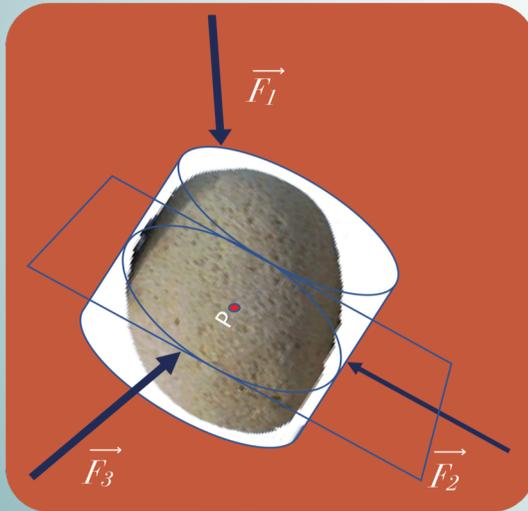


# Caracterización geomecánica de suelos y rocas

## Tema 10 El agua en los materiales blandos



**Alberto González Díez**

**Patricio Martínez Cedrún**

DPTO. DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y FÍSICA DE LA MATERIA CONDENSADA  
(CITIMAC)

Este tema se publica bajo Licencia:

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



# Estados del agua en el terreno

El suelo está constituido por partículas minerales y orgánicas de diverso tamaño con un sistema de poros que tienen diferentes formas y tamaños, ocupados por agua (fase líquida) y aire (fase gaseosa).

El agua circula por el suelo aprovechando el espacio poroso donde queda retenida, en competencia con el aire que ocupa los poros en ausencia de agua. Todo ello está influenciado por variaciones climáticas estacionales, en especial las precipitaciones.

El agua en el terreno puede estar en reposo o en movimiento dependiendo de la inclinación del **nivel freático**, el cual se define como el lugar geométrico de los puntos del suelo en que la presión hidrostática es igual a la atmosférica. Por debajo del nivel freático las superficies neutras son positivas.

En condiciones estáticas el nivel freático es horizontal y teóricamente no hay desplazamiento aunque de forma natural fluye en el suelo al variar de un lugar a otro por cambios en la presión atmosférica, precipitaciones, mareas.



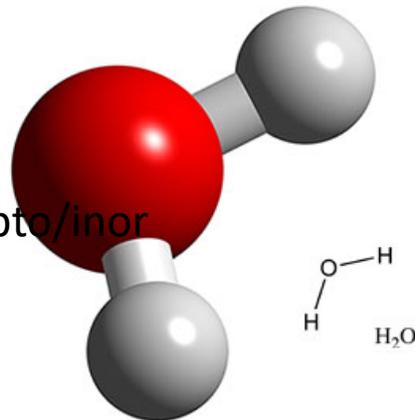
<https://www.diccionario.geotecnia.online/palabra/agua-freatica/>

# Propiedades físicas del agua

El comportamiento del agua en el suelo está condicionada por sus propiedades.

La molécula de agua es **dipolar**; es decir, está polarizada por la distribución no balanceada de las cargas eléctricas por lo que se absorbe en la superficie de las arcillas, siendo atraída por superficies cargadas eléctricamente.

El agua líquida posee un grado de **entropía** mayor que el agua sólida. Es un excelente regulador de temperatura por su elevado calor específico y la gran cantidad de calor que pone en juego cuando cambia su estado.



Molécula de agua

# Estado hidrostático

Cuando el agua está en reposo (condiciones hidroestáticas) la velocidad de flujo es nula por lo que la altura de carga se suprime de la ecuación de Bernouilli

$$h = z + \frac{u}{r_w}$$

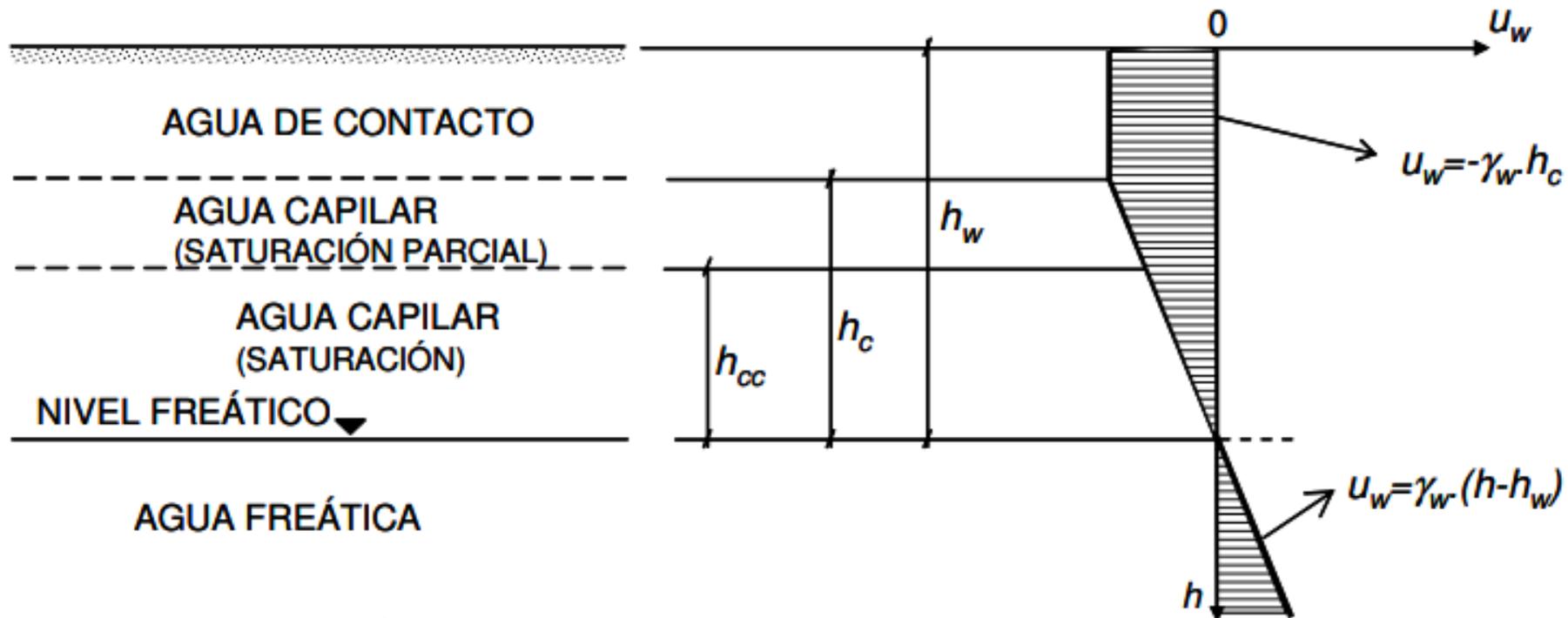
Expresión que define la altura piezométrica y que permite calcular la presión de agua en cualquier punto del fluido.

A partir de estos conceptos se puede la altura de agua de un piezómetro de tubo abierto en un punto del terreno como la presión del agua en dicho punto dividido entre el peso específico del agua

$$C = \frac{u_B}{r_w}$$

En estado de reposo, el agua se puede encontrar como agua freática y agua capilar.

**Agua freática** es aquella que puede moverse en la zona de saturación de una masa de suelo o roca por efecto de la atracción gravitacional.



Presiones del agua en reposo

<https://ocw.unican.es/pluginfile.php/1555/course/section/201>

2/capitulo2.pdf

La presión del agua en cualquier punto es igual al peso de la columna de agua existente entre dicho punto y el nivel freático.

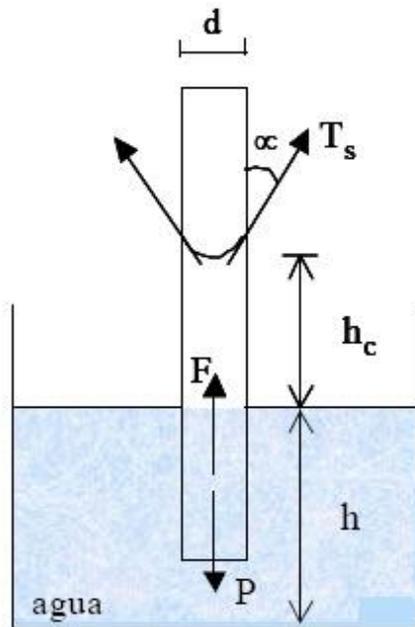
$$u = \gamma_w \cdot (h - h_w)$$

**El agua capilar** se encuentra encima del nivel freático y en comunicación directa con él. La capilaridad está relacionada con el pequeño tamaño de los poros del suelo, los cuales son capaces de retener el agua con una fuerza inversamente proporcional a su tamaño. En Mecánica de Suelos, se considera despreciable el efecto del agua capilar en los problemas de filtraciones de agua. En esta zona del suelo el agua se adhiere a las partículas del suelo.

Cuando la superficie de un suelo esta sumergida en agua, no hay fuerza capilar. Sin embargo, a medida que el agua va siendo evaporada, se van formando meniscos apareciendo fuerzas capilares que aproximan las partículas.

## Las fuerzas responsables por capilaridad son:

1. Atracción del agua por superficies sólidas (adhesión o adsorción).
2. Tensión superficial del agua, que en gran parte está debida a la atracción entre las moléculas de agua (cohesión)



### Ley de Jurin

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

$h_c$ : altura de la ascensión capilar

$\sigma_s$ : Tensión superficial del agua en contacto con el aire

$\rho$ : radio del menisco

$\gamma_w$ : peso específico del agua

### Ascensión capilar del agua

<https://fisica.laguia2000.com/dinamica-clasica/fuerzas/mecanica-de-suelos-capilaridad#ixzz3ftIEH4qR>

# Teorema de Bernouilli

La energía en un determinado punto de un fluido en movimiento queda definido por el teorema de Bernouilli

$$H = z + \frac{u}{r_w} + \frac{v^2}{2g}$$

La carga hidráulica total (H) se descompone en:

- $Z$  : altura geométrica
- $\frac{u}{r_w}$ : altura de presión, donde  $u$  es la presión del agua en el punto considerado y  $r_w$  el peso específico del agua.
- $\frac{v^2}{2g}$ : altura de velocidad, donde  $v$  es la velocidad de flujo en el punto considerado y  $g$  la aceleración de la gravedad

La altura de velocidad en el flujo del agua subterránea es prácticamente despreciable.

En un fluido en movimiento, la energía entre dos puntos se mantiene invariable al pasar de unos términos a otros de la ecuación definida por Bernouilli.

Sin embargo, el agua tiene que vencer obstáculos en su desplazamiento por el suelo entre las partículas sólidas que genera pérdida de carga hidráulica. Esa diferencia de carga hidráulica o pérdida de carga es necesaria para que exista circulación del fluido que se desplazará de los puntos de mayor carga a los de menor carga.

$$\Delta H = H_A - H_B$$

La pérdida de carga puede relacionarse con la trayectoria de la línea de filtración obteniéndose el **gradiente hidráulico**.

$$i = \frac{\Delta H}{L}$$

# Permeabilidad

Es la capacidad que tiene un suelo de permitir en su seno el paso de un fluido (agua) sin que dicho tránsito altere la estructura interna del cuerpo.

La permeabilidad se cuantifica en base al coeficiente de permeabilidad, definido como la velocidad de traslación del agua en el seno del terreno y para un gradiente unitario.

$$k = Q / I A$$

Donde

- k: coeficiente de permeabilidad o conductividad hidráulica (m/s)
- Q: caudal (m<sup>3</sup>/s)
- I: gradiente (m/m)
- A: sección (m<sup>2</sup>)

Los factores mas significativos que determinan la permeabilidad del suelo son:

- Granulometría (tamaño de grano y distribución granulométrica.)
- Composición química del material (naturaleza mineralógica)

Normalmente la permeabilidad disminuye con el tamaño de grano y cuando se comparan suelos de granulometría semejante, la permeabilidad aumenta con la gradación.

La presencia de determinados cationes (sodio, potasio) en suelos finos (arcillas y limos) disminuye la permeabilidad en relación a otros (calcio, magnesio)

Valores orientativos del coeficiente de Permeabilidad	
Tipo de suelo	K (m/s)
Grava limpia	$>10^{-2}$
Arena limpia y mezcla de grava y arena limpia	$10^{-2} - 10^{-5}$
Arena fina, limo, mezclas de arenas, limos y arcillas	$10^{-5} - 10^{-9}$
Arcilla	$<10^{-9}$

# Factores que influyen en el coeficiente de permeabilidad

- Relación de vacíos: el volumen de vacíos disminuye cuando el terreno es sometido a compactación y en consecuencia también disminuye la permeabilidad.
- Temperatura del agua: el coeficiente de permeabilidad del agua es proporcional a la velocidad cinemática del agua.
- Estructura y estratificación: el coeficiente de permeabilidad es distinto en un suelo inalterado que en otro alterado al modificarse su estructura y estratificación.
- Fisuras: las discontinuidades del suelo varían la permeabilidad.
- Tamaño de las partículas: la permeabilidad aumenta con el tamaño de grano de las partículas del suelo.

# Ley de Darcy

La ley de Darcy establece que la velocidad media del flujo del agua a través de los suelos es proporcional al gradiente hidráulico.

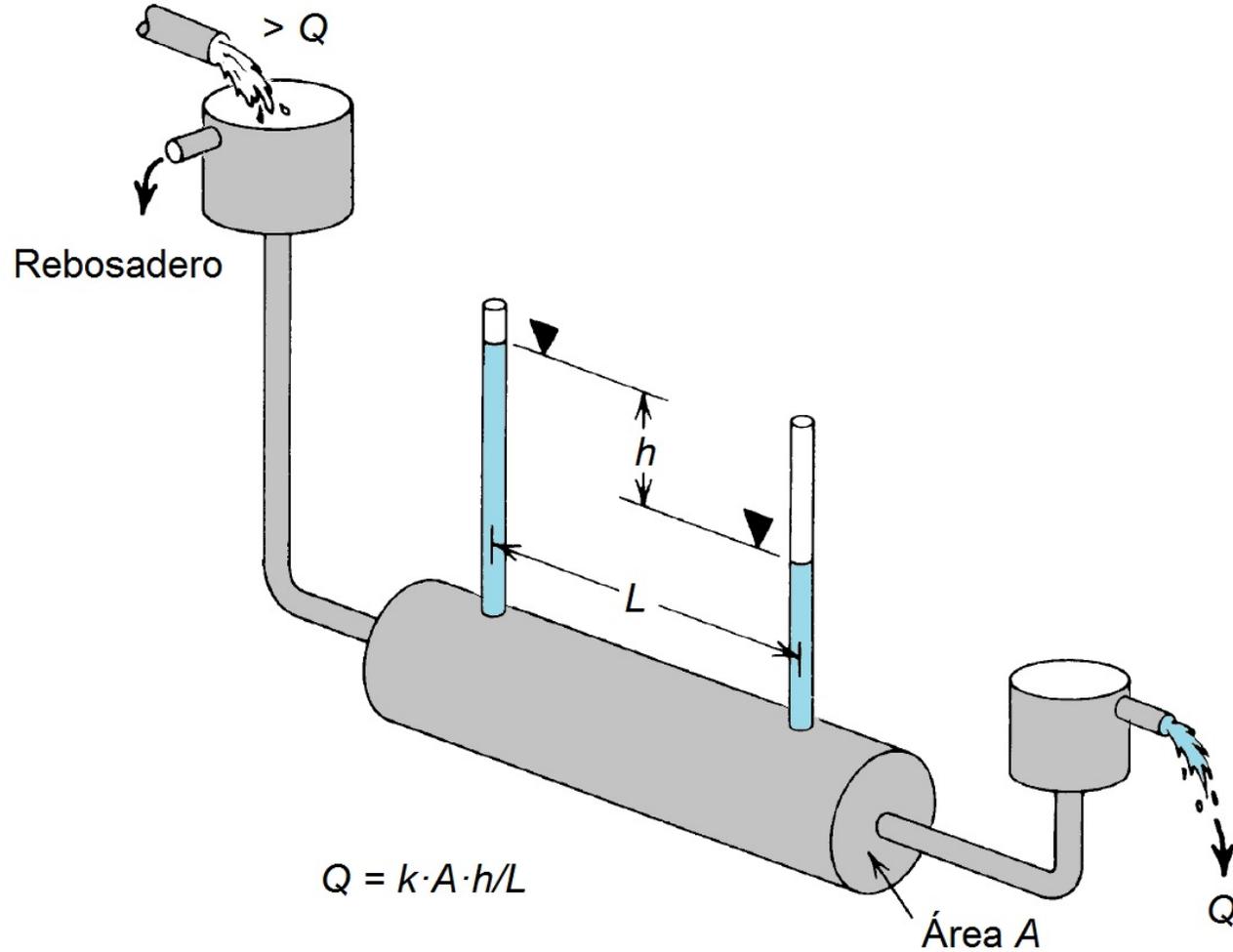
$$V = k i$$

donde  $v$  es la velocidad del agua en el suelo y  $k$  el coeficiente de permeabilidad del suelo.

También se puede escribir como:  $q = k i A$ . Donde  $i$  es el gradiente hidráulico definido como  $H / L$ ,  $q$  el caudal de flujo y  $A$  el área.

Esta ley es válida para todos los suelos porosos saturados - la presencia de aire reduce la sección de paso- siempre que el flujo sea laminar y permanente.

El flujo es turbulento en el caso de atravesar gravas o arenas gruesas y la relación no es lineal.



## Esquema de la ley de Darcy

La circulación del agua en un medio poroso como el suelo tiene lugar según líneas de filtración o **líneas de flujo** definidas por curvas que describen el flujo del agua. A medida que el agua circula a través del suelo, modifica su velocidad y potencial.

Las **redes de flujo** están constituidas por las líneas equipotenciales y de corriente.

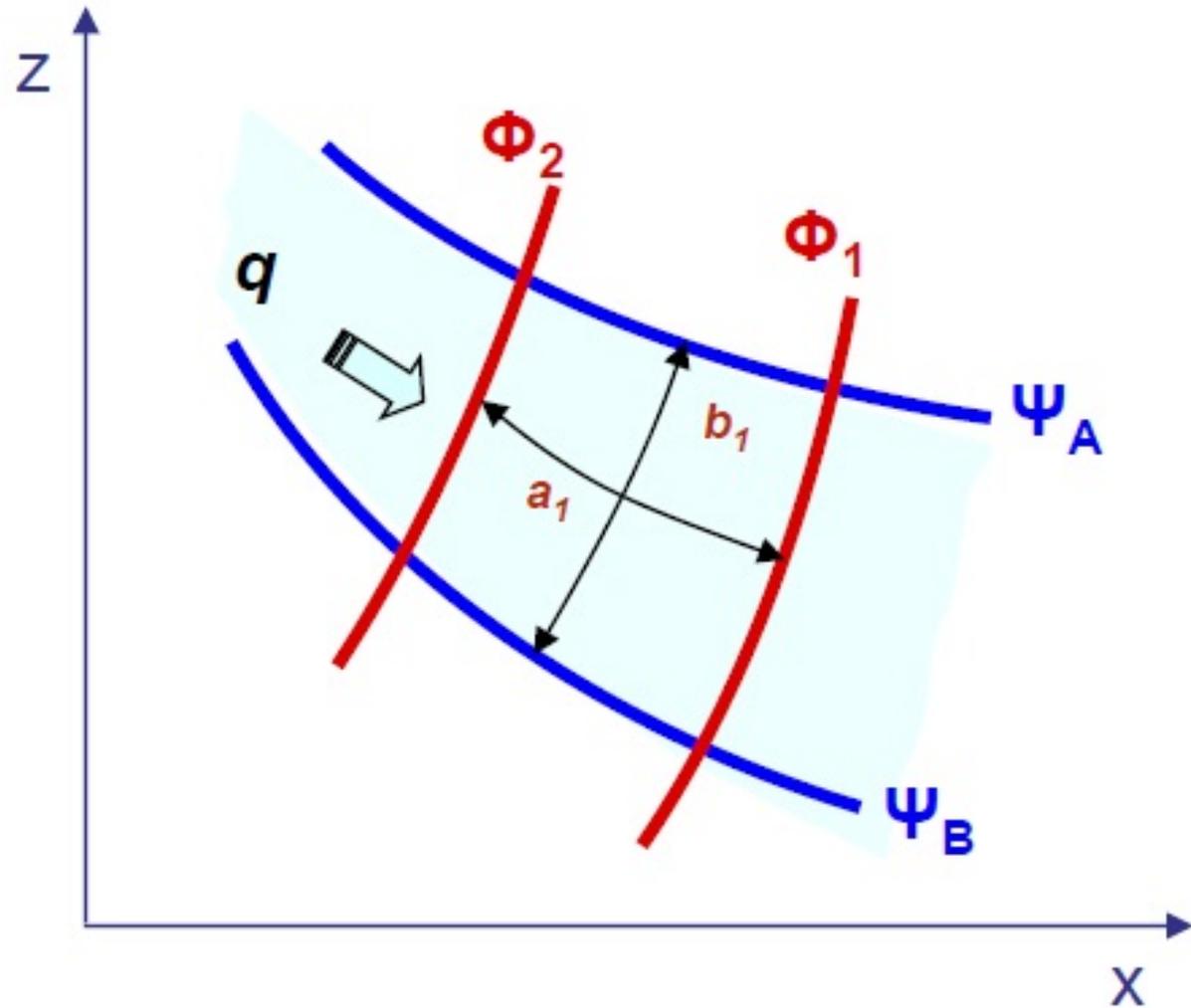
Las **líneas equipotenciales** son lugares geométricos del flujo donde la altura piezométrica es constante.

En la red de flujo, la pérdida de carga total se distribuye de forma uniforme entre las equipotenciales, todos los canales de flujo transportan el mismo caudal, y un canal de flujo es el comprendido entre dos líneas de corriente.

**Ecuación de Laplace:** modeliza un flujo estacionario en medio poroso homogéneo e isótropo de un fluido incompresible, en un suelo de densidad constante y saturado. En un flujo estacionario, el agua que entra en un elemento de suelo es igual a la que sale.

Es una ecuación de difícil resolución analítica pero permite resolverse gráficamente dibujando dos familias de curvas ortogonales entre sí: líneas equipotenciales y líneas de flujo o de corriente. A la hora de dibujar la red de flujo hay que tener presente que los límites impermeables constituyen líneas de corriente mientras que las líneas equipotenciales son las fronteras permeables, obteniéndose cuadrados curvilíneos.

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

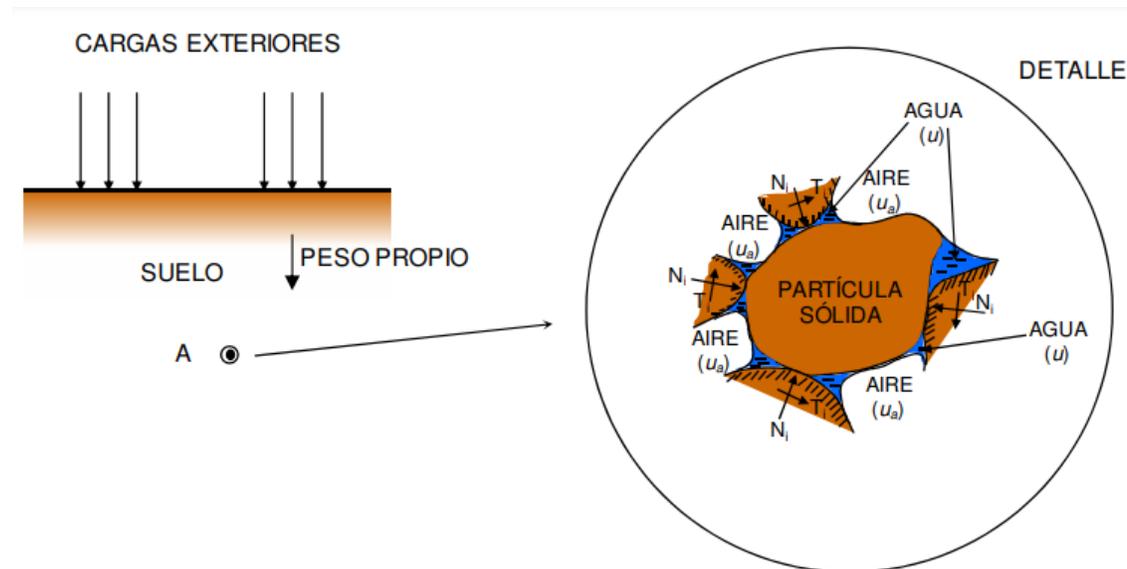


Red de flujo (Gonzalez de Vallejo, 2004)

# Presiones en las partículas del suelo

Una partícula de suelo parcialmente saturado está sometida principalmente a tres tipos de presiones:

- Presión de aire,  $u_a$
- Presión de agua,  $u$
- Fuerzas transmitidas por otras partículas.  $N_i$

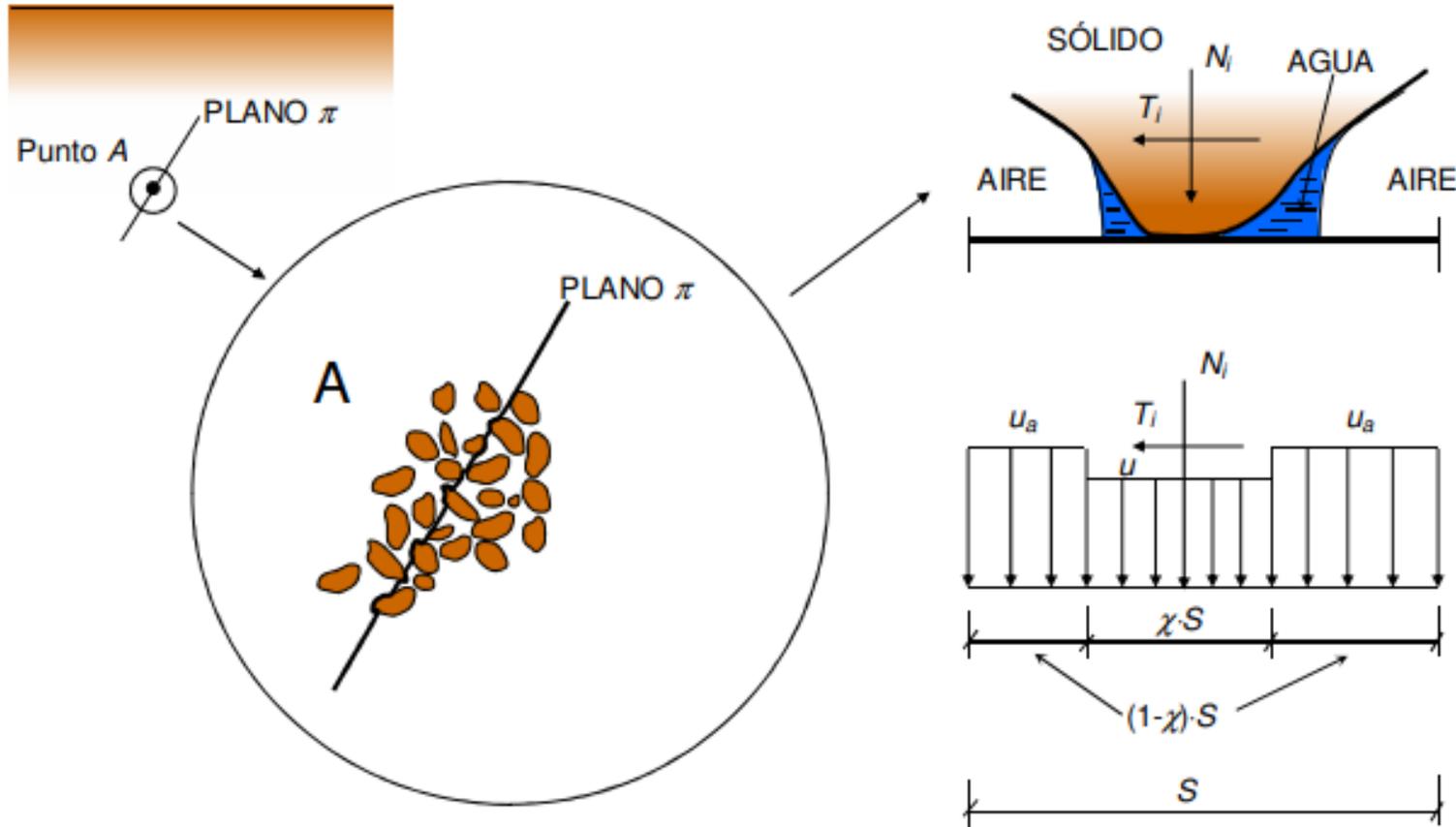


Esfuerzos sobre una partícula de suelo

En un suelo parcialmente saturado, un punto del interior del terreno que esté contenido en un plano que pase por los puntos de contactos entre las partículas estará sometido a una serie de fuerzas:

- **Tensión intergranular:** corresponde a las fuerzas transmitidas por las partículas según una componente normal,  $\sigma_i$  y otra tangencial,  $\tau_i$ , sobre el plano.
- **Presión intersticial del agua,  $u$ ,** que actúa sobre parte de la superficie ocupada por los poros.
- **Presión intersticial del aire,  $u_a$ ,** que ejerce fuerza sobre el resto de la sección del plano.

$$\sigma_i = \sigma - u_a + \chi(u_a - \mu)$$
$$\tau = \tau_i$$



El contacto entre partículas se supone puntual

$$\begin{aligned}
 \sigma &= \frac{\Sigma \text{Fuerzas normales}}{\text{Superficie total}} = \\
 &= \frac{N_i + u \chi S + u_a (1 - \chi) S}{S} = \\
 &= \sigma_i + \chi u + (1 - \chi) u_a \\
 \\
 \tau &= \frac{\Sigma \text{Fuerzas tangenciales}}{\text{Superficie total}} = \\
 &= \frac{T_i}{S} = \tau_i
 \end{aligned}$$

Tensiones totales, intergranulares e intersticiales

# Permeabilidad en los suelos estratificados

Cuando el terreno está constituido por estratos de diferentes permeabilidades es necesario conocer la constante de conductividad hidráulica de cada estrato.

**Conductividad hidráulica para flujo paralelo a los estratos:**

$K_1, K_2, K_3, \dots, K_n$  : Constante de conductividad hidráulica de cada estrato.

$H_1, H_2, H_3, \dots, H_n$  : Espesor de los estratos.

Considerando el área de cada estrato con una profundidad de 1 m, entonces  $a_1 = H_1 * 1$ . Como  $q = a * v$ , entonces  $q_1 = a_1 * v_1$ , y así sucesivamente.

Además, como  $v_1 = K_1 * i$ , entonces:  $q_1 = a_1 * K_1 * i = H_1 * K_1 * i$

$$v = k_h i = \frac{Q}{A} = \frac{q_1 + q_2 + \dots + q_n}{H_1 + H_2 + \dots + H_n}$$
$$K_h = \frac{1}{H} (K_1 H_1 + K_2 H_2 + \dots + K_n H_n)$$

## Conductividad hidráulica para flujo perpendicular a los estratos:

$$v = ki$$

por lo que el valor medio de la constante de permeabilidad o conductividad hidráulica es:

$$v = k_v \frac{h}{H} = k_v \frac{h}{H}$$

entonces

$$k_v = \frac{vH}{h}$$

Como la velocidad se supone constante:

$$k_v = \frac{H}{\frac{H_1}{k_1} + \frac{H_2}{k_2} + \dots + \frac{H_n}{k_n}}$$

Una vez calculados los valores de las constantes de la conductividad hidráulica para flujo horizontal y vertical, el valor medio del sistema es calculado mediante el promedio geométrico de los dos valores:

$$k_m = \sqrt{k_h k_v}$$

# Referencias

- BOUWER, H. (1978). *Groundwater Hidrology*. Mc Graw-Hill Book Co., New York, 480 pp.
- GONZÁLEZ DE VALLEJO, L.I. et al. (2004). *Ingeniería Geológica*. Pearson, Prentice Hall, Madrid
- YEPES, V. (2016). Procedimientos de construcción de cimentaciones y estructuras de contención. Colección Manual de Referencia. Editorial Universitat Politècnica de València, 338 pp. Ref. 328. ISBN: 978-84-9048-457-9
- <https://ocw.unican.es/pluginfile.php/1555/course/section/2012/capitulo3.pdf>
- <https://www.diccionario.geotecnia.online/palabra/agua-freatica/>
- <https://dokumen.tips/documents/permeabilidad-en-suelos-estratificados.html>
- <https://sites.google.com/site/biomoleculasorganicas2obto/inorganicas/agua>