

# Hydrologie et niveaux d'eau dans le sol

## Chapitre 2

La disponibilité de l'eau et l'accès à l'eau posent des problèmes majeurs auxquels devra faire face l'humanité durant ce siècle. On estime en effet qu'un être humain sur cinq n'a pas accès à l'eau en quantité suffisante et qu'un sur trois n'a accès qu'à une eau de qualité médiocre. Toute réflexion ou politique concernant la gestion de cette ressource naturelle vitale, afin de garantir une répartition juste et suffisante de l'eau entre tous les hommes, doit se fonder sur une bonne compréhension du cycle de l'eau. Le secteur socio-économique de la construction est concerné au premier chef par cet enjeu et par ce besoin de compréhension. Il faut éviter de perturber les écoulements ou alors les rétablir dans leur état avant travaux. Qu'il s'agisse des travaux publics ou du bâtiment, tout un édifice de contraintes réglementaires a été élaboré ces dernières années pour imposer des bonnes pratiques qui limitent les impacts sur la ressource dans ses différents compartiments et en particulier le sol et le sous-sol.

Le sol est un ensemble de strates ou « horizons » minéraux ou organo-minéraux produits par un gradient d'altération de la roche mère à l'interface avec la biosphère. Cette couche superficielle du terrain est nommée sol au sens strict de l'agronome et non du géotechnicien pour qui sol et sous-sol se confondent souvent dans le « terrain », sans notion de profondeur ou de différenciation pédologique. Dans ce chapitre, on écrit donc « terrain » là où le mot sol est employé couramment dans les autres chapitres. Le géotechnicien distingue les couches géologiques, mais il continue d'appeler « sol » l'ensemble du terrain concerné par le projet.

Dans la nature, l'eau se présente sous les trois états de la matière et elle contient partout ce qu'il est convenu d'appeler des impuretés pour rappeler que l'eau pure n'existe pas :

- état solide : neige et glace ;
- état liquide : eau chargée de sels minéraux ;
- état gazeux : vapeur à divers degrés de pression et de saturation.

L'eau est en constante circulation sur la planète Terre, à l'intérieur comme en surface, et elle subit des changements d'état. L'importance de ces modifications fait de l'eau le principal agent de transport de composés physico-chimiques et biologiques. L'ensemble des processus de transformation et de transfert de l'eau forme le cycle de l'eau ou cycle hydrologique.

Les mécanismes de mouvement de l'eau dans la nature se déroulent sous l'action de différents moteurs qui sont énumérés ci-dessous :

- l'énergie solaire, dont l'effet thermique provoque la circulation de l'air dans l'atmosphère ;
- la gravité, qui est responsable des phénomènes de précipitation, de ruissellement, d'infiltration et de convection ;

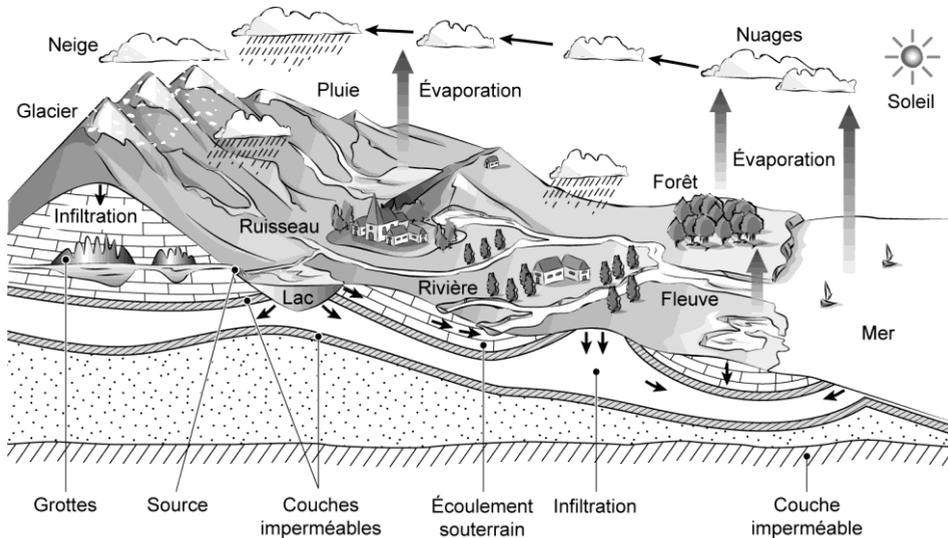
- les attractions solaire et lunaire, qui engendrent les marées et les courants marins ;
- la pression atmosphérique, dont les variations produisent les vents, eux-mêmes responsables des mouvements superficiels de l'eau des lacs et des océans ;
- les forces intermoléculaires, qui expliquent les phénomènes de capillarité et de viscosité internes dans tout milieu aqueux ;
- les réactions chimiques et nucléaires ;
- l'activité biologique : processus physiologiques dans les organismes végétaux ou animaux.

En ce qui concerne les activités humaines, certaines conduisent à une meilleure gestion de cette précieuse ressource naturelle, d'autres ou parfois les mêmes peuvent perturber le cycle hydrologique, tant du point de vue quantitatif que qualitatif.

Un système hydrologique est un espace fini caractérisé par sa géométrie en trois dimensions reliant, à un pas de temps donné, une entrée (cause) à une sortie (effet). Un système hydrologique incorpore une séquence du cycle de l'eau, qui commence par une impulsion, se poursuit par un transfert dans un circuit interne et se termine par une réponse hydrologique sous l'effet des conditions régnant aux limites.

## 2.1 Composantes du cycle hydrologique

Le cycle hydrologique est un concept qui englobe, à l'échelle du système Terre, les phénomènes de transformation, de mouvement et de renouvellement de l'eau (figure 2.1).



**Figure 2.1. Représentation du cycle de l'eau :  
vision qualitative de l'enchaînement des processus**

*D'après Techniques de l'ingénieur.*

La notion de cycle exprime que l'enchaînement de ces phénomènes n'a ni commencement identifié, ni fin prévisible. Il ne signifie aucunement qu'un système pourrait repasser plusieurs fois par la même succession d'événements ou d'états, même s'il est souvent schématisé ainsi pour satisfaire à notre besoin de simplification. Ainsi, aux latitudes tempérées, les chutes de neige arrivent globalement pendant la saison hivernale, mais derrière ce « globalement » se cache un vaste champ de variations dans l'espace et le temps, et un hiver ne ressemble à aucun autre.

Les mécanismes à l'œuvre au cours du cycle hydrologique n'agissent pas seulement à sens unique ou les uns à la suite des autres, mais ils interagissent et sont aussi concomitants.

1. Sous l'effet du rayonnement solaire, l'évaporation de l'eau liquide à partir du sol, des océans et des autres surfaces d'eau fait s'élever l'eau à l'état de vapeur dans l'atmosphère.
2. L'élévation des masses d'air humide provoque un refroidissement jusqu'à la température nécessaire pour les amener à saturation et déclencher la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes constituant les nuages.
3. Puis la vapeur d'eau transportée et temporairement stockée dans les nuages est restituée aux océans et aux continents par les précipitations à l'état solide ou liquide.
4. Une partie de la pluie qui tombe est interceptée par les feuilles des végétaux, puis absorbée et partiellement restituée sous forme de vapeur à l'atmosphère. L'interception peut être aménagée pour la favoriser en milieu urbain au moyen de plantations sur la voirie, d'espaces verts ou de terrasses végétalisées sur les toitures.
5. La pluie non interceptée atteint le sol et, selon les conditions qui y règnent, elle peut s'évaporer, s'accumuler dans des retenues, ruisseler pour s'écouler jusqu'aux cours d'eau ou bien s'infiltrer dans le sol.
6. L'eau infiltrée peut s'emmagasiner dans le sol et être utilisée par les plantes.
7. L'eau infiltrée peut aussi, si elle est abondante, percoler en profondeur dans le sous-sol et contribuer ainsi au renouvellement de la nappe phréatique, qui est la première masse d'eau, contenue dans la porosité du terrain aquifère, rencontrée par un puits.
8. L'écoulement souterrain à partir d'une nappe peut rejoindre la surface du sol au niveau des sources ou des cours d'eau.
9. L'évaporation à partir du sol, des cours d'eau et des plantes, ainsi que la transpiration des plantes, complètent le cycle. Les deux phénomènes étant souvent indiscernables, ils sont compris sous le terme « évapotranspiration ».

Parmi tous ces processus, ceux qui concernent le plus l'hydrogéologie sont l'infiltration, la percolation et l'écoulement souterrain.

L'infiltration désigne la pénétration de l'eau dans le sol et la circulation de cette eau dans le sous-sol sous l'action de la gravité et éventuellement de la pression. Physiquement, l'infiltration correspond à un écoulement vertical descendant, dans un volume solide poreux

non saturé en eau, et contenant donc de l'air, ce qui permet la fixation de molécules d'eau par les éléments solides constituant le terrain. Le taux d'infiltration est le volume d'eau ou la lame d'eau qui s'infiltré par unité de temps (mm/h ou m<sup>3</sup>/s).

L'infiltration est à distinguer de la filtration qui désigne tout mouvement d'un liquide à travers un matériau poreux quelconque et dans un état non défini. Type particulier de filtration, la percolation est la circulation d'un liquide à travers un milieu poreux saturé d'eau sous la seule influence de la gravité. Elle concerne donc l'eau qui s'est infiltrée assez profondément dans le sous-sol pour atteindre la zone saturée et qui alimente donc la nappe phréatique.

En raison de la diversité de ses modalités, on ne doit plus parler de « l'écoulement », mais « des écoulements ». On peut d'abord distinguer les écoulements superficiels, mesurés par le rapport d'un volume d'eau par surface de terrain et par unité de temps, qui rejoint rapidement les exutoires, et les écoulements souterrains, mesurés par un rapport volume/temps, donc un débit, qui sont plus lents. Les premiers se subdivisent en écoulements de surface et de subsurface : ce dernier mot entend, de façon vague, un écoulement dans une tranche supérieure saturée du terrain.

L'hydrogéologie fait partie de l'hydrologie (Cosandey et Robinson, 2000) et c'est une discipline qui combine :

- la description des circulations souterraines (un des maillons du cycle de l'eau) au moyen de la géologie et de l'hydrologie ;
- la quantification des écoulements grâce à la mécanique des fluides en milieu poreux.

Cette discipline s'applique à des domaines aussi variés que la gestion des ressources en eau, la pollution des sols et des nappes, l'exploitation de fluides non miscibles à l'eau (pétrole), le génie civil (rabattement, drainage, consolidation) et le transport de chaleur (géothermie).

Pour comprendre l'origine de l'eau souterraine et les modalités de son écoulement dans le sous-sol, il est nécessaire de se situer dans le cadre de la répartition et de la circulation de l'eau sur la Terre ; on dit « des eaux » quand on veut exprimer la diversité des gisements.

## **2.2 La distribution des eaux**

La distribution des eaux peut être décrite de différents points de vue, qui sont croisés dans ce chapitre :

- distribution quantitative ou qualitative ;
- distribution selon les différentes composantes du cycle hydrologique ;
- distribution spatiale à différentes échelles : le globe, les continents, une région, une zone géographique, etc.

### 2.2.1 L'échelle globale : sphères, réservoirs, cycles

À l'échelle du globe, des échanges d'eau se produisent entre des enveloppes concentriques ou « sphères » définies par l'état physique dominant :

- l'atmosphère (gaz) ;
- l'hydrosphère et ses grands réservoirs (liquide) ;
- la lithosphère (solide).

On peut y ajouter la biosphère, qui est une zone de transition entre l'hydrosphère et l'atmosphère, et qui joue un rôle très important dans les échanges.

La Terre, vue de l'espace, apparaît comme une planète bleue. Les océans occupent 70 % de la surface du globe. L'eau salée (une eau très minéralisée est dite « dure ») constitue 97 % de la masse totale d'eau dans la biosphère. Les eaux dites douces, les plus aptes à l'alimentation humaine, se partagent donc les 3 % qui restent (tableau 2.1).

70 % de l'eau douce se trouve dans les gisements difficilement accessibles que sont les calottes polaires et les glaciers, ainsi que les nappes souterraines de très grande profondeur (supérieure à 1 000 mètres).

Les 30 % d'eau douce restants sont constitués essentiellement par les eaux souterraines et sont stockées sous forme de nappes plus ou moins profondes et diversement accessibles. Dans certaines parties du globe, comme les régions arides ou semi-arides, l'alimentation en eau des populations provient quasi exclusivement de l'eau souterraine par l'intermédiaire de puits. L'exploitation abusive des nappes les plus proches de la surface, dites nappes phréatiques, entraîne leur abaissement qui peut être irréversible et parfois même, dans les régions côtières (Sénégal, Afrique du nord), leur substitution par de l'eau salée. En France, pays qui n'est pourtant pas aride, l'eau potable provient pour presque 70 % des nappes ; une bonne moitié de l'eau souterraine est à plus de 800 mètres de profondeur et son captage reste donc très difficile.

Les eaux continentales superficielles (lacs, cours d'eau) sont accessibles, mais, malgré l'alimentation par la fonte des glaciers, elles sont en quantité infime. De plus, elles sont beaucoup plus vulnérables aux pollutions d'origine anthropique. Enfin, leur répartition géographique est très inégale : ainsi, le Canada possède à lui seul 30 % des réserves mondiales d'eau douce et connaît 6 % du ruissellement terrestre.

Dans chacun de ces grands réservoirs terrestres, l'eau se renouvelle au fil des ans. La période de renouvellement de l'eau dans un réservoir est le temps de séjour moyen d'une quantité d'eau élémentaire. On l'obtient en divisant le volume du réservoir par le débit d'entrée total ou par le débit de sortie total, en m<sup>3</sup> par unité de temps (heure, jour ou année). Cette définition simple conduit cependant à des estimations variées selon la méthode utilisée pour effectuer le bilan (tableau 2.2).

**Tableau 2.1. Fraction des réserves totales et des réserves d'eau douce des différents stocks d'eau de la planète**

D'après Gleick (1993).

<b>Réservoir</b>	<b>Fraction des réserves totales (%)</b>	<b>Fraction des réserves d'eau douce (%)</b>
Eaux océaniques	96,5379	Sans objet
Eaux souterraines totales	1,6883	Sans objet
Nappes d'eau douce	0,7597	30,0606
Eau du sol	0,0012	0,0471
Glaciers et couverture neigeuse permanente :	1,7362	68,6972
– Antarctique	1,5585	61,6628
– Groenland	0,1688	6,6801
– Arctique	0,0060	0,2384
– Régions montagneuses	0,0029	0,1159
Permafrost	0,0216	0,8564
Réserves d'eau dans les lacs :	0,0127	Sans objet
– douces	0,0066	0,2598
– salées	0,0062	Sans objet
Marais	0,0008	0,0327
Rivières	0,0002	0,0061
Eau biologique	0,0001	0,0032
Eau atmosphérique	0,0009	0,0368
Réserves totales	100	Sans objet
Réserves d'eau douce	2,53	100

**Tableau 2.2. Temps de renouvellement de l'eau dans les principaux réservoirs selon différentes sources bibliographiques**

Réservoir	Source bibliographique			
	(Jacques, 1996)	(Gleick, 1993)	(Tardy, 1986)	(Unesco, 2000)
Océans	2 500 ans	3 100 ans	3 172 ans	2 500 ans
Calottes glaciaires	1 000-10 000 ans	16 000 ans	–	9 700 ans
Eaux souterraines	1 500 ans	300 ans	8 250 ans (roches poreuses profondes)	1 400 ans
Eaux du sol	1 an	280 jours	–	1 an
Lacs	10-20 ans	1-100 ans (eaux douces) 10-1 000 ans (eaux salées)	5,6 ans	17 ans
Cours d'eau	10-20 jours	12-20 jours		16 jours
Eau atmosphérique	8 jours	9 jours	9,5 jours	8 jours
Biosphère	Quelques heures	–	–	Quelques heures

Le cycle global de l'eau se divise en cycle océanique et cycle continental. Un échange global d'environ 40 000 km<sup>3</sup> équilibre le bilan de ces deux cycles. À l'échelle du globe, le bilan hydrologique est théoriquement nul. Les océans contribuent pour 75 % à l'évaporation totale et pour 62 % au total des précipitations : la différence se traduit sur les continents par un excès de 13 % des précipitations sur l'évaporation. Cet excès est la cause de l'écoulement fluvial continental et donc de l'existence du réseau hydrographique.

Cette représentation globale du cycle de l'eau est une moyenne, qui dissimule une très grande hétérogénéité régionale de répartition des précipitations et de l'évaporation, selon la latitude et l'altitude. Par exemple, les trois processus principaux – précipitation, évaporation et ruissellement – décroissent en intensité en allant de l'équateur vers les pôles.

### 2.2.2 L'échelle continentale, régionale, ou locale

À l'échelle continentale, les principales composantes du cycle de l'eau et leur répartition sont données par le tableau 2.3 qui traduit un bilan hydrologique simplifié  $P = E + R$ . Le pourcentage des précipitations qui ruisselle est plus important dans l'hémisphère Nord (40 %) que

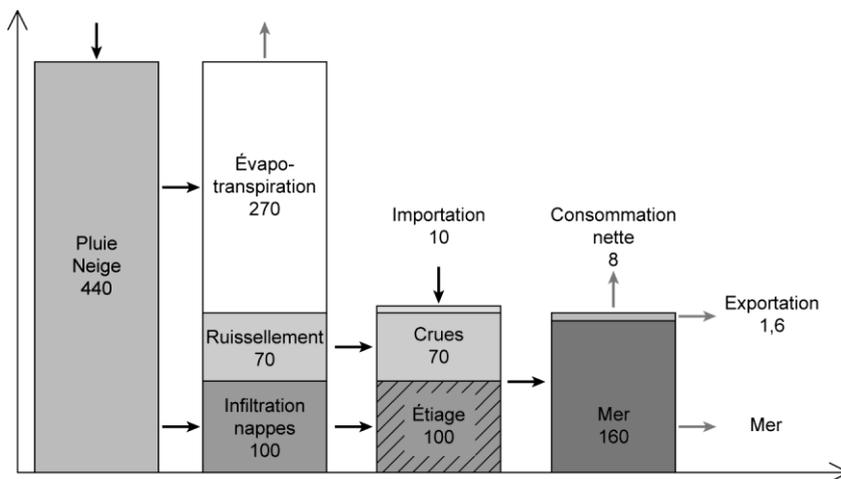
dans l'hémisphère Sud (de 20 à 35 %). Sur un même parallèle, l'intensité de l'évaporation sur les continents est quasiment uniforme.

**Tableau 2.3. Les composantes du cycle de l'eau et leur répartition à l'échelle du globe**

D'après Musy et Higy (2004).

Continents	Précipitations (mm)	Évaporation (mm)	Ruissellement (mm)
Europe	790	507	283
Afrique	740	587	153
Asie	740	416	324
Amérique du Nord	757	418	339
Amérique du Sud	1 595	910	685
Australie et Océanie	791	511	280
Antarctique	165	0	165
Moyenne pour tous les continents	800	485	315

À l'échelle de la France, qui n'est qu'une « région » du point de vue de la planète, la distribution des eaux par composante du cycle hydrologique est illustrée en figure 2.2.



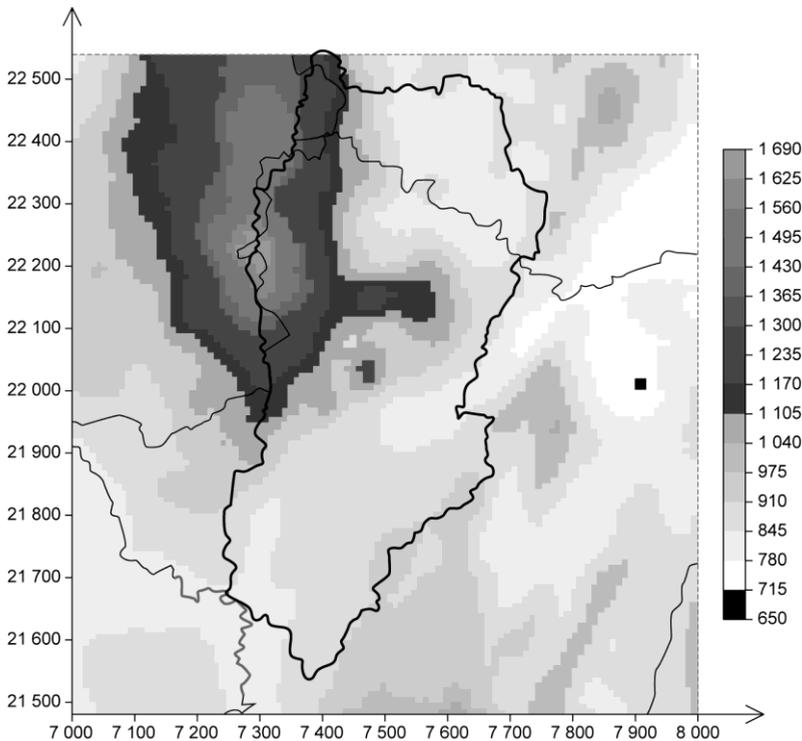
**Figure 2.2. Le bilan de l'eau en France (en km<sup>3</sup>/an)**

D'après Guillemin et Roux (1992).

Le ruissellement engendre globalement les crues, l'écoulement souterrain des nappes phréatiques soutient l'étiage des cours d'eau et l'ensemble de ces écoulements retourne finalement à la mer sauf une petite partie (10,4 sur 170 km<sup>3</sup>) qui ne sort pas du système, mais y reste stockée (lacs, réserves, canaux, alimentation de nappes profondes). Le bilan des eaux importées *versus* exportées ou consommées est légèrement bénéficiaire. L'excès de 10,4 km<sup>3</sup>, solde positif moyen sur les échanges, n'est pas constant d'une année sur l'autre. Il assure le maintien d'un stock.

En général, la quantité totale de précipitations en un point est inversement proportionnelle à sa distance à l'océan. Pour une même région, la quantité totale de précipitations (*idem* pour le ruissellement) dans un secteur est proportionnelle à l'élévation moyenne du bassin-versant en ce secteur et cet effet s'observe jusqu'à une altitude donnée (optimum pluviométrique).

Ainsi, le bassin-versant de l'Arroux situé au sud-est du massif montagneux du Morvan connaît ses plus fortes précipitations sur le relief de sa bordure nord-ouest et ses plus faibles précipitations dans sa partie sud-est constituée de plaines (figure 2.3). Une telle carte des surfaces d'égales précipitations, appelées surfaces isohyètes, est produite par Météo France au moyen de la méthode AURELHY®, sur n'importe quelle zone, et à la demande de l'utilisateur.



**Figure 2.3. Influence du relief sur la pluviométrie à l'échelle locale**

Bassin-versant de l'Arroux. Carte des surfaces isohyètes du bassin en mm/an pour la période 2000-2009.

Chaque point grille correspond à une superficie de 1 km<sup>2</sup>. D'après Renaud *et al.* (2011).

## 2.3 Les systèmes hydrologiques

Pour réaliser des études sur la circulation de l'eau, il est nécessaire de fractionner le cycle global de l'eau en domaines et en durées accessibles à l'observation, à la mesure et à l'expérimentation. Un tel domaine, appelé système hydrologique, est caractérisé par :

- ses limites dans l'espace ;
- les processus qui s'y déroulent (physiques, chimiques, biologiques) ;
- la séquence du cycle de l'eau qu'il inclut, séquence définie par une entrée, un transfert et une sortie ;
- son rythme de fonctionnement dans le temps.

Un système hydrologique est supposé assimilable à un milieu matériel continu qui est le siège de processus internes hydrodynamiques, hydrochimiques et hydrobiologiques. Un tel système admet une variabilité spatiale des données et des paramètres intervenant dans ces processus. Localiser et intégrer les actions anthropiques (pompage, barrage, dérivation, etc.) est également nécessaire à l'identification d'un système hydrologique.

Un système en général a un fonctionnement complexe caractérisé par un rythme, une périodicité, une variabilité ou une évolution dans le temps. Il admet un instant initial et parfois un instant de stabilisation précédé par une phase transitoire. En raison de la variabilité temporelle, on ne peut comparer deux séries de données que si elles sont relatives à un intervalle de temps (période) équivalent (mais non identique). Toutes les données issues d'un système hydrologique doivent donc être rapportées, selon le but poursuivi, à une date ou à une période déterminée. Pour obtenir des résultats significatifs en hydrologie, le traitement des données doit satisfaire deux conditions :

- la période hydrologique doit être choisie la plus longue possible ;
- le pas de temps d'acquisition doit être adapté à la variabilité temporelle des phénomènes à mesurer.

Il faut aussi prendre en compte les modifications hydrologiques liées aux aménagements réalisés dans le système pendant la période de temps considérée, actions de l'homme dont il est nécessaire de constituer l'historique.

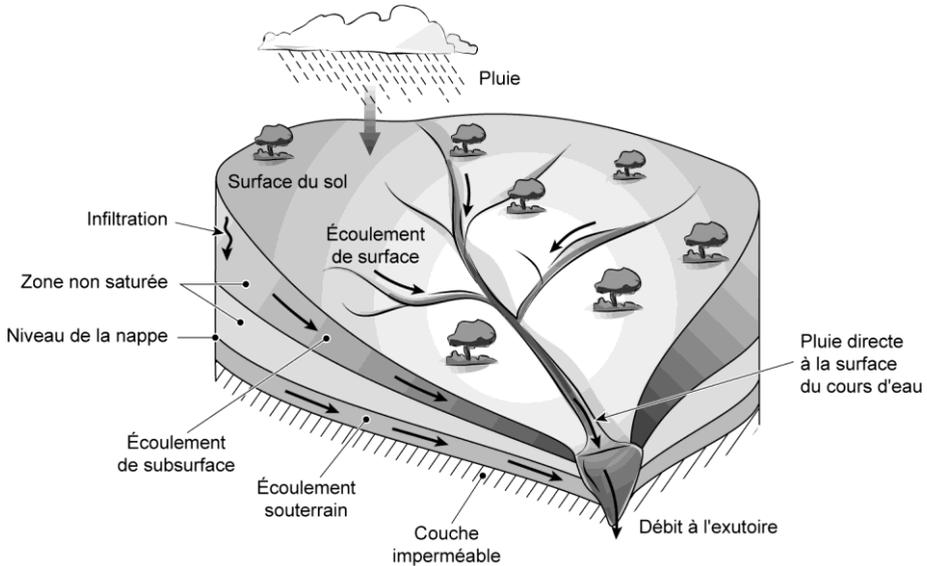
On distingue trois grands types de système hydrologique :

- le bassin hydrologique (BHL) ;
- le bassin hydrogéologique (BHG) ;
- l'aquifère avec sa nappe (AQU) qui est un compartiment du BHG.

### 2.3.1 Limites et alimentation des systèmes hydrologiques

Les processus d'infiltration et d'écoulement participant à la génération de crue dans un système hydrologique complexe sont représentés de manière schématique par la figure 2.4.

Un BHL est circonscrit par les lignes de crête topographiques qui délimitent le bassin-versant d'un cours d'eau et de ses affluents : c'est donc une surface. Son temps de réponse est court et la fraction de l'eau qui passe sous la surface est considérée comme une perte.



**Figure 2.4. Typologie des écoulements dans un bassin-versant**

D'après Musy et Soutter (1991).

Un BHG est circonscrit par des limites géologiques qui incluent une dimension en profondeur, par exemple un bassin sédimentaire : c'est donc un volume. Son temps de réponse est long et la fraction de l'eau qui reste à la surface est considérée comme une perte.

Un BHG est constitué d'un ou de plusieurs AQU, formations géologiques contenant et conduisant l'eau souterraine : ce sont les couches aquifères, séparées ou non par des couches imperméables (aquicludes) et par des zones non saturées (ZNS). Un niveau imperméable est une couche de perméabilité beaucoup plus faible (c'est-à-dire au moins d'un multiple de 10) non traversée par l'eau et qui porte la masse d'eau (nappe) de la couche du dessus (voir chapitre 16).

L'alimentation renouvelle les stocks d'eau et entretient l'écoulement dans les systèmes hydrologiques. L'alimentation d'un BHL est constituée par ce que l'on appelle précipitations nettes ou pluie nette  $P_n$  c'est-à-dire celle qui parvient à la surface du sol. Il s'agit des précipitations brutes  $P$  diminuées d'un terme  $ET_1$  d'évapotranspiration qui est produit au cours de la chute des précipitations. Le terme  $ET_1$  correspond à l'activité de la partie aérienne de la végétation : il inclut l'évapotranspiration pendant la durée des précipitations, ainsi que l'interception et l'absorption par la couverture végétale :

$$P_n = P - ET_1$$

L'infiltration peut être considérée comme une perte pour la production de l'écoulement du BHL, au même titre que l'interception, le stockage en surface ou l'évaporation. En prenant ce point de vue exposé par Réménieras (1972), certains auteurs comme Musy et Soutter (1991)

ont par le passé utilisé l'expression « pluie nette » comme « la pluie brute diminuée de tous les termes qui ne contribuent pas au ruissellement ». Ce faisant, ils ont simplement dénommé autrement le terme de ruissellement, ce qui n'aide en rien à l'analyse du bilan. Comme le montre notre définition de la pluie nette ci-dessus, nous n'adoptons pas ce point de vue car nous préférons étudier le cas plus général du BHG.

L'alimentation du compartiment sous-sol d'un BHG est constituée par l'infiltration nette  $I_n$ , qui est l'infiltration brute diminuée d'un second terme d'évapotranspiration  $ET_2$  qui se déroule dans le sol, l'infiltration brute étant comprise comme la pluie nette  $P_n$  diminuée du ruissellement  $R$  :

$$I_n = I - ET_2 = P_n - R - ET_2 = P - ET_1 - R - ET_2$$

L'eau des précipitations  $P$ , après avoir subi des pertes  $ET_1$ , parvient à la surface du sol (pluie nette  $P_n$ ) où elle se répartit en ruissellement  $R$  et infiltration  $I$ . L'infiltration alimente et renouvelle le stock d'eau du sol et la nappe. L'eau infiltrée se répartit donc à son tour en :

- eau de rétention, humidité du sol ;
- écoulement de subsurface (dit aussi hypodermique) ;
- reconstitution des réserves de l'aquifère ;
- écoulement souterrain.

Souvent, l'écoulement hypodermique rejoint l'écoulement superficiel à l'aval et contribue de façon retardée à la formation des crues. Les deux dernières fractions représentent l'infiltration efficace  $I_e$  qui seule alimente la nappe, donc engendre l'écoulement souterrain dans le système AQU.

On utilisera éventuellement l'expression précipitation efficace ou effective  $P_e$ , comme la partie de la pluie nette qui génère l'hydrogramme de crue d'un cours d'eau, c'est-à-dire la somme des écoulements (superficiel, subsurface et souterrain). Ce serait la pluie nette diminuée des termes de stockage temporaire (superficiel ou souterrain, naturel ou artificiel, des flaques jusqu'aux lacs de barrage). Mais c'est une notion plus difficile à définir car tout stockage temporaire est appelé à se retransformer en écoulement ou en perte vers l'atmosphère. Si l'on souhaite employer ce terme, il faut donc le définir soigneusement en préambule d'une étude et vérifier qu'il est vraiment nécessaire sur la période étudiée. Il faut éviter la confusion : par négligence dans un bilan simplifié sur une grande période, on peut rencontrer l'expression « précipitations efficaces » pour parler en fait des... précipitations nettes.

Dans l'évaluation de l'alimentation d'un système hydrologique, on ne mesure pas tous les termes : la priorité est donnée à la mesure des débits d'écoulement, qui apportent en général la plus grande précision.

### 2.3.2 Débits d'écoulement des systèmes hydrologiques

La sortie physique d'un BHL est nommée exutoire : on peut y mesurer le débit (on dit jauger) d'écoulement total  $Q_t$ . En équilibre naturel, sur une période suffisamment longue (plusieurs années), le débit d'écoulement total sera égal à  $P_n$ . En effet, en moyenne sur plusieurs cycles

successifs, l'eau tombée sur le sol doit forcément sortir en totalité du système. Donc, si l'on sait évaluer  $P_n$  grâce à une station météorologique ou simplement par comparaison avec un BHL similaire mieux connu, on peut en déduire  $Q_t$  sans avoir besoin d'installer une station de jaugeage à l'exutoire.

La sortie d'un BHG est plus complexe : elle comprend des cours d'eau et des sources, ainsi que des lacs, voire la mer ou l'océan. En équilibre naturel, sur une période suffisamment longue, le débit d'écoulement total du BHG sera égal à  $I_n$  et le débit d'écoulement total du système aquifère AQU sera égal à  $I_e$ .

On ne confondra pas le débit d'écoulement total sortant d'un système AQU avec le flux souterrain (débit rapporté à la section d'écoulement dans le sous-sol) qui sera étudié en hydrodynamique.

## 2.4 Le bilan hydrologique

L'équilibre des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique s'exprime à l'aide d'une équation qui fait le bilan des quantités d'eau (hauteur de la lame d'eau en mm) entrant et sortant d'un système défini dans l'espace et dans le temps. On choisit généralement comme espace un bassin hydrologique et comme durée une année, qui ne coïncide pas avec l'année civile et est appelée année hydrologique.

### 2.4.1 Formes possibles de l'équation du bilan

Le bilan peut s'écrire sous différentes formes plus ou moins précises selon le degré de finesse d'analyse désiré et selon la richesse des mesures disponibles.

Tout d'abord, l'équation du bilan hydrique s'exprime comme suit, pour une période et un BHG donné, avec quatre variables :

$$P + S = X + ET + (S \pm \Delta S)$$

où :

- $P$ , précipitations brutes, terme toujours connu, est fourni par Météo France d'après son réseau de stations de suivi météorologique et l'interprétation des données radar ;
- $S$ , stock de la période précédente (eau souterraine, humidité du sol, eau solide) ;
- $X$ , terme qui comprend le ruissellement et l'écoulement superficiel (rivières)  $R$ , ainsi que l'infiltration  $I$ , le drainage souterrain  $D$  et tout autre type d'écoulement, qui forment ensemble l'écoulement total. Attention,  $X$  n'est pas la somme de  $R$ ,  $I$  et  $D$ . C'est un terme complexe que l'on va simplifier plus loin ;
- $ET$ , évaporation et évapotranspiration, somme de  $ET_1$  et  $ET_2$ , qui contient aussi l'interception ;
- $S + \Delta S$ , stock (accumulation) à la fin de la période considérée, qui contient la variation de stock (positive ou négative).

Cette équation exprime l'égalité, au cours d'une période donnée, entre :

- le différentiel entre le débit d'eau entrant ( $Q_{in}$ ) et le débit d'eau sortant ( $Q_{out}$ ) d'un volume donné de terrain, diminué des pertes par évapotranspiration ;
- et la variation du volume d'eau emmagasiné dans ce volume de terrain.

On peut l'écrire sous une forme plus générale :  $ET = Q_{in} - Q_{out} \pm \Delta S$ . Le terme  $ET$  est appelé aussi déficit d'écoulement dans le cas où  $\Delta S = 0$  qui ne se réalise que sur une longue durée. Il est estimé en fonction du terme  $P$  mesuré, à l'aide de méthodes de calcul empiriques (formules de Coutagne, de Turc, de Penman ; voir, par exemple, Réménieras, 1972). Ainsi, une fois déterminé  $ET$ , l'inconnue restante est la variation de stock  $\Delta S$ .

Pour faire apparaître explicitement le ruissellement  $R$ , donc le sortir du terme  $X$ , on va détailler le stock  $S$  qui représente la réserve hydrique totale et contient donc :

- l'eau de la nappe, dont la variation est liée surtout à l'infiltration efficace  $I_e$  et au drainage souterrain  $D$  que l'on laissera ici ensemble sous un terme  $X - R$  ;
- l'eau de la partie non saturée du sol, dont la variation notée  $\Delta S_{ns}$  est mesurable *in situ* (sonde neutronique ou capacitive, méthode TDR), donc connue ;
- l'eau du réseau hydrographique et l'eau accumulée en surface (lacs, étangs, etc.), alimentée par le ruissellement  $R$ .

Les études agronomiques ont montré que la composante majeure de la variation du stock d'eau correspond à la couche superficielle du sol non saturée (environ le premier mètre). On va donc négliger les autres composantes de la variation de stock. On peut alors écrire un bilan à quatre variables, où le terme inconnu est cette fois  $X - R$  :

$$P - ET - R - (X - R) = \pm \Delta S_{ns}$$

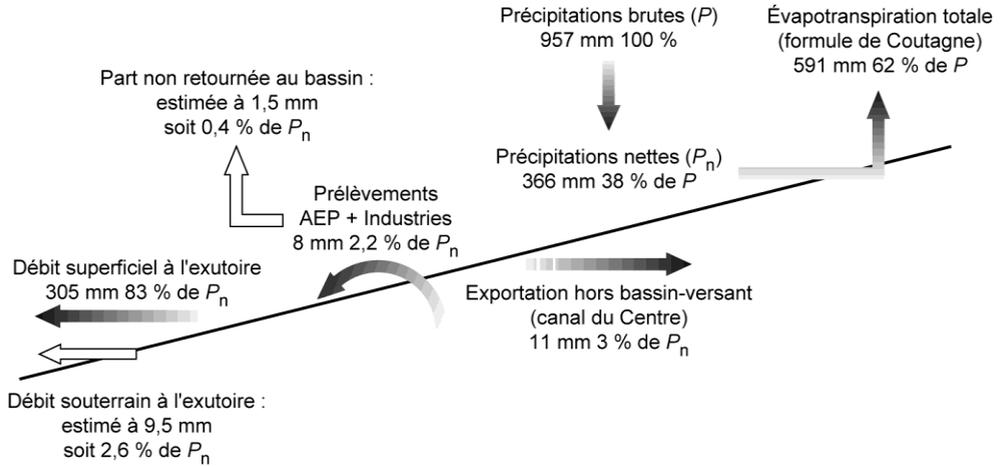
Le terme inconnu  $X - R$  intègre aussi les erreurs commises sur l'évaluation des autres termes du bilan. Il reste donc très complexe.

Si l'on étudie une durée hydrologique suffisamment longue (un an au moins, plusieurs années de préférence), le terme  $\Delta S_{ns}$  s'annule, et le solde de l'infiltration efficace  $I_e$  et du drainage souterrain  $D$  s'annule aussi (dans le compartiment AQU du BHG). Le terme de débit de drainage disparaît donc et pour un BHG, le terme d'écoulement  $X - R$  se réduit à l'infiltration  $I$ . On trouve alors l'expression classique du bilan :

$$P = ET + R + I$$

Sinon, tous les termes du bilan seront indicés par l'intervalle de temps  $\Delta t$ . En général, sur un site d'étude, on mesure  $P(t)$  et  $R(t)$  quotidiennement ( $\Delta t = 1$  jour). L'évaluation de  $\Delta S_{ns}$  et de  $ET$  est complexe et ne peut pas être effectuée pour une période de temps aussi courte. La relation ci-dessus permet d'établir des chroniques de variation de réserve hydrique  $\Delta S = f(t)$  sur lesquelles on peut analyser l'évolution du bassin en périodes de déstockage et d'accumulation.

La figure 2.5 donne un exemple qui montre la complexité de l'établissement du bilan à l'échelle d'un bassin-versant, considérée comme une échelle locale.



**Figure 2.5. Bilan hydrologique à l'échelle locale**

Bassin-versant de l'Arroux. Termes moyens en mm pour la période 2000-2009.  
 Mise en évidence par le bilan de pertes se montant à 40 mm vers un autre système.  
 D'après Renaud *et al.* (2011).

Le terme  $P$  a été calculé d'après la carte des surfaces isohyètes de la figure 2.3 et le terme  $ET$  total par la formule empirique de Coutagne (1954, 1956). Le débit à l'exutoire  $Q$  a été calculé grâce à la chronique limnimétrique (mesure de la hauteur d'un plan d'eau au cours du temps) sur la rivière à l'exutoire du bassin-versant, à la station hydrologique de Digoin. Les données sur l'exportation et les prélèvements proviennent directement des gestionnaires : Voies navigables de France (VNF) pour le canal du Centre et les compagnies en charge de l'alimentation en eau potable (AEP). Le calcul du déficit d'écoulement par la méthode du bilan donne une estimation pour l'évapotranspiration en excès de 62 mm sur la formule de Coutagne.

Cet excès s'explique en partie par l'exportation de 11 mm pour alimenter le canal du Centre et par une part perdue dans les processus industriels, y compris pour l'AEP, part estimée inférieure à 20 % des prélèvements, soit 1,5 mm, ce qui laisse 49,5 mm de pertes à expliquer. En soustrayant encore 9,5 mm d'écoulement souterrain non mesuré à la station hydrologique et estimé d'après la puissance et la perméabilité de l'aquifère alluvionnaire, il reste enfin 40 mm de pertes inexpliquées (représentant 11 % de la pluie nette), si l'on fait confiance à la formule de Coutagne (noter que le résultat de la formule de Turc (1961) est encore plus défavorable). Les hypothèses vraisemblables sont une exportation occulte vers les bassins-versants voisins *via* des circuits karstiques et surtout l'alimentation de la nappe profonde du bassin minier dont le niveau a monté fortement en quelques années depuis la fermeture et l'abandon des pompes d'exhaure.

## 2.4.2 Applications nécessitant un bilan hydrologique

La connaissance du bilan hydrologique présente de l'intérêt à divers points de vue. Le bilan permet :

- en agronomie, de contrôler le développement des cultures selon la teneur en eau des sols (pédologie) ;
- en bioclimatologie, de prévoir des impacts climatiques et leurs répercussions sur le couvert végétal ;
- en hydrologie, de prévoir les débits des rivières et notamment le débit d'étiage ;
- en hydrogéologie, d'étudier la recharge et la vidange des nappes ;
- dans l'étude des risques naturels, de comprendre l'influence de l'eau sur les mouvements de terrain afin de les anticiper ;
- en étude d'impact des aménagements (barrages, urbanisation), de définir les modifications hydriques ;
- en étude de pollution, de prévoir la dilution d'une source polluante.

Chacune de ces applications correspond à des échelles d'espace et de temps très différentes, et possède sa propre méthodologie. Il n'y a donc pas de démarche intellectuelle unique pour aborder un bilan hydrologique.

Les communications entre les systèmes hydrologiques emboîtés sont aussi schématisées par un bilan hydrologique. Un exemple typique de ces relations est décrit dans l'étude du système complexe [aquifère + rivière].

## 2.5 Le système [aquifère + rivière]

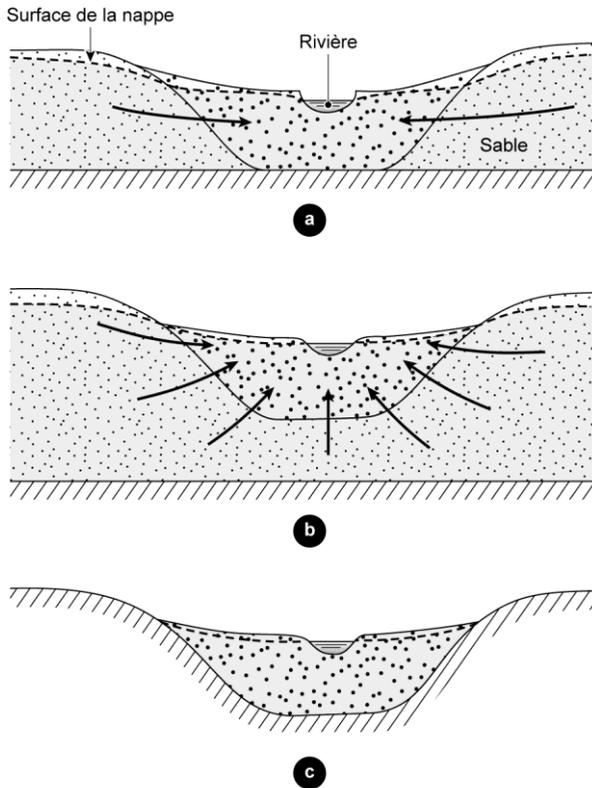
En considérant une coupe verticale transversale au tracé d'un cours d'eau, le point bas du profil de dépression de la surface piézométrique de la nappe communiquant avec lui est déterminé par le niveau du cours d'eau. L'influence réciproque entre les fluctuations du niveau de la nappe et celles du niveau du cours d'eau est un des problèmes majeurs en hydrologie, par son impact sur la gestion de l'eau autant que par sa complexité. On ne traite pas ici des fluctuations artificielles.

### 2.5.1 Relations géologiques, structurales et morphologiques

La plupart des aquifères qui communiquent avec les rivières et les lacs sont des aquifères alluviaux : on se limitera à ce type d'aquifère à nappe libre tout en retenant que les processus sont valables aussi pour d'autres nappes libres. Le cas particulier de la communication entre la nappe d'un aquifère côtier et l'océan n'est pas traité ici.

Les relations géostructurales et géomorphologiques sont diverses et elles varient le long du tracé du cours d'eau. Dans les relations hydrogéologiques entre un complexe alluvial et ses reliefs encaissants, on distinguera trois cas (figure 2.6) :

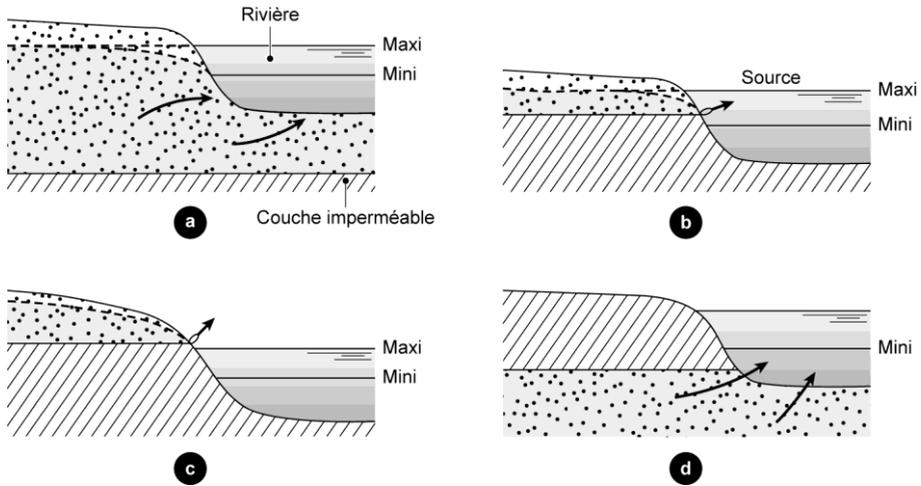
- il y a libre communication entre le complexe alluvial et l'encaissant dans les deux premiers cas (a et b) ;
- le système aquifère alluvial est indépendant dans le troisième cas (c) où la couche imperméable est elle-même d'origine alluviale, constituée de matériaux fins, par exemple une vase, ou encore d'alluvions granulaires colmatées par des argiles transportées en suspension par la rivière et déposées dans la porosité.



**Figure 2.6. Écoulement souterrain transversal entre la nappe des alluvions et la nappe libre de la formation géologique encaissante**

D'après Castany (1967).

Au sein du complexe alluvial lui-même, les relations entre le lit du cours d'eau et ses alluvions se déclinent en quatre configurations (figure 2.7) selon la position relative de la couche imperméable portant la nappe et des cotes minimum et maximum du cours d'eau. Dans le cas (b) une source naît quand la rivière se rapproche de son niveau minimum. La source est permanente dans le cas (c). Le quatrième cas (d) serait celui d'une alimentation par la profondeur, qui se ramène en fait à la situation des nappes captives.



**Figure 2.7. Écoulement souterrain transversal entre la nappe des alluvions et la rivière**

Selon la structure sédimentaire et les types de sources associées

La source du cas (b) est intermittente. D'après Castany (1967).

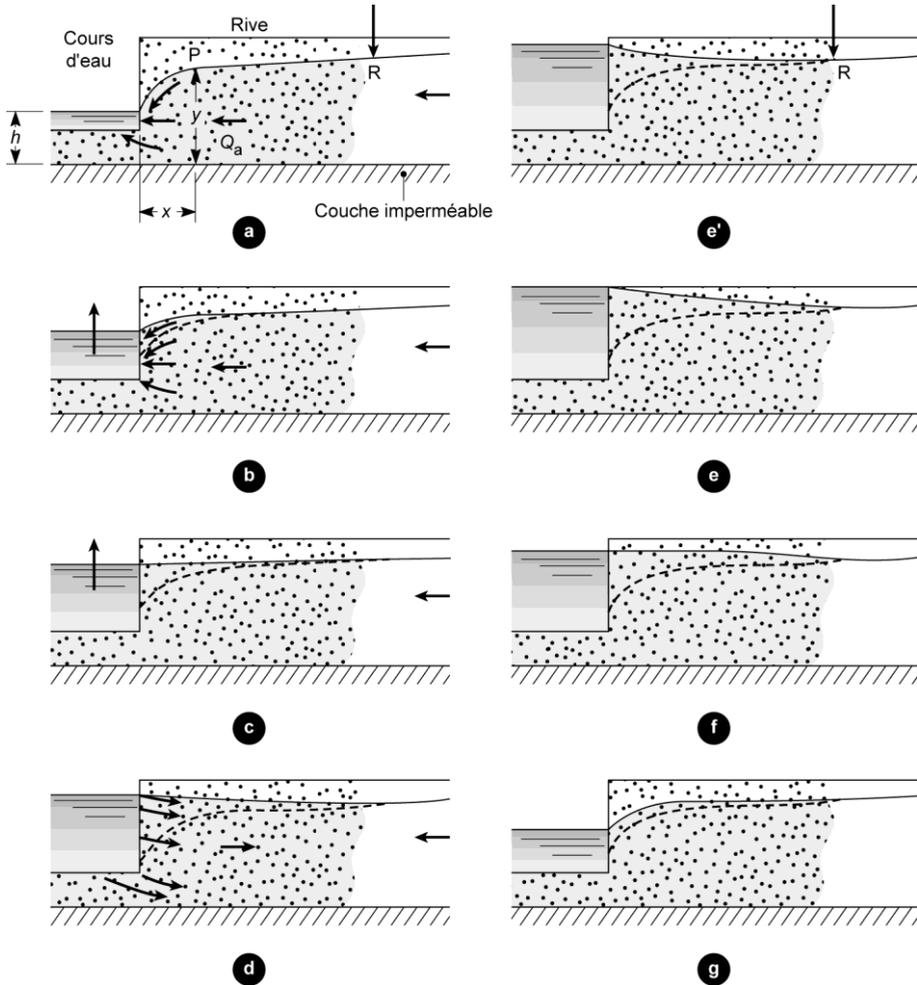
Ces différents cas donnent un aperçu de la complexité du problème. Pour simplifier, on se place dans le cas (a) d'un substratum imperméable profond.

## 2.5.2 Relations hydrologiques cours d'eau – nappe alluviale

Dans cette section, on anticipe par nécessité sur les chapitres 13 et 16 de cet ouvrage : le lecteur y est renvoyé pour une présentation approfondie des notions abordées.

Pour étudier les interactions lors d'une crue provoquée par une averse, on va analyser une série de coupes transversales montrant l'évolution du niveau d'eau au cours du temps (figure 2.8). Sur ces coupes est représenté le profil piézométrique, qui délimite la zone de sol contenant de l'air et la zone de sol saturée d'eau (en dessous) dont le volume représente la nappe phréatique. L'écoulement se fait toujours dans le sens du niveau d'eau décroissant, donc ici de droite à gauche : l'amont de la nappe est à droite, l'aval étant limité à gauche par la rivière avec laquelle le profil est en continuité. On confronte les courbes, au cours du temps, du niveau du cours d'eau et du niveau piézométrique, c'est-à-dire le niveau d'eau mesuré en un point P où est installé un tube appelé piézomètre.

Les variations du niveau du cours d'eau s'expriment en un seul point de référence (par exemple le milieu du cours d'eau), car la surface de l'eau libre est horizontale. Le profil piézométrique de la nappe, dont la forme est approximativement parabolique, doit être suivi en deux points (au moins), l'un P proche de la rive, l'autre R à une certaine distance. Ici, R est choisi à la distance d'influence de l'onde de crue : au-delà de ce point, la hauteur de la nappe ne varie pas au cours de la crue.



**Figure 2.8. Équilibre hydraulique en coupe transversale : évolution au cours d'une crue**

La courbe en pointillé est l'état initial de la surface de la nappe.

$h$  et  $y$  sont mesurées par différence avec une altitude de référence, ici celle du substratum imperméable.

D'après Castany (1967).

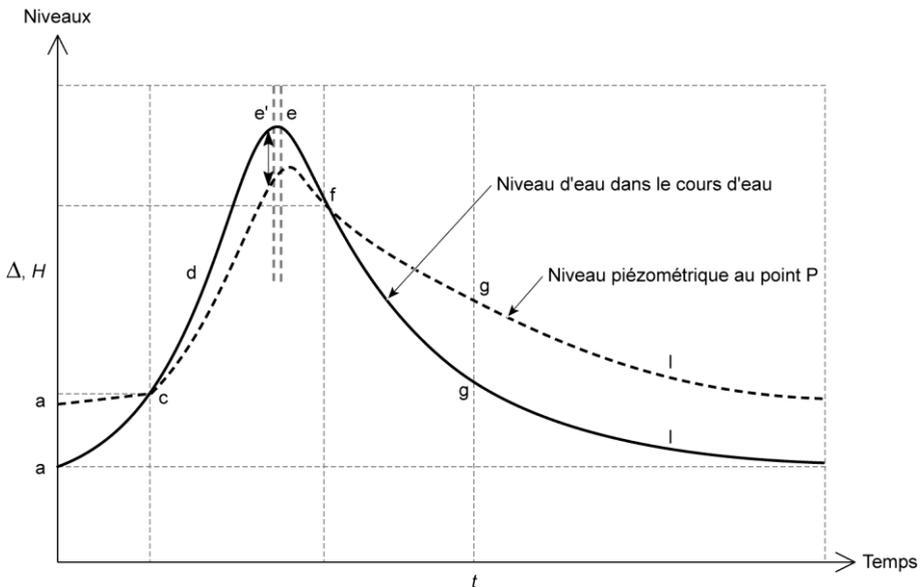
On part de la position des « basses eaux normales » du cours d'eau, situation que l'on trouve après une période de déficit pluviométrique sans caractère exceptionnel (a). Les échanges nappe/cours d'eau forment un « flot de base »  $Q_a$  non nul dans une région au climat tempéré. Par la suite, le bilan des échanges du point de vue du cours d'eau restera toujours positif, car l'apport du cours d'eau à la nappe en période de crue (négatif) ne dépasse jamais le volume apporté par le flot de base (positif), qui traduit la vidange ininterrompue de la nappe dans le cours d'eau.

Dans cette évolution, on distingue quatre phases principales (figure 2.9) :

1. Au départ, la différence de charge hydraulique  $y - h$  est positive et la nappe alimente le cours d'eau : on dit que la nappe est en phase de décharge. Sur la portion parabolique du profil piézométrique, le débit souterrain transversal unitaire (dénommé flot de base seulement au temps initial) au point  $P(x, y)$  s'exprime en  $m^2/s$  (on est en 2D) :

$$q = k \cdot \frac{y^2 - h^2}{2x}$$

où  $k$ , qui est le coefficient de perméabilité en  $m/s$ , est l'aptitude du terrain à laisser transiter l'eau dans sa porosité (voir chapitre 13).



**Figure 2.9. Hydrogramme de crue d'une nappe alluviale**

Quand le niveau dans le cours d'eau en crue dépasse le niveau de la nappe, la nappe est mise en charge par la rivière.

Sinon, la nappe se décharge dans la rivière, ce qui est la situation habituelle.

D'après Castany (1967).

Dès que la crue s'amorce (étape b), la différence de charge  $y - h$  diminue et avec elle le débit souterrain vers le cours d'eau. Cette décroissance se poursuit jusqu'à l'égalisation des niveaux (étape c) : quand  $y = h$ , le débit souterrain transversal s'annule. Au cours de cette phase, le cours d'eau impose le niveau de la base du profil piézométrique.

2. Puis, le niveau du cours d'eau s'élève au-dessus du niveau de la nappe (étape d) mesuré au piézomètre choisi comme référence (point P de la figure 2.8). Ce niveau piézométrique monte aussi, mais moins vite que la rivière car le terrain freine l'écoulement de l'eau. La différence

de charge hydraulique  $y - h$  atteint un maximum en (e'), alors que ni la rivière ni la nappe n'ont atteint leur maximum respectif (étape e'). Le débit souterrain transversal maximum vers la nappe est donc atteint avant le débit longitudinal maximum dans la rivière (pic de crue). La raison en est que la charge de la nappe persiste à distance et génère un écoulement transversal opposé qui contrarie l'alimentation de la nappe par le cours d'eau. Au moment où la rivière culmine (étape e), la nappe n'a pas encore atteint son niveau maximum propre qui sera retardé (et plus bas que le pic de la rivière). La différence de charge  $y - h$  a commencé à diminuer, mais on sera encore dans la phase de recharge de la nappe jusqu'au point (f) de la courbe.

Graphiquement, l'aire comprise entre le profil maximal et le profil initial de la piézométrie représente le volume d'eau maximal fourni par le cours d'eau à la nappe dans cette coupe, volume en excès qui est atteint au pic de la crue (étape e) et qui sera restitué à la rivière plus loin à l'aval (rôle de l'écoulement longitudinal) au cours de la décrue.

3. De l'étape (a) à l'étape (e), l'hydrogramme est en phase de concentration. Dès que la décrue s'amorce, le niveau de la rivière s'abaisse, mais cette variation est moins rapide qu'à la montée. Le niveau de la nappe baisse encore moins vite, et au moment où les deux courbes se croisent (étape f), on a à nouveau une différence de charge nulle, donc un débit souterrain transversal nul. Le niveau auquel la rivière et la nappe s'égalisent est plus haut qu'à la montée : l'accroissement de la tranche d'eau dans l'aquifère est noté  $\Delta_1 H$ . La différence de charge  $y - h$  va croissant et avec elle le débit souterrain transversal. La différence de charge maximale est atteinte au point (g) de la courbe (étape g) : là, le débit souterrain transversal commence à décroître, puis rejoint la courbe du débit longitudinal du cours d'eau.

4. Au-delà, le niveau entre dans une phase de décroissance lente qui s'achève lorsqu'il retrouve sa valeur initiale : c'est la phase de tarissement. À partir de l'étape (g), le débit longitudinal du cours d'eau est entièrement constitué par l'apport transversal de la nappe qui tend asymptotiquement vers le flot de base. La décharge épuise la réserve excédentaire et la courbe de tarissement de l'hydrogramme représente celle de l'écoulement souterrain transversal.

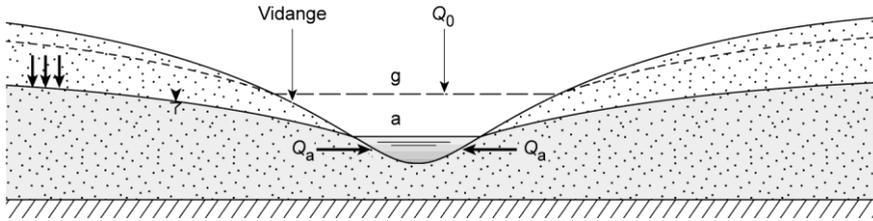
### 2.5.3 Courbe de tarissement, vidange des nappes et réserves

L'analyse de la courbe de tarissement est importante pour l'étude, d'une part, du régime des cours d'eau en période de déficit pluviométrique, d'autre part, des réserves en eaux souterraines. En effet, cette courbe caractérise à la fois le flot de base du cours d'eau et la vidange de la nappe. Elle permet aussi de calculer la capacité d'emménagement du bassin-versant. Cette courbe est d'autant plus caractéristique que la période de sécheresse est longue. La décroissance du débit est d'ailleurs plus régulière en pays semi-aride qu'en climat tempéré.

L'écoulement longitudinal du cours d'eau évacue l'eau drainée naturellement depuis la nappe vers le cours d'eau (figure 2.10). Cette vidange transversale au niveau du coteau et des berges provoque la descente progressive du profil piézométrique d'un niveau (g), où le cours d'eau avait un débit initial  $Q_0$  qui correspond à l'étape (g) de la figure 2.8, jusqu'à un niveau (a) final où le cours d'eau atteint le débit de base  $Q_a$ .

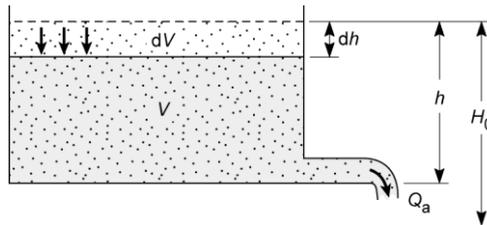
### 2.5.3.1 Coefficient de tarissement et capacité d'emmagasinement

Pour un cours d'eau drainant un bassin-versant, on a la même formule que pour la vidange d'une nappe en régime non influencé, c'est-à-dire durant une période sans apport extérieur. Le débit à l'exutoire est uniquement fonction du volume d'eau accumulé dans la nappe qui l'alimente (figure 2.10). On détermine la formule qui régit la vidange en assimilant la nappe à un vaste récipient rempli d'un matériau poreux (figure 2.11).



**Figure 2.10. Vidange de la nappe dans une coupe transversale de la rivière et de l'aquifère**

Le profil piézométrique montre que la nappe alimente le cours d'eau. D'après Castany (1967).



**Figure 2.11. Modèle réservoir de la vidange de nappe**

$H_0$  est la cote du niveau d'eau initial au-dessus du niveau de référence des altitudes, au moment où le débit est  $Q_0$ .

D'après Castany (1967).

Le débit déversé  $Q$  est proportionnel (constante  $C$ ) à la charge hydraulique  $h$ . Entre l'instant  $t$  et  $t + dt$ , la nappe libère un volume  $dV$  :

$$dV = Q \cdot dt = C \cdot h \cdot dt = -A \cdot dh$$

où  $A$  est l'aire de la base du récipient.

D'où :  $C \cdot dt = -A \cdot \frac{dh}{h}$  dont l'intégration conduit à la formule de Maillet (1906) :

$$Q = Q_0 \cdot \exp\left(-\frac{C}{A} \cdot (t - t_0)\right) \quad (2.1)$$

On appelle

$$\frac{C}{A} = \lambda \quad (2.2)$$

le coefficient de tarissement. C'est une constante caractéristique du matériau de l'aquifère.

Pour deux instants  $t_0$  et  $t_1$  tels que  $t_1 - t_0 = 1$ , on a  $Q_1 = Q_0 \cdot \exp(-\lambda)$  qui signifie que la loi de décroissance est toujours la même, quel que soit l'intervalle considéré.

La représentation graphique des mesures de débit au cours du temps, d'expression générale  $Q = Q_0 \cdot \exp(-\lambda \cdot \Delta t)$ , est une droite qui permet d'identifier  $Q_0$  et  $\lambda$ . Une autre formulation de la même courbe fait intervenir le flot de base  $Q_a$  :

$$Q_t - Q_a = (Q_0 - Q_a) \cdot \exp(-\lambda \cdot \Delta t) \quad (2.3)$$

Dans cette formule, quelle que soit l'unité des débits, le temps peut être en secondes ou en jours du moment que le terme dans la fonction exp reste sans unité. C'est lors du passage aux volumes qu'il faut faire attention à l'unité.

En pratique, cette formule de tarissement ne convient que pour un cours d'eau dont le bassin-versant est pauvre en terrains perméables et où la régularisation est faible. Dans les terrains très perméables, donc à fort rôle régulateur, la courbe des débits est différente (débits notés  $Q'$ ) et on utilise la formule de Tison :

$$Q'_t = \frac{Q'_0}{(1 + \lambda' \cdot t)^2} \quad (2.4)$$

où  $\lambda'$  est différent de  $\lambda$ , mais toujours homogène à l'inverse du temps. Ici, si les débits s'expriment en  $m^3/s$ , le temps est nécessairement en secondes.

La courbe réelle se rapproche d'autant plus de la courbe de tarissement théorique que la période de sécheresse (donc de vidange sans influence) est longue.

En négligeant les pertes par évapotranspiration, on a une estimation par défaut de la capacité  $V_s$  d'emmagasinement du matériau aquifère :

– selon Maillet,  $V_s = \int_{t_0}^{\infty} Q(t) \cdot dt = \frac{Q_0}{\lambda}$  en  $m^3$  où  $\lambda$  est en jour si  $Q_0$  est en  $m^3/jour$  (2.5)

– selon Tison,  $V_s = \frac{Q'_0}{\lambda' (1 + \lambda' \cdot t)}$  en  $m^3$  avec  $t$  en secondes (2.6)

La réserve régulatrice est directement liée aux variations du niveau piézométrique et elle alimente l'écoulement souterrain transversal. On peut l'estimer par plusieurs méthodes de calcul qui nécessitent toujours des données recueillies sur plusieurs années pour avoir une moyenne la plus représentative possible.

### 2.5.3.2 Bilan de nappe et relation entre variation de charge et emmagasinement

Le tarissement correspond à la vidange de la réserve régulatrice qui peut être totale. Le flot de base est assuré par la vidange, en général partielle, de la réserve permanente (figure 2.12). Celle-ci est le volume d'eau encore contenu dans l'aquifère après le tarissement des sources (niveau piézométrique minimum atteint), volume parfois important qui est une ressource à exploiter, dans une marge qui doit rester raisonnable. Elle n'est permanente qu'à l'égard des écoulements naturels et en l'absence de sécheresse prolongée. Pour une période donnée, on peut écrire le bilan de la nappe sous la forme :

$$P - Q = c \cdot E_r \pm \Delta R$$

où tous les termes sont en mm par convention et

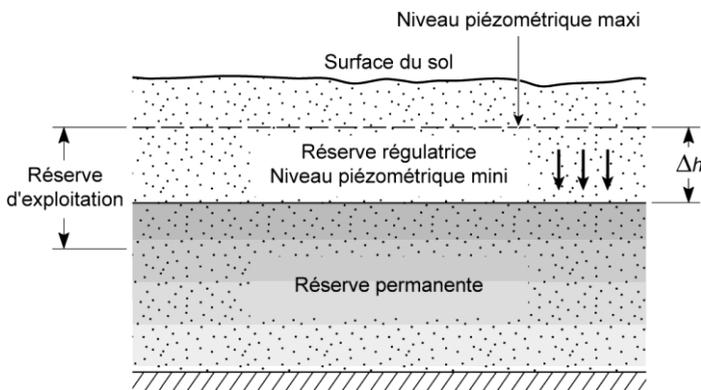
$$\Delta R = \frac{V_s}{A} \quad (2.7)$$

où  $A$  est la superficie totale de la nappe.

$Q$  est ici la lame d'eau écoulée,  $P$  la lame de pluie,  $E_r$  la lame d'eau évapotranspirée relative qui se calcule par diverses formules empiriques, mais est pondérée par une constante  $c$  pour tenir compte de l'incertitude, et  $\Delta R$  la variation de réserve associée (proportionnelle, constante  $b$ ) à  $\Delta h$ , variation aussi appelée indice d'emmagasinement, en mm (Castany, 1967).

$$P - Q = c \cdot E_r \pm b \cdot \Delta h$$

Il suffit donc de prendre deux valeurs de  $\Delta h$  annuel et d'écrire deux fois cette équation pour déterminer  $c$  et  $b$ . La variation piézométrique  $\Delta h$  est mesurée au cours d'une période de tarissement dans un ou plusieurs puits témoins. Se reporter au chapitre 16 pour approfondir la relation entre la réserve et la variation de charge  $\Delta h$ .



**Figure 2.12. Réserves de l'aquifère**

D'après Castany (1967).

### 2.5.3.3 Étude de l'indice d'emmagasinement à partir de l'hydrogramme

Une formule empirique nous donne le volume d'eau emmagasinée, avec  $Q_t$  le débit en fin de sécheresse et  $Q_0$  le débit du cours d'eau à  $t_0$  qui sont lus sur la courbe de tarissement :

$$V = \frac{86,4 \cdot Q_0}{1 - (Q_t / Q_0)^{\frac{1}{i}}}$$

D'après l'équation (2.7), la variation de réserve est :  $\Delta R = \frac{86,4 \cdot (Q_t - Q_0)}{A \cdot \left(1 - (Q_t / Q_0)^{\frac{1}{i}}\right)}$  (2.8)

## 2.6 Application sur le bilan et le tarissement

Le cycle hydrologique est caractérisé par l'interdépendance de ses composantes et par un équilibre dynamique. Cela signifie que si un processus est perturbé, tous les autres le sont, y compris les cycles géochimiques (cycle de l'azote, du carbone, du phosphore, etc.). En particulier, le cycle hydrologique est influencé par les activités humaines, qui agissent de façons diverses sur les processus de transport et de transformation de l'eau : construction de réservoirs, transport pour l'industrie, captage des eaux phréatiques, irrigation et drainage, correction des cours d'eau, utilisation agricole des sols, urbanisation, pluies provoquées, etc. On résume ici une étude qui tente de prendre en compte tous les maillons du cycle de l'eau dans une perspective classique de gestion de la ressource. On fait appel à la notion de bilan et à celle, aussi importante, de réserve régulatrice, présentée dans la section précédente.

L'Arroux est un affluent bourguignon de la Loire sur sa rive droite dont le parcours est presque entièrement contenu dans le département de la Saône-et-Loire. La problématique retenue est la suivante : du fait de la généralisation des prélèvements souterrains et superficiels pour l'alimentation en eau (potable ou non), au sein du bassin-versant de l'Arroux, et compte tenu de la vulnérabilité de ces ressources (tant du point de vue qualitatif que quantitatif), il est opportun d'étudier les capacités des autres ressources souterraines du bassin-versant pour pallier un possible manque.

Le bassin-versant de l'Arroux est un sous-bassin du bassin-versant Loire-Bretagne : il est donc orienté par le schéma directeur d'aménagement et de gestion des eaux (Sdage) élaboré par le comité de bassin de Loire-Bretagne. La Commission locale de l'eau (CLE) est en charge d'élaborer et de mettre en œuvre le schéma (local) d'aménagement et de gestion des eaux (Sage) sur le bassin Arroux-Bourbince.

Une récurrence du franchissement des seuils d'alerte et de crise a été constatée en période d'étiage sur le bassin-versant de l'Arroux. L'étude procède, dans les limites du territoire étudié et des données disponibles, d'une part à un bilan hydrologique complet sur la période 2000-2009, d'autre part à un bilan des ressources souterraines en eau dans les formations géologiques présentes. L'étude ne traite pas de la qualité des eaux, mais procède à un bilan

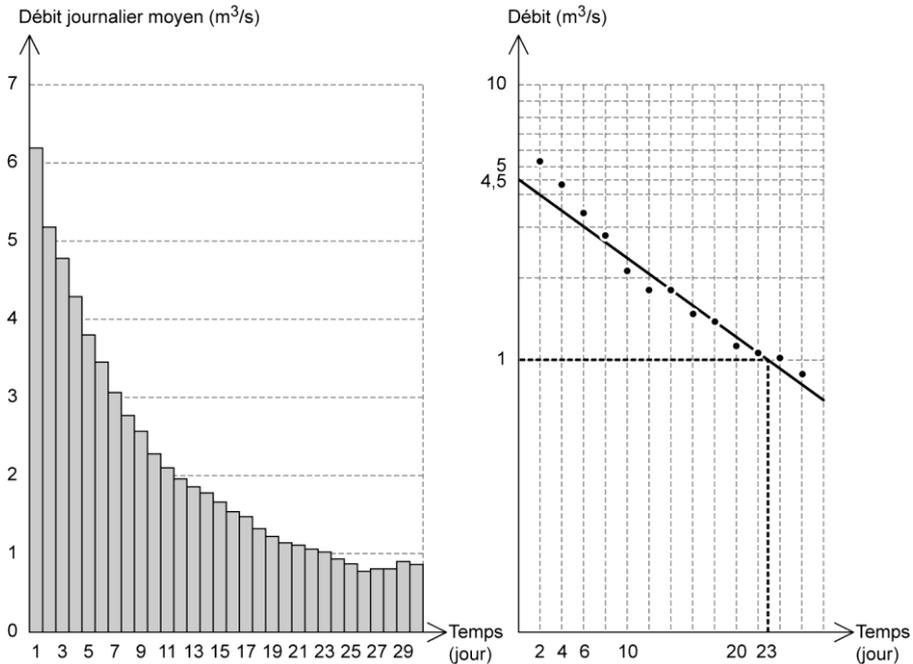
hydrologique quantitatif sur ce bassin-versant regroupant environ 204 300 habitants sur une superficie de 3 166 km<sup>2</sup>.

Le bilan (figure 2.5) met en évidence un déficit d'écoulement (par définition, dû essentiellement à l'évapotranspiration) qui est dans l'ordre de grandeur attendu (environ les 2/3 des 3 milliards de m<sup>3</sup> précipités par an), mais qui paraît légèrement excessif comparé aux résultats des formules d'estimation couramment utilisées (Coutagne et Turc). Les causes possibles de ce déficit exagéré sont des pertes karstiques vers l'extérieur (fuites vers des bassins-versants voisins) ou des pertes en profondeur alimentant la remontée de nappe de l'aquifère houiller qui se poursuit depuis la fin de l'extraction du charbon.

Le cumul des prélèvements annuels (AEP et alimentation du canal du Centre, estimés chacun à 3 % du volume total écoulé à l'exutoire) équivaut au volume de la réserve régulatrice. Celle-ci représente 6 % du volume total écoulé chaque année sur le bassin-versant : elle peut se reconstituer pendant le printemps, mais on observe qu'elle est souvent épuisée avant l'entrée dans la période sèche (figure 2.13). En période estivale, la réserve régulatrice déjà entrée dans sa phase asymptotique de décroissance n'assure pas plus que le débit de base. Les variations de débit observées à la station de Rigny-sur-Arroux sont alors directement liées aux précipitations. Ainsi, le maintien d'un débit supérieur au seuil de crise renforcée dépend directement des précipitations durant la période estivale. Cela dénote une situation critique, malgré le retour différé (espace et temps) des volumes AEP au bassin-versant *via* l'assainissement collectif ou non, d'autant plus critique que l'approvisionnement du canal du Centre est une perte nette pour le bassin-versant.

Ces circonstances tendent à expliquer la fréquence de franchissement du seuil de crise renforcée (4 années d'occurrence en 10 ans) en dépit de plusieurs facteurs favorables : la constance démographique, une gestion intelligente voire optimisée par les principales industries et une irrigation agricole déclarée quasi négligeable. En outre, 25 % de la population du bassin-versant est dépendante d'un assainissement non collectif (ANC), mode d'assainissement qui participe directement à la recharge de la nappe.

On a effectué l'analyse de la courbe de tarissement sur deux tronçons de l'Arroux et on montre ici le tronçon amont du cours d'eau, à la station hydrologique de Dracy-Saint-Loup, caractérisant les réserves régulatrices des roches cristallines du massif du Morvan. On identifie graphiquement les paramètres de la formule de Maillet (équation 2.1) en reportant sur un papier semi-logarithmique les débits journaliers en m<sup>3</sup>/s en fonction du temps en jours. On obtient le graphique (à droite) de la figure 2.13. Une fois la droite ajustée, on trouve graphiquement  $Q_t = 4,5 \cdot e^{-0,06539 t}$ . Pour calculer le volume d'eau emmagasiné à  $t = 0$ , d'après l'équation (2.5), on a :  $V = (4,5 \times 86\,400) / 0,06539 = 5\,945\,863 \text{ m}^3$ . Pour ce sous-bassin versant de 776 km<sup>2</sup>, cela donne un indice d'emmagasinement de 7 000 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>. Notons que la courbe de tarissement a été établie pour le mois d'avril, en période de hautes eaux : ce volume doit donc correspondre au volume maximal de la réserve régulatrice. On voit que la réserve totale disponible au début du mois d'avril 2007 est supérieure à la réserve régulatrice, puisque  $Q_0$  est sous les points du début de la courbe. Ce n'est pas toujours le cas, bien sûr, et cela confirme la pertinence du choix effectué.



**Figure 2.13. Interprétation graphique de la courbe de tarissement**

Débits journaliers en  $\text{m}^3/\text{s}$ , avril 2007, station hydrologique de Dracy-Saint-Loup. Coefficient de détermination de la droite de régression  $R^2 = 0,96$ . D'après Renaud *et al.* (2011), données tirées de : <http://www.hydro.eaufrance.fr>

La carte géologique du bassin montre une très forte disparité des formations. Les calcaires et marnes du Lias, du Bajocien et de l'Oligocène sont peu représentés. Les grès rouges du Permo-Trias sont présents, ainsi que des sédiments détritiques indifférenciés du Saxonien et de l'Autunien (Permien) et surtout les roches plutoniques de l'anté-Permien qui affleurent largement sur la carte.

Les sables et argiles du Bourbonnais du Plio-Quaternaire occupent des surfaces non négligeables dans le sud du bassin-versant. Le faciès prédominant est constitué de sables et de graviers. Compte tenu de ces caractéristiques, ces formations aquifères sont déjà partiellement exploitées et pourraient se révéler intéressantes.

Au sud, la géologie est principalement composée du bassin houiller de Blanzay. Les formations houillères du Stéphano-Permien représentent un gisement d'eau important en volume, mais inexploitable pour l'adduction en eau potable ou l'irrigation en raison de sa très forte minéralisation.

Enfin, dans les différents massifs granitiques de l'anté-Permien de la partie nord du bassin-versant, on note des débits de l'ordre de la dizaine de  $\text{m}^3/\text{h}$ . Sous la faible couverture des arènes granitiques, ces aquifères fissurés présentent l'avantage d'avoir des débits suffisants et constants, ainsi qu'une bonne accessibilité.

Les préconisations pour faire face à la récurrence du manque d'eau s'orientent selon deux axes : la création d'une retenue de l'ordre de 12 millions de m<sup>3</sup> est proposée afin de soutenir les débits d'étiage de l'Arroux, accompagnée d'une politique de préservation accentuée de la ressource (lutte contre les pollutions, économie d'eau par le biais notamment du perfectionnement des réseaux de distribution et surveillance des prélèvements alternatifs, estimés à 15 % de la consommation moyenne annuelle d'eau potable). Le second axe concerne l'exploration de gisements souterrains non encore ou peu exploités dans la partie nord du bassin-versant, précisément l'horizon fissuré sous les altérites des granites affleurants de l'anté-Permien, avec mise en place d'une protection de cette réserve potentielle.

## **2.7 Impact potentiel de la crue de nappe sur un bâtiment**

La prise en compte du risque associé à une crue de nappe dans un projet de fondations sous nappe a pour objectif de réduire l'impact éventuel sur le chantier pendant la construction et sur la tenue des futurs bâtiments.

### **2.7.1 Étude prévisionnelle du niveau des plus hautes eaux (NPHE)**

On a souvent besoin de déterminer la cote maximale que peut atteindre la nappe dans certaines conditions. Les applications sont multiples : cuvelage, imperméabilisation, calcul d'une sous-pression (il faut alors un piézomètre sélectif), calcul d'un débit d'exhaure, prévision de la boulangerie, dimensionnement des barbacanes et des événements, etc. Cela souligne la nécessité de disposer de piézomètres bien conçus, bien réalisés et bien développés : la simplicité apparente du principe du piézomètre ne doit pas laisser croire que c'est un ouvrage négligeable.

Le contenu d'une étude de niveau des plus hautes eaux (NPHE) dépend de l'idée que l'on se fait *a priori* de la sollicitation associée à un cours d'eau ou à une activité dans le voisinage du projet : battement saisonnier de la nappe, onde de crue de la rivière, arrêt de pompage industriel à proximité.

Les eurocodes sont des codes européens de conception et de calcul des ouvrages qui se substituent aux codes nationaux. Ils forment dix groupes de textes couvrant les aspects techniques du calcul structural des bâtiments et des ouvrages de génie civil. Chaque eurocode est accompagné d'une annexe nationale qui précise certains choix et options permettant leur application dans chaque pays. La transposition des eurocodes en normes françaises homologuées est réalisée par l'Association française de normalisation (Afnor) selon les règles du Comité européen de normalisation (CEN).

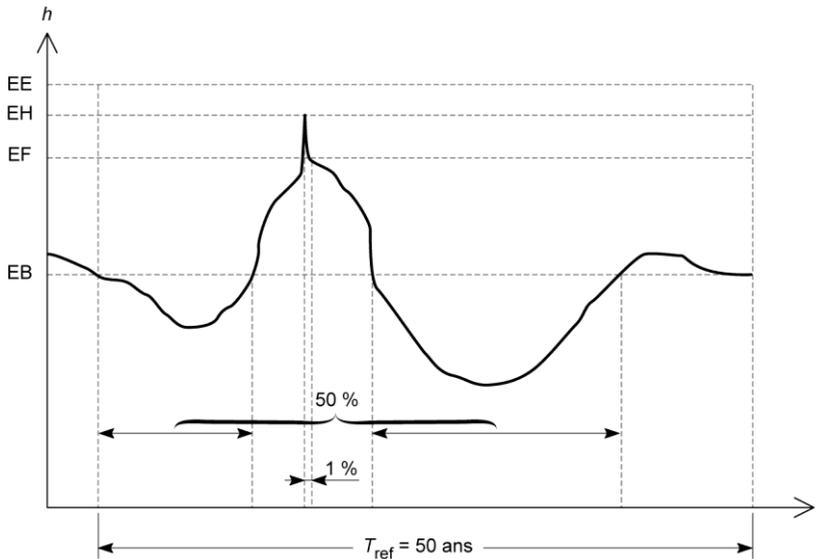
Chaque pays décline ensuite des normes d'application nationale. Les normes d'application françaises de l'Eurocode 7 – Calcul géotechnique (EN 1997 ; en abrégé EC7) ont été élaborées dans la continuité des anciennes normes et de la pratique géotechnique françaises. Ce sont actuellement :

– les écrans de soutènement (NF P 94-282) ;

- les remblais renforcés et massifs en sol cloué (NF P 94-270) ;
- les fondations profondes (NF P 94-262) ;
- les fondations superficielles (NF P 94-261).

Ces quatre normes définissent les niveaux d'eau à prendre en compte dans la justification des ouvrages. Il est rappelé que les niveaux d'eau relèvent des données géométriques et que leurs valeurs sont, selon le cas, des valeurs par excès ou par défaut des niveaux mesurés, nominaux ou estimés, en tenant compte de l'effet favorable ou défavorable des actions qui en découlent.

Les valeurs des niveaux d'eau sont à fixer par le marché ou à défaut avant le début des études de projet. La durée de vie de l'ouvrage, temps de référence, doit être spécifiée : par exemple 50 ans pour un bâtiment, 100 ans pour un pont (NF EN 1990 de mars 2003). Des indications sont données pour fixer les niveaux d'eau de référence : elles sont de la compétence des hydrogéologues. Il y a lieu de définir dans les pièces du marché un niveau piézométrique en phase travaux.



**Figure 2.14. Détermination des niveaux d'eau EB, EF, EH, EE**

Dans NF P 94-262.

Les définitions qui suivent (figure 2.14) se réfèrent à la norme NF EN 1990/NA (norme d'application nationale française de l'Eurocode 0, base de calcul des structures) :

- le niveau quasi permanent ou niveau EB des « basses eaux » est le niveau susceptible d'être dépassé pendant 50 % du temps de référence : il est conçu en termes probabilistes d'après la chronique des niveaux enregistrés depuis une longue durée ;
- le niveau fréquent ou niveau EF est le niveau susceptible d'être dépassé pendant 1 % du temps de référence ; il est conçu de la même façon que EB, mais sur un fractile différent ;

- le niveau EH des « hautes eaux », à la différence des deux précédents, n'est pas un fractile de la distribution probabiliste des niveaux d'eau : il est défini par la période de retour qui est prise égale à la période de référence ; si celle-ci est de 50 ans, c'est le niveau d'un événement qui ne s'est produit qu'une fois dans les derniers 50 ans (ou deux fois depuis 100 ans si une chronique plus longue existe) et qui est donc susceptible, en terme de probabilité, d'être atteint ou dépassé une seule fois dans les prochains 50 ans. Cela n'exclut pas l'éventualité qu'il se produise 2 ou 3 fois dans les prochains 50 ans, simplement c'est peu probable ;
- le niveau accidentel EE correspond à une cote qui n'a pas forcément été enregistrée dans la chronique, qui l'a été une seule fois sur une très longue période et qui est donc considérée comme une exception ou qui a été enregistrée ailleurs : à cette cote arbitraire qui a le rôle d'un facteur de sécurité doit être prévu dans la structure un dispositif d'écrêtement limitant la pression de l'eau.

L'étude prévisionnelle des niveaux d'eau doit faire l'objet d'une étude à la fois historique et prospective. L'étude historique est bien mentionnée par les « Recommandations de l'Union syndicale géotechnique » qui stipule : « La connaissance approfondie des variations d'une nappe en fonction du temps nécessite des relevés réguliers sur une période prolongée sur plusieurs décennies. Les mesures piézométriques, effectuées dans le cadre d'une étude géotechnique immédiatement avant la réalisation d'un projet, ne renseignent que sur une courte période. »

Les niveaux d'eau prévisionnels dépendent :

- du niveau d'étiage ;
- du battement saisonnier ;
- de l'amplitude d'une onde de crue ;
- des variations de la nappe dues aux activités anthropiques.

Le niveau d'étiage et le battement saisonnier doivent être établis sur une longue période historique.

Lorsque le niveau d'un cours d'eau monte, l'onde de crue se propage en s'amortissant. Dans le cas où l'on ne dispose pas d'enregistrements de la propagation de l'onde de crue, on peut utiliser la formule approchée (2.9), qui suppose une crue de forme sinusoïdale de période  $t_0$  et d'amplitude  $A_0$ , permettant d'estimer la variation de la nappe liée à la crue sur la base des deux principales caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère (voir chapitre 16), la transmissivité  $T$  et le coefficient d'emmagasinement  $S$ , et de la distance  $x$  au cours d'eau.

$$A = A_0 \cdot \exp\left(-\sqrt{x\left(\frac{\pi S}{t_0 T}\right)}\right) \quad (2.9)$$

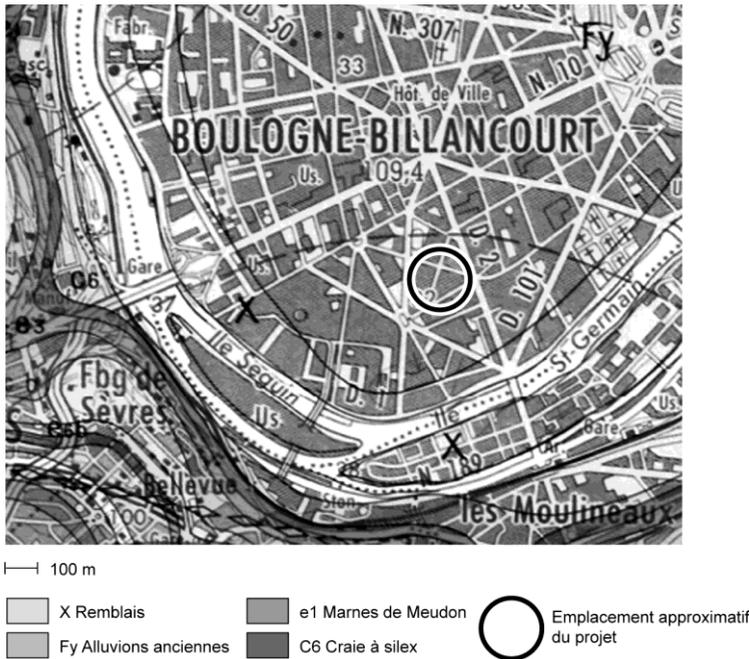
Dans l'évaluation des niveaux d'eau, on devra en outre prendre en compte l'évolution possible de l'environnement urbain et industriel, et les projets de grands travaux sur les niveaux des nappes (arrêts de pompage, grandes fouilles, pompages temporaires, etc.). Cette évaluation fait l'objet d'études hydrogéologiques complexes.

### 2.7.2 Application : projet de fondations de bâtiment sous nappe

Considérons un projet type en zone résidentielle, un bâtiment R+7 dont l'emprise au sol couvre les 625 m<sup>2</sup> de la parcelle, avec deux niveaux de sous-sols. Le niveau de sous-sol inférieur est à environ 5 m de profondeur par rapport au terrain dit naturel (TN) qui présente une surface plane et horizontale. La parcelle est actuellement occupée par une cour intérieure entourée de bâtiments d'activités, d'habitations ou de garages en rez-de-chaussée ou R+1 sans sous-sol.

Le site est à Boulogne-Billancourt, dans la plaine alluviale de la Seine. Selon les études disponibles à proximité du site et d'après la carte géologique au 1/50 000 (figure 2.15), les terrains intéressés par le projet concernent les formations géologiques suivantes :

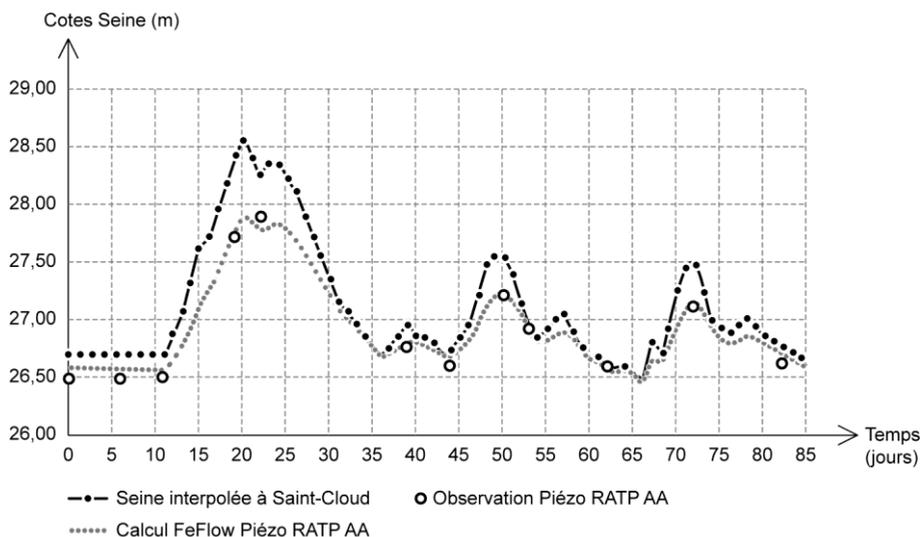
- remblais : terre végétale, sables, matériaux de démolition et autres matériaux liés aux aménagements antérieurs ;
- alluvions modernes : dépôts limoneux, argileux et sableux, avec des niveaux tourbeux ; de perméabilité horizontale  $k_h = 10^{-5}$  m/s et de perméabilité verticale  $k_v = 5 \cdot 10^{-7}$  m/s ;
- alluvions anciennes : sables plus ou moins grossiers et graves, avec rognons de silex, galets de calcaire et craie, qui occupent la basse terrasse ;  $k_h = 3 \cdot 10^{-3}$  m/s,  $k_v = 10^{-4}$  m/s ;
- marnes de Meudon : marnes calcaireuses grisâtres sans fossiles ;  $k_h = k_v = 10^{-7}$  m/s ;
- craie à silex : calcaire blanc et tendre stratifié de lits de silex noirs.



**Figure 2.15. Extrait de carte géologique**

Feuille de Paris, n° 183, secteur appartenant à la commune de Boulogne-Billancourt, BRGM.

Les eaux de la tranche supérieure de la craie, en équilibre avec celle des alluvions, constituent une nappe à  $k_h = k_v = 10^{-3}$  m/s qui se maintient légèrement plus haut que le niveau de la Seine, soit en période normale ou quasi permanente (basses eaux) vers 27 m NGF. La nappe est en relation plus ou moins directe avec la Seine. Les niveaux d'eau observés peuvent donc s'élever ou s'abaisser selon le battement saisonnier, qui est lié à l'alimentation directe de la nappe par les eaux météoriques, et selon l'amortissement des ondes de crue de la Seine dans l'aquifère (figure 2.16).



**Figure 2.16. Onde de crue mesurée en juin 2007 et onde de crue restituée par un modèle**  
Site Rhin et Danube à Boulogne-Billancourt.

Selon les données du Service de la navigation, les niveaux des crues de la Seine ont atteint les cotes indiquées dans le tableau 2.4 au pont de Billancourt, distant d'environ 500 m du site.

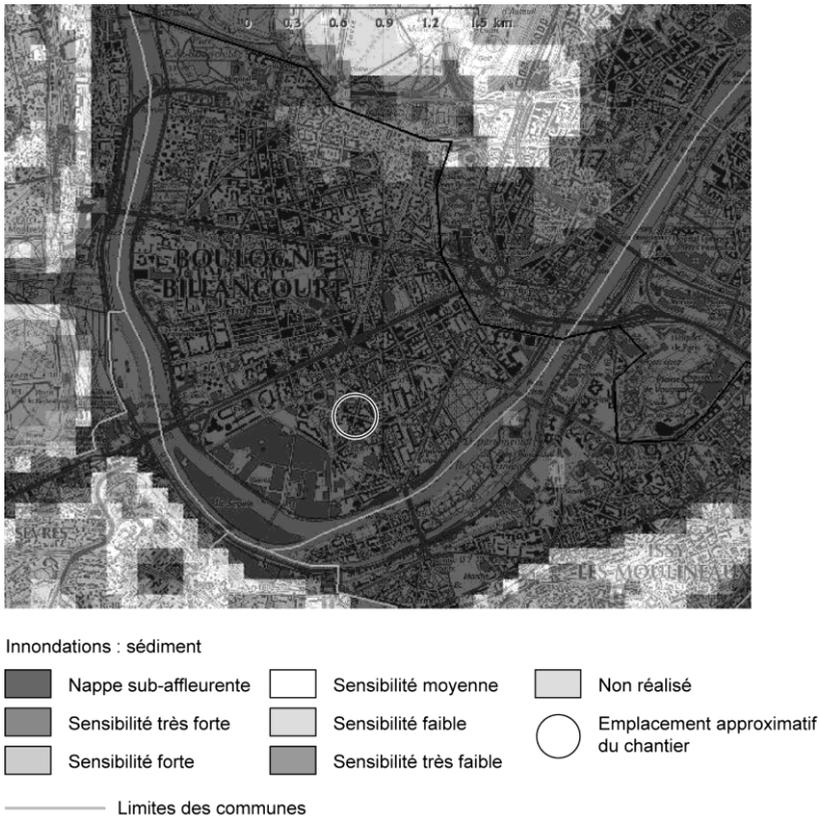
**Tableau 2.4. Cote atteinte par la Seine lors de trois crues historiques**

Année de crue	Période de retour	Altitude au pont de Billancourt
1910	100 ans (crue exceptionnelle)	31,68 m NGF
1955	50 ans	30,80 m NGF
1970	10 ans	29,46 m NGF

La retenue normale ou quasi permanente (basses eaux) de la Seine au droit de ce pont est de 26,39 m NGF. La commune a fait l'objet à plusieurs reprises d'arrêt de catastrophe naturelle du fait d'inondation par crue de la Seine, par ruissellement ou coulée de boue. Le site du pro-

jet se trouve hors de la zone inondable de la Seine et en zone d'aléa « moyen » vis-à-vis du risque de remontée de nappe (figure 2.17).

La réalisation du projet comprend la réalisation d'une fouille blindée par une paroi moulée principalement dans les alluvions anciennes. Le niveau d'assise prévisionnelle des fondations est à 5,50 m de profondeur par rapport au TN (34,30 m NGF), soit à la cote 28,80 m NGF.



**Figure 2.17. Extrait de la carte du risque d'inondation par crue de nappe**

Source : BRGM.

Le contrôle du niveau piézométrique est obligatoire avant et pendant les travaux pour vérifier que l'on est dans une période favorable. En juin 2007, le niveau de la nappe se trouve vers 8,0 m de profondeur par rapport au terrain naturel (TN) actuel, soit à 26,30 m NGF. Le fond de fouille du projet n'atteindra pas la nappe dans les conditions du mois de juin 2007 ; elle pourra donc être réalisée à sec.

Mais un système de rabattement de la nappe est à prévoir en phase chantier, au cas où le niveau de la nappe remonterait et atteindrait le fond de fouille durant les travaux. Le pompage en pleine fouille étant interdit (débit trop fort qui risque de déstabiliser les parcelles mi-

toyennes ou d'entraîner des particules fines), le rabattement s'effectuera au moyen de puits filtrants à l'intérieur de la fouille.

Le niveau des plus hautes eaux (EH) est situé à 4,0 m de profondeur (soit 30,30 m NGF) par rapport au TN. La position du sous-sol inférieur rend donc ce dernier inondable par une remontée de nappe en cas de crue cinquantennale. Un système de protection permanent contre l'eau doit être mis en place. On peut préconiser les dispositifs constructifs suivants :

- un radier étanche, avec un cuvelage mis en œuvre jusqu'à la cote 32,20 m NGF (31,70 m NGF + 0,50 m) ; on vérifie que l'ensemble du poids du bâtiment est supérieur à la sous-pression d'eau en affectant chacun des termes des coefficients de sécurité imposés par la norme (condition état limite ultime de l'EC7-1). Ce dispositif évite tout pompage et rejet d'eau ;

- un radier drainant, équipé de cunettes périmétriques associées à un tapis drainant en sous-face du dallage et à un système de pompage du débit d'exhaure. Ce système est efficace pour une faible remontée de la nappe (0,5 m) au-dessus du niveau inférieur du sous-sol, mais la présence d'humidité n'est pas à exclure ;

- un sous-sol inondable en cas de remontée de nappe, un dispositif qui nécessite des événements pour permettre l'entrée de l'eau dans le sous-sol et éviter la surpression autour des fondations. Cette solution est économique, mais peut s'avérer difficilement gérable.

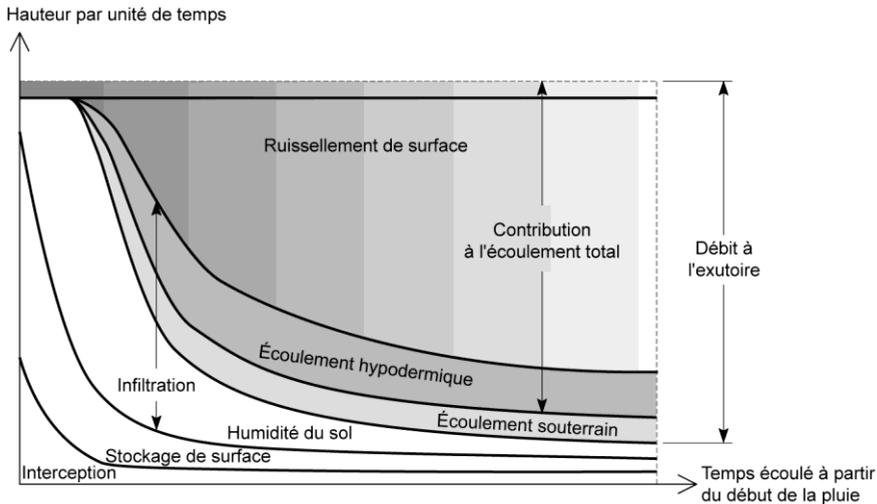
Cet exemple illustre le fait que la prise en compte de l'aléa remontée de nappe dans le domaine de la construction de bâtiments reste dans le cadre habituel des fluctuations saisonnières ou interannuelles associées à la météorologie. Elle se fonde essentiellement sur la notion réglementaire de NPHE. Elle ne considère pas le risque d'une remontée du niveau de référence de la nappe ou du niveau moyen, qui apparaîtrait suite au changement d'usage des quartiers cibles : de l'abandon d'établissements industriels à la création d'immeubles de bureaux ou d'installations de loisirs moins consommateurs d'eau de nappe.

## 2.8 L'infiltration

On a déjà vu que l'eau précipitée sur un bassin-versant, une fois retranchée la quantité évaporée, se répartit en eau interceptée, stockée en surface, infiltrée et ruisselée. Comme la neige ne s'infiltré pas, on parlera ici de pluie et non de précipitations. La pluie nette représente la quantité de pluie qui atteint strictement la surface du terrain lors d'une averse et contribue aux écoulements. La séparation de la pluie nette, entre la pluie infiltrée et la pluie ruisselée, s'appelle, du point de vue de l'écoulement, fonction de production. Ce concept est utile à l'étude de la réponse hydrologique du système.

La quantité d'eau collectée puis transportée par la rivière hors du bassin-versant résulte des précipitations directes à la surface même du cours d'eau et des écoulements de surface, de subsurface et souterrain, parvenant à l'exutoire du bassin-versant. La proportion entre ces différents écoulements n'est pas définie de façon directe par la quantité d'eau infiltrée dans le sol, car une partie de l'infiltration reconstitue le stock d'humidité du sol (figure 2.18). Cette quantité dépend de la durée de l'intervalle antérieur sans pluie au cours duquel le sol n'a subi

que l'évapotranspiration et plus précisément de la teneur en eau atteinte par le sol avant l'événement pluvieux.



**Figure 2.18. Évolution des proportions entre les composantes de l'écoulement au cours d'une averse**

D'après Réminérias (1972).

### 2.8.1 Facteurs, courbes et paramètres descriptifs de l'infiltration

Le régime d'infiltration est conditionné par les facteurs suivants :

- le type de sol (structure, texture, porosité). Les caractéristiques de la matrice du sol influencent les forces de capillarité (suction) et d'adsorption, qui elles-mêmes régissent en partie l'infiltration. Le sol est un matériau complexe constitué de trois phases : solide, liquide et gaz. L'eau est une composante des roches et des sols, au même titre que les minéraux. Elle existe dans les sols sous les trois états de la matière : glace, eau et vapeur. La description de la texture des sols sera nécessaire pour aller plus loin dans la compréhension de l'infiltration, mais on présente d'abord ici le phénomène du point de vue hydrologique ;
- la teneur en eau initiale du sol. Les forces de suction, donc le régime d'infiltration, sont fonction de la teneur en eau du sol. La teneur en eau initiale est évaluée d'après les précipitations tombées au cours d'une période précédant un événement pluvieux ;
- la compaction de la surface du sol due à l'impact des gouttes de pluie (battance) ou à d'autres effets (thermiques et anthropiques). L'utilisation d'engins lourds peut entraîner la compaction, la dégradation de la structure de la couche de surface du sol et la formation d'une croûte dense et moins perméable, non visible à une faible profondeur ;
- la couverture végétale du sol. La végétation favorise l'infiltration en ralentissant l'écoulement de l'eau à la surface, lui donnant ainsi plus de temps pour pénétrer dans le sol. Par ailleurs, le système racinaire améliore la conductivité du sol. Enfin, le feuillage protège le sol de l'impact de la pluie et diminue le phénomène de battance ;

- la topographie et la morphologie. La pente agit à l’opposé de la végétation. En effet, une forte pente favorise le ruissellement au dépend de l’infiltration ;
- le régime d’alimentation : intensité de la pluie nette, débit d’irrigation.

L’infiltration qualifie le transfert vertical de l’eau à travers les strates superficielles du sol, lorsque celui-ci reçoit une averse ou qu’il est exposé à une submersion. L’eau d’infiltration remplit en premier lieu les interstices du sol en surface et pénètre par la suite dans le sol sous l’action combinée de la gravité et des forces de succion.

La conductivité hydraulique à saturation  $k$ , appelée plus communément coefficient de perméabilité de Darcy, qui sera développé au chapitre 13, est un paramètre essentiel de l’infiltration. Il représente la valeur limite (inférieure) du taux d’infiltration qui est atteinte quand le sol devient saturé (à condition qu’il soit homogène). Ce paramètre entre dans les équations pour le calcul de l’infiltration. Afin d’appréhender le processus, on définit les fonctions suivantes :

- le taux d’infiltration  $i(t)$ , nommé aussi flux, intensité ou régime d’infiltration, qui désigne à tout instant  $t$  la vitesse à laquelle l’eau pénètre dans le sol depuis la surface : il est exprimé en mm/h et décroît exponentiellement dans le temps. Le régime d’infiltration dépend avant tout du régime d’alimentation (irrigation, pluie), de la teneur en eau initiale du sol et de ses propriétés (structure, texture) ;
- l’infiltration cumulée  $I(t)$  est, à tout instant  $t$ , la lame totale d’eau (en mm) infiltrée depuis le début de l’événement. C’est l’intégrale dans le temps du taux d’infiltration. Une partie de  $I(t)$  subit l’évaporation dans la zone non saturée et rejoint l’atmosphère, le reste atteint la nappe.

$$I(t) = \int_{t_0}^t i(t) \cdot dt \quad (2.10)$$

– la capacité d’infiltration  $i_c(t)$  représente à tout instant  $t$  le flux d’eau maximal que le sol est capable d’absorber à travers sa surface lorsqu’il est submergé. Le taux d’infiltration est nécessairement inférieur à tout instant à la capacité d’infiltration. Notons que le mot capacité réfère en général à un volume, mais étant donné la superficie concernée du sol, c’est ici la lame d’eau maximale qui peut s’infiltrer par unité de temps dans le sol, dans des conditions données et à un instant donné : c’est une courbe et non un paramètre. Cette courbe est une propriété intrinsèque du terrain.

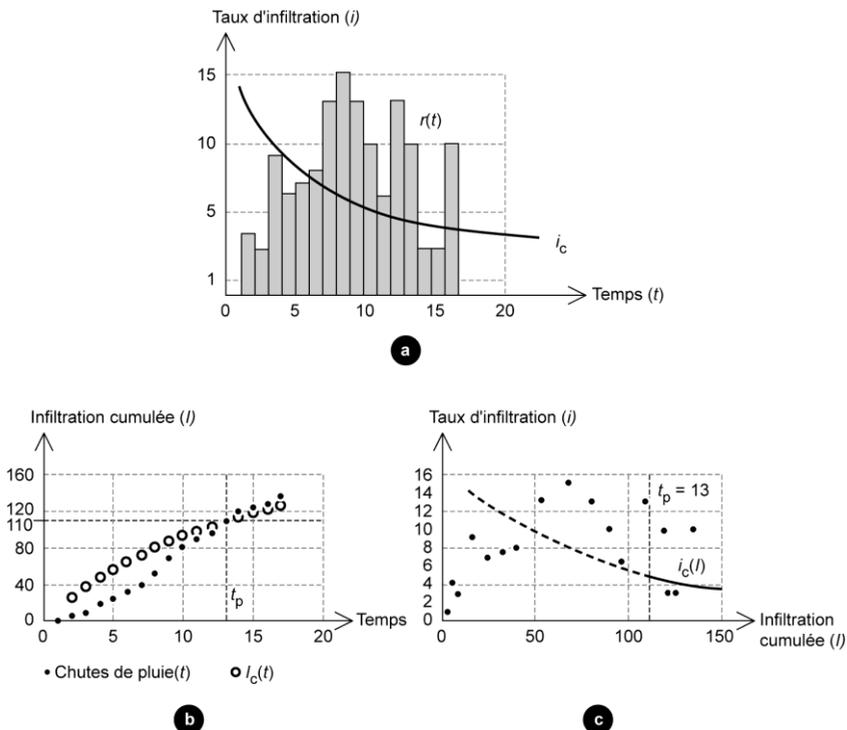
Au cours d’une averse, la capacité d’infiltration du sol décroît très rapidement au début de l’infiltration, à partir d’une valeur maximale, puis plus lentement pour tendre vers un régime constant, proche de la valeur de la conductivité hydraulique à saturation (figure 2.19). Cette décroissance, due essentiellement à la diminution du gradient hydraulique avec la saturation croissante du sol et la progression du front d’humectation vers la profondeur, peut être renforcée par d’autres phénomènes tels que le colmatage partiel des pores par des fines entraînées par l’eau ou la formation d’une croûte superficielle consécutive à la dégradation de la structure du sol.

La capacité d’infiltration ne se confond pas avec une « capacité d’absorption », car non seulement l’eau sature un volume poreux fini (comme une éponge), mais elle progresse aussi plus bas dans la zone non saturée. La capacité  $i_c(t)$  dépend de la conductivité hydraulique du

milieu non saturé et des conditions aux limites, c'est-à-dire de la teneur en eau imposée en surface et du profil vertical initial de la teneur en eau dans le sol.

Tant que l'intensité de la pluie nette est inférieure, à tout instant, à la capacité d'infiltration, l'eau s'infiltré instantanément au point où elle est tombée. Pour autant, la submersion ne se produit pas aussitôt que l'intensité de la pluie nette excède la capacité d'infiltration : l'eau refusée un instant en un point sera absorbée quelques instants plus tard à courte distance à l'aval, ce qui peut produire des flaques fugitives.

Pour simplifier le problème et réussir à identifier au cours d'une averse l'instant où le seuil de submersion sera atteint, il faut définir la courbe  $I_c(t)$  de la capacité d'infiltration cumulée (la surface sous la courbe de la capacité) qui, elle, représente bien le volume d'eau maximum que le sol est capable d'infiltrer entre le début de la pluie et l'instant considéré. On fait alors l'hypothèse suivante : tant que l'intensité cumulée de la pluie nette reste inférieure à la capacité cumulée d'infiltration, le sol accumule de la capacité d'infiltration « non consommée » qui peut être considérée comme un potentiel d'infiltration. Le régime d'infiltration reste alors déterminé par le régime d'alimentation.



**Figure 2.19. Capacité d'infiltration, taux d'infiltration instantané et infiltration cumulée**

- Courbe de la capacité d'infiltration du sol et histogramme du régime d'alimentation (pluie nette).
- Courbes de capacité d'infiltration cumulée et de pluie cumulée.
- Taux d'infiltration en fonction de l'infiltration cumulée. D'après Hopmans *et al.* (2007).

En conséquence, c'est lorsque cette courbe  $I_c(t)$  est rejointe par celle de l'infiltration cumulée  $I(t)$  que la submersion apparaît (à  $t_p = 13$  h et  $I(t_p) = 110$  mm). Le seuil dépend donc de la structure de l'averse (intensité, durée) et de la courbe intrinsèque de la capacité d'infiltration du sol. Au moment où l'intensité cumulée de la pluie dépasse la capacité cumulée d'infiltration du sol, l'excédent d'eau s'accumule en surface ou dans les dépressions en formant des flaques. Ce stade de submersion une fois atteint, on parle d'infiltration à capacité : à partir de ce seuil, c'est la courbe  $i_c(t)$  ou  $i_c(I)$  qui impose le taux d'infiltration instantané. Le seuil de submersion définit le début du ruissellement (principe de Horton) suivant la topographie : on peut en déduire la lame ruisselée provoquée par l'averse.

Ainsi le taux d'infiltration instantané peut s'exprimer en fonction de l'infiltration cumulée : cette approche par un graphe  $i(I)$  présente l'avantage de s'affranchir du temps. En faisant l'hypothèse que les intervalles de temps entre de petits événements pluvieux sont assez courts pour négliger les effets de la redistribution de l'eau dans le sol et de l'évaporation sur le taux d'infiltration, il en découle que la capacité d'infiltration à tout moment ne dépend que du volume infiltré cumulé, et qu'elle est indépendante de la chronique pluviométrique antérieure.

### 2.8.2 Évolution du profil de teneur en eau au cours d'une averse

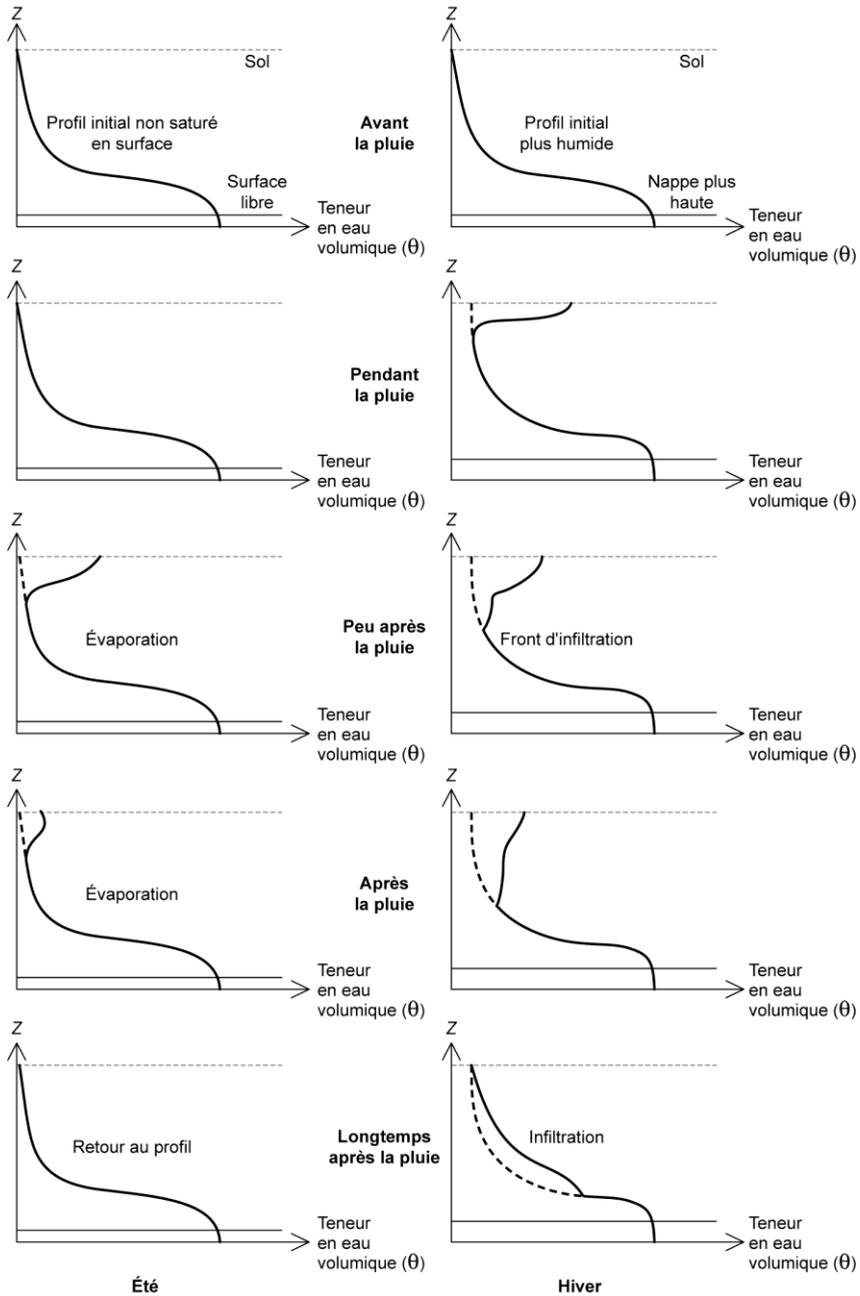
Dans les pays où il pleut, le sol et le sous-sol contiennent de l'eau. Le profil initial (c'est-à-dire avant la pluie) typique de la teneur en eau contenue dans un sol à matrice fine, en fonction de la profondeur, est présenté dans les deux schémas du haut de la figure 2.20, pour l'été et l'hiver, dans les pays tempérés.

Au-dessous d'une certaine cote, on voit que la teneur en eau cesse d'augmenter avec la profondeur : sous ce niveau, le sol est dit saturé d'eau et cette eau constitue ce que l'on appelle la nappe phréatique. Au-dessus, le sol est dit non saturé et il contient à la fois de l'eau et de l'air. Les forces qui agissent sur l'eau sont différentes dans la zone saturée, où la gravité seule intervient, et dans la zone non saturée, où la capillarité et la succion dominent.

Au cours d'un événement pluvieux, l'eau qui tombe à la surface du sol commence par humidifier sa couche superficielle (sur quelques centimètres) et le profil devient celui de la figure 2.20 au stade « pendant la pluie ». Cette augmentation de la teneur en eau volumique  $\theta$  juste sous la surface n'entraîne pas nécessairement d'écoulement vertical immédiat : tant que les forces de capillarité sont supérieures aux forces de gravité, l'eau est retenue comme dans une éponge : on dit qu'il y a rétention d'eau.

Quand la teneur en eau volumique dans la couche superficielle dépasse une valeur limite appelée capacité de rétention spécifique, l'eau se propage vers le bas et humecte un horizon plus profond du sol. Un nouveau profil de teneur en eau s'installe.

Après la pluie, le retour à l'équilibre et au profil initial se fait lentement en mettant en jeu l'évaporation dans le sol et l'infiltration vers la nappe.

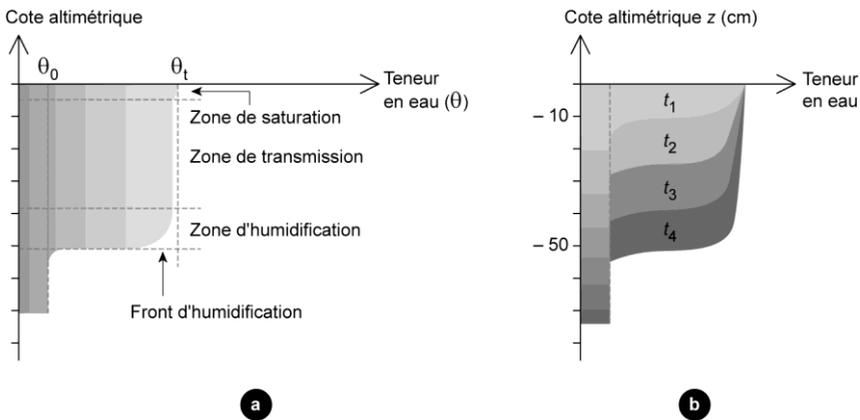


**Figure 2.20. Évolution du profil de teneur en eau d'un sol fin avant, pendant et après une averse**

D'après Marsily (1981).

Dans un sol homogène dont l'horizon superficiel est de texture fine (un limon voire une argile) et lorsque la surface du sol pendant la pluie est submergée, le profil hydrique du sol présente dans le détail (figure 2.21 qui est un zoom sur la partie supérieure du profil global de la figure 2.20 pendant la pluie) :

- une zone de saturation, située immédiatement sous la surface du sol ;
- une zone proche de la saturation appelée zone de transmission, qui présente une teneur en eau très élevée et en apparence uniforme ;
- une zone d'humidification qui se caractérise par une teneur en eau décroissante avec la profondeur selon un fort gradient appelé front d'humidification, qui délimite le sol très humide du sol non saturé sous-jacent.



**Figure 2.21. Profil hydrique d'un sol**

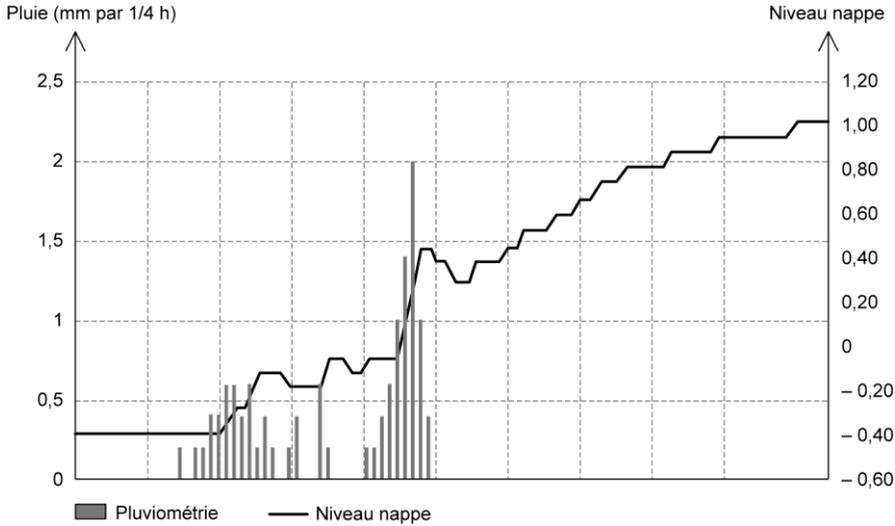
a. Zonation du profil hydrique. b. Évolution du profil hydrique au cours de la progression du front d'humidification.

D'après Musy et Soutter (1991).

La variabilité spatiale et temporelle de la teneur en eau dans le sol est décrite par des profils hydriques successifs représentant la distribution verticale des teneurs en eau dans le sol. La pluie qui arrive à la surface du sol y pénètre assez régulièrement selon un front d'humidification qui progresse en fonction des apports, selon le jeu des forces de gravité et de succion. La figure 2.21 montre comment, au cours du processus, la zone de transmission s'allonge progressivement vers le bas, tandis que la zone et le front d'humidification se déplacent en profondeur, la pente de ce dernier augmentant avec le temps.

Si la pluie se poursuit suffisamment longtemps, l'humidification gagnera toute l'épaisseur du sol non saturé : à partir du moment où la teneur en eau volumique dépasse la capacité de rétention sur toute l'épaisseur de sol, la phase eau devient continue sans pour autant saturer toute la porosité. Tout apport d'eau supplémentaire en surface entraînera alors un apport d'eau à la nappe phréatique. Ce phénomène est plus ou moins lent : en fait, l'arrivée d'eau à la nappe peut se produire quelques jours voire quelques mois après la pluie (voir les trois derniers stades de la figure 2.20). En zone tempérée, une estimation moyenne de la lame d'eau infiltrée jusqu'à la nappe, dite infiltration efficace, est d'environ 300 mm/an, soit 10 l/s·km<sup>2</sup>.

La mise en évidence de l'influence de l'infiltration sur la recharge de la nappe passe par le suivi à haute résolution temporelle de la pluviométrie et de la piézométrie de la nappe. Un exemple (figure 2.22) illustre l'impact des averses du 8 juin 2009 sur le niveau de la nappe phréatique mesuré en un piézomètre situé à proximité de la Seine à Argenteuil. À partir de cette date, le niveau de la nappe en ce lieu s'élève et dépasse celui de la Seine qui n'alimente plus la nappe. Il s'agit donc bien de recharge par infiltration.



**Figure 2.22. Influence de l'infiltration sur la recharge de la nappe**  
Impact des averses du 8 juin 2009 sur le niveau de la nappe phréatique à Argenteuil.

## 2.9 Impact de l'infiltration sur les réseaux et le bâti

Les apports d'eau de ruissellement augmentant avec l'accroissement des surfaces imperméabilisées raccordées aux réseaux de collecte, les inondations par débordement de réseau (photo 2.1) deviennent plus fréquentes. L'enjeu des techniques fondées sur l'infiltration des eaux pluviales dans le terrain est donc de limiter le ruissellement pour éviter la saturation des réseaux et réduire le coût imputable aux inondations. Cependant, il faut s'assurer que les eaux infiltrées ne vont pas polluer une nappe considérée comme une ressource d'eau potable ; il est donc conseillé, avant de mettre en place des dispositifs d'infiltration, de réaliser d'abord une carte de vulnérabilité de la nappe en tant que ressource et, là où un captage existe, de déterminer le bassin d'alimentation de captage (BAC). Par ailleurs, la multiplication des surfaces aménagées pour l'infiltration pourrait rompre l'équilibre hydrodynamique et provoquer localement une remontée de nappe qui risquerait d'affecter les réseaux enterrés.

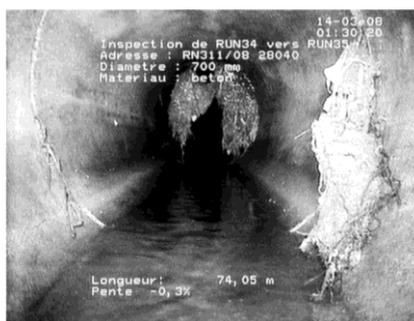
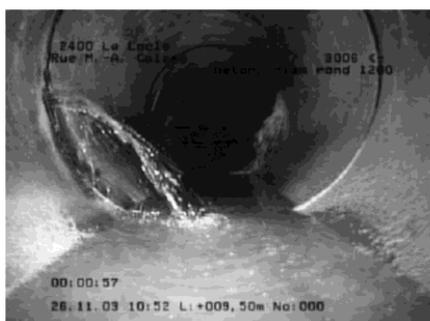


**Photo 2.1. Inondation en surface par engorgement du réseau d'assainissement**

### 2.9.1 Les eaux claires parasites permanentes (ECP)

Un réseau d'assainissement endommagé peut subir l'entrée intempestive d'eaux claires parasites permanentes (ECP) qui aggravent la dégradation des joints et contribuent à l'usure voire à une érosion des ouvrages.

L'essentiel de ces ECP provient vraisemblablement des eaux de pluie ou de fuites d'AEP infiltrées dans le sol, puis drainées par le massif de sable et gravier qui entoure les conduites d'assainissement, ce qui leur permet d'entrer dans le réseau endommagé dès qu'elles rencontrent une faille. Cela peut être aussi, dans certains cas, de l'eau de nappe lors d'un battement saisonnier ou d'une remontée exceptionnelle ou tendancielle. Une entrée d'eau (photo 2.2, à gauche) a lieu dès que la nappe remonte suffisamment pour noyer le réseau et mettre en charge sa paroi extérieure, ou que le taux d'infiltration par le terrain sus-jacent est localement élevé. De plus, l'entrée d'eau par une fissure ou un joint favorise ensuite le développement racinaire des végétaux (photo 2.2, à droite) qui achève de détruire l'ouvrage endommagé.



**Photo 2.2. Infiltration d'eau claire parasite permanente (ECP) dans un réseau d'assainissement (à gauche) ; système racinaire pénétrant une conduite d'assainissement (à droite)**

On cherche à identifier les ECPP grâce à des mesures réalisées au cours de l'élaboration du schéma directeur d'assainissement (SDA). On estime qu'en moyenne 30 % des eaux qui parviennent aux stations d'épuration sont des ECPP, ce qui entraîne un surcoût important lors du traitement.

Par ailleurs, les pompages permanents installés pour dénoyer les ensembles immobiliers représentent un apport important aux stations. Ces eaux d'exhaure sont relativement saines et peuvent donc être considérées comme des ECPP.

### 2.9.2 Infiltrabilité des eaux pluviales et cartographie

Le zonage d'assainissement EP (eaux pluviales), soumis à enquête publique, définit les secteurs selon leur mode de collecte et de gestion des eaux, à la parcelle ou en réseau, et prévoit d'autoriser ou d'interdire l'infiltration selon la nature des sols. Le règlement d'assainissement peut aussi modifier les pratiques en recommandant une étude de sol en fonction du projet.

Toutes les prescriptions auront une incidence sur l'avis du permis de construire mentionnant la gestion générale des EP, par exemple le devenir des eaux de toiture gérées à la parcelle, en fonction de la capacité d'infiltration du sol, de la configuration de la parcelle et de l'espace disponible, ou de l'intérêt paysager du secteur.

La réutilisation des EP des bâtiments peut représenter une économie énergétique et environnementale en investissement comme en fonctionnement et, à ce titre, fait partie de la démarche « haute qualité environnementale » (HQE). Les enjeux de la gestion des EP correspondent à quatre cibles de la démarche HQE : gestion de l'eau (cible 5), qualité de l'eau (cible 14), choix intégré des procédés de construction (cible 2) et gestion de l'entretien et de la maintenance (cible 7).

Le concept que nous appelons « injection et infiltration dirigée » ne repose pas sur une infiltration immédiate, mais sur la mise en œuvre d'un volume de rétention qui correspond à une pluie de 36 mm. Il peut s'agir de noues, de fossés, d'éléments circulaires en béton, etc. L'avantage des systèmes aériens (noues, mares tampon, etc.) sur les systèmes enterrés (tranchées d'infiltration) est d'être moins coûteux à mettre en œuvre et de permettre une surveillance permanente et un entretien facile (tonte, etc.). Ce principe ne nécessite donc pas la présence d'une perméabilité importante ( $> 10^{-4}$  m/s), mais demande cependant la réalisation d'essais d'infiltration préalables.

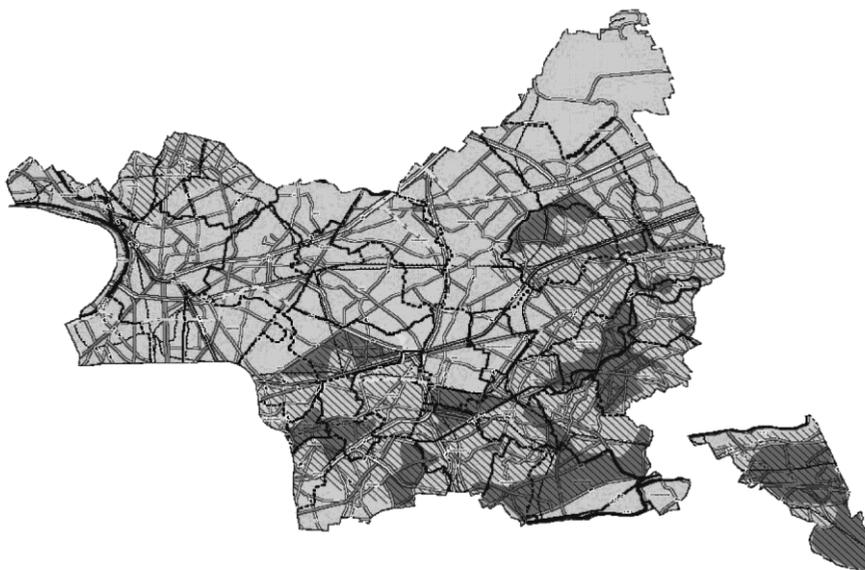
En s'appuyant sur la carte géologique du BRGM pour le territoire du département de la Seine-Saint-Denis, affinée à l'aide des sondages issus de la base de données Accessgeo du LREP (Laboratoire régional de l'Est parisien), la connaissance des faciès des couches a permis de définir les zones pour lesquelles un ajout d'eau ponctuel peut engendrer des désordres géotechniques (Fouché et Hirschauer, 2007). Il s'agit :

- de tous les horizons gypseux pour lesquels un lessivage d'eau non saturée en sulfates peut engendrer des cavités à court terme (quelques années). Les eaux pluviales sont exemptes de sulfate et, par conséquent, très agressives vis-à-vis de ce minéral ; rappelons que le gypse est soluble dans l'eau à raison de 2,2 g/l. Cette propriété est largement démontrée à l'occasion de

fuites de réseaux qui, dans le cas de conduites d'eau en particulier, génèrent rapidement des cavités (à l'échelle de l'année) ;

– des versants qui, outre la présence de sols argileux instables, car un accroissement de la pression interstitielle dans les argiles augmente le risque de glissement et de résurgence incontrôlée à l'aval, sont entaillés par des carrières de gypse à ciel ouvert ou souterraines ;

– des carrières souterraines qui sous-minent les plateaux, surtout le plateau d'Avron.



**Carte d'infiltrabilité**

Dossier n° 2.4.17793

-  Zone où l'infiltration superficielle et l'injection profonde des eaux pluviales sont proscrites : versants, gypses ludiens, faciès gypseux du calcaire de Saint-Ouen et faciès gypseux des marnes et caillasses (suivant les contraintes réglementaires)
-  Zone où l'infiltration superficielle des eaux pluviales est proscrite, mais autorisée par injection profonde dans les alluvions anciennes de la marne et le marno-calcaire de Saint-Ouen
-  Zone où l'infiltration superficielle des eaux pluviales est autorisée mais proscrite pour l'injection profonde
-  Zone où l'infiltration superficielle et l'injection profonde des eaux pluviales dans les alluvions anciennes de la Marne et le marno-calcaire de Saint-Ouen sont autorisées
-  Périmètre R111-3 dissolution du gypse (marnes et caillasses)
-  Périmètres aléa anciennes carrières

Échelle : 1/25000<sup>e</sup>

20 juillet 2005

**Figure 2.23. Carte d'infiltrabilité en Seine-Saint-Denis**

D'après Fouché et Hirschauer (2007).

Nous avons séparé deux familles d'ouvrages d'infiltration dont le comportement est de nature physique différente. Par convention, ces deux familles sont :

- les ouvrages d'infiltration qui intéressent les terrains superficiels : puisards, noues, bassins d'infiltration employés pour infiltrer les eaux dans des sols non saturés. Par sécurité, de tels ouvrages doivent être distants d'au moins 5 m des bâtiments (l'entraînement de particules peut provoquer de faibles tassements ponctuels autour de l'ouvrage) ;
- les ouvrages d'injection : il s'agit de puits forés profonds descendus jusqu'aux sables de Beauchamp dans la Plaine de France ou jusqu'au substratum dans la vallée de la Marne. Ces ouvrages ponctuels, dont la profondeur peut atteindre 10 à 20 m, intéressent des horizons très perméables situés sous la nappe et, par définition, des sols saturés dont l'hydrodynamique est connue. Ces ouvrages sont utiles en cas d'emprise foncière limitée.

Le zonage proposé ne tient pas compte de la présence de remblais dans lesquels l'infiltration est déconseillée, ce qui signifie qu'elle ne peut être mise en œuvre qu'en dessous de ceux-ci. Quatre zones ont été délimitées (figure 2.23) :

- infiltration et injection proscrites ;
- infiltration superficielle proscrite, mais injection autorisée ;
- infiltration superficielle autorisée, mais injection profonde proscrite ;
- infiltration superficielle et injection profonde autorisées.

On a ainsi évalué la faisabilité géotechnique de l'injection et de l'infiltration dirigée des eaux pluviales dans les sols sur l'ensemble du département de la Seine-Saint-Denis. La cartographie proposée correspond à notre connaissance des sites et au contexte réglementaire qui évolue en fonction de l'édition des plans de prévention des risques (PPR) « mouvements de terrain ».

### 2.9.3 Exemple de réinjection des eaux d'exhaure

Le raccord au réseau d'assainissement des pompes permanentes installés pour dénoyer les ensembles immobiliers représente un apport important aux stations d'épuration, donc un coût. Pour cette raison, c'est devenu interdit dans certaines communes, limité dans d'autres, et souvent payant. La méthode alternative à développer est la réinjection des eaux d'exhaure (Bize *et al.*, 1972) sur le pourtour des fondations des immeubles nouvellement construits, comme cela a été mis en œuvre lors du projet Mozart (tour de 23 étages) qui est venu achever la rénovation complète sur 20 ans de la plaine d'Issy-les-Moulineaux, initialement industrielle, aujourd'hui à usage tertiaire ou d'habitation.

L'aquifère des alluvions sur craie y est très productif (transmissivité  $T$  de l'ordre de  $5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ ). Les trois niveaux de sous-sols de la tour EDF construite sur ce site en 1971, dont le radier inférieur est actuellement noyé sous 3 m d'eau, sont conservés dans la nouvelle tour Mozart. La construction de la tour EDF s'était déroulée en 1971 sous un pompage de  $5\,000 \text{ m}^3/\text{h}$ , ce qui peut expliquer pourquoi les alluvions sont particulièrement crues (pauvres en fines) d'après les sondages actuels. En 2007, une enceinte périmétrique aux trois niveaux de sous-sols existants a été construite à 25 m de profondeur (–10 m NGF) sous les alluvions anciennes, dans une couche de craie beaucoup moins perméable que la craie fissurée sus-

jacente (Monnier, 2007). Cela a permis de limiter le débit global de pompage résiduel à  $107 \text{ m}^3/\text{h}$  pour le rabattement contractuel (6,55 m) correspondant au niveau quasi permanent des basses eaux (EB) ou  $146 \text{ m}^3/\text{h}$  pour le rabattement (8,95 m) associé au niveau de crue quinquennale prise comme « crue chantier » pour ce projet.

Ces débits représentent environ la moitié de ce qui avait été calculé par un modèle FeFlow à partir d'essais au micromoulinet et d'une hypothèse pessimiste quant à l'étanchéité du rideau d'injections ( $5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ ) et à la faible perméabilité ( $5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ ) de la craie inférieure. Le calage du modèle Feflow a été effectué grâce au suivi de l'onde de crue (figure 2.16) de la Seine à la nappe.

On caractérise le colmatage du fleuve (Béraud et Clouet d'Orval, 1976) par  $k/e$ , où  $k$  est la perméabilité de la couche colmatante et  $e$  son épaisseur : la valeur trouvée est de  $3 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  pour un tronçon du fleuve au droit d'Issy-les-Moulineaux et aucun colmatage sur le reste du linéaire (transmission hydraulique parfaite entre la nappe et le fleuve). Afin d'optimiser ce paramètre, un recensement complet des modes de confortement des berges du fleuve (palplanches, murs de quais, état naturel) a été réalisé.

La modélisation numérique a permis de définir la cote des plus hautes eaux (EH) souterraines, cotes de dimensionnement du projet. La cote de protection de 30 m NGF a été retenue pour la tour Mozart sur la commune d'Issy. Cette cote correspond à la conjonction d'une crue de Seine cinquantennale, d'un battement saisonnier de nappe de 0,2 m et de l'arrêt de tous les pompages existant dans les environs du site (Monnier, 2007). La modélisation a permis également de définir l'impact hydrogéologique (carte piézométrique) du pompage et de la réinjection de l'eau d'exhaure à proximité et à distance de l'enceinte, ce qui est nécessaire pour instruire le dossier Loi sur l'eau (code de l'environnement).

## **2.10 La remontée de nappe par cessation partielle ou totale de pompage**

Le niveau de la nappe à un endroit donné et à instant donné dépend des différents pompages (industries, parkings, etc.), des drainages permanents (métro, égouts), mais aussi des rabattements de chantier durant les grands travaux (Éole, Météor...) souterrains. Ces ouvrages ne sont pas éternels et des évolutions sont notables à long terme, dont il faut tenir compte pour les projets actuels et futurs.

Un exemple important de la nécessité de l'étude historique et prospective est donné par l'évolution de la nappe phréatique à Paris et alentours. Deux cartes hydrogéologiques (figures 2.24 et 2.25) résument cette évolution depuis le milieu du XIX<sup>e</sup> siècle : celle de Delesse (1862) et celle de Diffre (1969). La carte de Delesse a été établie en 1862 sur l'ancien département de la Seine, à la demande du baron Haussmann, alors préfet. Elle a été réalisée à l'aide de relevés effectués dans des puits maraîchers, très nombreux à cette époque.

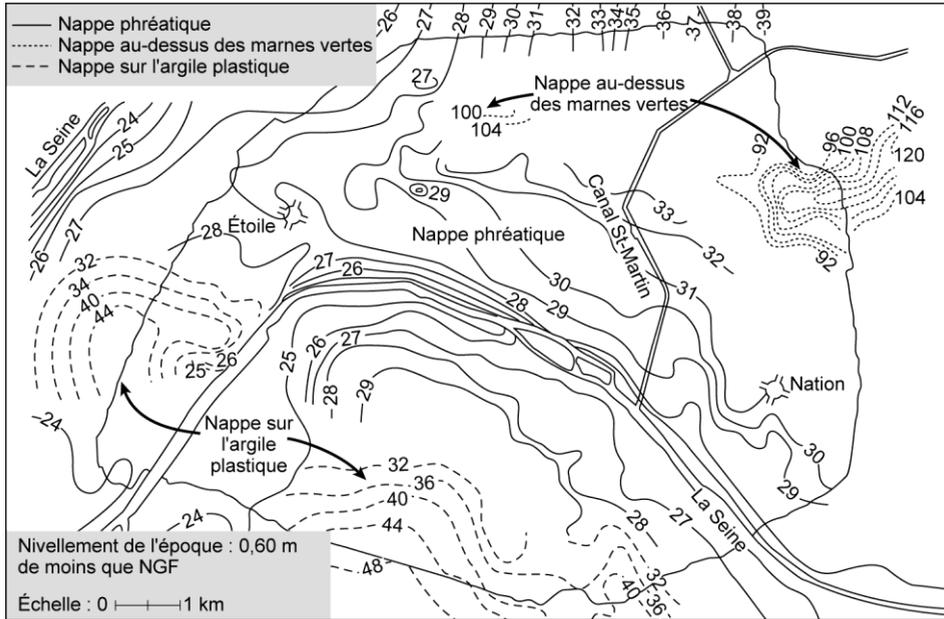


Figure 2.24. Extrait de la carte hydrogéologique de Delesse (1862)

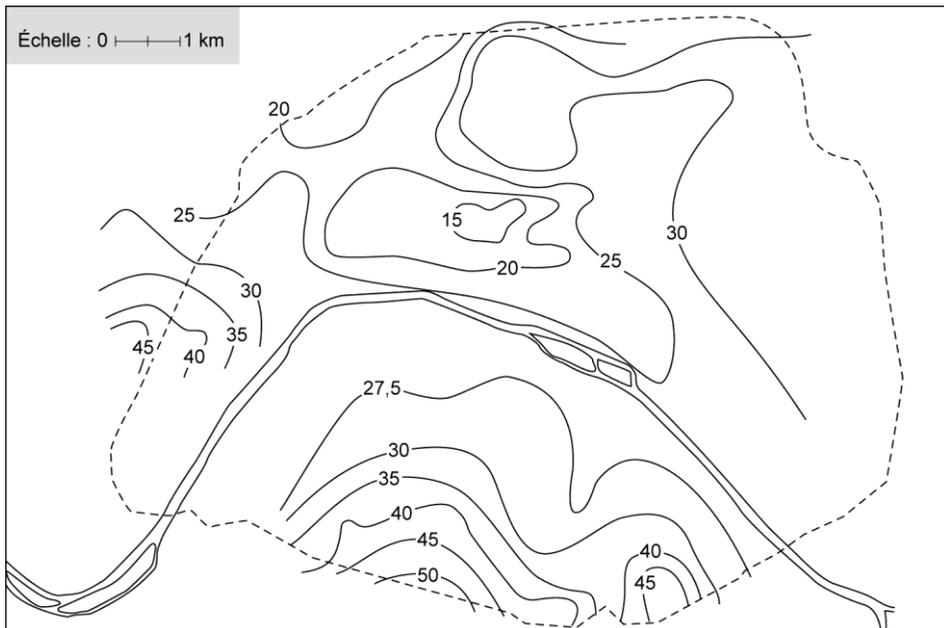
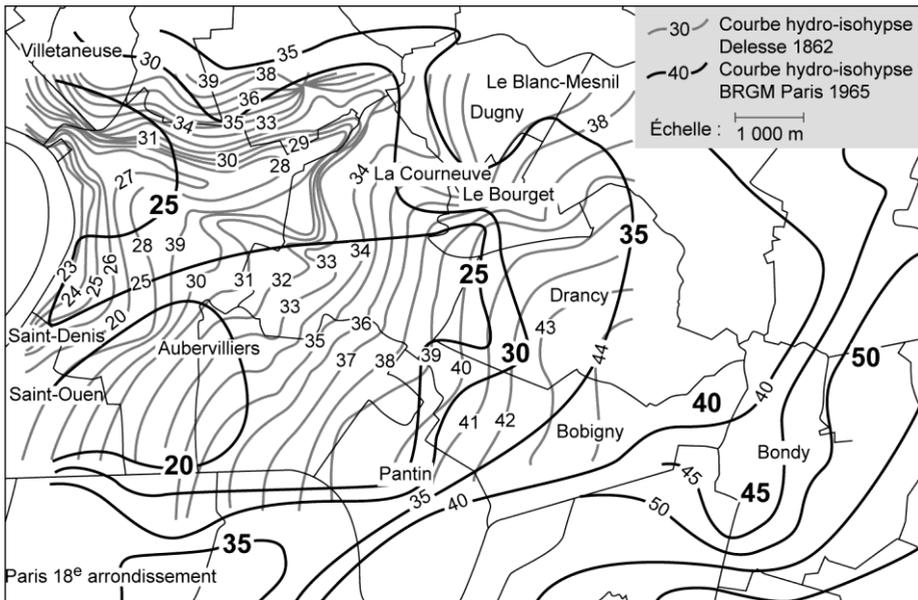


Figure 2.25. Extrait de la carte hydrogéologique de Diffre (1969)

De la fin du XIX<sup>e</sup> siècle jusqu'aux années 1970, une très forte industrialisation et un développement de l'urbanisme ont conduit à des pompages industriels, à un drainage permanent des ouvrages souterrains et à une imperméabilisation des sols qui ont entraîné une baisse très sensible de la nappe phréatique en rive droite de la Seine. Logiquement, la carte de Diffre montre des niveaux piézométriques très inférieurs à ceux de la carte de Delesse sur cette rive. L'exemple le plus spectaculaire est une baisse de 12 m entre 1854 et 1960 dans le quartier de l'Opéra. On compare les deux états sur le territoire de la Plaine-Saint-Denis au nord de Paris, sur la figure 2.26.

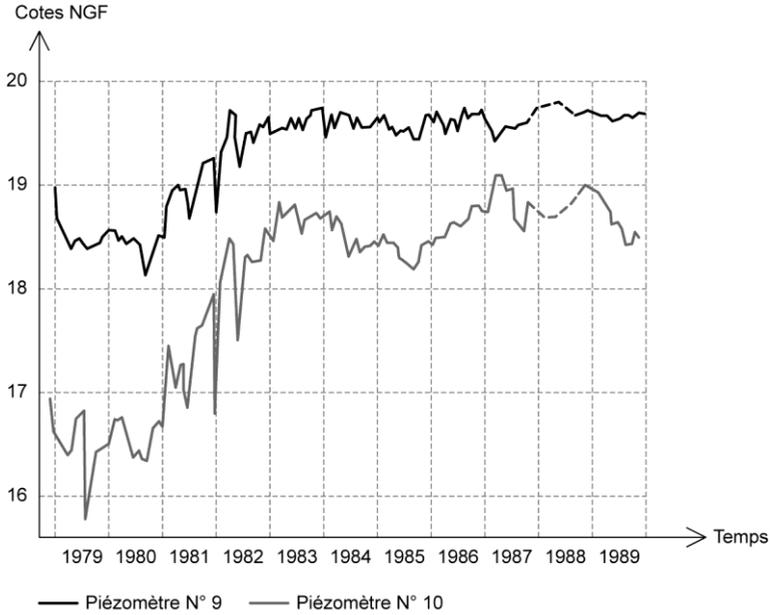


**Figure 2.26. Carte piézométrique du département de la Seine-Saint-Denis**

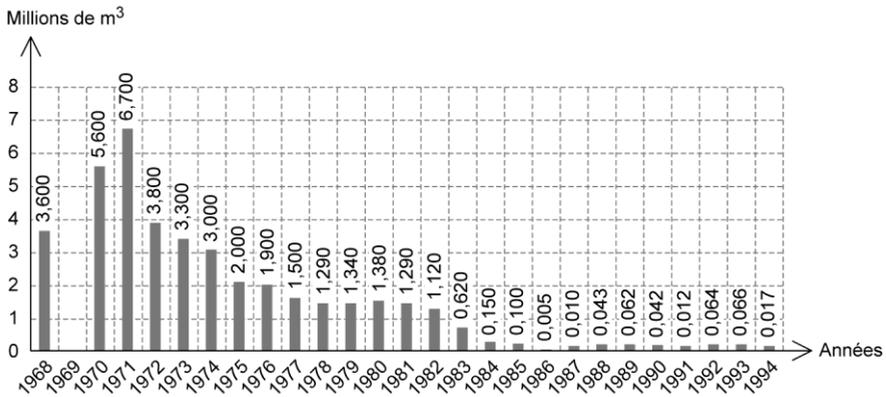
État en 1862 et en 1965 d'après les cartes de Delesse (1862) et Diffre (1969).

D'après Fouché et Hirschauer (2007).

Le changement de politique industrielle et immobilière de Paris puis des communes de sa banlieue et la délocalisation des usines à partir des années 1970, en supprimant les pompages (figure 2.27), a déclenché une remontée de la nappe phréatique ainsi que des nappes superposées. Les relevés des piézomètres de l'Inspection générale des carrières (figure 2.28) pour Paris, et une année d'évolution piézométrique sous la commune du Bourget (figure 2.29) en donnent une bonne illustration.

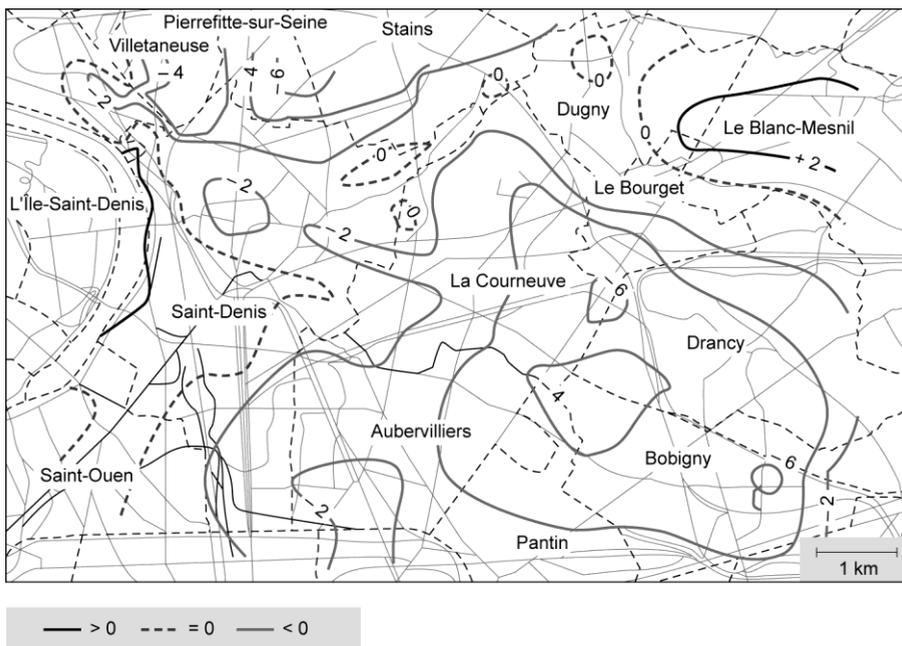
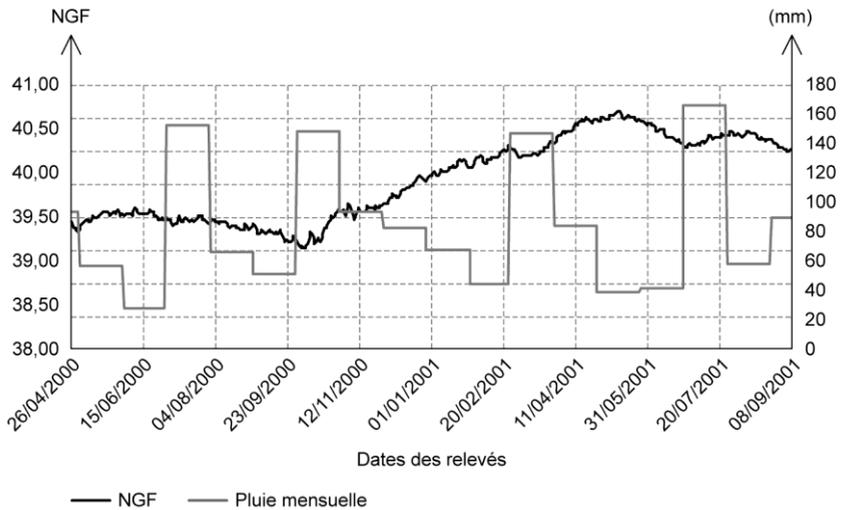


**Figure 2.27. Évolution des pompages industriels dans le Lutétien-Yprésien sur la commune de Saint-Denis**



**Figure 2.28. Évolution des niveaux piézométriques de 1978 à 1989 en rive droite de la Seine**

D'après Le Parmentier (1991).



Une carte d'isodifférence (figure 2.30) du niveau statique de la nappe phréatique entre les données de Delesse et des données réunies en 2006 a été publiée par Fouché et Hirschauer (2007). Si l'on considère que le niveau de Delesse correspond au niveau maximal que la nappe phréatique puisse atteindre, les valeurs indiquées sur la carte seront négatives dans le cas où le niveau actuel est inférieur à celui de 1862, et positives dans le cas contraire.

La zone est de La Courneuve et d'Aubervilliers, et la zone située à l'est de ces communes – Le Bourget, Drancy, Bobigny et Pantin –, se trouvent à l'intérieur de la courbe  $-4$  m avec des îlots à  $-6$  m. Ce phénomène de dépression paraît lié à la présence d'importants pompages à Bobigny et surtout à Romainville. On peut donc en conclure que ces zones pourraient être affectées par une remontée de la nappe de l'ordre de 4 mètres en cas d'abandon total des pompages industriels. Ce phénomène n'affecterait pas seulement Romainville, mais aussi la commune d'Aulnay avec la fermeture programmée de l'usine PSA. L'inondation des parkings déjà observée (photo 2.3) serait alors suivie d'impacts beaucoup plus graves sur les structures urbaines.



**Photo 2.3. Inondation d'un parking souterrain par crue de nappe**

Les perturbations du régime d'écoulement souterrain en milieu urbain sont à la fois complexes et différées par rapport à leurs causes. Les processus hydrologiques dépendent de l'état et de l'usage antérieur du sol. On a décrit des effets boomerang qui impactent la stabilité et l'intégrité des installations urbaines. Parmi les structures affectées par la remontée tendancielle de nappe ou par la crue de nappe, on peut citer les fondations et les espaces souterrains des bâtiments, les chaussées, les tunnels routiers et les tranchées couvertes, les équipements d'assainissement comme les collecteurs, stations de relevage, puisards, fosses sceptiques, etc. Le battement de nappe engendre des sollicitations cycliques qui dégradent les structures souterraines, entraînent l'entrée d'eaux claires parasites dans les réseaux et l'inondation des parkings. On doit désormais envisager la situation où la nappe principale s'élève à tel point que si tous les pompages d'alimentation cessaient (réduction de la demande en période de crise économique, qualité diminuée en dessous du tolérable), le niveau piézométrique dépasserait le niveau antérieur au développement industriel. C'est pourquoi une cartographie du risque « remontée de nappe » est appelée à se développer. En résumé, la détermination des niveaux

d'eau pour un projet doit faire l'objet d'une étude complète historique et prospective. Dans les cas complexes, on rappelle qu'elle est de la compétence des hydrogéologues et non des géotechniciens.

## 2.11 Références

- Béraud J.-F., Clouet d'Orval M. (1976). Détermination du colmatage du lit d'une rivière en relation avec une nappe souterraine. *Bulletin du BRGM*, 2-III-(3/4).
- Bize J., Bourguet L., Lemoine J. (1972). *L'alimentation artificielle des nappes souterraines*. Masson, 199 p.
- Castany G. (1967). *Traité pratique des eaux souterraines*. Dunod, 661 p.
- Cosandey C., Robinson M. (2000). *Hydrologie continentale*. Armand Colin, 360 p.
- Coutagne A. (1954). Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif, et le déficit d'écoulement maximum. *La Houille Blanche*, juin 1954, pp. 360-369.
- Coutagne A. (1956). Le pouvoir évaporant de l'atmosphère. *Revue générale de l'hydraulique*, 73, pp. 36-41.
- Delesse A. (1862). Carte hydrogéologique du Département de la Seine.
- Diffre P. (1969). Hydrogéologie de Paris et de sa banlieue. Thèse de doctorat de la Faculté des Sciences de l'Université de Paris, 345 p.
- Fouché O., Hirschauer A. (2007). Variations de la nappe phréatique et cartographie de l'infiltrabilité des sols sur le territoire de la Seine-Saint-Denis. Proc. 14<sup>es</sup> Journées techniques du Comité français d'hydrogéologie, Lyon, 8-10 nov. 2007, pp. 63-88.
- Gleick P.H. (1993). *Water in crisis: a guide to the world's fresh water resources*. Stockholm environment institute. Oxford University Press, New York, 473 p.
- Guillemin C., Roux J.-C. (1992). *Pollution des eaux souterraines en France – Bilan des connaissances, impacts, et moyens de prévention*. Coll. Manuels et Méthodes, BRGM, Orléans, 262 p.
- Hopmans J.W., Parlange J.-Y., Assouline S. (2007). Infiltration. In: *The handbook of groundwater engineering* (Delleur J.W., ed). 2<sup>nd</sup> ed. Taylor & Francis.
- Jacques G. (1996). *Le cycle de l'eau*. Coll. Les fondamentaux, Hachette, 157 p.
- Le Parmentier A.M. (1991). Évaluation de la nappe phréatique depuis un siècle dans Paris et niveaux connus en 1990. *Revue française de géotechnique* 56, pp. 67-75.
- Maillet E. (1906). La vidange des systèmes de réservoirs. *Annales des Ponts et Chaussées*, Mémoires et documents, 21(8), 38.

Marsily (de) G. (1981). *Hydrogéologie quantitative*. Masson.

Monnier G. (2007). Le projet Mozart à Paris (75) et Issy-les-Moulineaux (92) : hydrogéologie, fondations profondes et réglementation. Proc. 14es Journées techniques du Comité français d'hydrogéologie, Lyon, 8-10 nov. 2007, pp. 21-31.

Musy A., Higy C. (2004). *Hydrologie – Une science de la nature*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 314 p.

Musy A., Soutter M. (1991). *Physique du sol*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 348 p.

Réménieras G. (1972). *L'hydrologie de l'ingénieur*. Eyrolles, 456 p.

Renaud S., Fouché O., Saillé C., Nasri B. (2011). Bilan alimentation/prélèvements du bassin-versant Arroux-Bourbince. Int. Symp. Groundwater, Gestion des ressources en eau souterraine, 14-16 mars 2011.

Tardy Y. (1986). *Le cycle de l'eau : climats, paléoclimats et géochimie globale*. Masson, 338 p.

Turc L. (1961). Évaluation des besoins en eau d'irrigation ; évapotranspiration potentielle. *Annales d'agronomie* 12(1), pp. 13-49.

## **Normes**

NF EN 1990 (mars 2003 – indice de classement : P 06-100-1) : Eurocodes structuraux – Bases de calcul des structures, modifiée par NF EN 1990/A1 (juillet 2006).

NF EN 1990/A1/NA (décembre 2007 – indice de classement : P 06-100-1/A1/NA) : Eurocode – Bases de calcul des structures – Annexe nationale à la NF EN 1990/A1 (juillet 2006).

NF EN 1997-1 (juin 2005 – indice de classement : P 94-251-1) : Eurocode 7 – Calcul géotechnique – Partie 1 : Règles générales.

NF EN 1997-1/NA (septembre 2006 – indice de classement : P 94-251-1/NA) : Eurocode 7 – Calcul géotechnique – Partie 1 : Règles générales. Annexe nationale à la NF EN 1997-1 (juin 2005).

NF P 94-261 (indice de classement : P 94-261) : Calcul géotechnique – Fondations superficielles – Écrans.

NF P 94-262 (indice de classement : P 94-262) : Calcul géotechnique – Fondations profondes – Écrans.

NF P 94-270 (juillet 2009 – indice de classement : P 94-270) : Calcul géotechnique – Ouvrages de soutènement – Remblais renforcés et massifs en sol cloué.

NF P 94-282 (mars 2009 – indice de classement : P 94-282) : Calcul géotechnique – Ouvrages de soutènement – Écrans.