

2.9 Potentiel de l'eau

Potentiel : grandeur physique exprimant l'énergie par unité de masse (notée ϕ , unité m^2/s^2), par unité de volume (équivalent à une pression, noté P , unité $kg/m/s^2$) ou par unité de poids (noté H , d'unité m). Ce potentiel correspond au travail pour déplacer une unité de masse de cette eau d'un point à un autre. Pour une masse m d'un fluide incompressible, ce travail s'exprime mathématiquement comme suit :

$$W = mg(z_1 - z_2) + m(p_1 - p_2)/\rho + m(v_1^2 - v_2^2) / 2$$

Le potentiel de pression de l'eau peut être déduit par :

$$\Phi = gz + P/\rho + v^2/2$$

C'est la somme de trois termes : énergie potentielle (altitude), énergie élastique, énergie cinétique (négligeable car l'eau circule lentement).

La charge hydraulique est :

$$H = \Phi/g = z + (P_{atm} + p_H) / \rho g + PSI$$

PSI : forces de tension superficielle dans la zone non saturée. PSI est la hauteur de la zone non saturée (potentiel de suction).

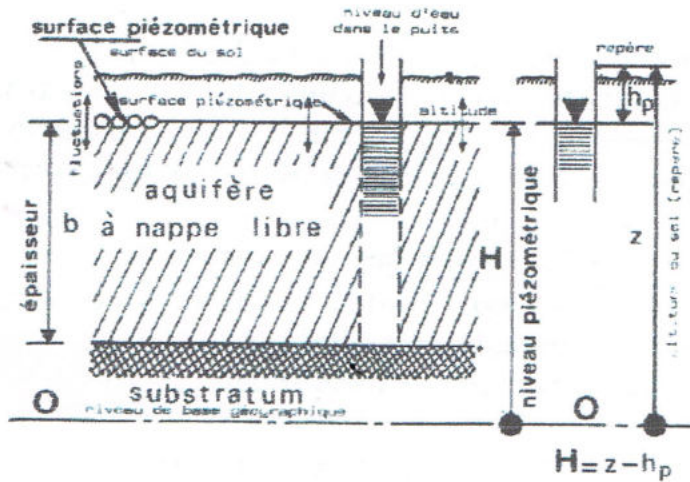


Schéma de l'aquifère à nappe libre. Mesure du niveau piézométrique.

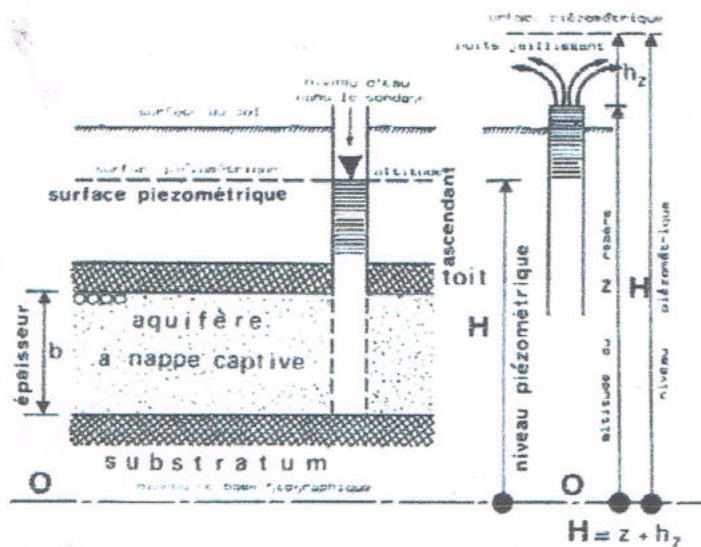


Schéma de l'aquifère à nappe captive. Mesure du niveau piézométrique.

3 Propriétés pétrophysiques des roches

- Roche : agrégat de cristaux ou fragments de roches constitutifs de l'écorce terrestre.
- Sédiment: assemblage de grains déposés par l'eau, l'air ou la glace. Ces roches peuvent être caractérisées par la taille des grains et leurs propriétés physiques (gravier, sable) ou par le mécanisme de formation (alluvion).
- Sol : interface entre la roche et l'atmosphère. Cette couche contient souvent un mélange de matières minérales et organiques. Les plantes y poussent dessus.

3.1 Les différents types de roches

3.1.1 Roches sédimentaires

- Roches sédimentaires meubles (Ex : éboulis, sables).
- Roches sédimentaires consolidées.
 - Roches détritiques. On les classe d'après la taille des éléments qu'elles contiennent : Conglomérats (éléments grossiers, Ex : brèche), éléments fins (Ex : grès, molasse), éléments microscopiques (Ex : argiles)
 - Roches formées par précipitation (Ex. calcaires).

3.1.2 Roches magmatiques

Roches intrusives ou plutoniques (Ex : granite, gabbro).

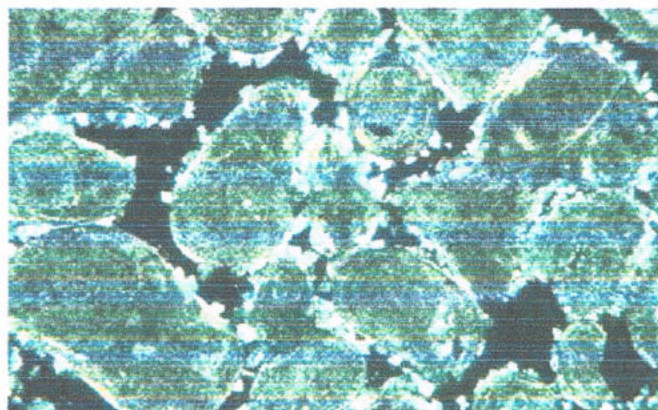
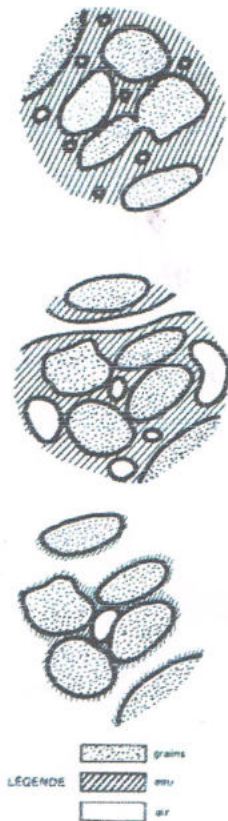
Roches effusives ou volcaniques (Ex: basalte, rhyolite).

3.1.3 Roches métamorphiques

Roche qui a subi un enfouissement et qui a été modifiée par l'augmentation de pression et température. Ces roches peuvent être caractérisées par un litage mécanique appelé schistosité (Ex : ardoises) ou un litage à la fois mécanique et minéralogique appelé foliation (Ex : micaschistes).

3.2 Porosité – Perméabilité

3.2.1 Porosité (n, ϕ)



Porosité = $n, \phi = V_{\text{vides}} / V_{\text{total}} \times 100\%$

où V_{total} est le volume total de la roche et V_{vides} le volume des vides qu'elle contient.

On définit aussi la **porosité efficace**, m_e , qui correspond à la porosité connectée.

La porosité dépend principalement de :

- la forme des grains : sphériques, allongés, angulaires ;
- la distribution des tailles ;
- l'intensité de la cimentation de la roche.

Exemple: arrangement cubique de grains sphériques (chaque grain touche six autres grains).

volume d'une sphère = $(4/3) \pi r^3$

volume d'un cube = $(2r)^3$

Porosité = 47.64 %

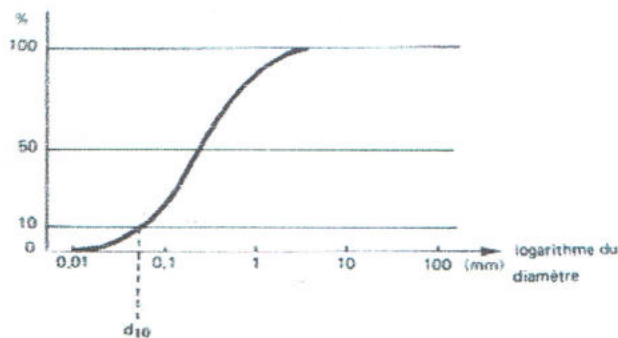
Pour l'arrangement cubique le plus compact, la porosité chute à 25.95 %.

3.2.2 Perméabilité (k)

La perméabilité est la capacité d'une roche à transmettre un fluide. Les facteurs intervenant sont la taille des grains, la porosité, la nature du fluide transmis et son gradient de pression. Tandis que la porosité décrit les espaces dans lesquels le fluide peut se déplacer, la perméabilité (k) et la conductivité hydraulique (K) décrivent la facilité qu'a un fluide de se déplacer dans une formation. La porosité et la perméabilité ne sont pas reliées directement. Les argiles peuvent avoir une porosité élevée (30 à 80%) mais des perméabilités très faibles tandis qu'un sable a une porosité plus faible (30 à 40%) mais une perméabilité forte. L'unité de perméabilité est le m^2 , on utilise cependant une valeur plus faible, le Darcy ($1 \text{ Darcy} = 10^{-8} m^2$). La valeur de la perméabilité ne dépend que de la roche et pas du fluide.

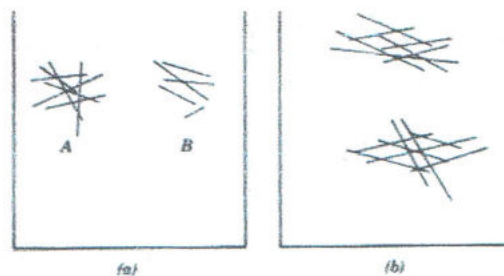
La perméabilité du sol est un facteur important en ce qui concerne les infiltrations. Si l'eau ne peut s'infiltrer, son accumulation à la surface peut provoquer des inondations. C'est ce qui arrive dans les régions froides à la fonte des neiges. Le sol est encore gelé et possède une perméabilité faible. Toute l'eau de fonte des neiges et les pluies ruissellent donc uniquement à la surface et augmentent la probabilité des crues et inondations.

3.2.3 Granulométrie et connectivité



On appelle « diamètre efficace d_{10} » la dimension telle que 10 % des éléments du milieu soient plus petits que d_{10} . On admet que ce d_{10} est le paramètre qui conditionne le plus les propriétés de perméabilité du milieu.

On différencie la **porosité effective** comme étant la porosité interconnectée d'un milieu poreux.



Schematic illustration showing fracture sets (from de Marsily, 1985).



Carte de la fissuration. Formation hydrogéologique perméable carbonatée fissurée du Crétacé inférieur. Site expérimental de Corconne (région montpéliéraine). D'après J.C. Grilloit.

3.2.4 Conductivité hydraulique (K)

La conductivité hydraulique, *K*, est reliée de manière étroite à la perméabilité. Contrairement à la perméabilité qui n'est fonction que de la roche, la conductivité hydraulique dépend à la fois de la roche et du fluide qui y circule. L'unité de la conductivité hydraulique est le m/s.

$$K = k \rho_f g / \mu$$

- μ = viscosité dynamique du fluide (kg/m.s),
- ρ_f = densité du fluide (kg/m³),
- g = constante de la gravité (m/s²)
- k = perméabilité (m²)

- Un fluide plus visqueux diminue la conductivité hydraulique.
- Un fluide plus dense (plus lourd) augmente la conductivité hydraulique.
- Une roche plus perméable possède une conductivité hydraulique plus élevée.
- Des fluides avec des compositions différentes (eau, eau salée, hydrocarbures) peuvent induire des conductivités hydrauliques différentes dans une même roche.
- Selon le type de roche (peu perméable ou très perméable) la conductivité hydraulique peut varier entre 10⁻¹⁴ m/s et 10¹ m/s).

K (m/s)		10¹ 1 10⁻¹ 10⁻² 10⁻³ 10⁻⁴ 10⁻⁵ 10⁻⁶ 10⁻⁷ 10⁻⁸ 10⁻⁹ 10⁻¹⁰ 10⁻¹¹						
GRANULOMETRIE	homogène	Gravier pur		Sable pur	Sable très fin	Silt	Argile	
	variée	Gravier gros et moyen	Gravier et sable	Sable et argile-Limons				
DEGRES DE PERMEABILITE		TRES BONNE BONNE			MAUVAISE		NULLE	
TYPES DE FORMATIONS		PERMEABLES			SEMI-PERMEABLES		IMPER.	

↑ limites conventionnelles

Voici quelques exemples de valeurs de la porosité associée à celles du coefficient de conductivité hydraulique :

Sol	Porosité	Perméabilité (m/s)
Sable grossier	27%	3×10^{-3}
Sable moyen	32%	5×10^{-4}
Sable fin	34%	1×10^{-4}
Silt (= sable très fin)	40%	2×10^{-6}
Argile	50%	$\leq 10^{-8}$

3.2.5 Milieu isotrope - anisotrope

Un milieu est **isotrope** lorsque ses caractéristiques physiques (perméabilité, granulométrie en particulier) sont constantes dans les 3 directions de l'espace. Dans le cas contraire le milieu est **anisotrope**. La définition d'isotropie est dépendante de la taille du réservoir considéré. A l'échelle millimétrique un aquifère formé de cailloux centimétriques est anisotrope. A l'échelle métrique ce même aquifère aura un comportement parfaitement isotrope. La définition d'un volume unitaire d'écoulement doit donc être assez grand par rapport aux dimensions des vides où l'eau circule afin de permettre la continuité de l'écoulement.

Dans un milieu isotrope, la conductivité hydraulique est identique dans toutes les directions de l'espace (x, y, z). Dans un milieu anisotrope, la conductivité hydraulique varie selon certaines directions préférentielles, par exemple les couches sédimentaires.

3.2.6 Conductivité hydraulique moyenne

Il est souvent utile de combiner la conductivité de plusieurs formations adjacentes et de définir une conductivité équivalente, par exemple quand un aquifère est constitué de plusieurs couches aux propriétés différentes. Selon que le flux est perpendiculaire ou parallèle au courant on obtient les conductivités équivalentes :

- Conductivité moyenne lorsque le flux est parallèle à une série de couches d'épaisseur m_i et de conductivité K_i :

$$\langle K_{\text{parallèle}} \rangle = \frac{\sum m_i K_i}{\sum m_i}$$

- Conductivité moyenne quand le flux est perpendiculaire aux couches :

$$\langle K_{\text{perpendiculaire}} \rangle = \frac{\sum m_i}{\sum m_i / K_i}$$

3.2.7 Coefficient d'emmagasinement (S_s, S)

Il représente la capacité à libérer de l'eau sous l'effet d'un abaissement de la charge hydraulique. Le coefficient d'emmagasinement spécifique, S_s , donne le volume d'eau libéré par un volume unitaire de matériau pour une baisse unitaire de charge hydraulique (la charge hydraulique est définie par la suite). Son unité est L^{-1} . Le coefficient d'emmagasinement total d'un aquifère S est le produit du coefficient d'emmagasinement spécifique du matériau par l'épaisseur de l'aquifère. Ce coefficient est sans dimension.

$$S = S_s b$$

Le coefficient d'emmagasinement spécifique a été défini pour estimer le rendement d'un aquifère. Il exprime la quantité d'eau récupérable en m^3 par rapport à un abaissement du niveau piézométrique de i mètres, sur une superficie de l'aquifère de $i \text{ m}^2$ (en unité SI).

$$S = A_V / (A \cdot A_h)$$

- A_V : volume d'eau récupéré,

- A : surface considérée,

- A_h : rabattement du niveau piézométrique

Dans un aquifère à nappe libre, S correspond à la porosité utile, on récupère toute l'eau par l'action de la force gravitaire (ou par pompage). Pour un aquifère à nappe captive non pompée, l'abaissement du niveau piézométrique se fait uniquement par expulsion de l'eau, elle-même contrôlée par l'élasticité des grains constituant l'aquifère et celle de l'eau. Les modules d'élasticité étant faibles le volume d'eau récupéré est alors bien plus faible que dans le cas d'une nappe libre.

Pour les aquifères profonds (> 500 m), tous captifs sauf exception, la quantité d'eau récupérée est encore amoindrie suite à l'effet de la diminution de la porosité (et perméabilité) par écrasement des éléments (grains, blocs) constituant l'aquifère.

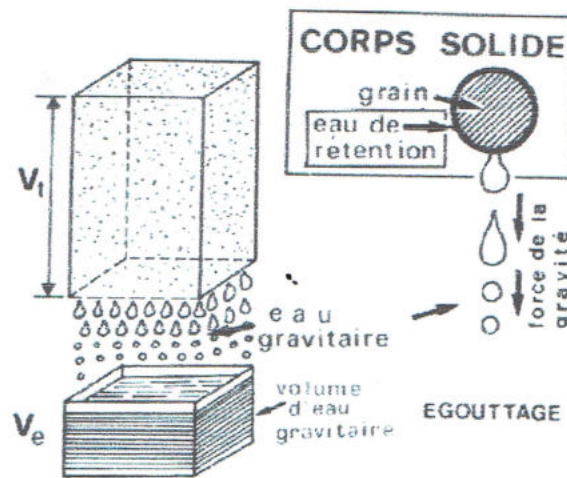
A l'état naturel les éléments de roche subissent une pression lithostatique verticale importante contrebalancée par une pression hydrostatique latérale (poids de la colonne d'eau, cas des aquifères à profondeur faible et moyenne) voir également lithostatique latérale (cas des aquifères profonds avec l'eau enfermée dans les pores). Une dépression subite va alors augmenter la différence de charge verticale —latérale conduisant à l'écrasement des grains constituant l'aquifère. Le pompage en aquifère profond peut alors rapidement se tarir après une courte période de bon rendement. Des grains durs (sables, constitué de cristaux durs tels le quartz) supportent mieux les pressions que des calcaires (formés souvent de petits cristaux agglomérés de calcite, minéral relativement mou et à vitesse de dissolution importante).

3.2.8 Eau gravitaire et eau de rétention

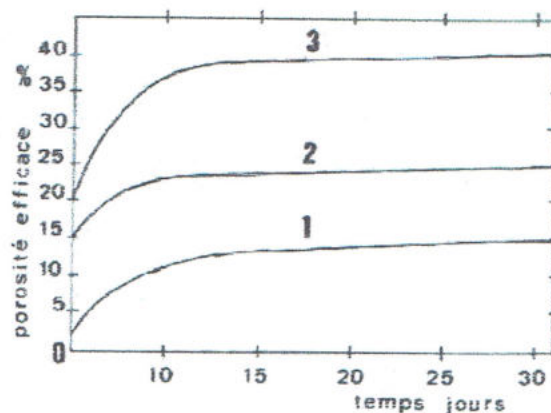
Dans un milieu poreux, l'eau présente dans les pores peut être récupérée plus ou moins facilement. On distingue ainsi :

- l'eau gravitaire qui s'écoule dans les pores sous l'influence
- l'eau de rétention qui reste piégée à la surface des grains

Pour une porosité égale, le volume d'eau gravitaire est plus important dans un matériau à grains grossiers que pour un matériau à grains fins.



Un échantillon d'aquifère, saturé en eau, de volume total V_t , libère par égouttage sous l'action de la force de la gravité, un volume d'eau, V_e , dit eau gravitaire.



Le volume d'eau gravitaire, libéré d'un échantillon, est fonction de la granulométrie et du temps d'égouttage.
 1, sable fin de $d_{10} = 0,08$ mm ; 2, sable moyen de $d_{10} = 0,47$ mm ; 3, gravier de $d_{10} = 2,5$ mm.

Répartition des porosités et des capacités d'un matériau

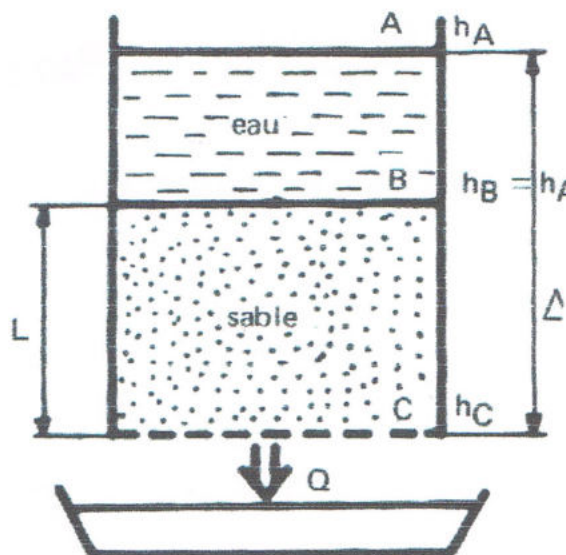
Eau du sol Porosité totale			
Eau gravitaire Porosité efficace (ou) de drainage	Eau de rétention Capacité de rétention (ou) au champ		
	Eau capillaire	Eau pelliculaire	Eau absorbée
Eau mobile Porosité cinématique		?	Eau immobile
$\psi = 1000$ $pF = 3$?	$\psi = 10^5$ $pF = 5$
Déplacement par la gravité	Déplacement par centrifugation ou succion		Déplacement par la chaleur

4 Transport d'un fluide en milieu poreux

L'eau des rivières se déplace à des vitesses de 5 à 15 kilomètres par heure. Dans un aquifère l'eau se déplace à une vitesse de quelques centimètres par jour (soit quelques mètres par an). L'eau souterraine ne se déplace que s'il existe une différence de pression (ou un gradient hydraulique non nul) entre deux points et si la porosité de la roche est suffisamment bien connectée. La valeur du gradient hydraulique détermine à quelle vitesse l'eau circule d'un point à un autre.

4.1 Expérience de Darcy

En 1856 Henri Darcy a publié une expérience de transfert d'eau à travers un milieu poreux dans un livre intitulé « Les fontaines publiques de la ville de Dijon ». Dans son expérience il a mesuré le flux d'eau ($Q = m^3/s$) à travers un filtre composé de sable. Darcy a relié le flux à la section (aire) du filtre et au gradient hydraulique. Il a appelé conductivité hydraulique la constante qui relie ces paramètres.



Les résultats de l'expérience de Darcy sont les suivants :

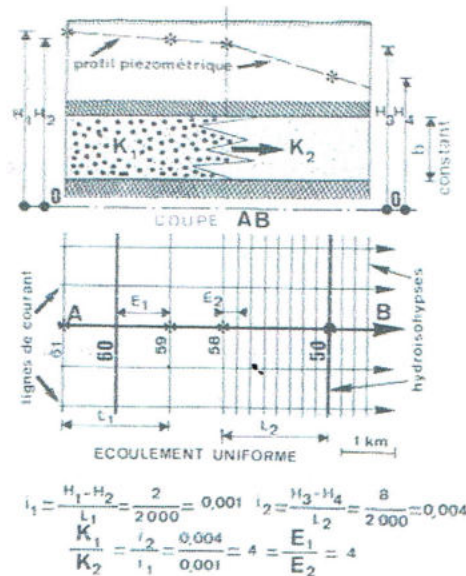
1. Q est proportionnel à la surface A du filtre.
2. Q est proportionnel à $h_a - h_b$.
3. Q est inversement proportionnel à L la longueur du filtre.
4. La constante de proportionnalité (K) dépend du matériau poreux. K dépend de la taille des grains et de la connectivité des pores.

Limites de la loi de Darcy: En général, la loi de Darcy considère que l'eau se propage dans un milieu homogène et continu, et que la structure des particules solides est microscopique par rapport au champs d'observation. La loi de Darcy ne s'applique donc pas à l'écoulement en milieu fissuré.

4.2 Mesures du gradient hydraulique

Un piézomètre est un tube qui mesure la hauteur de la surface hydraulique en un point donné. Le gradient hydraulique est égal à la différence de hauteur de cette surface divisé par la distance entre les deux points de mesure.

La perméabilité des matériaux peut varier sur 14 ordres de grandeur. Ce paramètre est mesuré *in situ* ou au laboratoire par des perméamètres. Il y a cependant deux problèmes avec les mesures de laboratoire. Le premier, d'ordre purement technique, est que les conditions ne sont pas les mêmes qu'en profondeur et il faut donc recompresser la roche. Le second problème est qu'on trouve en laboratoire des valeurs de perméabilité 10 à 1000 fois plus élevées que dans la nature. Ceci résulte souvent du fait que le milieu naturel est bien plus grand que l'échantillon de laboratoire et contient une porosité secondaire dans des fractures.



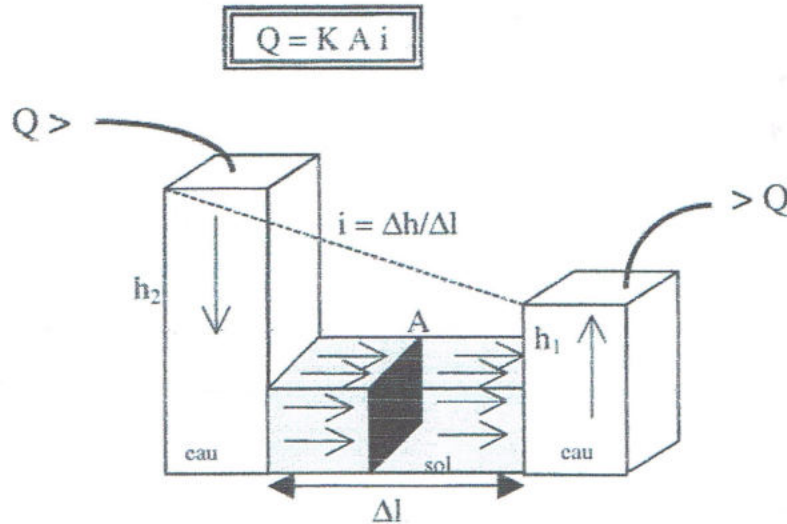
Écoulement uniforme dans un aquifère à nappe captive d'épaisseur constante. Une diminution du coefficient de perméabilité, dû à une variation latérale de faciès, entraîne un accroissement du gradient hydraulique et une diminution du module d'espacement. Le rapport des modules d'espacement permet de calculer directement celui des coefficients de perméabilité.

4.3 Diffusion et dispersion dans l'eau d'un aquifère

La **diffusion moléculaire** implique un mouvement aléatoire des molécules suite à leurs vibrations thermiques. Ce phénomène est généralement négligeable tenant compte de l'échelle des aquifères et les vitesses d'écoulements.

La dispersion implique des changements de direction (et des vitesses) des molécules d'eau induit par l'obligation de ceux-ci de contourner les blocs constituant l'aquifère tels les cailloutis etc.). La dispersion peut être modélisée relativement aisément en combinant outils informatiques et données de terrains, du moins tant que l'aquifère est isotrope ou homogène (voir plus bas).

Si l'aquifère est ni isotrope ni homogène (définition voir ci-dessous) se pose le problème de **chenaux d'écoulements souterrains préférentiels**. En effet, des anisotropies verticales (par exemple lentilles d'argiles incorporées dans le sous-sol, présence d'anciens lit de rivières enfouis impliquant des granulométries différentes dans cet ancien lit) vont affecter les directions d'écoulement en profondeur. Il y aura alors des directions d'écoulement différents selon les étages observés. La prédiction de l'écoulement uniquement par l'observation des axes d'écoulement (qui eux sont donnés par la surface isopièze) peut alors donner des résultats complètement erronés. La condition d'isotropie homogénéité est rarement satisfaite dans les aquifères naturels, et notamment dans le cas d'aquifères fluviaux. Cette notion est à mémoriser quand il s'agit de prédire des zones de risques de pollution d'un aquifère basés sur les tracés des axes d'écoulements.



Q : flux d'eau (L³/T).
 K : conductivité hydraulique (L/T)
 A : surface traversée par le fluide (L²)
 I : gradient hydraulique (sans unité)

Cette loi peut être résumé par:

$$Q = K A I$$

où $I = \text{gradient hydraulique} = (h_a - h_b) / L$.

Plus généralement cette loi s'écrit :

$$Q = K A \frac{dh}{dl}$$

Le signe est choisit tel qu'il indique que le fluide s'écoule dans la direction de diminution du gradient hydraulique.

La conductivité hydraulique s'écrit donc :

$$K = Q / (A \frac{dh}{dl})$$

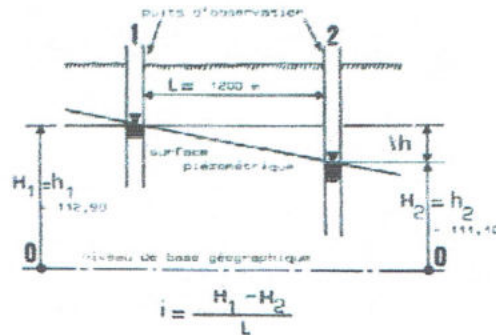
Q est aussi inversement proportionnel à la viscosité du fluide et proportionnel à sa densité. Q dépend aussi de la forme des grains et de la connectivité des pores. On peut alors écrire le flux

$$Q = kg \rho_f / \mu (dh/dl)$$

ce qui permet de retrouver la perméabilité k. L'unité pour k est le m² ou encore le Darcy qui correspond à 10⁻⁸ m².

On définit aussi la vitesse de filtration V par :

$$V = Q/A$$



Application de la loi de Darcy sur le terrain. Calcul du gradient hydraulique, i , avec deux puits d'observation, 1 et 2.

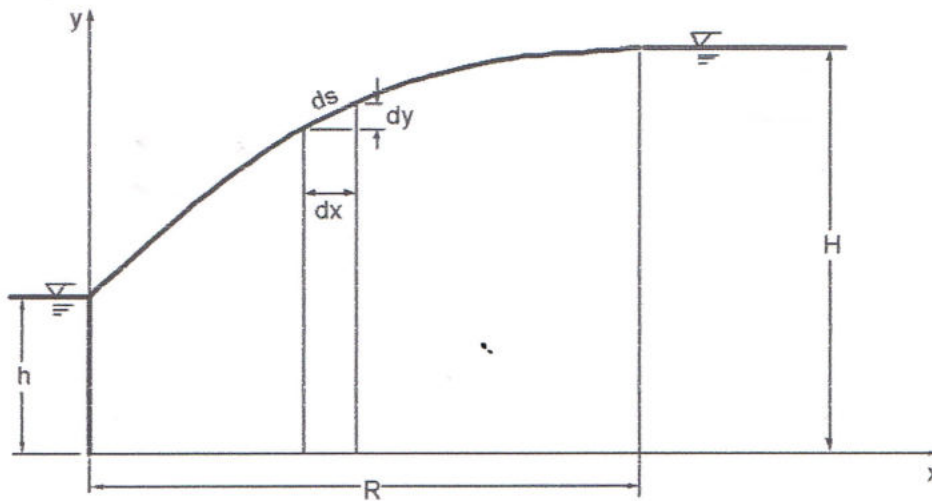
Remarque: Propagation d'un nuage de pollution dans un aquifère

Ce sont les phénomènes mentionnés ci dessus qui sont à l'origine de l'agrandissement d'un nuage de pollution dans un aquifère avec le temps. Dans le but de modéliser la propagation de ces nuages il est également nécessaire de tenir compte de :

- la retenu des molécules d'eau / des polluants à la surface des grains introduisant des ralentissements des écoulements.
- le retard d'un polluant introduit par adsorption-désorption multiple de celui-ci le long de son trajet sur les surfaces des particules constituant l'aquifère. S'il y a affinité entre particule/molécule polluante et surface, la propagation du polluant sera plus lente que celle de l'eau.
- la dégradation possible du polluant (molécules organiques dégradables).

4.4 Application de la loi de Darcy**4.4.1 Calcul de la ligne piézométrique**

Considérons le schéma de la figure suivante, où la position de la ligne piézométrique est définie par y et l'axe des abscisses représente la distance entre deux aquifères communicants.



Ligne piézométrique entre deux aquifères.

Il est nécessaire de faire des hypothèses avant d'appliquer la loi de Darcy:

- Le gradient hydraulique i est faible et donc $ds = dx$,
- La vitesse verticale est négligeable (conséquence de la première hypothèse)

Le profil vertical de vitesse est uniforme, la vitesse horizontale est constante selon la direction verticale. Le gradient hydraulique s'écrit alors :

$$i = \frac{dy}{ds} \approx \frac{dy}{dx}$$

en régime permanent, le débit unitaire s'exprime:

$$Q = K y \frac{dy}{dx}$$

d'où, par séparation de variable:

$$\int Q dx = \int K y dy$$

en intégrant, on obtient:

$$2Qx = Ky^2 y + C$$

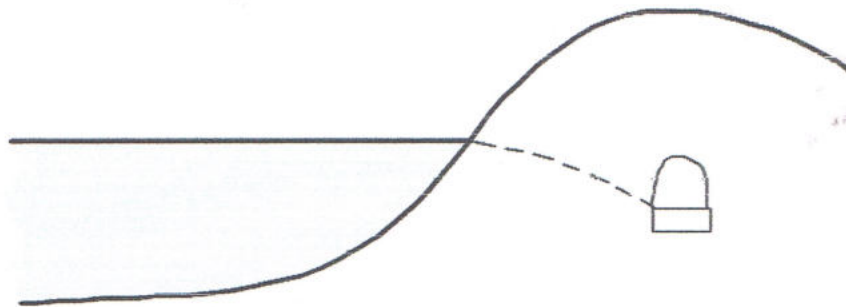
Ce qui est une forme parabolique en y . De plus, en introduisant les conditions aux limites :

$$y = h \text{ à } x = 0, \text{ et } y = H \text{ à } x = R$$

on obtient la relation suivante :

$$Q = \frac{K(H^2 H - h^2 h)}{2R}$$

Cette relation nous permet, par exemple, d'évaluer le débit d'une galerie filtrante, parallèle à une rivière.



Galerie filtrante la long d'une rivière.

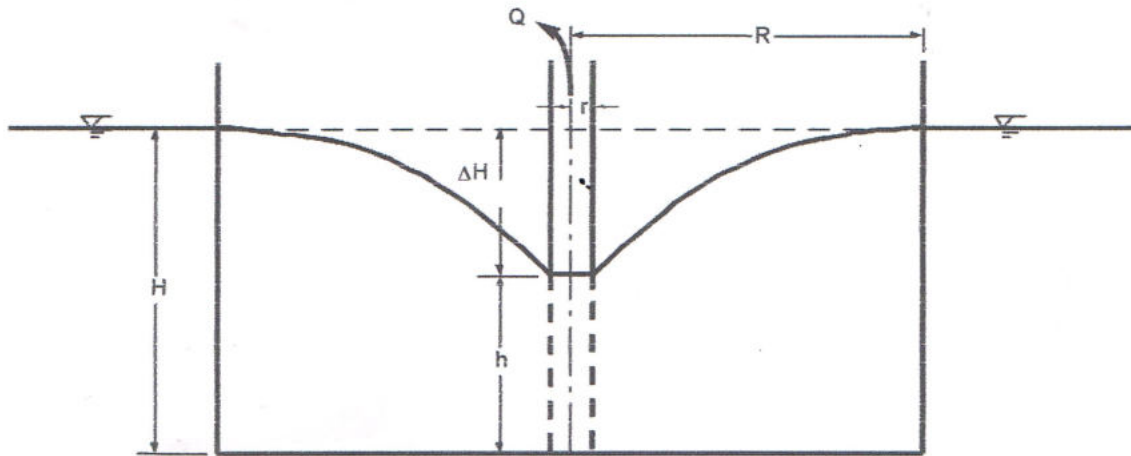
L'équation de la ligne piézométrique peut alors s'écrire en fonction des seuls paramètres géométriques h , H et R . En remplaçant Q par l'expression précédente et en utilisant les conditions aux limites, on obtient :

$$x = \frac{2R(y^*y - h^*h)}{H^*H - h^*h}$$

ou encore :

$$y = \sqrt{\frac{x}{2R}(H^*H - h^*h) + h^*h}$$

4.4.2 Puits en nappe libre



Puits en nappe libre.

A partir d'un pompage Q en régime permanent dans une nappe libre de hauteur H , nous observons un **rabattement** h , stabilisé à long terme. L'affaissement de la nappe est appelé cône d'affaissement et l'on définit par **débit spécifique** le rapport $Q/\Delta h$ et par **rabattement spécifique**, le rapport $\Delta h/Q$. Selon la loi de Darcy :

$$Q = (K i) A$$

où A est l'aire d'alimentation à une position x , équivalente à l'aire d'un cylindre circulaire de rayon x et de hauteur y . Donc cette surface s'évalue par :

$$A = 2 \pi x y$$

avec les mêmes hypothèses que précédemment, quant à l'applicabilité de la loi de Darcy:

$$Q = 2 K \pi x y \frac{dy}{dx}$$

en séparant les variables et en intégrant :

$$\int_r^R \frac{Q}{x} dx = \int_h^H 2 \pi K y dy$$

$$Q \ln(x)_v^R = 2 K \pi \frac{y^*y}{2} \Big|_h^H$$

D'où, finalement :

$$Q = \frac{K\pi(H^2 - h^2)}{\ln(R/r)}$$

Le rayon R n'a pas de limite théoriquement définie en raison de la forme asymptotique du cône. En régime permanent toutefois, le rayon d'influence R est considéré comme l'endroit où l'affaissement ou rabattement est négligeable. Le fait de ne pas connaître avec précision cette limite n'a pas une influence forte sur la valeur du débit. En effet, le rapport R/r est peu sensible puisqu'il agit par son logarithme. En pratique on évalue le rayon d'influence par la formule de Sichardt :

$$R = 3000(H-h)\sqrt{K}$$

En logarithmes décimaux la formule du puits s'exprime par :

$$Q = \frac{K\pi(H^2 - h^2)}{2,303 \log_{10}(R/r)}$$

c'est la forme originale de la formule du puits de Dupuit.

Discussion de la formule de Dupuit

L'augmentation du diamètre du puits augmente la capacité en débit du puits. Cependant l'évaluation de cette augmentation ne peut se faire sans tenir compte de l'évolution de la hauteur piézométrique dans le puits ni du rayon d'influence :

- Le débit est directement proportionnel à la perméabilité.
- L'épaisseur H de la nappe augmente la capacité de pompage du puits.

Conditions d'exploitation d'un puits

Le débit de pompage ne peut être forcé au-delà d'une limite où il crée un écoulement tellement intense près du puits lui-même que les grains du sol les plus petits se déplacent vers les vides et ainsi diminuent la perméabilité du sol à cet endroit. Il s'agit d'un colmatage irréversible. Sichardt a établi la limite de la vitesse de filtration comme étant une vitesse critique à ne pas dépasser :

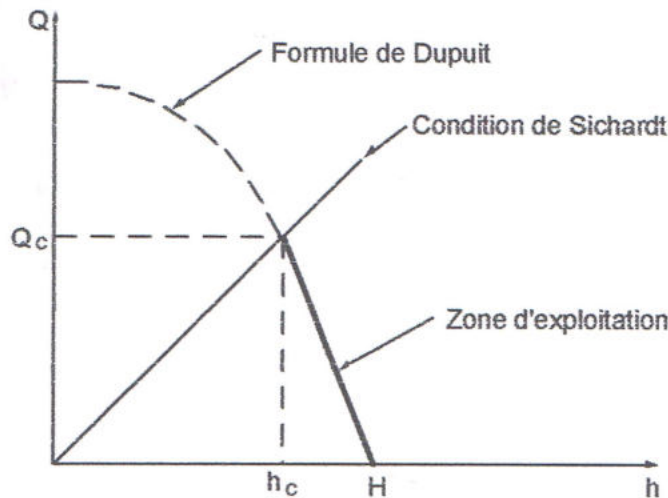
$$V_c = \frac{\sqrt{K}}{15} \text{ [m/s]}$$

Le débit critique se calcule en fonction du rayon du puits :

$$Q_c = \frac{2\pi r h_c \sqrt{K}}{15} \text{ [m}^3\text{/s]}$$

K étant en m/s et r et h en m.

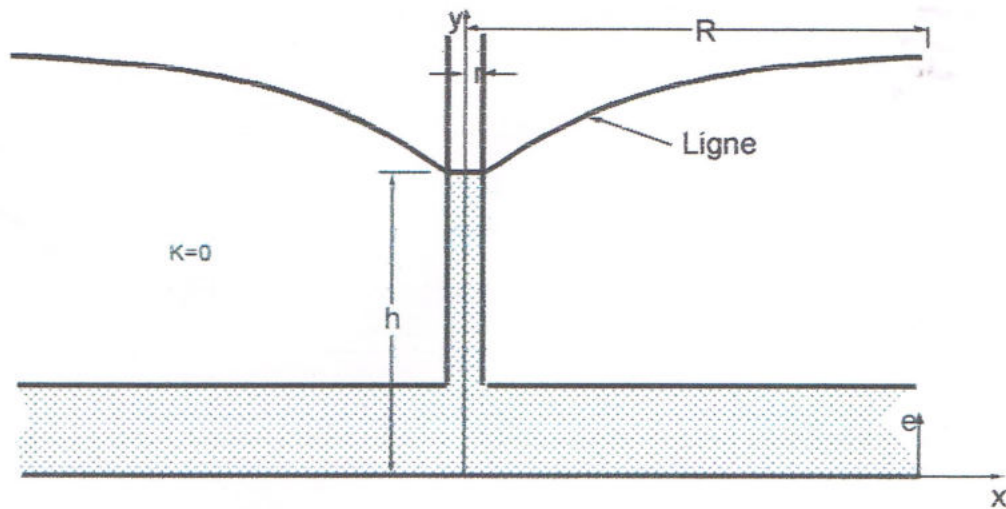
Le débit critique peut être augmenté par l'augmentation proportionnelle du rayon du puits. Si on porte en graphique la formule de Dupuit en mettant en relation le débit et le rabattement, et la condition de Sichardt, on visualise la zone d'exploitation.



Zone d'exploitation d'un puits.

En pratique, en prenant des précautions, on peut augmenter la perméabilité autour du puits en dépassant Q_c pour une courte période de temps. De par la nature des sols à granulométrie variée, on peut essayer d'entraîner les particules fines; il s'agit d'un pompage de formation.

4.4.3 Puits artésien ou en nappe captive



Puits en nappe captive

De même que précédemment pour les nappes libres, selon la loi de Darcy :

$$Q = (K i) A$$

où A est l'aire d'alimentation à une position x , équivalente à l'aire d'un cylindre circulaire de rayon x et de hauteur e , l'épaisseur de l'horizon poreux. Donc cette surface s'évalue par :

$$A = 2 \pi x e$$

avec les mêmes hypothèses que précédemment, quant à l'applicabilité de la loi de Darcy :

$$Q = 2 K \pi x e \frac{dy}{dx}$$

en séparant les variables

$$\int_r^R \frac{Q}{x} dx = \int_h^H 2K \pi e dy$$

$$Q \ln(x) \Big|_r^R = 2K \pi e y \Big|_h^H$$

d'où, finalement:

$$Q = \frac{2K \pi e (H - h)}{\ln\left(\frac{R}{r}\right)}$$

Donc Q est directement proportionnel au rabattement $(H - h)$. Dans la pratique cette formule est limitée aux cas où:

$$H - h < \frac{H - e}{4}$$

Les conditions de vitesse et de débit critiques et ce qui en découle restent les mêmes que pour le cas des nappes libres.