

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Université des Sciences et de la Technologie d'Oran Mohamed BOUDIAF



Faculté d'Architecture et de Génie Civil

Département de Génie Civil

Polycopié de cours intitulé :

Hydrogéologie

Élaboré par: Mme BOUALLA Nabila (Docteur en Génie Civil/

Option Géotechnique- Matériaux, U.S.T.O)

Avant-propos

Le présent polycopié de cours d'hydrogéologie a été élaboré conformément au programme officiel du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique. Il est destiné aux étudiants de première année Master Géotechnique **de l'Université des Sciences et de la Technologie d'Oran – Mohamed Boudiaf (USTO-MB)**, dans le cadre de l'enseignement en ligne.

Ce support pédagogique vise à fournir aux étudiants les bases fondamentales de l'hydrogéologie, nécessaires à la compréhension du comportement des eaux souterraines et de leurs interactions avec les sols et les formations géologiques. Il a pour objectif de développer les connaissances relatives aux caractéristiques hydrogéologiques des nappes, aux aquifères, ainsi qu'aux principes des essais de pompage, éléments essentiels dans la formation de l'ingénieur géotechnicien.

Le document est structuré en cinq chapitres.

- Le premier chapitre présente les généralités et notions introducives de l'hydrogéologie.
- Le deuxième chapitre est consacré au : Comportement des systèmes aquifères en réservoir
- Le troisième chapitre aborde le comportement des systèmes aquifères en conduite
- Enfin, le quatrième chapitre traite les réseaux d'écoulement

Ce polycopié constitue un outil pédagogique de référence, destiné à accompagner les étudiants tout au long de leur apprentissage et à faciliter l'acquisition des compétences fondamentales en hydrogéologie appliquée à la géotechnique.

SOMMAIRE

Avant-propos

Chapitre 1 : Généralités	p. 4
1. Généralités	4
2. Cycle hydrologique	4
3. Les ressources en eau sur la planète	6
3.1. Quantité totale d'eau sur Terre	6
3.2. Ressource en eau en Algérie	8
Chapitre 2 : Comportement des systèmes aquifères en réservoir	p. 9
1. Quelques définitions	9
2. Identification géologique de l'aquifère	11
3. Identification hydrodynamique de l'aquifère	12
4. Formations hydrogéologiques et aquifères	12
4.1. Formations perméables	13
4.2. Formations imperméables	13
4.3. Formations semi-perméables	13
5. Types hydrodynamiques	14
5.1. Hydrodynamique avec fluctuations libres	14
5.2. Géologique imperméable	16
5.3. Géologique semi-perméable	16
5.4. Les nappes alluviales (Nappe non soutenue ou perchée)	16
5.5. Les nappes des roches dures fissurées de socle	17
6. Classification hydrogéologique des réservoirs	17
7. Caractéristiques physiques du réservoir	18
7.1. Morphologie des pores	19
7.2. Morphologie des fissures	19
7.3. Interconnexion des vides	19
7.4. Forme et dimensions des grains	20
7.5. Arrangement des grains	20
7.6. Volume des vides	22
7.7. Emmagasinement souterrain	23
Chapitre 3 : Comportement des systèmes aquifères en conduite	p. 24
1. Introduction	24
2. Différents états de l'eau dans le sol	24
3. Expérience de Darcy	25
3.1. Charge hydraulique	27
3.2. Limites de validité de la loi de Darcy	28
3.2.1. Gradients faibles	29
3.2.2. Gradients forts	29
3.3. Perméabilité	30
3.4. Transmissivité	31
4. Perméabilité et porosité	31
4.1. Milieu poreux et milieu fissuré	31
4.2. Milieu continu et discontinu	31
4.3. La porosité des formations aquifères	31
4.3.1. Porosité des roches à porosité d'interstices	32
4.3.2. Porosité des roches consolidées	32

5. Mesure de la perméabilité	33
5.1. Problèmes posés par l'échantillonnage.....	33
5.2. Estimation de la perméabilité.....	33
5.2.1. Le cas d'une roche meuble.....	33
5.2.2. Pour les sols compactés.....	34
6. Écoulement dans les terrains stratifiés	36
6.1. Perméabilité moyenne horizontale (kh).....	37
6.2. Perméabilité moyenne verticale (kv).....	37
6.3. Coefficient de perméabilité équivalent.....	39

Chapitre 4 : Réseaux d'écoulement..... p. 40

1. Introduction.....	40
2. Hypothèses de bases.....	40
3. Vitesse de l'eau dans les sols.....	40
4. Écoulements plans	41
4.1. Description analytique.....	42
4.2. Description graphique.....	43
4.2.1. Cas simple de l'écoulement unidimensionnel.....	44
4.2.2. Cas d'écoulements bidimensionnels.....	45
4.2.3. Écoulement à trois dimensions (3D).....	47
4.2.3.1. Essai de pompage en régime permanent : formule de Dupuit.....	47
4.2.3.2. Rayon d'action et mesure du coefficient de perméabilité k in situ...	48
4.2.3.3. Essai LEFRANC.....	49
5. Force d'écoulement, gradient critique et phénomène de Renard	50
5.1. Forces sur un élément de sol - phénomène de boulance.....	50
5.2. Le gradient hydraulique critique ic.....	51
5.3. Phénomène de renard (ou piping pour les Anglo-saxons).....	52

Références bibliographiques

Chapitre 1. Généralités

1. Généralités

L'Hydrologie peut être définie brièvement comme la science qui étudie le cycle de l'eau dans la nature et l'évolution de cette eau, sous ses trois états(gazeux, liquide et solide), à la surface de la Terre et dans le sol et sous-sol. Elle comprend trois parties :

- l'**Hydrométéorologie** qui s'intéresse aux eaux atmosphériques dont la principale branche est l'étude du flux évaporatoire à la surface de la Terre ;
- l'**Hydrologie de surface** qui concerne les eaux de surface dont la principale branche est l'analyse des précipitations et des débits des cours d'eau;
- l'**Hydrogéologie** qui a pour objet la prospection, la quantification, l'exploitation, la protection et la conservation des eaux souterraines.

L'Hydrologie fait appel à de nombreuses sciences. Certaines sont rattachées à la Physique du Globe telles que la Météorologie, la Climatologie, la Géomorphologie, la Géologie, l'Océanographie, la Limnologie,... ; d'autres, plus générales telles que la Statistique mathématique, l'Informatique, la Physique, la Chimie, la Mécanique des sols, l'Hydraulique,....

D'abord considérée sous son Aspect descriptif comme une branche des Sciences de la Terre, l'Hydrologie est devenue aujourd'hui une technique importante de l'art de l'Ingénieur intéressé à la prospection, la quantification, l'exploitation, la protection, la conservation et au contrôle des eaux naturelles.

2. Cycle hydrologique :

La Terre a la particularité d'être la seule planète du système solaire sur laquelle l'eau existe sous trois états : liquide, solide et gazeux. Le cycle consiste en un échange d'eau entre les différentes enveloppes de la Terre : l'hydrosphère , l'atmosphère et la lithosphère. Ces enveloppes terrestres contiennent de l'eau, en quantités variables : beaucoup au sein de l'hydrosphère, moins dans la lithosphère et en très faible quantité dans l'atmosphère.

L'eau de l'hydrosphère, chauffée par le rayonnement solaire, s'évapore. Cette eau rejoint alors l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. Les nuages sont ainsi formés de minuscules gouttes d'eau. Cette même eau, lors des pluies, retombe sur les océans (pour 7/9) et les continents (pour 2/9). En moyenne sur l'année et sur l'ensemble du globe terrestre, 65% des précipitations qui arrivent à terre s'évaporent, 24% ruissellent et 11% s'infiltrent.

La circulation de l'eau dans la lithosphère emprunte trois voies :

- Le ruissellement, en suivant les reliefs de la roche-mère ;
- L'infiltration, à travers les fissures naturelles des sols et des roches ;
- La percolation, en migrant lentement à travers les sols.

Plus le processus est lent plus les eaux ont le temps d'interagir chimiquement avec le milieu. Plus le processus est rapide plus les phénomènes d'érosion seront marqués.

À travers l'infiltration et la percolation dans le sol, l'eau alimente les nappes phréatiques (souterraines). Les débits des eaux peuvent s'exprimer en m^3/s pour les fleuves, en m^3/h pour les rivières. La vitesse d'écoulement des nappes phréatiques est en revanche de quelques dizaines de mètres par an.

Le cycle hydrologique est un concept qui englobe les phénomènes du mouvement, de la perte et du renouvellement des eaux sur la terre. On peut schématiser ce phénomène continu du cycle de l'eau (figure 1). D'après cette figure, le cycle se divise en trois phases principales : la précipitation, l'évaporation et le ruissellement de surface et souterrain.

Il est intéressant de signaler quelque point de chacune des phases, on trouve : Un transport d'eau, un emmagasinement temporaire, et un changement d'état.

Par exemple dans la phase de la précipitation (atmosphérique), on remarque qu'il y a d'une part, production d'une masse de vapeur suivie de l'emmagasinement de celle-ci dans l'atmosphère, d'autre part, condensation ou formation de précipitation créée par le passage de l'eau de l'état de vapeur à l'état de liquide ou de solide. Il s'ensuit que l'évaluation des quantités d'eau passant par chacune de ces étapes du cycle hydrologique peut se calculer à l'aide d'une équation appelée « hydrologique » qui est un simple bilan d'eau définissant le processus. Cette équation est :

$$P = [Q + D + Etr] + _R$$

entrée = [sorties] + variation de la réserve

- Le débit Q des eaux de ruissellement.
- Les débits D sortant par les drains.
- Evapotranspiration réelle Etr.
- Les apports d'eau par la pluie P.
- Le stock d'eau R.

Les discussions précédentes nous démontrent clairement que le cycle hydrologique est sujet à des processus complexe et variés : précipitations, évaporation, transpiration, interception, infiltration, percolation, emmagasinement et ruissellement. Les chapitres suivants tentent d'analyser les théories de base de chaque processus.

3. *Les ressources en eau sur la planète :*

3.1. Quantité totale d'eau sur Terre :

Sur la Terre, il y a l'eau visible : les océans, l'eau contenue dans les calottes polaires, les lacs, les rivières, les nuages et la pluie ; et l'eau invisible : les eaux souterraines.

Stocks totaux d'eau	1,4 milliard de km³	
océans	1,35 milliard de km ³	97,4 %
glaces	27,5 millions de km ³	1,98 %
eaux souterraines	8,2 millions de km ³	0,59 %
mers, lacs, rivières	207 000 km ³	0,015 %
humidité du sol	70 000 km ³	0,005 %
eau des cellules vivantes	1 100 km ³	0,0001 %
humidité de l'air	13 000 km ³	0,001 %

Si l'eau est très présente sur terre, 97 % de la ressource est de l'eau salée et 2 % est bloquée sous forme de glace. Il ne reste environ que 1 % d'eau douce sous forme liquide.

Les eaux douces exploitées ont une origine continentale, elles représentent 0,6 % de la ressource totale en eau :

- les eaux de précipitation : origine, le ciel ;

- les eaux de surface : rivières, plans d'eau ;
- les eaux souterraines : elles proviennent du sous-sol (aquifères ou roches réservoirs) captées par sources naturelles ou forages.

Depuis le XVIII^e siècle, on sait que le cycle de l'eau fonctionne par *ascensum*, c'est-à-dire par évapotranspiration à la surface de la Terre, circulation dans l'atmosphère (via les nuages) puis retombée à la surface (pluie).

Évaporation	sur les continents	71 000 km ³ /an
	sur les océans	411 000 km ³ /an
Précipitations	sur les continents	111 000 km ³ /an
	sur les océans	385 000 km ³ /an

(*Flux annuels pour toute la planète*)

La différence de flux (entre précipitations et évaporation) représente 40 000 km³/an. Il correspond à :

- l'écoulement par les rivières (27 000 km³/an) ;
- l'écoulement des nappes vers les rivières (10 500 km³/an) ;
- les apports d'eau par fusion des glaces polaires (2 500 km³/an).

Il est généralement admis que la quantité d'eau contenue dans l'atmosphère est de 13 000 km³ et que la durée de séjour de la vapeur d'eau dans l'atmosphère est généralement d'environ huit jours.

Atmosphère	8-10 jours
Organismes	1 semaine
Rivières	2 semaines
Lacs (naturels et artificiels)	2 semaines
Sols	2 semaines-1 an
Zones humides	des années
Aquifères	des jours à 1 000 ans
Océans et mers	4 000 ans
Glace	10 ans à des milliers d'années

(*Temps de résidence moyens de l'eau*)

Les stocks sont les volumes d'eau présents à un instant donné dans un réservoir donné. Les stocks des différents réservoirs terrestres sont donnés dans le tableau ci-dessous (d'après L'eau, Ghislain de Marsily, Dominos Flammarion, 1995). Les volumes sont exprimés en kilomètres cubes. Un kilomètre cube est le volume d'un cube de 1 kilomètre de côté, c'est-à-

dire qu'il équivaut à mille milliards de litres.

Les réservoirs	Les stocks
Océans	1 350 000 000
Eaux continentales	35 976 700
Glaciers	27 500 000
Eaux souterraines	8 200 000
Mers intérieures	105 000
Lacs d'eau douce	100 000
Humidité des sols	70 000
Rivières	1 700
Atmosphère (humidité de l'air)	13 000
Biosphère (cellules vivantes)	1 100

Les seules quantités d'eau qu'il est aujourd'hui possible d'estimer sont celles contenues dans les quatre grands réservoirs de l'hydrosphère, que sont les mers et océans, les eaux continentales (superficielles et souterraines), l'atmosphère et la **biosphère**. Les volumes les plus difficiles à évaluer sont ceux des eaux souterraines de la croûte terrestre, dont les estimations varient suivant les auteurs en fonction de l'épaisseur de croûte qu'ils considèrent.

Au total, il y a donc à l'heure actuelle 1 385 990 800 kilomètres cubes d'eau dans l'hydrosphère. Cependant, la plus grande part de cette énorme quantité d'eau provient des océans qui constituent le réservoir le plus important de la planète mais dont les eaux sont salées.

Les eaux douces de la planète, c'est à dire celles dont la salinité est inférieure à 3 grammes par litre, ne représentent que 3% en volume de toute l'eau de l'hydrosphère et encore toute cette eau n'est-elle pas disponible, la majeure partie étant gelée aux pôles. Le volume des eaux douces directement utilisables est finalement d'environ 9 millions de kilomètres cubes, dont la plus grande part consiste en eaux souterraines.

3.2. Ressource en eau en Algérie :

L'Algérie compte 17 bassins-versants, avec sa centaine de barrages (110), dont elle ne



mobilise que 4.5 109 m³. Ainsi cinq régions de bassins hydrographiques et cinq comités de bassins ont été définis (1-Oranie-Chott Chergui; 2- Cheliff Zahrez; 3- Algerois-Hodna-Soummam; 4- Constantinois-Seybousse-Mellegue; 5- Sahara) afin d'assurer une gestion intégrée des ressources en eau.

Les ressources en eau proviennent des eaux de surface et des eaux souterraines renouvelables et non renouvelables. C'est un pays semi-aride, voire même Aride (200 à 400 mm) et les ressources en eau sont faibles, irrégulières, et localisées dans la bande côtière.

Il est à noter que ces ressources sont très variables notamment celles qui proviennent des nappes tributaires des aléas climatiques. L'exploitation de ces ressources est très intense avec les besoins grandissants.

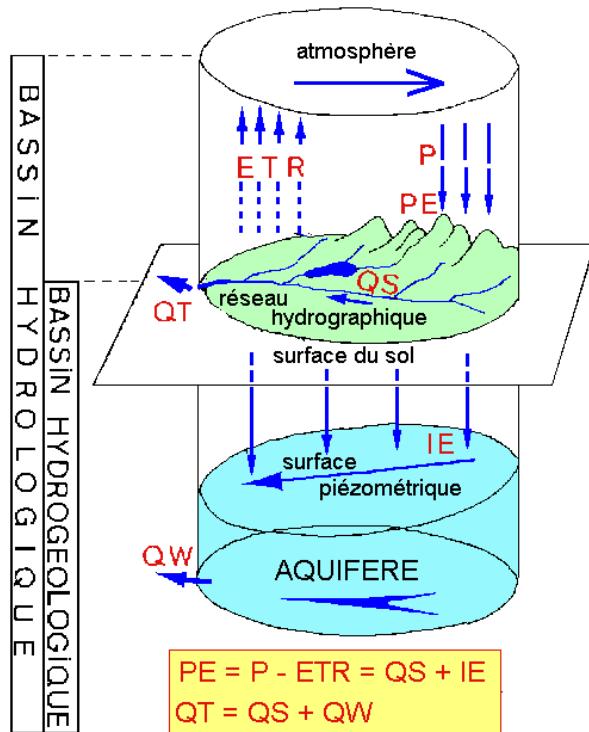
Chapitre 2 . Comportement des systèmes aquifères en réservoir

1. Quelques définitions

• Le bassin hydrologique

Le bassin hydrologique est circonscrit par les lignes de crêtes topographiques, délimitant le bassin versant d'un cours d'eau et de ses affluents. Il correspond donc, en surface au bassin hydrogéographique.

Il est admis que ses limites se superposent, au mieux, à celles du bassin hydrogéologique. Ces conditions sont en général réalisées pour les grandes unités, de l'ordre de quelques centaines de millier de km².



• Le bassin hydrogéologique ou des eaux souterraines

Le bassin hydrogéologique est la fraction de l'espace du bassin hydrologique située sous la surface du sol. C'est le domaine des eaux souterraines. En général, il correspond à un bassin sédimentaire. Ses limites sont imposées par la structure hydrogéologique.

- **L'aquifère avec sa nappe d'eau souterraine**

L'aquifère, identifié par la géologie, est l'unité de domaine d'étude des eaux souterraines. Un aquifère est un réservoir d'eau souterraine, suffisamment poreux et suffisamment perméable pour être considéré comme une réserve exploitable par l'homme.

L'aquifère contient une nappe, il est le contenant et la nappe est le contenu.

Le bassin hydrogéologique est constitué d'un ou de plusieurs aquifères. Donc un aquifère est aussi une formation hydrogéologique, caractérisé par une certaine unité litho-stratigraphique (litho-pierre, roche) et par une certaine unité de fonctionnement vis-à-vis du stockage et de la circulation des eaux souterraines.

*Aquifère : formation géologique susceptible de stocker et de transmettre des quantités d'eau telles que l'on peut en retirer un débit appréciable par captage (sable, grès, alluvions, calcaire.etc.).

*Aquifuge : formation géologique qui ne peut ni contenir, ni transmettre de l'eau (granite, gneiss. etc.).

*Aquiclude: formation qui contient de l'eau, mais qui, vu sa très faible conductivité hydraulique, ne peut transmettre des quantités d'eau appréciables (argile, schiste, marne. etc.).

*Aquitard: couche de faible conductivité hydraulique mais qui peut tout de même transmettre de faibles flux d'eau verticalement d'un aquifère à un autre (silt, limon, sable très fin. etc.).

2. **Identification géologique de l'aquifère**

a) Formations lithostratigraphiques et hydrogéologiques

Une formation lithostratigraphique est constituée par un corps de terrain de nature homogène : sable, calcaire, grès, granite, argile, gypse, etc. Elle est désignée par le nom de la région (ou de la localité) où elle a été observée et décrite ou par un terme d'étage. Elle est identifiée par 3 ensembles de données fixes : surfaces limites, localisation dans le sous-sol et structure.

b) Surfaces limites du réservoir

Les surfaces limites du réservoir, inférieure ou substratum, supérieure ou toit, et latérales (affleurements, passage latéral de faciès, failles), identifient les conditions aux limites géologiques.

³⁵₁₇ Localisation dans le sous-sol : la géologie stratigraphique et structurale d'un bassin sédimentaire localise, à différentes échelles les formations lithostratigraphiques dans le sous-sol.

³⁵₁₇ Structure du réservoir

La pétrologie, la sédimentologie, l'analyse structurale et la géochimie déterminent les caractéristiques physiques et chimiques du réservoir. C'est-à-dire sa structure. Un importance est apportée à la granulométrie et à la fissuration. La distribution des données dans l'espace est exprimée par des coupes et cartes structurales.

3. Identification hydrodynamique de l'aquifère

a) Concept d'aquifère

Un aquifère est un système hydrologique, hydrodynamique. Il est donc identifié par 5 ensembles de caractéristiques quantifiables :

³⁵₁₇ Un réservoir, domaine d'espace fini, caractérisé par ses conditions aux limites et ses dimensions ou configuration et par son organisation interne ou structure. Il est identifié par une (ou une combinaison de) formation hydrogéologique.

³⁵₁₇ Des processus internes ou mécanismes hydrodynamiques, hydrochimiques et hydrobiologiques, entraînant 3 fonctions du réservoir vis-à-vis de l'eau souterraine : stockage, conduite (transfert de quantités d'eau ou d'énergie) et milieu d'échanges géochimiques.

³⁵₁₇ Une séquence du cycle de l'eau, avec des interactions avec l'environnement se traduisant par 3 comportements, hydrodynamique, hydrochimique et hydrobiologique. Elle est caractérisée par le couple impulsion/réponse exprimé par une relation ou fonction de transfert.

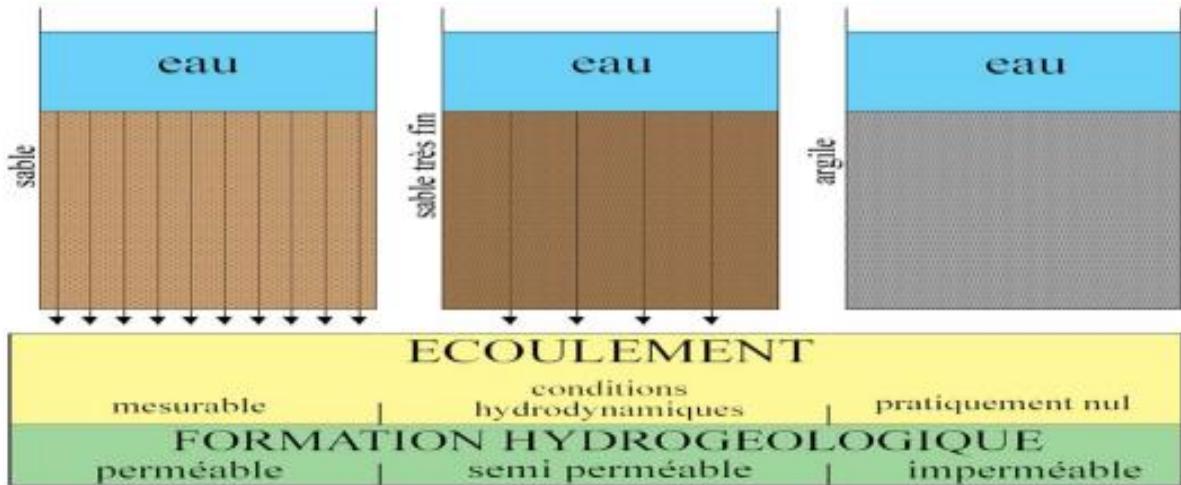
³⁵₁₇ La variabilité dans l'espace de ces caractéristiques.

³⁵₁₇ Des conditions de temps, toutes les mesures de caractéristiques étant rapportées à une date donnée ou à une durée moyenne. Ces dernières, basées sur des historiques, permettent les prévisions.

4. Les formations hydrogéologiques et les aquifères

Une formation hydrogéologique est une formation lithostratigraphique ou leur combinaison, ayant des fonctions globales vis-à-vis du stockage et de l'écoulement de l'eau souterraine.

La caractéristique essentielle d'une formation hydrogéologique est son degré de perméabilité. La perméabilité, aptitude d'un réservoir à conduire l'écoulement d'eau, dans des conditions hydrodynamiques imposées, permet un classement en 3 grandes catégories; perméables, imperméables et semi-perméables.



4.1. Formations hydrogéologiques perméables, gisements d'eau souterraine, origines des aquifères

Les matériaux ayant la propriété de se laisser traverser par l'eau à des vitesses appréciables (quelques mètres à des milliers de mètres par an), sous l'impulsion de différences d'altitudes ou pente de la nappe appelés gradients, sont dits perméables. Ce sont les graviers, les alluvions, les sables gros et moyens, les calcaires fissurés, etc.

4.2. Formations hydrogéologiques imperméables imposant les limites géologiques des aquifères

Les vitesses d'écoulement de l'eau souterraine, dans certains matériaux, sont très faibles, pratiquement non mesurables (quelques millimètres par an). Ils constituent les formations hydrogéologiques imperméables imposant les limites géologiques des aquifères. Ce sont les silts, les argiles, les marnes, etc.

4.3. Formations hydrogéologiques semi-perméables à l'origine de l'aquifère multicouche

Certains matériaux, comme les sables très fins, les sables argileux, de très faible perméabilité permettent dans des conditions hydrodynamiques favorables, les échanges verticaux ascendants ou descendants entre aquifères superposés, par un phénomène naturel appelé la drainance. Ils constituent les formations hydrogéologiques semi-perméables. Une structure

hydrogéologique, constituée d'une alternance de formations hydrogéologique perméables et semi-perméables identifie un aquifère multicouche.

5. Types hydrodynamiques

<https://www.youtube.com/watch?v=9Sw4ZqbPWjO&t=205s>

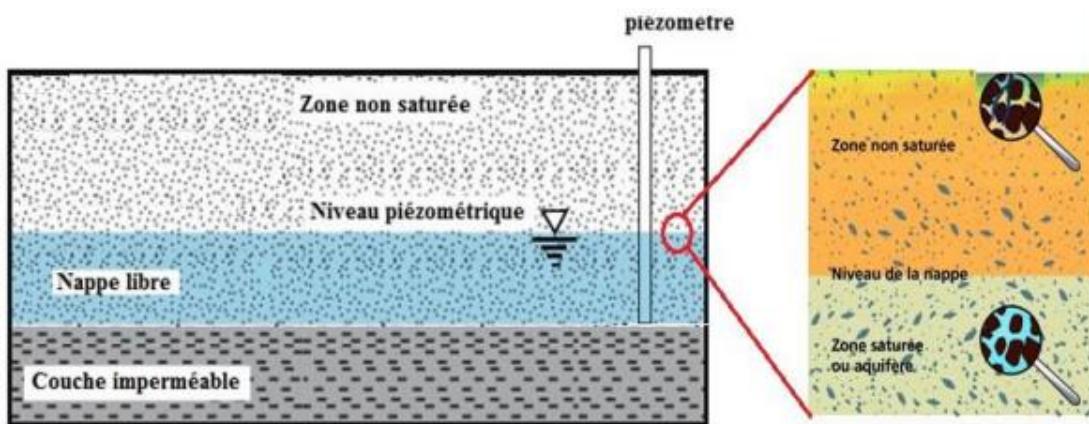
<https://www.youtube.com/watch?v=Lu4v4uH0FC0>

La configuration ou enveloppe, de l'aquifère porte sur ses dimensions et les caractéristiques de ses limites géologiques et hydrodynamiques.

La base de l'aquifère, appelé substratum, est constitué par une formation hydrogéologique imperméable; Par contre sa limite supérieure est de 3 types :

5.1. Hydrodynamique avec fluctuations libres

Aquifère à nappe libre ou aquifère non confiné , reposant sur un plancher peu perméable mais non confiné par le haut. Appelées aussi nappe phréatiques. La surface piézométrique coïncide avec la surface libre de la nappe qui est surmontée par une zone non saturée.



* Nappe de vallée en pays tempéré

Ce type de nappe est la première directement atteinte par les puits: c'est la nappe phréatique.

Lorsque le sol est uniformément poreux et perméable, l'eau de pluie s'infiltre jusqu'à une couche imperméable et sature la roche jusqu'à un certain niveau appelé surface libre de la nappe. Dans la nappe, l'eau circule jusqu'à des exutoires qui sont dans les points bas de la topographie: sources, rivières.

Les lignes de crête correspondent aux zones de divergence des courants.

L'eau circule dans toute l'épaisseur de l'aquifère, plus ou moins parallèlement à la surface libre sauf au niveau des exutoires et des lignes de crête; les vitesses sont plus élevées vers la surface. Quand l'exutoire n'est pas localisé, on parle de "surface de suintement".

* Nappe alluviale

L'aquifère est constitué par les alluvions d'une rivière. L'eau de la nappe est en équilibre avec celle de la rivière et les échanges se font dans les deux sens. Les alluvions sont très perméables; elles peuvent être très épaisses (une centaine de mètres) et constituer un réservoir très important qui sert à l'alimentation en eau des villes situées le long de la rivière. Ces nappes, soutenues par l'apport de la rivière (ou d'un lac), sont très vulnérables à la pollution. L'aménagement du cours des rivières diminuent leur vitesse (barrage) et favorise le dépôt des particules fines qui tendent à colmater le fond du lit et interrompre les échanges avec la nappe.

En pays aride, la nappe alluviale est alimentée par les crues de la rivière (oued) qui est à sec en période d'étiage. Comme l'oued, les eaux de la nappe s'écoulent, souvent vers les dépressions endoréiques où elles s'évaporent (lacs temporaires avec dépôt de sels ou sebkha continentale).

* Nappe en pays karstique

En pays calcaire, l'eau remplit et circule dans les cavités du karst dont certaines sont complètement ennoyées. Les vitesses de circulation sont grandes et les sources peuvent être temporaires et abondantes (résurgences).

* Nappe en plaine littorale

La nappe d'eau douce qui est située dans les alluvions est en équilibre hydrostatique avec la nappe salée issue de l'eau de mer. Ces 2 nappes se mélangent peu, leur interface constitue un biseau salé. Tout rabattement de la nappe d'eau douce entraîne la rupture de l'équilibre et la progression du biseau salé vers l'intérieur des terres.

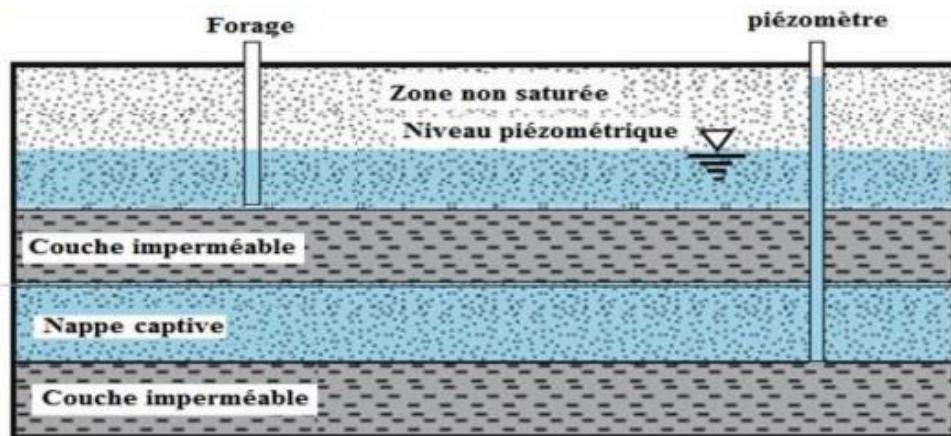
* Soutien d'une nappe

Une nappe est limitée vers le bas par un niveau imperméable. Elle peut être alimentée, ou soutenue, par l'infiltration de l'eau d'une rivière. Une nappe est dite perchée si elle surmonte une autre nappe libre qu'elle peut alimenter par drainance. Par exemple, dans la région de

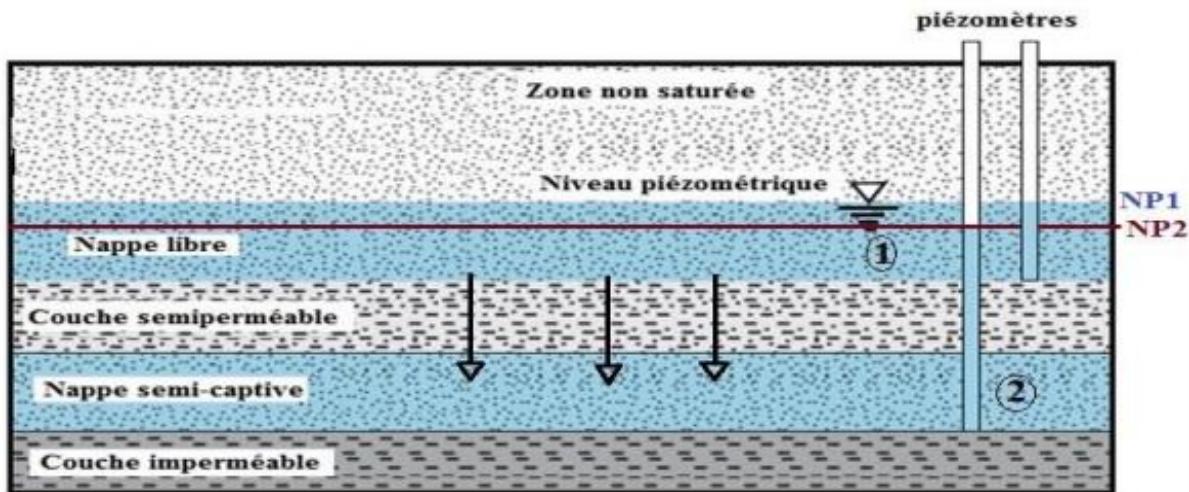
Soisson, les nappes du Tertiaire sont dans des nappes perchées; la nappe de la craie et les nappes alluviales sont soutenues par les rivières.

5.2. Géologique imperméable

Aquifère à nappe captive, contient une nappe confinée par le haut, reposant sur un plancher peu perméable et limitée par un toit peu perméable.



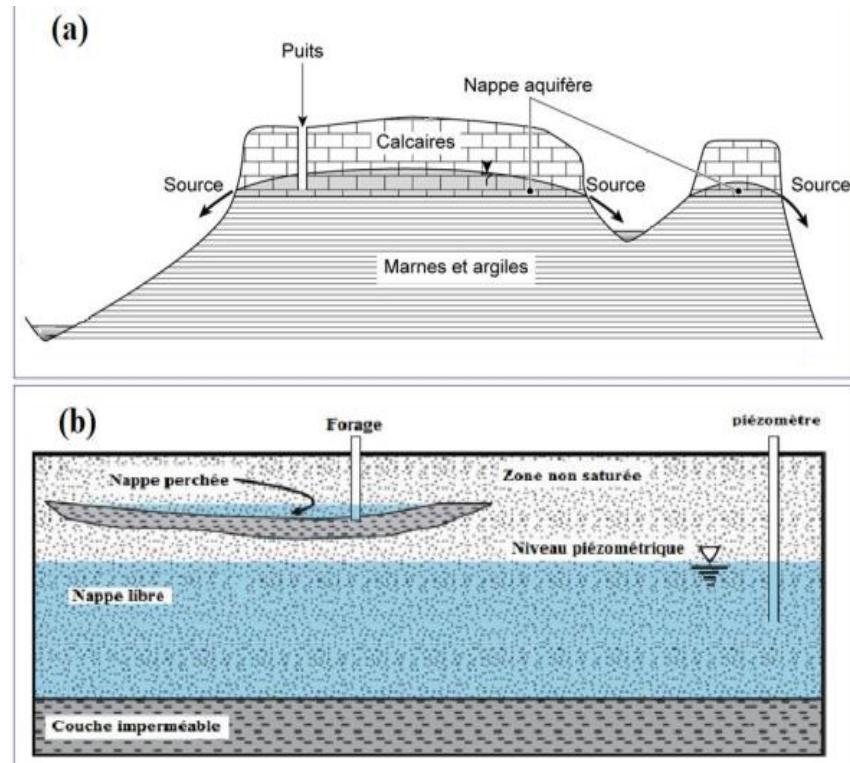
5.3. Géologique semi-perméable : aquifère à nappe semi-captive.



5.4. Les nappes alluviales (Nappe non soutenue ou perchée)

Elles constituent un type particulier de nappes, formées par les grands épandages de sables et graviers des fleuves et des rivières. Elles sont le lieu privilégié des échanges entre les cours d'eau et les autres grandes nappes des coteaux (nappes libres). C'est à travers ces nappes alluviales que les grands flux issus des nappes libres rejoignent les rivières. C'est une nappe non soutenue est une nappe qui n'est pas en liaison hydraulique avec un cours d'eau venant la

« soutenir ». Quand il existe une autre nappe libre sous le substratum imperméable, la nappe supérieure est dite perchée.



5.5. Les nappes des roches dures fissurées de socle

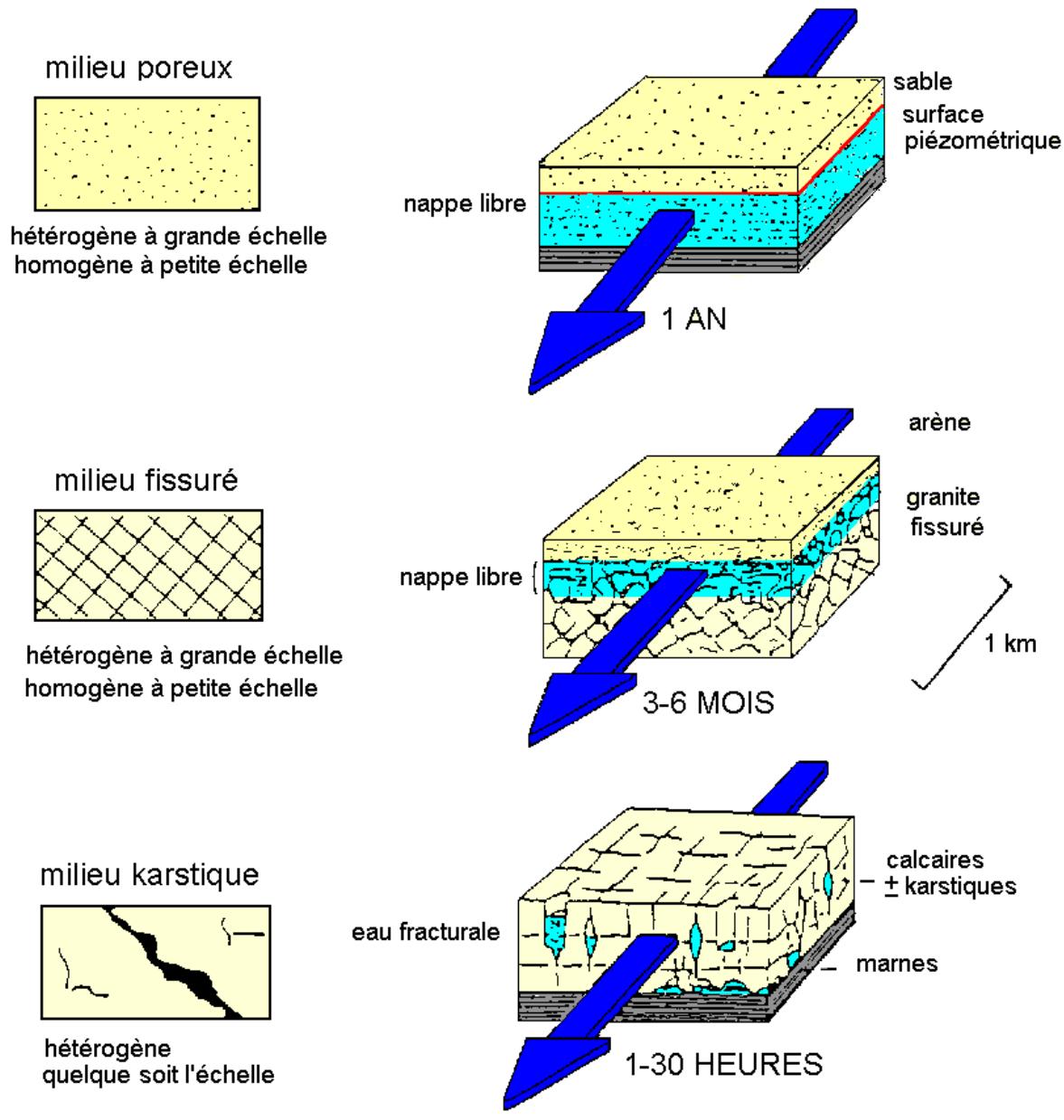
Elles constituent un type de réservoir aquifère aux capacités modestes mais appréciables pour les petites collectivités et les agriculteurs.

6. Classification hydrogéologique des réservoirs

Basée sur la lithologie et le (ou les) types de vides, elle est importante pour l'étude quantitative de l'infiltration, des fonctions du réservoir et des comportements de l'aquifère. Elle est à la base de l'établissement des colonnes, coupes et cartes hydrogéologiques. Les deux grands types de vides permettent de distinguer deux grandes catégories de réservoirs :

³⁵ Les roches meubles ou non consolidées ;

³⁵ Les roches compactes fissurées ou consolidées. Toutefois les roches compactes présentent souvent des caractères mixtes avec coexistence de pores et de fissures.



7. Caractéristiques physiques du réservoir (Morphologie et interconnection des vides)

Le réservoir représente la trame solide de la structure de l'aquifère. L'eau souterraine mobile s'emmagsine et circule dans les vides du réservoir, d'où l'importance de leur étude. Celle-ci porte sur les grandes caractéristiques des vides : morphologie et interconnections.

Les fonctions, réservoir et conduite, sont déterminées essentiellement par les dimensions et les interconnections des vides. Ces dernières assurent la continuité du milieu aquifère. L'étude morphologique des vides porte sur leur nature, leur forme et leurs dimensions.

En hydrogéologie on identifie deux types différents de réservoir: le réservoir en milieu poreux et le réservoir en milieu fissuré. Le réservoir en milieu poreux ou aquifère à porosité

d'interstices est un milieu perméable comportant des pores interconnectés, comme les sables ou les grès peu cimentés.

Le réservoir en milieu fissuré est un milieu perméable dans lequel l'eau s'écoule à travers un réseau de fissures ou de fractures ouvertes, diversement interconnectées (roches cristallines, grès cimenté, calcaire fissuré ou karstifié).

Deux grands types de vides, pores et fissures, caractérisent respectivement le milieu poreux et le milieu fissuré.

7.1. Morphologie des pores et milieu poreux

Les pores sont des vides de forme plus ou moins sphérique, de petites dimensions (ordre de grandeur millimétrique), ménagés entre les particules solides ou grains, constituant le réservoir. Les grains ne sont jamais jointifs. Les dimensions des vides sont étroitement liés à celles des grains, dont la mesure est plus directement accessible. Les diamètres des grains des roches meubles perméables s'étalent dans une gamme de 0.06 à 16 mm. Il est plus petit, de 0.1 à 0.001 mm, soit d'ordre de grandeur micrométrique, dans les argiles, milieu dit imperméable.

7.2. Morphologie des fissures et milieu fissuré

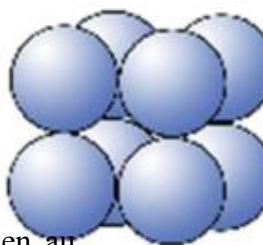
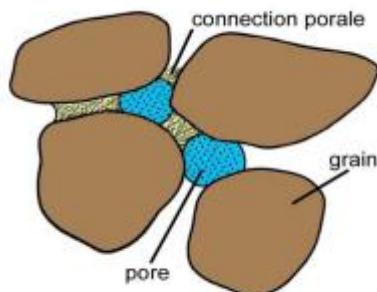
Les fissures sont des fentes de forme allongée, à ouverture plus ou moins large; Leur ensemble constitue la fissuration, phénomène naturel dont l'origine est essentiellement mécanique. Les fissures sont classées, suivant leurs dimensions, en 2 types : les microfissures (ouvertures de quelques dixièmes de millimètres) et les macrofissures (ouvertures supérieure à quelques millimètres).

7.3. Interconnection des pores et milieu continu

Les pores communiquent entre eux, dans le sens de l'écoulement de l'eau souterraine, permettant le déplacement des particules d'eau. Celles-ci suivent des trajets ou trajectoires, plus ou moins compliqués, identifiant les lignes de courant. Cet agencement est une des conditions de base pour la validité des lois de l'hydrodynamique souterraine.

Si le milieu comporte des vides interconnectés dans le sens de l'écoulement, on parlera d'un milieu continu. Le milieu poreux et le milieu finement fissuré sont continus par opposition aux milieux fissurés et karstiques, appelés milieux discontinus. Remarquons que si les lois générales de l'hydraulique ne s'appliquent qu'à des milieux continus isotropes et homogènes, on les applique également, en première approximation, aux milieux naturels même fissurés en prenant cependant soin de travailler à des échelles adéquates.

Par exemple la pierre ponce volcanique qui renferme un grand nombre de vides, mais sans interconnexions, est imperméable. C'est pourquoi il ne faut pas confondre porosité et perméabilité. La porosité est la propriété du réservoir de stocker ou de libérer de l'eau souterraine. La perméabilité est son aptitude à conduire son écoulement.



7.4. Forme et dimensions des grains ou des pores

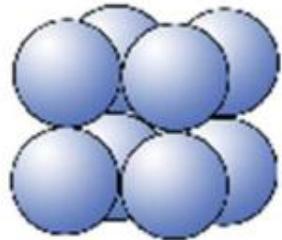
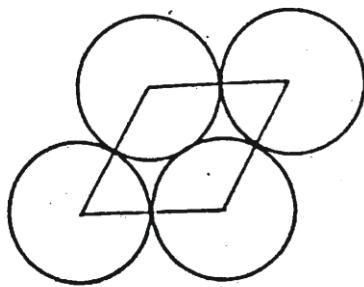
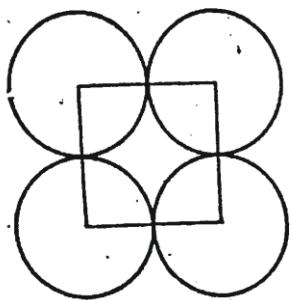
L'étude de la forme et des dimensions des grains ou des pores s'effectue par examen au microscope. L'échantillon est imbibée sous pression, ou sous vide, d'un liquide coloré, une résine comme la bakélite colorée à la rhodamine, par exemple.

Puis on taille sur cet échantillon, une lame mince. Sur la platine intégratrice d'un microscope, on observe la forme et les dimensions des pores remplis de substance colorée. Il est possible de calculer la surface des sections. Le rapport de la surface des pores à la surface totale donne la porosité de la roche.

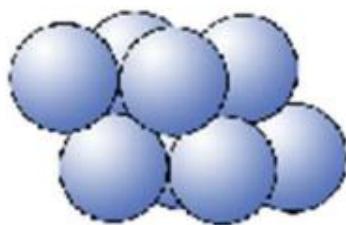
La forme des grains détermine la forme et les dimensions des vides ou pores. Il est évident que les vides sont différents de forme et de volume pour un assemblage de cubes ou de sphères. Quel que soit le degré de tassement, pour un même arrangement, ce sont les cubes qui ménagent le vide maximum. La porosité est plus importante pour des graviers anguleux. Ce facteur, très important pour les graviers et les sables, devient négligeable pour les éléments fins.

7.5. Arrangement des grains

Etudions le cas théorique d'un matériau aquifère homogène formé de grains sphériques de même diamètre. Prenons huit sphères. L'assemblage de quatre sphères, dont les centres sont dans un plan horizontal, constitue une couche. Nous pouvons superposer deux couches. C.S.Slichter distingue deux types d'arrangement de ces huit sphères : cubique et rhombique.



Arrangement cubique

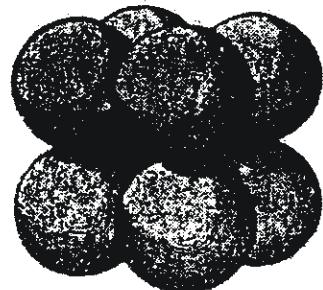


Arrangement rhomboédrique

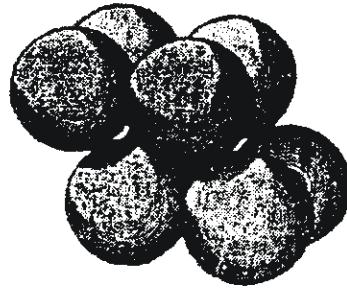
Arrangement des grains

a : arrangement cubique ; b : arrangement rhombique

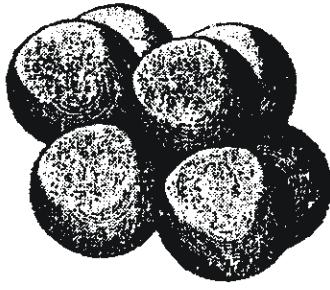
Mais Graton et Frazer montrèrent la possibilité de six dispositions définies comme suit.



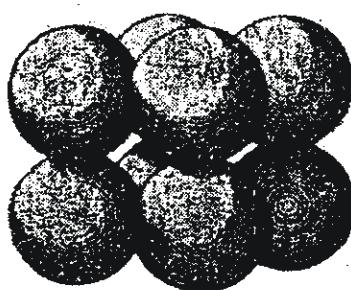
TYPE 1



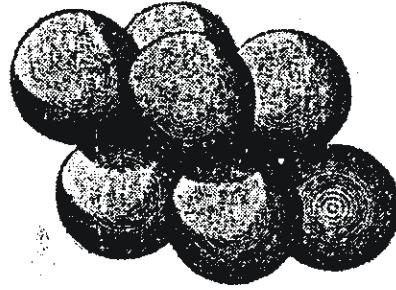
TYPE 2



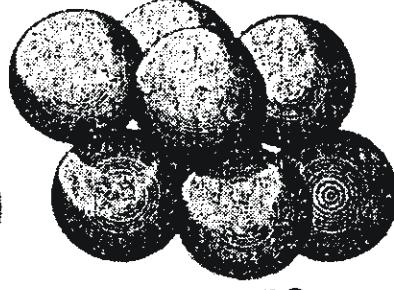
TYPE 3



TYPE 4



TYPE 5



TYPE 6

6 types d'arrangements de 8 sphères (d'après Graton et Frazer).

1°) Couches formées de sphères dont les centres sont aux sommets d'un carré

Type 1 : centres des sphères de deux couches superposées aux sommets d'un carré dans un plan vertical. **Type 2** : centres des sphères de deux couches superposées aux sommets d'un losange, d'angles de 60 et 120°, dans un plan vertical.

2°) Couches formées de sphères dont les centres sont aux sommets d'un losange d'angles de 60 et 120°

Type 3 : sphères intriquées dans une base carrée.

Type 4 : centres de sphères de deux couches superposées aux sommets d'un carré dans un plan vertical.

Type 5 : sphères intriquées dans une base losange.

Type 6 : centres des sphères de deux couches superposées aux sommets d'un losange dans un plan vertical.

7.6. Le volume des vides est indépendant du diamètre des sphères

En effet, si on choisit, pour le type 1, un cube d'arête a , il renfermera a^3/d^3 sphères de diamètre d . Le volume d'une sphère est :

$$4/3\pi r^3 = \pi d^3/6$$

Le volume total occupé par les sphères est :

$$V_s = (a^3/d^3) \cdot (\pi d^3/6) = 0,523 \ 6 a^3$$

Le volume des vides est :

$$\begin{aligned} V_v &= V - V_s = a^3 - 0,523 \ 6 a^3 \\ V_v &= 0,476 \ 4 a^3. \end{aligned}$$

La porosité est égale à :

$$\begin{aligned} n &= (V_v / V) \cdot 100 = (0,476 \ 4 a^3 / a^3) \cdot 100, \\ n &= 47.64\%. \end{aligned}$$

Effectuons le même calcul pour le type 4. Le volume enveloppant les sphères est un prisme droit à base losange, d'angle 60° et 120° et d'arête a . La surface de base est :

$$S = (a^2\sqrt{3}) / 2.$$

Le volume est :

$$V = (a^2\sqrt{3}) / 2 = 0,866 a^3.$$

Le volume d'une sphère est toujours $\pi d^3 / 6$. Le nombre et le volume total de sphères est le même que dans le cas précédent, soit :

$$V_s = (a^3/d^3) \cdot (\pi d^3/6) = 0,523 \ 6 \ a^3$$

$$V_v = V - V_s = 0,866 \ a^3 - 0,523 \ 6$$

$$a^3 = 0,342 \ 4 \ a^3.$$

La porosité est donc de:

$$n = (V_v / V) \cdot 100 = (0,342 \ 4 \ a^3 / 0,866 \ a^3) \cdot 100$$

$$n = 39,54\%.$$

Ces exemples montrent qu'à diamètre égal des grains, la porosité est fonction de l'arrangement des éléments. Ceci explique que les argiles, formées de grains très petits, ont une porosité de 50% et plus.

7.7. Emmagasinement souterrain

Des études et expérimentations, sur le terrain, permettent de mesurer, en place et sur un volume important, les paramètres de l'emmagasinement de l'eau dans les réservoirs. Sous l'effet d'un abaissement unitaire de niveau piézométrique, entraînant une différence de charge, l'eau est libérée du réservoir :

- dans l'aquifère à nappe libre par l'action de la force de gravité;
- dans l'aquifère à nappe captive par expulsion de l'eau

Le coefficient d'emmagasinement, noté S (sans dimension), est le rapport du volume d'eau libérée ou emmagasinée par unité de surface de l'aquifère 1m^2 à la variation de charge hydraulique, Δh , correspondante. Dans l'aquifère à nappe libre, le coefficient d'emmagasinement est égal, en pratique, à la porosité efficace.

Par contre dans l'aquifère à nappe captive, il est 100 à 1000 (voire 10000) fois plus petit. Il varie de 0.2 à 0.01 pour les nappes libres et de 0.001 à 0.0001 pour les nappes captives.

La porosité efficace, exprimée en %, est le rapport du volume d'eau gravitaire que le réservoir peut contenir à l'état saturé, puis libérer sous l'effet d'un égouttage complet, à son volume total.

Porosité efficace = volume d'eau gravitaire / Volume total.

CHAPITRE 3. Comportement des systèmes aquifères en conduite

1. Introduction

La géotechnique s'appuie principalement sur les différentes sciences de la terre (géologie, hydrogéologie, mécanique des sols, rhéologie, géophysique, dynamique des sols et géochimie).

Les ouvrages de drainage, d'épuisement et de pompage sont décrits par la norme comme des ouvrages géotechniques. L'hydrogéologie fait donc partie intégrante de la géotechnique. Partant de ce constat, dès la phase de conception d'un projet, les contraintes liées aux eaux souterraines, au même titre que les contraintes géotechniques liées au sol, doivent être mises en évidence et prises en compte. Les données nécessaires à leur étude doivent être acquises. En phase projet, les contraintes liées aux eaux souterraines pourront ainsi être étudiées et traitées efficacement. Les maîtres d'ouvrage et maîtres d'œuvre ont tout à y gagner : optimisation de la phase travaux, protection efficace et pérenne du projet vis-à-vis des eaux souterraines, intégration raisonnée du projet dans son environnement. La présence d'eau dans les sols est un facteur potentiellement dimensionnant pour la réalisation d'un projet de construction, et qui doit être intégré au sein des contraintes géotechniques dans la conception du projet.

C'est pourquoi, en cas de mise en évidence ou de suspicion de présence d'eau dans les sols, le géotechnicien doit alerter la maîtrise d'ouvrage et la maîtrise d'œuvre à l'issue des études préliminaires.

L'intégration d'un hydrogéologue à l'équipe de conception géotechnique et la réalisation des investigations nécessaires à l'identification des contraintes liées aux eaux souterraines permettront la conception et la réalisation d'un ouvrage géotechnique pérenne et adapté à son environnement.

2. Différents états de l'eau dans le sol

L'eau qui se trouve dans les sols est soumise à plusieurs forces. Les molécules d'eau subissent d'abord une attraction réciproque constituant la cohésion de l'eau, et leur permettant de rester groupées entre elles.

a) L'eau en phase vapeur

D'une manière générale un sol non saturé a l'atmosphère de ses pores saturés en vapeur sauf si une circulation importante d'air est possible.

b) L'eau hygroscopique

C'est de l'eau adhérant fortement par adsorption à la surface des particules du sol, elle est maintenue à la surface des particules par des forces d'attraction moléculaire. Elle provient de l'humidité de l'atmosphère en contact avec les particules et forme autour d'elles une pellicule adhésive dont l'épaisseur varie suivant la nature et la surface spécifique du minéral d'une part, la tension de vapeur d'autre part.

c) L'eau pelliculaire

Entoure les particules de sol et leur eau hygroscopique. Elle est soumise à des forces d'attraction moléculaires de la part de la couche d'eau hygroscopique qui diminuent rapidement quand on s'éloigne de la particule. Le jeu des forces moléculaires entre particules voisines peut permettre à cette eau de se déplacer sous forme liquide.

d) L'eau capillaire

Elle est 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.

e) L'eau libre ou gravifique

C'est celle qui obéit uniquement à la pesanteur, s'écoule dans le sol et peut être extraite par des techniques simples. Elle transmet la pression hydrostatique, et sous l'action de différences de pression, elle peut circuler librement.

f) Eau de constitution

c'est l'eau de cristallisation Exemple : gypse ($\text{SO}_4\text{Ca, 2H}_2\text{O}$, ou encore appelé plâtre).

3. L'expérience de Darcy

L'étude du déplacement de l'eau dans un milieu poreux a été conduite expérimentalement par Darcy en 1856.

Pour une même charge hydraulique (même énergie potentielle), Darcy définit un coefficient

de perméabilité K , mesuré en m/s, dépendant du type de milieu poreux. La quantité d'eau transitant dans ce milieu est proportionnelle à la section totale traversée A , au coefficient de perméabilité K du milieu et à la charge hydraulique h et inversement proportionnelle à la longueur L du milieu traversé:

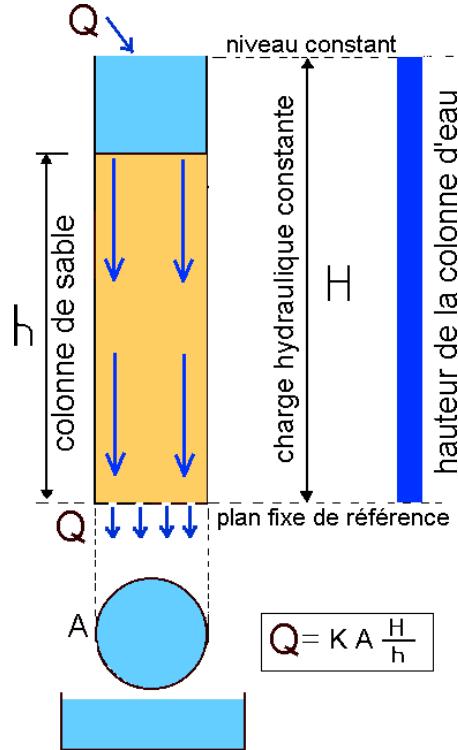


Figure 1: Dispositif expérimental pour la loi de Darcy (écoulement vertical).

$$Q(\text{m}^3/\text{s}) = K(\text{m/s}) \cdot A(\text{m}^2) \cdot \frac{\Delta H}{L}$$

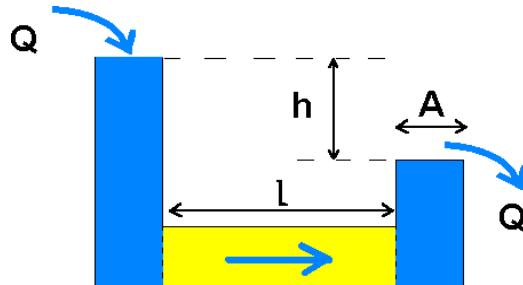
$\Delta H / L$: est la perte de charge par unité de longueur, appelée encore gradient hydraulique i :

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

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:

$$V(\text{m/s}) = Q/A = K \cdot \frac{\Delta H}{L}$$

Le dispositif de la loi de Darcy avec écoulement latéral: il représente mieux l'écoulement des eaux dans un aquifère.



$$Q = K \cdot A \cdot h / l$$

Figure 2: Dispositif avec écoulement latéral.

La loi de Darcy n'est strictement applicable que pour des milieux homogènes où l'écoulement de l'eau est laminaire (i.e quand les vitesses restent faibles). Elle ne peut être utilisée en particulier pour les réseaux karstiques.

Le coefficient de perméabilité est propre à chaque réservoir; il dépend notamment de la porosité efficace et de la viscosité du fluide; il augmente avec la profondeur (l'augmentation de température diminue la viscosité).

3.1. Charge hydraulique (théorème de Bernoulli)

Dans l'eau en mouvement, la charge hydraulique totale en un point est déterminée par la relation de Bernoulli et s'écrit:

$$h = \frac{u}{\gamma_w} + z + \frac{v^2}{2g}$$

où: u = la pression de l'eau ; γ_w = le poids volumique de l'eau ; z = la cote du point considéré par rapport à un plan de référence (charge de position) ; v = la vitesse de l'eau ; g = l'accélération de la pesanteur.

Le terme $v^2/2g$ est négligé dans les écoulements dans les sols car la vitesse v est en général très faible.

La figure (3.a) présente les conditions d'écoulement dans un tube, équipé de piézomètres, où l'on trouve au dessus d'un sol, de l'eau libre. Sur la figure (3.b), on a représenté en parallèle du tube les variations de charge avec z , on voit que dans l'eau, la charge totale est constante. Par contre, quand on regarde les piézomètres implantés dans le sol, la charge totale diminue vers le bas (sens de l'écoulement). A chaque altitude, la charge totale reste la somme de la charge de position et de la charge de pression.

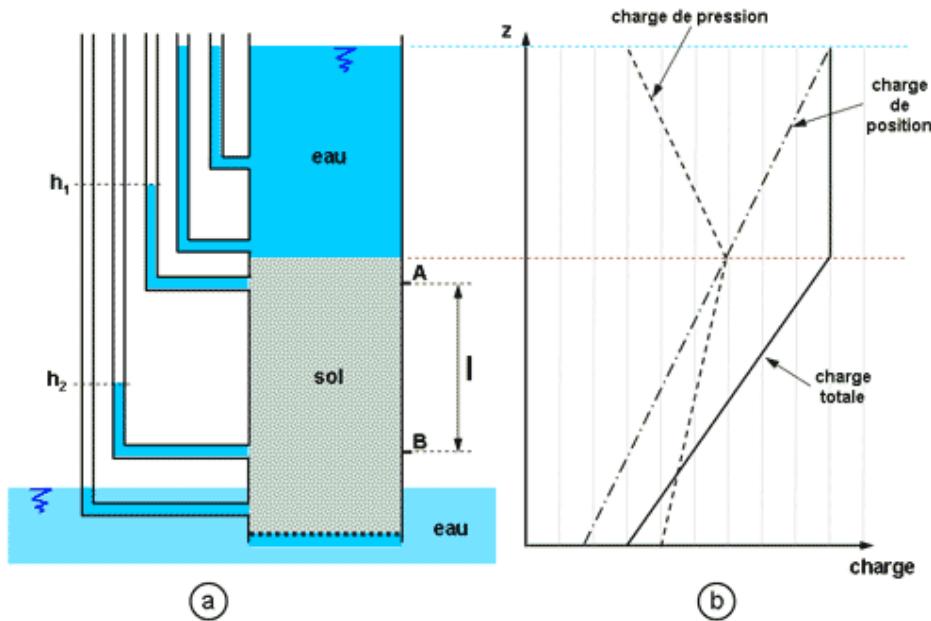


Figure 3 : Écoulement de l'eau dans un sol (a) et valeurs des charges correspondantes (b)

La différence d'altitude entre h_1 et h_2 est appelée la perte de charge : elle est le « moteur » de l'écoulement.

Le gradient hydraulique ∇h en un point est une grandeur vectorielle qui est l'opposé du gradient de la charge hydraulique h :

$$\vec{i} = -\overrightarrow{\text{grad } h}$$

On peut le décomposer en trois composantes suivant 3 axes :

$$i_x = -\frac{\delta h}{\delta x} ; \quad i_y = -\frac{\delta h}{\delta y} ; \quad i_z = -\frac{\delta h}{\delta z} .$$

En considérant la figure 3, on peut supposer que l'écoulement se fait de A vers B, dans un sol homogène et isotrope, le gradient est alors uniforme et suivant la direction AB, sa valeur (son module) est :

$$i = \frac{h_1 - h_2}{l} .$$

On appellera surface équipotentielle une surface sur laquelle la charge hydraulique totale est constante : il n'y a pas d'écoulement suivant une surface équipotentielle ; le vecteur du gradient hydraulique est normal à la surface équipotentielle.

Une surface sur laquelle la pression de l'eau est constante est appelée surface isopièze ; dans une nappe sans écoulement, les surfaces isopièzes sont des horizontales.

3.2. Limite de validité de la loi de Darcy

Si l'on a pu se permettre de généraliser la loi expérimentale de Darcy à des milieux complexes et en 3D, c'est seulement que les calculs effectués au moyen de cette loi s'accordent généralement bien avec l'observation. Il existe cependant des distorsions de cette loi quand on a affaire à des gradients très faibles ou très forts. On est rarement confronté à ces distorsions en pratique.

3.2.1. Gradients faibles

Les gradients faibles se rencontrent surtout dans des terrains très argileux. On présente sur la figure 4 l'allure de la courbe $v = f(i)$ dans le cas des argiles compactes (Jacquin, 1965): la linéarité ne s'applique qu'à partir d'un certain seuil ($i > i_1$) et la relation est alors de la forme

$$v = k \cdot (i - i_2)$$

Pour un gradient i entre i_0 et i_1 , la relation n'est pas linéaire. Pour $i < i_0$, il n'y a pas d'écoulement du tout. Les valeurs de i_0 , i_1 et i_2 varient beaucoup selon le type d'argile, son état, sa structure et selon la teneur de l'eau en sels minéraux.

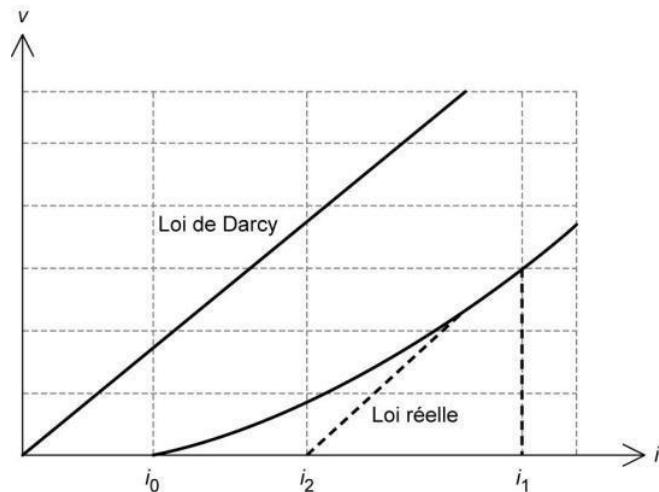


Figure 4 : Vitesse de filtration pour de très Faibles gradients (Jacquin;1965).

3.2.2. Gradients forts

Lorsqu'on augmente le gradient hydraulique dans l'expérience de Darcy, on observe qu'il n'y a plus linéarité entre le gradient et la vitesse de filtration.

$$i = \alpha v + \beta v^2$$

αv : pertes dues au frottement visqueux sur les parois des grains constituant la matrice.

βv^2 : pertes dues à l'inertie du fluide, i.e. la dissipation d'énergie dans les pores, analogue aux pertes dans les coudes et les étranglements des tubes. Le régime turbulent apparaît : les lignes de courant convergent et divergent très vite.

Le gradient hydraulique limite au-delà duquel la loi de Darcy n'est plus utilisable dépend essentiellement du milieu considéré.

On peut retenir à titre d'ordre de grandeur la formule empirique de Sichardt pour le gradient limite i_{max} :

$$i_{max} = \frac{1}{15\sqrt{k}}$$

où k est en m/s.

En pratique, la limite est rarement atteinte et l'écoulement reste laminaire dans les pores, à l'exception de contextes particuliers comme un réseau karstique ou le voisinage immédiat d'un ouvrage captant. Même dans ce cas, les pertes quadratiques faisant apparaître le régime turbulent sont cantonnées à une zone restreinte autour d'un puits, là où justement on facilite l'écoulement par un massif de graviers filtrant.

3.3. Perméabilité

La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique" (G. CASTANY). Elle est mesurée notamment par le coefficient de perméabilité K défini par la loi de Darcy comme le volume d'eau gravitaire traversant une unité de section perpendiculaire à l'écoulement en 1 seconde sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique. En prenant comme unités le m^2 et le m^3 , K est exprimé en m/s

Le coefficient de perméabilité dépend à la fois des caractéristiques du réservoir (granulométrie, porosité efficace) et des caractéristiques du fluide (viscosité, donc température, et masse volumique). Il est grossièrement proportionnel au carré du diamètre des grains pour une nappe libre. Il varie de 10 m/s à 10^{-11} m/s. Un matériau est considéré comme imperméable au-delà de 10^{-9} m/s.

La perméabilité est définie soit par la grandeur dite perméabilité intrinsèque notée K (m^2), soit par le coefficient de perméabilité k associé à la loi de Darcy qui est mesurée en m/s. C'est cette grandeur qui est utilisée par les ingénieurs en mécanique des sols : elle est improprement mais couramment appelée « perméabilité ».

Le coefficient de perméabilité k est relié à K et aux caractéristiques du fluide qui s'écoule dans le milieu :

$$k = (K / \mu) \gamma w$$

où: μ est la viscosité dynamique de l'eau exprimée en $kN.s/m^2$; γw le poids volumique de l'eau en kN/m^3 .

3.4. Transmissivité

La transmissivité caractérise la productivité d'un captage. C'est le produit du coefficient de perméabilité K par l'épaisseur de la zone saturée h.

$$T (m^2/s) = K (m/s) . h(m)$$

La diffusivité est le rapport de la Transmissivité sur le coefficient d'emmagasinement; elle caractérise la vitesse de réaction d'un aquifère face à une perturbation.

Sur le terrain, la transmissivité est mesurée par les pompages d'essai.

Un pompage d'essai consiste à pomper dans un forage selon un protocole déterminé et à interpréter le rabattement de la surface piézométrique de la nappe au moyen de plusieurs piézomètres disposés à quelques dizaines ou centaines de mètres du point de forage.

L'interprétation des données nécessite un traitement complexe qui est largement informatisé de nos jours. Cet essai permet de connaître la quantité optimale d'eau pouvant être prélevée dans la nappe.

4. Perméabilité et porosité

4.1. Milieu poreux et milieu fissuré

En hydrogéologie on identifie deux types différents de réservoir: le réservoir en milieu poreux et le réservoir en milieu fissuré.

Le réservoir en milieu poreux ou aquifère à porosité

d'interstices est un milieu perméable comportant des pores interconnectés, comme les sables ou les grès peu cimentés. Le réservoir en milieu fissuré est un milieu perméable dans lequel l'eau s'écoule à travers un réseau de fissures ou de fractures ouvertes, diversement interconnectées (roches cristallines, grès cimenté, calcaire fissuré ou karstifié).

4.2. Milieu continu et discontinu

Si le milieu comporte des vides interconnectés dans le sens de l'écoulement, on parlera d'un milieu continu. Le milieu poreux et le milieu finement fissuré sont continus par opposition aux milieux fissurés et karstiques, appelés milieux discontinus. Remarquons que si les lois générales de l'hydraulique ne s'appliquent qu'à des milieux continus isotropes et homogènes, on les applique également, en première approximation, aux milieux naturels même fissurés en prenant cependant soin de travailler à des échelles adéquates.

4.3. La porosité des formations aquifères

Un milieu perméable sera un aquifère favorable si en plus d'une perméabilité élevée, il contient une quantité d'eau appréciable dans les vides situés en son sein. On distingue deux milieux poreux aux caractéristiques bien différentes : le milieu à porosité d'interstices et le milieu à porosité de fissuration.

4.3.1. Porosité des roches à porosité d'interstices

- a) La porosité exprime la quantité de vide dans une roche. On peut la considérer à partir des phases solide et liquide:
 - Phase solide. Caractères pétrophysiques: Grandeur et forme des grains. Spectre granulométrique.
 - Phase liquide (les vides). Nombre, forme et dimension des pores et de leur interconnexions.

En hydrogéologie, on considère principalement la porosité efficace ou cinématique, plutôt que la porosité totale. On exprime la porosité par le rapport des volumes, volume des vides/volume de la roche, exprimée en %.

a) *Porosité efficace* :

Rapport du volume d'eau mobile à saturation, libéré sous l'effet d'un drainage complet, au volume total de la roche.

b) *Porosité cinématique*

Rapport entre la vitesse de filtration de Darcy, soit le débit spécifique, et la vitesse linéaire moyenne de déplacement de l'eau (vitesse des traceurs) (vd/vlm).

En fait il s'agit de la teneur en eau mobile ou du rapport entre le volume des vides, réellement parcourus par l'eau en mouvement, au volume total (saturé ou non saturé).

4.3.2. Porosité des roches consolidées

Dans ces roches, les vides sont constitués par des joints de stratification, des fissures ou des fractures interconnectées (résultant des contraintes).

Le plus souvent ces fissures ne sont pas ouvertes, mais sont obstruées par la recristallisation ou le colmatage. En général, l'hydrogéologue s'intéresse plus particulièrement aux fractures ouvertes, ou plutôt aux familles de fractures ouvertes.

On prend également en considération les microfissures (ouverture de l'ordre du mm): diaclases, microjoints de stratification, plan de schistosité. Dans ce cas, le milieu est

considéré comme continu et le rôle hydrodynamique de ces ouvertures est proche de celui des pores en milieu poreux.

5. Mesure de la perméabilité sur échantillon

Les méthodes de mesure de la perméabilité utilisées en laboratoire ne permettent pas de mesurer correctement la perméabilité de l'ensemble des terrains. Pour estimer la perméabilité d'un terrain dans son ensemble, des méthodes *in situ* (notamment essai de pompage) sont utilisées.

5.1. Problèmes posés par l'échantillonnage

Pour estimer ou mesurer la perméabilité au laboratoire, il est nécessaire de prélever un échantillon de terrain. Cet échantillon, de petite taille, ne sera pas représentatif de l'ensemble de l'aquifère :

- Les caractéristiques du terrain seront modifiées du fait de l'échantillonnage ;
- L'échantillon ne permettra pas de prendre en compte les variations de perméabilité dues aux failles ;
- L'aquifère sera en général prélevé à l'affleurement (où le terrain est modifié par l'altération). Pour constituer un échantillon caractéristique, il faudrait faire des prélèvements à différents niveaux de l'aquifère, ce qui est difficilement réalisable et serait coûteux ;
- L'échantillon ne se trouvera pas dans les conditions de pression, de forces adjacentes et de température qui étaient primitivement les siennes et qui sont difficilement évaluables.

Ces techniques de mesures ou d'estimation de la perméabilité en laboratoire sont en fait plus utilisées par les mécaniciens des sols que par les hydrogéologues (en effet si l'on travaille sur des sols remaniés, comme le sont les échantillons, l'ordre de grandeur de la perméabilité fourni peut être acceptable).

5.2. Estimation de la perméabilité

5.2.1. Le cas d'une roche meuble

La perméabilité au laboratoire peut être estimée à partir de la granulométrie (relation de Hazen ou relation de Casagrande) dans le cas d'une roche meuble :

a) Relation de Hazen

A partir d'expériences effectuées avec des sables à filtre, d'uniformité élevée ($Cu < 2$; $Cu = D_{60} / D_{10}$) et peu compacts, Hazen a obtenu les équations empiriques suivantes :

$$K \text{ (en cm/s)} = C_1 d_{10}^2$$

où: d_{10} : diamètre duquel il y a 10 % des grains ou diamètre efficace en cm, C_1 est un coefficient variant entre 100 et 150 s/cm.

b) Relation de Casagrande

Pour des sols à gros éléments (> 1 mm) dont les grains sont supposés cubiques, on peut exprimer la perméabilité en fonction de l'indice des vides e :

$$K = 1.4 K_{0.85} e^2$$

où: $K_{0.85}$ est la perméabilité pour $e = 0.85$. Il suffit donc de déterminer la perméabilité correspondant à une valeur arbitraire de e et on obtient les valeurs de K correspondant à d'autres valeurs de e au moyen de l'équation.

Ces relations ne tiennent pas compte de la forme des grains. Elles ne doivent être utilisées que pour les cas précis pour lesquels elles ont été définies.

Dans la pratique, elles sont inutilisables pour les terrains naturels qui ont des structures différentes et plus complexes que les sols étudiés.

5.2.2. Pour les sols compactés

Divers procédés sont utilisés pour déterminer la perméabilité d'un sol. Le plus simple est l'utilisation d'un perméamètre.

a) Perméamètre à charge constante

Le schéma du dispositif expérimental utilisé est présenté sur la figure 5. Il est constitué d'un tube de section A rempli de sable sur une hauteur donnée. Ce tube est alimenté de préférence à la base pour pouvoir éliminer l'air dans l'échantillon, avec une alimentation à niveau constant. Il est équipé de 2 piézomètres qui permettent de mesurer la charge imposée h sur un parcours de longueur l .

On mesure la quantité Q d'eau percolant dans l'échantillon pendant un temps donné t . Ceci donne le débit unitaire $q = Q/t$ et le coefficient de perméabilité k est donné par :

$$k = \frac{ql}{Ah}$$

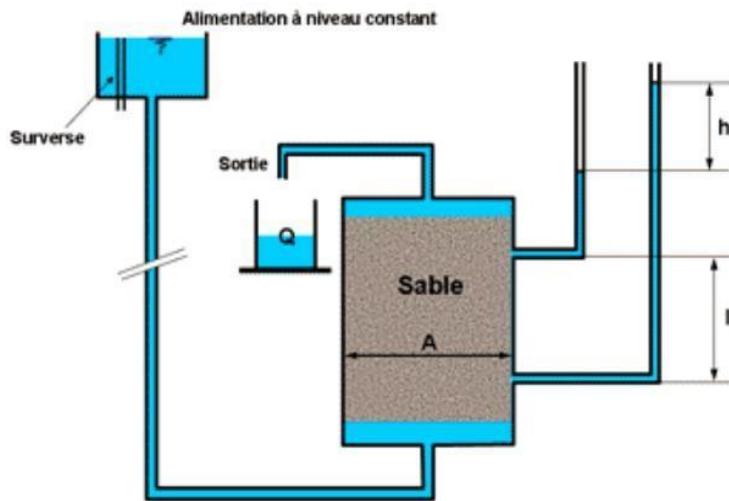


Figure 5: Perméamètre à charge constante.

La valeur du coefficient de perméabilité K dépend de nombreux facteurs. On peut citer notamment :

- La granulométrie,
- La forme des grains,
- L'enchevêtrement des grains et la compacité du milieu.

Le tableau ci-après donne quelques caractéristiques correspondant à diverses valeurs de K :

Coefficient k de perméabilité à l'eau (en m/s)	Perméabilité intrinsèque k_0 (en darcy)	Adjectif pour qualifier la perméabilité	Nature du sol
$> 10^{-2}$	> 1000	Très élevée	Graviers
$10^{-4} \text{ à } 10^{-2}$	$10 \text{ à } 1000$	Élevée	Sables et graviers
$10^{-5} \text{ à } 10^{-4}$	$1 \text{ à } 10$	Moyenne	Sables grossiers
$10^{-7} \text{ à } 10^{-5}$	$10^{-2} \text{ à } 1$	Faible	Sables fins
$10^{-9} \text{ à } 10^{-7}$	$10^{-4} \text{ à } 10^{-2}$	Très faible	Limons
$< 10^{-9}$	$< 10^{-4}$	Extrêmement faible	Argiles

Tableau 1: Ordre de grandeurs de la perméabilité pour divers sols.

b) Perméamètre à charge variable

Le tube (1) (Fig.6) est rempli d'eau. A l'instant $t = t_1$ la hauteur de l'eau dans le récipient est h_1 ; A l'instant $t = t_2$ la hauteur devient h_2 .

On démontre dans ce cas que la perméabilité de l'échantillon est donnée par la relation :

$$k = 2,3 \cdot \frac{d}{D} \cdot \frac{l}{(t_2 - t_1)} \cdot \log \left(\frac{h_1}{h_2} \right)$$

où: d : est le diamètre de la section (1); D : est le diamètre de l'échantillon de sol.

La perméabilité des sables à granulométrie uniforme ($d_{60}/d_{10} \leq 2$) peut être évaluée en utilisant la formule approchée de HAZEN :

$$k = 125 \cdot d_{10}^2$$

NB : k en m/s et d en mm

d_{10} est le diamètre efficace c'est à dire le diamètre correspondant à 10% de passant.

A noter:

En pratique HAZEN est valable si l'on trouve $k \in [10^{-5} ; 1]$ (k en m/s), ou encore si ($d_{60}/d_{10} \leq 2$).

On considère généralement que le perméamètre à charge constante permet de mesurer des coefficients de perméabilité inférieurs à 10^{-5} ou 10^{-6} m/s et que le dispositif à charge variable est utilisé au dessous de ces valeurs.

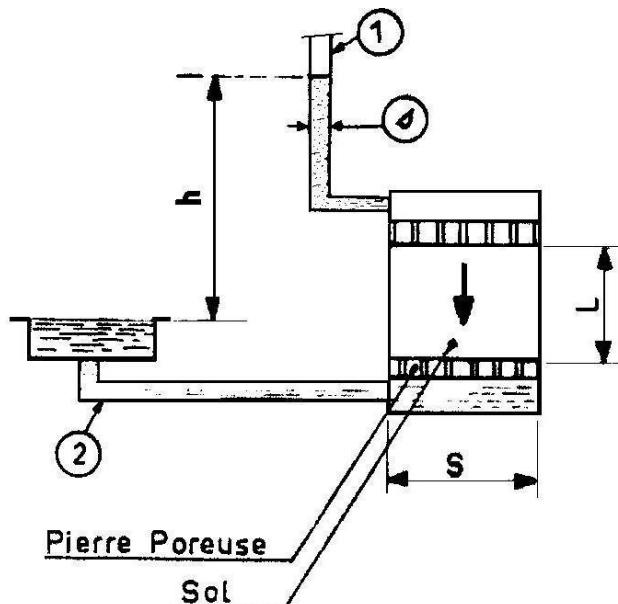


Figure 6 : Perméamètre à charge variable.

6. Écoulement dans les terrains stratifiés

La perméabilité K dépend du matériau. Supposons un matériau anisotrope formé par la superposition de couches horizontales d'épaisseur e_i et de perméabilité K_i ; l'écoulement se fait à la vitesse V qui peut être décomposée en $VH + VV$.

6.1. Perméabilité moyenne horizontale (kh)

On a un écoulement horizontal à travers un multicouche composé de n couches de sol d'épaisseurs h_i et de perméabilités k_i . On détermine le coefficient de perméabilité horizontal équivalent kh pour une couche de sol homogène d'épaisseur égale à la somme des couches (Fig. 7).

Les lignes de courant sont horizontales. Entre deux équipotentielles verticales, la perte de charge δh est constante donc le gradient hydraulique est le même pour toutes les couches. On écrit que le débit total est la somme des débits dans chaque couche et on applique la loi de Darcy.

$$Q = \sum q_i = \sum \nu_i h_i \cdot l = \sum k_i \cdot i \cdot h_i \cdot l = k_h \cdot i \cdot H \cdot l$$

$$k_h = \frac{\sum_i^n k_i \cdot h_i}{H}$$

L'écoulement horizontal à travers le multicouche est équivalent à un écoulement horizontal dans un massif homogène de coefficient de perméabilité équivalent kh . On remarque que c'est la couche la plus perméable qui influence le plus la perméabilité kh . Reprenons l'exemple du tricouche ci-dessus. Sa perméabilité kh est égale à 10^{-6} m/s.

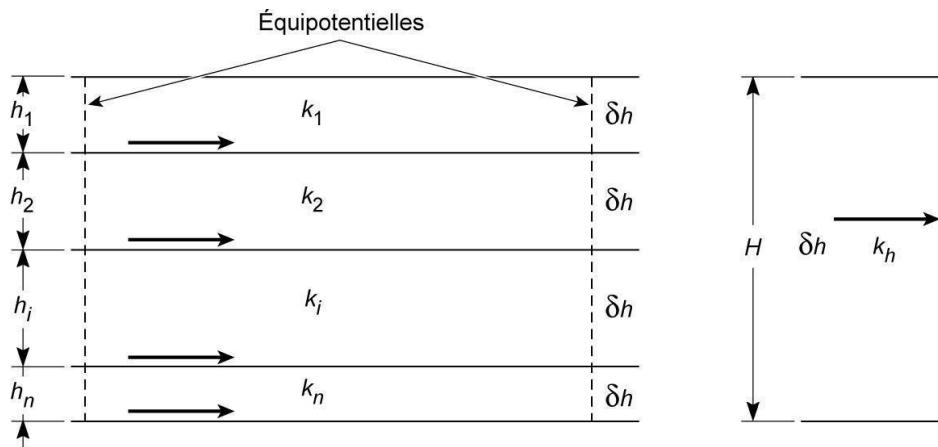


Figure 7 : Écoulement horizontal à travers un multicouche horizontal

Ceci montre la difficulté d'avoir une valeur fiable de la perméabilité dans les vallées où les dépôts de sédiments entrecroisés comportent des sols fins (argile, limon) avec des passages de sols grossiers beaucoup plus perméables (sable et gravier).

6.2. Perméabilité moyenne verticale (kv)

On a un écoulement vertical à travers un multicouche composé de n couches de sol d'épaisseur h_i et de perméabilité k_i . On détermine le coefficient de perméabilité vertical

équivalent k_v pour une couche de sol dont l'épaisseur H est égale à la somme des épaisseurs h_i de toutes les couches (Fig. 8).

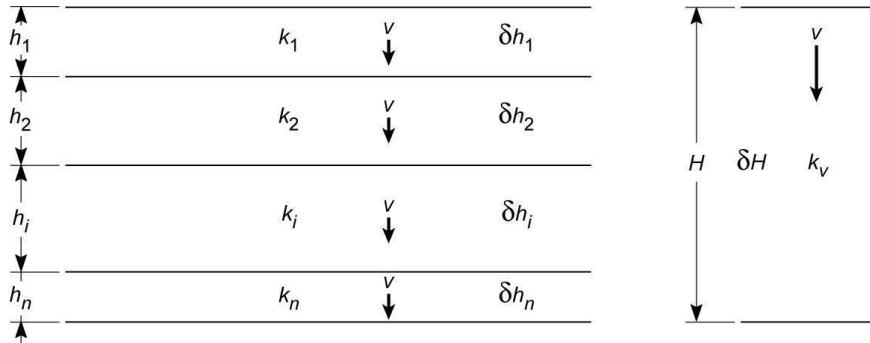


Figure 8 : Écoulement vertical à travers un multicouche horizontal.

La perte de charge totale δH est égale à la somme des pertes de charge δh_i dans chaque couche. Les variations des charges δh_i à l'intérieur de chaque couche sont linéaires.

Par application du principe de continuité de l'écoulement, le débit est constant à travers chaque interface, donc la vitesse est identique dans toutes les couches.

On peut donc écrire, en appliquant la loi de Darcy :

$$v = k_i \frac{\delta h_i}{h_i} = k_v \frac{\delta h_i}{h_i}; \quad \text{d'où ;} \quad \delta H = v \sum \frac{h_i}{k_i} = v \frac{H}{k_v}$$

$$k_v = \frac{H}{\sum \frac{h_i}{k_i}}$$

L'écoulement vertical à travers le multicouche est équivalent à un écoulement vertical dans un massif homogène de coefficient équivalent k_v .

On remarque que pour des couches d'épaisseur à peu près égales, c'est la couche la plus imperméable qui conditionne la valeur de k_v . L'essentiel de la perte de charge y sera aussi concentré. Prenons l'exemple d'un tricouche composé du haut vers le bas de 5 m d'argile, avec une perméabilité $k = 10^{-10}$ m/s, de 1 m de sable avec une perméabilité $k = 10^{-5}$ m/s et de 4 m d'argile avec une perméabilité $k = 10^{-10}$ m/s. La perméabilité k_v est égale à $1,1 \times 10^{-10}$ m/s $\cong 10^{-10}$ m/s. C'est le cas, par exemple, pour les batardeaux, où à l'amont on a une couche de sol grenu (gravier, sable) surmontant une couche de sol fin (limon, argile). Il n'y a pas de perte de charge dans la couche de sol grenu, toute la perte de charge est concentrée dans la couche de sol fin.

6.3. Coefficient de perméabilité équivalent

Nous sommes dans le cas d'un écoulement vertical et horizontal. On définit alors la grandeur suivante :

$$k \text{ équivalent} = \sqrt{K_h K_v} \cdot h$$

Si l'on considère ce multicouche comme un terrain unique anisotrope, de perméabilité horizontale kh et verticale kv , la loi de Darcy s'écrit en supposant que les directions horizontale et verticale sont principales:

$$\begin{aligned} v_x &= -K_h \frac{\partial h}{\partial x} \\ v_y &= -K_h \frac{\partial h}{\partial y} \\ v_z &= -K_v \frac{\partial h}{\partial z} \end{aligned}$$

Les vecteurs vitesses et gradients ne sont plus colinéaires, les lignes de courant ne sont plus perpendiculaires aux surfaces équipotentielles. On a vu que kh est supérieur à kv , on montre que c'est toujours le cas. Dans les terrains stratifiés, la perméabilité est plus grande dans le sens de la stratification que perpendiculairement.

CHAPITRE 4. Réseaux d'écoulement

1. Introduction

Nous avons jusqu'à présent considéré l'eau interstitielle comprise dans les pores du sol comme étant à l'état stationnaire. Dans ce chapitre, l'accent sera mis sur les mouvements de l'eau dans les sols.

La perméabilité est le paramètre clef caractérisant l'écoulement de l'eau dans les sols. Pour introduire ce paramètre nous serons amenés à définir au préalable un certains nombre de notions telles que la vitesse fictive, la charge hydraulique ou bien le gradient hydraulique.

2. Hypothèses de bases

L'étude de l'écoulement de l'eau dans les sols repose sur les deux hypothèses suivantes :

- le sol est saturé,
- l'eau et les grains sont incompressibles.

De plus, nous traiterons dans ce cours uniquement du cas des régimes permanents, c'est-à-dire des écoulements stabilisés pour lesquels la vitesse et la pression de l'eau en tous points du massif sont indépendantes du temps (par opposition, on appelle régime transitoire un régime non stabilisé où la pression et la vitesse de l'eau varient avec le temps).

3. Vitesse de l'eau dans les sols

L'eau qui s'écoule dans un sol circule dans les interstices entre les grains qui forment des canaux de tailles variables. Les trajectoires réelles des filets liquides sont assez tortueuses (Fig. 1a) et il n'est pas possible de définir les vitesses réelles de l'eau. Comme on s'intéresse essentiellement au mouvement global du fluide on définit des trajectoires fictives rectiligne (Fig. 1b ; c) et des vitesses moyennes.

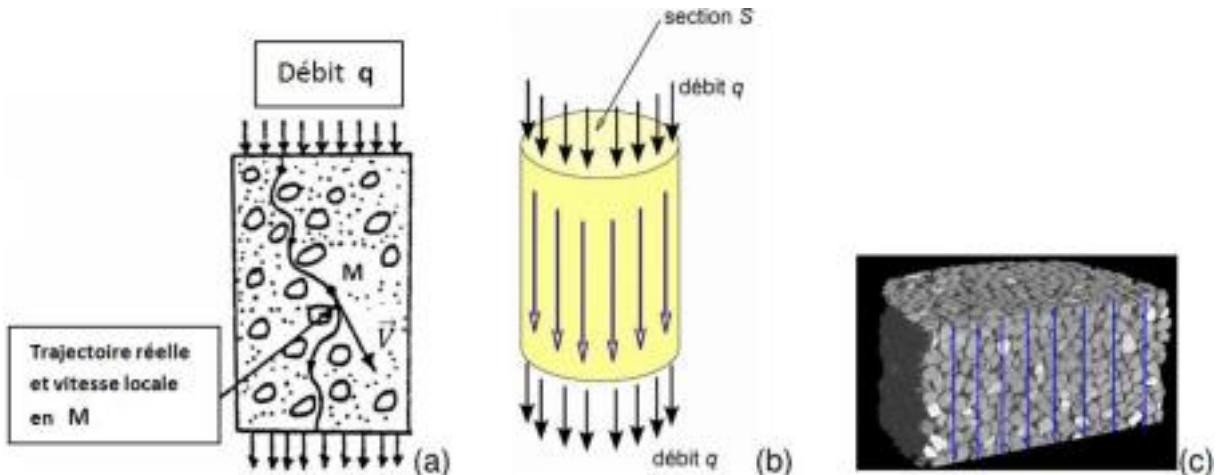


Figure 1: (a) Illustration de la vitesse réelle de l'eau s'écoulant à travers un sol. (b & c) hypothèse d'un milieu homogène où les filets d'eau sont rectilignes pour la définition de la vitesse fictive (vitesse de Darcy).

Pour les calculs on définit la vitesse fictive moyenne (ou vitesse de Darcy) \mathbf{v} :

$$\mathbf{v} = \frac{\mathbf{q}}{S}$$

où q est le débit de l'eau s'écoulant dans un tube de sol au travers d'une surface d'aire totale S (grains + vides) telle que défini sur la figure 1b.

4. Écoulements plans :

Dans les exemples cités précédemment, l'eau s'écoulait à travers le sol dans une seule direction, soit à l'horizontale, soit à la verticale. Ce type d'écoulement appelé écoulement unidimensionnel est le plus simple. On peut directement appliquer l'équation de Darcy pour calculer le débit d'eau traversant l'élément de sol.

Dans la plupart des ouvrages de génie civil où la circulation de l'eau dans le sol joue un rôle important, l'écoulement est tridimensionnel, c'est-à-dire que l'eau peut s'écouler suivant les trois directions de l'espace à la fois. A cause des difficultés que présenterait l'étude d'un tel écoulement, il est souvent possible de le simplifier en le considérant comme un écoulement bidimensionnel qui traverse le sol suivant des trajets à la fois horizontaux et verticaux (Fig. 2).

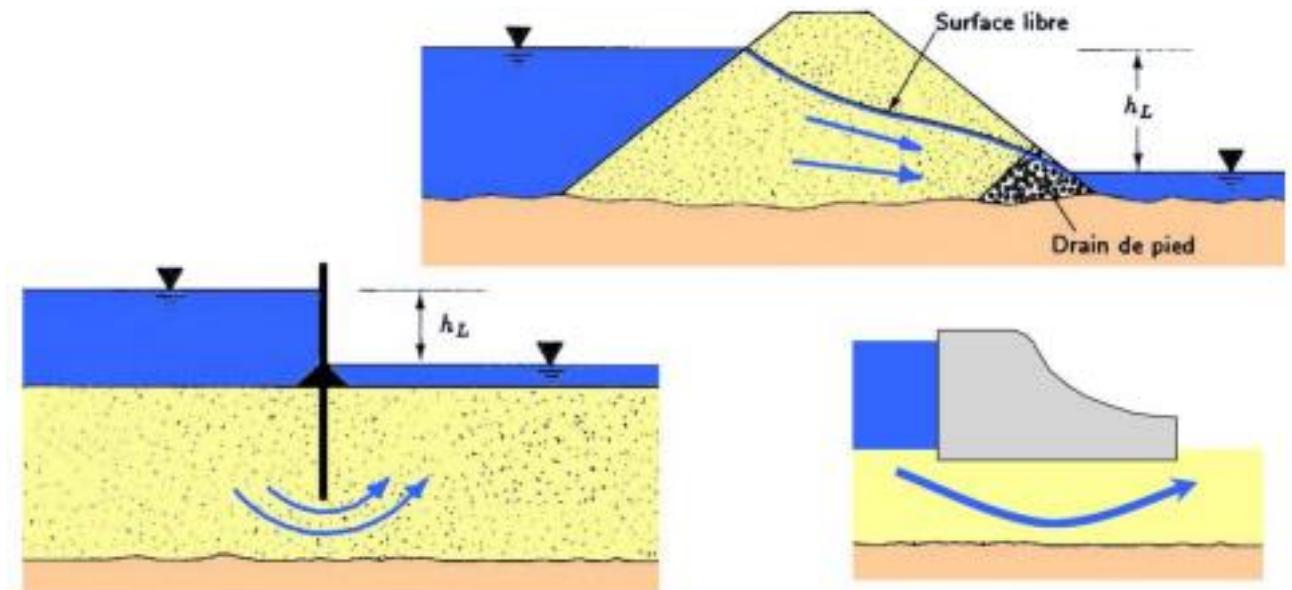


Figure 2: Problèmes bidimensionnels d'écoulement d'eau dans les sols.

4.2. Description analytique

La loi de Darcy demeure valable avec les écoulements bidimensionnels. Toutefois, puisque les ouvrages peuvent prendre diverses formes, les filets d'eau présentent des directions et des longueurs variables. Par conséquent, les expressions mathématiques à utiliser se complexifient. Dans le cas du régime permanent l'équation de continuité s'écrit :

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} = 0$$

Cette équation représente le fait que puisque l'eau est incompressible, le volume d'eau qui entre dans un élément de sol, tel que représenté sur la figure 3, doit être égal au volume d'eau qui en sort. Or la loi de Darcy donne (en supposant que la perméabilité k est identique dans les directions horizontales et verticales) :

$$v_x = k \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$v_y = k \frac{\partial h}{\partial y}$$

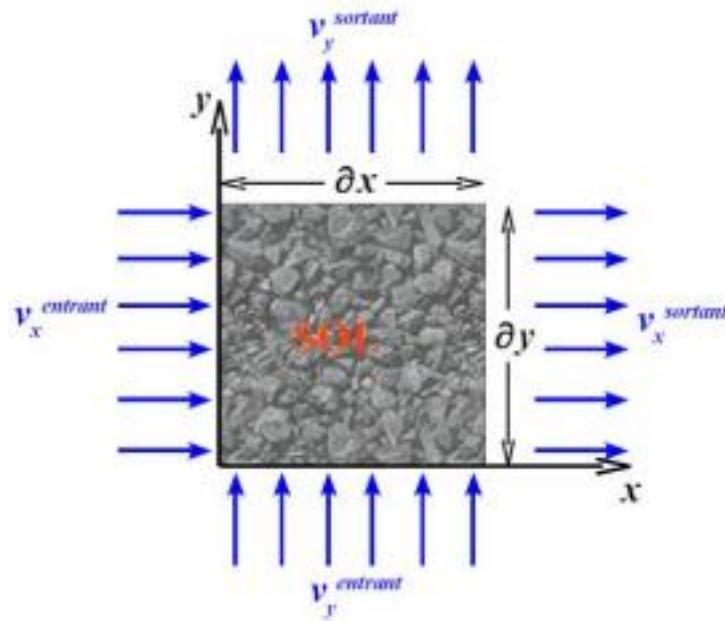


Figure 3: Flux d'eau à travers une surface élémentaire d'un sol.

L'équation de continuité s'écrit alors :

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

En simplifiant par k on a alors :

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

Cette dernière équation est une équation de Laplace, elle nous renseigne sur la valeur de la charge h en tous points de notre problème bidimensionnel. Toutefois, il faut pour cela résoudre cette équation, de manière analytique dans les cas simples, à l'aide de méthodes numériques dans les cas complexes.

Une fois cette équation résolue, la charge est connue et la vitesse de l'eau peut être déduite de la relation de Darcy :

$$v_x = k \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$v_y = k \frac{\partial h}{\partial y}$$

4.3. Description graphique

La solution de l'équation de Laplace peut-être schématisée graphiquement par un réseau de

lignes appelé réseau d'écoulement.

4.3.1. Cas simple de l'écoulement unidimensionnel

La figure 4 présente le réseau d'écoulement pour un écoulement unidimensionnel horizontal.

Le réseau d'écoulement est composé de lignes de courant et de lignes équipotentielles:

- Les lignes de courant indiquent le chemin moyen suivi par l'eau. En fait, un réseau d'écoulement comporte une quantité infinie de lignes de courant. Dans notre exemple, par simplification, nous n'en avons tracé que trois. Ces lignes divisent le sol en tubes de courant dont le nombre est noté N_t (ici $N_t = 2$). Les lignes de courant sont tracées de telle façon que le débit d'eau dans chaque tube de courant soit identique.
- Les lignes équipotentielles regroupent tous les points ayant la même charge hydraulique. Elles sont perpendiculaires à la direction d'écoulement de l'eau, donc perpendiculaires aux lignes de courant, et aussi innombrables que ces dernières. Ici, seules cinq équipotentielles sont tracées, de telle façon que les pertes de charge entre chacune des équipotentielles soient identiques (ici notées $\Delta h'$).

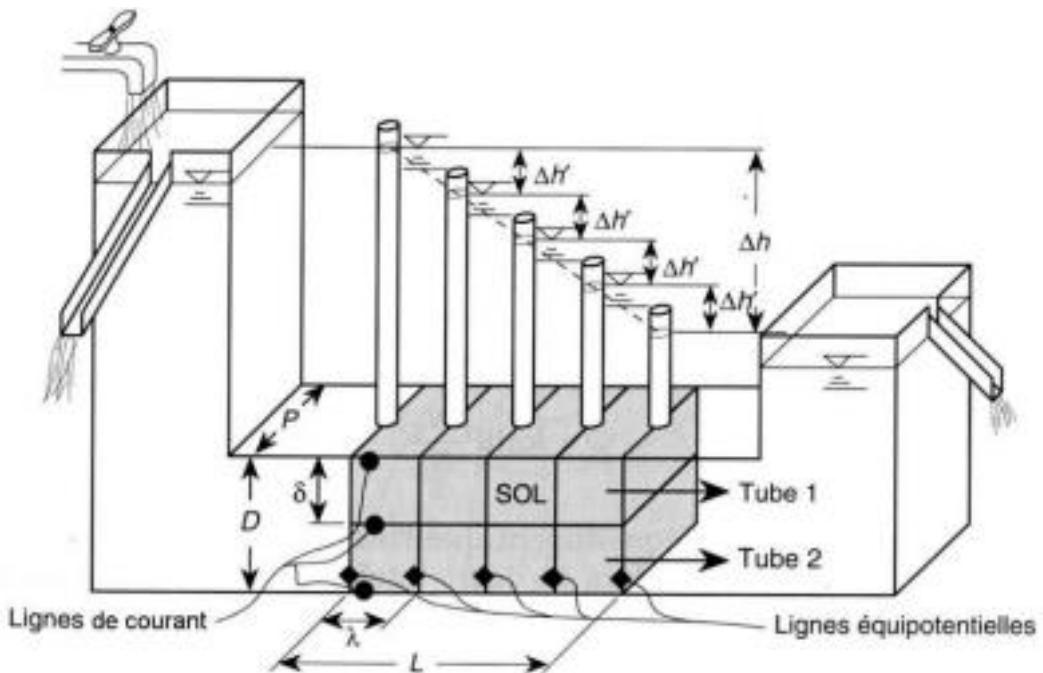


Figure 4: Réseau d'écoulement unidimensionnel.

Connaissant la perte de charge totale Δh et le nombre d'espaces N_p entre les équipotentielles on a :

$$\Delta h' = \frac{\Delta h}{N_p}$$

Les lignes de courant et les équipotentielles forment des carrés curvilignes (dans notre exemple simple, les carrés sont parfaits). Chaque carré subit la même perte de charge et est traversé par le même débit d'eau.

L'équation de Darcy pour une maille (un carré) du réseau s'écrit :

$$v = k \frac{\Delta h'}{\lambda}$$

$$\frac{\Delta h'}{\lambda}$$

représente le gradient hydraulique pour la maille considérée. Etant donné que pour une maille, l'eau s'écoule à travers une surface d'aire $\delta.P$, le débit q_t traversant la maille et s'écoulant donc un tube de courant s'écrit :

$$q_t = k \frac{\Delta h'}{\lambda} \delta.P$$

Les mailles étant des carrés (curvilignes) $\lambda = \delta$; de plus:

$$\Delta h' = \frac{\Delta h}{N_p},$$

donc :

$$q_t = k \frac{\Delta h}{N_p} P$$

Pour calculer le débit total Q , on multiplie le débit dans un tube par le nombre de tubes :

$$Q = k \Delta h \frac{N_t}{N_p} P$$

Pour une profondeur P unitaire, le débit total par unité de profondeur est :

$$Q = k \Delta h \frac{N_t}{N_p}$$

Cette expression du débit est également valable pour un écoulement bidimensionnel.

4.3.2. Cas d'écoulements bidimensionnels

a) Exemple d'écoulement autour d'un rideau de palplanches

La figure 5 présente la vue en coupe d'une palplanche enfoncée dans le fond d'un lac. Le côté aval étant maintenu à sec par pompage, l'eau s'écoule dans le dépôt de sol en passant sous la palplanche.

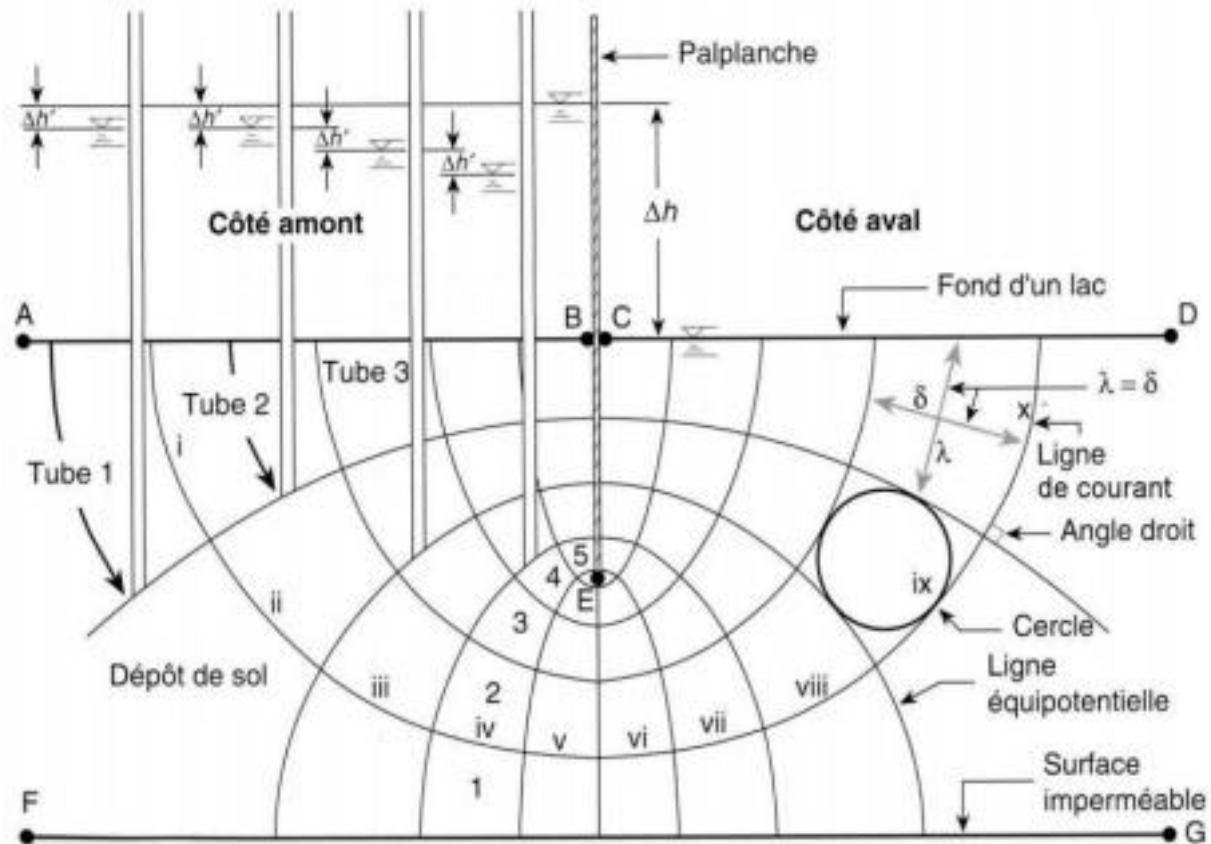


Figure 5: Réseau d'écoulement bidimensionnel sous une palplanche.

- Le réseau d'écoulement bidimensionnel tracé est constitué de 6 lignes de courant qui forment 5 tubes de courant identifiés par des chiffres arabes.
 - Les lignes équipotentielles sont au nombre de onze, créant ainsi dix pertes de charges égales, représentées par des chiffres romains. La première ligne équipotentielle, là où il n'y a pas encore de perte de charge, se confond avec la ligne AB, tandis que la dernière, ayant la charge hydraulique la plus faible, correspond à la ligne CD.
 - Les lignes de courant et les équipotentielles se croisent à angle droit formant des carrés curvilignes dont la longueur moyenne λ est égale à la hauteur moyenne δ . On peut vérifier que la hauteur moyenne est égale à la longueur moyenne lorsque qu'un cercle s'inscrit dans le carré curviligne.

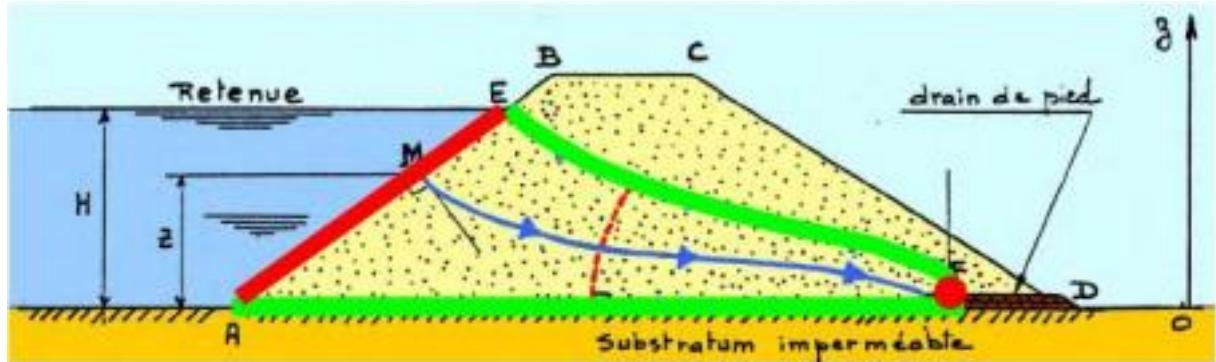
Pour un carré curvilinear donné, plus la distance λ entre deux équipotentielles est courte, plus le gradient hydraulique est élevé:

$$i = \Delta h' / \lambda$$

Et plus la vitesse de l'eau est grande ($v = k i$). Ainsi l'eau suivant le chemin 2 s'écoule plus rapidement que l'eau suivant le chemin 1. En fait, plus un carré est petit, plus la vitesse de l'eau à l'intérieur est grande. L'eau atteint sa vitesse maximale le long de la palplanche, car c'est là

qu'elle parcourt la distance la plus faible pour une même perte de charge (gradient hydraulique le plus élevé).

b. Exemple d'écoulement à travers une digue en terre



- AF est une surface imperméable - aucun débit ne la traverse

- ligne de courant

- EF est la surface libre - aucun débit ne la traverse

$$\rightarrow h = z$$

- ligne de courant

- AE est une surface filtrante

- contact avec l'eau libre (pas de perte de charge)

- ligne équipotentielle

- perpendiculaire aux lignes de courant

- en F, $h=0$

$$\rightarrow h = \frac{u_M}{\gamma_w} + z = H$$

4.3.3. Écoulement à trois dimensions (3D)

Ces écoulements sont rencontrés à l'occasion des pompages. Les applications principales des pompages sont :

-L'alimentation en eau,

-Le rabattement des nappes,

-La détermination in situ du coefficient moyen de perméabilité d'un sol.

4.3.3.1. Essai de pompage en régime permanent : formule de Dupuit

La surface libre de la nappe présente une dépression en forme d'entonnoir centré sur le puits et qui s'étend jusqu'à la limite du massif.

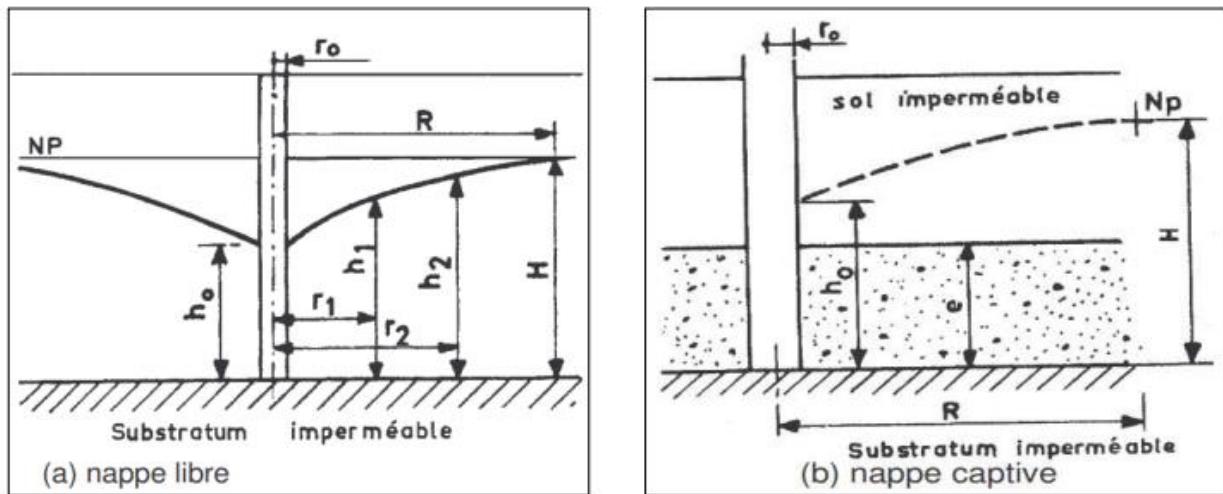


Figure 6: Essai de pompage.

Lorsqu'un régime permanent s'établit, le débit pompé est donné par la relation :

- Pour une nappe libre

$$Q = \pi \cdot k \cdot \frac{H^2 - h^2}{\ln\left(\frac{R}{r}\right)} = 1,365 \cdot k \cdot \frac{H^2 - h^2}{\log\left(\frac{R}{r}\right)}$$

- Pour une nappe captive

$$Q = 2\pi \cdot k \cdot e \cdot \frac{H - h}{\ln\left(\frac{R}{r}\right)} = 2,73 \cdot k \cdot e \cdot \frac{H - h}{\log\left(\frac{R}{r}\right)}$$

4.3.3.2. Rayon d'action et mesure du coefficient de perméabilité k in situ

On appelle rayon d'action R la distance à laquelle le pompage cesse de se faire sentir. La détermination du rayon d'action n'est pas facile. On admet toute fois que $100.r < R < 300.r$.

On peut aussi recourir à la formule empirique proposée par SICHARD:

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

Avec: k en m/s, $(H - h)$ et R s'exprimant en m Pour mesurer k de façon pratique, on détermine la forme exacte de la courbe (dépression) au moyen de piézomètres disposés autour du puits (huit au moins) et l'on ajuste les résultats expérimentaux avec la formule :

- Pour une nappe libre

$$k = \frac{Q}{\pi} \cdot \frac{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}{(h_2^2 - h_1^2)}$$

- Pour une nappe captive

$$k = \frac{Q}{2\pi e} \cdot \frac{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}{(h_2 - h_1)}$$

4.3.3.3. Essai LEFRANC

L'essai de pompage représente un investissement important. Par contre, on peut profiter de la réalisation des sondages pour évaluer la perméabilité des sols meubles à l'aide d'un essai simple : l'essai LEFRANC (Fig. 7).

Une cavité est ménagée à la partie inférieure du tubage. Il s'agit en général d'une cavité cylindrique de longueur L et de diamètre D . En régime permanent on a :

$$Q = C \cdot K \cdot h$$

$$C = \frac{2\pi L}{\ln\left(\frac{2L}{D}\right)} \text{ si } L > 2D$$

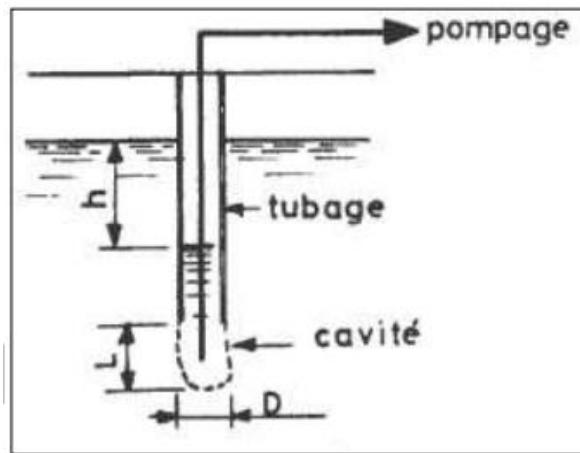


Figure 7: Essai LEFRANC

Si $L < 2D$ la formule ci-dessus n'est plus valable et l'on peut assimiler la cavité à une sphère et écrire la formule approchée :

$$C = 2\pi D \sqrt{\frac{L}{D} + \frac{1}{4}}$$

Pour $L = D$ cette formule donne :

$$Q=2.24.\pi.D$$

Il est également possible de réaliser l'essai à niveau variable ce qui est pratique pour des sols peu perméables. Le coefficient de perméabilité est alors donné par la relation :

$$k = \frac{S}{C} \cdot \frac{\ln\left(\frac{h_0}{h_1}\right)}{(t_1 - t_0)}$$

Avec : S est la section du forage; h_0 et h_1 sont les niveaux de l'eau dans le sondage entre les temps t_0 et t_1 (par rapport au niveau phréatique).

5. Force d'écoulement, gradient critique et phénomène de Renard

5.1. Forces sur un élément de sol - phénomène de boulance

Dans une nappe en équilibre hydrostatique (sans écoulement), l'action de l'eau sur le squelette solide se réduit à la poussée d'Archimède s'exerçant sur les grains vers le haut. Mais lorsqu'il y a écoulement, apparaît une perte de charge qui traduit une dissipation d'énergie par frottement visqueux du fluide sur les grains du sol. On voit ainsi apparaître sur les grains du sol, une force créée par l'eau dirigée dans le sens de l'écoulement.

Considérons le cas d'un écoulement vertical ascendant (homogène) tel que représenté sur la figure 8. Le point M se trouve à une profondeur D et le point A est à la verticale de M.

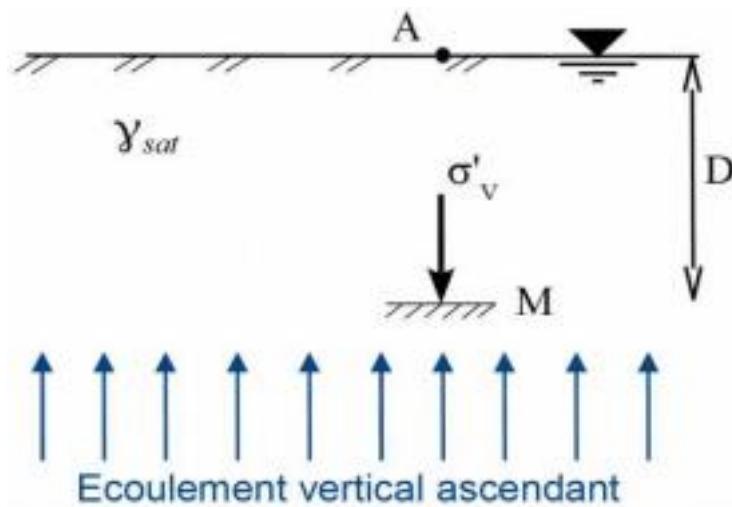


Figure 8: Écoulement vertical ascendant au sein d'un massif de sol saturé.

La contrainte verticale effective en M s'écrit :

$$\sigma'_V = \sigma_V - u_M$$

$$\sigma'_V = \gamma_{sat} \cdot D - u_M$$

Par ailleurs on a :

- la charge en M :

$$h_M = \frac{u_M}{\gamma w} + z_M,$$

- la charge en A :

$$h_A = z_A$$

- la perte de charge :

$$\Delta h_{MA} = h_M - h_A = \frac{u_M}{\gamma w} + z_M - z_A = \frac{u_M}{\gamma w} - D.$$

On en déduit le gradient hydraulique entre M et A :

$$i = \frac{\Delta h_{MA}}{D} = \frac{\frac{u_M}{\gamma w} - D}{D} = \frac{u_M}{\gamma w \cdot D} - 1$$

et la pression d'eau en M en fonction du gradient hydraulique :

$$u_M = (i + 1)\gamma w \cdot D = (i \cdot \gamma w + \gamma w) \cdot D$$

Finalement, la contrainte verticale effective en M est donnée par :

$$\sigma'_V = \gamma_{sat} \cdot D - (i \cdot \gamma w + \gamma w) \cdot D$$

$$\sigma'_V = (\gamma_{sat} - \gamma w - i \cdot \gamma w) \cdot D$$

$$\sigma'_V = (\gamma' - i \cdot \gamma w) \cdot D$$

Ainsi l'écoulement ascendant engendre sur le squelette granulaire un effet qui s'oppose à la gravité. Il en résulte une réduction de la contrainte effective égale à $i \cdot \gamma w \cdot D$. Pour une valeur de i suffisamment élevée la contrainte effective s'annule puis devient négative (dirigée vers le haut). Les grains du sol sont alors en suspension dans l'eau et ne peuvent supporter aucune charge. On dit que le sol est dans un état de boulance.

5.2. Le gradient hydraulique critique i_c

Le gradient hydraulique critique est le gradient hydraulique pour lequel la contrainte effective s'annule (la boulance s'initie) :

$$\sigma'_V = (\gamma' - i \cdot \gamma w) \cdot D = 0 \quad \Rightarrow \quad i_c = \frac{\gamma'}{\gamma w}$$

Le phénomène de boulance peut provoquer des accidents graves si des constructions sont

fondées sur le sol où il se produit, ou si le terrain lui-même fait partie de l'ouvrage : digue ou barrage en terre, fond de fouille, ...

Dans tous les problèmes d'hydraulique des sols, il importe de vérifier que les gradients hydrauliques ascendants réels sont suffisamment inférieurs au gradient critique i_c .

Dans le cas des sables le gradient critique est en général très voisin de 1.

5.3. Phénomène de renard (ou piping pour les Anglo-saxons)

Dans le cas général d'un écoulement, vertical ou non, en milieu perméable, - l'eau peut atteindre localement des vitesses élevées susceptibles d'entraîner les particules fines du sol).

- De ce fait, le sol étant rendu localement plus perméable, la vitesse de l'eau augmente et le phénomène s'amplifie.
- Des éléments plus gros vont être entraînés tandis que l'érosion progressera de manière régressive (de l'aval vers l'amont) le long d'une ligne de courant.
- Un conduit se forme par où l'eau s'engouffre et désorganise complètement le sol. C'est le phénomène de renard.

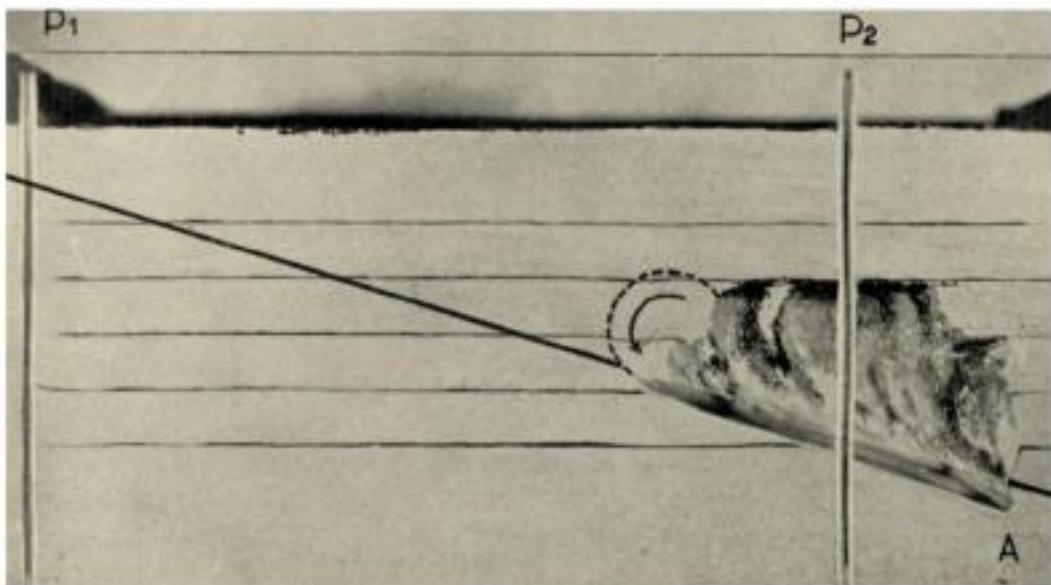


Figure 9: Progression d'un renard dans un massif de sol.



Figure 10: Désordre causé dans un barrage en terre suite au développement d'un renard le long d'une conduite.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bear, J. (1972). *Dynamics of fluids in porous media*. Dover Publications.
- Castany, G. (1982). *Hydrogéologie : principes et méthodes*. Dunod.
- De Marsily, G. (1995). *L'eau*. Flammarion (Collection Dominos).
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice Hall.
- Todd, D. K., & Mays, L. W. (2005). *Groundwater hydrology* (3rd ed.). John Wiley & Sons.
- Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. (1998). *Physical and chemical hydrogeology* (2nd ed.). Wiley.