

1.5. Loi de H. Darcy

L'étude de l'écoulement de l'eau dans le milieu poreux a été traitée par la loi de Darcy, (E. Deleporte, 2003).

- Enoncé de la loi, (fig. I.7)

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 ».

Le débit d'eau Q en m^3/s , filtrant dans une colonne de sable de longueur (l) en m, à travers la section (A) en m^2 , est fonction d'un coefficient de proportionnalité (K en m/s), caractéristique de la formation et, de la perte de charge par unité de longueur du cylindre ($\Delta h/l$) sans dimension. Le terme K , appelé coefficient de perméabilité, a la dimension d'une vitesse (m/s). Il matérialise la **fonction circulation** de l'eau souterraine.

$$Q (m^3/s) = K (m/s) \cdot A (m^2) \cdot \Delta h/l \quad (I.7)$$

$$\Delta h/l = i, \text{ d'où } Q = K \cdot A \cdot i$$

La vitesse de filtration v est égale au rapport de la quantité d'eau passant en une seconde sur la surface A . C'est également le produit du coefficient de perméabilité par le gradient hydraulique:

$$v (m/s) = Q/A = K \cdot h/l = K \cdot i \quad (I.8)$$

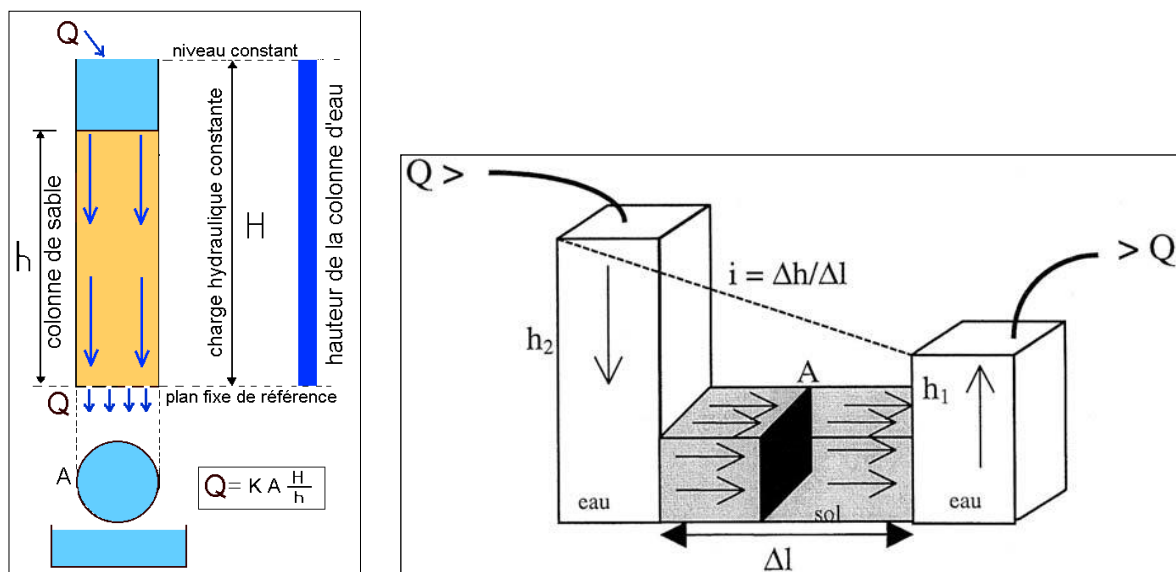


Fig. I.7 : Dispositif expérimental pour la loi de Darcy.

1.5.1. Conditions de validité de la loi de Darcy

Quatre conditions doivent être respectées pour que la loi soit applicable : la continuité, l'isotropie, l'homogénéité du réservoir et l'écoulement laminaire :

- * La continuité est la caractéristique d'un milieu perméable ayant des vides interconnectés dans le sens de l'écoulement. Exemple : sable, grès, alluvions, graviers, calcaire avec des microfissures...
- * L'isotropie se dit d'un milieu dans lequel les caractéristiques physiques (granulométrie en particulier) sont constantes dans les trois directions de l'espace. Dans le cas contraire, le milieu est dit anisotrope.
- * Un milieu est dit homogène lorsque ses caractéristiques physiques sont constantes en tous points dans le sens de l'écoulement. Dans le cas contraire, le milieu est dit hétérogène.

* Un écoulement laminaire est caractérisé par des lignes de courant continues, rectilignes, individualisées et occupant entre elles la même position relative. La vitesse de l'écoulement de l'eau est constante et elle est inférieure à la vitesse critique au-delà de laquelle apparaît l'écoulement turbulent (perte de charge non proportionnelle au débit).

1.6. Gradient hydraulique – Théorème de Bernoulli.

1.6.1. Mesures du gradient hydraulique, (fig. I.8)

Le gradient hydraulique est égal à la différence de hauteur de la surface piézométrique entre deux divisée par la distance qui les sépare.

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 recompacter la roche.
- Le second problème est qu'on trouve en laboratoire des valeurs de perméabilité 10 à 1000 fois plus faibles que dans la nature. Ceci résulte souvent du fait que le milieu naturel est bien plus grand que l'échantillon de laboratoire et peut contenir une porosité secondaire dans des fractures.

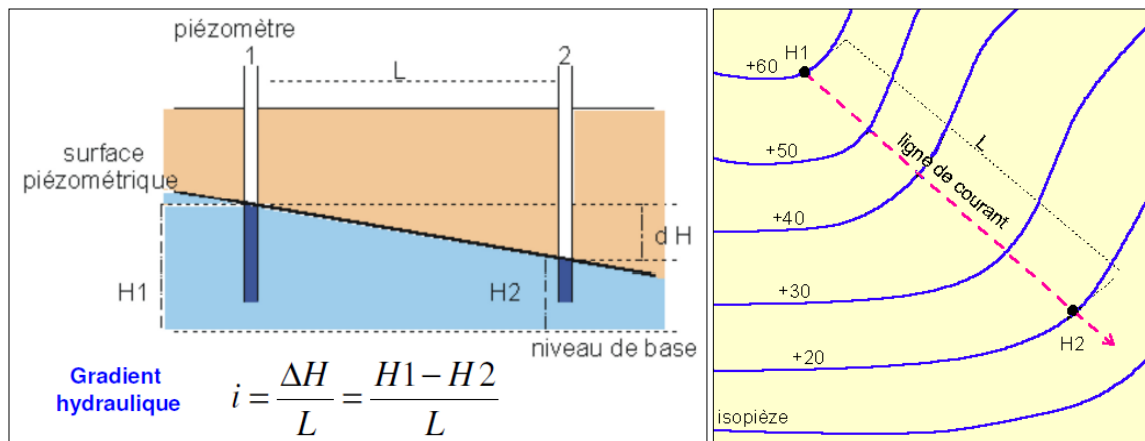


Fig. I.8 : calcul du gradient hydraulique : avec 2 piézomètres ou à partir d'une carte piézométrique

* Ce que ces équations permettent de prédire

L'utilisation sur le terrain de la loi de Darcy et des calculs de gradients hydrauliques permettent en première approximation de:

- prédire la distribution de la charge hydraulique sur toute une nappe à partir de points isolés (conditions stationnaires et transitoires) ;
- prédire les directions de propagation de l'eau (direction d'écoulement) principales ;
- analyser des données concernant le pompage dans un aquifère et estimer les réserves et la conductivité hydraulique d'un aquifère.
- utiliser des modèles de circulation pour prédire l'impact d'un pompage sur l'aquifère ;
- prédire les chemins de circulations des fluides et les vitesses présentes et futures ;
- passé : retrouver les dépôts de minerais, les réservoirs d'hydrocarbures et les chemins de migration ;
- présent : évaluer et lutter contre une pollution, gérer les ressources en eau ;
- futur : prévoir les effets d'un pompage, prédire le transport d'une pollution, trouver des stratégies de dépollution d'un aquifère.

Ce sont toutes ces tâches que l'on attend d'un hydrogéologue.

I.6.2. Théorème de Bernoulli

Exprime le fait que la somme des 3 énergies (potentielle, de pression et cinétique), est constante le long d'une ligne de courant en régime permanent. Cette somme est la charge hydraulique (h_m), (De Marsily, 1981) :

$$h_M = \underbrace{z}_{\text{Energie potentielle}} + \underbrace{\frac{P}{\rho g}}_{\text{Energie de pression}} + \underbrace{\frac{v^2}{2g}}_{\text{Energie cinétique}} \quad (\text{I.9})$$

h_m : charge hydraulique (m), P : pression en un point (Pa ou N/m²), ρ : masse volumique en un point (kg/m³) ; v : vitesse du fluide (m/s) ; g : accélération de la pesanteur (N/kg ou m/s²) ; z : altitude du point (m).

- Fluide non visqueux, écoulement unidimensionnel :

* La charge hydraulique correspond à la hauteur d'équilibre de l'eau en un point donné de l'espace, à laquelle s'élèverait et se stabiliserait pour se mettre en équilibre avec la pression atmosphérique. C'est le poids de la colonne d'eau au-dessus du niveau de référence.

* Niveau piézométrique : altitude du plan d'eau (Sur le terrain, seule la mesure du NP est accessible).

- Par convention, les deux paramètres sont identifiés au NP.

Étant donné que la vitesse d'écoulement dans les sols est très faible, la charge de vitesse est souvent négligée. La charge totale, h , est:

$$h = h_p + z$$

Où h_p : charge de pression

$$h_p = \frac{u}{\rho_w g} = \frac{u}{\gamma_w} \quad (\text{I.10})$$

Avec ;

z : altitude du point par rapport à un plan de référence ; u : pression interstitielle, pression de l'eau au point considéré (en prenant pour origine la pression atmosphérique) ; γ_w : poids volumique de l'eau (10 kN/m³) ; v : vitesse de l'eau au point considéré (m/s).

1.7. Perméabilité

La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique. Elle exprime la résistance du milieu à l'écoulement de l'eau qui la traverse. Elle est mesurée par deux paramètres : le coefficient de perméabilité K (m/s) et la perméabilité intrinsèque k (m² ou en darcy).

I.7.1. Coefficient de perméabilité (conductivité hydraulique ; K (m/s))

Ce coefficient noté K , est défini par la loi de **Darcy** :

$$K = Q / A \cdot i$$

Il a la dimension d'une vitesse et s'exprime en m/s. Tous les matériaux conduisent l'eau à des degrés divers. Les valeurs du coefficient de perméabilité s'échelonnent de **10 à 1. 10⁻¹¹ m/s** et par convention on peut distinguer trois types de formations :

* formations **perméables** : $K > 1. 10^{-4}$ m/s. Exemple : Gravier, sable grossier...

* formations **semi-perméables** : $1. 10^{-4} > K > 1. 10^{-9}$ m/s. Exemple : sable argileux, sable fin...

* formations **imperméables** : $K < 1. 10^{-9}$ m/s. Exemple : argile.

I.7.2. Perméabilité intrinsèque k (m^2 , darcy)

La perméabilité intrinsèque est fonction des caractéristiques du sol, comme la granulométrie, la structure du sol, la distribution porale, la tortuosité, etc. Elle représente les caractéristiques intrinsèques d'un milieu à laisser circuler tout liquide, alors que la conductivité hydraulique représente cette capacité pour un liquide en particulier, l'eau.

La conductivité hydraulique K est fonction de la perméabilité intrinsèque du sol " κ ", de la masse volumique du liquide " ρ_w ", de la viscosité dynamique du liquide " η_w, μ " et de la gravité ' g ' comme le montre l'équation (I.11), (de Marsily, 1994 ; Mai-L.D., 2008,) :

$$\boxed{K = N \cdot d_{10}^2 \cdot \frac{\gamma}{\mu}} \quad \text{Ou,} \quad \boxed{K = \kappa \frac{\rho_w g}{\eta_w}} \quad (\text{I.11})$$

N , coefficient qui dépend de la granulométrie (100), d_{10}^2 , diamètre des grains inférieur à 10%