

COURS D'HYDROLOGIE DE TUNIS

---

Hydrologie de Surface

par

P. TOUCHEBEUF DE LUSSIGNY

Ingénieur à ELECTRICITE de FRANCE (IGECO)

Adjoint au Chef du Service Hydrologique

de l'O.R.S.T.O.M.

## 1 - CYCLE HYDROLOGIQUE.-

-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-

Le Cycle Hydrologique schématise la circulation de l'eau entre les océans, l'atmosphère et les terres Continentales.

Les océans et les mers constituent de beaucoup la plus grande réserve d'eau de la surface du globe. Sous l'influence du rayonnement solaire une certaine évaporation se produit à la surface des Océans : de la vapeur d'eau monte dans l'atmosphère.

Sous certaines conditions la vapeur d'eau se condense en gouttes d'eau extrêmement fines et forme des nuages. Ceux-ci peuvent à leur tour donner lieu à des pluies ou à d'autres formes de précipitations (neige, grêle, rosée).

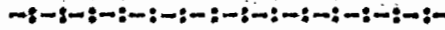
Si les précipitations tombent sur les océans, le cycle hydrologique est bouclé. Mais les nuages peuvent être poussés par le vents au-dessus des continents et y donner lieu à des précipitations. Dans ce cas, qui est le seul à intéresser l'Hydrologie, les eaux de précipitations subissent l'un des sorts suivants :

a) Elles s'évaporent à nouveau à partir du sol, de la végétation, des lacs, des rivières etc... et retournent dans l'atmosphère après un séjour plus ou moins long sur les continents. Elles décrivent alors un cycle court, puisque elles retournent dans l'atmosphère avec la possibilité de donner lieu à de nouvelles précipitations sur les continents.

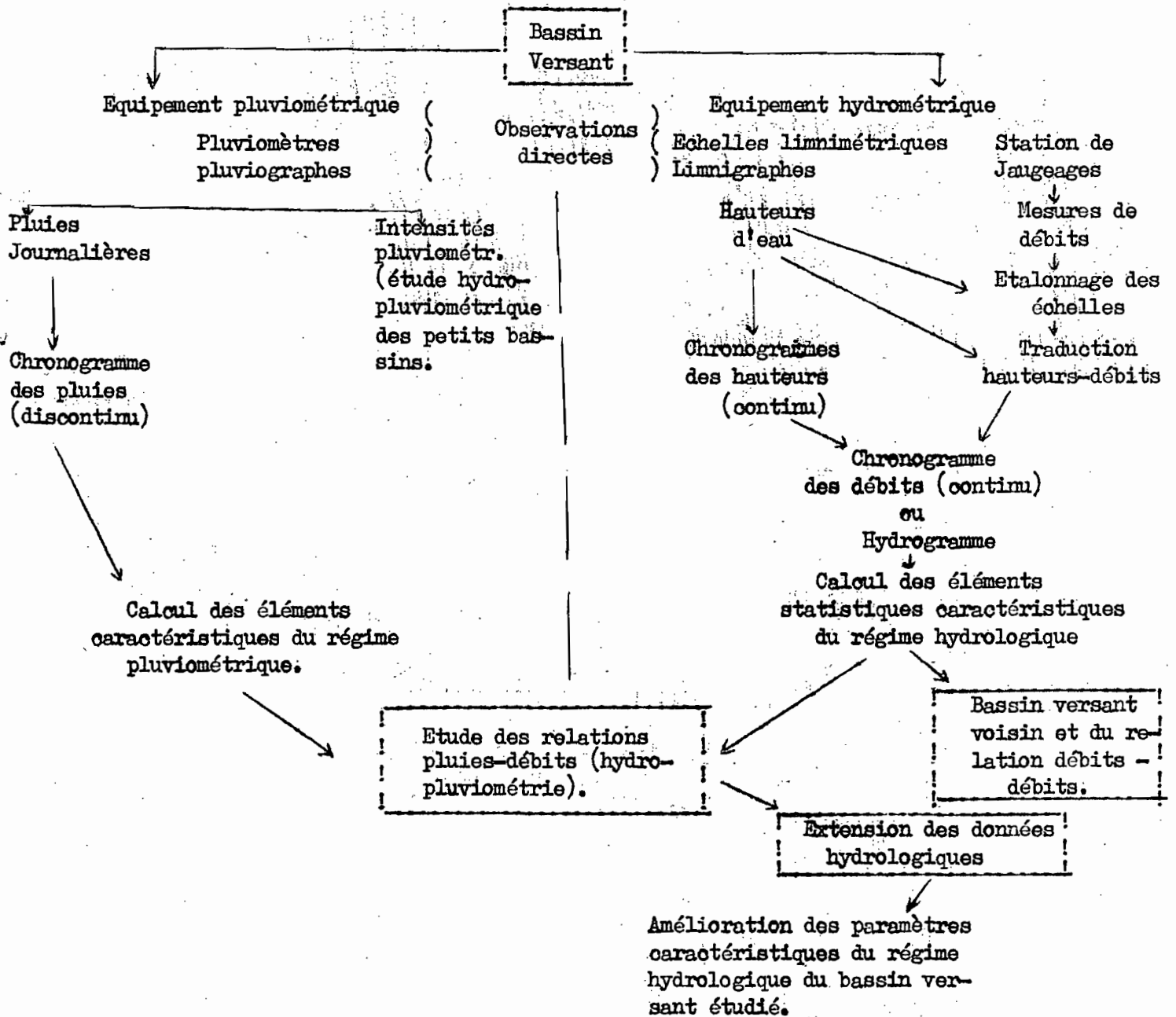
b) Elles ruissellent à la surface du sol, s'écoulent dans des petites rigoles, puis dans des ruisseaux, des rivières et des fleuves pour aboutir finalement dans les mers et Océans.

c) Elles s'infiltrent dans le sol, rejoignent des nappes aquifères et finissent par retourner aux océans soit par un cheminement entièrement souterrain, soit plus fréquemment par l'intermédiaire d'un cours d'eau, lequel est alors alimenté en partie par des sources et des affleurements de nappes souterraines.

2 - METHODOLOGIE GENERALE DE L'HYDROLOGIE DE SURFACE.



Elle peut être résumée par le schéma suivant; qui sera expliqué plus en détail dans la suite de ce cours ainsi que dans les cours et travaux pratiques de climatologie et d'hydrométrie.



### 3 - LE BASSIN VERSANT.

-:-:-:-:-

3-1. - Définition : Le bassin versant d'une rivière donnée en un point P de son cours est constitué par l'aire géographique telle que toute eau de précipitation qui donne lieu à un écoulement passe par le point P. Le point P est souvent appelé "l'exutoire" du bassin.

Si le terrain est perméable, le bassin versant correspondant au ruissellement de surface peut être différent du bassin d'alimentation correspondant aux sources et aux nappes souterraines. Cette différence est négligeable pour les grands bassins, mais peut être très importante pour les bassins de quelques dizaines de kilomètres carrés, dans les régions "Karstiques" notamment (régions calcaires dont le sous-sol comporte des cavernes et galeries d'écoulement souterraines).

Le bassin versant correspondant au ruissellement superficiel est limité par une "ligne de partage des eaux" ou "ligne de crête" qui le sépare des bassins voisins et peut être aisément tracée sur une carte topographique comportant des courbes de niveau. Cette ligne passe par les points les plus élevés situés entre le bassin considéré et les bassins voisins, des sommets isolés à l'intérieur d'un bassin versant peuvent cependant parfois atteindre une altitude supérieure à celle de la ligne de partage des eaux. Celle-ci coupe le cours d'eau à l'exutoire P du bassin et ne le coupe nulle part ailleurs, non plus qu'aucun de ses affluents ou sous affluents.

#### 3-2 - Caractéristiques topographiques et morphologiques.

##### 3-2-1 - Superficie :

La superficie d'un bassin versant se mesure sur la carte à l'aide d'un planimètre. A défaut de planimètre, on tracera un quadrillage régulier dont les carreaux ont une dimension connue et très petite par rapport au bassin. On comptera le nombre de carreaux situés à l'intérieur du bassin et compte-tenu de l'échelle de la carte on en déduira la superficie du bassin. Si l'échelle est telle que 1 cm sur la carte représente n Km, 1 cm<sup>2</sup> sur la carte représentera n<sup>2</sup> Km<sup>2</sup> sur le terrain.

##### 3-2-2 - Réseau Hydrographique :

Le réseau hydrographique est l'ensemble des canaux naturels qui drainent les eaux de ruissellement et éventuellement les eaux souterraines d'un bassin donné. Le réseau a une structure ramifiée : il comporte de l'aval vers l'amont un cours d'eau principal, des affluents, des sous affluents etc... Les multiples branches du réseau peuvent être numérotées pour mettre mieux en évidence leur hiérarchie. La numérotation

.../...

peut être ascendante ou descendante. Dans le premier cas, on donne le numéro 1 au cours d'eau passant à l'exutoire P du bassin. Au premier confluent rencontré vers l'aval il reçoit le numéro 2 ainsi que la branche confluyente ; au second confluent il reçoit le numéro 3 etc... Dans le second cas ce sont les plus petits ruisseaux figurés sur la carte qui reçoivent le numéro 1. Lorsque deux ruisseaux numérotés 1 se rencontrent, ils forment un cours d'eau numéroté 2, lequel deviendra de la classe 3 lorsqu'il recevra un autre cours d'eau numéroté 2, etc...

### 3-2-3 - Profil-en-long :

Le profil en long d'un cours d'eau s'obtient en portant en abscisses les distances mesurées le long du cours d'eau et en ordonnées les altitudes des points correspondants. On porte généralement sur le même graphique le profil-en-long du cours d'eau principal et celui de ces gros affluents. Les distances le long des cours d'eau sont mesurées à l'aide d'un curvimètre ou à défaut à l'aide d'un kutch en double décimètre.

Le profil-en-long met en évidence la pente d'une rivière, dont la valeur peut varier entre quelques centimètres par kilomètre (rivière de plaine) et plusieurs mètres pour kilomètre (rivière de montagne). La pente tend généralement à diminuer de l'aval vers l'aval.

La densité de drainage est définie comme la longueur moyenne de cours d'eau par km<sup>2</sup> de bassin versant. On la calcule par l'expression suivante :

$$Dd = \frac{\Sigma l}{A}$$

$\Sigma l$  = longueur totale (en km) de toute les branches du résidu hydrographique, à écoulement permanent ou non ; doit être mesurée sur une carte détaillée.

A = Surface totale du B.V. (en km<sup>2</sup>).

Dd varie en général entre 0,5 et 3 km/km<sup>2</sup>, suivant que le réseau hydrographique est peu ramifié ou l'est beaucoup. La densité est généralement plus forte en région accidentée ou en terrain plat. Elle tend aussi à augmenter lorsque le sol est imperméable.

### 3-2-4 - Profil-en-travers :

Le profil-en-travers d'une rivière est une coupe de son lit et de sa vallée perpendiculaire à son cours. Le profil-en-travers varie considérablement d'un cours d'eau à l'autre et varie également le long d'un même cours d'eau.

On peut distinguer :

a) le "lit apparent" de section grossièrement trapézoïdale, qui est limité par des berges généralement assez nette et parfois hautes de plusieurs mètres.

b) Le "lit mineur" qui est situé à l'intérieur du lit apparent et qui correspond à l'écoulement des basses et qui correspond à l'écoulement des basses eaux en période d'étiage.

c) le "lit majeur" qui s'étend au-delà des berges et qui correspond au débordement des fortes crues, Dans certains cas sa largeur atteint plusieurs kilomètres.

Le profil-en-travers a une influence sur l'écoulement. A pente égale, un lit étroit et profond aura un écoulement plus rapide qu'un lit très large sans profondeur. La pente et la rugosité du lit jouent également un rôle important sous ce rapport. Le lit peut être entaillé dans le rocher ou être formé par les alluvions mêmes de la rivière, spécialement dans son cours inférieur. Dans ce dernier cas, si la rivière transporte en hautes-eaux beaucoup de sable et de galets, son lit a tendance à être peu profond et large. En basses-eaux son lit mineur serpente alors entre des bancs de sable et de galets. Le lit mineur est même parfois inexistant, c'est le cas des "oueds" qui s'assèchent complètement lorsque leur bassin n'a pas reçu de précipitation depuis un certain temps.

### 3-2-5 - Evolution du lit :

Lorsque le lit est rocheux, sa forme est stable et n'évolue que très lentement au cours des siècles. Lorsque le lit est alluvionnaire, l'évolution est généralement moins lente ; elle est parfois sensible à l'échelle d'une vie humaine ; dans certains cas extrêmes le lit est modifié après chaque crue. On constate, par exemple, que les berges ont été affouillées par endroits et recouvertes de dépôts ailleurs ; les bancs de sable et de galets se sont déplacés d'une façon plus ou moins désordonnée, le fond du lit s'est creusé ici et s'est comblé là etc...

Il peut même arriver que dans un secteur la rivière abandonne complètement son lit apparent dont le fond s'est progressivement exhauré et qu'elle se creuse un nouveau lit dans ses plaines de débordement. Ce cas se produit notamment lorsque la rivière à la sortie d'une région accidentée s'écoule sur un "cône de déjection" formé par l'accumulation d'alluvions au cours des siècles.

### 3-2-6 - Dégradation hydrographiques.

La dégradation hydrographique s'observe dans les régions arides ou semi-arides. Elle résulte d'un déséquilibre entre les débits liquides et les transports solides d'un cours d'eau, qui se traduit par un ensablement progressif du lit puis sa disparition

dans des plaines d'épandage. On observe seulement des crues éphémères qui se perdent dans des zones plates où elles s'évaporent ("Sebkha") ou bien s'infiltrent.

### 3-2-7 - Forme du bassin :

Les bassins versants ont des formes très diverses, qui influent sur l'écoulement et notamment sur l'hydrogramme des crues. Toutes choses égales par ailleurs, un bassin allongé aura des crues moins brusques qu'un bassin compact dont la forme est voisine d'un cercle. On peut caractériser la compacité d'un bassin par le coefficient de GRAVELINS :

$$K = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

P étant le périmètre du bassin et A sa superficie.

### 3-2-8 - Relief :

Le relief peut être caractérisé en premier lieu par la courbe hypsométrique qui donne la superficie des parties du bassin situées à une altitude égale ou supérieure à une altitude donnée. Cette courbe s'obtient en planimétrant l'aire comprise entre chaque courbe de niveau et la limite du bassin versant (aire parfois fragmentée en plusieurs parties isolées et en planimétrant aussi éventuellement les zones limitées par des courbes de niveau fermées.

La forme de la courbe hypsométrique donne une idée de la maturité du relief ; suivant que cette courbe présente une concavité prédominante tournée vers le bas ou vers le haut, le relief du bassin peut être dit "jeune" ou "vieux".-

Pour étudier la pente du terrain à l'intérieur du bassin on peut si l'on dispose d'une carte avec courbes de niveau, lui appliquer un quadrillage régulier; On mesure alors la longueur de chaque ligne du quadrillage à l'intérieur des limites du bassin versant et on compte les points d'intersection ou de contact tangentiel de chaque ligne avec les courbes de niveau. La pente moyenne du terrain dans l'une des directions du quadrillage est alors :

$$i = \frac{n \Delta Z}{l}$$

n étant le nombre total des intersections pour toutes les lignes d'une même direction; l la longueur totale de ces mêmes lignes et Z la différence d'altitude entre deux courbes de niveau.

La pente moyenne du terrain, sans tenir compte de la direction est :

$$I = K \frac{N \cdot \Delta Z}{L}$$

N et L ont la même signification que n et l mais se rapportent à la totalité des lignes du quadrillage. K est un facteur dont la valeur est généralement voisine de 1,5 et qui tient compte de l'angle que font entre elles en chaque point d'intersection les lignes du quadrillage et les courbes de niveau.

Lorsqu'on dispose d'une carte précise du bassin versant et qu'on peut facilement déterminer en chaque noeud du quadrillage la pente du terrain perpendiculairement aux courbes de niveau; il est très intéressant de déterminer la courbe de fréquence des pentes. Cette courbe donne une bonne représentation du relief du bassin et fournit notamment la valeur de la pente médiane.

M. ROCHE a défini un indice de pente qui cherche à caractériser l'influence de la pente sur le régime du ruissellement. Cet indice s'appuie sur la notion de "rectangle équivalent"; défini comme ayant la même superficie A et le même coefficient de GRAVELIUS K que le bassin versant considéré. La longueur L du rectangle équivalent est donnée par l'expression :

$$L = K \frac{\sqrt{A}}{1,12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K}\right)^2} \right]$$

On suppose également que le rectangle équivalent à la même répartition hypsométrique que le bassin versant et que ses courbes de niveau sont parallèles aux petits côtés du rectangle. L'indice de pente de M. ROCHE s'écrit alors :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \cdot \sum_1^n \sqrt{A_i (a_i - a_{i-1})}$$

### 3-3 Géologie (Sous-sol) :

Les roches qui constituent le sous-sol d'un bassin versant, interviennent essentiellement dans le régime hydrologique de ce bassin par leur perméabilité plus ou moins grande.

La perméabilité est parfois nulle ; c'est le cas des roches cristallines ou métamorphiques et de certaines roches sédimentaires : granites, gneiss, micaschistes, argiles, marnes, certains grès et conglomérats, sables argileux etc... Lorsque ces formations imperméables affleurent à nu, sans couche notable de produits d'altération, les eaux de pluie ruissellent rapidement sans pouvoir s'infiltrer en profondeur. Il est rare cependant; sauf sur les très petits bassins de montagne, qu'il y ait absence complète de produits d'altération. Ceux-ci jouent alors un rôle modérateur non négligeable et parfois même très important. Il n'en reste pas moins que les bassins à sous-sol imperméable ont d'une façon générale un régime hydrologique irrégulier, caractérisé par des crues brusques et des étiages sévères.



Les terrains perméables doivent leur perméabilité soit à leur porosité (sables, cailloutis non cimentés); soit plus fréquemment à la présence de nombreuses fissures ou diaclases. C'est le cas notamment des basaltes; de beaucoup de grès et des calcaires. Ces derniers sont parfois soumis à une érosion chimique par dissolution des carbonates; qui peut accroître énormément la dimension des fissures jusqu'à former éventuellement un véritable réseau de rivière souterraines (karstifications).

D'une façon générale; les terrains perméables en permettant l'infiltration profonde des eaux de pluie et en favorisant la création de réserves d'eau souterraines, tendent à régulariser le régime hydrologique. Cette règle n'est cependant pas absolue. Il existe; par exemple; des bassins karstiques où la circulation souterraine est si rapide que le régime est pratiquement torrentiel. Plus fréquemment; il arrive que la couche de décomposition superficielle soit de nature plus ou moins argileuse et fasse à l'infiltration des eaux lorsqu'elle est suffisamment humectée. Le ruissellement des crues peut alors être rapide malgré la perméabilité du substratum.

### 3-4 - Pédologie (sol) :

Ils sont essentiellement constituée par les produits de décomposition des roches. Généralement meubles; ils sont formés d'éléments plus ou moins fins (particules argileuses; limons; sables; graviers) et de matières organiques. D'épaisseur très variable (de quelques centimètres à plusieurs mètres); ils servent de support à la végétation. La Pédologie étudie; l'évolution des sols qui résultent de l'interaction complexe de facteurs physico-chimique et de facteurs biologiques.

A l'intérieur d'un sol on peut schématiquement distinguer l'eau sous forme de vapeur; l'eau hygroscopique; l'eau capillaire et l'eau gravitaire; dont les mouvements sont régis par des potentiels différents et sont fort complexes dans l'ensemble.

Pour l'hydrologue; la caractéristique la plus importante d'un sol est sa vitesse d'infiltration; car elle détermine la part des eaux pluviales qui donne lieu à un ruissellement immédiat et celle qui alimente les réserves souterraines. Cette vitesse d'infiltration n'affecte pas pour un sol donné une valeur fixe. Généralement élevée lorsque le sol est sec; elle décroît rapidement au fur et à mesure que le sol humidifie et tend ensuite vers une valeur sensiblement constante. D'une façon générale; la vitesse d'infiltration augmente avec la porosité du sol et décroît avec sa teneur en argile et en matière organique.

Une autre caractéristique importante du sol d'un bassin est son pouvoir de rétention (à ne pas confondre avec la "capacité de rétention" ou "capacité au champ" des agronomes). Sous ce terme pris généralement dans une acceptation qualitative; on désigne

les possibilités d'emmagasinement du sol ainsi que celles du sous-sol; si celui-ci n'est pas imperméable. Ce pouvoir de rétention, lorsqu'il est notable, tend à régulariser le régime ainsi qu'on l'a déjà vu. La régularisation peut devenir remarquable si la rétention s'effectue non seulement dans le sol de décomposition mais dans de puissantes couches perméables sous-jacentes.

La résistance à l'érosion d'un sol doit également retenir l'attention de l'hydrologue. Elle dépend de plusieurs facteurs, tels que la structure, la stratification, l'humidité, la pente et la couverture végétale du sol. On distingue l'érosion en nappe et l'érosion en ravin. L'érosion lorsqu'elle est active peut dégrader considérablement les terres cultivables. Elle conditionne les transports solides des cours d'eau; les dépôts d'alluvions dans les plaines d'inondation et l'engravement des barrages - réservoirs. Le reboisement et des travaux de restauration des sols (cultures en banquettes) sont les meilleurs remèdes contre l'érosion.

### 3-5 - Végétation :

La végétation joue un rôle non négligeable dans le cycle hydrologique comme agent d'évaporation. Certaines plantes et certains arbres ont des racines qui leur permettent de sucer l'eau du sol jusqu'à des profondeurs atteignant 5 mètres et exceptionnellement 10 mètres ; la majeure partie de cette eau est finalement rejetée dans l'air par les feuilles sous forme de vapeur. Sous un climat peu arrosé la consommation en eau d'une végétation abondante peut, dans certaines conditions, être telle qu'elle réduit de façon sensible le débit d'un cours d'eau.

La végétation a également un effet sur l'infiltration, aussi bien que sur le ruissellement superficiel. La végétation constitue un écran plus ou moins efficace contre les précipitations qui s'écoulent en partie le long des tiges des plantes ou des troncs d'arbres. La végétation et les débris végétaux freinent également le ruissellement sur le sol.

Les classifications détaillées des botanistes ne sont pas indispensables à l'hydrologue qui peut généralement se contenter de caractériser la végétation d'un bassin par des termes assez généraux comme : steppe, savane, forêt dense, culture, vivrières etc...

-- 4 LE REGIME HYDROLOGIQUE.

--:--:--:--:--:--:--

4-1 -- Hydrométrie :

Le terme "hydrométrie" désigne des observations et mesures que l'on est amené à effectuer sur un cours d'eau pour connaître les caractéristiques de son régime hydrologique.

Les techniques de l'hydrométrie ne seront pas abordées ici en détail; puisqu'elles seront exposées dans un autre cours. Très succinctement, on peut dire que l'hydrométrie se divise en deux domaines :

- a) l'observation des hauteurs d'eau (limnimétrie).
- b) la mesure des débits.

L'observation des hauteurs d'eau s'effectue soit de façon intermittente au moyen d'une "échelle limnimétrique" lue régulièrement (au moins une fois par jour); soit de façon continue au moyen d'un appareil enregistreur appelé "limnigraphe".

Une mesure de débit ou "jaugeage" a pour but de déterminer la quantité d'eau qui coule en une unité de temps; au droit de l'échelle limnimétrique (ou du limnigraphe). Lorsqu'on a effectué un nombre suffisant de jaugeages pour des hauteurs d'eau variées; on peut généralement établir avec une bonne précision une courbe de correspondance entre les hauteurs d'eau et les débits. Cette courbe qu'on appelle "courbe d'étalonnage" de la station hydrométrique; permet de traduire en débits les relevés d'échelle ou les enregistrements de limnigraphe. Il est alors possible d'établir ce qu'on appelle des "hydrogrammes"; c'est-à-dire des courbes des variations chronologiques de débits ou; ce qui revient pratiquement au même; des tableaux de débits classés par ordre chronologique.

Les unités employées en hydrométrie sont le centimètre (parfois le mètre) pour les hauteurs d'eau et le mètre cube par seconde ( $m^3/s$ ) pour les débits (parfois le litre par seconde pour les petits débits).

Il est fréquent que pour comparer les débits  $Q$  de plusieurs bassins versants de superficie  $S$  différente; on rapporte les débits de chacun à une surface unitaire. On obtient ainsi des "débits spécifiques" qu'on exprime en litre par seconde par kilomètre carré :

$$q \text{ (l/s} \cdot \text{km}^2) = \frac{1\,000\, Q \text{ (m}^3\text{/s)}}{S \text{ (Km}^2)}$$

.../...

Pour comparer la pluviométrie moyenne tombée pendant une période T sur un bassin versant donné et le débit moyen Q écoulé pendant cette même période à l'exutoire du bassin, il est commode de calculer l'épaisseur de la lame d'eau équivalente h qui uniformément répartie sur le bassin conduirait à un même volume d'eau que le débit Q pendant le temps T :

$$h \text{ (mm)} = \frac{Q \text{ (m}^3\text{/s)} \times T \text{ (s)}}{S \text{ (km}^2) \times 10^3}$$

Le plus souvent T = 1 an, soit 31,55 x 10<sup>6</sup> secondes.

d'où :

$$h \text{ (mm/an)} = \frac{Q \text{ (m}^3\text{/s)} \times 31,55 \times 10^3}{S \text{ (km}^2)}$$

Où :

$$h \text{ (mm/an)} = 31,55 \times q \text{ (l/s/km}^2)$$

#### 4-2 - Notions élémentaires de statistiques :

Les graphiques et tableaux chronologiques de débits établis sur plusieurs années pour une même station hydrométrique forment une documentation difficilement maniable. Il est indispensable de résumer cet ensemble de données en quelques éléments caractéristiques aussi peu nombreux que possible et pourtant suffisamment caractéristiques. Pour cela on fait appel à quelques notions élémentaires de statistiques mathématiques.

##### 4-2-1 - Moyenne :

Lorsque une variable aléatoire x (débit journalier, par exemple) a pris pendant une période d'observation N Valeur successives  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_{i-1}, x_i, x_{i+1}, \dots, x_N$ , on appelle "moyenne" la valeur  $\bar{x}$ , telle que :

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{N}$$

Il s'agit d'une simple moyenne arithmétique ; la lettre grecque  $\Sigma$  (sigma majuscule) désigne la somme des valeurs  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_N$ .

##### 4-2-2 - Ecart - type :

L'écart-type, que l'on désigne généralement par la lettre grecque  $\sigma$  (sigma minuscule), sert à caractériser la dispersion des différentes valeurs observées de x par rapport à leur moyenne. On écrit :

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{N - 1}}$$

Pour le calcul numérique, qui se fait généralement à la machine, il est plus pratique d'écrire l'écart-type sous une autre forme équivalente :

$$\sigma = \sqrt{\frac{N \cdot \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2}{N(N - 1)}}$$

qui résulte du fait que :

$$\sum (x_i - \bar{x})^2 = \sum x_i^2 - 2\bar{x} \cdot \sum x_i + N\bar{x}^2$$

$$\sum (x_i - \bar{x})^2 = \sum x_i^2 - \frac{(\sum x_i)^2}{N}$$

#### 4-2-3 - Fréquence :

Si on classe par ordre décroissant les N valeurs observées de la variable aléatoire x; la fréquence de dépassement est donnée par l'une ou l'autre des expressions :

$$F = \frac{n}{N + 1} \quad \text{ou} \quad F = \frac{n - 0,5}{N}$$

n étant le rang de classement de la valeur  $x_i$  et N le nombre total de valeurs observées. La fréquence varie entre 0 et 1. On l'exprime parfois en % ; elle varie alors entre 0 et 100 et indique combien de fois sur cent la valeur  $x_i$  a été atteinte ou dépassée pendant la période d'observation.

On définit de même une fréquence de non dépassement :

$$F' = \frac{n'}{N + 1} \quad \text{ou} \quad F' = \frac{n' - 0,5}{N}$$

n étant le rang de classement par ordre croissant de la valeur  $x_i$ . La fréquence de non-dépassement exprimée en % indique combien de fois sur cent la valeur de x est restée inférieure ou égale à  $x_i$  pendant la période d'observation ;

$$\text{On a évidemment} \quad \begin{cases} F + F' = 1 \\ F \% + F' \% = 100 \% \end{cases}$$

Si on porte sur un graphique les valeurs  $x_i$  observées en fonction de leur fréquence F; on obtient une courbe de fréquence plus ou moins régulière. De cette courbe on peut retenir quelques valeurs remarquables.

- La valeur médiane qui correspond à la fréquence 50 %;
- Les quartiles qui correspondent aux fréquences 25 et 75 %;
- Les déciles qui correspondent aux fréquences 10 et 90 %;

#### 4-2-4 - Période de retour.

La période de retour T d'une valeur  $x_i$  est donnée par :

$$T = \frac{100}{F \%} \quad \text{ou} \quad T' = \frac{100}{F' \%}$$

F ou F' étant supérieure ou égale à 50 %.

Par exemple, si  $x$  est le plus fort débit journalier observé chaque année (crue annuelle) la valeur de  $x$  correspondant à  $F = 10\%$  à une période de retour de 10 ans. Autrement dit, ce débit de crue annuelle qui est atteint ou dépassé 10 fois sur 100 ans, se reproduit en moyenne tous les dix ans. On l'appelle "crue décennale".

4-2-5 - Loi de fréquence de Gauss.

La loi de Gauss est une loi de fréquence théorique à laquelle obéissent d'une façon plus ou moins approximative de nombreuses variables aléatoires.

On considère d'abord une variable réduite  $u$  qui est reliée à la variable considérée par la relation :

$$u = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$$

La fréquence de dépassement  $F$  est alors donnée par l'expression :

$$F = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_u^{+\infty} e^{-\frac{u^2}{2}} du$$

et la fréquence de non-dépassement l'expression :

$$F' = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{u^2}{2}} du$$

Les valeurs de  $F$  en fonction de  $u$  s'obtiennent pratiquement en utilisant une table numérique de l'intégrale de Gauss (voir Page 25, livre de M. ROCHE "hydrologie de surface").

On trace parfois la courbe de fréquence dont il a été question plus haut sur un graphique gaussien-linéaire, c'est à dire avec une échelle gaussienne pour la fréquence et une échelle linéaire pour la variable aléatoire. L'échelle Gaussienne est en fait linéaire par rapport à la variable réduite  $u$ , laquelle est reliée à la fréquence  $F$  par l'intégrale de Gauss.

On constate dans certains cas que la courbe de fréquence ainsi obtenue est pratiquement une droite. On dit alors que la distribution statistique de la variable  $x$  est "Gaussienne" ou "normale".

La variable  $x$  est fonction linéaire de la variable réduite  $u$  et l'on peut donc écrire :

$$u = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$$

#### 4-3 - Caractéristiques du régime hydrologique :

Les notions élémentaires de statistiques qui viennent d'être données permettent de comprendre les différents éléments qui sont généralement employés pour caractériser le régime hydrologique d'une cours d'eau :

##### 4-3-1 - Débits moyens mensuels.

Pour une année donnée, ils sont obtenus en faisant la moyenne arithmétique des débits journaliers de chaque mois. On obtient ainsi 12 valeurs qui donnent une idée des variations saisonnières des débits pour l'année considérée.

Sur une période d'observations de plusieurs années, la comparaison des débits relatifs à un même mois donne un premier aperçu de l'irrégularité du régime d'une année à l'autre. Si la période d'observation n'est pas trop courte (minimum 10 ans), on peut classer les débits mensuels d'un mois donné et déterminer leur courbe de fréquence. On peut en déduire la valeur des débits mensuels correspondants à divers fréquences (10, 25, 50, 75, et 90 % par exemple).

##### 4-3-2 - Débit moyen annuel (ou module annuel).

Il est calculé pour une année donnée en additionnant les débits moyens journaliers (opérations préparées lors du calcul des débits mensuels) et en divisant le total par le nombre de jours de l'année.

Lorsque la période d'observations n'est pas trop courte, la série des modules annuels est le plus souvent caractérisée par les deux paramètres classiques :

- Valeur moyenne, appelée généralement "module interannuel" ( $\bar{x}$ ).

- Ecart-type ( $\sigma$ ).

Au lieu de l'écart type on considère souvent le "coefficient de variation".

$$Cv = \frac{\sigma}{\bar{x}}$$

qui caractérise la dispersion des modules.

Cette dispersion peut encore être caractérisée par le "coefficient d'irrégularité" K qui est égal au rapport des modules annuels sont les fréquences de dépassement sont respectivement de 10 et 90 %.

La courbe de fréquence des modules est généralement tracée sur un graphique gaussien-linéaire, car il n'est pas rare que la distribution des modules soit gaussienne.

.../...

Le module interannuel calculé sur N années d'observations peut être considéré comme une estimation approchée du "modules vrai" qui pourrait être déterminée sur une période pratiquement infinie. Si la distribution des modules est gaussique, on peut montrer que le "module vrai" inconnue à 95 chances sur 100 d'être compris entre :

$$\bar{x} - \frac{2\sigma}{\sqrt{N}} \quad \text{et} \quad \bar{x} + \frac{2\sigma}{\sqrt{N}}$$

Ces deux valeurs déterminent "l'intervalle de confiance à 95 %". On voit que la largeur de cet intervalle décroît en fonction de  $\frac{1}{\sqrt{N}}$ . Il est par exemple, de 46/3 pour N = 9 et de 26/5 pour N = 100.

#### 4-3-3 - Déficit et coefficient d'écoulement.

Les modules annuels et interannuels peuvent être convertis en lames d'eau évaporées (h) comme on l'a vu précédemment; puis comparés aux pluviométries annuelles ou interannuelles correspondantes (P).

On appelle "Déficit d'écoulement" la différence ;  $D = P - h$  (en mm/an).

Le déficit représente sensiblement la valeur de l'évaporation totale du bassin. En effet, le "bilan d'écoulement" de ce bassin peut s'écrire en égalant les "recettes" et les "dépenses" en eau.

$$P + R = h + D + R'$$

R et R' étant les quantités d'eau mises en réserve à l'intérieur du bassin, respectivement au début et à la fin de la période annuelle considérée. On choisit une période annuelle telle que R et R' soient minimaux (fin de saison sèche) et que leur différence  $R - R'$  soit négligeable devant les autres termes du bilan. Celui-ci prend alors la forme simplifiée  $D = P - h$ .

Le déficit d'écoulement admet en général des valeurs relativement constantes pour une région donnée et c'est ce qui fait son intérêt, tout au moins dans les régions suffisamment arrosées (voir tableau de valeur plus loin.)

Le coefficient d'écoulement a pour valeur  $R \% = 100 \times \frac{h}{P}$ .

Il varie entre 0 (région arides) et 90 % (régions froides et très arrosées).

#### 4-3-4 - Etiages et crues :

Ils représentent les valeurs extrêmes des débits et présentent à ce titre un intérêt particulier. Outre "l'étiage absolue" qui est la plus faible débit journalier de l'année, on retient parfois quelques étiages secondaires, si l'hydrogramme annuel présente plusieurs creux notables.



Il en est de même pour les crues : on note comme débits intéressants non seulement le maximum annuel (maximum instantané, si possible), mais encore quelques pointes secondaires dans la mesure où celles-ci sont relativement indépendantes les unes des autres.

4-3-5 - Débits caractéristiques :

Si, au lieu de ranger les débits journaliers d'une année par ordre chronologique comme dans un hydrogramme, on les classe par ordre de grandeur décroissante, on obtient une "courbe des débits classés". Cette courbe donne en ordonnée le débit Q qui a été atteint ou dépassé pendant n jours de l'année considérée.

On appelle :

- Débit caractéristique de crue (DCC) : le débit dépassé pendant 10 jours de l'année.
- Débits caractéristiques de 1, 3, 6 ou 9 mois (DC1, DC6, DC9) les débits respectivement dépassés pendant 1, 3, 6 ou 9 mois par an.
- Débit caractéristique d'étiage (DCE) : le débit dépassé pendant 355 jours de l'année.

4-4 - Les différents régimes hydrologiques :

Les précipitations et la température sont les facteurs qui interviennent de façon prépondérante dans la diversification des régimes hydrologiques à travers le monde. Les précipitations fournissent évidemment l'eau qui alimente les cours d'eau ; quant à la température, elle conditionne les pertes par évaporation qui sont parfois considérables comme le montrent les ordres de grandeur moyens du déficit d'écoulement donnés dans le tableau ci-dessus (d'après WUNDT, PARDE et COUTAGNE) :

	200	600	1000	1400	1800	2200
Précipitation (mm/an)						
Température Moyenne (°C)						
0	150	250	280	280	280	280
5	160	350	420	435	435	435
10	200	440	570	625	640	640
15	200	520	700	775	825	840
20	200	570	830	975	1040	1080
25	200	600	950	1185	1300	1350

.../...

On voit par exemple que pour des précipitations de 600 mm/an; l'écoulement serait de l'ordre de 350 mm/an sous une température moyenne de 0° et serait pratiquement nul sous une température de 25°. Sous les climats froids et les régions de montagne la température intervient également dans le régime hydrologique en maintenant les précipitations sous la forme de neige ou de glace, ce qui en retarde l'écoulement pendant une période plus ou moins longue.

D'autres facteurs, que nous avons déjà évoqués dans l'étude du bassin versant, conditionnent les régimes hydrologiques. Le relief lorsqu'il est élevé, tend non seulement à accélérer l'écoulement par accroissement de la pente, mais agit aussi indirectement par l'augmentation des précipitations et l'abaissement de la température qui l'accompagne. Des traits morphologiques du bassin, comme la présence de lacs ou de grandes plaines d'inondation, exercent un pouvoir pondérateur sur le régime, tout en accroissant les pertes par évaporation. On se souviendra enfin de l'influence du sous-sol, du sol et de la végétation, dont on a déjà parlé précédemment.

Les géographes ont tenté de classer les régimes hydrologiques suivant divers critères. Avec A. GUILCHER on peut distinguer :

- 1 - Le régime équatorial (haut bassin de l'AMAZONE; haut bassin du NIL; une partie du bassin du CONGO; INDONESIE).
- 2 - Le régime tropical a un maximum (aire géographique très vaste : l'AMERIQUE CENTRALE; les deux tiers de l'AMERIQUE DU SUD; la plus grande partie de l'AFRIQUE AU SUD du SAHARA; le Sud-Est asiatique; le NORD de l'AUSTRAILLIE).
- 3 - Les régimes méditerranéen et subméditerranéen (pourtour de la Méditerranée; CALIFORNIE; Province du CAP).
- 4 - Le régime pluvial subtropical (TEXAS).
- 5 - Le régime pluvial océanique (EUROPE OCCIDENTALE; Sud-Est de l'AUSTRALIE; Est des U.S.A ; URUGUAY).
- 6 - Les régimes pluvio-nival et nivo-pluvial de plaine (EUROPE CENTRALE; Nord Est des U.S.A.
- 7 - Le régime nival de plaine mitigé avec petit maximum secondaire d'automne (SUEDE; FINLANDE; partie de l'U.R.S.S. ; Sud-Est du CANADA).
- 8 - Le régime nival de plaine à un seul maximum (une grande partie de la SIBERIE et du CANADA).
- 9 - Le régime pluvio-nival à gel intense (Est de la SIBERIE).

- 10 - Le régime pluvio-nival de mousson (Sud-Est de la SIBERIE; Nord-Est de la CHINE).
- 11 - Le régime de mousson steppique et le régime Kansien (bassin du HOUAN G-HO en CHINE et centre U.S.A.).
- 12 - Les régimes à influence glaciaires ou nivales de montagne (ATLAS; PYRENNES; ALPES; CARPATHES; NORVEGE; une partie du Moyen Orient, ASIE CENTRALE; MONTAGNES ROCHEUSES et moitié Sud de la CORDILLIERE des ANDES).
- 13 - Le régime désertique et subdésertique (SAHARA; ARABIE; ASIE CENTRALE; AUSTRALIE).

Donnons quelques précisions sur le régime méditerranéen qui est celui de la plus grande partie du MAGHEREB.

Les pluies sont irrégulières mais se produisent généralement entre Novembre et Mai; avec parfois un creux au milieu de l'hiver. Des orages violents peuvent survenir, en été. Les hauteurs de précipitations annuelles varient considérablement suivant l'exposition et l'altitude. Elles peuvent atteindre 1500 mm/an dans les massifs montagneux et descendre à 50 mm/an aux confins sahariens.

Les modules spécifiques approchent ou dépassent 10 l/s . km<sup>2</sup> sur quelques petits bassins versants de montagne bien arrosés; mais ils décroissent rapidement vers l'aval et dépassent rarement 2 ou 3 l/s . km<sup>2</sup> pour les superficies drainées de plus de 1000 km<sup>2</sup>. Les modules approchent de zéro dans les régions subdésertiques.

Les variations saisonnières des débits sont marquées par un maximum en hiver et un minimum en été. Les débits mensuels n'ont jamais en moyenne de valeur très élevées, mais peuvent tomber à des valeurs nulles ou presque nulles en été. Le maximum se produit le plus souvent à la fin de l'automne ou au printemps; à la fin du printemps même si l'influence nivale est assez importante.

Les plus fortes crues peuvent parfois se produire en Septembre à la suite d'orages violents.

L'irrégularité des modules est forte ou même très forte; surtout si l'influence nivale est négligeable et l'influence saharienne notable. Les coefficients d'irrégularité ont le plus souvent des valeurs comprises entre 5 et 20.

L'érosion des bassins versants est importante et les transports solides des cours d'eau généralement élevés en crues. Les dégradations spécifiques sont généralement de l'ordre de plusieurs centaines de tonnes/an/km<sup>2</sup> et les turbidités moyennes de plusieurs kg/m<sup>3</sup>.

5 - EXTENSION DES DONNEES HYDROLOGIQUES.

Il est évident que plus les observations relevées à une station hydrométrique portent sur une longue durée; plus la détermination des éléments caractéristiques du régime est précise. Lorsque la période d'observation est trop courte, il est parfois possible de procéder à une "extension des données hydrologiques" opération qui revient à prolonger artificiellement la période d'observations.

Cette extension peut se faire à partir de données pluviométriques relatives au bassin considéré ou aux régions alentours; soit à partir de débits mieux connus d'un bassin versant voisin. Dans le premier cas; en recherche une "corrélation" entre les pluies et les débits pendant leur période commune d'observation; puis on utilise cette corrélation pour reconstituer les débits pendant toute la période où l'on dispose seulement de relevés pluviométriques. Dans le deuxième cas; on recherche une corrélation entre les débits des deux bassins pendant leur période commune d'observation et on utilise ensuite cette corrélation comme précédemment.

La notion de corrélation qui est d'un usage classique en statistique mathématique a besoin d'être précisée. Il s'agit d'une liaison non rigide qui peut exister entre deux grandeurs ; elle est intermédiaire entre; d'une part; la liaison fonctionnelle du type  $y = f(x)$  où les deux grandeurs sont liées de façon rigoureuse et; d'autre part; l'absence totale de liaison qui fait que les deux grandeurs varient tout à fait indépendamment l'une de l'autre. Graphiquement; la corrélation se manifeste par un nuage de points de forme allongée; dont les valeurs centrales suivant des bandes étroites parallèles aux axes de coordonnées; s'alignent selon une courbe ou une droite. On définit ainsi des courbes de répression de  $y$  en  $x$  et de  $x$  en  $y$ . Lorsque ces courbes sont des droites; elles ont pour équation :

$$y = \bar{y} + k \cdot (x - \bar{x})$$

$$x = \bar{x} + k' \cdot (y - \bar{y})$$

$$\text{Avec } k = \frac{\sum (x_i - \bar{x}) (y_i - \bar{y})}{\sum (x_i - \bar{x})^2} = \frac{N \sum x_i y_i - \sum x_i \cdot \sum y_i}{N \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2}$$

$$\text{et } k' = \frac{\sum (x_i - \bar{x}) (y_i - \bar{y})}{\sum (y_i - \bar{y})^2} = \frac{N \sum x_i y_i - \sum x_i \cdot \sum y_i}{N \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2}$$

Les dernières expressions de  $k$  et  $k'$  sont utilisées pour les calculs numériques.

- On définit un "coefficient de corrélation linéaire" :

$$r = \frac{\sum (x_i - \bar{x}) (y_i - \bar{y})}{N \cdot \sigma_x \sigma_y} = k \cdot \frac{\sigma_x}{\sigma_y}$$

qui peut varier entre  $-1$  et  $+1$  et donne une mesure de l'interdépendance des variables ( $r = 0$  signifie indépendance complète;  $r = \pm 1$  signifie relation fonctionnelle).

On se ~~consente~~ souvent de tracer graphiquement, au juger, la courbe de corrélation, surtout si elle n'est pas linéaire.

Lorsque la variable  $y$  est en corrélation assez lâche avec  $x$  et qu'il apparaît vraisemblable que d'autres variables  $x'$ ,  $x''$  etc... sont en liaison plus ou moins étroite avec  $y$ , on essaye d'établir une corrélation multiple. Par exemple, le débit moyen de Septembre à une station donnée ( $y$ ) peut être fonction non seulement de la pluie moyenne de Septembre sur le bassin ( $x$ ), mais aussi de celle d'Août ( $x'$ ), de Juillet ( $x''$ ) et enfin du total pluviométrique de Mars à Juin ( $x'''$ ). Une méthode graphique d'approximation successive est alors tentée, sur laquelle nous n'insisterons pas, car elle est plus du domaine de l'ingénieur que de celui de technicien hydrologue.

6 - COURBE DE TARISSEMENT.

On appelle "courbe de tarissement" la courbe de décroissance progressive des débits en fonction du temps que l'on observe à une station hydrométrique, lorsque son bassin versant ne reçoit aucune précipitation pendant une période suffisamment longue. Pendant cette période de tarissement, il n'y a plus de ruissellement superficiel, le cours d'eau est alors exclusivement alimenté par les réserves souterraines, tout au moins dans le cas où il n'y a dans le bassin ni stock neigeux ni réserve de surface importante (marais, lacs etc...).

Si l'on trace sur un graphique semi-logarithmique diverses courbes de tarissement plus ou moins prolongées relatives à la même station, on constate souvent que l'on obtient des segments de droite à peu près superposables. Ceci indique que le logarithme des débits décroît linéairement avec le temps. On a donc en logarithmes décimaux.

$$\log Q = \log Q_0 - a (t - t_0)$$

ou en logarithmes népériens :

$$\text{Log } Q = \text{Log } Q_0 - \alpha (t - t_0).$$

Avec  $\alpha = 2,3 a$ .

La loi de tarissement s'écrit le plus souvent sous la forme équivalente :

$$Q = Q_0 \cdot e^{-\alpha (t - t_0)}$$

Le débit décroît exponentiellement avec le temps.  $\alpha$  est appelé "coefficient de tarissement". Sa valeur se calcule simplement à partir des logarithmes décimaux des débits  $Q_0$  et  $Q_1$  observés respectivement aux temps  $t_0$  et  $t_1$  (exprimés en jours) par la relation :

$$\alpha = 2,3 \frac{\text{Log } Q_0 - \text{Log } Q_1}{t_1 - t_0}.$$

Plus  $\alpha$  est petit, plus le tarissement est lent. Sa valeur est souvent comprise entre 0,010 et 0,025. On peut retenir qu'il faut un temps égal à  $\frac{2,3}{\alpha}$  jour pour que le débit de tarissement soit divisé par 10.

Dans certains cas, les courbes de tarissement tracées sur un graphique semi-logarithmique ne s'alignent pas sur une seule droite mais sur deux ou plusieurs droites successives. Le tarissement, par exemple, est assez rapide jusqu'à telle valeur du débit, puis après épuisement de certaines nappes superficielles, il se poursuit beaucoup plus

.../...

lentement. Des cas plus complexes peuvent encore se produire et l'ajustement d'une loi de tarissement exponentielle devient alors impossible.

L'étude des courbes de tarissement permet de prévoir approximativement la valeur des plus faibles débits sur lesquels on peut compter en cas de sécheresse prolongée.

Il est parfois également intéressant de savoir comment les débits de basses-eaux varient à un moment donné le long d'un cours d'eau, par exemple, pour déterminer le meilleur emplacement d'une prise d'eau. On procède alors à des séries de jaugeages de basses-eaux, chaque série comprenant des mesures aussi rapprochées que possible dans le temps et effectuées en diverses stations échelonnées le long du cours d'eau. Ces mesures doivent être particulièrement soignées si l'on veut mettre en évidence des différences qui sont quelquefois faibles en valeur relative. L'ensemble de ces mesures de débits sur un cours d'eau faites dans un intervalle de temps très court s'appelle un "Jaugeage différentiel".-