

L'eau dans les sols – propriétés hydrauliques des sols

Olivier Cuisinier
ENSG

L'eau = l'ennemie du géotechnicien

- L'eau joue un rôle primordial dans la stabilité des ouvrages

- Gel
- Évaporation
- Écoulement
- Impacts
- Gonflement / tassement
- Pression interstitielle
- Etc.

- La pluie est la plus mauvaise ennemie du géotechnicien



© Pierre Mouroux



source : LR Bordeaux - G. Lacassy

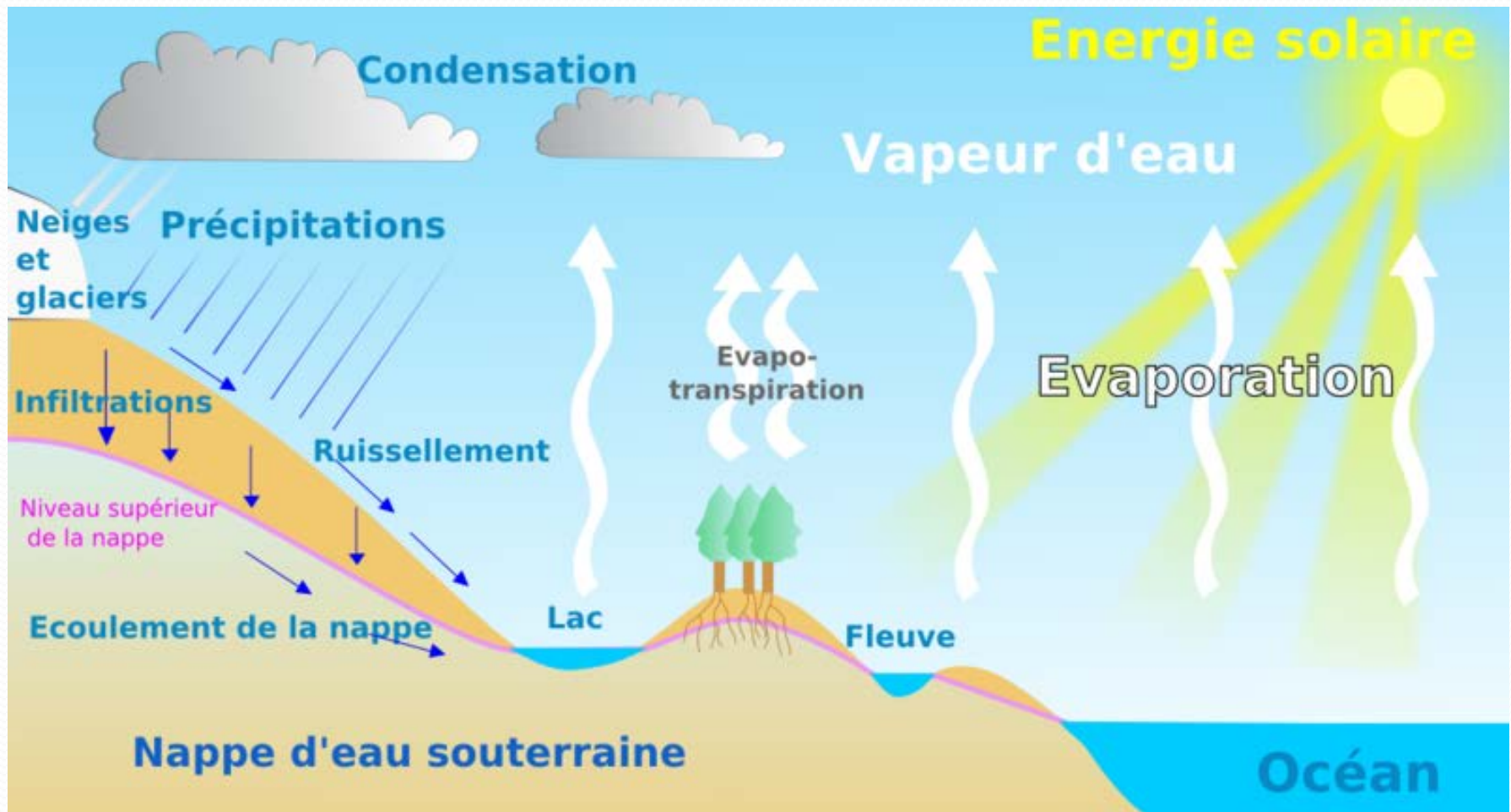
Plan du cours

- Différents états de l'eau dans les sols
- Loi de Darcy
- Perméabilité des sols
- Hydraulique des sols / Réseau d'écoulement
 - Cours de F. Masrouri

Différents états de l'eau dans le sol

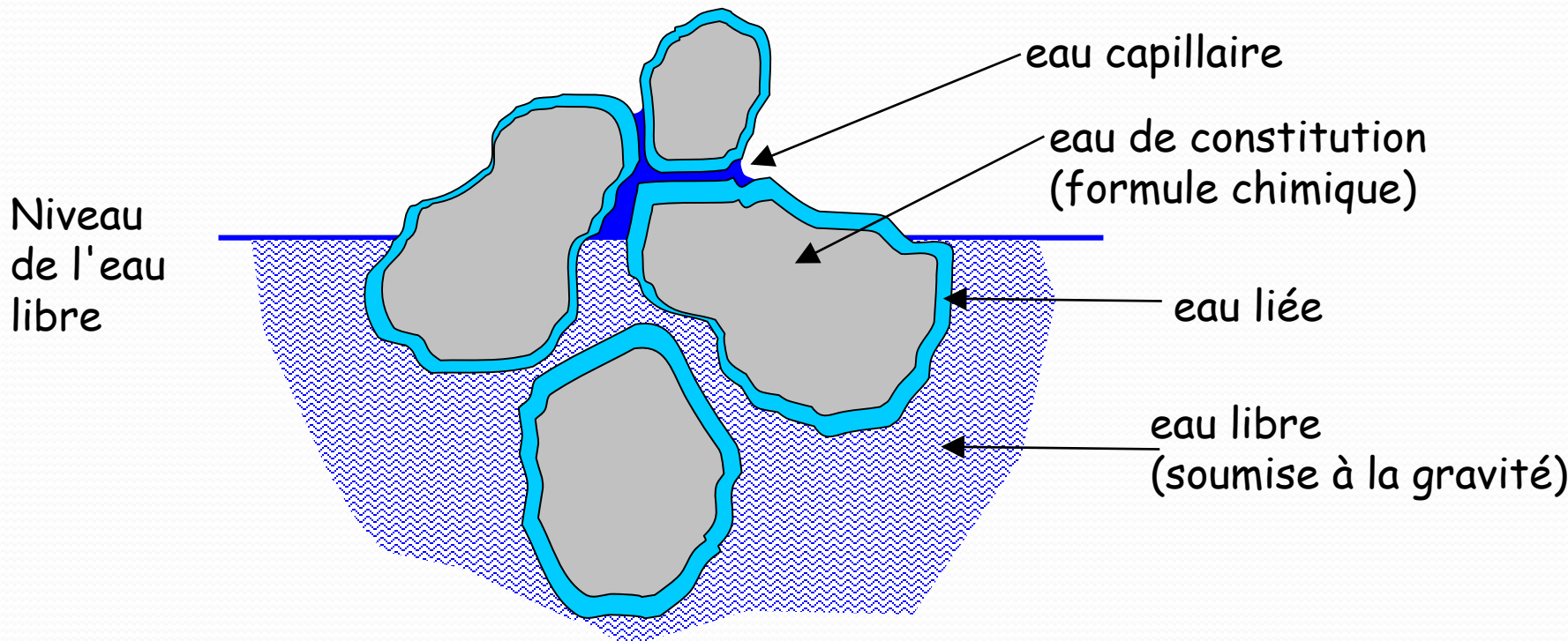
Types d'eau
Capillarité / Succion
Profil hydrique d'un sol

Cycle de l'eau



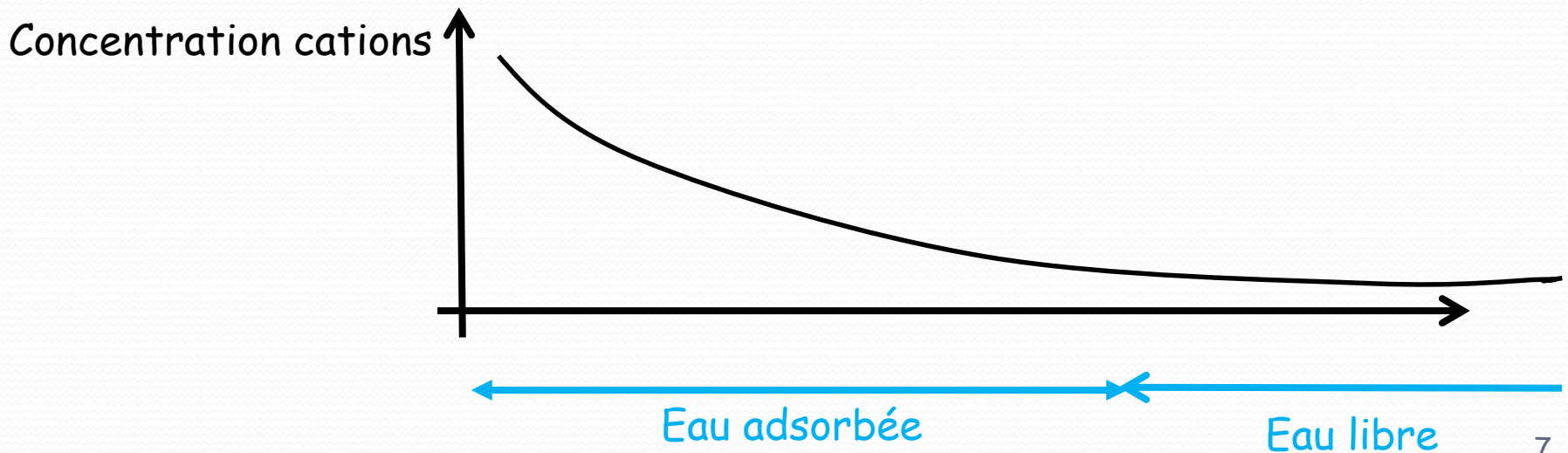
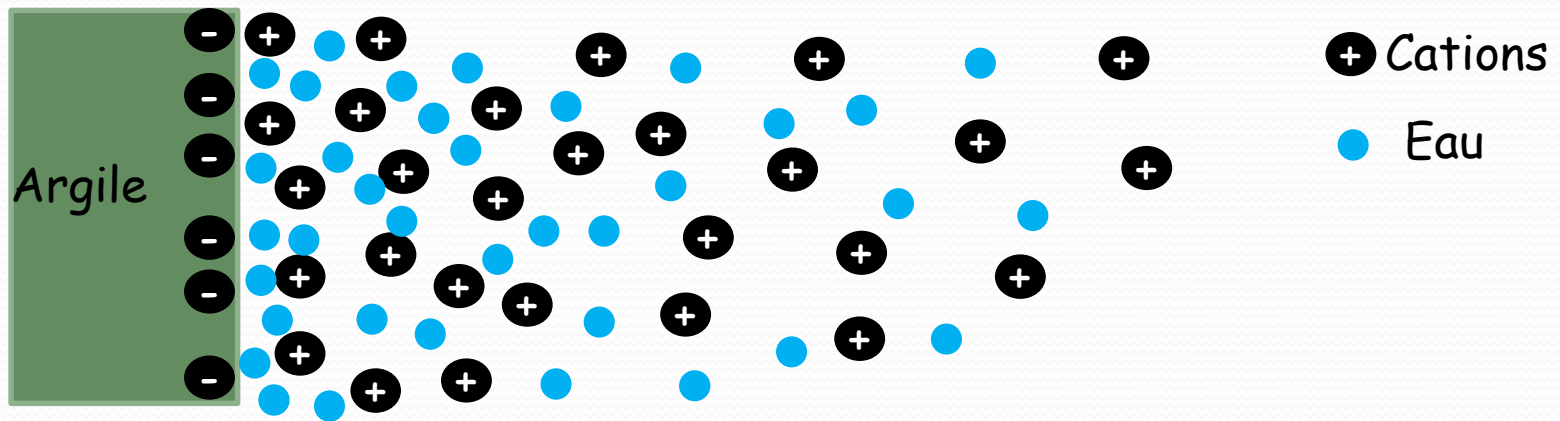
Les formes de l'eau dans les sols

- Différents états = $f(\text{forces d'interaction avec les grains du sol})$



Interaction eau / argile

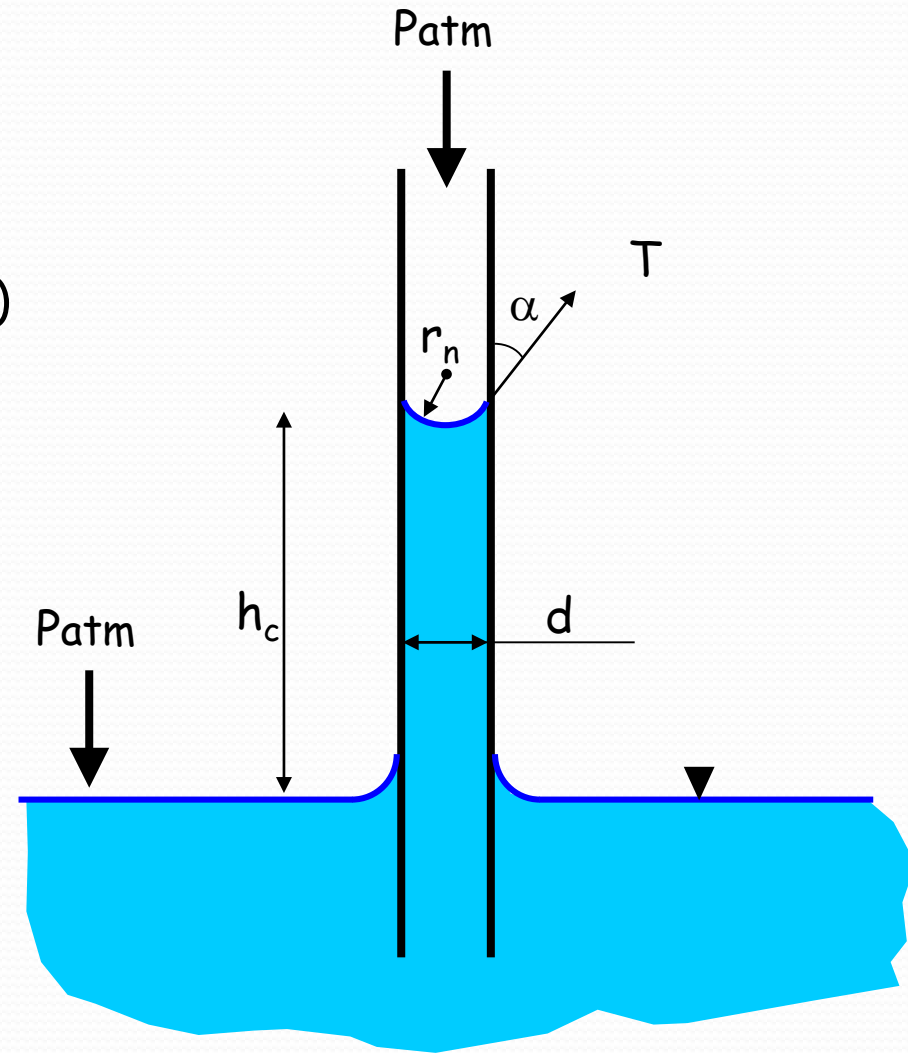
- Les argiles = plaquettes chargées négativement



Capillarité

- Origine du phénomène
 - Interaction eau / solide
 - Tension superficielle (eau / gaz)
- Loi de Jurin

h_c = hauteur d'ascension capillaire
 T_s = tension superficielle (0,0728 N/m pour l'eau à 20°C)
 α = angle de contact (140° pour eau/argile)
 g = accélération pesanteur
 ρ = masse volumique eau



Capillarité

Loi de Jurin - Laplace :

$$+ \downarrow \Sigma f_{\text{bas}} = \text{Poids de l'eau suspendue} \\ = \text{Volume. Poids volumique}$$

$$= h_c \frac{\pi d^2}{4} \rho_w g$$

$$\Sigma f_{\text{haut}} = \text{Tension capillaire} \\ = -T \cos \theta \pi d$$

$$\Sigma f_v = 0$$

$$h_c \frac{\pi d^2}{4} \rho_w g - T \cos \theta \pi d = 0$$

$$\rho_w g h_c = \frac{4T \cos \theta}{d} = \frac{2T \cos \theta}{r}$$

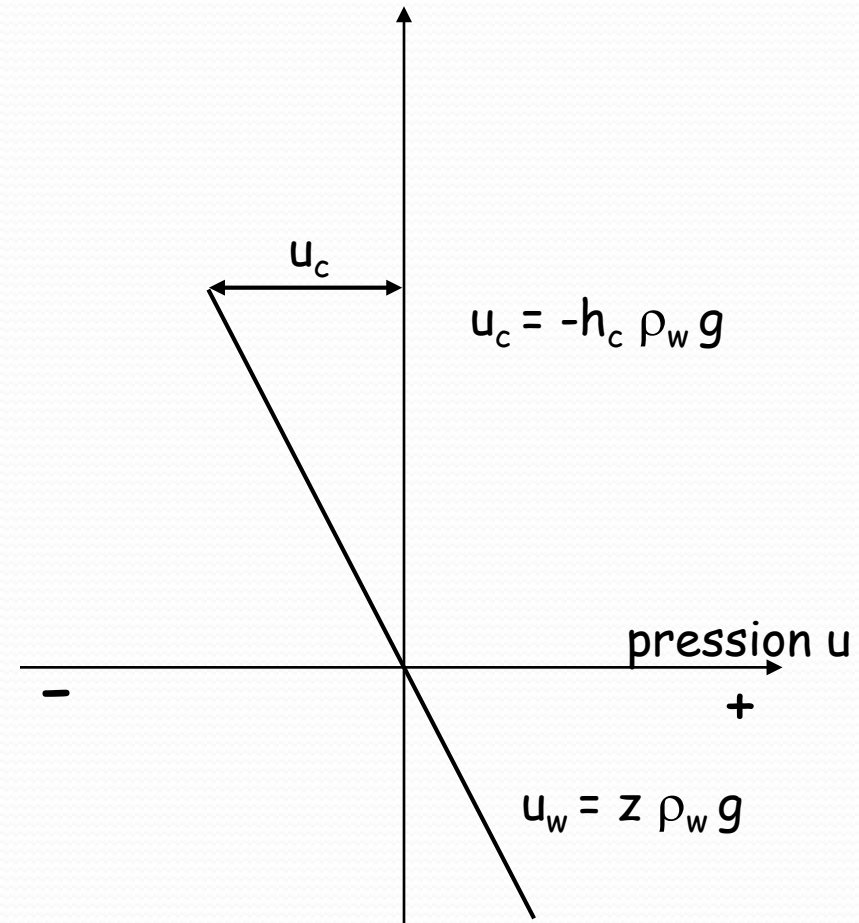
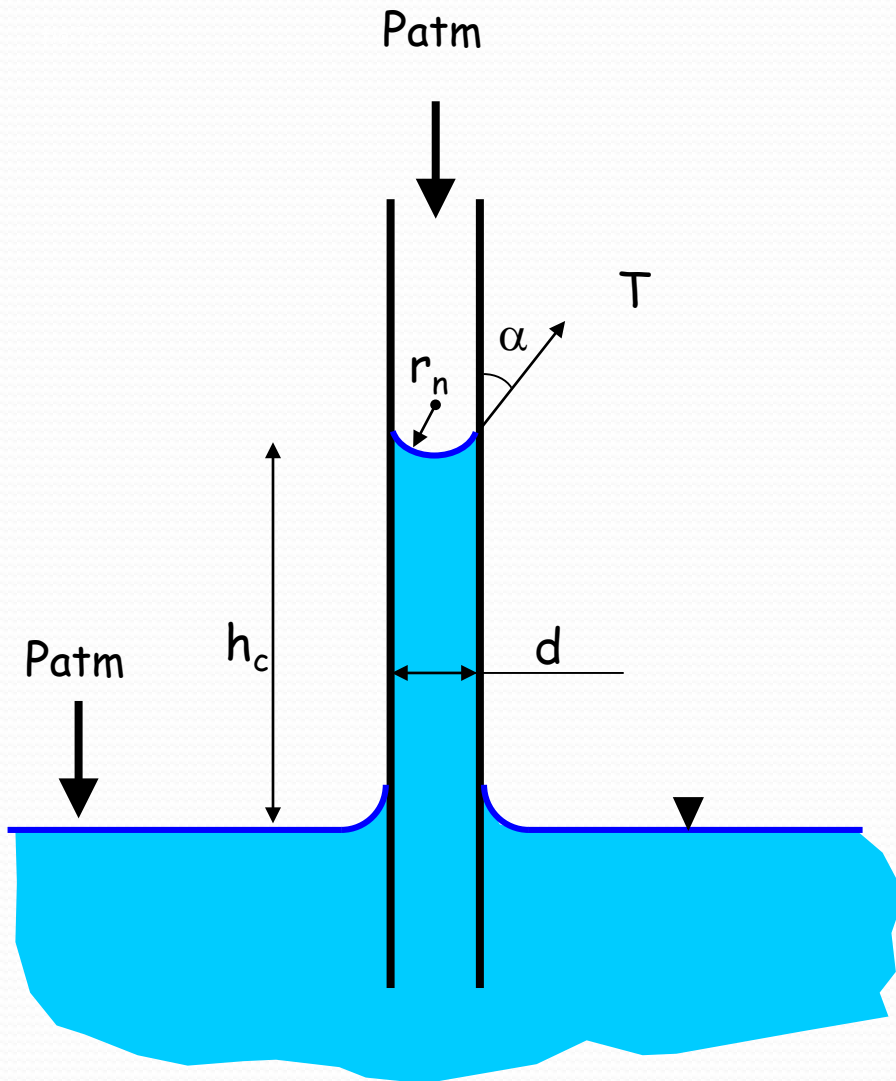
$$\text{Tube propre et eau pure : } \theta \rightarrow 0 \quad \rho_w g h_c = \frac{4T}{d} = \frac{2T}{r}$$

$$\rho_w g h_c = u_a - u_w$$

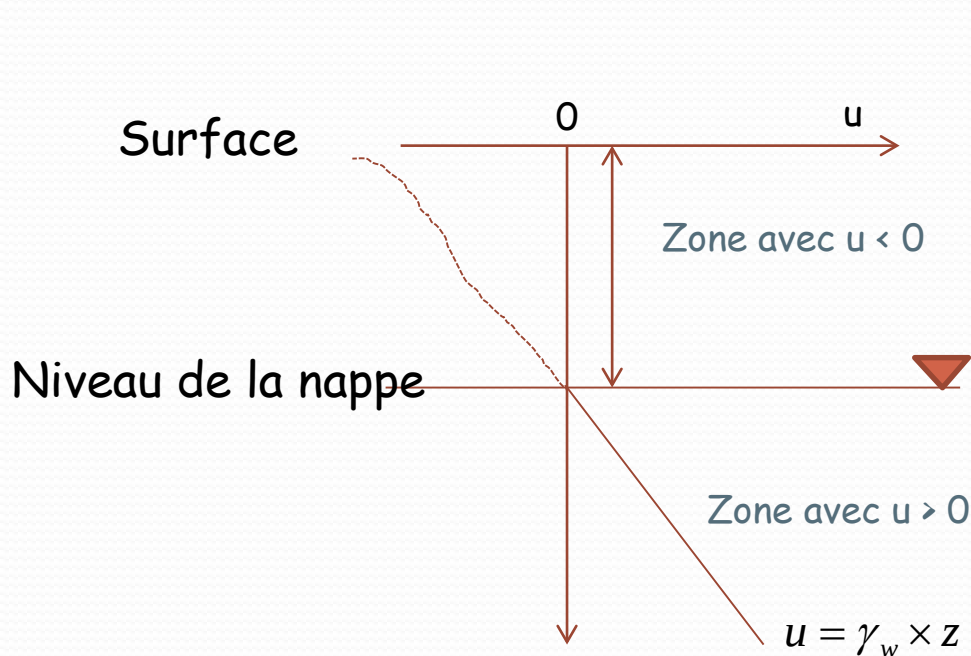
$$\frac{2T \cos \theta}{r} > 0 \quad u_a - u_w > 0$$

$$u_w = - \gamma_w \frac{h}{c} < 0$$

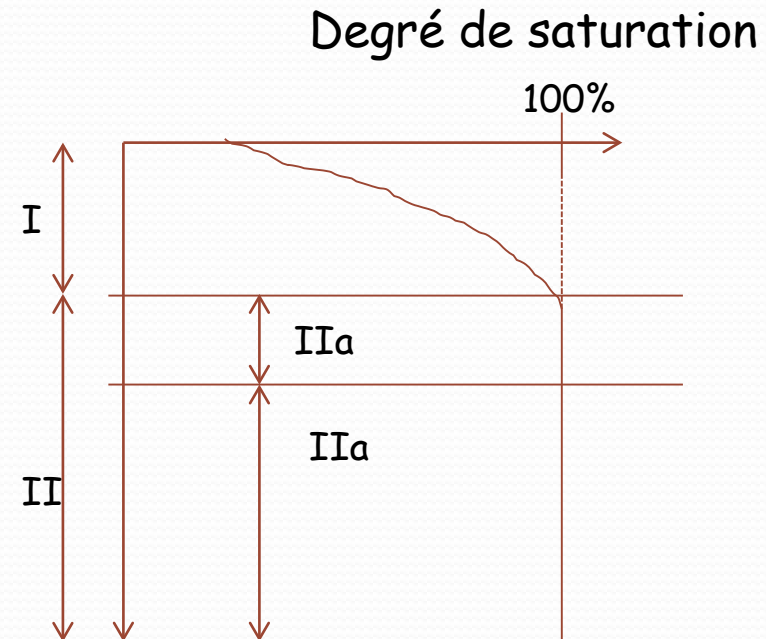
Capillarité : profil de pression



Profil hydrique d'un sol



- Niveau de la nappe $\rightarrow u = 0$



I : zone non saturée
 II : zone saturée
 IIa: frange capillaire
 (saturée par capillarité)
 IIb: nappe

La hauteur de la zone IIa dépend de la nature du sol !!!

Capillarité

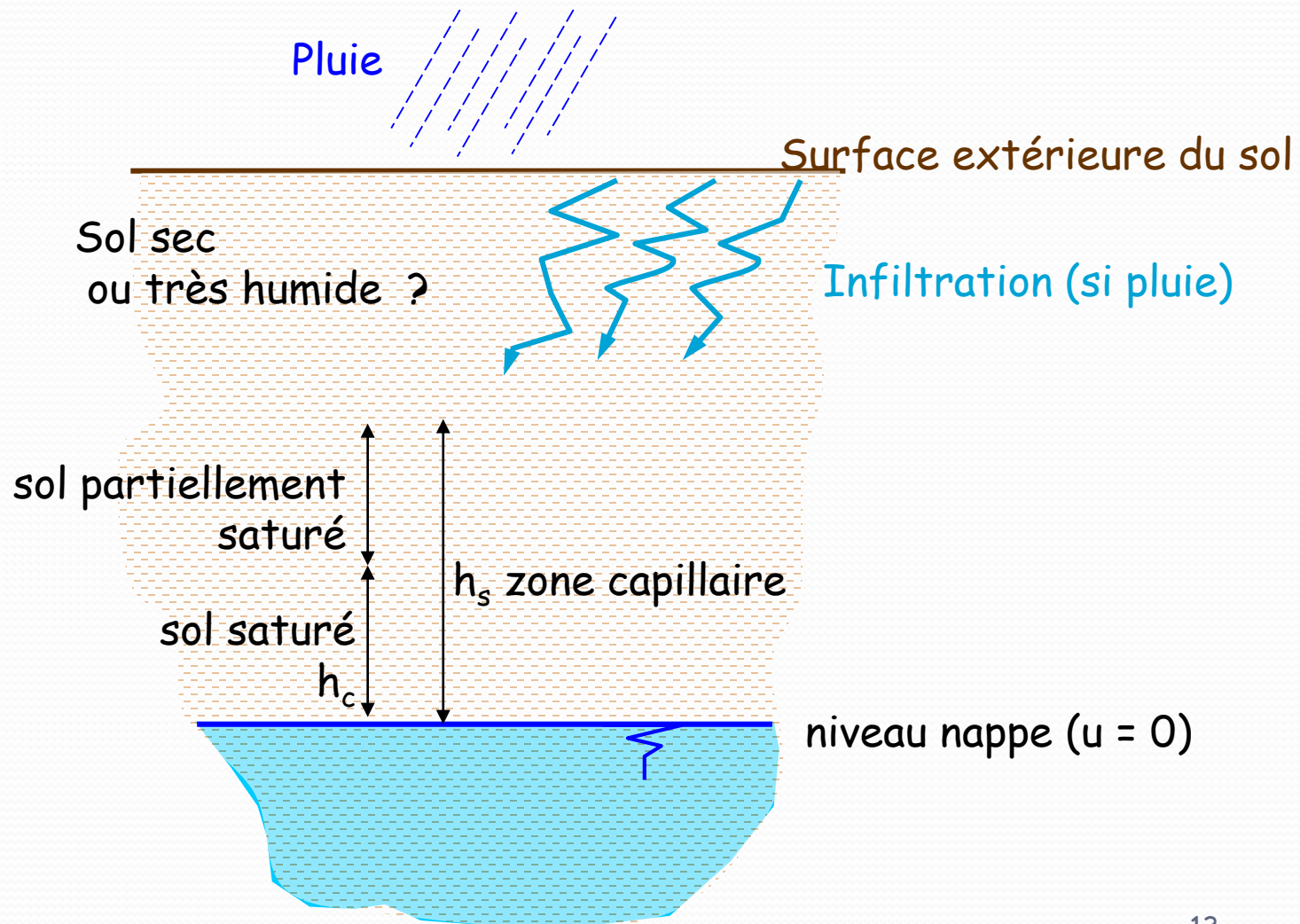
- Hauteur d'ascension capillaire

Sols	État lâche	État compact
Sable grossier	0,03 - 0,12 m	0,04 - 0,15 m
Sable moyen	0,12 - 0,50 m	0,35 - 1,10 m
Sable fin	0,3 - 2 m	0,4 - 3,5 m
Silt	1,5 - 10 m	2,5 - 12 m
Argile	> 10 m	> 10 m

Hansbo, 1975

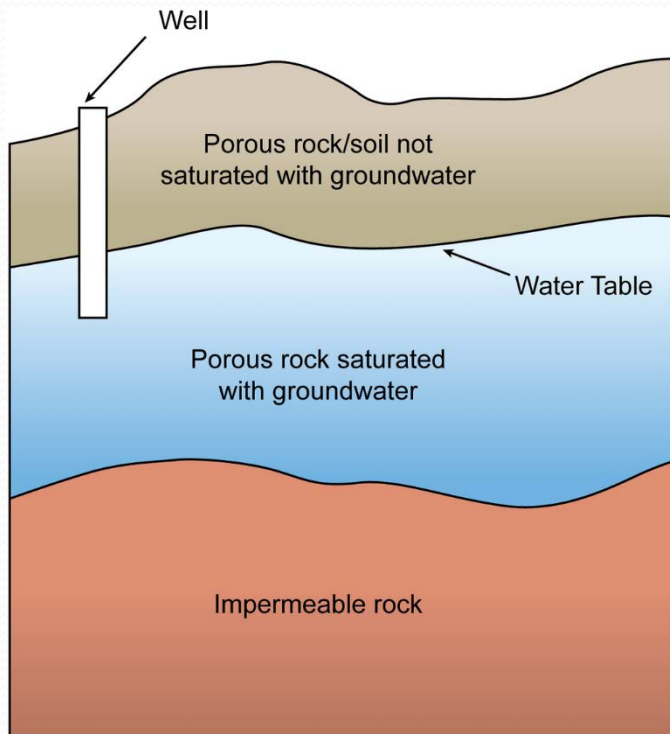
Capillarité

- Profil hydrique d'un sol

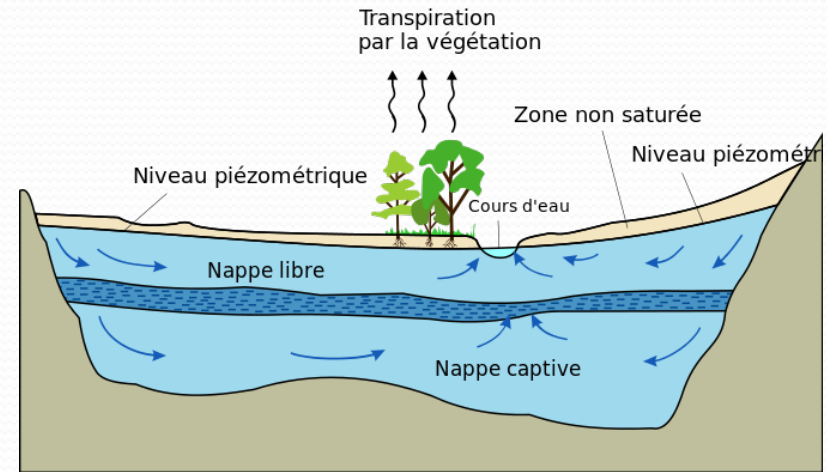


Nappe et lien avec la géologie

- Libre



- Captive

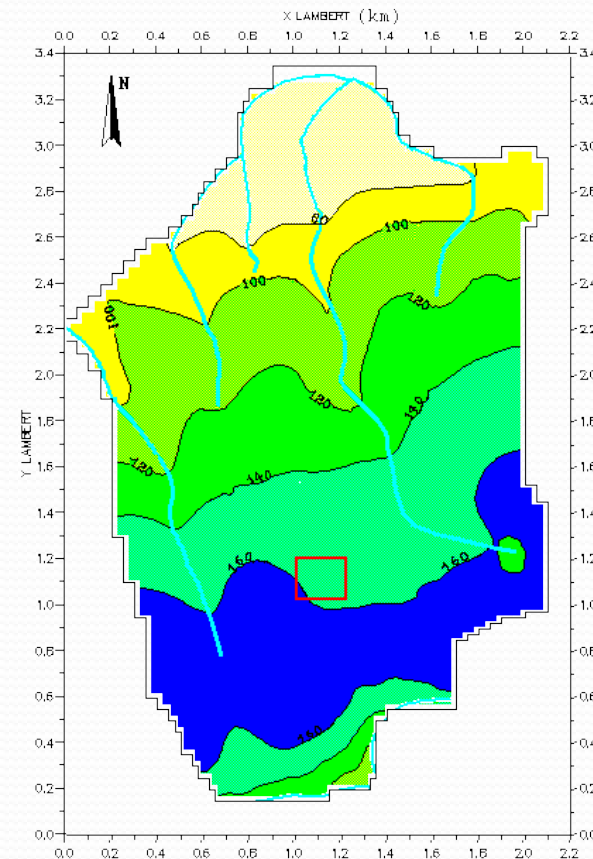


- Formation perméable
- Formation peu perméable
- Formation imperméable
- Circulation de l'eau souterraine

Courbes isopièzes

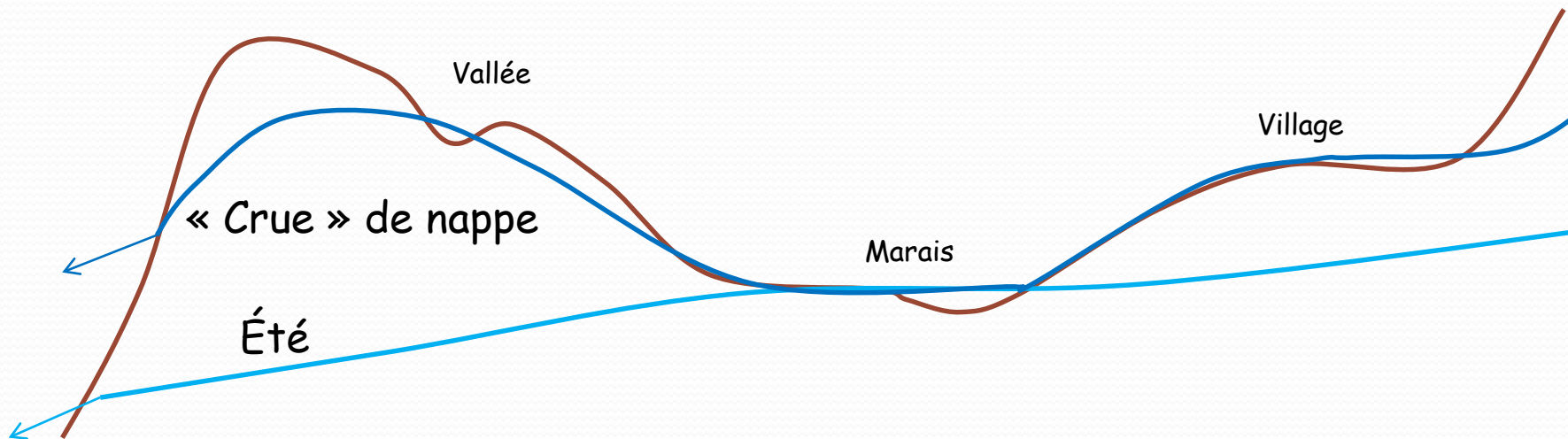
- Lignes d'égale altitude d'une nappe

- Ex. cas d'une nappe libre



Niveau de la nappe dans un profil de sol

- Mesure du niveau de la nappe → piézomètres
- Le niveau de la nappe n'est pas une constante → varie avec les saisons, la période, etc.



Battement de la nappe est fonction du type de sol, de la géométrie du sol, du climat, etc.

Perméabilité des sols

Rappel : charge hydraulique

Expérience de Darcy

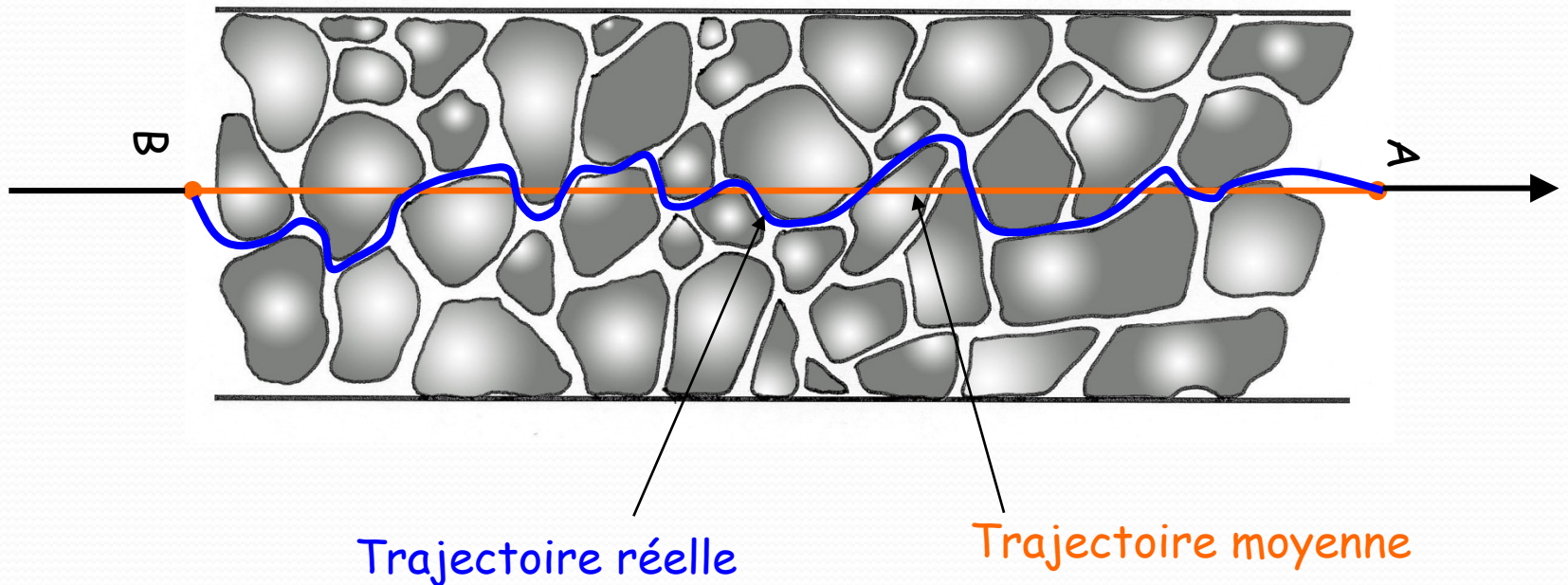
Mesure de la perméabilité (in situ + labo)

Ordre de grandeur de la perméabilité

Impact de différents facteurs sur la perméabilité

Hypothèses

- Sol saturé et homogène
- Mouvement sous l'action de la pesanteur
- Eau incompressible
- Écoulement permanent & laminaire
- Ligne de courant :



Charge hydraulique

- Théorème de Bernoulli

$$h \text{ (charge hydraulique)} = \frac{v^2}{2g} + \frac{u_w}{\gamma_w} + z$$

Dimension d'une longueur !
Hauteur de colonne d'eau

Énergie cinétique Énergie potentielle

- Cas des sols

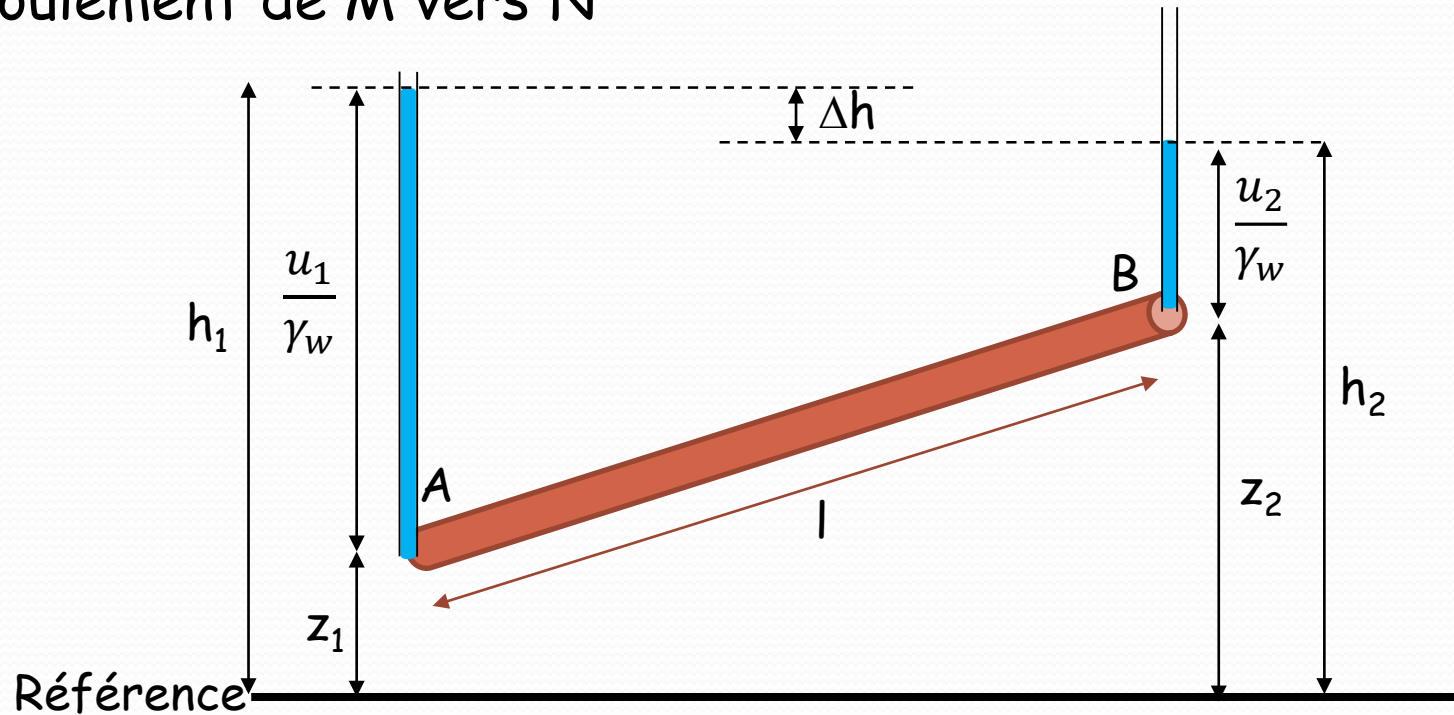
- Vitesse d'écoulement très faible
- Par ex. : si $v = 10 \text{ cm.s}^{-1} \rightarrow v^2/2g = 0,5 \text{ mm}$
- On néglige le terme cinétique

- Pression

- Mesure de la pression à partir de la pression atmosphérique
- La charge = la côte du point étudié par rapport à la référence

Théorème de Bernoulli

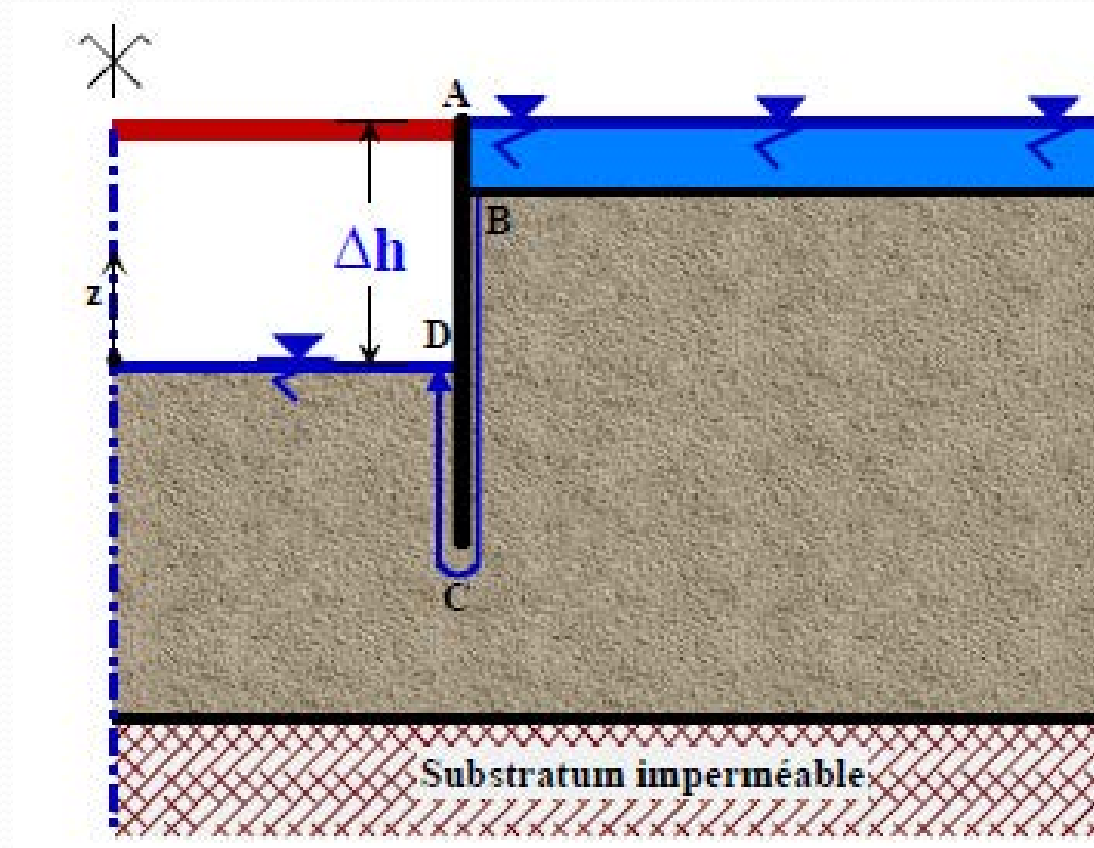
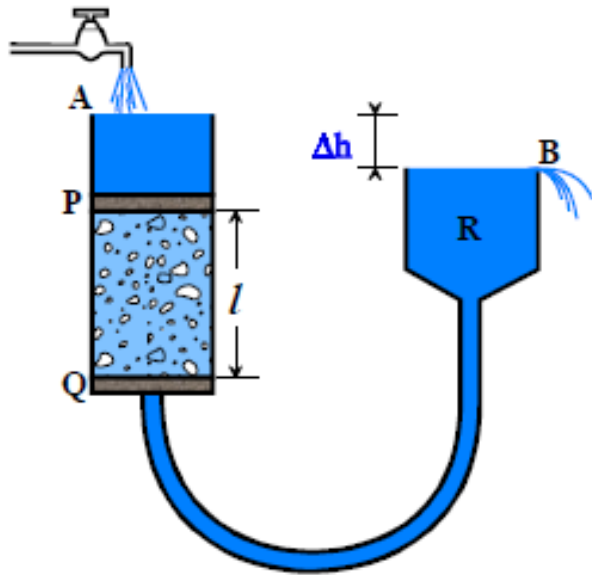
- Soit un tube de courant dans un sol de section S soumis à un écoulement de M vers N



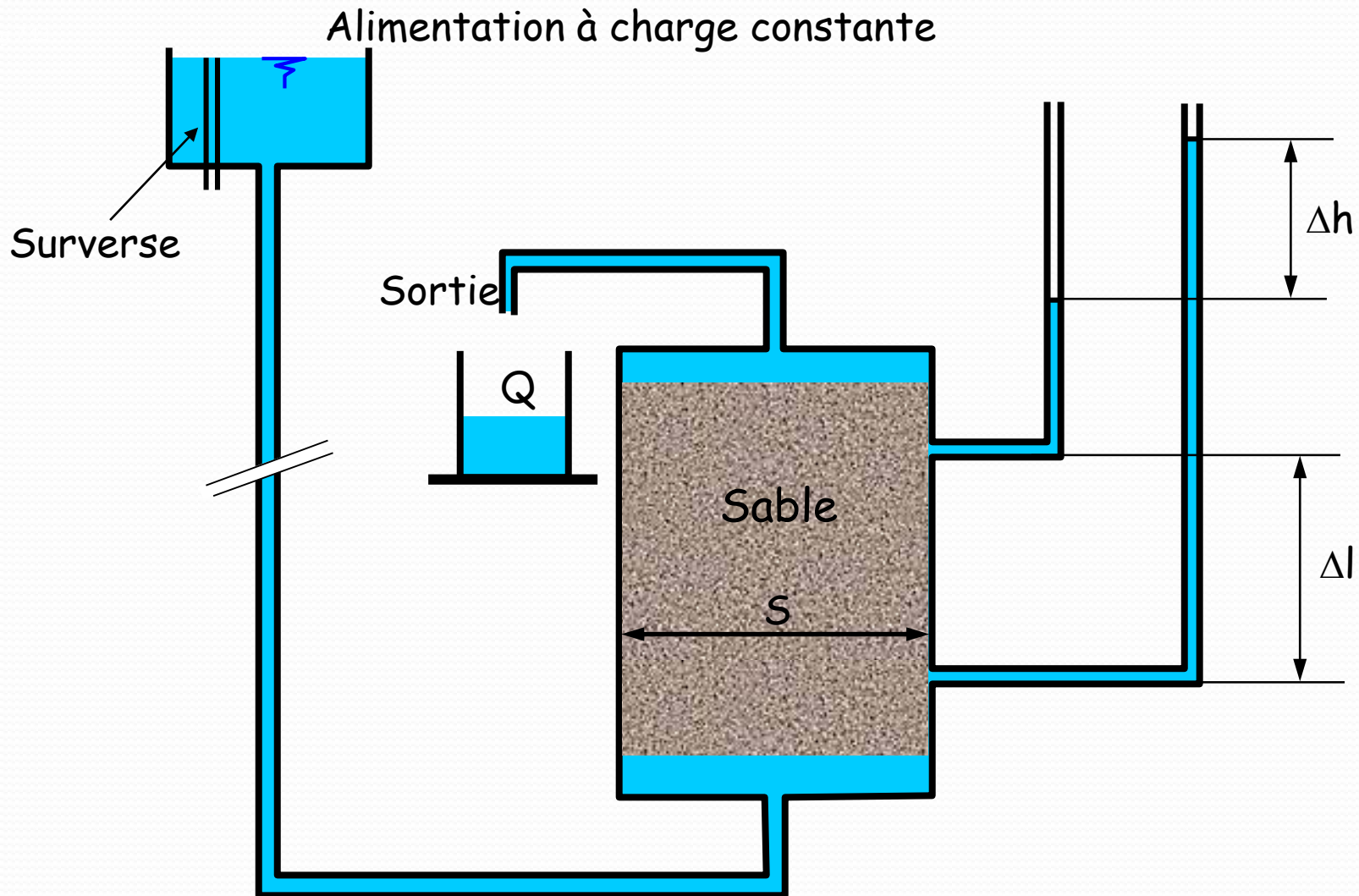
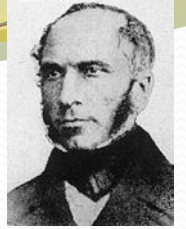
- Si $h_1 = h_2 \rightarrow$ pas d'écoulement
- Si $h_1 > h_2 \rightarrow$ écoulement de A vers B : il y a donc perte de charge entre A et B

$$\text{Gradient hydraulique } i = \frac{h_1 - h_2}{l}$$

Gradient hydraulique : exemples



Loi de Darcy



Loi de Darcy

- Résultat : le débit Q par unité d'aire est proportionnel à la perte de charge et inversement proportionnel à la hauteur du dispositif

$$\frac{Q}{S} = k \frac{\Delta h}{\Delta l} = ki = v$$

k = coefficient de perméabilité (m.s^{-1})

Le coefficient de perméabilité est une fonction de

- nature du fluide ;
- nature du sol ;
- structure du sol ;
- température ;
- ...

Ordre de grandeur de k

Nature de sol	Ordre de grandeur de k en m/s	Degré de perméabilité
Graviers moyens à gros	10^{-3} à 10^{-1}	Très élevée
Petits graviers, sable	10^{-3} à 10^{-5}	Assez élevée
Sable très fin, sable limoneux, loess	10^{-5} à 10^{-7}	Faible
Limon comact, argile silteuse	10^{-7} à 10^{-9}	Très faible
Argile franche	10^{-9} à 10^{-12}	Pratiquement imperméable

D'après Philipponnat et Hubert 2000

Remarque → valeurs indicatives !!!

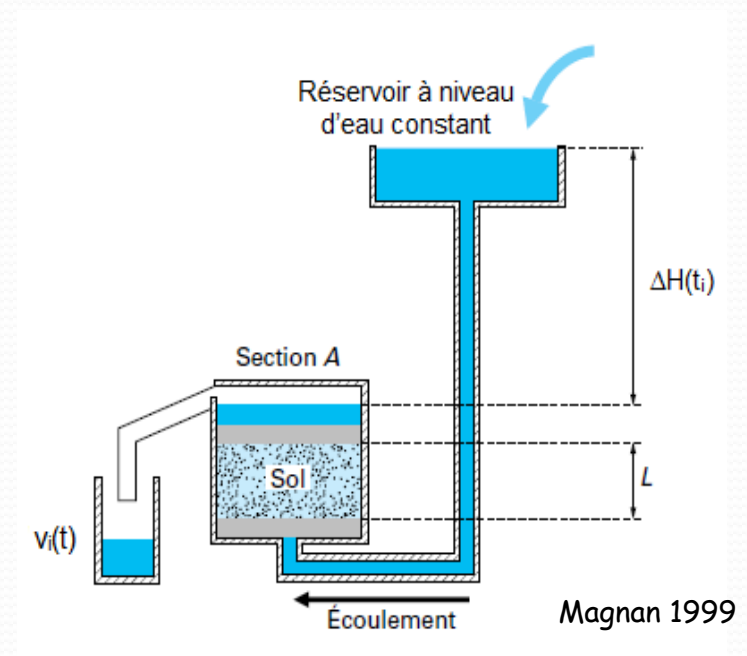
Détermination de k

- Laboratoire : perméamètre à charge constante

Principe : un fois le régime permanent établi, on mesure le débit en fonction de la différence de charge imposée qui reste constante

Application directe de la loi de Darcy

En pratique : utilisé uniquement pour les matériaux les plus perméables (sable et gravier)



$$\frac{Q}{S} = k \frac{\Delta h}{\Delta l} = ki = v \text{ (cm. s}^{-1}\text{)}$$

Détermination de k

- Laboratoire : perméamètre à charge variable

Principe : volume écoulé dans le tube est égal à celui qui a circulé dans l'éprouvette pendant un instant dt

$$a \, dt = -a \, dh, \text{ avec } a = \text{débit}$$

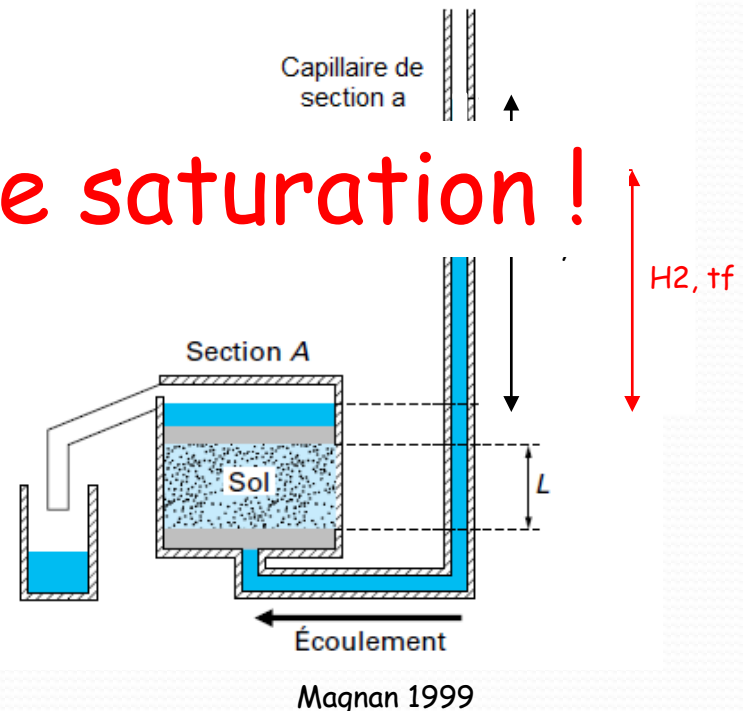
Attention au degré de saturation !

$$\frac{a}{L} \, dt = -a \, \frac{dh}{h}$$

$$k \, dt = -\frac{a}{A} L \frac{dh}{h}$$

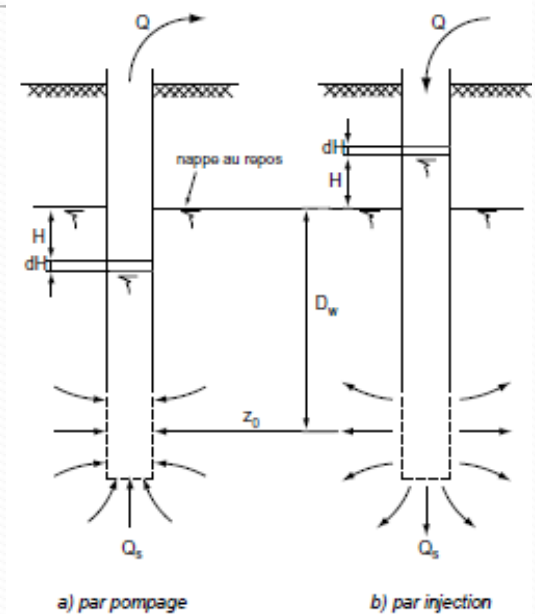
En intégrant entre h_1 et h_2 , on obtient :

$$k = 2,3 \frac{a}{A} \frac{L}{t_f - t_0} \log \frac{h_1}{h_2}$$



Essais in situ

- Essai Lefranc : mesure en fonction du temps de la charge dans une cavité à la base d'un forage sous un débit d'injection / pompage (transitoire ou permanent)
 $10^{-2} k > 10^{-7} \text{ m/s}$



(Cassan 2005)

- Infiltromètre simple / double anneau, sous pression ou non : mesure du volume d'eau infiltré en fonction du temps
- Nombreux autres essais

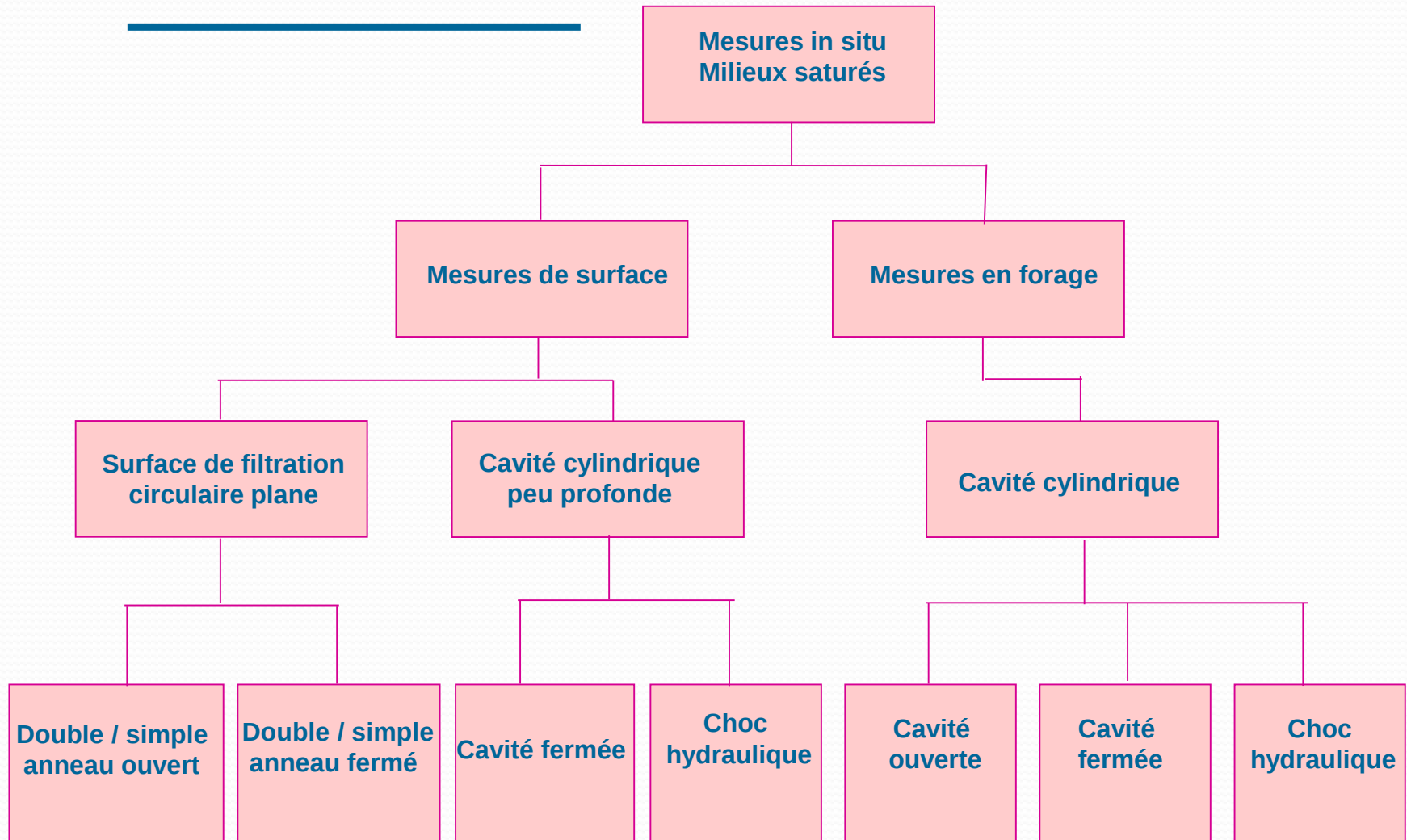


Synthèse mesure de perméabilité

$k(m/s)10^{-1}$		10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-10}	10^{-11}	10^{-12}
Drainage		Bon					Mauvais		Pratiquement imperméable			
Types de sol	Graviers grossiers	Sables purs Sables et graviers propres		Sables très fins - silts mélanges sable/silt/argile			Sols "impermeables" Argiles homogènes non altérés					
				Sols "impermeables" au dessus de la zone d'altération								
Mesure de k	Essais de pompage en place					Infiltromètre de surface						
	Perméamètre à charge constante					Perméamètre à charge variable						
Détermination indirecte de k	Estimation à partir des courbes granulométriques								Calcul à partir des essais de consolidation			

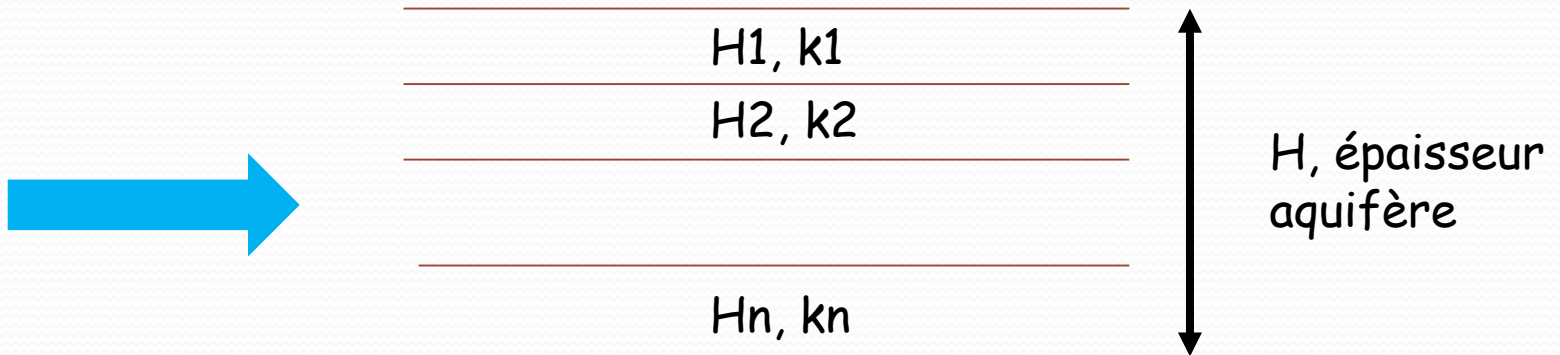
(Tisot 2009)

Synthèse mesure de perméabilité



Perméabilité moyenne horizontale k_h

- Soit un multicouche soumis à un écoulement horizontal, $i = \text{cte}$:



$$v_1 = k_1 i, v_2 = k_2 i, \dots, v_n = k_n i$$

Soit le débit qui traverse une tranche de sol verticale de largeur unité,

$$Q_1 = vS_1 = k_1 i H_1, \text{ etc.}$$

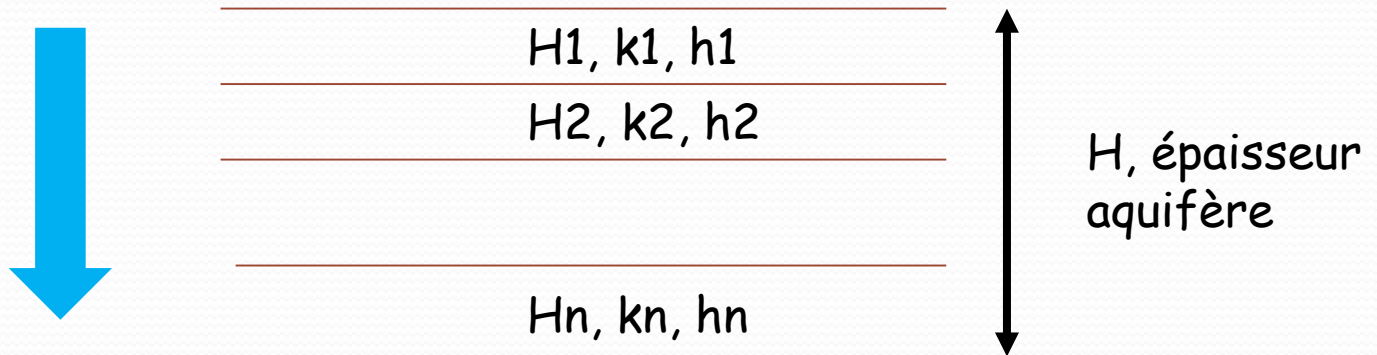
Le débit total Q
$$Q = Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n = k_h i (H_1 + H_2 + \dots + H_n).$$

D'où

$$k_h = \frac{1}{H} (k_1 H_1 + k_2 H_2 + \dots + k_n H_n) = \frac{1}{H} \sum_i k_i H_i.$$

Perméabilité moyenne verticale

- Soit un multicouche soumis à un écoulement vertical :



- Principe de continuité, $v = \text{cte}$:

$$v = k_1 i_1 = k_2 i_2 = k_n i_n = k_v i$$

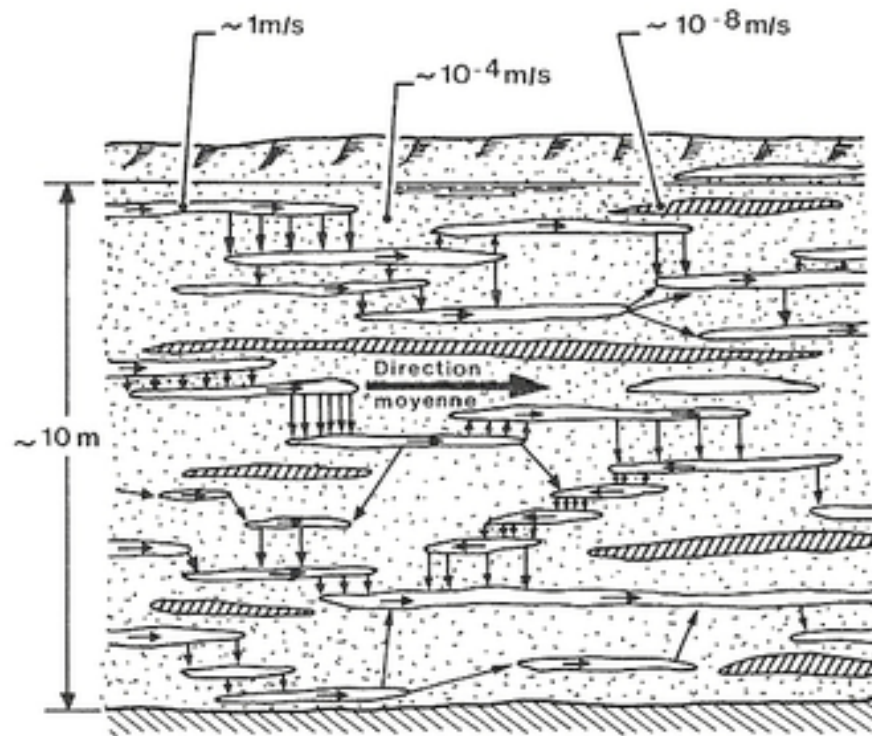
- $h_1, h_2, \dots, h_n$: perte de charge dans chaque couche :

$$v = k_v i = k_v \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{H} \quad \text{et} \quad v = k_1 i_1 = k_1 \frac{h_1}{H_1} = k_2 i_2 = k_2 \frac{h_2}{H_2} = \text{etc.}$$

- d'où : $k_v = \frac{H}{\frac{H_1}{k_1} + \frac{H_2}{k_2} + \dots + \frac{H_n}{k_n}}$  $\frac{H}{k_v} = \sum_i \frac{H_i}{k_i}$

Conductivité moyenne réelle d'une formation

- Profil typique d'une formation alluvionnaire



Loi empiriques :

- Relation Hazen (1895) : influence de la dimension des grains de sable sur k en fonction du d_{10}

$$k = C d_{10}^2 \quad 100 < C < 150$$

- Relation Casagrande : impact de la densité

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

- Terzaghi

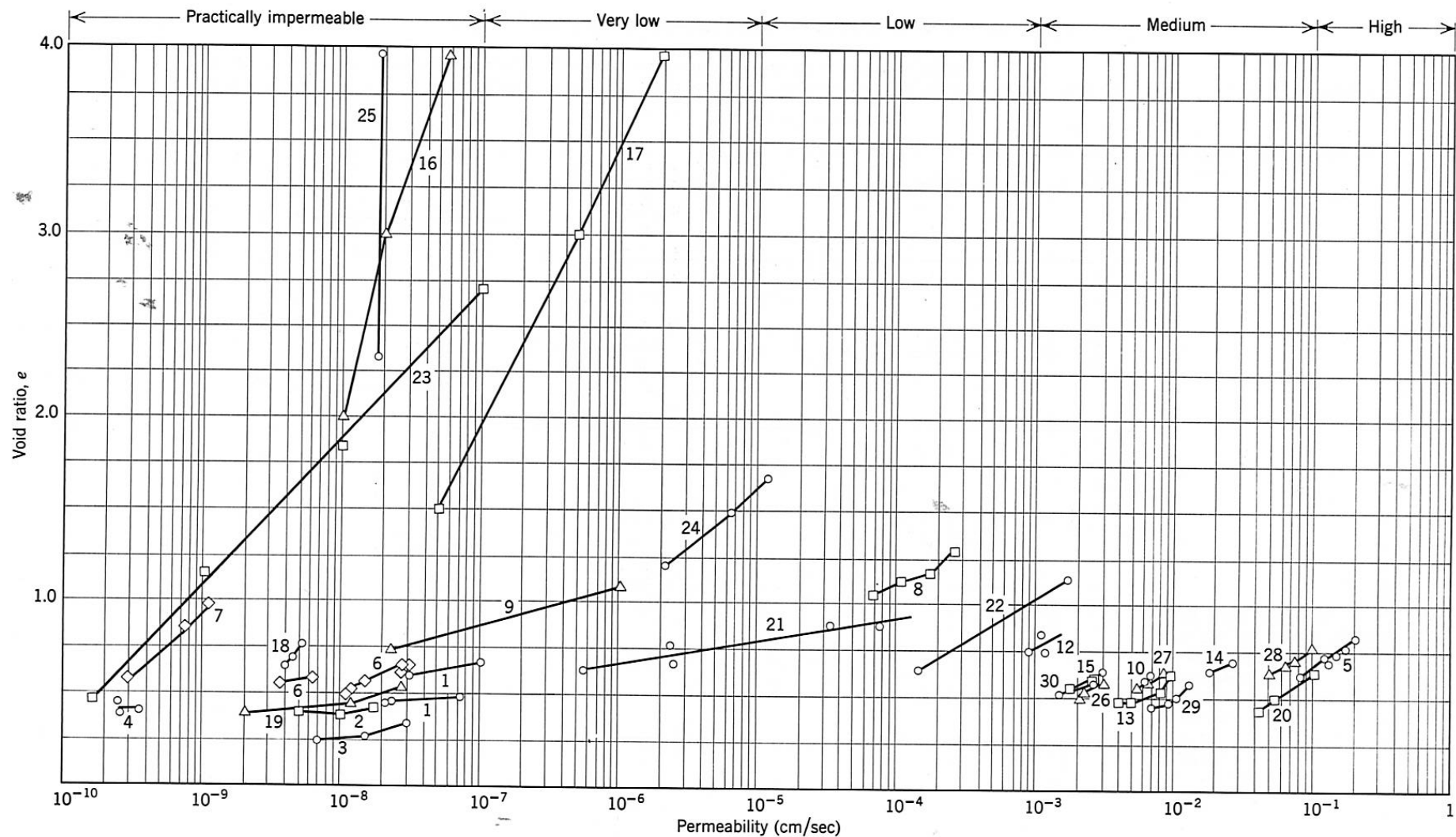
$$k = \frac{C}{\eta} \frac{(n - 0,13)^2}{\sqrt[3]{1 - n}} d_{10}^2$$

k dépend de nombreux paramètres

- Taille de grains
- Forme des grains
- Nature minéralogique
- Type de fluide :
 - K : Perméabilité intrinsèque (m²)
 - Ne dépend que du milieu filtrant
- Température

$$k = \frac{\gamma}{\eta} K$$

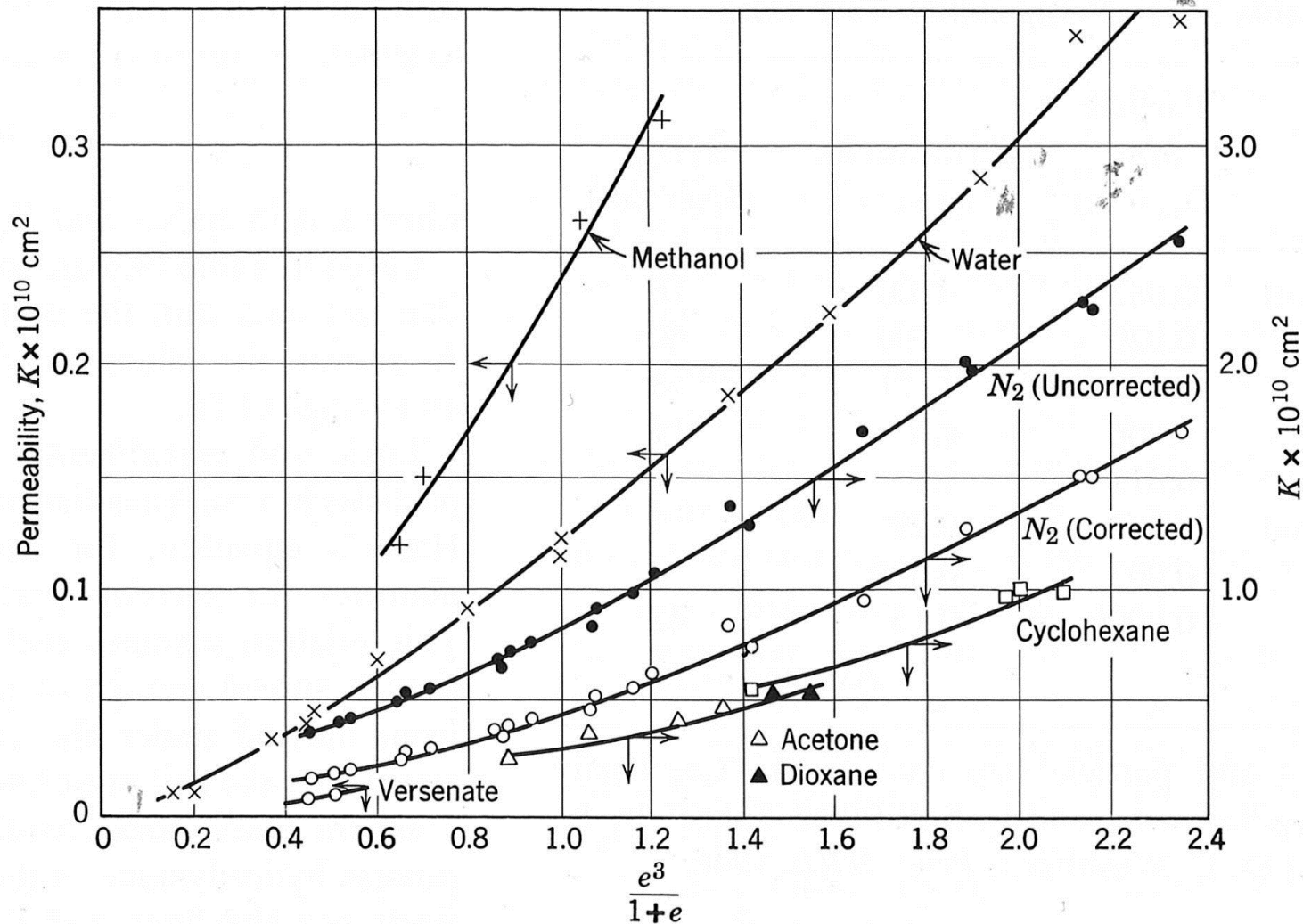
$$k_{20^{\circ}\text{C}} = k_T \frac{\eta_T}{\eta_{20^{\circ}\text{C}}}$$



Soil Identification Code

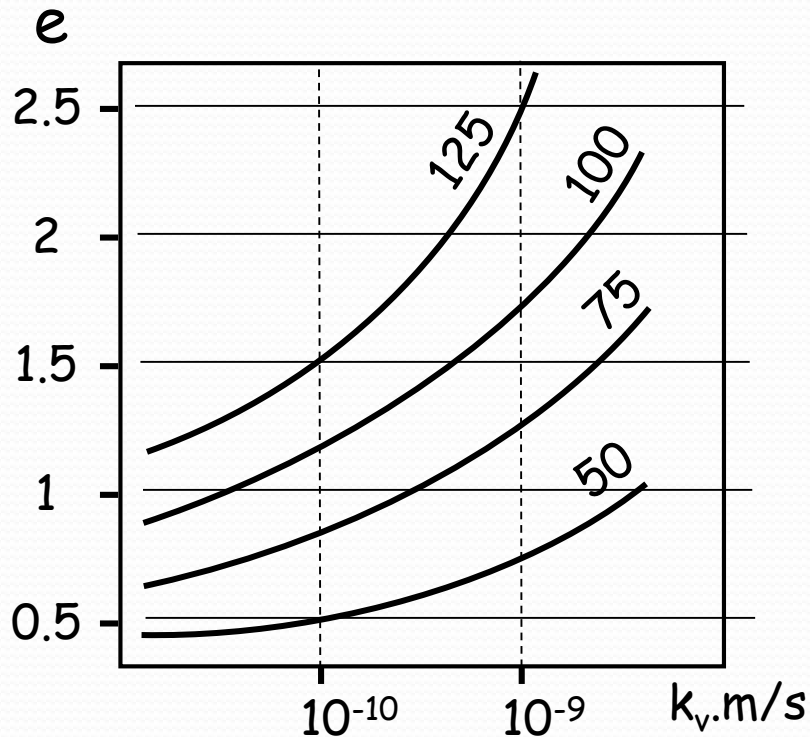
- | | | |
|------------------------------|------------------------|----------------------------|
| 1 Compacted caliche | 10 Ottawa sand | 19 Lean clay |
| 2 Compacted caliche | 11 Sand—Gaspee Point | 20 Sand—Union Falls |
| 3 Silty sand | 12 Sand—Franklin Falls | 21 Silt—North Carolina |
| 4 Sandy clay | 13 Sand—Scituate | 22 Sand from dike |
| 5 Beach sand | 14 Sand—Plum Island | 23 Sodium—Boston blue clay |
| 6 Compacted Boston blue clay | 15 Sand—Fort Peck | 24 Calcium kaolinite |
| 7 Vicksburg buckshot clay | 16 Silt—Boston | 25 Sodium montmorillonite |
| 8 Sandy clay | 17 Silt—Boston | 26–30 Sand (dam filter) |
| 9 Silt—Boston | 18 Loess | |

Influence de la nature du fluide

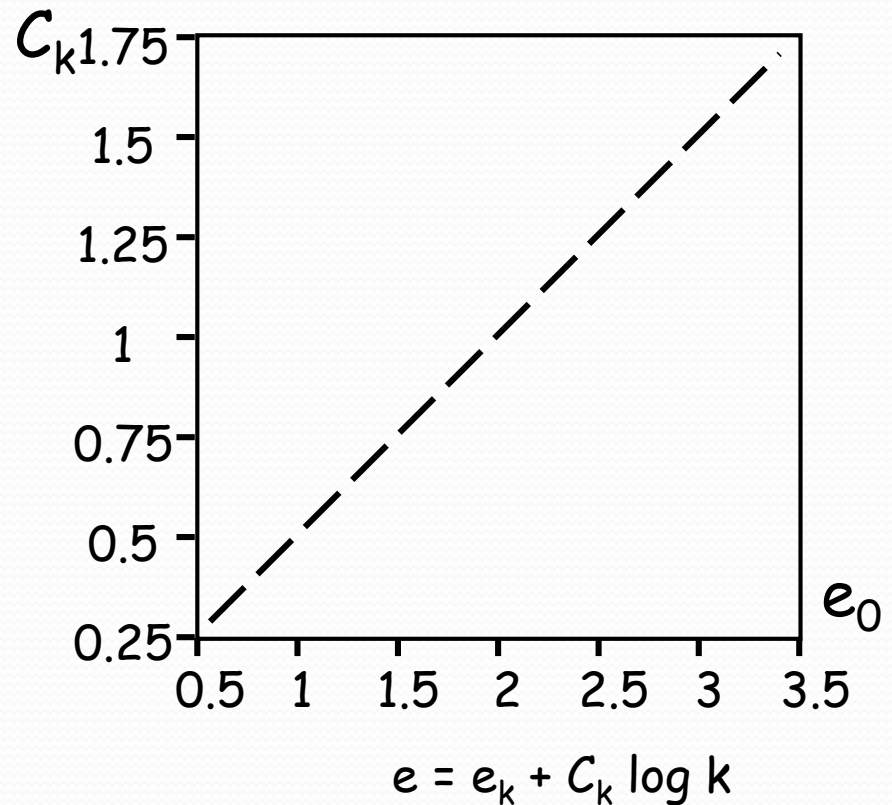


*Corrected for slip-flow

Effet de l'indice des vides d'une argile

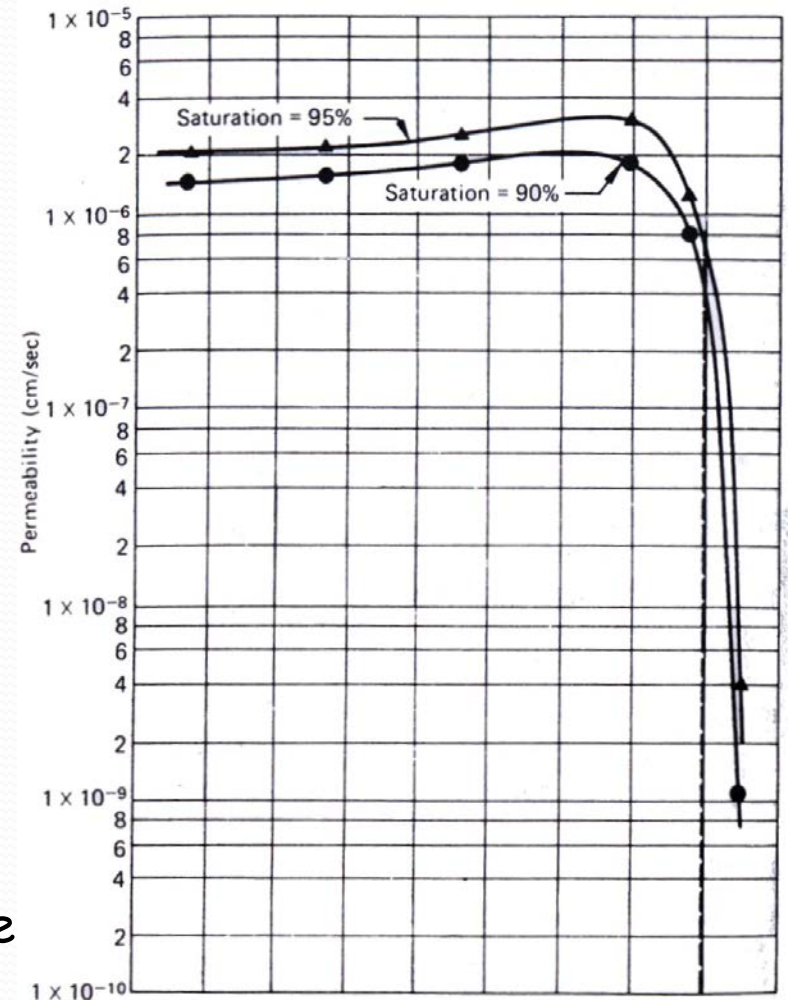
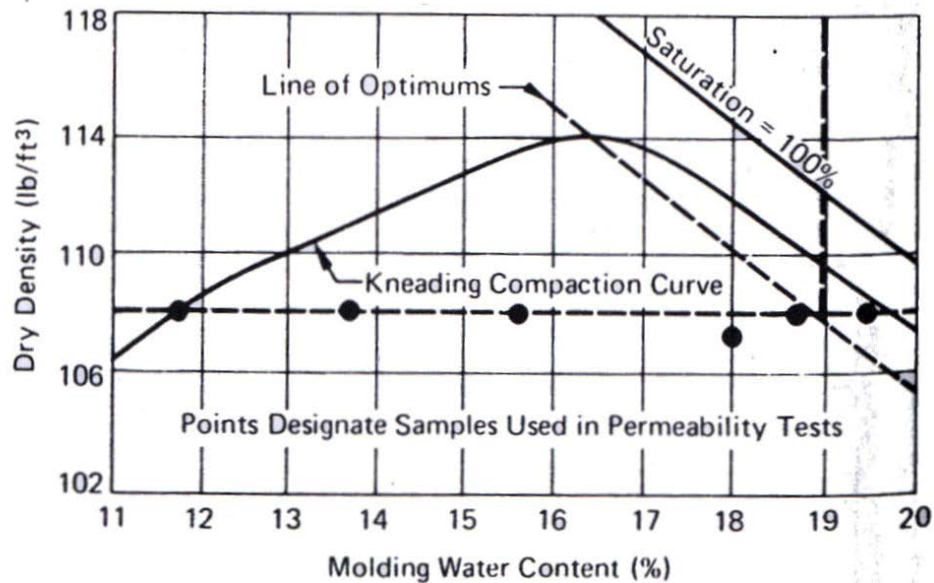


Relations statistiques e - $\log k_v$ pour des argiles naturelles récentes, paramétrées en fonction de $I_p + (\% 2\mu m)$. (d'après Tavenas et Al. - 1983)



Relation statistique entre l'indice des vides naturels e_0 et l'indice de variation de perméabilité C_k . (d'après Tavenas et Al. - 1983)

Sol compacté : conditions de compactage

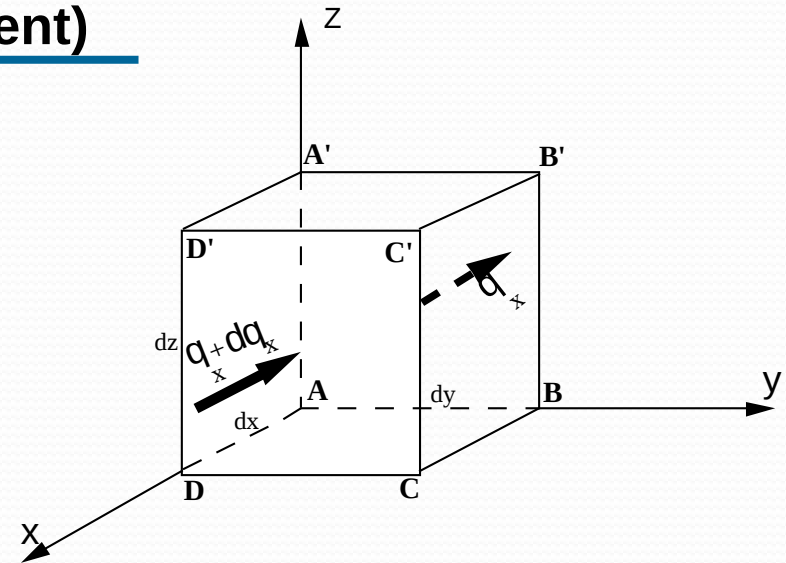


- Une densité → 3 ordres de grandeur de variation de k_w en fonction de la teneur e eau

Hydraulique Souterraine (Écoulement à plusieurs dimensions (réseaux d'écoulement))

$$v = k.i$$

$$q = v.s$$



Surface	Gradient	Perméabilité	Débit
A'B'B A	i_x	k_x	$q_x = k_x.i_x.dy dz$
D'C'C D	i_x+di_x	k_x	$q_x+dq_x = k_x.(i_x+di_x).dy dz$
A'D'D A	i_y	k_y	$q_y = k_y.i_y.dx dz$
C'B'B C	i_y+di_y	k_y	$q_y+dq_y = k_y.(i_y+di_y).dx dz$
A B C D	i_z	k_z	$q_z = k_z.i_z.dx dy$
A'B'C'D'	i_z+di_z	k_z	$q_z+dq_z = k_z.(i_z+di_z).dx dy$

Hydraulique Souterraine (Écoulement à plusieurs dimensions (réseaux d'écoulement))

$$\text{Débit entrant} - \text{Débit sortant} = \frac{dv}{dt}$$

$$[(q_x + dq_x) + (q_y + dq_y) + (q_z + dq_z)] - [q_x + q_y + q_z] = \frac{dv}{dt}$$

$$dq_x + dq_y + dq_z = \frac{dv}{dt}$$

$$k_x di_x dy dz + k_y di_y dx dz + k_z di_z dx dy = \frac{dv}{dt}$$

$$i_x = \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$i_y = \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$i_z = \frac{\partial h}{\partial z}$$

$$di_x = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} dx$$

$$di_y = \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} dy$$

$$di_z = \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} dz$$

Hydraulique Souterraine (Écoulement à plusieurs dimensions (réseaux d'écoulement))

L'équation de continuité :

$$\left[k_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right] dx dy dz = \frac{dv}{dt}$$

Si le sol est isotrope :

$$k = k_x = k_y = k_z$$

$$k \left[\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right] dx dy dz = \frac{dv}{dt}$$

et si : $d\rho = \frac{dv}{dx dy dz}$ = variation relative de volume ;

alors :

$$k \nabla^2 h = \frac{d\rho}{dt}$$

➔ l'équation de continuité de Laplace

Hydraulique Souterraine (Écoulement à plusieurs dimensions (réseaux d'écoulement))

Rappel : une fonction dont le laplacien est nul est dite harmonique.

Si le sol est incompressible : $\nabla^2 h = 0$ et la fonction $h(x,y,z)$ est harmonique
La résolution de cette équation peut être faite de multiples façons :

- Différences finies
- Éléments finis
- Analogie électrique
- Méthodes graphiques
- Méthode de Monte Carlo
- ...

Hydraulique Souterraine : Potentiel de vitesse et fonction de courant

Écoulements à 2D (plans) des sols isotropes et incompressibles :

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

$$\left| \begin{array}{l} V_x = k.i_x = k \frac{\partial h}{\partial x} \\ V_y = k.i_y = k \frac{\partial h}{\partial y} \end{array} \right.$$

On pose $\Phi = k.h$

donc : $V_x = \frac{\partial \Phi}{\partial x}$ et $V_y = \frac{\partial \Phi}{\partial y}$

Φ est une fonction harmonique. C'est la fonction potentiel de vitesse. Les courbes équipotentiels ($\Phi = \text{const.}$) correspondent à des lignes d'égales charge hydraulique ($h = \text{const.}$).

Hydraulique Souterraine : Potentiel de vitesse et fonction de courant

On considère Ψ telle que :

$$V_x = \frac{\partial \Psi}{\partial y} \quad \text{et} \quad V_y = - \frac{\partial \Psi}{\partial x}$$

On a donc :

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} = \frac{\partial \Psi}{\partial y} \quad \text{et} \quad \frac{\partial \Phi}{\partial y} = - \frac{\partial \Psi}{\partial x}$$

* **Question** : que représentent les courbes $\Psi = \text{const.}$?

$$d\Psi = \frac{\partial \Psi}{\partial x} dx + \frac{\partial \Psi}{\partial y} dy = 0 \quad (\text{dérivée partielle})$$

$$\text{soit } \frac{dy}{dx} = - \frac{\partial \Psi / \partial x}{\partial \Psi / \partial y} = \frac{V_y}{V_x} \quad \text{le long de ces courbes.}$$

V_x et V_y sont les composantes de la vitesse. La pente des courbes ($\Psi = \text{const.}$) est la même que la direction de la vitesse d'écoulement. Ces courbes sont donc des lignes de courant.

Hydraulique Souterraine : Potentiel de vitesse et fonction de courant

Pour les courbes $\Phi = \text{const.}$ nous avons :

$$\frac{dy}{dx} = - \frac{\partial \Phi / \partial x}{\partial \Phi / \partial y} = - \frac{V_x}{V_y}$$

donc : $\Psi = \text{const.} \perp \Phi = \text{const.}$ Équipotentielles et lignes de courant forment un réseau orthogonal.

La connaissance de ce réseau permet de calculer en tout point la vitesse, la pression et le débit d'écoulement.

Hydraulique Souterraine (Réseau d'écoulement dans un milieu perméable)

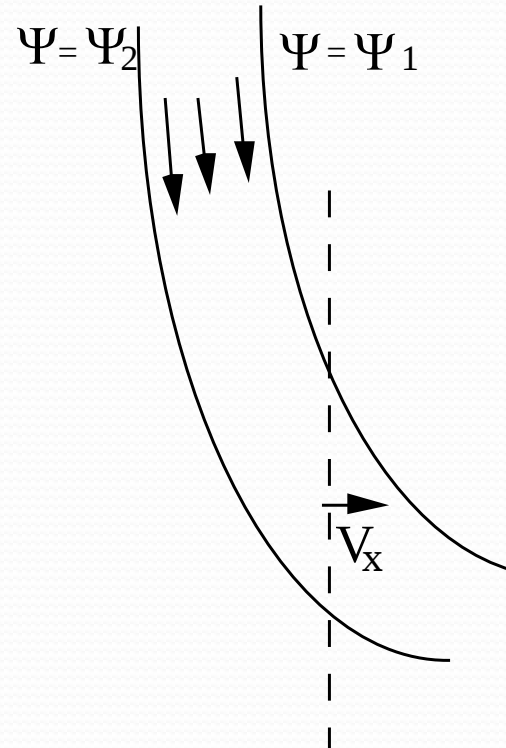
Débit entre deux lignes de courant :

Le débit entre deux lignes de courant Ψ_1 et Ψ_2 :

$$Q = \int_{\Psi_1}^{\Psi_2} V_x \cdot dy$$

On a par ailleurs : $V_x = \frac{\partial \Psi}{\partial y}$

$$\text{Soit : } Q = \int_{\Psi_1}^{\Psi_2} \frac{\partial \Psi}{\partial y} \cdot dy = \Psi_2 - \Psi_1$$



Le débit passant entre 2 lignes de courant est égal à la différence de valeurs des fonctions de courant.

Hydraulique Souterraine (Réseau d'écoulement dans un milieu perméable)

Cas particulier : maillage carré

Le débit à travers AD ou BC : $dq = d\Psi$

La vitesse : $V = \frac{dq}{ds} = \frac{d\Psi}{ds}$

Si dh est la perte de charge entre AD et BC :

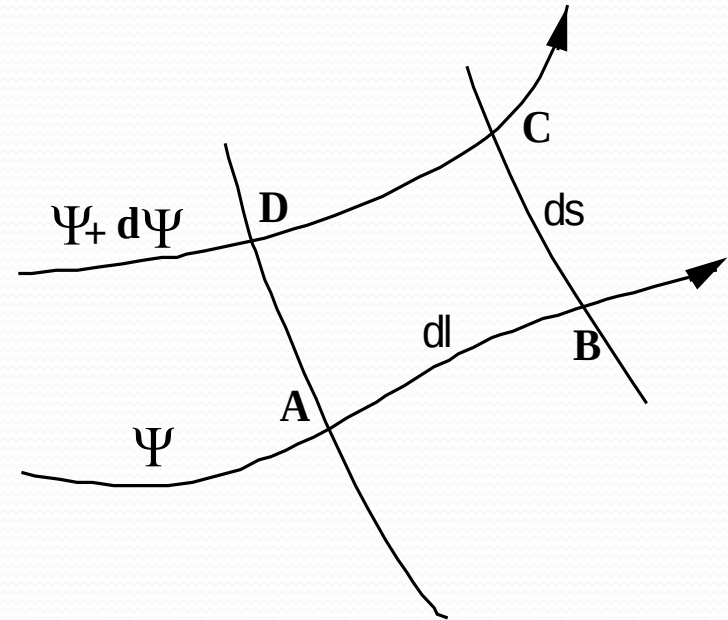
$$\Phi = k.h$$

$$dh = \frac{1}{k} d\Phi \text{ et } i = \frac{dh}{dl} = \frac{1}{k} \frac{d\Phi}{dl}$$

et $V = k.i = \frac{d\Phi}{dl}$ alors : $\frac{d\Psi}{ds} = \frac{d\Phi}{dl}$

et si le maillage est carré :

$$d\Phi = d\Psi$$



Hydraulique Souterraine (Réseau d'écoulement dans un milieu perméable)

Soient :

$N\Phi$ = nombre de carreaux dont est composée chaque ligne de courant

$N\Psi$ = nombre de tubes de courant

La perte de charge totale $h = N\Phi \cdot dh$

„ „ „ à la traversée de chaque carreau : $dh = \frac{h}{N\Phi}$

$$V = k \cdot i = k \cdot \frac{dh}{dl} = \frac{k \cdot h}{dl \cdot N\Phi}$$

Le débit à travers chaque tube de courant :

$$dq = V \cdot ds = \frac{k \cdot h}{dl \cdot N\Phi} \cdot ds = k \cdot \frac{h}{N\Phi}$$

Le débit total :

$$q = k h \frac{N\Psi}{N\Phi}$$

Hydraulique Souterraine (Réseau d'écoulement dans un milieu perméable)

Si le réseau est rectangulaire :

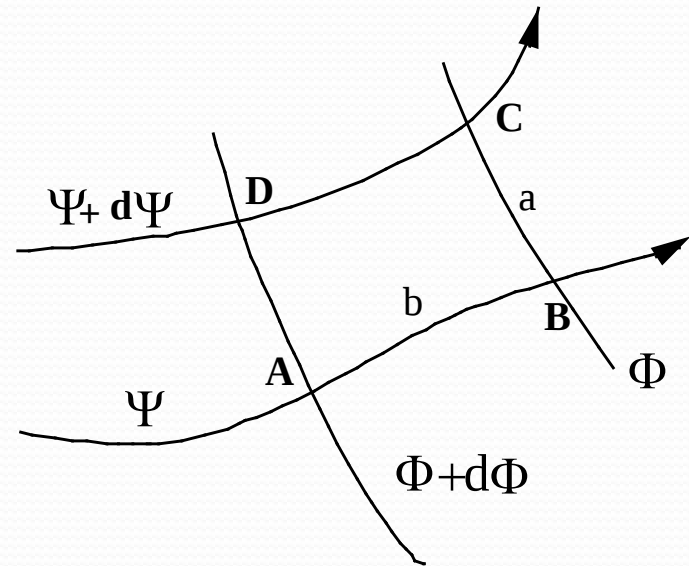
$$\frac{d\Phi}{d\Psi} = \frac{b}{a}$$

et pour chaque tube de courant :

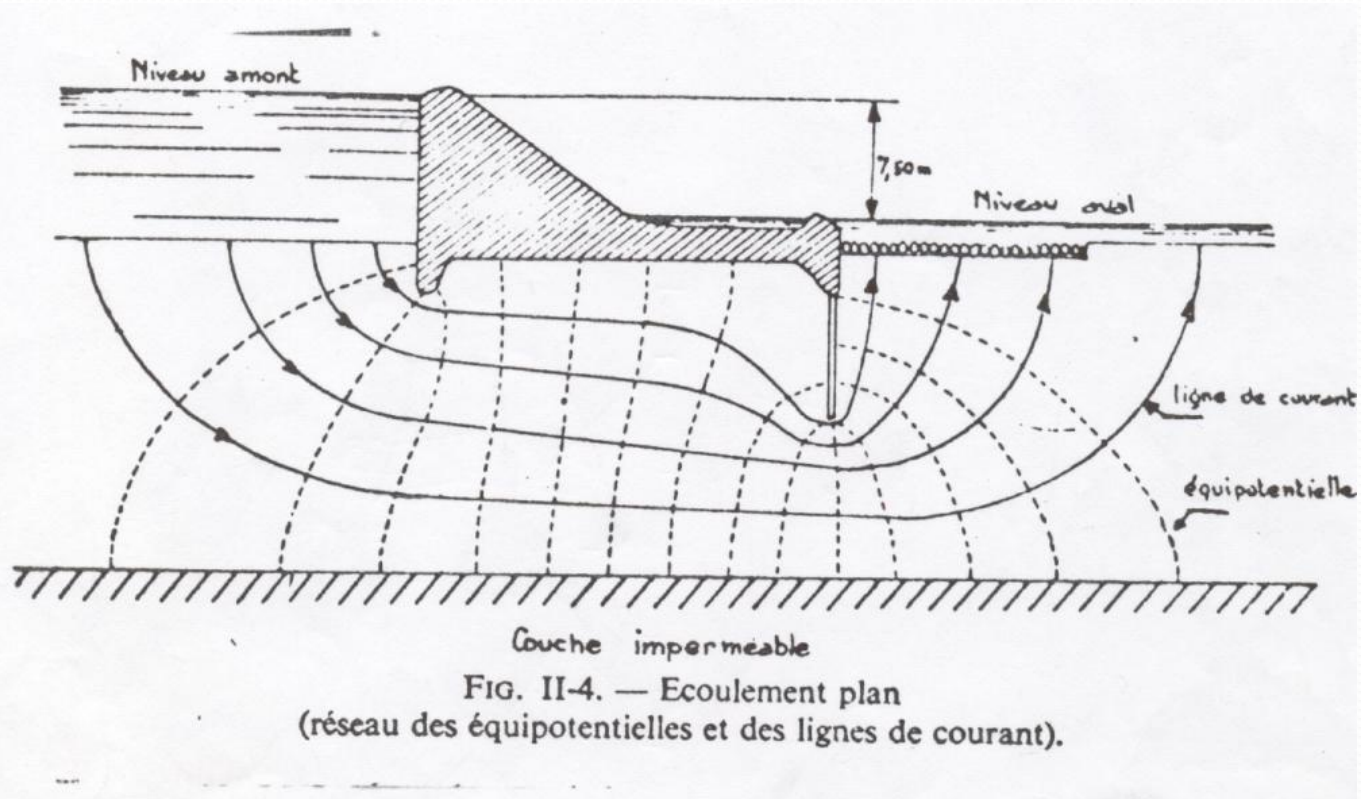
$$dq = d\Psi = d\Phi \frac{a}{b} = k \frac{a}{b} \frac{h}{N\Phi}$$

et le débit total :

$$q = k h \frac{a}{b} \frac{N\Psi}{N\Phi}$$



Exemple

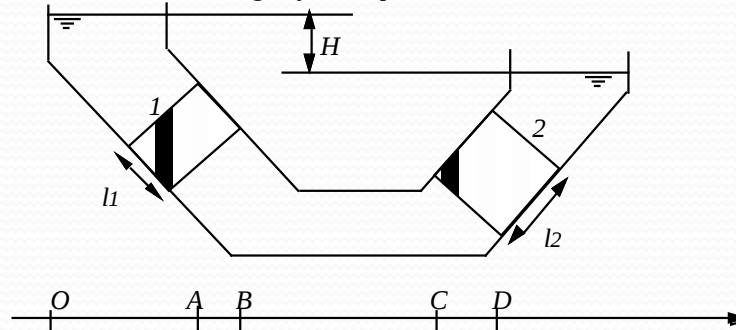


Le coefficient de perméabilité du terrain est de $4,2 \cdot 10^{-3}$ cm/s.
Quel est le débit de fuite pour une tranche de 1 m de large, perpendiculaire à l'axe du barrage ?

Exercice 1 : Un échantillon de sable grossier a 15 cm de hauteur et 5,5 cm de diamètre. Il est placé dans un perméamètre à charge constante. L'eau percole à travers l'échantillon sous une charge de 40 cm. En 6 secondes, on recueille 40 g d'eau, quelle est la valeur du coefficient de perméabilité k ?

Exercice 2 : Un échantillon d'argile a 2,5 cm de hauteur et 6,5 cm de diamètre. Il est placé dans un perméamètre à charge variable. On observe l'écoulement de l'eau dans un tube de 1,7 mm de diamètre ; ce tube porte une graduation en centimètres du haut vers le bas, le zéro de la graduation est à 35 cm au-dessus de la base du perméamètre. Au début de l'expérience, le niveau de l'eau dans le tube gradué est à la division 0, six minutes et trente-cinq secondes plus tard, le niveau de l'eau est descendu à la division 2. On demande le coefficient de perméabilité k de l'argile.

Exercice 3 : On considère l'écoulement schématisé sur la figure ci-dessous avec : $H = 20$ cm, $l_1 = 15$ cm, $l_2 = 25$ cm, $k_1 = 10^{-4}$ cm/s, $k_2 = 2 \cdot 10^{-3}$ cm/s. Calculer la quantité d'eau écoulee en 1 mn pour une section de 100 cm^2 . Construire sur un axe parallèle à Ox la valeur de la charge hydraulique.



Exercice 4 : Un échantillon de sable à granulométrie étalée et à grains arrondis a un indice des vides de 0,62 et un coefficient de perméabilité de $2,5 \cdot 10^{-2}$ cm/s. Estimer la valeur du coefficient de perméabilité de ce matériau pour un indice des vides de 0,73 en utilisant les formules de Casagrande et de Terzaghi.

Exercice 5 : Un banc de sable comprend trois couches horizontales d'égale épaisseur. Le coefficient de perméabilité des deux couches extrêmes est 10^{-3} cm/s. Celui de la couche intermédiaire est de 10^{-2} cm/s. On demande le coefficient de perméabilité horizontale, coefficient de perméabilité verticale et le rapport de ces deux coefficients.

Exercice 6 : Le niveau de l'eau dans un dépôt épais de sable très fin est à 1,20 m au-dessous de la surface du sol. Au-dessus du niveau de la nappe, le sable est saturé par capillarité. Le poids volumique de ce sable saturé est $20,3 \text{ kN/m}^3$. Quelle est la contrainte verticale effective sur un plan horizontal situé à 3,60 m. sous la surface du sol ?

Exercice 7 : Soit une pente infinie inclinée de β sur l'horizontale. On suppose que le sol a un poids volumique γ (identique au-dessus et en-dessous de la nappe par simplification). Il existe dans le sol un écoulement plan parallèle à la pente et dont la surface libre est à la cote z_0 au-dessous de la surface du sol.

- a) Déterminer σ la contrainte totale en un point M situé à la cote $z > z_0$ sur un plan parallèle à la surface extérieure.
- b) Déterminer u à la profondeur z , puis σ' .
- c) Calculer le gradient hydraulique.

Exercice 8 : Une couche d'argile submergée a une épaisseur de 15 m. La teneur en eau moyenne est de 54%. La densité des grains est 2,78. Quelle est la contrainte verticale effective due au poids de l'argile à la base de la couche ?

Exercice 9 : Un sable est formé de grains solides de densité 2,66. La porosité dans l'état le plus léger est 45%, le plus dense 37%.
Quel est le gradient hydraulique critique pour ces deux états ?

Exercice 10 : Une excavation doit être réalisée dans un sol qui a une porosité $n = 0,35$ et un $\gamma_s = 26,5 \text{ kn/m}^3$. Définir le gradient hydraulique critique et le calculer pour ce sol. Une couche de 1,25 m de ce sol est soumise à un écoulement vertical ascendant avec une charge de 1,85 m. Quelle épaisseur de sable grossier faut-il placer en surcharge pour éviter le phénomène de renard ?
On supposera que le sable grossier a les mêmes caractéristiques (n , γ_s) que le sable fin et que la perte de charge dans ce sable est négligeable. On demande d'atteindre un coefficient de sécurité égal à 2.

Exercice 11 : Un échantillon de sol saturé, de hauteur l , est recouvert d'une lame d'eau, de hauteur h ; cet échantillon est placé dans un récipient à fond perforé, on suppose qu'il s'établit un écoulement vertical parallèle.
Calculer le temps de filtration de l'eau à travers le matériau (on connaît k et n pour le sol).

Exercice 12 : On introduit l'extrémité d'un tube de verre propre dans de l'eau pure. Quelle est la hauteur d'ascension capillaire si le tube a un diamètre de 0,1 mm ; de 0,01 mm et de 0,001 mm ? Calculer la pression capillaire maximale dans ces tubes ?

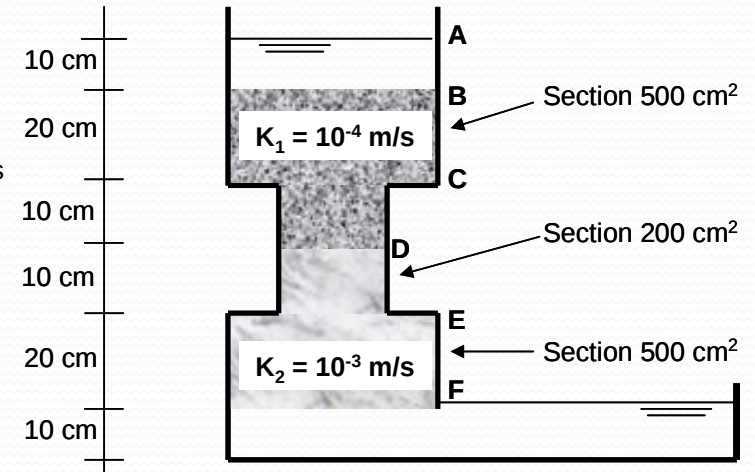
Exercice 13 : Le tube présenté sur la figure ci-dessous a un diamètre intérieur de 0,002 mm et est ouvert aux deux extrémités. On le maintient verticalement et on y verse de l'eau par son extrémité supérieure. Quelle sera la hauteur maximale h de la colonne d'eau qui s'y maintiendra ?

Exercice 1 :

Pour le dispositif d'écoulement suivant déterminer la cote, la charge et la pression des points A, B, C, D, E et F avec $z(F) = 0\text{m}$.

Quel est le débit d'écoulement entre B et C, entre C et E, et entre E et F ?

Quel est la vitesse d'écoulement entre B et C, entre C et E, et entre E et F ?



Exercice :

Pour le perméamètre ci-contre, calculez le volume de l'eau sortant au bout de 20 minutes. La section de l'éprouvette du sol est de 4000 mm² et le coefficient de perméabilité de ce sol est de $4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$.

