

## Chapitre I : Introduction à l'hydrogéologie

### 1. Définition

L'hydrogéologie est un terme composée de Hydro qui signifie l'eau (du grec Hydra : l'eau) et géologie qui signifie étude de la terre (géo : la terre et logie "logos" : le discours). L'Hydrogéologie est la science des eaux qui se trouvent à l'intérieur du sol, avec en particulier un accent mis sur sa chimie, son mode de migration et ses relations avec l'environnement géologique. (Davis, 1966).

### 2. But

L'hydrogéologie, a pour but

- Etude des matériaux constituant le sous sol et les structures hydrogéologique (aquifères).
- Permettre d'exploitation des eaux souterraines et la gestion.
- Etudie comment les matériaux géologique influencent sur la circulation et la qualité des eaux souterraines.
- Possède de bonnes connaissances en hydraulique.
- Capable d'estimer la quantité et la qualité de l'eau et présider son comportement dans les aquifères.

### 3. Les types d'eau dans le sol

Le sol contient de la vapeur d'eau localisée dans les pores, sa quantité dépend de la teneur en eau des roches et de la tension de la vapeur. On peut se Trouver face à 4 Types d'eau.

- l'eau hygroscopique ;
- l'eau pelliculaire ;
- l'eau capillaire ;
- l'eau libre.

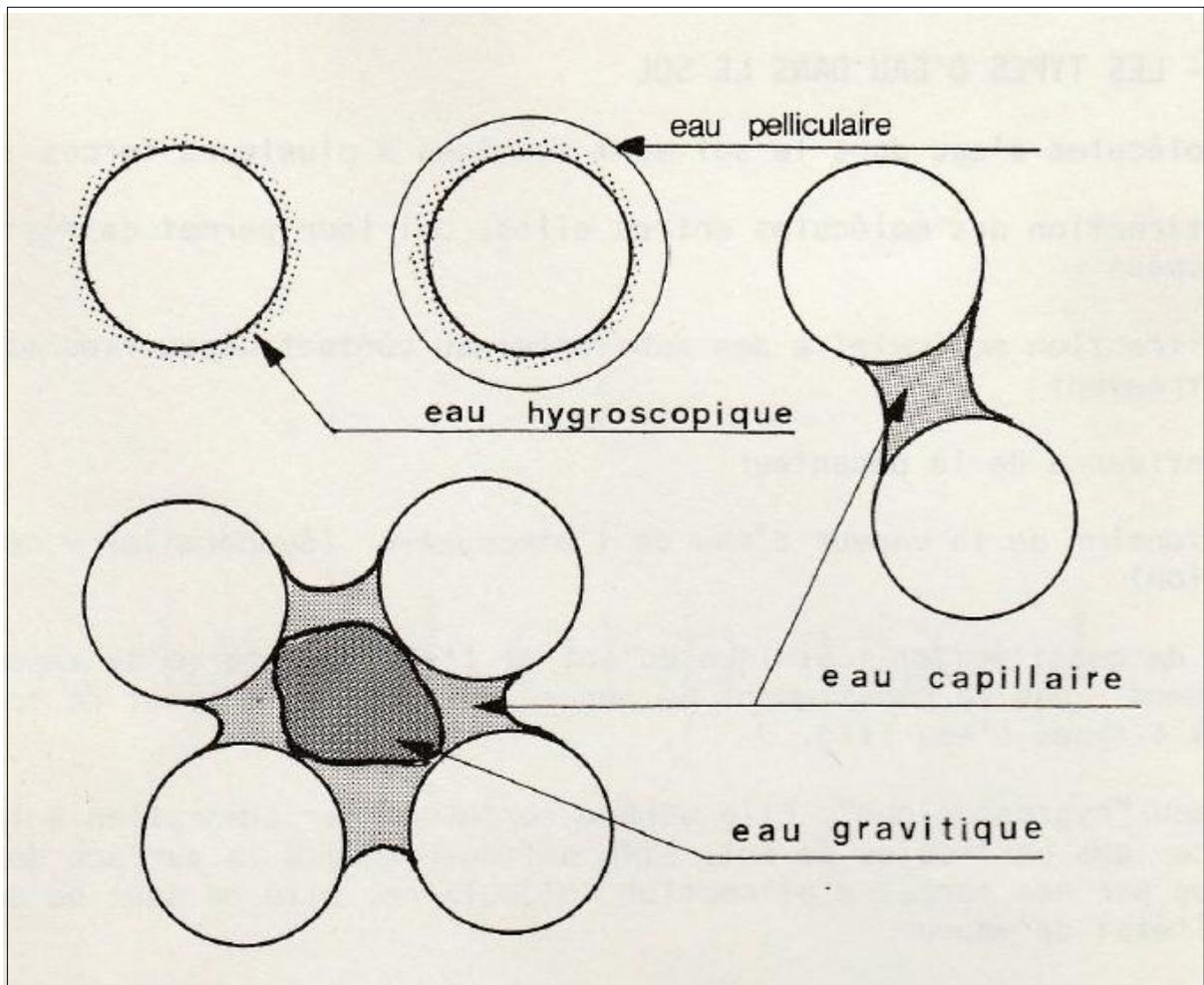
3.1. **l'eau hygroscopique** : eau adsorbée ou de sorption, les particules du sol sont recouvertes d'eau, elle adhère fortement par adsorption à la surface des particules de sol. Elle est maintenue à la surface des particules par des forces d'attraction moléculaire. Elle ne peut se déplacer qu'à l'état de vapeur. la granulométrie qui régit la quantité d'eau hygroscopique, elle varie en moyenne de 15-20% pour les argiles et à 0,2-0,5% pour les sables.

3.2. **l'eau pelliculaire** : elle entoure les particules de sol et leur eau hygroscopique. Le jeu des forces moléculaires entre particules voisines peut permettre à cette eau de se déplacer sous forme liquide. Les eaux hygroscopiques et pelliculaires, appelées aussi eaux liées, ont des propriétés bien différentes de celles de l'eau libre. En particulier, elles ont une forte viscosité, une très forte densité de 1.5, ne transmettent pas les pressions hydrostatiques et ne se déplacent pas sous l'action de la pesanteur. L'eau hygroscopique ne peut être extraite que par un vide poussé, ou par dessiccation. L'eau pelliculaire peut être extraite par centrifugation poussée.

3.3. **l'eau capillaire** : ou film capillaire, c'est celle retenue dans les pores du sol par les forces de capillarité dues à la tension superficielle qui se développe à l'interface eau-air. Elle est soumise à l'action de la pesanteur et elle transmet les pressions. cette eau peut s'élever au dessus de la surface piézométrique des eaux souterraines.

3.4. **l'eau libre** : ou gravitique remplit l'espace resté libre des pores, d'écoule dans le sous sol, elle obéit uniquement à la pesanteur. Elle transmet la pression hydrostatique, et sous l'action des différences de pression, elle peut circuler librement. C'est la partie active des eaux souterraines.

L'eau hygroscopique et l'eau pelliculaire seront impossibles à extraire par les moyens courants de rabattement de nappe ; ce sont les eaux principales des argiles. Par contre l'eau capillaire et surtout l'eau gravitaire se trouvent dans les terrains à granulométrie élevée ; elles seront faciles à extraire. Les terrains saturés d'eau à granulométrie élevée les contiennent en proportion très importante.



## Chapitre II : propriétés petro-physique des matériaux terrestres.

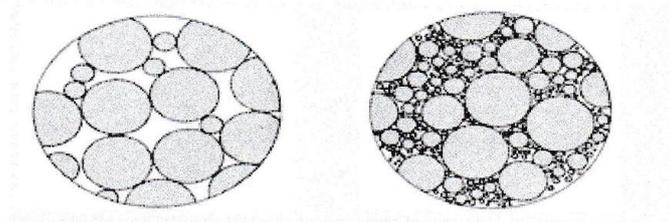
Les principaux paramètres régissant l'écoulement des eaux souterraines sont **la transmissivité, la perméabilité, le coefficient d'emménagement et la porosité efficace**. Certains paramètres sont indispensables pour connaître les débits exploitables par un forage. Ils peuvent être déterminés au laboratoire ou sur le terrain, notamment lors des essais de pompages.

### 1. La porosité

Porosité totale : Propriété d'un corps ou d'un milieu de comporter des vides interconnectés ou non.

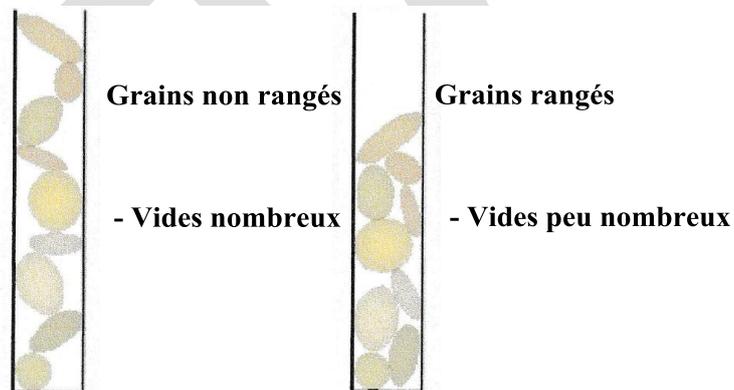
La porosité totale représente l'ensemble des vides présents dans une roche. Elle s'exprime par le rapport du volume des vides au volume total du milieu. La porosité totale ne dépend pas de la taille des grains mais diminue avec :

#### A- l'hétérogénéité des grains



Grains homogènes (bien triés) porosité 30%      Grains hétérogènes (mal triés) porosité 15%

#### B- l'arrangement des grains



Grains non rangés - Vides nombreux      Grains rangés - Vides peu nombreux  
porosité totale importante      porosité totale faible

C- La forme des grains : sphériques, allongés, angulaires.

D- L'intensité de la cimentation de la roche

### La porosité efficace

Rapport du volume d'eau gravitaire qu'un milieu poreux peut contenir en état de saturation puis libérer sous l'effet d'un drainage complet, à son volume total. Les vides présents dans la roche peuvent être :

- connectés entre eux, on parle alors de porosité « ouverte » ;

- sans communication, on parle de porosité « **fermée** ». Dans un milieu poreux, l'eau peut se déplacer uniquement dans les vides interconnectés.

La porosité efficace diminue avec la taille des grains, par exemple les sables présentant plus de porosité « fermée » que les graviers. Elle peut être déterminée en laboratoire ou sur le terrain, par égouttage de la roche.

## Typologie des porosités

**Tableau 01:** Quelques ordres de grandeurs des valeurs de porosités totale et efficace

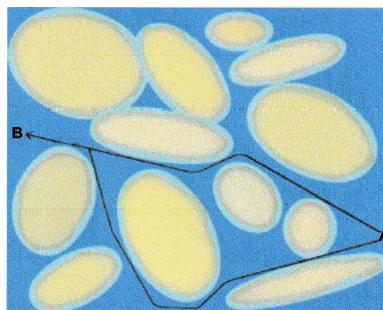
	<b>Porosité totale</b>	<b>Porosité efficace</b>
<b>Sables</b>	20 à 40%	10 à 25 %
<b>Craie</b>	10 à 40%	1 à 5%
<b>Calcaires massifs fissurés</b>	1 à 10%	1 à 5%
<b>Argiles</b>	40 à 50%	1 à 2%

### 2. La perméabilité (ou vitesse d'écoulement)

Est l'aptitude d'un milieu à se laisser traverser par un fluide (liquide ou gaz), sous l'effet d'un gradient hydraulique (exprimé la résistance du milieu à l'écoulement de l'eau qui le traversent). Plus la perméabilité est élevée, plus l'eau s'écoulera vite. Cette perméabilité est due à l'existence d'une porosité efficace, c'est-à-dire à l'existence de vides interconnectés. Selon le type de porosité, il existe une perméabilité «en petit» (circulation dans les pores) et une perméabilité « grand » (circulation dans les fissures, fractures, karsts...).

L'eau ne circule pas en ligne droite dans une nappe et peut emprunter différents chemins pour aller d'un point A à un point B. La distance réelle parcourue par les eaux souterraines est donc plus importante que la distance en ligne droite entre le point A et le point B. Cette distance réelle est difficile à connaître et dépend de la porosité efficace de la roche traversée.

IL ne serait alors pas juste de calculer la vitesse d'écoulement des eaux souterraines comme on détermine la vitesse d'un train, soit en faisant le rapport entre la distance entre le point A et le point B et le temps mis par les eaux pour parcourir cette distance.



C'est pourquoi, la notion de perméabilité permet d'appréhender la vitesse réelle des eaux souterraines, en prenant en compte la porosité efficace de la roche traversée.

### Le coefficient de perméabilité (de Darcy):

Paramètre mesurant la perméabilité d'un corps (roche, matériau) assimilé à un milieu continu et isotrope vis-à-vis d'un fluide homogène déterminé, de densité et viscosité cinématique constantes, notamment de l'eau. Il exprime le volume de fluide qui traverse, en une unité de temps, sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique, une unité de surface orthogonale à la direction du flux dans des conditions de validité de la loi de Darcy. Il s'agit de la constante de proportionnalité  $k$  liant la vitesse de filtration au gradient hydraulique dans la loi de Darcy.

### Mesure de la perméabilité

Dans un sol peu Cohérents (meuble), l'expérience de Darcy consiste à mesurer le débit et le gradient hydraulique

$$k = \frac{Q}{S \frac{h_1 - h_2}{L}}$$

S : section de passage

Q : débit au travers de la section

Dans un sol Cohérents (consolidé), l'essai est consisté à injecter l'eau sous pression (P1) et à mesurer la pression (P2) et le débit à la sortie(Q), le gradient de pression :

$$\frac{P_1 - P_2}{L} \text{ (m}^2\text{/s) équivalent de la transmissivité}$$

### Relation Porosité-Perméabilité

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

### 3. La transmissivité

C'est le produit du coefficient de la perméabilité moyenne par l'épaisseur de l'aquifère, exprimé en (m<sup>2</sup>/s)

$$T = k \cdot e$$

La transmissivité d'un aquifère représente la capacité d'un aquifère à mobiliser l'eau qu'il contient. Elle se détermine lors de pompages d'essai.

### 4. Le coefficient d'emmagasinement

Le coefficient d'emmagasinement (S) représente la quantité d'eau libérée sous une variation unitaire de la charge hydraulique, c'est-à-dire sous l'effet d'une baisse du niveau d'eau. Il conditionne l'emmagasinement de l'eau souterraine mobile dans les vides du réservoir. Dans un aquifère captif ou semi-captif l'expulsion de l'eau est le résultat de la compression de l'aquifère et de la baisse du niveau statique lors du pompage provoquant une baisse de pression, une détente élastique et une déformation du solide libérant l'eau (actions d'élasticité de l'eau et du solide). Les modules d'élasticité étant faibles, le volume d'eau libéré est beaucoup plus petit, à caractéristiques égales, que pour les nappes libres.

Dans un aquifère libre, l'eau est libérée par l'action des forces de gravité (drainage). Le coefficient d'emmagasinement est égal, en pratique, à la porosité efficace et sa signification est indépendante du temps. Les valeurs usuelles vont de 1% pour certains limons et jusqu'à 30-40% pour des alluvions grossières.

Le coefficient d'emmagasinement dans les nappes captives dépend de l'élasticité des roches et de l'eau, sa valeur est de l'ordre de  $10^{-4}$  à  $10^{-6}$ .

Dans les nappes libres, il est équivalent à peu près à la porosité efficace de la roche (car dans une nappe libre les effets de l'élasticité de la roche et de l'eau sont négligeables, est de l'ordre de  $10^{-1}$  à  $10^{-2}$ ).

### **5. La conductivité hydraulique**

Est une grandeur qui exprime l'aptitude d'un milieu poreux à laisser passer un fluide sous l'effet d'un gradient de pression.

La conductivité hydraulique est une grandeur qui dépend à la fois des propriétés du milieu poreux où l'écoulement a lieu (granulométrie, forme des grains, répartition et forme des pores, porosité inter-granulaire), des propriétés du fluide qui s'écoule (viscosité, densité) et du degré de saturation du milieu poreux. La conductivité hydraulique exprimée en mètres par seconde (m/s).

$$K = \frac{k\rho g}{\mu}$$

avec

k : la perméabilité intrinsèque du milieu poreux ( $m^2$ ) ;

$\rho$  : la masse volumique du fluide ( $kg/m^3$ ) ;

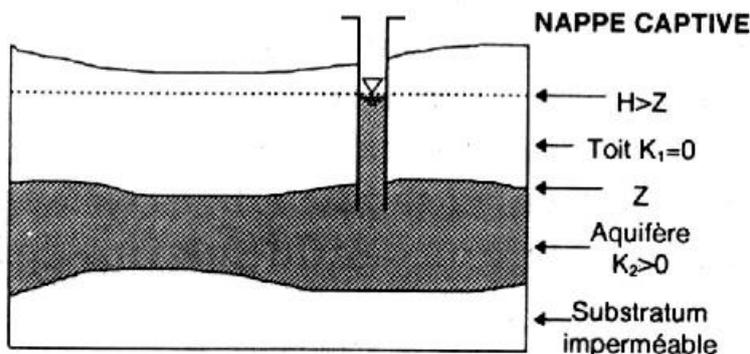
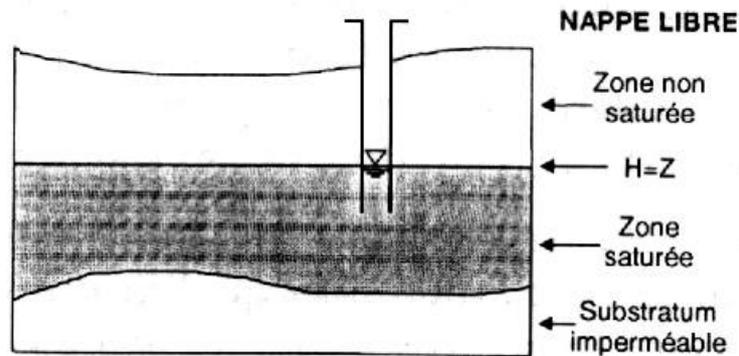
g : l'accélération de la pesanteur ( $m/s^2$ ),

$\mu$  : la viscosité dynamique du fluide ( $kg/m^{-1}.s^{-1}$ ).

### Chapitre III : Les réservoirs d'eau naturelle

On appelle **nappe aquifère** l'ensemble 3D de l'eau circulant dans un sous-sol perméable et **surface piézométrique** sa surface supérieure d'équilibre. L'eau circule dans les interstices présents dans les roches qui représentent un volume de vides (appelé aussi **porosité**) de quelques pourcents à quelques dizaines de pourcents.

La surface piézométrique correspond à un niveau de pression hydrostatique de la colonne d'eau. Surface piézométrique et limite supérieure de la zone saturée dans le sous-sol sont confondues pour les **nappes libres**. La surface piézométrique se situe **en dessus** de la zone noyée pour les **nappes captives**. C'est le cas par exemple lorsque la zone saturée est recouverte par un horizon imperméable à une cote inférieure à celle de la surface piézométrique.



Typologie des nappes : nappe libre (en haut), nappe captive (en bas). H : surface piézométrique ; Z : limite supérieure zone saturée ; K : perméabilité.

La **surface piézométrique** correspond à la pression hydrostatique de la colonne de l'eau. La limite supérieure de l'aquifère peut également être recouverte par une couche moins perméable : on parlera alors du **toit** de la nappe. La limite inférieure d'un aquifère est donnée par une formation géologique de perméabilité relativement faible. Si le corps même de l'aquifère est de nature particulière (sable, gravier, cailloux, ...) et le fond est formé par une masse rocheuse massive on appellera ce fond «substratum imperméable». Il est important de noter que le terme «aquifère» peut être associé à n'importe quelle formation géologique selon l'intérêt hydrogéologique et pratique. La formation rocheuse massive peu perméable désignée auparavant «substratum imperméable» peut devenir l'aquifère d'intérêt dans un contexte différent (par exemple absence d'autres formations plus perméables).

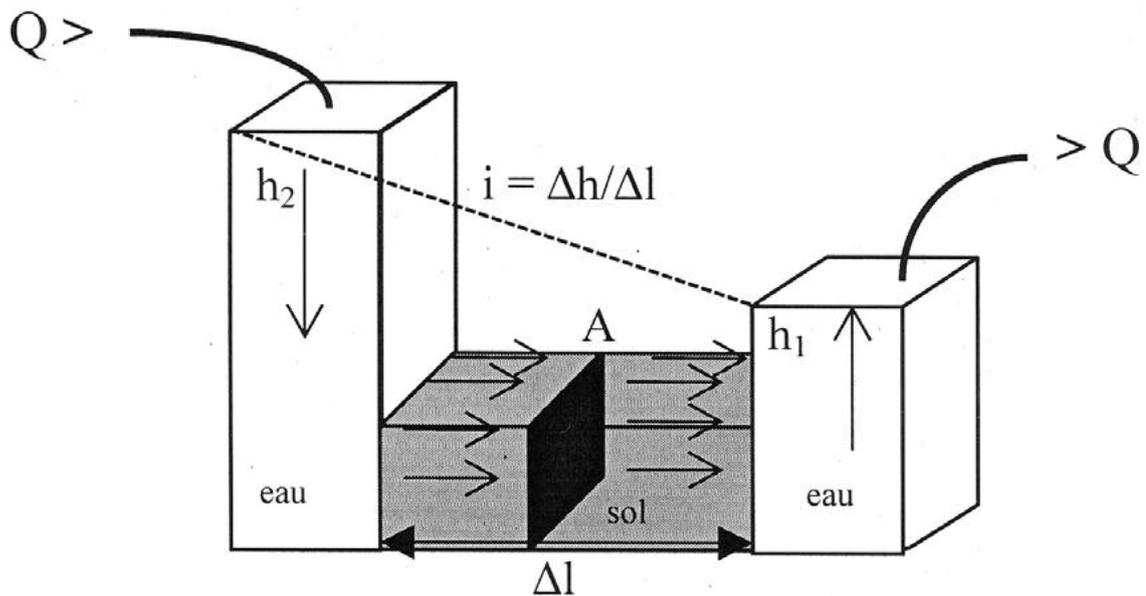
## 1. La loi de Darcy

### 1.1. Définition

D'un point à l'autre la hauteur d'eau d'un aquifère est facile à prévoir quand les fissures ou interstices remplis d'eau sont interconnectés et de taille 'raisonnable' par rapport à l'échelle d'observation. Ce n'est pas le cas dans des systèmes en présence de grandes fissures ou galeries non connectés – exemple karst. Dans le premier cas, la hauteur et l'écoulement de l'eau dans le sous-sol dépend alors d'un certain nombre de paramètres qu'exprime la loi de Darcy. L'écoulement dépend :

- de la résistance qu'oppose le sol à l'avancement de l'eau. Un matériau à texture fine tels les limons ou argiles laisseront difficilement passer l'eau tandis que des galets empilés opposeront peu de résistance à l'avancement. Cette caractéristique propre au matériau est appelée **perméabilité K [m/s]**. Elle est fonction de la taille des grains et diminue donc en fonction de leur granulométrie :  $K_{\text{galets}} (\sim 10^{-2} \text{ m/s}) > K_{\text{sable}} (\sim 10^{-4} \text{ m/s}) > K_{\text{limons}} (\sim 10^{-6} \text{ m/s}) \gg K_{\text{argile}} (\sim 10^{-11} \text{ m/s})$ . En hydrogéologie, l'argile est considérée comme imperméable, ce matériau constitue une barrière étanche à l'avancement de l'eau ;
- du **débit d'eau Q [m³/s]** entrant et sortant dans la zone d'observation ;
- de la **section de passage A [m²]** de l'eau dans le sous-sol, c'est à dire la hauteur de la colonne d'eau multipliée avec la largeur de l'aquifère ;
- et finalement du gradient hydraulique adimensionnel  $i = \Delta h / \Delta l$  qui correspond à la différence de hauteur de la surface piézométrique  $\Delta h$  [m] entre deux points d'observations séparés d'une distance  $\Delta l$  [m]. C'est la pente de la surface de l'eau souterraine.

$$Q = K A i$$

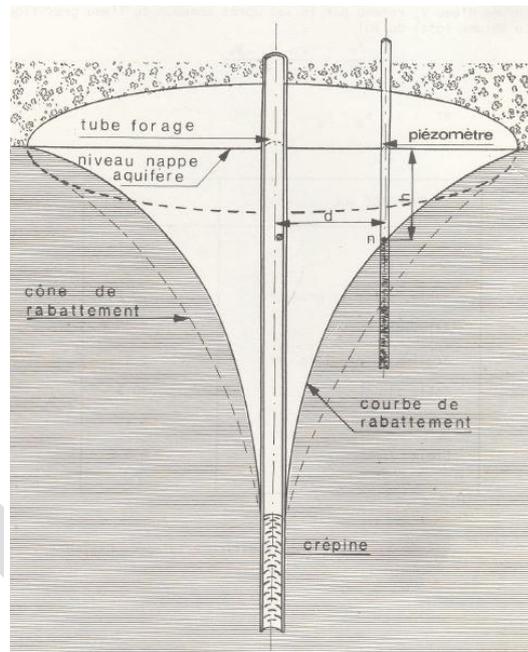


$i$  : gradient hydraulique  $(h_2 - h_1) / \Delta l$

## 2. Écoulement de l'eau dans le sol

### 2.1. Gradient hydraulique

Enfonçons dans un sol saturé d'eau un tube à l'extrémité duquel est fixée une crépine. Si l'on équipe l'autre extrémité avec une pompe, il se produit, lors de la mise en marche de celle-ci, une dépression à l'intérieur du tube ; le niveau de la nappe baisse, et ce d'autant plus que l'on se rapproche du forage. L'eau est mise en mouvement en direction de la crépine. La limite entre terrain asséché et terrain saturé d'eau forme une surface de révolution que l'on appelle « cône de rabattement ».



Coupons maintenant ce cône par un plan vertical passant par l'axe du tube. On obtient une courbe que l'on a appelée « courbe de rabattement ». Il est possible de mesurer les hauteurs de ce rabattement en enfonçant un tube muni d'une crépine, à une distance telle qu'il coupe la courbe.

Soit un point  $n$  sur la courbe, situé à une distance  $d$  du forage. La force qui engendre le déplacement de  $n$  vers la crépine est égale à  $h$  différence de cote entre le niveau initial de la nappe aquifère, et le niveau rabattu en ce point. On l'appelle le « charge hydraulique » ou « rabattement ».

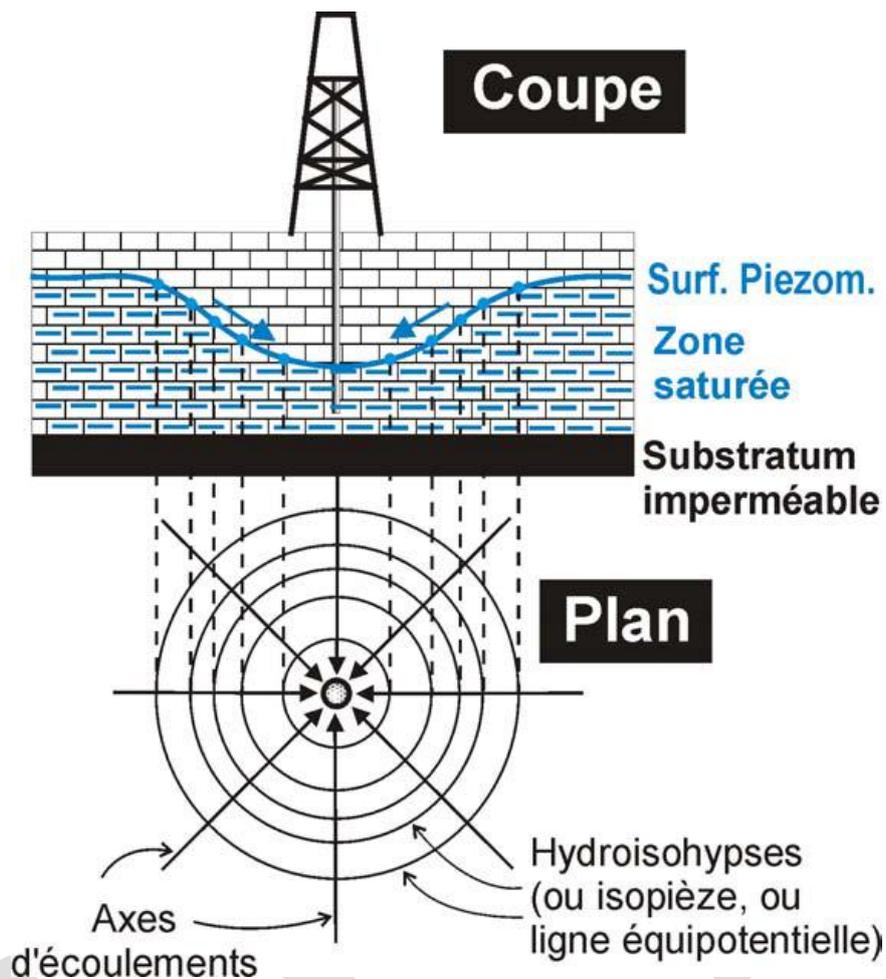
Pour un même temps de pompage et pour un même débit, tous les points situés sur cette courbe définissent la courbe de « rabattement – distance ».

On appelle le gradient hydraulique en un point donné du terrain la perte de charge par unité de longueur

$$i = \frac{h}{d}$$

### 2.2. Axes d'écoulement

Les axes d'écoulement se présentent sous forme de **flèches pointant vers le bas**. Ils correspondent à la pente de la surface donnée par les courbes isopièzes, et donc au gradient d'écoulement de l'eau dans le sous-sol. Ils se construisent sur une carte en traçant des courbes recoupant à angle droit les hydroisohypses qu'ils traversent. On obtient ainsi les cheminements de l'eau dans le sous-sol.



Un pompage génère un rabattement de la surface piézométrique. Du fait, les axes d'écoulement pointent naturellement vers le centre du puits (figure ci-dessus dessinant la trajectoire moyenne d'une molécule d'eau). Les axes permettent ainsi de prévoir le cheminement de l'eau, et donc le cheminement d'une pollution dissoute. Ainsi, en cas de pompage dans un aquifère en mouvement (figure ci-dessus) toute eau et toute pollution contenue dans le cône d'appel atteindra le pompage.

### 2.2.1. Interprétation des axes d'écoulement

Un **écoulement uniforme** (figure 1a) est caractérisé par un espacement constant des hydroisohypses et des axes d'écoulement.

Un **écoulement non uniforme** est caractérisé par un resserrement des hydroisohypses (figure 1b). Ce resserrement correspond à une pente croissante de la surface piézométrique, et à une accélération de la vitesse du front d'eau.

L'**écoulement convergent** est caractérisé par des courbes hydroisohypses concaves vers l'aval, et en conséquence un resserrement des axes d'écoulement vers l'aval. Ce cas peut correspondre par exemple à la formation d'un axe de drainage souterrain, et/ou une nappe qui commence à alimenter la rivière. La surface piézométrique de la nappe se situe alors en dessus de la cote topographique du cours d'eau. On observe cette situation par exemple dans les cas où une vallée alluvionnaire aquifère se resserre en fonction de la présence d'un étroit rocheux. La figure 3a illustre le cas d'une nappe alimentant la rivière.

Des **écoulements divergents** (figure 2a) sont caractérisés par des courbes hydroisohypses concaves vers l'amont. Ils indiquent donc un «étalement des masses d'eau» dans la projection donnée. En hydrogéologie, cette situation peut correspondre à une rivière

qui alimente une nappe phréatique en s'infiltrant dans celle-ci, situation qui peut être observée dans le cas où une rivière enfermée dans un lit étroit atteint une vallée plus large. Dans cette situation il peut y avoir diminution du débit de la rivière en fonction de l'infiltration de l'eau dans le sous-sol. La figure 2b illustre le cas d'une rivière qui alimente la nappe.

Les axes d'écoulement permettent également de visualiser l'effet **des lignes de partages des eaux** (figure 4). Un tuyau injectant sous pression de l'eau dans l'aquifère génère une crête d'eau dans le sous-sol. L'eau se situant de part et d'autre de cette crête ne se mélangera plus, d'où le nom de ligne de partage des eaux. Les axes d'écoulement illustrent cette situation car ils partent de la crête en deux directions distinctes. En cas de problèmes de pollution des sols on peut de cette façon protéger un site sensible (captage des eaux par exemple), ou inversement isoler une zone polluée. Plus généralement, à chaque écoulement divergent et à chaque rivière alimentant une nappe correspond une ligne de partage.

Un **lac** (figure 5) peut être un déversoir d'une nappe souterraine. Des plans d'eau ou marécages sans cours d'eau entrant/sortant peuvent par exemple correspondre à cette situation.

Les **barrières étanches** (figures 6a, b) correspondent à des limites rocheuses généralement de perméabilité diminuée par rapport à l'aquifère d'intérêt. Typiquement, un substratum imperméable encaissant un aquifère fluvial correspond à cette situation. En cas où il y a ni perte ni apport d'eau par la barrière, les axes d'écoulement sont essentiellement parallèles à la barrière. Des axes partant de la barrière (exemple : ruissellement d'eau le long d'une pente rocheuse atteignant l'aquifère) ou inversement entrant dans la barrière (perte d'eau d'un aquifère fluvial dans un système karstique) indiquent respectivement que la barrière fournit ou soutire de l'eau à l'aquifère d'intérêt.

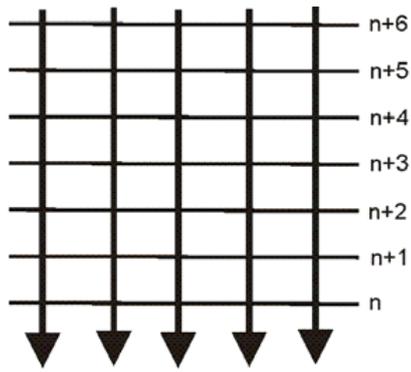


Fig. 1a

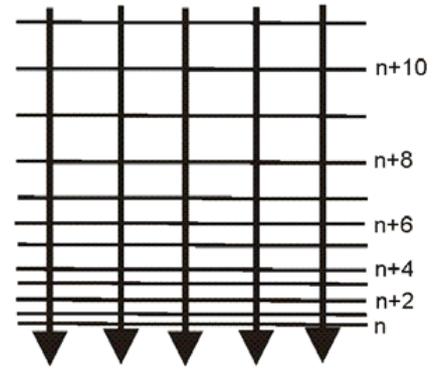


Fig. 1b

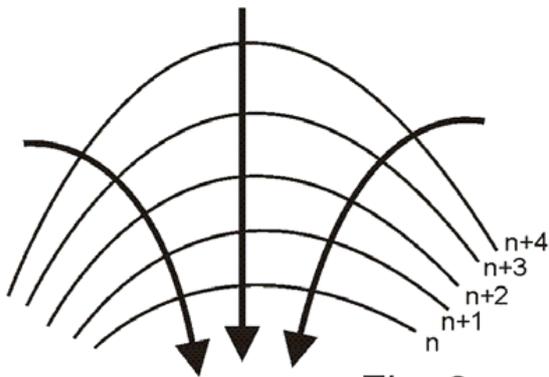


Fig. 2a

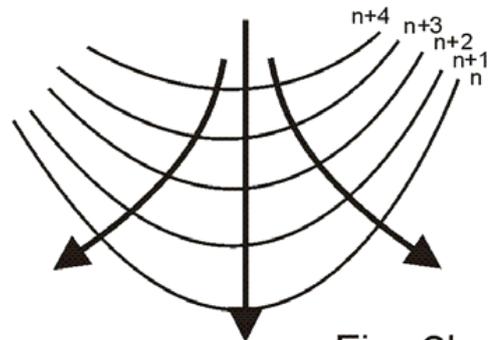


Fig. 2b

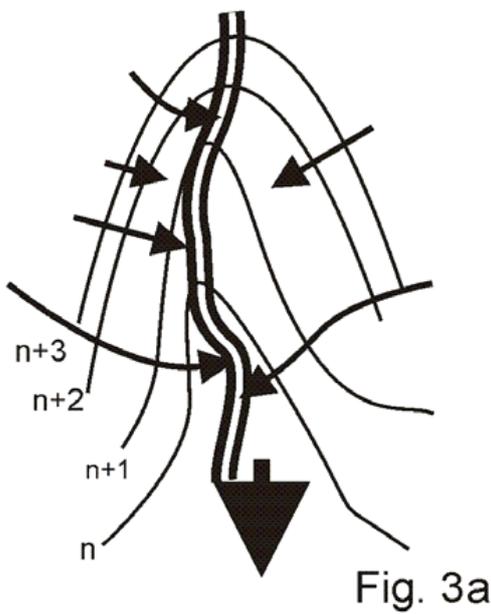


Fig. 3a

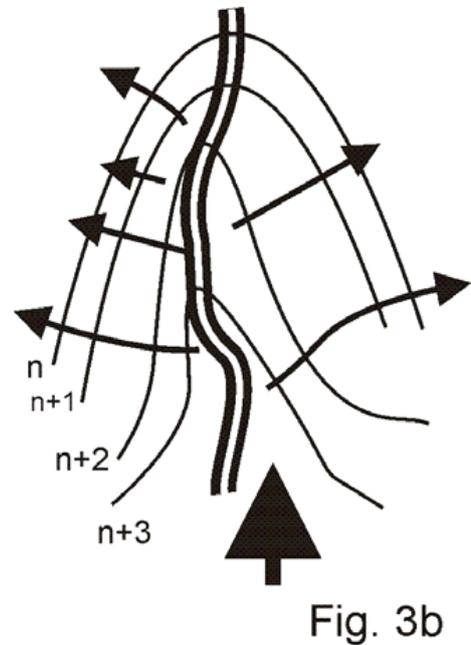
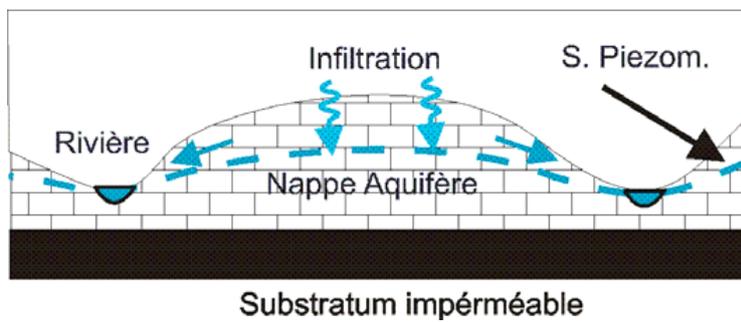


Fig. 3b



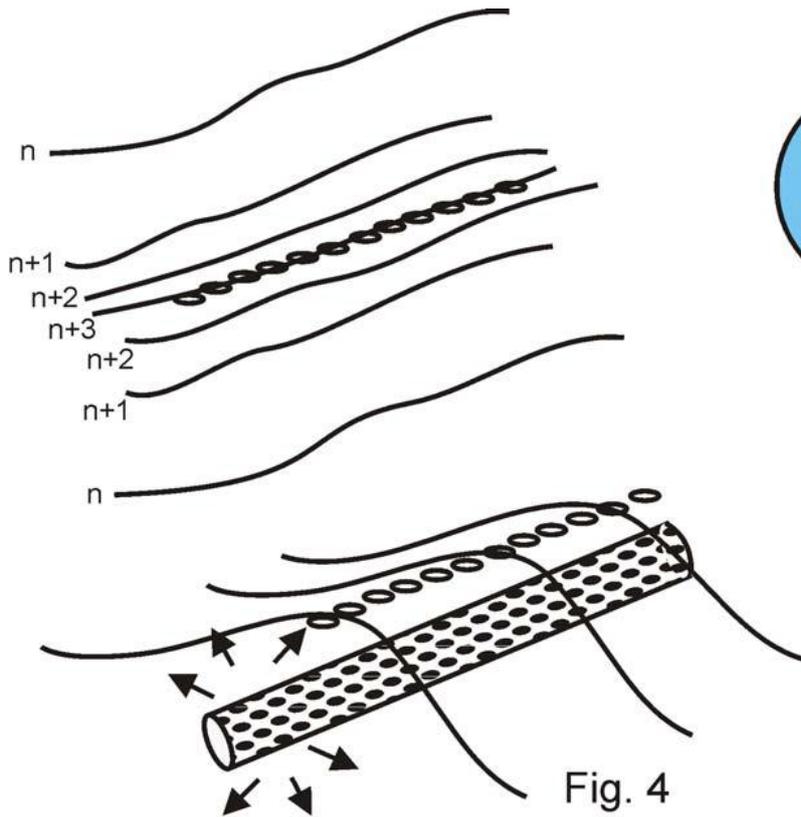


Fig. 4

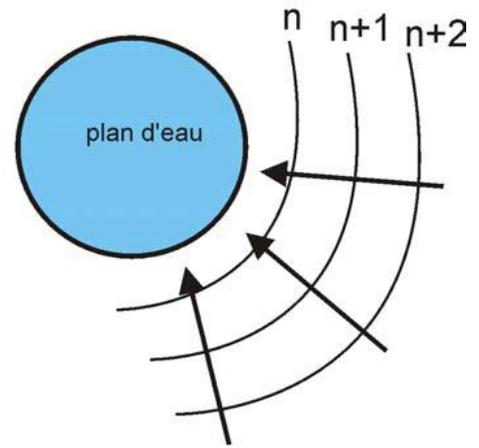


Fig. 5

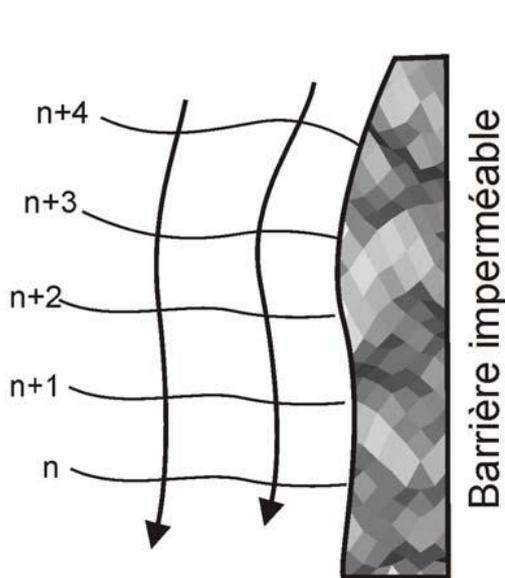


Fig. 6a

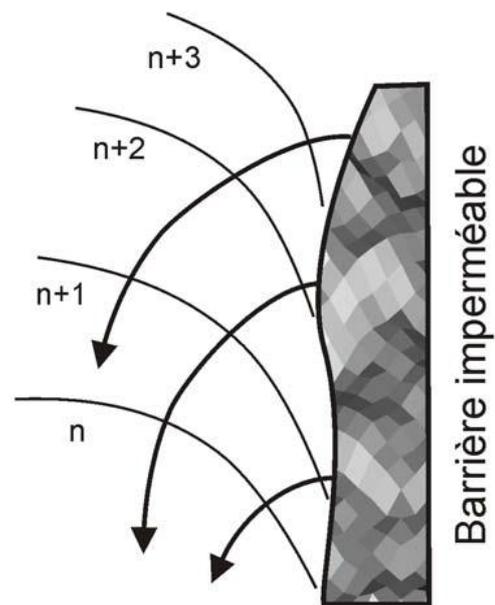


Fig. 6b

### 3. La carte hydrogéologique

La carte piézométrique représente à une date donnée, la distribution spatiale des charges et des potentiels hydriques, elles figurent également des conditions aux limites.

#### 3.1. Hydro-isohypses et surface piézométrique

Les **hydro-isohypses** (synonyme **iso pièzes**) caractérisent les courbes de même pression hydrostatique dans le sous-sol.

Dans le cas des **nappes libres**, il s'agit de courbes de même niveau d'eau dans le sous-sol. Elles sont indiquées sous forme de courbes continues bleues sur les cartes hydrogéologiques, les courbes maîtresses sont tracées en gras. Les niveaux d'eau sont donnés en mètres au dessus du niveau de la mer, l'espacement des courbes (habituellement 1 m) dépend du pendage général de l'aquifère. Des courbes intercalées peuvent être indiquées en pointillés dans des zones à plus faible pendage.

Dans le cas de **nappes captives**, les hydro isohypses se situent en dessus du niveau d'eau dans le sous-sol, qui lui est contraint par une couche imperméable. Les hydro isohypses sont alors indiqués en courbes bleues discontinues sur les cartes hydrogéologiques. La pression peut être telle que les hydro isohypses sont situés au-dessus du sol. L'eau sortira alors d'elle-même d'une source naturelle ou d'un puits artificiel, les deux devant traverser la couche imperméable. Il s'agit alors d'une source ou d'un puits artésien. Les rabattements d'une nappe suite à la collecte de volume d'eau importants dans une zone de captivité peuvent amener la fin de phénomène d'artésianisme suite à l'abaissement de la pression hydrostatique au dessous du niveau du sol - aux alentours du puits uniquement ou de la zone de captivité en général.

### **3.2. Mesure des niveaux piézométriques**

Elles doivent être effectuées avec des piézomètres dans des conditions de stabilisation et pour l'ensemble de la région cartographique au cours d'une période la plus courte possible.

### **3.3. Elaboration d'une carte piézométrique**

1- choix de l'équidistance des courbes hydro-isohypses. L'équidistance des courbes est la distance constante entre des plans horizontaux d'égal niveau piézométrique.

2- tracé des courbes hydro-isohypses, par la détermination des points de passage des courbes piézométriques entre deux points.

### **3.4. Interprétation de la carte piézométrique**

Elle est basée sur :

- La détermination du sens d'écoulement souterrain ;
- Calcul du gradient hydraulique « i » ;
- La détermination des conditions aux limites ;
- Les échanges de la nappe :

Si le contact entre les courbes de niveau piézométrique est perpendiculaire à la limite du terrain, le flux est nulle (absence d'alimentation).

Si le contact est parallèle, le flux est entrant (zone d'alimentation).

Si le contact est incliniez, on a une alimentation partiel.