) \cdot (d_{10})^2$$

$$C_K = 8.3 \cdot 10^{-4}$$

$$f(n) = \frac{n^3}{(1-n)^2}$$

$$K = 5400 \cdot \frac{n^3}{(1-n)^2} \cdot (d_{10})^2$$

$$[K]: \frac{m}{día} \quad [d_{10}]: mm$$

Válida para suelos arenosos.



MÉTODOS GRANULOMÉTRICOS

United States Bureau of Reclamation recomendó la siguiente expresión para suelos del tipo arenas media, con un Coeficiente de Uniformidad menor que 5:

$$K = 0.36 \cdot (d_{20})^{2.3}$$

$$[K]: \frac{cm}{s} \quad [d_{20}]: mm$$

Válida para suelos arenosos.



MÉTODOS GRANULOMÉTRICOS

Slichter desarrolló una expresión empírica al final del siglo 19 (1897 - 1898):

$$K = \frac{g}{v} \cdot C_s \cdot f(n) \cdot (d_{10})^2$$

$$C_s = 0.01$$

$$f(n) = n^{3.287}$$

$$K = 4960 \cdot n^{3.287} \cdot (d_{10})^2$$

$$[K]: \frac{m}{día} \quad [d_{10}]: mm$$

Válida para suelos arenosos.

$$0.01 \text{ mm} < d_{10} < 5.0 \text{ mm}$$



MEDIO POROSO

**CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL
PIEZOMETRICO**

LEY DE DARCY

**VELOCIDAD DE POROS Y DESCARGA
ESPECIFICA**

**COEFICIENTE DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA
Y PERMEABILIDAD**

**METODOS INDIRECTOS PARA DETERMINAR
PERMEABILIDAD**

**ENSAYOS DE PERMEABILIDAD EN
LABORATORIO**

CAPILARIDAD



- **METODOS DIRECTOS PARA CALCULAR K (LABORATORIO)**

La permeabilidad o conductividad hidráulica de una muestra saturada se puede medir en laboratorio a través de dispositivos denominados **permeámetros**.

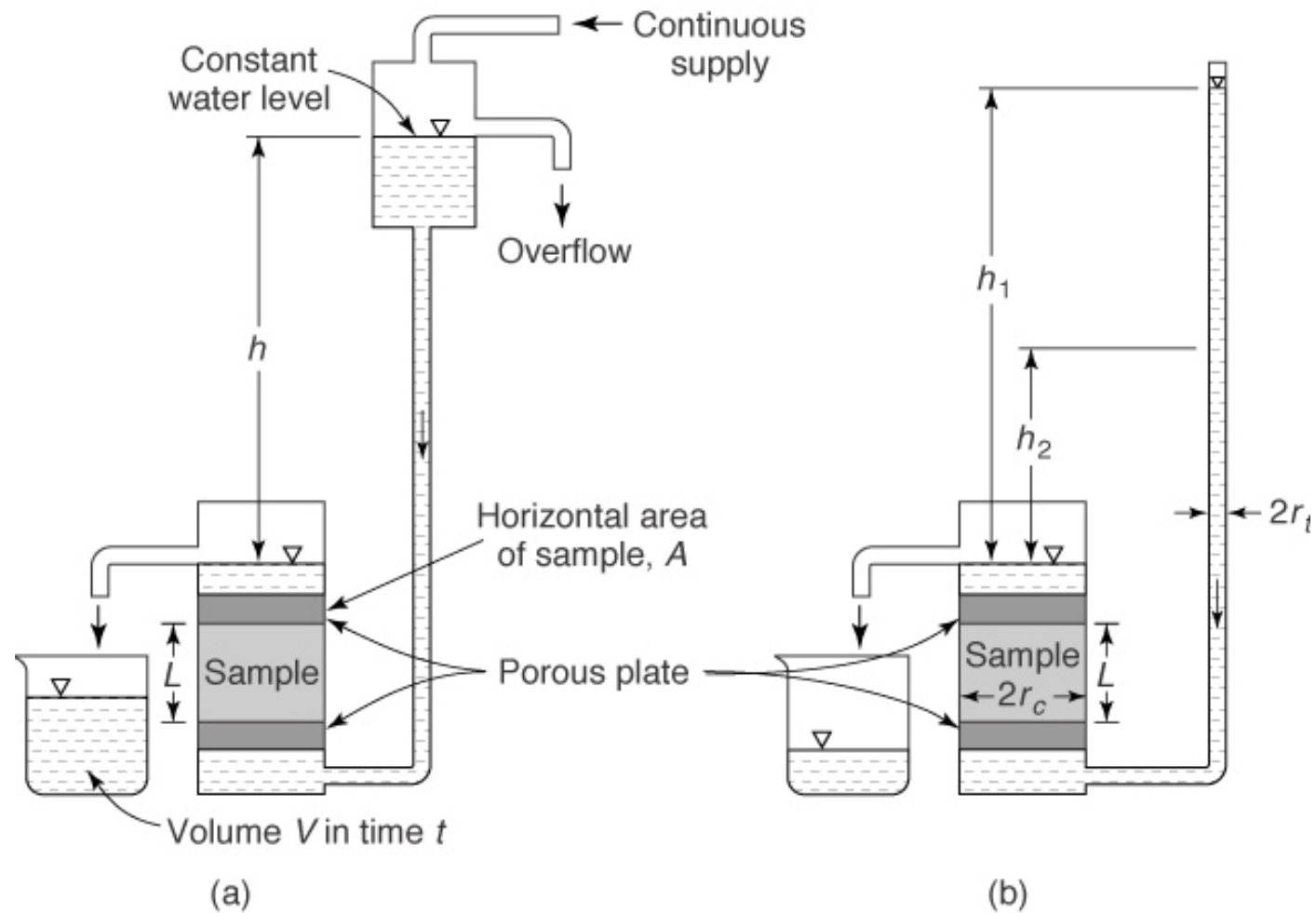
De acuerdo a su forma de operar estos **permeámetros** se clasifican en de **Carga Constante** y de **Carga Variable**.

Todos los permeámetros se componen de una cámara en la cual se ubica una muestra de roca o suelo.

En el caso de muestras no consolidadas existen dos posibilidades. La primera es trabajar con una muestra reconstituida que es remoldeada en la cámara del permeámetro y la segunda considera el uso de muestras inalteradas que son recolectadas en el terreno mediante técnicas especiales.



- METODOS DIRECTOS PARA CALCULAR K (LABORATORIO)



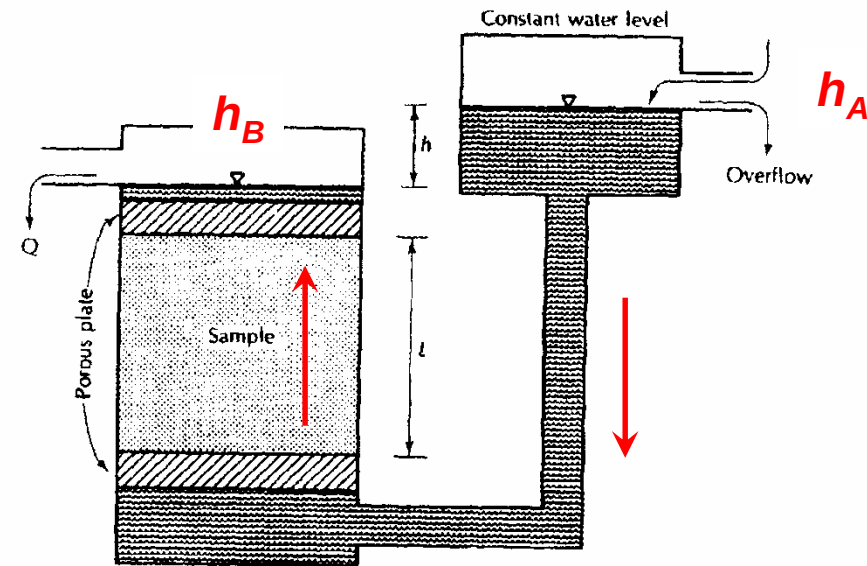
PERMEAMETRO DE CARGA CONSTANTE



- **MÉTODOS DIRECTOS PARA CALCULAR K (PERMEAMETRO DE CARGA CONSTANTE)**

El **permeámetro de carga constante** se utiliza en el caso de sedimentos no cohesivos tales como arena y rocas.

Para utilizar este dispositivo se genera un flujo a través de la muestra de suelo y luego que se alcanza una situación de equilibrio se mide el caudal de salida, así como la diferencia de carga entre la cámara de nivel constante y el nivel de agua en la salida.



A: área de la muestra
L: longitud de la muestra



- METODOS DIRECTOS PARA CALCULAR K
(PERMEAMETRO DE CARGA CONSTANTE)**

Utilizando la ley de Darcy se puede escribir:

$$Q = K \cdot A \cdot \left(\frac{h_A - h_B}{L} \right)$$

Si multiplicamos ambos lados de la expresión por un tiempo t durante el cual se realiza el análisis obtenemos:

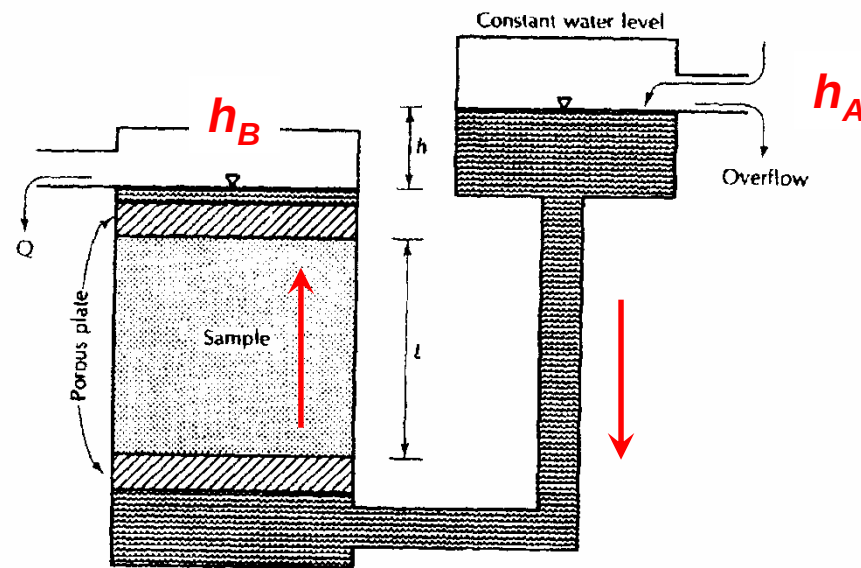
$$Q \cdot t = K \cdot A \cdot t \cdot \left(\frac{h_A - h_B}{L} \right) = V$$

donde V es el volumen aforado durante un tiempo t , mientras que la diferencia $(h_A - h_B)$ es la pérdida de carga total en el permeámetro (Δh) . Si reordenamos la expresión final obtenemos:

$$K = \frac{V \cdot L}{A \cdot t \cdot \Delta h}$$



- MÉTODOS DIRECTOS PARA CALCULAR K
(PERMEAMETRO DE CARGA CONSTANTE)

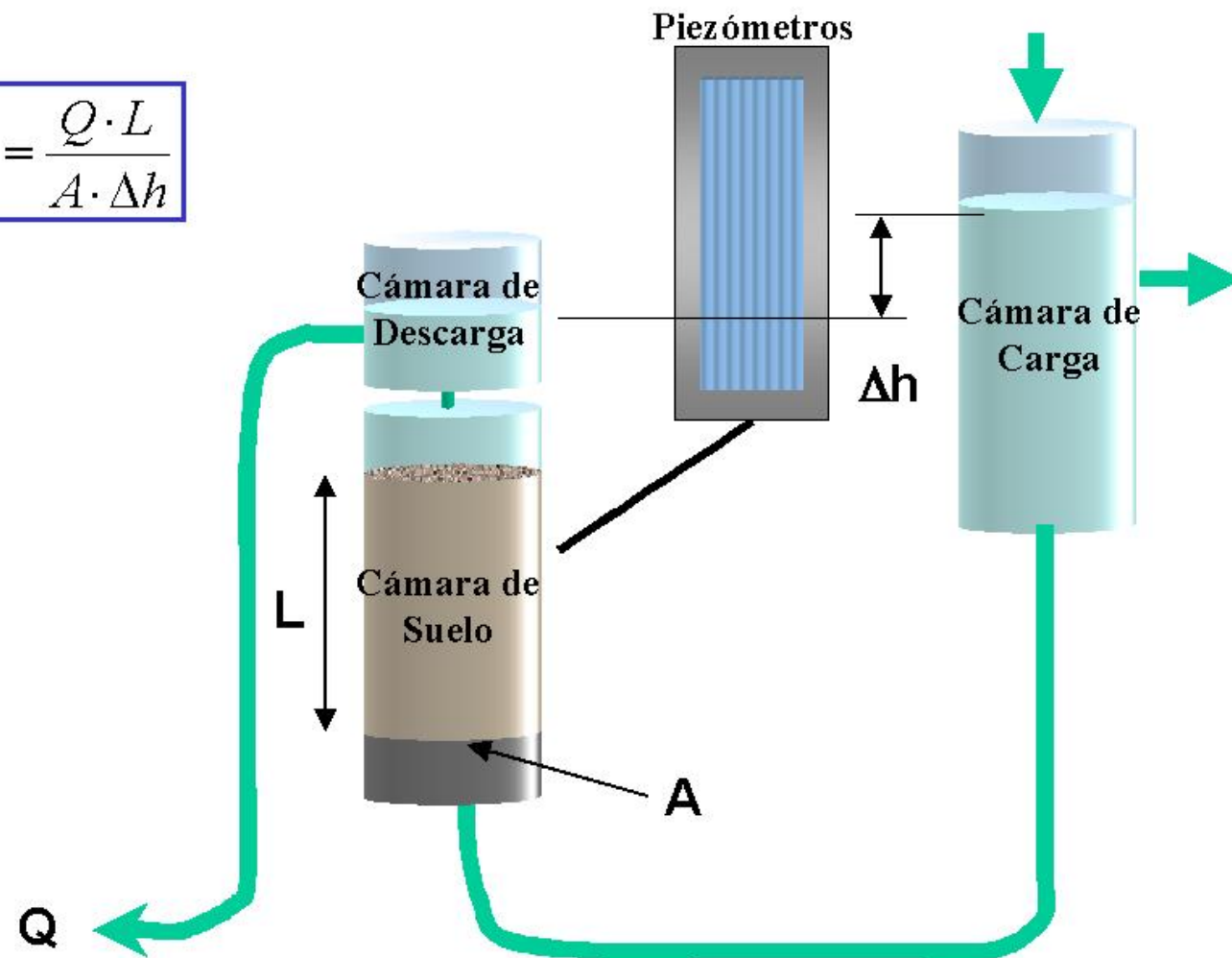


$$K = \frac{V}{A \cdot t} \cdot \frac{L}{h_A - h_B}$$

A: área de la muestra
L: longitud de la muestra



$$K = \frac{Q \cdot L}{A \cdot \Delta h}$$



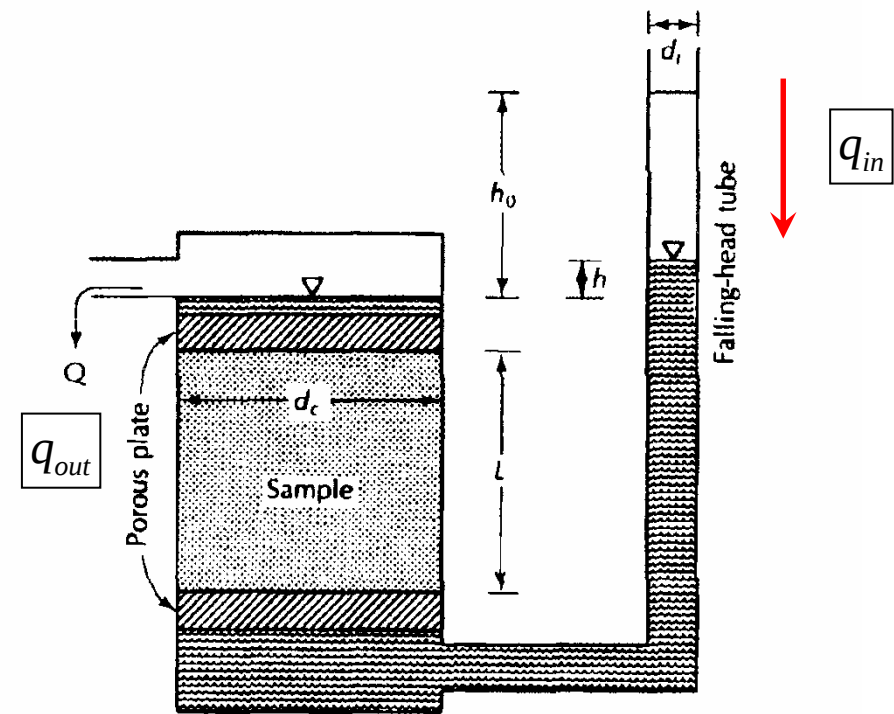
PERMEAMETRO DE CARGA VARIABLE



- **METODOS DIRECTOS PARA CALCULAR K
(PERMEAMETRO DE CARGA VARIABLE)**

En el caso de sedimentos cohesivos y con baja permeabilidad se utiliza un **permeámetro de carga variable**.

En este caso la cámara de carga de nivel constante se reemplaza por un tubo vertical en el cual se produce el descenso del nivel de agua a medida que ésta atraviesa la muestra de suelo.



$$q_{in} = q_{out} = Q(t)$$



- METODOS DIRECTOS PARA CALCULAR K
(PERMEAMETRO DE CARGA VARIABLE)**

La tasa a la cual el agua desciende por el tubo vertical viene dada por la siguiente expresión:

$$v_{in} = -\frac{dh}{dt}$$

Si multiplicamos por el área del tubo vertical, A_t , obtenemos el caudal pasante a través del tubo:

$$q_{in} = v_{in} \cdot A_t = -A_t \cdot \frac{dh}{dt}$$

Si A_c es el área de la muestra de suelo, podemos utilizar la ley de Darcy para calcular el caudal que drena desde el permeámetro en un tiempo cualquiera:

$$q_{out} = \frac{K \cdot A_c \cdot h}{L}$$

donde h es la carga hidráulica al tiempo t .



- METODOS DIRECTOS PARA CALCULAR K
(PERMEAMETRO DE CARGA VARIABLE)**

Si aplicamos el principio de continuidad podemos escribir:

$$\boxed{q_{in} = q_{out} = Q(t)} \quad \longrightarrow \quad \boxed{-A_t \cdot \frac{dh}{dt} = \frac{K \cdot A_c \cdot h}{L}}$$

Si integramos esta ecuación desde $t=0$ a $t=t$ con la condición inicial $h=h_0$ en $t=0$ obtenemos la siguiente expresión para la conductividad hidráulica a partir de un permeámetro de carga variable:

$$\boxed{\frac{dh}{h} = -\frac{A_c \cdot K}{A_t \cdot L} \cdot dt}$$

$$\boxed{\ln h = \ln h_0 - \frac{A_c \cdot K}{A_t \cdot L} \cdot t}$$



- METODOS DIRECTOS PARA CALCULAR K
(PERMEAMETRO DE CARGA VARIABLE)**

Si reordenamos esta última expresión:

$$\ln h = \ln h_0 - \frac{A_c \cdot K}{A_t \cdot L} \cdot t \quad \rightarrow \quad \ln \frac{h_0}{h} = \frac{A_c \cdot t}{A_t \cdot L} \cdot K$$

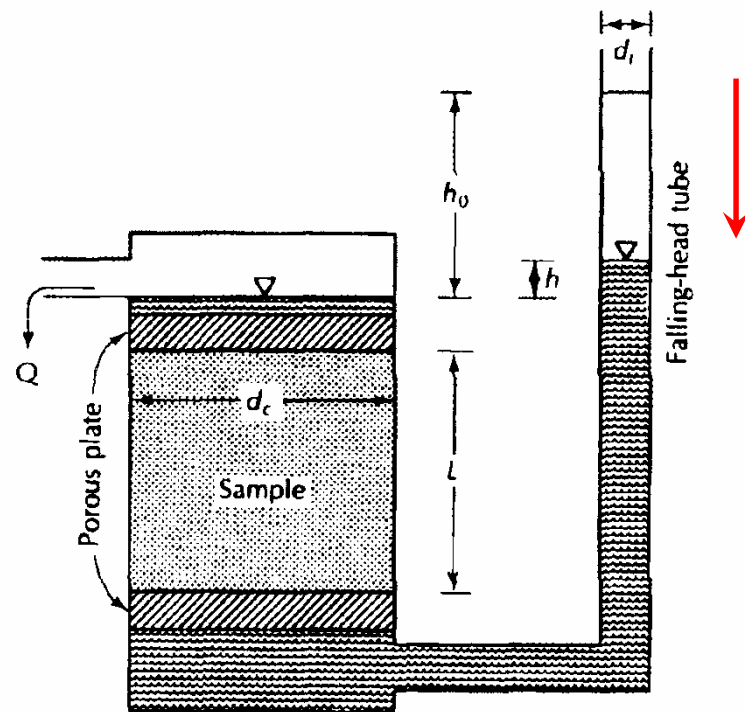
$$K = \frac{A_t \cdot L}{A_c \cdot t} \cdot \ln \frac{h_0}{h}$$

Si utilizamos los diámetros del tubo vertical y de la muestra obtenemos:

$$K = \frac{d_t^2 \cdot L}{d_c^2 \cdot t} \cdot \ln \frac{h_0}{h}$$



- METODOS DIRECTOS PARA CALCULAR K
(PERMEAMETRO DE CARGA VARIABLE)



$$K = \frac{d_t^2 \cdot L}{d_c^2 \cdot t} \cdot \ln \frac{h_0}{h}$$

$$K = \frac{d_t^2 \cdot L}{d_c^2} \cdot \frac{\ln \frac{h_1}{h_2}}{t_2 - t_1}$$

$$K = \frac{d_t^2 \cdot L}{d_c^2} \cdot \frac{\ln h_1 - \ln h_2}{t_2 - t_1}$$



MEDIO POROSO

**CARGA HIDRAULICA TOTAL Y POTENCIAL
PIEZOMETRICO**

LEY DE DARCY

**VELOCIDAD DE POROS Y DESCARGA
ESPECIFICA**

**COEFICIENTE DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA
Y PERMEABILIDAD**

**METODOS INDIRECTOS PARA DETERMINAR
PERMEABILIDAD**

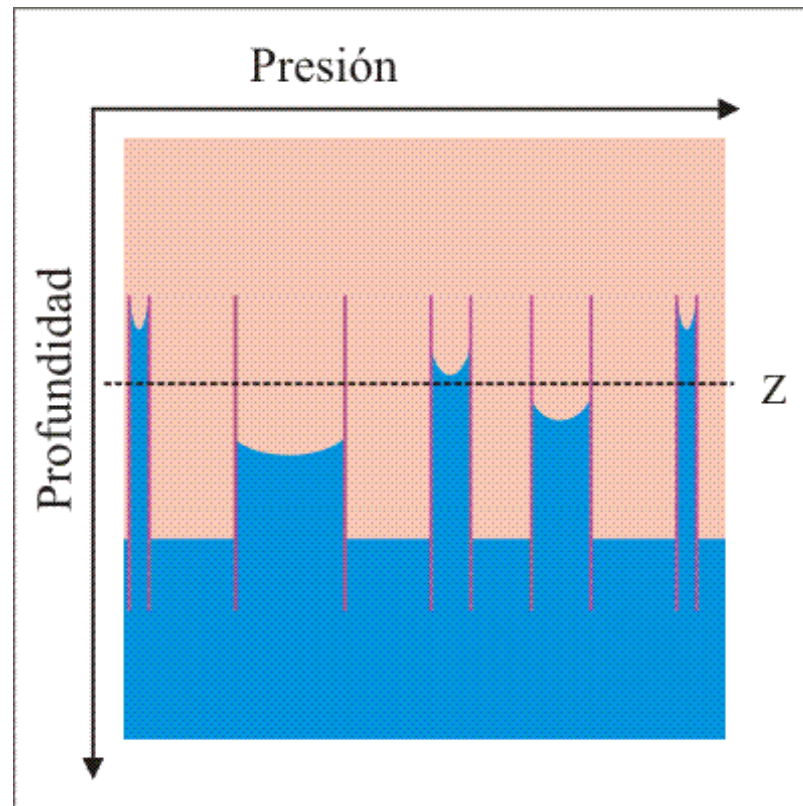
**ENSAYOS DE PERMEABILIDAD EN
LABORATORIO**

CAPILARIDAD



• CAPILARIDAD

Un suelo puede suponerse como una serie de canales, cada uno capaz de actuar como un tubo de ascenso capilar. La altura de ascenso capilar, depende del tipo de suelo, diámetro de los poros y si el suelo esta llenándose o vaciándose.



$$h_c = \frac{2 \cdot \tau}{r \cdot \gamma} \cdot \cos(\lambda)$$

τ : Tensión superficial

γ Peso específico agua

λ Angulo de contacto

r Radio tubo



- **CAPILARIDAD**

Table 2.4.1 Capillary Rise in Samples of Unconsolidated Materials (after Lohman³⁴)

Material	Grain size (mm)	Capillary rise (cm)
Fine gravel	5–2	2.5
Very coarse sand	2–1	6.5
Coarse sand	1–0.5	13.5
Medium sand	0.5–0.2	24.6
Fine sand	0.2–0.1	42.8
Silt	0.1–0.05	105.5
Silt	0.05–0.02	200 ^a

Note: Capillary rise measured after 72 days; all samples have virtually the same porosity of 41 percent.

^aStill rising after 72 days.



- **CAPILARIDAD**

Material	Diámetro d_{10} [mm]	Ascenso Capilar [cm]
Arcilla	0.005 a 0.001	610 a 3,050
Suelo Arcilloso	-	200 a 400
Limo	-	61 a 610
Suelo Arenoso	-	100 a 150
Suelo Podsólico	-	35 a 40
Arena Fina	0.025 a 0.05	12 a 61
Arena Media	-	12 a 35
Arena Gruesa	-	12 a 15
Calizas y Areniscas Fracturadas	-	120 a 450

