

Cours Sol 2- L' eau dans le sol

Le sol, régulateur du cycle de l'eau

Claire Chenu

SIAFEE

Ecosys

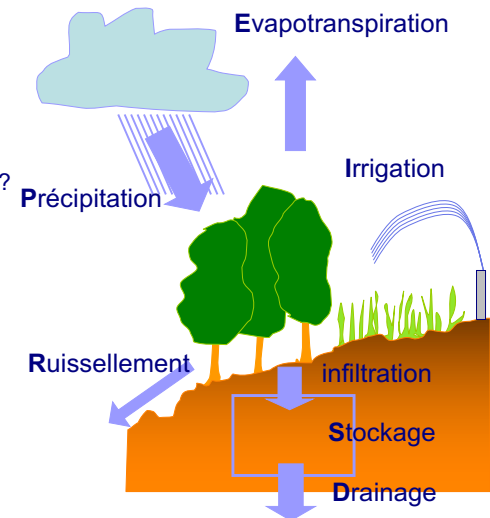
chenu@agroparistech.fr

Questions posées

Bilan hydrique

$$\Delta S_{\text{eau}} = P + I - (ETR + R + D)$$

- Transferts d'eau dans le sol
 - Partage infiltration ruissellement ?
 - Transferts comment ?
 - Directions, vitesse ?
- Stockage d'eau dans le sol
 - Combien ?
 - Comment ?
 - Disponible ?
- Acquisition de la qualité de l'eau ?
 - Processus ? Variables ?



Cours 2. L'eau dans le sol

2.1 Le stockage d'eau dans le sol

- Porosité, teneur en eau
- Forces responsables de la rétention d'eau
- Le potentiel de l' eau
- Relation potentiel -teneur en eau, valeurs caractéristiques
- Réserve utile

2.2 Les transferts d'eau dans le sol

- en conditions saturées
- en conditions non saturées

2.3 Le partage ruissellement – infiltration de l'eau

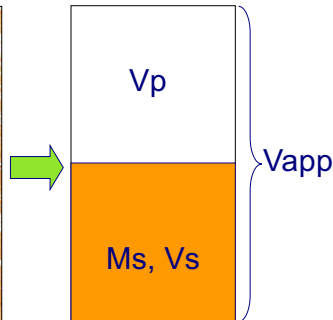
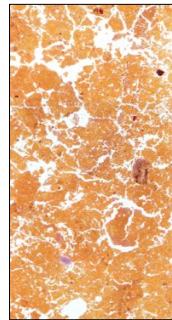
- La désagrégation du sol et ses facteurs

Conclusion

2.1 Le stockage d'eau dans le sol

Fournir un réservoir d'eau

Caractérisation de la porosité



Vapp = volume total
= volume apparent
Vs = volume de solide
Ms = masse de solide
= masse de sol sec
Vp = volume de pores

Porosité totale

$$\varepsilon_T = \frac{V_p}{V_{app}}$$

Densité apparente

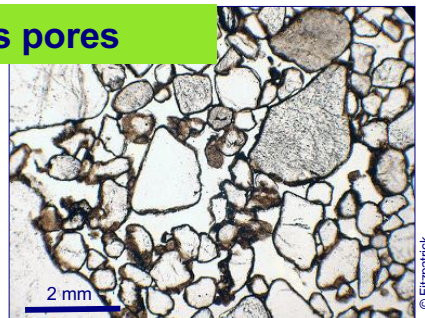
$$D_{app} = \frac{M_s}{V_{app}} \text{ g.cm}^{-3}$$

Porosité et densité apparente : valeurs courantes

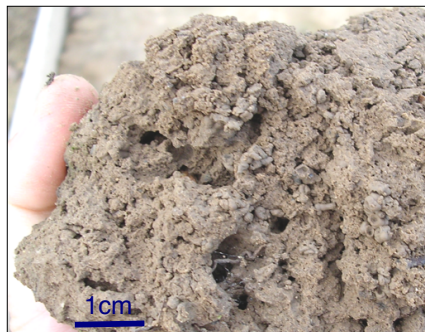
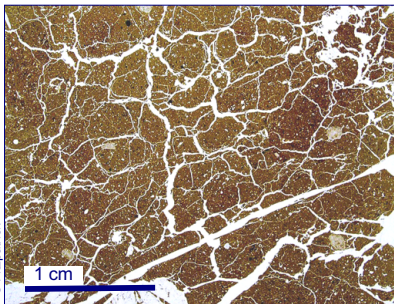
échantillon	porosité	Dapp (g/cm ³)
Sol sableux	0,39	1,61
Sol limoneux	0,52	1,28
Sol argileux	0,58	1,12
Sol limoneux compacté	0,32	1,80
Sédiment sableux	0,20	2,12
Minéral silicaté	0,00	2,65

Origine des pores

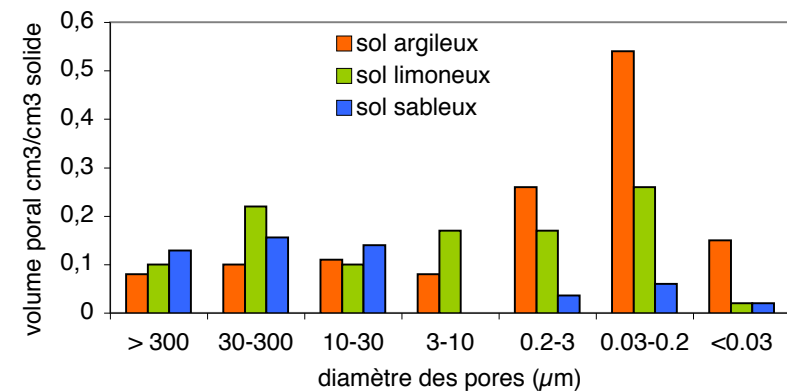
Porosité texturale



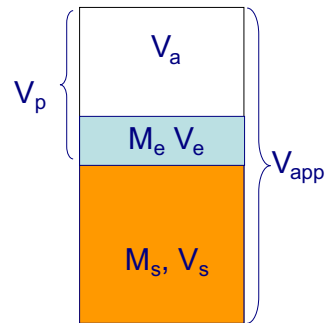
Porosité structurale



Taille des pores



Caractérisation de la teneur en eau



Teneur en eau massique

$$\omega = \frac{M_e}{M_s} \quad [M \cdot M^{-1}] \text{ kg kg}^{-1}$$

Teneur en eau volumique

$$\theta = \frac{V_e}{V_{app}} \quad [L^3 \cdot L^{-3}] \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$$

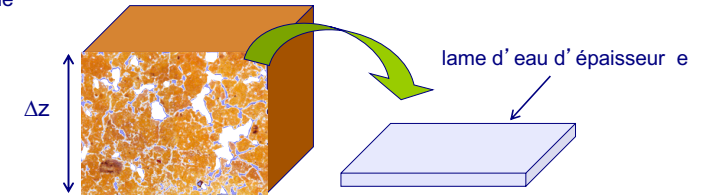
θ dépend de la structure du sol !

Vapp = volume apparent
Vs = volume de solide
Ms = masse de solide
Vp = volume de pores
Me = masse d'eau
Ve = volume d'eau

Caractérisation de la teneur en eau

- Expression en lame d'eau

Parallélépipède de sol de volume $\Delta z \cdot 1 \text{ m}^2$



$$V_{\text{eau}} = V_{\text{app}} \times \theta$$

$$= \Delta z \cdot 1 \text{ m}^2 \cdot \theta$$

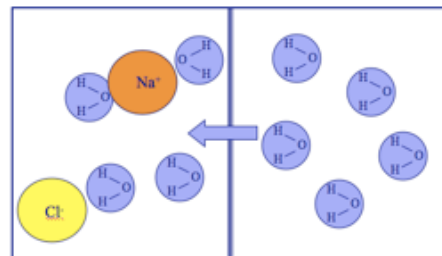
$$\Rightarrow e_{(\text{mm})} = \Delta z \cdot \theta$$

et $\theta = d_{\text{app}} \cdot \omega$

$$= \Delta z \cdot d_{\text{app}} \cdot \omega$$

Les forces osmotiques

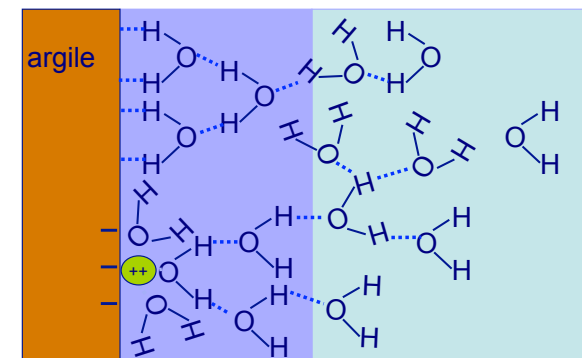
- Mouvement de l'eau au travers d'une membrane hémiperméable



Peu important sauf
Sols salés, fertilisation,
apport d'eaux usées



Rétention d'eau par le sol



Eau adsorbée Eau capillaire

≈ 10-50 Å

liaisons hydrogène, liaisons
électrostatiques

Ascension capillaire

Forces de tension superficielle ↑

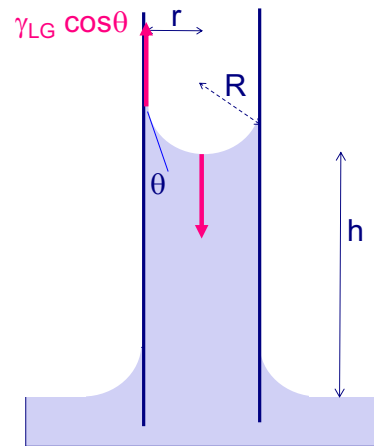
$$F = (2 \pi r) \gamma_{LG} \cos \theta$$

Gravité ↓

$$P = \pi r^2 h \rho g$$

Loi de Jurin Laplace:

$$h = \frac{2 \gamma_{LG} \cos \theta}{\rho g r}$$

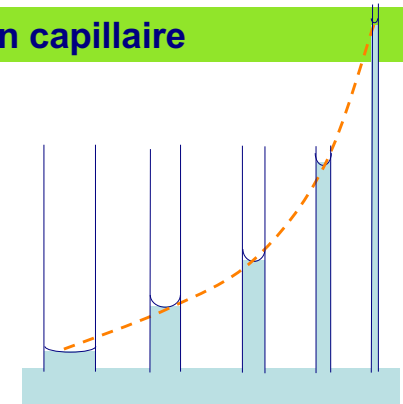


Ascension capillaire

$$h = \frac{2 \gamma_{LG} \cos \theta}{\rho g r}$$

$$\begin{aligned} \gamma_{LG} &\approx 75 \text{ J.m}^{-2} \\ \theta &= 0 \\ \rho &\approx 1000 \text{ kg.m}^{-3} \\ g &= 9,9 \text{ m.sec}^{-2} \end{aligned}$$

$$h_{cm} \approx 0,15 \frac{r_{cm}}{r_{cm}}$$



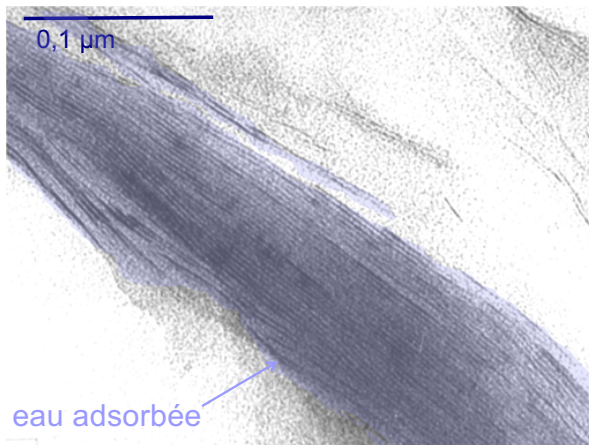
dans un tube de rayon:

r	1cm	0,1 cm	0,01 cm	0,001 cm	0,0001 cm = 1 μm
h	0,15 cm	1,5 cm	15 cm	150 cm	1500 cm = 15 m

l'eau montera de ↗↗

Hydratation des argiles

Phyllosilicates
ex: smectites



En coupe en microscopie
électronique à
transmission (MET)

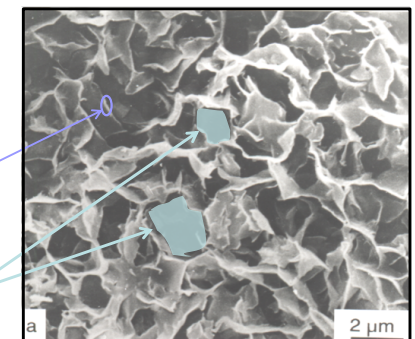
Tessier 1984

Hydratation des argiles

Phyllosilicates
ex: smectites

De l'eau retenue par capillarité

eau adsorbée



$$\begin{aligned} \omega &= 3,7 \text{ g eau g}^{-1} \text{ solide} \\ \Psi &= -0,032 \text{ bars} \end{aligned}$$

MEB cryoscan
Tessier, 1986

Le potentiel de l'eau du sol

- **Energie potentielle de l'eau** = quantité d'énergie qu'il faut apporter à (ou qui est dégagée par) une unité de quantité d'eau du sol pour passer à un état de référence, *c.a.d. une eau*:

- Pure
- Libre
- Soumise à la pression atmosphérique
- À une température de référence
- À une élévation 0

Potentiel de l'eau: unités

Référence utilisée pour exprimer les potentiels	Équations aux dimensions	Conversion	Unités utilisées
Volume d'eau	$M L^2 T^{-2} \quad M L T^{-2}$		Pa, bar
Poids d'eau	$\frac{M L^2 T^{-2}}{L^3} = \frac{L}{L^2}$	$\Psi_{\text{poids}} = \Psi_{\text{vol}} / g$	m, cm

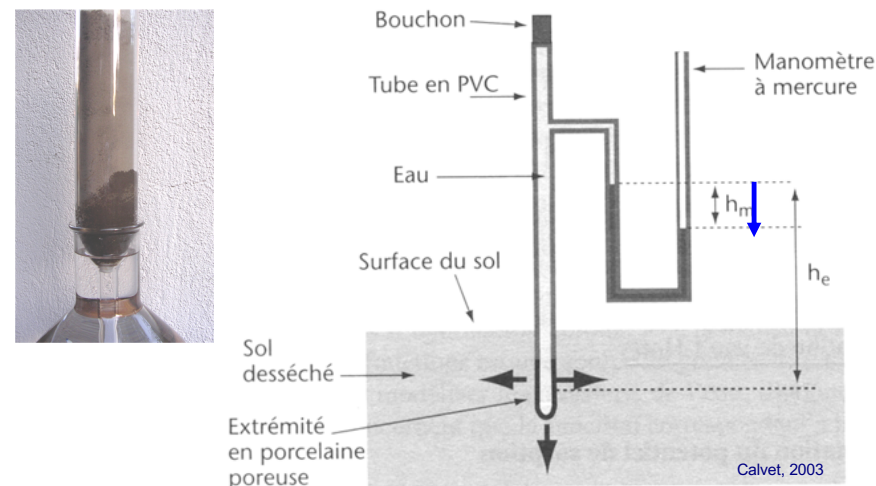
Potentiel de l'eau: unités

Ψ (bar)	Ψ' (cm eau)	pF	HR (%)	Diamètre max des pores saturés (μm)	
0	0	-	1	∞	très hydraté
-0,01	-10	1	99,999	300	
-0,1	-100	2	99,99	30	
-1	-1000	3	99,93	3	
-10	-10000	4	99,27	0,3	
-16	-16000	4,2		0,09	
-100	-100000	5	92,70	0,03	
-1000	-1000000	6	50,00	0,003	sec

Ψ / volume d'eau MLT^{-2}/L^2
 Ψ' / poids d'eau $ML^2T^{-2}/ML^2T^{-2}=L$

$$L' \text{ unité pF} \quad pF = \log_{10} |\Psi''| \text{ (cm eau)}$$

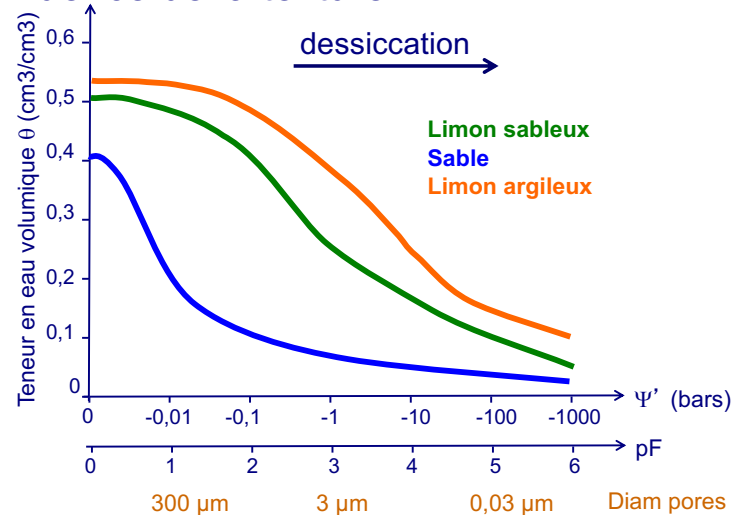
Potentiel matriciel



Deux composantes : osmotique, « matricielle »

Courbes de rétention d'eau

Influence de la texture



Potentiel matriciel : les valeurs caractéristiques-1

Potentiel à la capacité de rétention (= capacité au champ)

= teneur en eau d'un sol initialement saturé que l'on laisse se réessuyer

= potentiel pour lequel les forces capillaires compensent les forces gravitaires

$\approx -0,3 \text{ bar} = -300 \text{ cm d'eau} = \text{pF } 2,5 (\phi = 10\mu\text{m})$

Potentiel matriciel : les valeurs caractéristiques-2

Le point de flétrissement permanent

– Valeur de potentiel matriciel en dessous de laquelle les plantes ne sont plus capables d'extraire l'eau

= -16 bars $\rightarrow$ pF 4,2 $\rightarrow \phi = 0,2 \mu\text{m}$

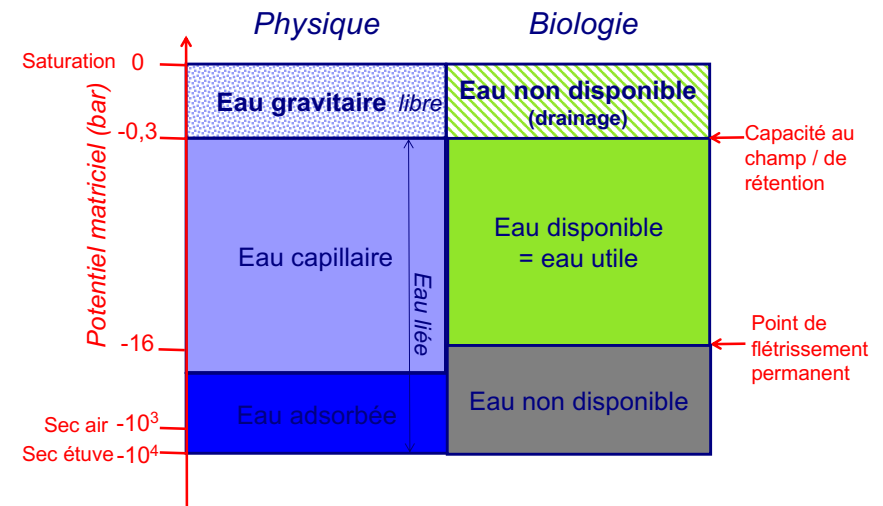


©agriculture Ontario



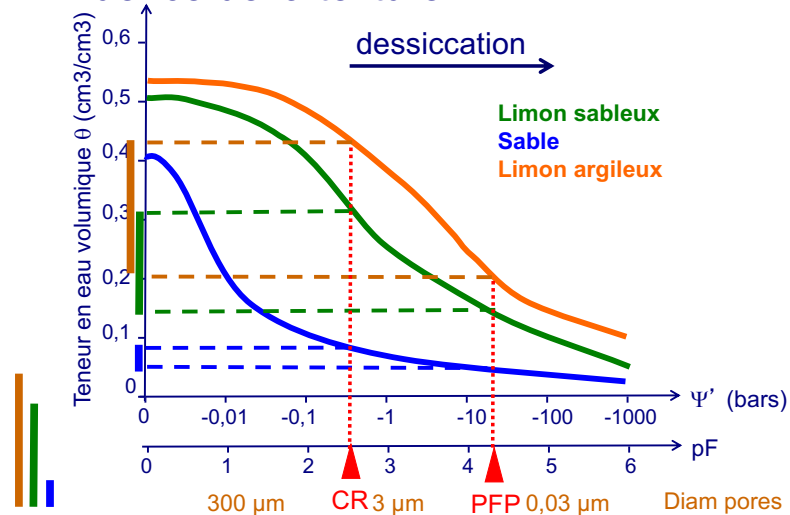
©usda

Rétention d'eau par le sol : valeurs caractéristiques



Courbes de rétention d'eau

- Influence de la texture



La réserve utile

= différence entre la teneur en eau à la capacité de rétention et celle au point de flétrissement permanent, exprimée en mm d'eau par mm de sol.

$$RU = e \cdot (\omega_{CC} - \omega_{PF}) \cdot D_{app} \cdot (100 - EG) / 100$$

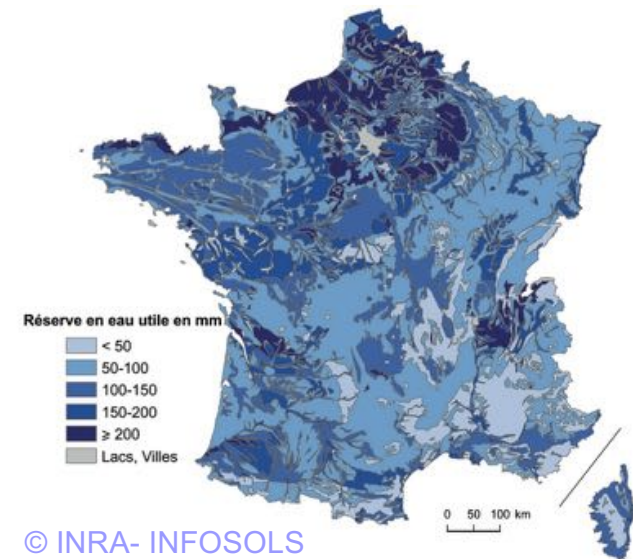
- e = épaisseur (profondeur d'enracinement) / mm
- ω teneur en eau massique / g g⁻¹
- D_{app} = densité apparente / g.cm⁻³
- EG: teneur en éléments grossiers / %

- Calculée pour chaque horizon du profil, puis somme des $RU_{horizon}$ sur la profondeur explorée par les racines => RU

La réserve utile

- Son estimation:
 - Courbes potentiel teneur en eau
-> Cf TD1
 - D'après les caractéristiques des sols (relations statistiques)

Réserve utile des sols en France



Composantes du potentiel de l'eau du sol

$$\Psi_t = \Psi_g + \Psi_h + \Psi_m + \Psi_o$$

Ψ_t = potentiel total

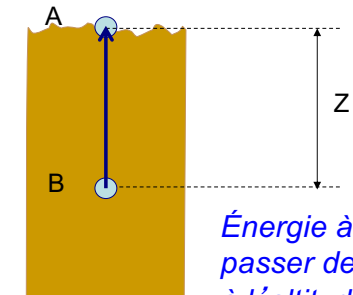
Ψ_g = potentiel gravitationnel

Ψ_h = potentiel hydrostatique

Ψ_m = potentiel matriciel

Ψ_o = potentiel osmotique

Le potentiel gravitationnel



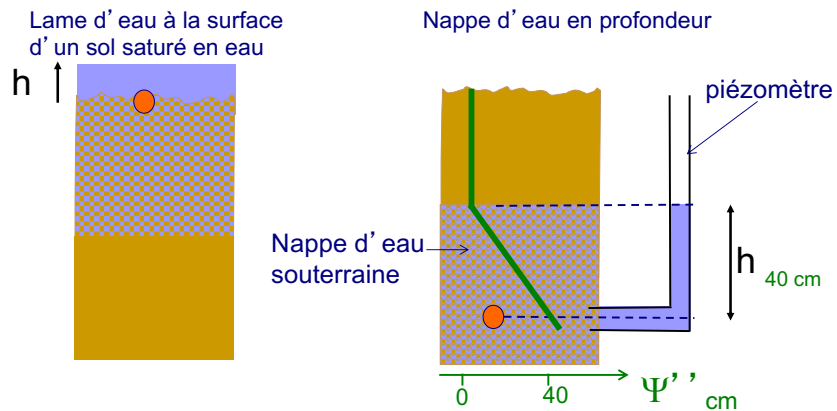
Énergie à fournir pour passer de l'altitude de B à l'altitude référence A (surface du sol)

Par unité de poids

$$\Psi''_g = z$$

Le potentiel hydrostatique

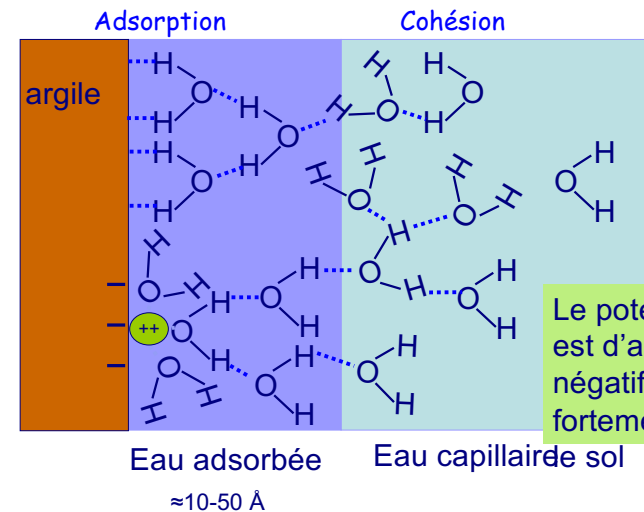
Potentiel dû au poids de la colonne d'eau



Par unité de poids $\Psi''_h = h$

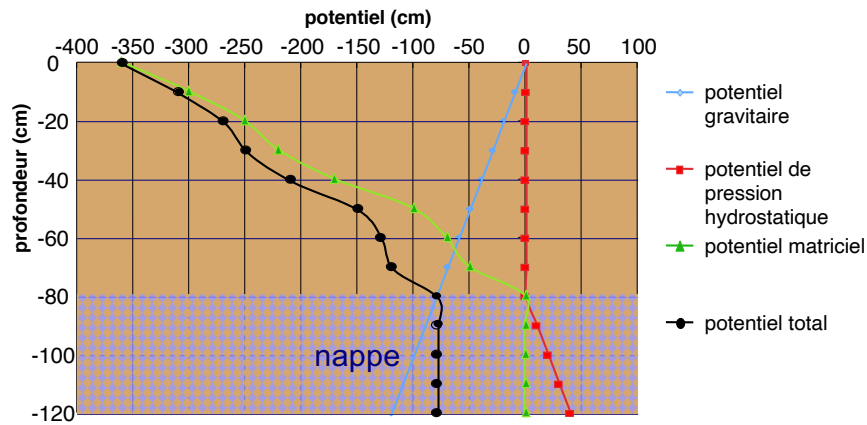
Le potentiel matriciel

- Dû à la rétention de l'eau par la matrice solide du sol:



Le potentiel matriciel est d'autant plus négatif que l'eau est fortement retenue par

Profils de potentiel



$$\Psi_t = \Psi_g + \Psi_h + \Psi_m + \Psi_o$$

Le potentiel matriciel est nul quand le sol est saturé

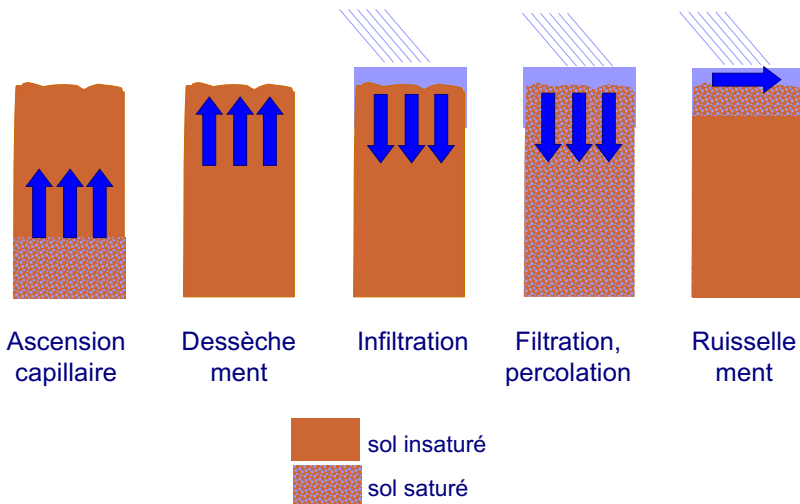
Le potentiel hydrostatique est nul quand le sol est non

2.2 Le transfert d'eau au travers du sol

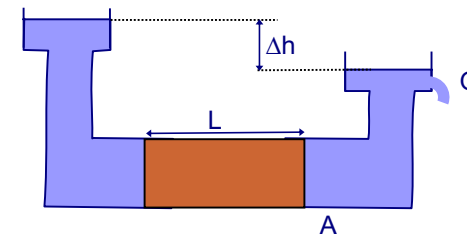
Assurer l'alimentation en eau des racines des plantes dans le sol, celle des nappes

L'eau se déplace dans le sol dans le sens d'une diminution de son énergie potentielle

Régimes hydrodynamiques



Transport de l'eau en conditions saturées



Loi de Darcy:

$$Q = q/A = -K_s \Delta h/L$$

*Dans les macropores
Par gravité*

Q = flux (m/s)

q = débit (m³/h)

A = section de la colonne (m²)

K_s = conductivité hydraulique en saturé (m/s)

Δh = différence de potentiel entre entrée et sortie (m)

L = longueur de la colonne (m)

Conductivité hydraulique à saturation : valeurs

Ks /ms ⁻¹	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹
	Soit environ: 100 m/jour 10 m/jour 1 m/jour 0,1 m/jour										
perméabilité	perméable			Semi perméable			imperméable				
texture	graviers		Sables fins, grossiers et avec graviers			Sables très fins, limons		Argile limoneuse, argile			

Sols à faible réserve utile, drainage rapide, risque de pollution des aquifères

Drainage moyen à bon, pas de contraintes pour les cultures

Drainage très mauvais, limité à des plantes à enracinement superficiel, risque de ruissellement

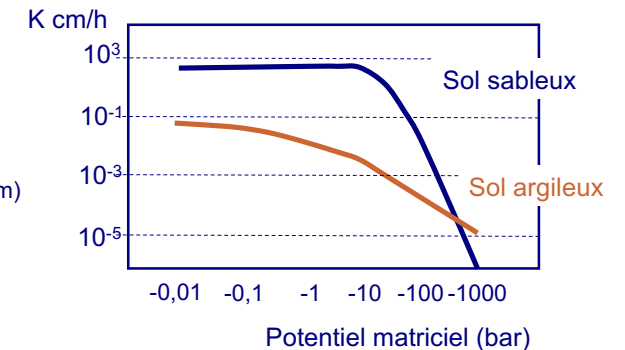
Source: Bruckler 98

Transport de l'eau en conditions non saturées

- Moteur = Équilibre des potentiels de l' eau
- Transfert d'eau dans des micropores
- Dépend du potentiel de l'eau

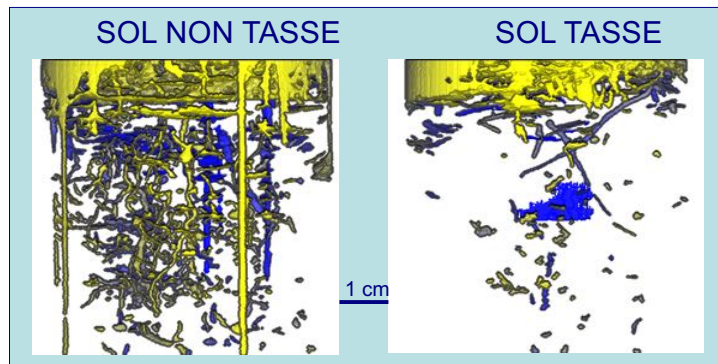
$$Q = -k \Delta\Psi / L$$

Q= flux (m/s)
k =conductivité hydraulique (m/s)
 $\Delta\Psi$ = différence de potentiel
L= longueur de la colonne (m)



Jury, 1991

Des zones d'écoulement rapide

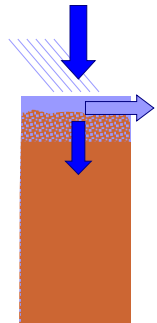


Visualisation de macropores du sol par tomographie de rayons X (Capowiez, 2004)

2.3 Le partage ruissellement – infiltration de l'eau

Permettre l'infiltration de l'eau, limiter le ruissellement et l'érosion

Le ruissellement



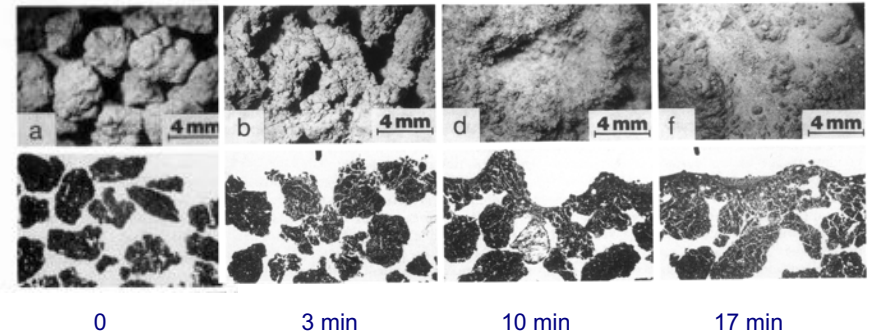
Ruissellement : $\text{Infiltration} < \text{Pluie}$

↳ faible conductivité hydraulique en surface

↳ $V_{\text{pluie}} > V_{\text{eau sol à saturation}}$

Désagrégation par la pluie

Pluie 20 mm/heure



Le Souder et al.1995

Croûte de battance



La structure du sol interagit fortement avec l'eau

Importance du mode de gestion du sol:
amendements, pratiques, mode d'occupation

