

Geotecnia y Prospección Geofísica

Tema 3. El agua en el terreno



Jorge Cañizal Berini
Gema Fernández Maroto
Marina Miranda Manzanares

Departamento de Ciencia e Ingeniería del
Terreno y de los Materiales

Este tema se publica bajo Licencia:

[Creative Commons BY-NC-SA 4.0](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/)



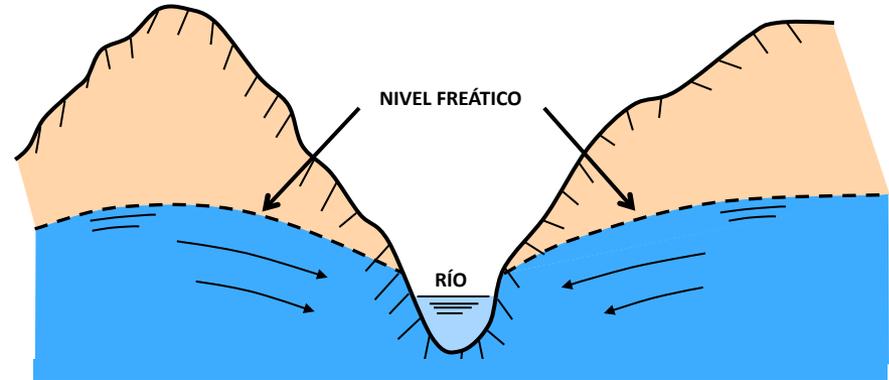
ÍNDICE

- 3.1.** Estados del agua en el terreno.
- 3.2.** El agua en reposo.
- 3.3.** El agua capilar.
- 3.4.** El agua en movimiento.
- 3.5.** Coeficiente de permeabilidad.
- 3.6.** Determinación del coeficiente de permeabilidad.
- 3.7.** Comportamiento de los macizos rocosos.
- 3.8.** Filtración vertical en medio isótropo.
- 3.9.** Filtración en dos y tres dimensiones.
- 3.10.** Efectos de la filtración.

3.1. ESTADOS DEL AGUA EN EL TERRENO

- **Dos formas:**

- AGUA EN REPOSO (N.F. horizontal).
- AGUA EN MOVIMIENTO.



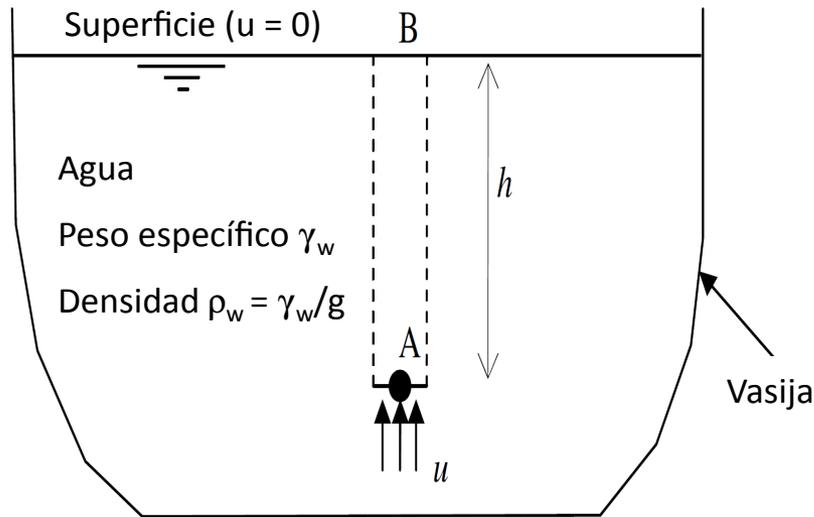
- **Conceptos:**

- Nivel freático N.F. → superficie donde la presión del agua es igual a la presión atmosférica → Presión $u = 0$.
 - Efecto de topografía.
 - Variaciones estacionales.
- Agua freática: por debajo del N.F. → Presión $u > 0$.
- Agua capilar: por encima del N.F. → Presión $u < 0$.

3.2. EL AGUA EN REPOSO

Principios básicos

Agua freática

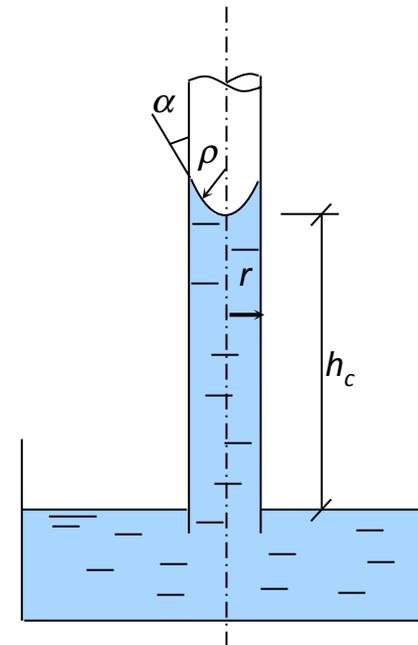


(*) La presión atmosférica se toma como referencia 0.

$$u = \gamma_w h = \rho_w g h$$

Principio de Pascal.

Agua capilar



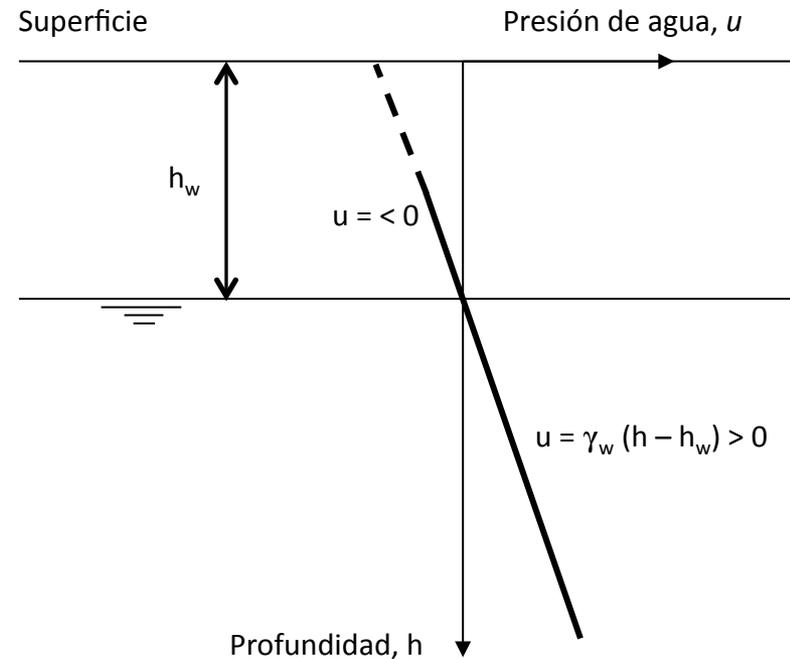
$$h_c = \frac{2 \cdot \sigma_s}{\gamma_w \cdot \rho} = \frac{2 \cdot \sigma_s}{\gamma_w \cdot \rho} \cdot \cos \alpha$$

Ley de Jurín.

3.2. EL AGUA EN REPOSO

$$\gamma_w = 9,81 \text{ kN/m}^3 \cong 10 \text{ kN/m}^3$$

$$u = \text{unidades presión.}$$



- **Agua freática:**

- $u > 0$

- $u = \text{peso columna de agua (todos poros en contacto); } u_{\text{hidrostática}}$

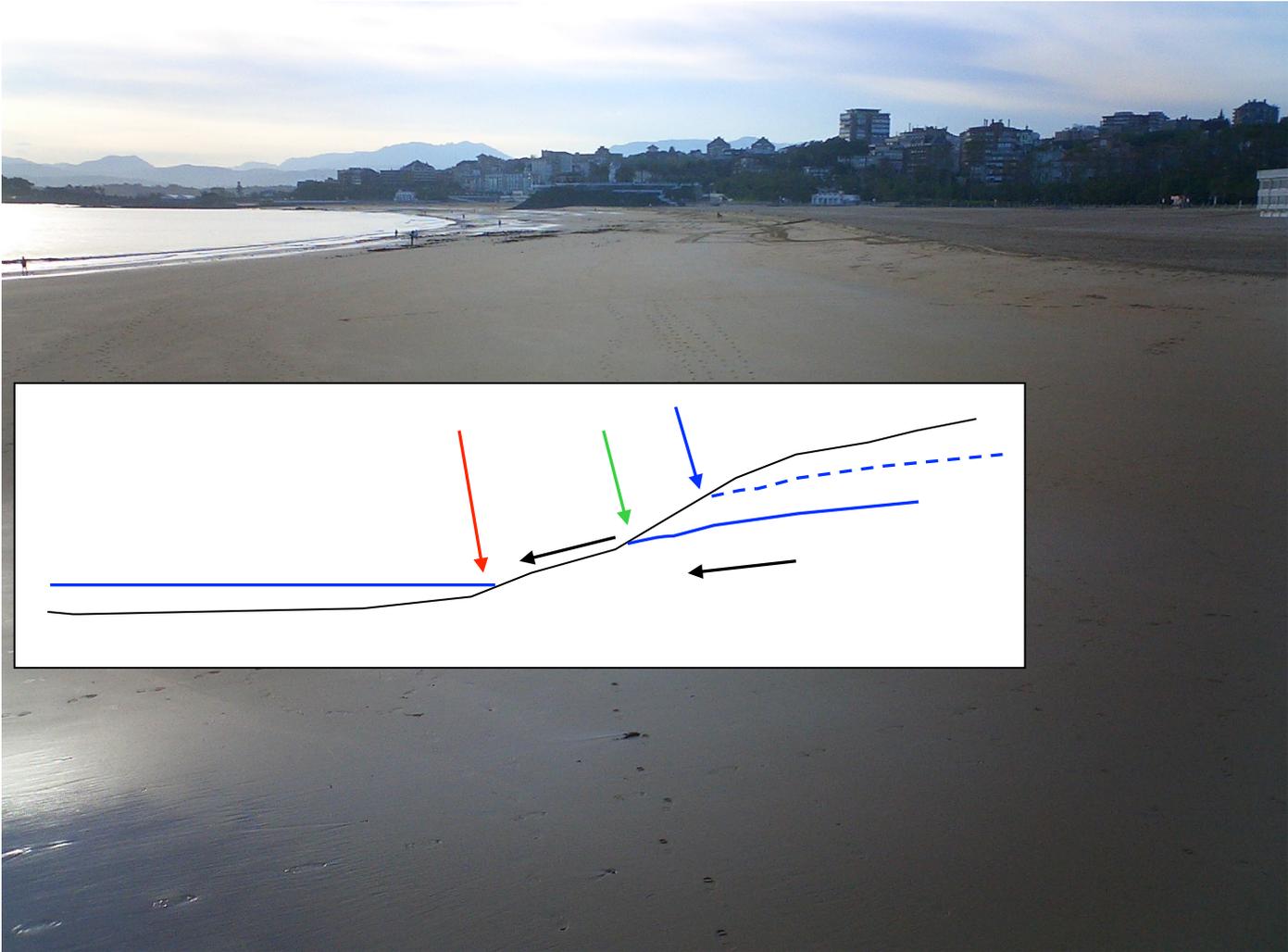
- **Agua capilar y de contacto:**

- $u < 0$; succión = $|u|$

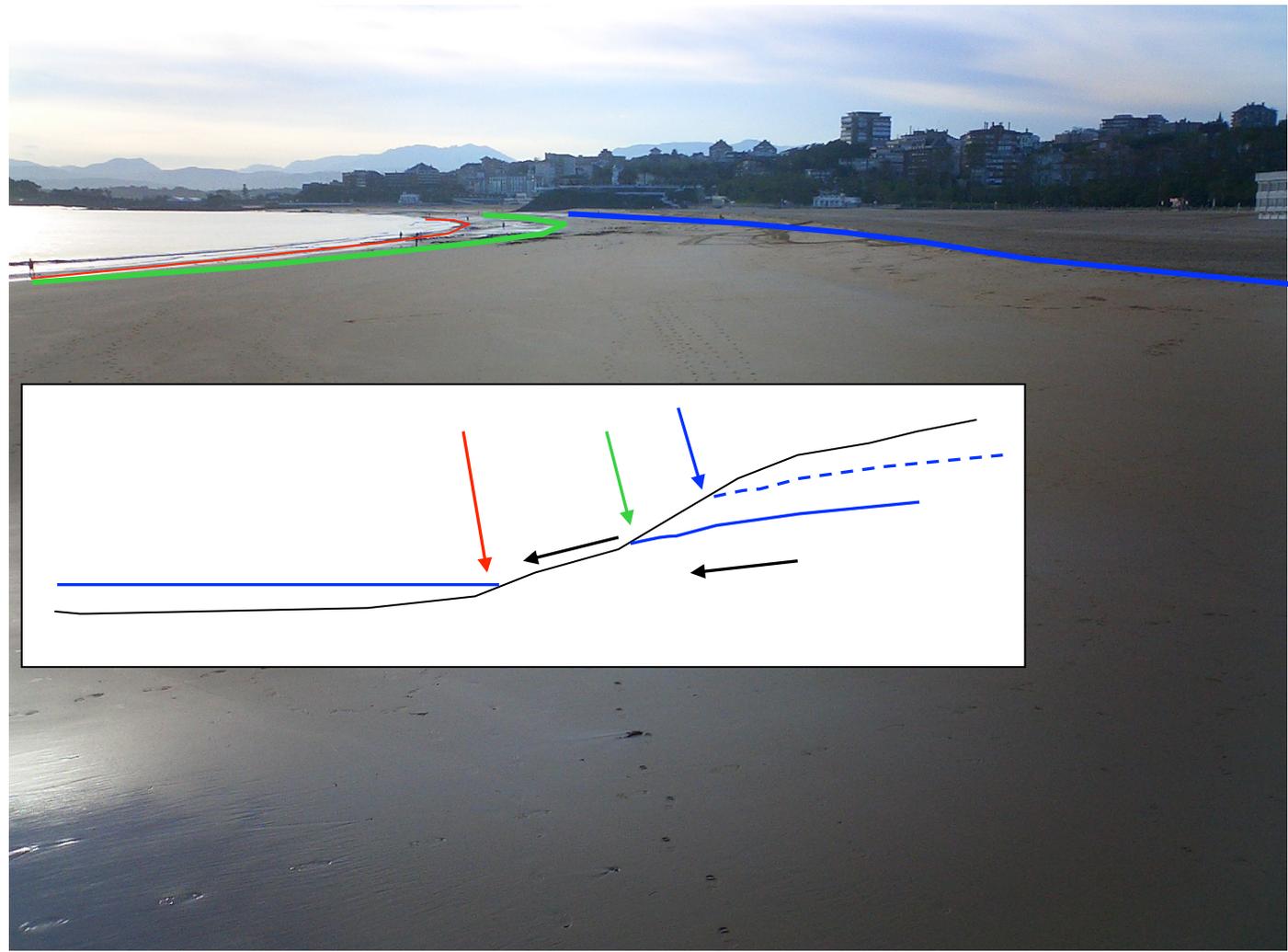
3.3. ASCENSO CAPILAR



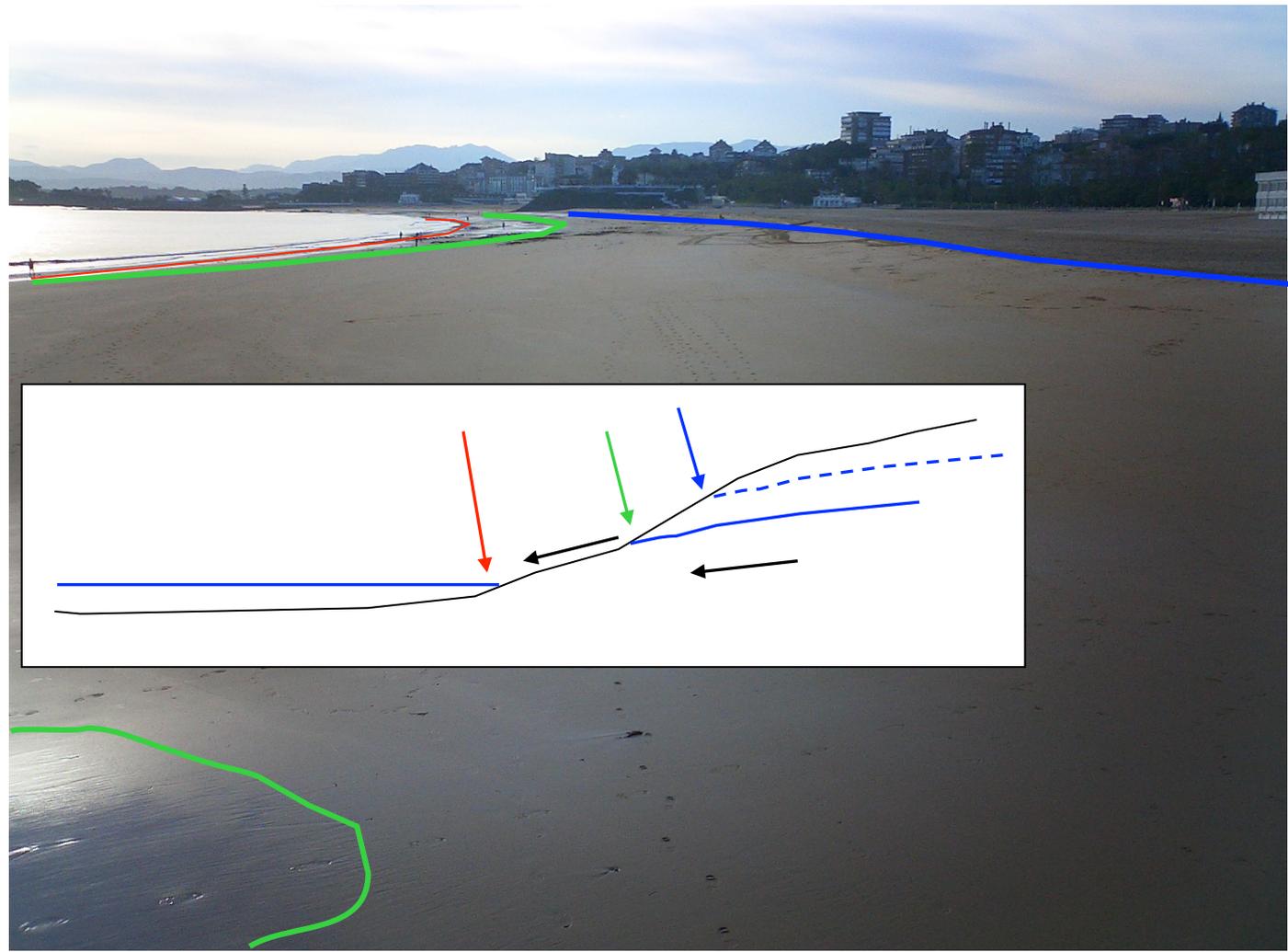
3.3. ASCENSO CAPILAR



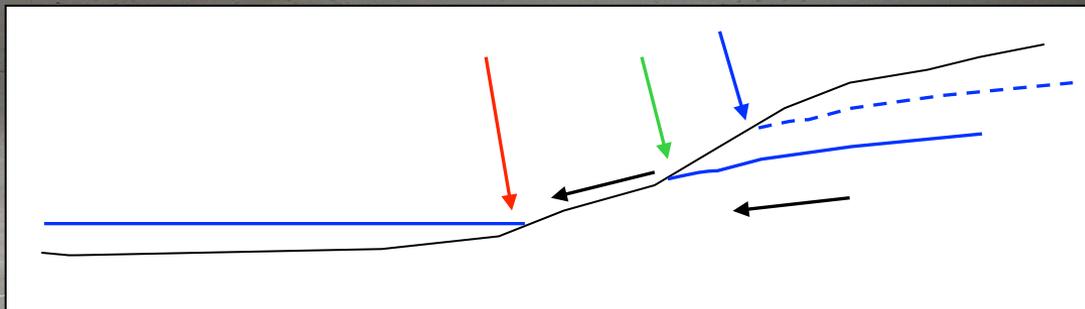
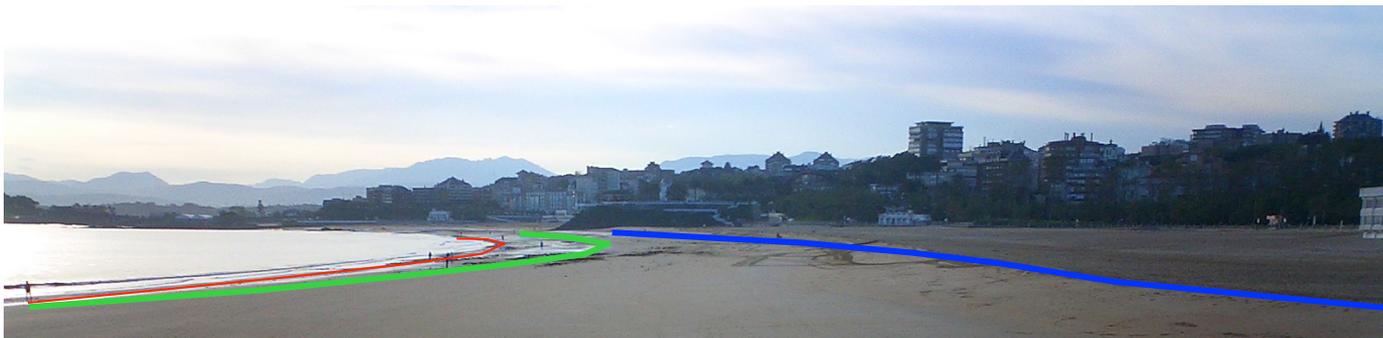
3.3. ASCENSO CAPILAR



3.3. ASCENSO CAPILAR



3.3. ASCENSO CAPILAR

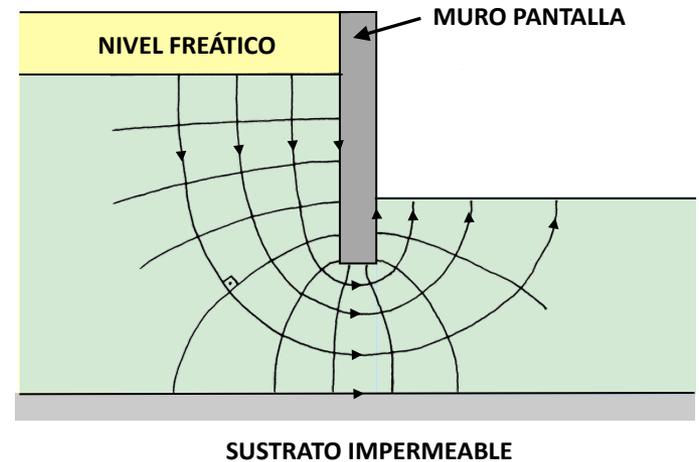
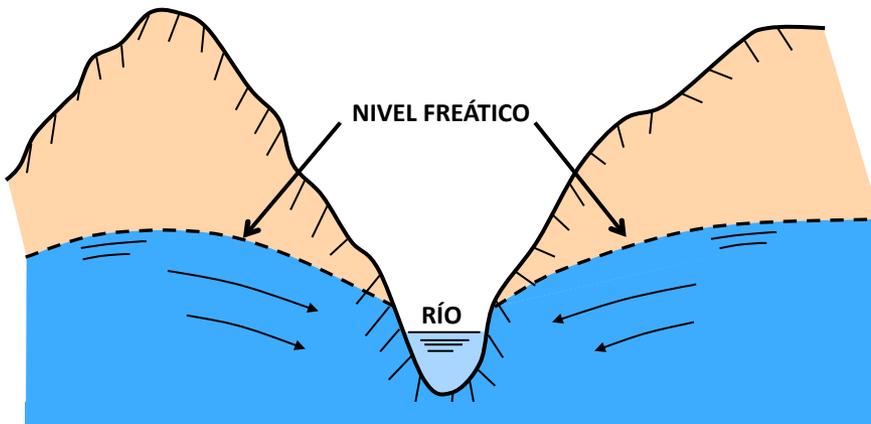


Ascenso capilar ($h = k/D$):

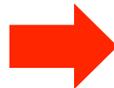
- ~ 2 m en arenas ($D = 0,2$ mm).
- ~ 0,02 m en gravas ($D = 20$ mm).
- ~ 200 m en arcillas ($D = 0,002$ mm).

Tamaño de partículas (mm)	
Gruesa	60
Media	20
Fina	6
Grava (G)	
Gruesa	2
Media	0,6
Fina	0,2
Arena (S)	
Grueso	0,06
Medio	0,02
Fino	0,006
Limo (M)	
Fino	0,002
Arcilla (C)	

3.4. EL AGUA EN MOVIMIENTO



N.F. no horizontal



Filtración



$u \neq u_{\text{hidrostática}}$

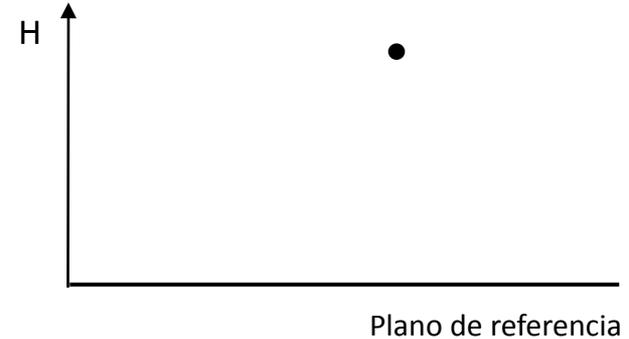
3.4. EL AGUA EN MOVIMIENTO

• Principios básicos: Bernoulli:

– Una partícula en un fluido a una altura H y que se mueve a una velocidad v , tiene:

• Energía potencial: $E_p = m \cdot g \cdot H = w \cdot H$

• Energía cinética: $E_k = m \cdot v^2/2$



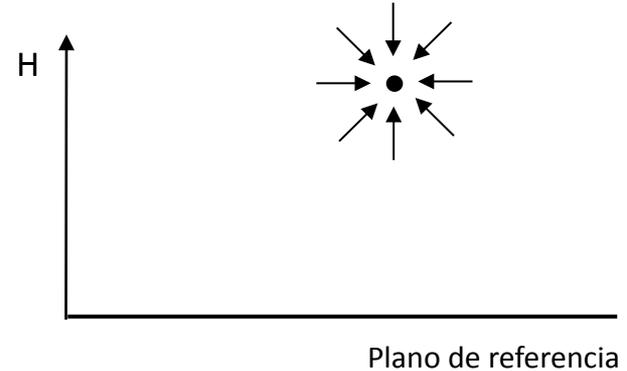
3.4. EL AGUA EN MOVIMIENTO

• **Principios básicos: Bernoulli:**

– Una partícula en un fluido a una altura H y que se mueve a una velocidad v , tiene:

• Energía potencial: $E_p = m \cdot g \cdot H = w \cdot H$

• Energía cinética: $E_k = m \cdot v^2/2$



– Además la partícula tiene un volumen V y está sometida a una presión del fluido u . Esto proporciona otro tipo de energía adicional: $E_u = V \cdot u = w/\gamma_w \cdot u = m \cdot g \cdot u/\gamma_w$

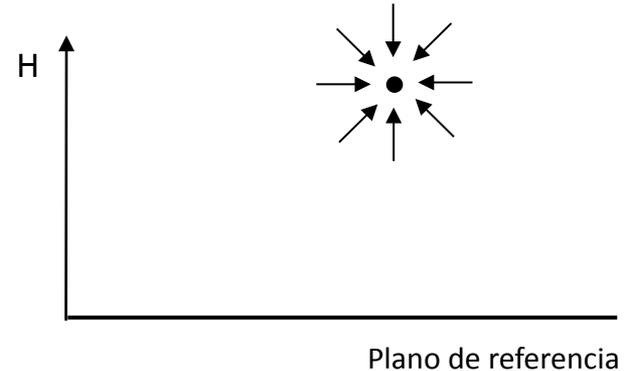
3.4. EL AGUA EN MOVIMIENTO

• Principios básicos: Bernoulli:

– Una partícula en un fluido a una altura H y que se mueve a una velocidad v , tiene:

• Energía potencial: $E_p = m \cdot g \cdot H = w \cdot H$

• Energía cinética: $E_k = m \cdot v^2/2$



– Además la partícula tiene un volumen V y está sometida a una presión del fluido u . Esto proporciona otro tipo de energía adicional: $E_u = V \cdot u = w/\gamma_w \cdot u = m \cdot g \cdot u/\gamma_w$

– La energía total de la partícula será la suma de cada una de las tres energías anteriores:

$$m \cdot g \cdot H + m \cdot v^2/2 + m \cdot g \cdot u/\gamma_w$$

– Si no hay pérdidas de energía, la energía de la partícula se mantiene constante:

$$m \cdot g \cdot H + m \cdot v^2/2 + m \cdot g \cdot u/\gamma_w = cte.$$

– Dividiendo la expresión anterior por $m \cdot g$: $H + v^2/(2 \cdot g) + u/\gamma_w = cte.$

– A esta última suma se le denomina potencial hidráulico Φ y es la expresión del principio de Bernoulli.

3.4. EL AGUA EN MOVIMIENTO

- Aplicación del Principio de Bernoulli al flujo en un medio poroso.
- Cuando se produce un flujo en el terreno:
 - El diámetro medio de los poros tiene dimensiones muy reducidas, lo que provoca importantes pérdidas de potencial.
 - El valor de la velocidad del agua a través de los poros es muy baja, por lo que el tercer término puede ser despreciado.

Potencial hidráulico $\Phi = z + \frac{u}{\gamma_w} + \frac{v^2}{2 \cdot g}$ Despreciable

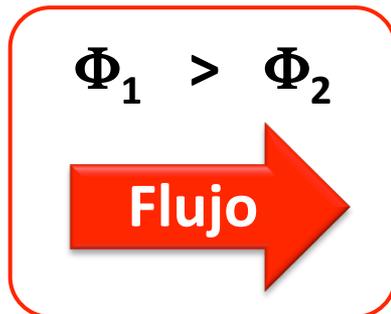
3.4. EL AGUA EN MOVIMIENTO

- Aplicación del Principio de Bernoulli al flujo en un medio poroso.
- Cuando se produce un flujo en el terreno:
 - El diámetro medio de los poros tiene dimensiones muy reducidas, lo que provoca importantes pérdidas de potencial.
 - El valor de la velocidad del agua a través de los poros es muy baja, por lo que el tercer término puede ser despreciado.

Potencial hidráulico

$$\Phi = z + \frac{u}{\gamma_w} + \frac{v^2}{2 \cdot g} \text{ Despreciable}$$

¿Dirección de filtración?



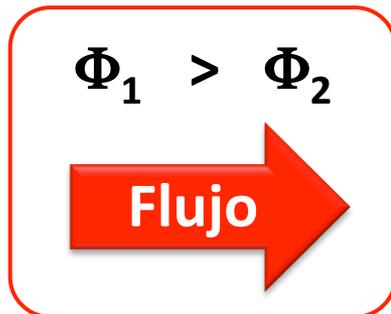
3.4. EL AGUA EN MOVIMIENTO

- Aplicación del Principio de Bernoulli al flujo en un medio poroso.
- Cuando se produce un flujo en el terreno:
 - El diámetro medio de los poros tiene dimensiones muy reducidas, lo que provoca importantes pérdidas de potencial.
 - El valor de la velocidad del agua a través de los poros es muy baja, por lo que el tercer término puede ser despreciado.

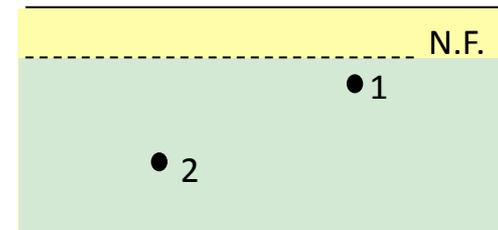
Potencial hidráulico

$$\Phi = z + \frac{u}{\gamma_w} + \frac{v^2}{2 \cdot g} \text{ Despreciable}$$

¿Dirección de filtración?



Agua en reposo



$$\Phi = \text{cte.}$$

3.4. EL AGUA EN MOVIMIENTO

- Gradiente hidráulico (en un punto):

$$\bar{i} = \overline{\text{grad } \Phi} = \begin{bmatrix} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \\ \frac{\partial \Phi}{\partial y} \\ \frac{\partial \Phi}{\partial z} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{1}{\gamma_w} \cdot \frac{\partial u}{\partial x} \\ \frac{1}{\gamma_w} \cdot \frac{\partial u}{\partial y} \\ 1 + \frac{1}{\gamma_w} \cdot \frac{\partial u}{\partial z} \end{bmatrix}$$

– Es adimensional.

– Indica la variación del Φ por unidad de longitud, según dirección. x, y, z .

- Flujo unidireccional:

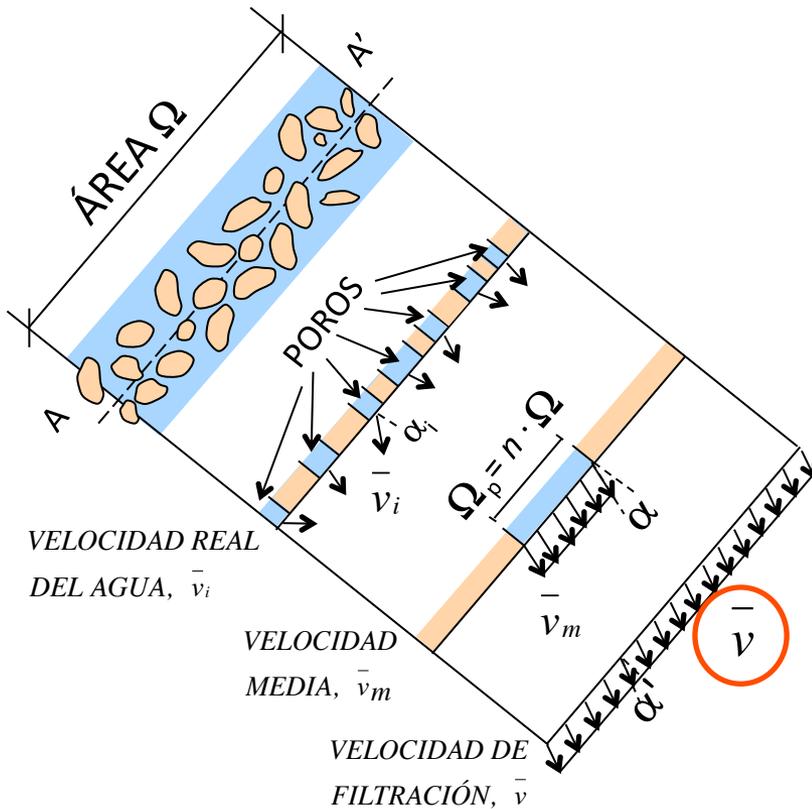
– Componente según una dirección: $i_s = \bar{i} \cdot \bar{s} = \frac{d\Phi}{ds}$

– Si el terreno es homogéneo → El gradiente se mantiene cte. a lo largo del camino s :

$$i_s = \frac{\Delta \Phi}{\Delta s}$$

3.4. EL AGUA EN MOVIMIENTO

• Velocidad de filtración:



Desde un punto de vista ingenieril:

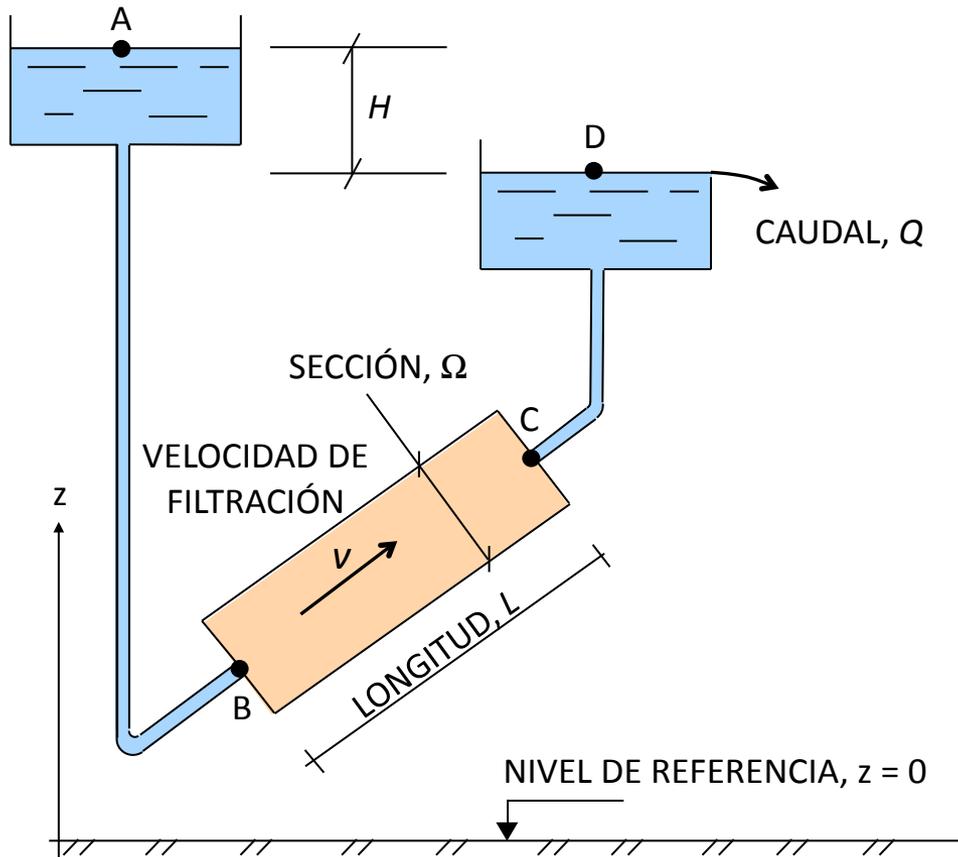
- No interesa la velocidad real del agua a través de los diversos poros.
- Interesa conocer el caudal que atraviesa una sección de terreno.

Se define 'velocidad de filtración', como un vector cuya componente según una dirección cualquiera es igual al caudal que atraviesa la unidad de superficie total perpendicular a esa dirección.

En filtración unidireccional:
$$v = \frac{Q}{\Omega}$$

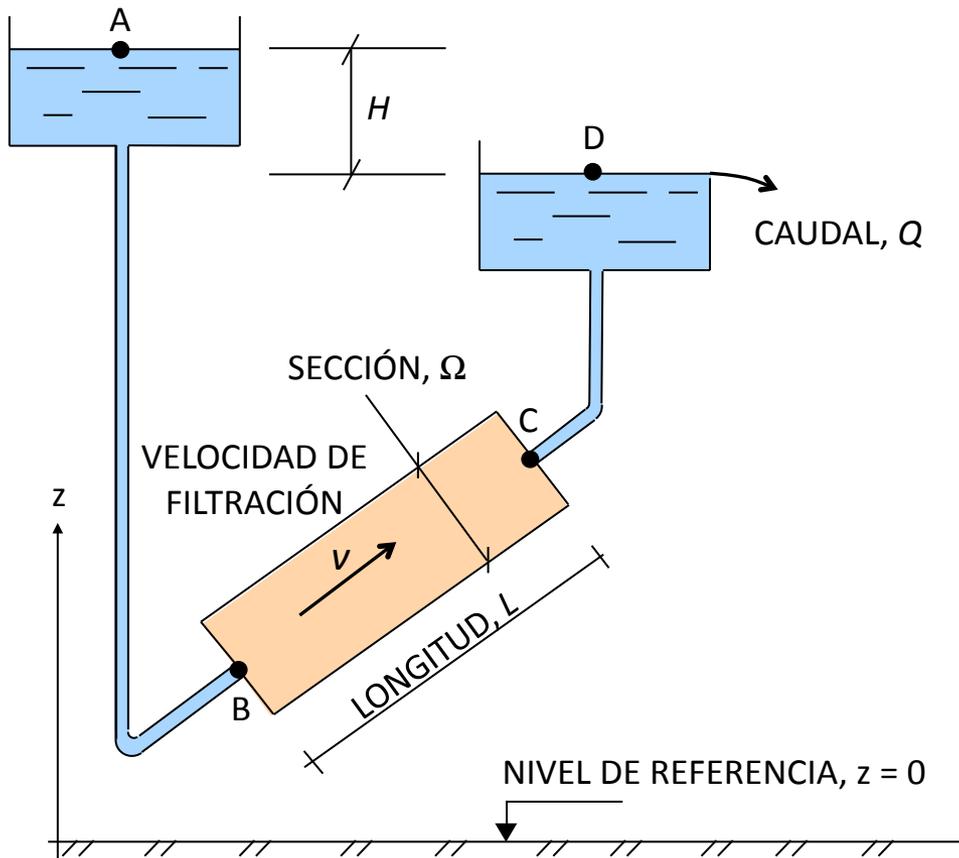
3.5. COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD

• Ley de Darcy (1856):



3.5. COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD

• Ley de Darcy (1856):



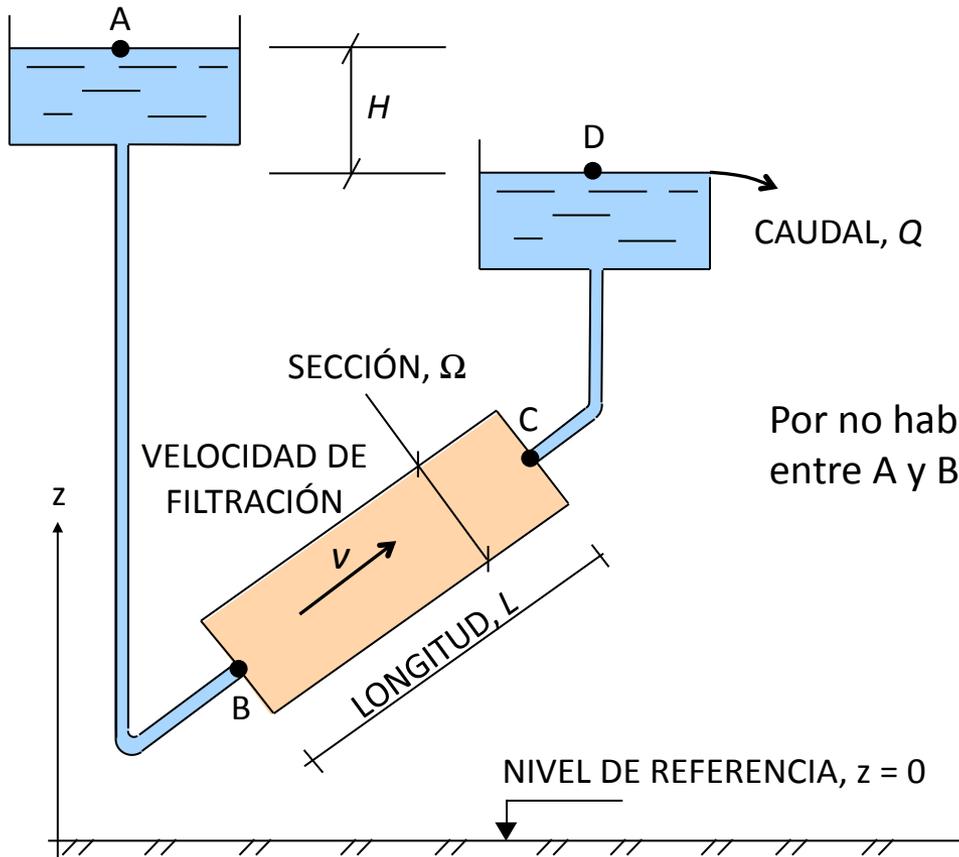
$$\frac{Q}{\Omega} = k \cdot \frac{H}{L}$$



$$v = k \cdot \frac{\Phi_A - \Phi_D}{L}$$

3.5. COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD

• Ley de Darcy (1856):



Por no haber pérdidas de potencial entre A y B, y entre C y D:

$$\Phi_B = \Phi_A$$

$$\Phi_C = \Phi_D$$

$$i = \frac{\Delta\Phi}{\Delta s} = \frac{\Phi_D - \Phi_A}{L}$$

$$\frac{Q}{\Omega} = k \cdot \frac{H}{L}$$

$$v = k \cdot \frac{\Phi_A - \Phi_D}{L}$$

$$\vec{v} = -k \cdot \vec{i}$$

k → Coeficiente de permeabilidad

3.5. COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD

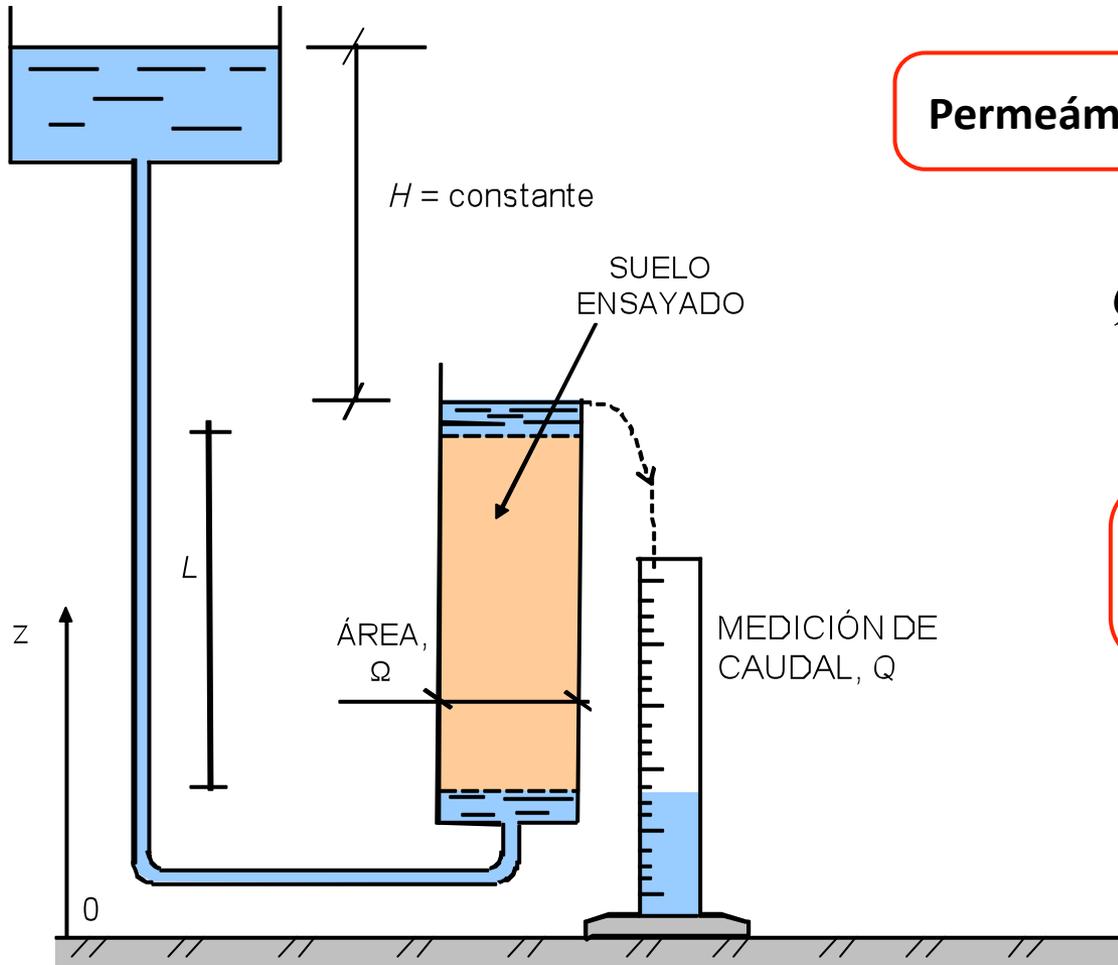
Rangos de valor

• Hazen, (relación empírica): $k \text{ (m/s)} \approx 10^{-2} \cdot D_{10}^2$ $D_{10} \text{ (mm)}$

k (m/s)	Roca matriz		Roca fracturada	Suelo
10^{-12}	Pizarra Dolomía			Arcilla homogénea
10^{-11}	Granito			
10^{-10}				
10^{-9}				
10^{-8}	Caliza		Juntas rellenas de arcilla	Arenas muy finas, limos, mezclas de arena y arcilla, suelos arcillosos estratificados
10^{-7}		Arenisca		
10^{-6}				
10^{-5}				
10^{-4}			Roca con juntas	
10^{-3}			Roca con juntas abiertas	Arena limpia, mezclas de arena limpia y grava
10^{-2}				
10^{-1}			Roca muy fracturada	Grava limpia
1				

3.6. DETERMINACIÓN DEL COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD

Determinación en laboratorio (suelos)



Permeámetro de carga constante

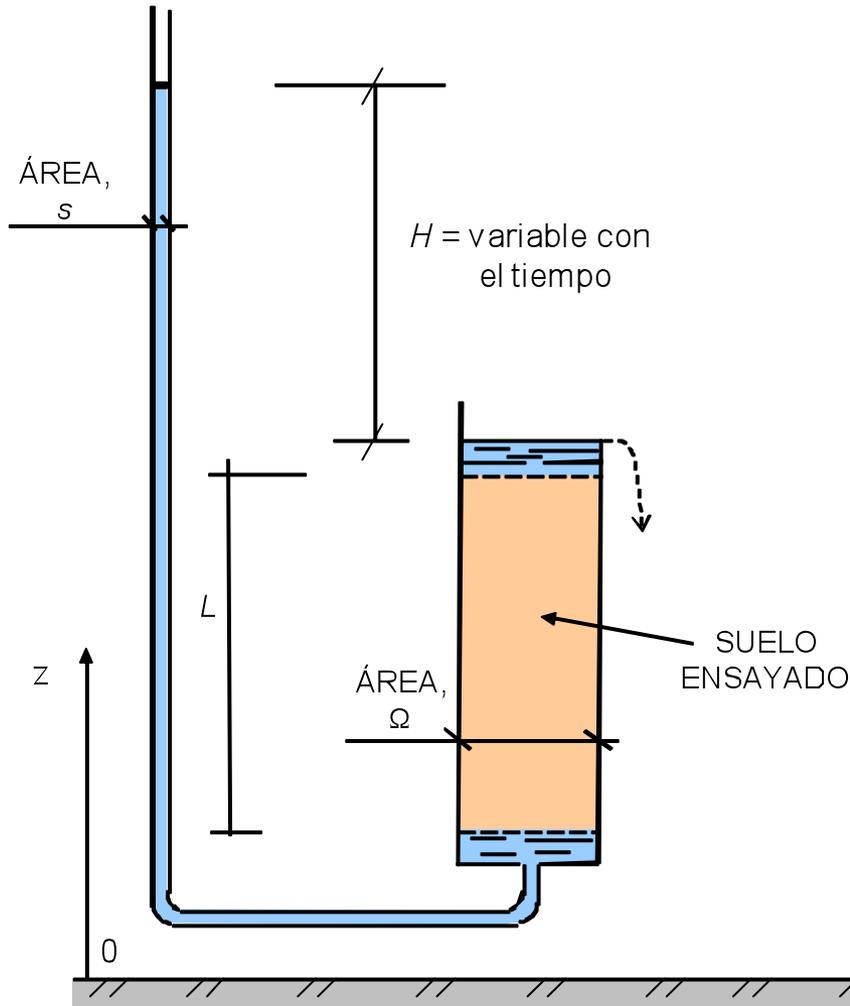
$$Q = k \cdot \frac{H}{L} \cdot \Omega$$



$$k = \frac{Q}{\Omega} \cdot \frac{L}{H}$$

3.6. DETERMINACIÓN DEL COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD

Determinación en laboratorio (suelos)



Permeámetro de carga variable

$$-s \cdot dH = k \cdot \frac{H}{L} \cdot \Omega \cdot dt$$

Integrando

$$\ln\left(\frac{H_0}{H}\right) = \frac{\Omega}{s} \cdot \frac{k \cdot (t - t_0)}{L}$$

$$k = \frac{s}{\Omega} \cdot \frac{L}{t - t_0} \cdot \ln\left(\frac{H_0}{H}\right)$$

3.6. DETERMINACIÓN DEL COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD

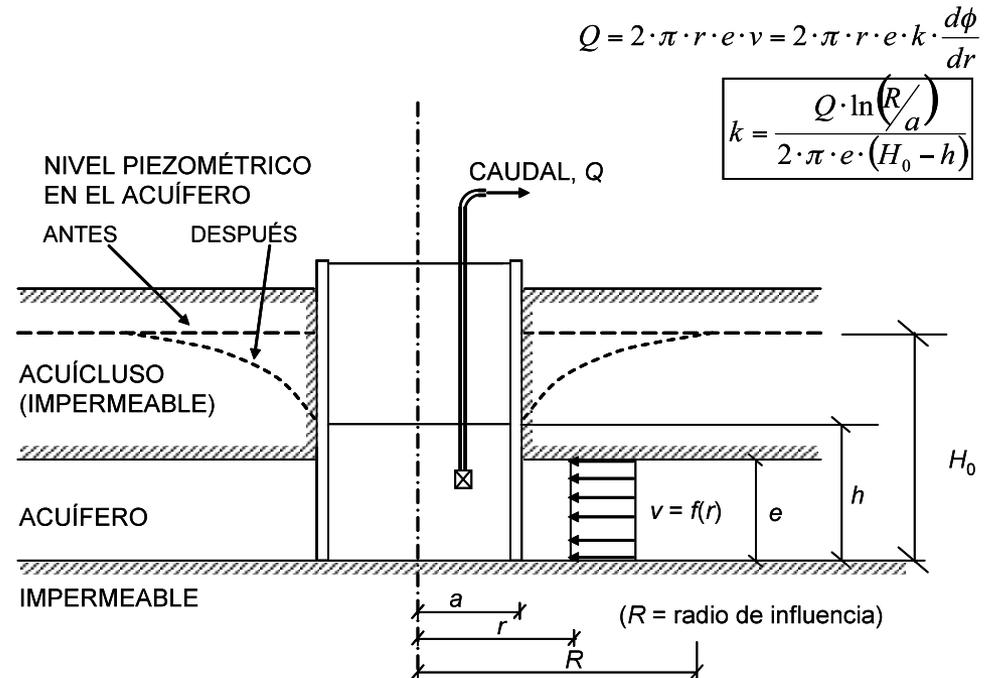
Otros métodos

• Determinación en laboratorio:

- Ensayo edométrico (determinación indirecta).
- En célula triaxial.

• Determinación 'in situ':

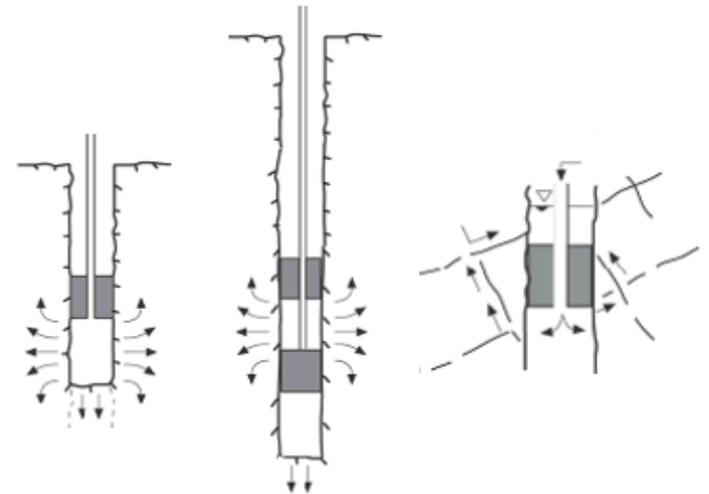
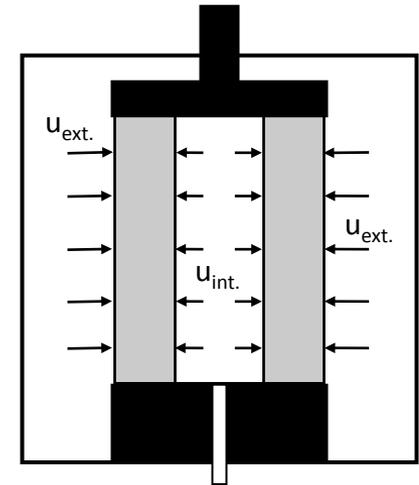
- Ensayos de bombeo en pozo.
- Ensayos en sondeo:
 - Lefranc.
 - Lugeon.



3.6. DETERMINACIÓN DEL COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD

En rocas

- Ensayos de permeabilidad sobre roca matriz
(Permeabilidad primaria):
 - Flujo axial (en célula triaxial, como en suelos).
 - Flujo radial (en célula triaxial).
- Ensayo de permeabilidad sobre el macizo rocoso
(Determinación "in situ" de la permeabilidad secundaria):
 - Ensayo Lugeon (a presión de 1 MPa).



3.7. COMPORTAMIENTO DE LOS MACIZOS ROCOSOS

- **Distribución de presiones de agua:**

- En el interior de la roca matriz los poros no están conectados:

- No es válido el principio de Pascal. La presión de agua no es la hidrostática, y su valor es desconocido. Con la excepción de rocas muy porosas.

- A lo largo del sistema de discontinuidades:

- Tanto si las discontinuidades están limpias o con relleno, hay conexión entre los huecos. Y es válido lo indicado para suelos.

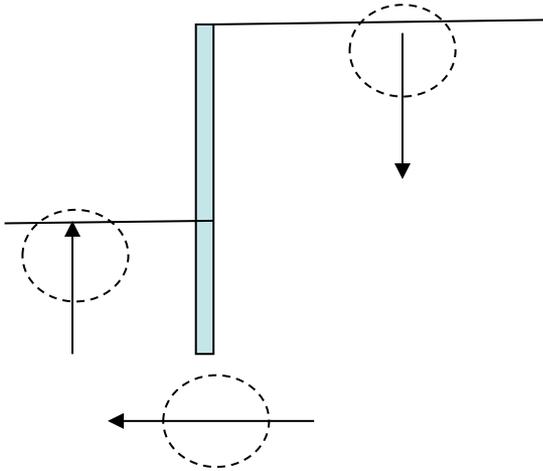
- **Filtración:**

- La permeabilidad de la roca matriz es la primaria, muy inferior a la del macizo (secundaria).

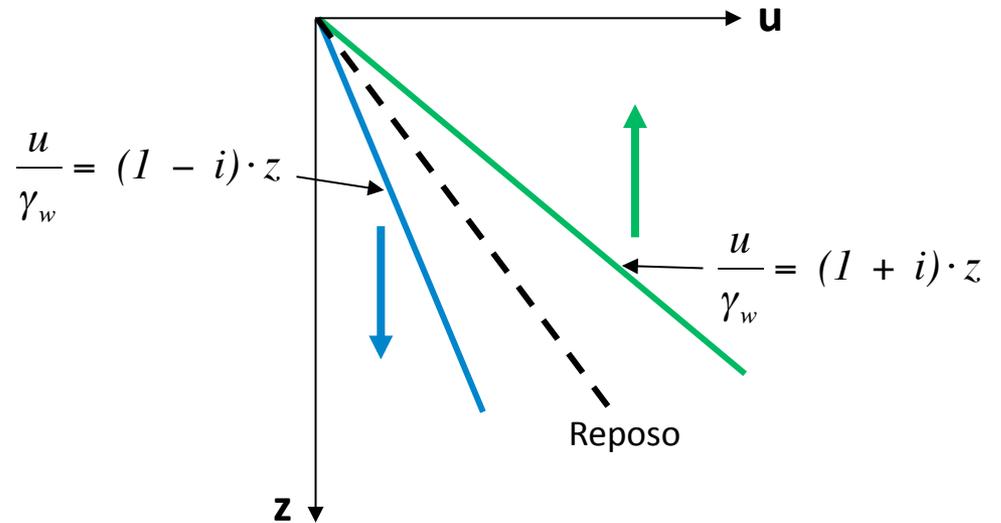
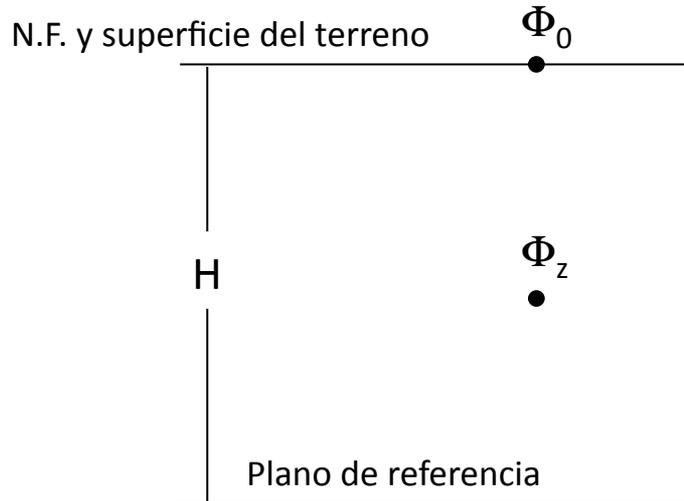
- La filtración está gobernada por la permeabilidad del macizo, y ésta por las características de las discontinuidades (familias, orientación, y diferente permeabilidad).

- El comportamiento del medio no es isótropo: Puede tener valores del coeficiente de permeabilidad diferentes en las tres direcciones del espacio.

Filtración vertical. Terreno homogéneo



$$\Phi = h + \frac{u}{\gamma_w}$$



3.9. FILTRACIÓN EN DOS Y TRES DIMENSIONES

Planteamiento

• Siempre se cumple:

- Continuidad: no existe en ningún punto pérdida o ganancia de agua. $\sum_D Q = 0$
- Pérdida de carga: la filtración a través de un medio poroso produce una pérdida que depende de la velocidad de flujo mediante la ley de Darcy.

Ley de Darcy: $\bar{v} = -\tilde{k} \cdot \overline{\text{grad}} \Phi$

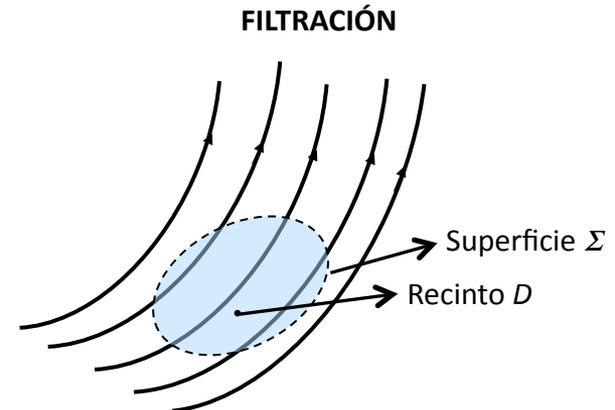
Aplicando



Continuidad

Si suelo isótropo ($k_x = k_y = k_z$)

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} = 0$$



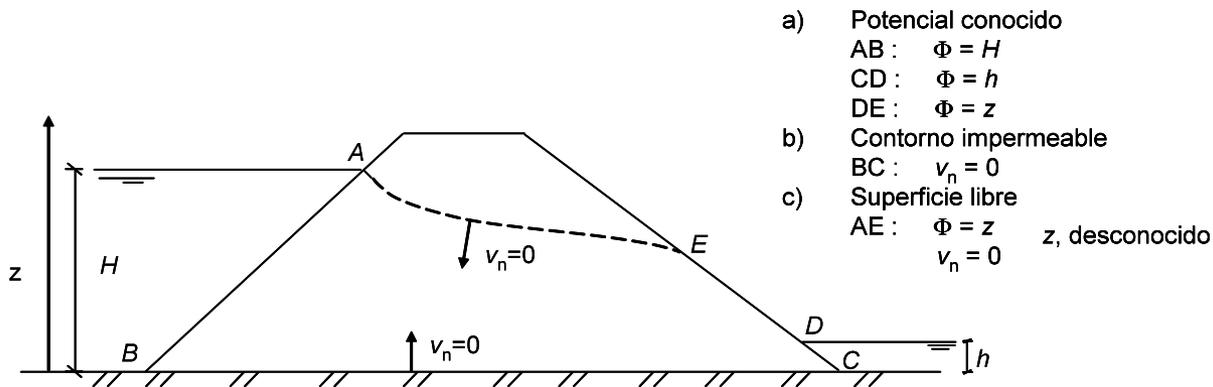
Ec. de Laplace que rige la distribución de potenciales en suelo homogéneo.

3.9. FILTRACIÓN EN DOS Y TRES DIMENSIONES

Planteamiento

• Existen unas condiciones de contorno:

- Contorno de potencial conocido.
- Contorno impermeable (velocidad normal nula).
- Superficie libre: flujo no confinado ($u = 0 \rightarrow \Omega = z$ y velocidad normal nula).



Ecuación de Laplace
 +
 Condiciones de contorno

Solución única

En todo el medio:

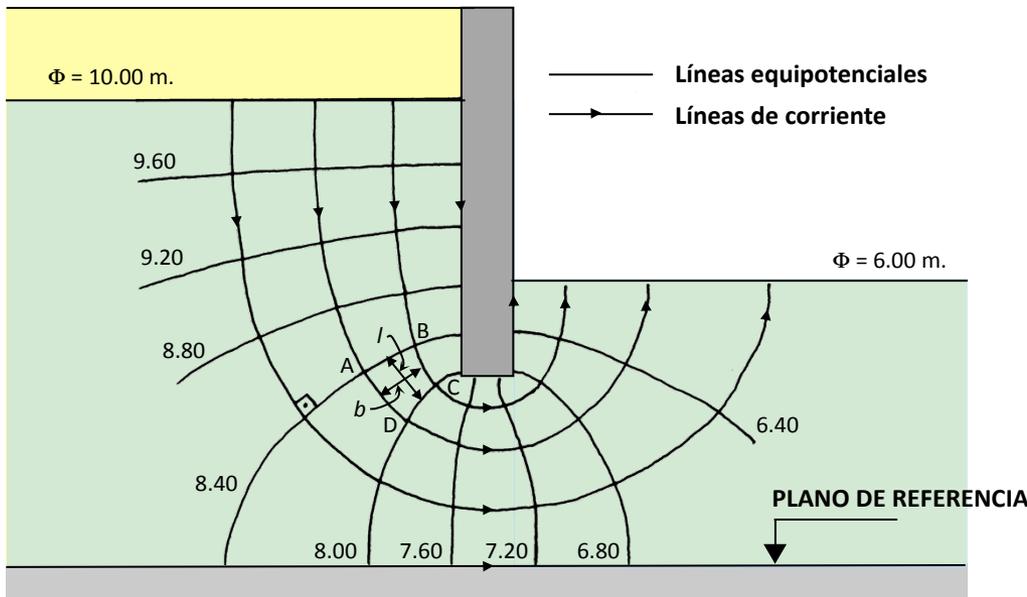
- Potencial Φ .
- Presión u .
- Velocidad.
- Caudal Q .

3.9. FILTRACIÓN EN DOS Y TRES DIMENSIONES

Resolución

- **Analítica** (casos sencillos).
- **Numérica** (diferencias finitas o elementos finitos).
- **Otros métodos:** analógicos, gráficos.

Red de filtración

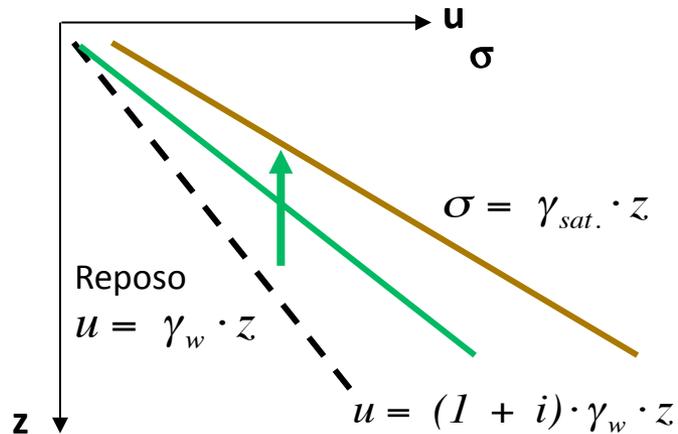
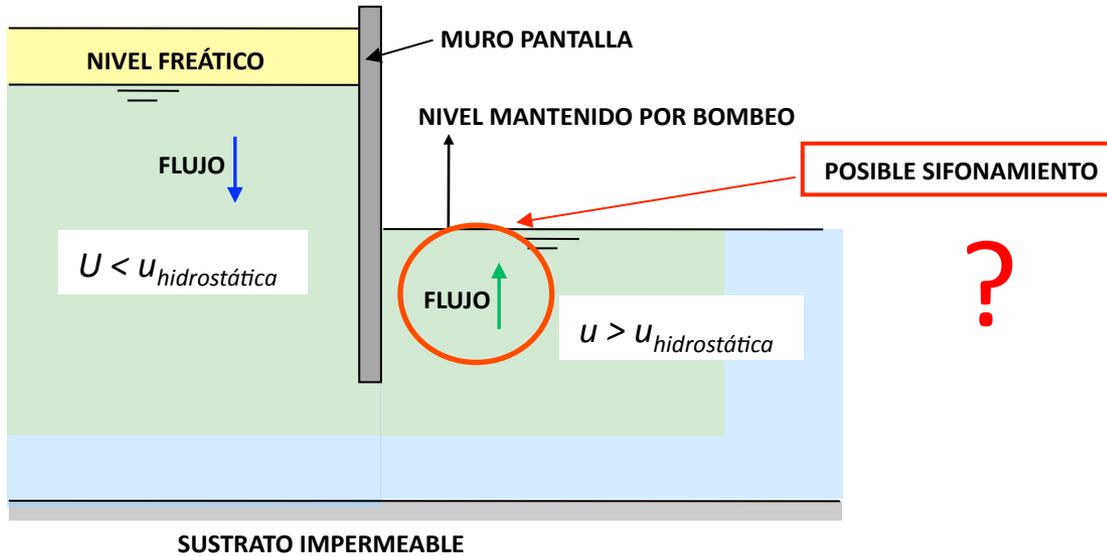


b) Solución. Red de filtración.

- **Líneas equipotenciales:**
 - Unen puntos con el mismo potencial.
- **Líneas de corriente:**
 - Tangentes en cada punto al vector velocidad.

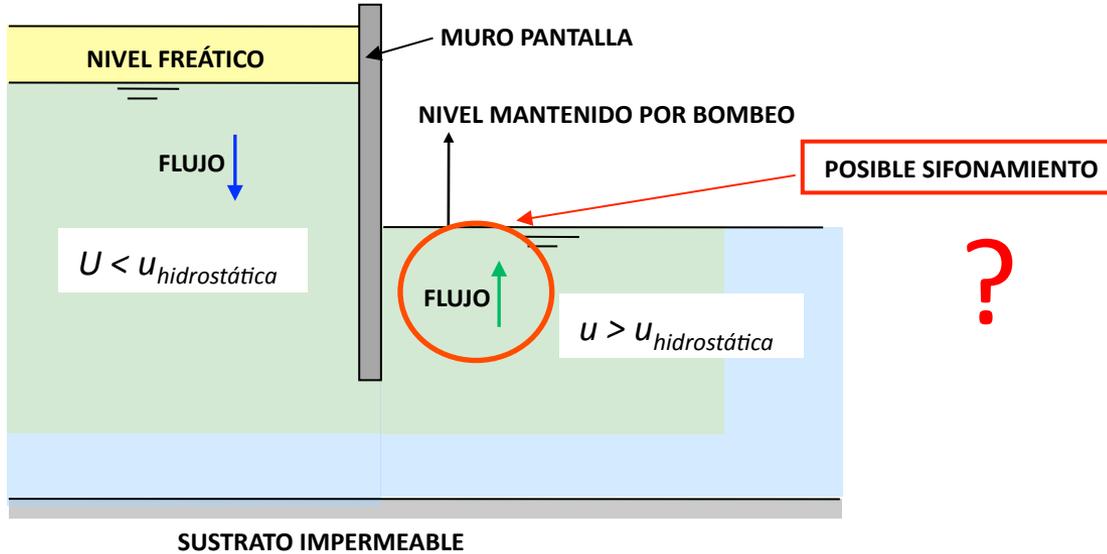
3.10. EFECTOS DE LA FILTRACIÓN

Filtración Vertical. Sifonamiento

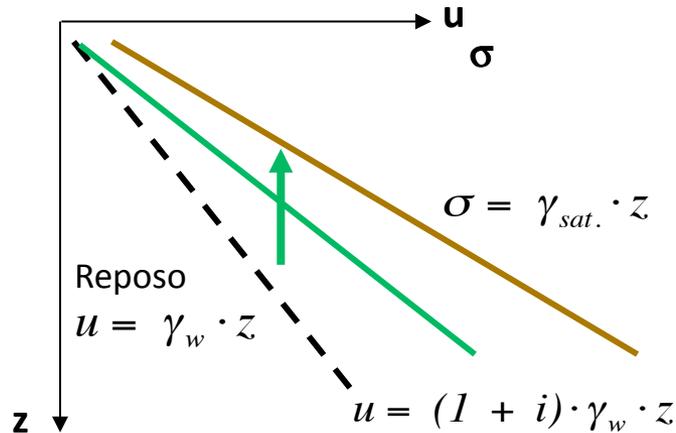


3.10. EFECTOS DE LA FILTRACIÓN

Filtración Vertical. Sifonamiento

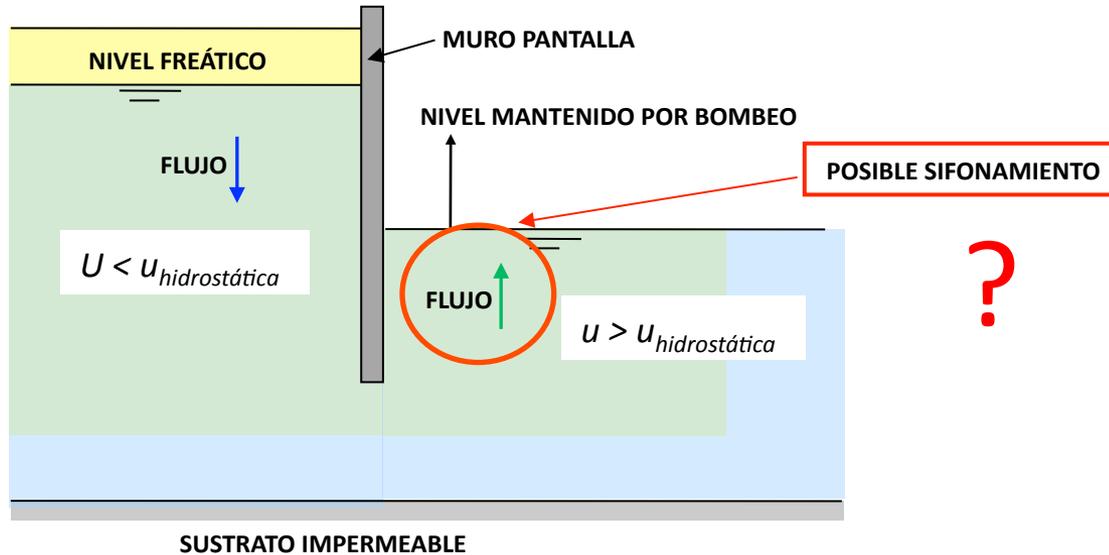


Filtración ascendente
+
Gradiente i elevado



3.10. EFECTOS DE LA FILTRACIÓN

Filtración Vertical. Sifonamiento



?

Filtración ascendente

+

Gradiente i elevado

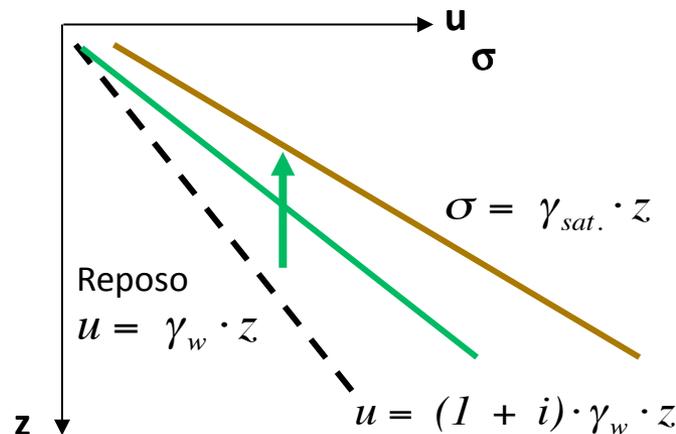


$$u = \sigma$$



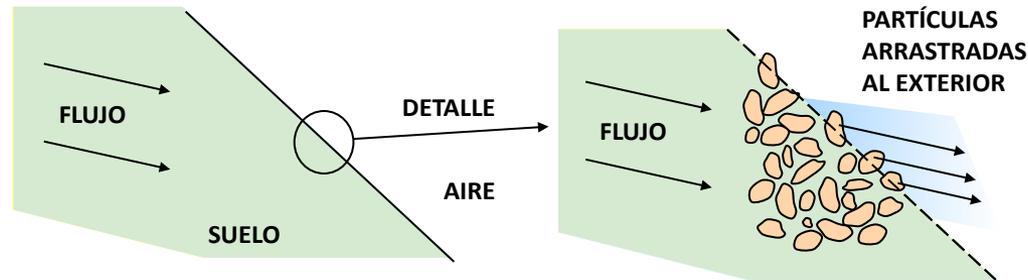
Los granos del suelo se separan con consecuencias catastróficas (arenas movedizas).

SIFONAMIENTO

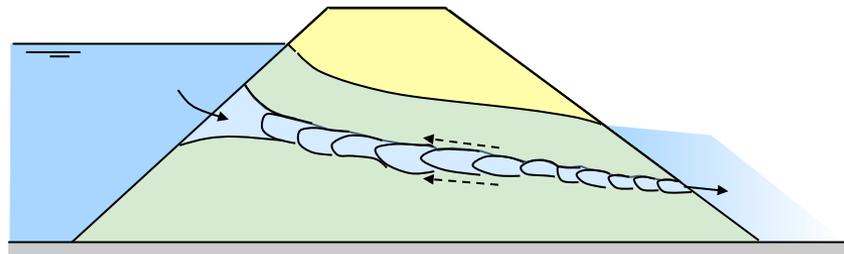


3.10. EFECTOS DE LA FILTRACIÓN

Tubificación



a) Afloramiento del flujo al exterior.



b) Erosión regresiva. Tubificación.

Dispersión

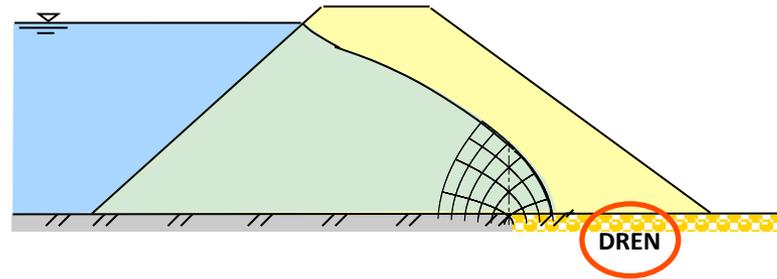
- Existen suelos en los que el agua, aun circulando a velocidades pequeñas, produce una disgregación y una dispersión de las partículas. Este fenómeno se denomina **dispersión** y los suelos altamente susceptibles a ello **dispersivos**.

3.10. EFECTOS DE LA FILTRACIÓN

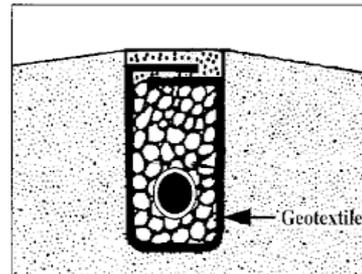
Drenes y filtros

- Son elementos drenantes empleados para evitar arrastres de partículas que se pueden producir entre zonas donde el flujo atraviesa el contacto entre un material fino y otro grueso:

- En presas de materiales sueltos.



- En zanjas drenantes.



- **Tipos de filtros:**

- Filtros naturales (suelo): condición de filtro:

$$K \cdot D_{15}^F \leq D_{15}^G \leq K \cdot D_{85}^F \quad (K \text{ entre } 4 \text{ y } 5).$$

- Geotextiles.

3.10. EFECTOS DE LA FILTRACIÓN

Drenes y filtros

