

**Chapitre 1 :**  
**INTRODUCTION A**  
**L'HYDROLOGIE**  
**DE SURFACE**

## I - INTRODUCTION A L'HYDROLOGIE DE SURFACE

### I - 1 : DEFINITIONS:

D'une façon très générale, l'hydrologie peut se définir comme l'étude du cycle de l'eau et l'estimation de ses différents flux. L'hydrologie au sens large regroupe :

- la climatologie, pour la partie aérienne du cycle de l'eau (précipitations, retour à l'atmosphère, transferts, *etc.*) ;
- l'hydrologie de surface au sens strict, pour les écoulements à la surface des continents ;
- l'hydrodynamique des milieux non saturés pour les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines (infiltration, retour à l'atmosphère à partir des nappes, *etc.*) ;
- l'hydrodynamique souterraine (sensu stricto) pour les écoulements en milieux saturés.

L'hydrologie de surface est la science qui traite essentiellement des problèmes qualitatifs et quantitatifs des écoulements à la surface des continents. Ces problèmes se ramènent généralement à des prévisions (associer à une date une certaine grandeur) ou des prédéterminations (associer à une grandeur une certaine probabilité) de débits ou de volume en un point ou sur une surface.

### I - 2 : SCIENCES UTILISEES

L'étude de la partie "écoulement superficiel" du cycle de l'eau nécessite quand même de connaître les autres parties de ce cycle. L'hydrologie de surface est une science appliquée qui fait appel à des connaissances dans des domaines très divers.

Sciences et Techniques	Domaines d'application
Météorologie et Climatologie	Etude des pluies et du retour à l'atmosphère
Géologie, Géographie et Pédologie	Analyse du comportement hydrologique du bassin
Hydraulique	Mesure et étude des écoulements à surface libre
Statistique	Traitement des données, simulations...
Calcul numérique	Propagation de crue, modélisations et optimisations...
Informatique	Instrument de travail pour les calculs numériques, le stockage des données...

### I - 3 : DOMAINES D'APPLICATIONS

Les domaines d'application de l'hydrologie de surface sont également très variés. Parmi les plus importants et les plus classiques, on notera :

- l'agriculture : irrigation, drainage ;
- l'étude des ressources en eaux : eau potable, eau pour l'industrie ;
- la lutte contre la pollution : étude des débits d'étiage évacuant les effluents, les calories ;
- l'énergie hydraulique ;
- le transport solide (dépôt ou érosion) ;
- la navigation ;
- les loisirs (plans d'eau) ;
- la sécurité des biens et des personnes : protection contre les crues...

## II - LE CYCLE DE L'EAU

Le cycle de l'eau, appelé aussi cycle hydrologique, est l'ensemble des cheminements que peut suivre une particule d'eau. Ces mouvements, accompagnés de changements d'état, peuvent s'effectuer dans l'atmosphère, à la surface du sol et dans le sous-sol. Chaque particule n'effectue qu'une partie de ce cycle et avec des durées très variables : une goutte de pluie peut retourner à l'océan en quelques jours alors que sous forme de neige, en montagne, elle pourra mettre des dizaines d'années.

### II - 1 : ETATS ET SITUATIONS DE L'EAU

Classiquement, on schématise les états et les situations de l'eau dans le cycle de la façon suivante :

Etats	Principaux stocks	Phénomènes de transport
Vapeur nuages, brouillards	humidité atmosphérique, évapotranspiration	évaporation
Liquide	océans, mers, lacs, eaux souterraines	pluie, cours d'eau, nuages, circulations souterraines
Solide	glaciers, manteaux neigeux, calottes polaires	neige, grêle, écoulement des glaciers

### II - 2 : STOCKS, FLUX ET INERTIE DES SYSTEMES

Quelles sont les quantités d'eau correspondant à chacun des termes de ce tableau, et avec quelles vitesses se font les échanges ? Les réponses à ces questions sont très difficiles à donner ; on pourra retenir, pour fixer les ordres de grandeur, les chiffres fournis par G. REMENIERAS :

#### II. 2. 1 : Volumes

En surface, les terres émergées ne représentent que  $146 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  sur une surface totale de la planète de  $510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  (soit sensiblement 1/4). Cette disparité entre océans et terres est beaucoup plus accentuée entre eaux douces et eaux salées.

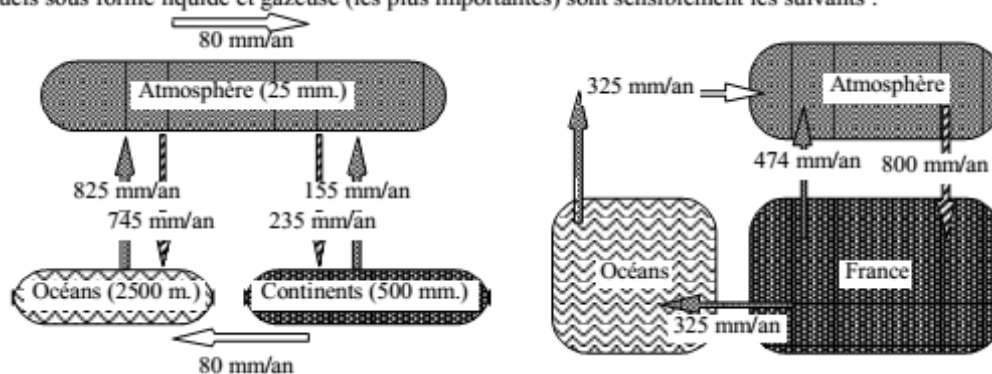
Le volume total des eaux douces est d'environ  $36 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ , soit 2,8 % des réserves totales en eau. Par ailleurs, les eaux se répartissent à peu près ainsi, exprimées en épaisseur uniformément réparties sur la terre :

mers et océans : 2500 m.	eaux souterraines : 300 à 600 mm.
glaciers : 50 à 100 m.	eaux atmosphériques : 20 à 30 mm.
eaux continentales : 350 à 700 mm.	matière vivante : $\epsilon$ !

On retiendra que ce qui circule dans les cours d'eau ne représente qu'une partie absolument infime du volume d'eau total.

#### II - 2 - 2 : Flux

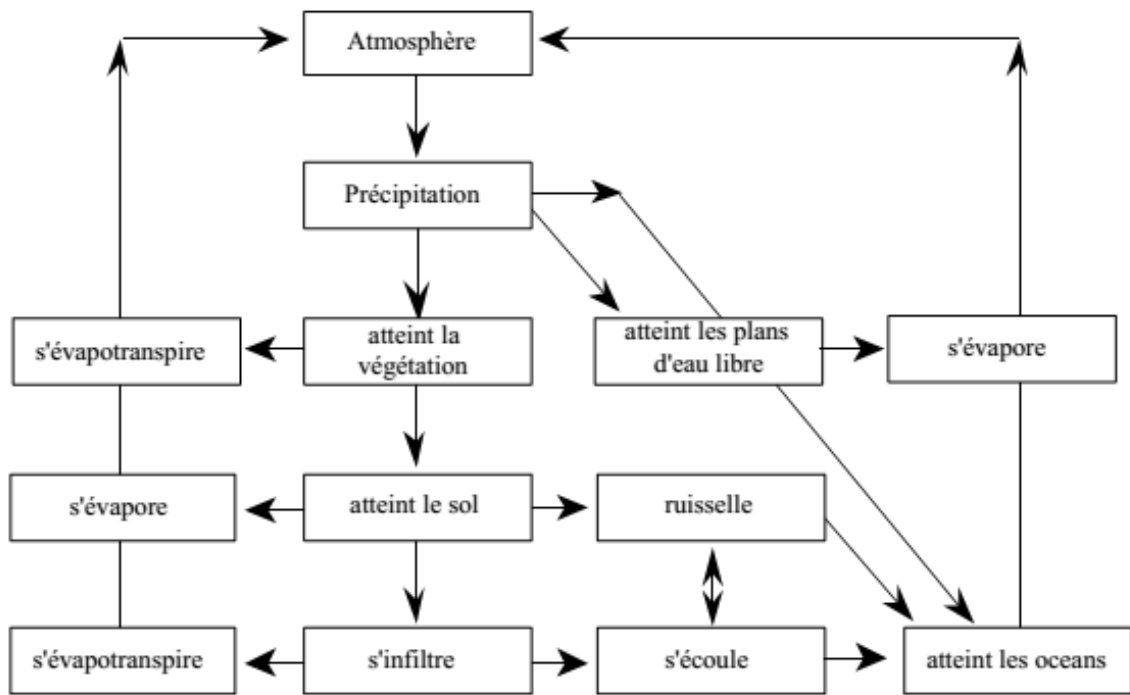
La vitesse avec laquelle l'eau circule est très variable ; généralement, on prend l'année comme période de référence. Les flux annuels sous forme liquide et gazeuse (les plus importantes) sont sensiblement les suivants :



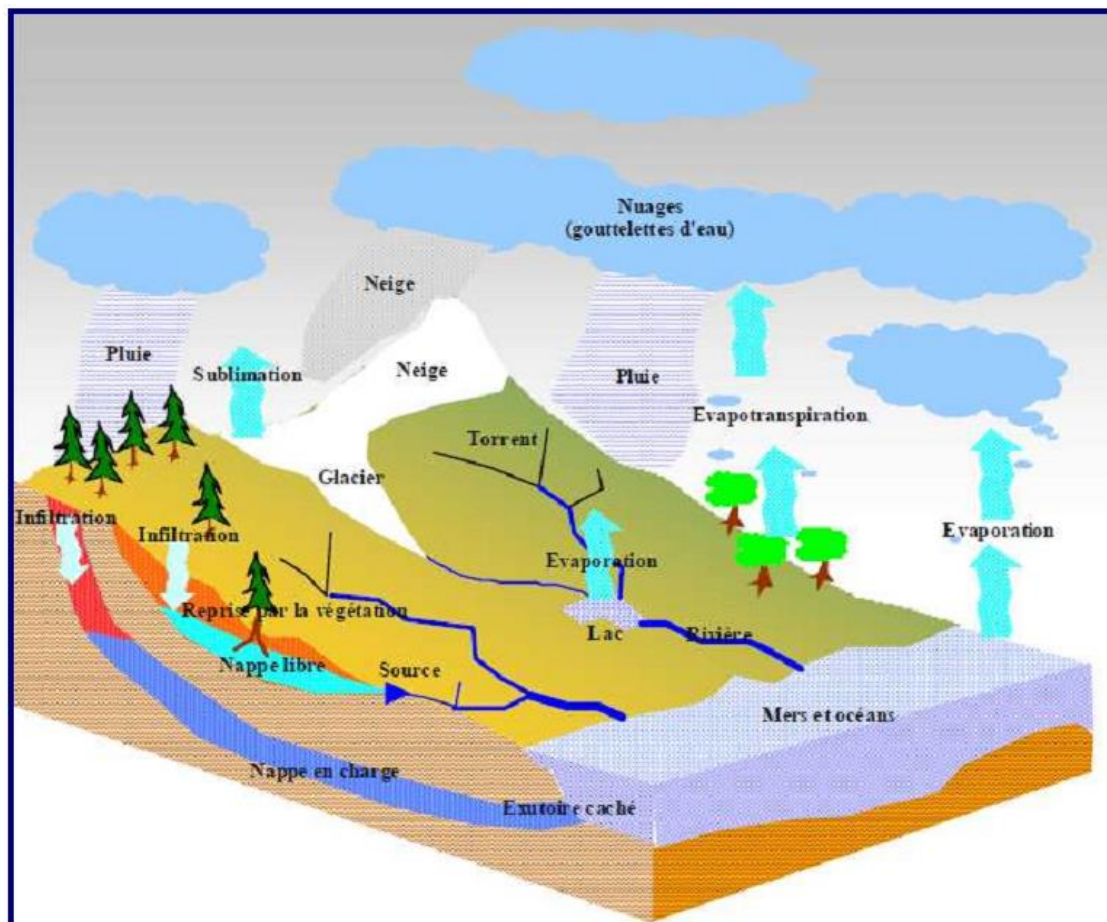
#### II - 2 - 3 : Inertie des systèmes

On appelle "taux de renouvellement" le rapport du stock au flux qui l'alimente et "temps de séjour" l'inverse du taux de renouvellement. Plus le temps de séjour est important, plus l'inertie du système est importante : c'est par exemple le cas des eaux souterraines où il atteint couramment, pour des nappes importantes, 10 à 50000 ans ; en revanche la quasi totalité des eaux continentales ont un temps de séjour relativement limite, de l'ordre de quelques jours à un an.

## II - 3 : CYCLE DE L'EAU



*Cycle hydrologique schématique.*



**Figure 01** : Cycle hydrologique schématique

# **Chapitre 2 - LE BASSIN VERSANT**

### III - LE BASSIN VERSANT

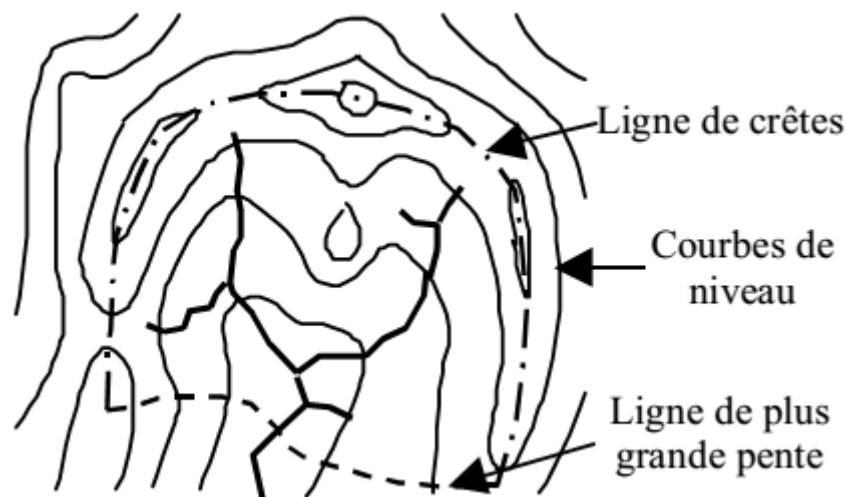
En tout point d'un cours d'eau, nous serons amenés à définir son bassin versant et à caractériser son comportement hydrologique.

#### III.1 - NOTION DE "BASSIN VERSANT"

Le bassin versant en une section d'un cours d'eau est défini comme la surface drainée par ce cours d'eau et ses affluents en amont de la section. Tout écoulement prenant naissance à l'intérieur de cette surface doit donc traverser la section considérée, appelée exutoire, pour poursuivre son trajet vers l'aval. Selon la nature des terrains, nous serons amenés à considérer deux définitions.

##### III.1.1 - Bassin versant topographique

Si le sous-sol est imperméable, le cheminement de l'eau ne sera déterminé que par la topographie. Le bassin versant sera alors limité par des lignes de crêtes et des lignes de plus grande pente comme le montre la figure ci-jointe.



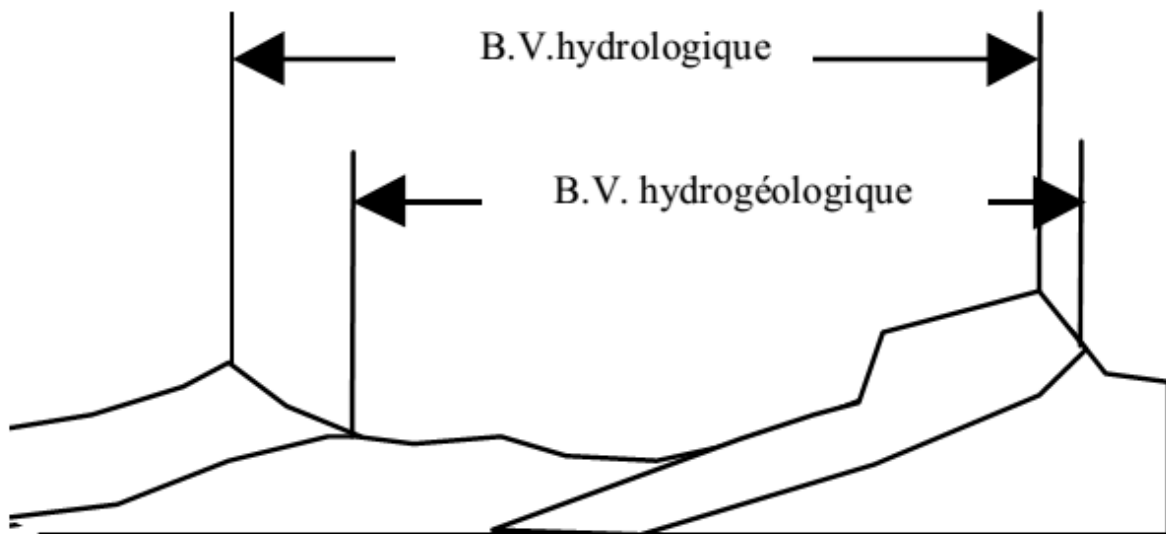
##### III.1.2 - Bassin versant hydrogéologique

Dans le cas d'une région au sous-sol perméable, il se peut qu'une partie des eaux tombées à l'intérieur du bassin topographique s'infilte puis sorte

souterrainement du bassin (ou qu'à l'inverse des eaux entrent souterrainement dans le bassin).

Dans ce cas, nous serons amenés à ajouter aux considérations topographiques des considérations d'ordre géologique pour déterminer les limites du bassin versant. Cette distinction entre bassin topographique et hydrogéologique se justifie surtout pour les petits bassins.

En effet, lorsque la taille du bassin augmente, les apports et les pertes souterraines ont plus de chance de se compenser. De plus, on peut admettre que le débit des cours d'eau est proportionnel à la surface du bassin, les échanges souterrains se font, eux, aux frontières et varient donc sensiblement comme le périmètre. Lorsque la taille du bassin augmente, la surface croît plus vite que le périmètre et la valeur relative des échanges souterrains par rapport au débit de surface tend à devenir négligeable.



### III.2 - CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES

L'utilisation de caractéristiques morphométriques a pour but de condenser en un certain nombre de paramètres chiffrés, la fonction  $h = f(x,y)$  à l'intérieur du bassin versant ( $h$  altitude,  $x$  et  $y$  coordonnées d'un point du bassin versant). Nous utiliserons trois types différents de paramètres morphométriques.

### III.2.1 - Caractéristiques de la disposition dans le plan

#### III.2.1.1 – Surface A

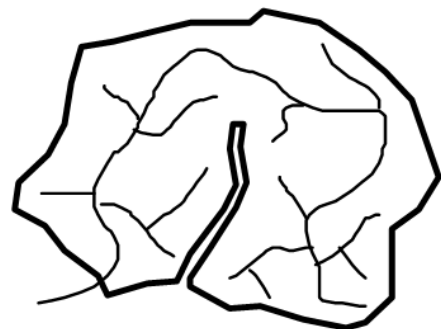
La surface du bassin versant est la première et la plus importante des caractéristiques. Elle s'obtient par planimétrage sur une carte topographique après que l'on y ait tracé les limites topographiques et éventuellement hydrogéologiques. La surface A d'un bassin s'exprime généralement en km<sup>2</sup>.

#### III.2.1.2 – Longueur

On utilise différentes caractéristiques de longueur ; la première et une des plus utilisées est le "périmètre P du bassin versant".



Schématisation du périmètre d'un bassin



Ajout d'un périmètre fictif pour un bassin versant replié

Le périmètre est curvimétré sur carte cartographique mais, selon l'échelle de la carte, les détails sont plus ou moins nombreux et il en résulte des différences de mesures. Par ailleurs, on devrait souvent prendre en compte des détails de la frontière qui, on s'en rend compte intuitivement, n'ont aucune influence sur l'écoulement. Avant de procéder au curvimétrage, il faut donc procéder à une schématisation des limites du bassin, soit par des courbes à grand rayon de courbure, soit par un tracé polygonal.

Dans des cas particuliers tels que celui d'un bassin replié sur lui-même, on pourra être amené à tracer des contours fictifs qui tiendront compte de chaque cas particulier. Le périmètre P n'est généralement pas utilisé directement mais le plus



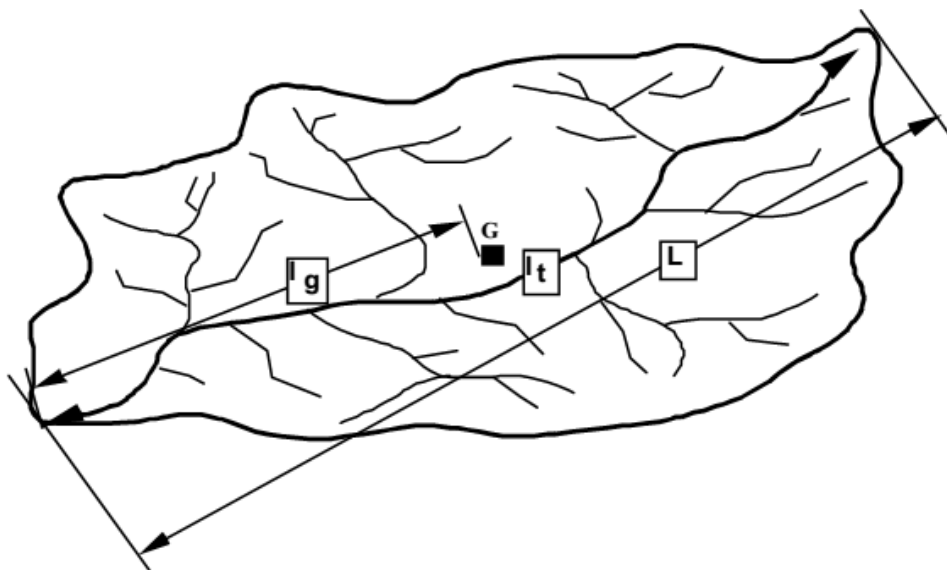
souvent à travers des valeurs qui en dérivent, comme la "longueur L du rectangle équivalent". On définit le rectangle équivalent comme le rectangle de longueur L et de largeur l qui a même surface et même périmètre que le bassin versant, soit à l'aide de :

$$P = 2 \cdot (L + l) \text{ et } A = L \cdot l$$

L'inconvénient de cette méthode est que l'on peut rencontrer des bassins plus compacts qu'un carré ; l'équation n'a alors plus de racines réelles !

A la suite de ces remarques critiques sur l'utilisation du périmètre comme critère de longueur, il a fallu définir d'autres caractéristiques et en particulier :

- la "longueur du plus long thalweg" ( $l_t$ ). Cette caractéristique n'amène guère de remarques si ce n'est que dans la plupart des cas, on admet qu'il faut poursuivre le thalweg indiqué sur les cartes topographiques, vers l'amont jusqu'à la limite du bassin. De même, si le cours aval présente des méandres, on curvimètre en général tous les méandres.
- la "distance de l'exutoire au centre de gravité du bassin" ( $l_g$ ). Ceci paraît être une bonne caractéristique de longueur mais elle nécessite l'évaluation de la position du centre de gravité du bassin ;



- la "plus grande longueur entre deux points de la frontière" (L). On utilise cette caractéristique surtout en association avec la "plus grande largeur" (l) perpendiculaire à la plus grande longueur. La caractéristique de forme la plus utilisée est le "coefficient K<sub>c</sub> de Gravelius". Il se définit comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant même surface (appelée aussi coefficient de capacité) :

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

A : surface et P : périmètre du bassin versant

On utilise également pour caractériser la forme d'un bassin, son "rectangle équivalent" (défini plus haut) et le rapport de la plus grande longueur à la plus grande largeur perpendiculaire (voir plus haut).

Enfin, une des façons des plus sophistiquées (mais des plus pénibles) pour caractériser la disposition d'un bassin dans le plan est d'établir la courbe aire-distance. Cette courbe donne la surface s en km<sup>2</sup> (ou en %) qui se trouve à une distance hydraulique supérieure à une valeur donnée d. (La distance hydraulique est la distance parcourue par une particule d'eau qui ruisselle d'un point du bassin jusqu'à l'exutoire.).

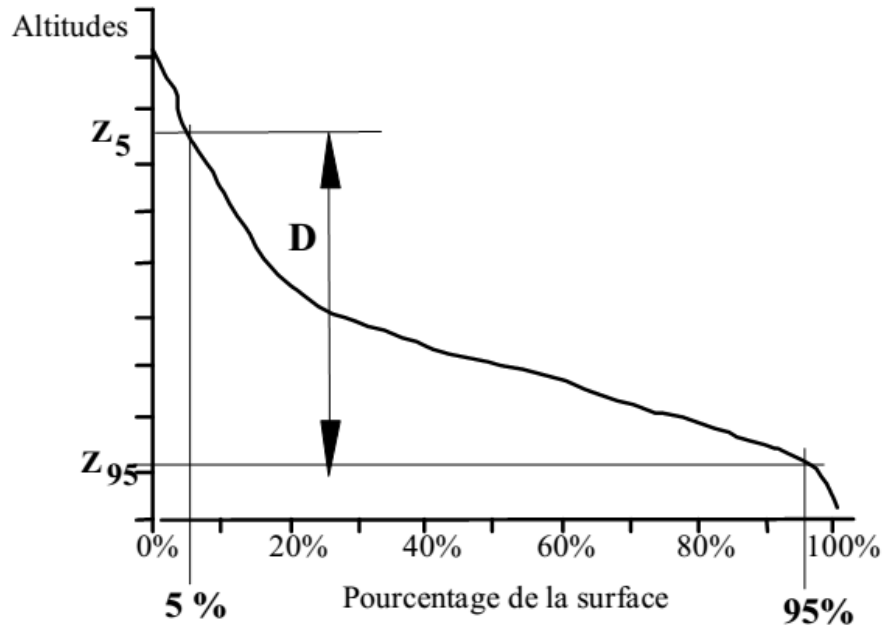
### III.2.2 - Caractéristiques des altitudes (hypsométrie)

En général, on ne s'intéresse pas à l'altitude moyenne mais plutôt à la dispersion des altitudes.

L'étude statistique permet de tracer la "courbe hypsométrique". Cette courbe donne la surface s (en km<sup>2</sup> ou en % de la surface totale) où les altitudes sont supérieures à une cote h donnée Cette courbe est établie en planimétrant pour différentes altitudes les surfaces situées au-dessus de la courbe de niveau correspondante. Cette méthode est précise mais fastidieuse. Une autre consiste à

échantillonner les altitudes selon un maillage carré. On admet alors que l'altitude au centre d'une maille est égale à l'altitude moyenne de la maille.

Bien souvent, on définit la "dénivelée D" comme étant la différence de cote entre H5 % et H95 % :  $D = H5 \% - H95 \%$ .



### III.2.3 - Les indices de pente

L'objet de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications.

#### III.2.3.1 – La pente moyenne

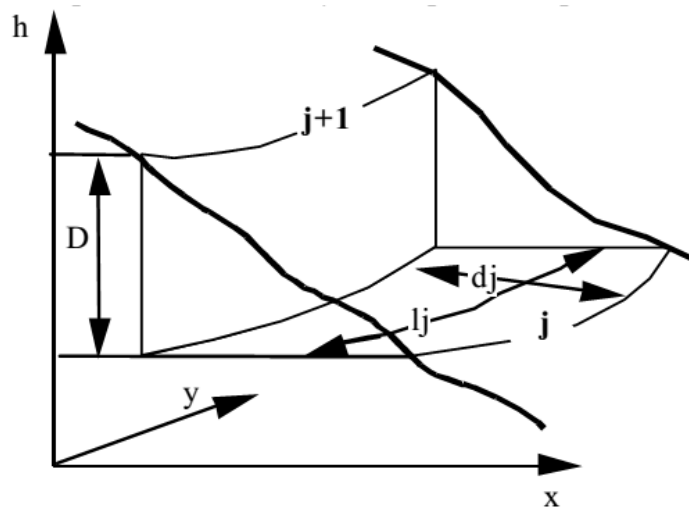
L'idée première qui vient à l'esprit est de caractériser les pentes par leur valeur moyenne I pondérée par les surfaces.

Soit D l'équidistance des courbes de niveau, soit  $d_j$  la largeur moyenne de la bande j comprise entre les lignes de niveau j et j+1 et soit  $l_j$  la longueur moyenne de cette bande. La pente moyenne  $n_j$  sur cette bande est :  $n_j = d / l_j$

La surface de la bande j est :  $d_j \cdot l_j = a_j$

La pente moyenne I pondérée par les surfaces est donc

$$I = \frac{\sum n_j a_j}{\sum a_j} = \frac{\sum \frac{D d_j l_j}{d_j}}{\sum d_j l_j} = \frac{D \sum l_j}{A}$$



Si  $L$  c'est la longueur totale des courbes de niveau équidistante de  $D$ , la pente moyenne  $I$  a pour expression :

$$I = DLc/A$$

L'estimation de cette expression simple est cependant laborieuse puisqu'il faut curvimétrer toutes les courbes de niveau. Ceci explique que cet indice est peu utilisé dans la pratique.

### III.2.3.3 - Indice de pente globale $I_g$

L'indice de Roche étant cependant trop long à évaluer pour des études rapides, on a proposé un indice encore plus simple : la pente globale...  $I_g = D/l$

$D$  étant la dénivelée  $h_{5\%} - h_{95\%}$ , définie sur la courbe hypsométrique ou même directement à l'œil sur la carte topographique ;  $L$  étant la longueur du rectangle équivalent.

Cet indice, très facile à calculer, est des plus utilisés. Il sert de base à une des classifications O.R.S.T.O.M. pour des bassins versants dont la surface est de l'ordre de 25 km<sup>2</sup> :

R <sub>1</sub>	Relief très faible		$I_g < 0,002$
R <sub>2</sub>	Relief faible	0,002	$< I_g < 0,005$
R <sub>3</sub>	Relief assez faible	0,005	$< I_g < 0,01$
R <sub>4</sub>	Relief modéré	0,01	$< I_g < 0,02$
R <sub>5</sub>	Relief assez fort	0,02	$< I_g < 0,05$
R <sub>6</sub>	Relief fort	0,05	$< I_g < 0,1$
R <sub>7</sub>	Relief très fort	0,1	$< I_g$

Par ailleurs, cet indice simple est étroitement corrélé avec l'indice de pente de Roche ( $I_g = 0,8 I_p^2$ ), avec un coefficient de corrélation de l'ordre de 0,99.

### III.2.3.4 - Dénivelée spécifique $D_s$

L'indice  $I_g$  décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il était donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes.

La dénivelée spécifique  $D_s$  ne présente pas cet inconvénient : elle dérive de la pente globale  $I_g$  en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à racine de  $A$  :

$$D_s = I_g \sqrt{A} = \frac{D}{L} \sqrt{Ll} = D \sqrt{\frac{l}{L}}$$

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ( $D = H_{5\%} - H_{95\%}$ ) et de la forme du bassin ( $l/L$ ).

Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M., indépendante des surfaces des bassins :

R <sub>1</sub>	Relief très faible		$D_s < 10 \text{ m}$
R <sub>2</sub>	Relief faible	10 m	$< D_s < 25 \text{ m}$
R <sub>3</sub>	Relief assez faible	25 m	$< D_s < 50 \text{ m}$
R <sub>4</sub>	Relief modéré	50 m	$< D_s < 100 \text{ m}$
R <sub>5</sub>	Relief assez fort	100 m	$< D_s < 250 \text{ m}$
R <sub>6</sub>	Relief fort	250 m	$< D_s < 500 \text{ m}$
R <sub>7</sub>	Relief très fort	500 m	$< D_s$

### **III.3 - CARACTERISTIQUES DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE**

Le réseau hydrographique est constitué de l'ensemble des chenaux qui drainent les eaux de surface vers l'exutoire du bassin versant. La définition d'un cours d'eau est difficile à donner avec précision, en particulier pour les cours d'eau temporaires. Selon le support cartographique utilisé, on étudiera le réseau avec plus ou moins de détails : en photographie aérienne, on pourra déceler des thalwegs de très faibles extensions, tandis qu'on ne verra que les cours d'eau pérennes et importants sur une carte au 1/100 000 ème.

L'étude du chevelu hydrographique servant surtout à comparer des bassins entre eux, il suffit, dans la plupart des cas, de se fixer une définition du thalweg élémentaire et de l'appliquer pour l'étude de tous les bassins (par exemple : thalwegs = traits bleus temporaires ou pérennes sur carte I.G.N. au 1/50 000 ème). Le réseau hydrographique peut se caractériser par trois éléments : sa hiérarchisation, son développement (nombres et longueurs des cours d'eau) et son profil en long.

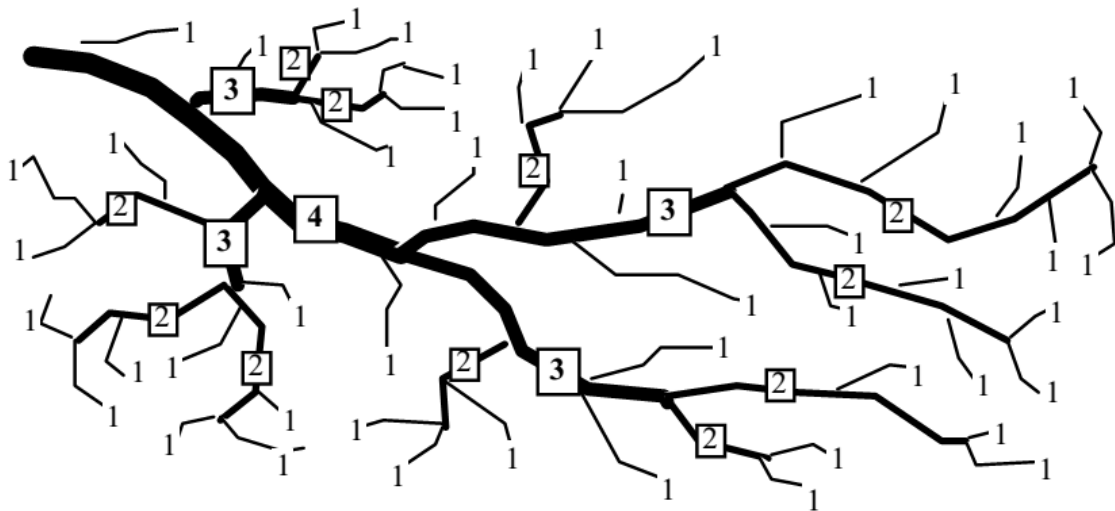
#### **III.3.1 - Hiérarchisation du réseau**

Pour chiffrer la ramification du réseau, chaque cours d'eau reçoit un numéro fonction de son importance.

Cette numérotation, appelée ordre du cours d'eau, diffère selon les auteurs. Parmi toutes ces classifications, nous adopterons celle de Strahler :

- tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1 ,
- au confluent de deux cours d'eau de même ordre  $n$ , le cours d'eau résultant est d'ordre  $n + 1$  ,
- un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre, ce qui se résume par :

$$n + n = n + 1 \text{ et } n + m = \max (n,m)$$



Comme on le signale plus haut, la définition d'un thalweg peut changer selon le support utilisé. Des études effectuées sur des bassins versants en France permettent de définir la correspondance moyenne entre l'ordre lu sur la carte et l'ordre réel que révèle la photographie aérienne (selon F. HIRSCH) :

Ordre réel	Ordre lu sur la carte	Echelle de la carte
2	1	1/20 000
3	1	1/50 000
4	1	1/100 000
5	1	1/200 000

### III.3.2 - Les lois de Horton

Ces "lois" empiriques relient le nombre, la longueur moyenne et l'ordre des cours d'eau. On constate que pour un bassin versant homogène, le "rapport de confluence"  $R_c$ , rapport du nombre  $N_i$  de cours d'eau d'ordre  $i$  au nombre  $N_{i+1}$  de cours d'eau d'ordre  $i + 1$ , est sensiblement constant :

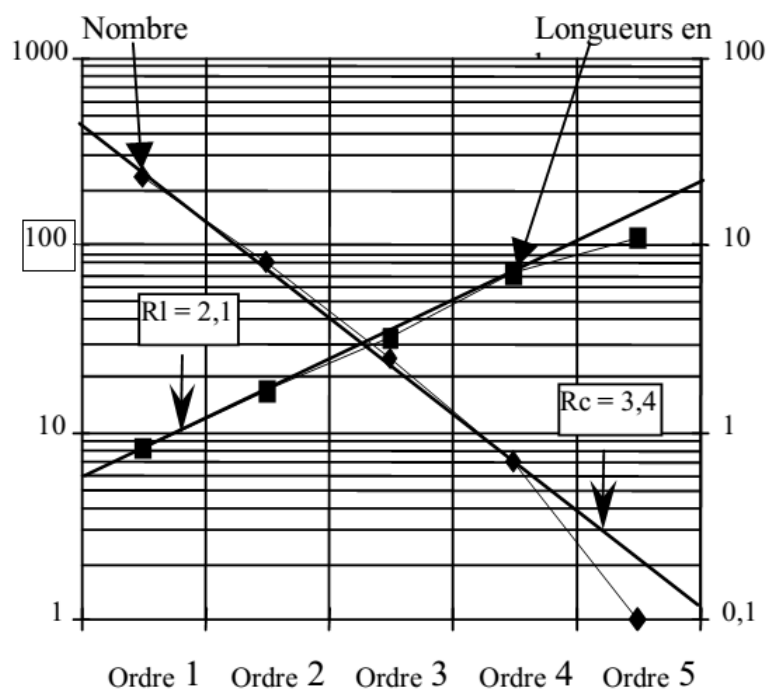
$$R_c \approx \frac{N_i}{N_{i+1}} \approx \text{Cte}$$

Il en est de même du "rapport des longueurs moyennes" :

$$R_l \approx \frac{l_i}{l_{i-1}} \approx \text{Cte}$$

( $l_i$  : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre  $i$ ).

La détermination de  $R_c$  et  $R_l$  se fait par voie graphique en portant  $N_i$ ,  $l_i$  et  $i$  sur un graphique semilogarithmique comme le montre la figure jointe. La pente de la droite moyenne permet de déterminer la raison de la progression géométrique.



### III.3.3.1 - La densité de drainage $D_d$

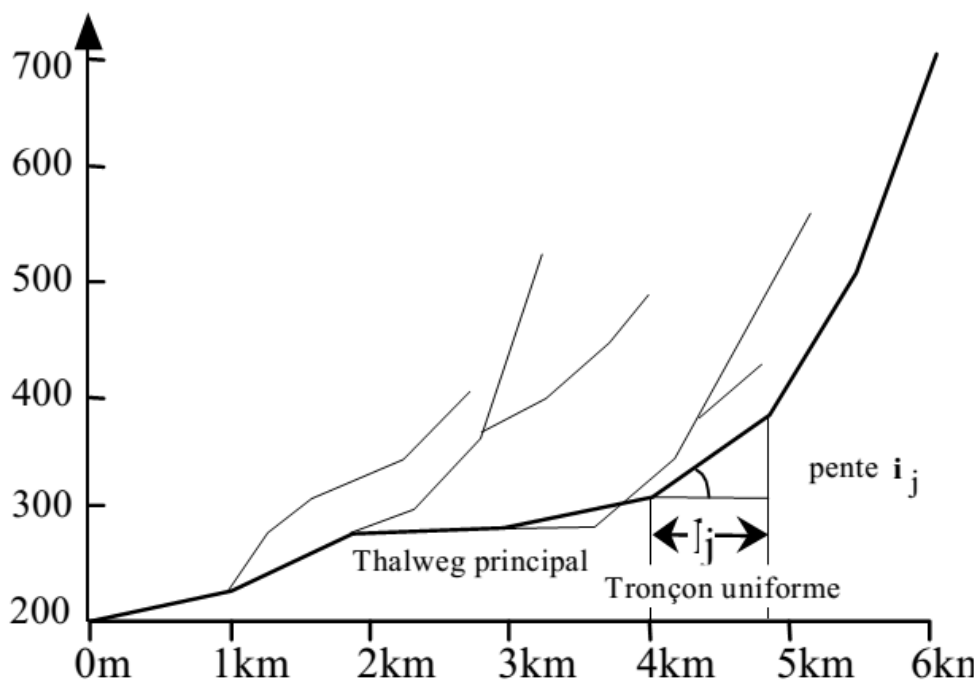
Elle se définit par le rapport de la longueur totale des cours d'eau à la surface du bassin versant :

$$D_d = \frac{\sum l_i}{A} (\text{km}^{-1})$$



### III.3.4 - PROFILS EN LONG

Ces profils sont établis en portant en abscisses les longueurs développées à partir d'un point de référence et en ordonnées les cotes de l'eau dans le cours d'eau principal et dans ces affluents (parfois on donne la cote du fond). Ces profils sont parfois disponibles lorsque la navigation, où les besoins en hydroélectricité ont nécessité des études. Mais dans la plupart des cas, on devra faire ce relevé, soit par nivellement sur le terrain, soit plus sommairement à partir des cartes topographiques. Les profils en long permettent d'estimer la pente moyenne du cours d'eau. Cette pente moyenne sert surtout dans l'évaluation des temps de concentration d'un bassin versant, ce temps de concentration étant lié à la vitesse de propagation des particules fines ; elle-même proportionnelle à  $i$ ,



On calcule généralement la pente moyenne  $I$  d'un cours d'eau par la formule suivante : 
$$\frac{1}{\sqrt{I}} = \frac{1}{L} \sum_{j=1}^n \frac{l_j}{\sqrt{i_j}}$$

Dans cette formule, le cours d'eau de longueur totale  $L$  est découpé en  $n$  tronçons  $j$  où la pente  $i_j$  est constante sur une longueur  $l_j$ .

# **CHAPITRE 3 : MESURES DES PRECIPITATIONS**

## **Définition :**

Sous le terme de précipitations, on regroupe toutes les eaux météoriques qui arrivent au sol sous quelque forme que ce soit. Comme l'a si bien dit notre Maître Pierre DAC : "Quand il est déjà tombé de la pluie, de la neige, de la grêle, de la rosée, du crachin, que voulez-vous qu'il tombe encore ? .... oui je sais, mais c'est pas fréquent ! "

## **VI.1 - DIFFICULTES DE LA MESURE**

Les mesures de précipitations intéressent des secteurs d'activités assez divers mais principalement la météorologie, l'agriculture, l'hydrologie, *etc.* Des réseaux de mesures ont généralement été installés de longue date. En France, le développement de ces réseaux a débuté vers le milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle ; malheureusement, le nombre de stations de mesures a subi des variations très importantes. De nos jours, il est encore fréquent d'avoir à installer de nouvelles stations pluvio-métriques pour les besoins d'une étude.

L'idée est de mesurer la quantité d'eau tombée au sol durant un certain intervalle de temps ; or, ceci n'est pas aussi facile qu'il y paraît :

- la taille de l'échantillon est ridiculement faible puisqu'avec une surface réceptrice ne dépassant pas 2 000 cm<sup>2</sup>, on espère dans le meilleur des cas, représenter la pluie sur quelques kilomètres-carrés ; on échantillonne donc quelques dix millionièmes de la surface ;
- les précipitations sont par ailleurs très sensibles au vent, ce qui explique que l'introduction de l'appareil occasionne une perturbation de la circulation et ainsi, une modification des précipitations ;
- enfin, signalons que pour la neige, on peut souvent se contenter de mesurer son équivalent en eau, mais dans ce cas, encore faut-il que les flocons aient bien voulu se poser dans la surface réceptrice.

On retiendra que la signification d'une mesure pluviométrique n'est que relative. Si on a le soin d'uniformiser les appareils et les conditions d'implantation, les hauteurs de pluie enregistrées seront comparables entre elles et liées par une relation stable mais inconnue à la hauteur de pluie réellement tombée au sol. Cet handicap est acceptable dans la plupart des cas puisque les hauteurs de pluie mesurées seront mises en relation avec les écoulements par des modèles statistiques ou par des modèles déterministes mais calés sur différentes observations (par exemple, trouver un coefficient de ruissellement supérieur à 100 % est alors acceptable et signifie pratiquement que la hauteur de pluie réelle est sous-estimée).

## **VI.2 - APPAREILLAGES PLUVIOMETRIQUES**

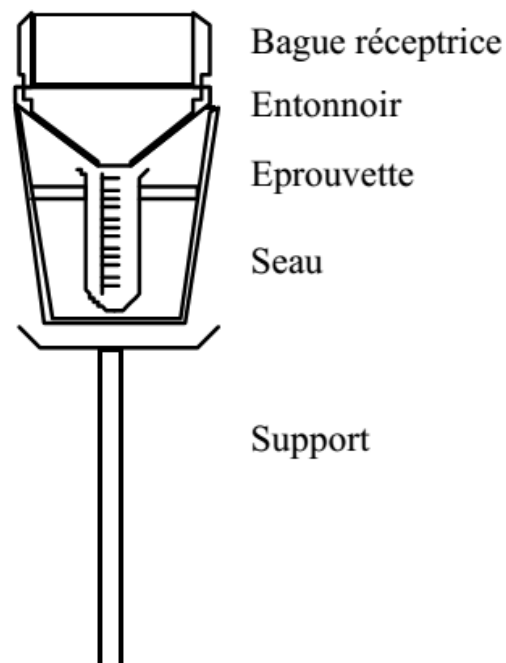
### **VI.2.1 - Les pluviomètres**

Le pluviomètre est un appareil très simple qui comporte une surface réceptrice limitée par une collerette cylindrique ; l'eau traversant cette surface est dirigée par un entonnoir vers un seau récepteur. Si durant un certain intervalle de temps  $\Delta t$ , on a récupéré un volume  $V$  à travers la surface réceptrice  $S$ , la hauteur de pluie  $H\Delta t$  tombée est  **$H\Delta t = V/S$** .

Dans la pratique, on adjoint à chaque pluviomètre une éprouvette graduée (fonction de la surface réceptrice  $S$ ) qui permet la lecture directe de  $H\Delta t$  en 1/10ème mm.

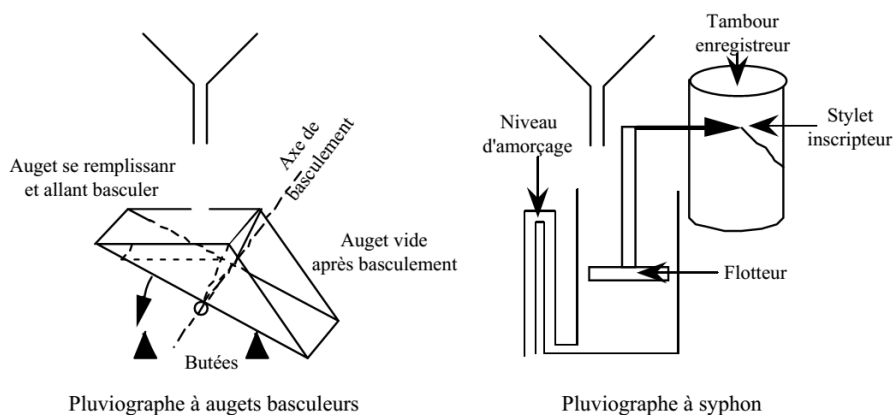
L'appareil le plus répandu en France était le pluviomètre "Association" de 400 cm<sup>2</sup> de surface et disposé sur un pied à 1,5 m du sol. L'O.M.M. préconise de faire les mesures à 1 m du sol et on voit se développer des appareils de 400 cm<sup>2</sup> en plastique dont le seau transparent est gradué et possède une éprouvette incorporée. Bien que les surfaces réceptrices soient identiques, les mesures divergent du fait du changement de hauteur : 1,5 -> 1 mètre et du changement de matériaux : tôle -

> plastique, ce qui modifie les condensations sur les parois du récepteur. En général, les pluviomètres sont relevés par un observateur une ou deux fois par jour à 6 h et 18 h T.U.



## VI.2.2 - Les pluviographes

Ces appareils sont destinés à l'enregistrement de la hauteur de pluie cumulée en fonction du temps. Deux types principaux ont eu un certain développement : les pluviographes à augets basculeurs et ceux à siphons. Actuellement, ces derniers tendent à être abandonnés.



Les pluviographes à augets basculeurs ont la partie captante commune avec les pluviomètres ; ils en diffèrent par la partie réceptrice en aval de l'entonnoir. L'eau est dirigée par un court tube vers les augets de mesures. Ceux-ci sont disposés symétriquement par rapport à un axe de rotation horizontal. Dans la situation du schéma ci-contre, l'auget de gauche est en train de se remplir alors que celui de droite s'est déjà vidé.

Lors du remplissage, le centre de gravité de l'ensemble des deux augets se déplace vers la gauche jusqu'à dépasser la verticale de l'axe de rotation ; l'ensemble bascule alors vers la gauche et l'auget plein se vide alors que celui de droite est venu en position de remplissage. Les augets sont tarés de façon à ce que le basculement se produise lorsqu'ils contiennent 20 g d'eau. La partie captante ayant des surfaces de 2 000 cm<sup>2</sup>, 1 000 cm<sup>2</sup> ou 400 cm<sup>2</sup>, un basculement correspond à 0,1 mm, 0,2 mm ou 0,5 mm de pluie. (Les deux dernières surfaces sont celles préconisées par l'O.M.M.) Pour comptabiliser les basculements, deux systèmes sont possibles.

#### **VI.2.2.1 Enregistrement mécanique :**

Chaque basculement provoque, par un système d'ancre, l'échappement d'une roue dentée. La rotation de cette roue entraîne mécaniquement le déplacement d'un stylet inscripteur sur un cylindre entraîné lui-même par un mouvement d'horlogerie. Un système de came cardioïde permet de modifier en limite du papier le sens du déplacement du stylet.

La vitesse d'entraînement du tambour est variable ; un système de démultiplication permet d'établir une rotation complète en un jour, une semaine, deux semaines ou un mois. En fonction de ces vitesses, l'intervalle de temps minimum sur lequel on peut effectuer une lecture varie de quelques minutes à une heure.

L'ensemble de l'appareillage est assez volumineux, ce qui nécessite de placer sous la partie réceptrice un boîtier cylindrique protégeant l'appareillage. L'importance

du boîtier perturbe le vent et affecte donc la mesure de la pluie.

#### **VI.2.2.2 Pluviographe transducteur d'impulsions :**

Dans ce type d'appareil, les basculements des augets sont convertis en impulsions électriques : une ampoule contenant du mercure est fixée aux augets. A chaque mouvement, le mercure ferme un contact électrique en se déplaçant. Cette impulsion électrique est aisément transmissible à distance, soit vers un chronototalisateur qui enregistre les impulsions sur papier, soit vers un enregistreur magnétique. L'avantage de ce type d'appareil est de réduire quasiment au volume des augets, l'appareillage à installer sous la bague réceptrice ; on réussit alors à construire un coffret de protection d'encombrement analogue à celui d'un pluviomètre.

#### **VI.2.2.3 Mesure de l'équivalent en eau des chutes de neige :**

Tous les pluviographes sont aptes à mesurer l'équivalent en eau des précipitations sous forme solide qui atteignent le capteur. En effet, il suffit de leur adjoindre un système de réchauffage pour que la neige ou la grêle fonde au contact de l'entonnoir. Pour les pluviographes mécaniques, on leur adjoint généralement un chauffage au gaz propane, la bouteille, le brûleur et le thermostat prenant place dans la cabine. Pour les appareils à transducteur, la place réduite conduit à utiliser un chauffage électrique. Notons tout de suite que néanmoins, ces appareils ne donnent qu'une estimation très grossière des chutes de neige car les flocons sont très soumis aux vents qui perturbent les appareils.

#### **VI.2.2.4 Précision des appareils :**

Les pluviographes présentent l'inconvénient de sous-estimer systématiquement les fortes intensités. Les gouttes de pluie éclaboussent vers l'extérieur des augets lorsque l'ensemble est à l'horizontale ; l'inertie de l'appareillage fait que, durant le basculement, les gouttes continuent d'arriver et font déborder l'auget. Enfin, l'appareillage perturbe le champ des vitesses du vent. Malgré des améliorations

constantes, la sous-estimation varie de 4 à 10 % pour des intensités de 75 à 250 mm/h.

La prudence minimale veut que l'on adjoigne un seau qui récupère l'eau à la sortie du pluviographe. La mesure de l'eau qu'il contient permet de vérifier que l'appareil ne s'est pas détaré (basculement pour un poids différent de 20 g) ou en cas de panne totale, de connaître la hauteur totale de pluie durant la période séparant de la dernière visite.

## **VI.3 - STATIONS PLUVIOMETRIQUES**

### **VI.3.1 - Le site**

Le site d'implantation d'un pluviomètre comme d'un nivomètre doit répondre à certains critères :

- être représentatif du secteur en étant exposé "*normalement*" aux vents ;
- être éloigné de toute singularité trop proche. On admet en général une distance minimum de quatre fois la hauteur de l'obstacle.

Ces règles ne sont pas toujours faciles à respecter en particulier en montagne et en forêt. Par ailleurs, si les appareils autonomes peuvent être installés *a priori* à n'importe quel point, les pluviomètres imposent de les installer à proximité de la résidence de l'observateur. Le choix d'un site est donc un compromis entre des impératifs techniques, économiques et humains. Il garde donc un côté subjectif important.

### **VI.3.2 - Précautions d'installation**

La collerette du capteur doit être rigoureusement horizontale ; on admet qu'un écart de 1° peut provoquer des erreurs de l'ordre de 1 %. Les pluviomètres nouvellement installés auront une surface réceptrice normalisée : 400 ou 1 000 cm<sup>2</sup> (plus la section est grande, plus la pluie captée est importante).



Les pluviomètres seront installés à 1 m du sol. Si un ancien pluviomètre (situé à 1,5 m) doit être remplacé, il est prudent de le laisser fonctionner durant un an concurremment avec le nouveau calé à 1,0 m.

Après chaque installation, il convient d'établir une fiche descriptive du site avec croquis et photos, ce qui permettra dans les années à venir, de mettre en évidence les évolutions progressives du site (constructions, développement des arbres, *etc.*).

**Chapitre 4 : La mesure de  
l'évaporation, de la transpiration et  
de l'évapotranspiration**

## **Définition :**

Le retour de l'eau à l'atmosphère peut se faire de différentes manières, soit directement par évaporation à partir d'une surface d'eau libre (mer, lac, cours d'eau, *etc.*), soit le plus souvent à partir d'un sol ou par l'intermédiaire des végétaux. On parle dans ce deuxième cas d'évapotranspiration. Pour l'évaporation, la quantité d'eau qui repart dans l'atmosphère dépend uniquement des paramètres physiques tels que la température de l'air, de l'eau, de la vitesse du vent, du degré hygrométrique, de l'ensoleillement, *etc.* L'évapotranspiration, elle, dépend en plus du couvert végétal et de son stade de développement ; sa mesure en est rendue d'autant plus difficile.

## **V.1 - MESURE DES PARAMETRES PHYSIQUES CONDITIONNANT L'EVAPORATION**

Ces mesures sont généralement faites par les services météorologiques. Cependant, dans certains cas particuliers, les données ne sont pas disponibles à proximité du site envisagé ; dans ce cas, l'hydrologue peut être amené à installer des stations climatologiques plus ou moins complètes.

Il faut noter qu'il existe de grandes différences dans les appareils de mesures. Lorsqu'ils sont destinés à équiper des stations du type synoptique, on rencontre des appareils très précis mais nécessitant entre autres un important investissement, des sources d'énergie électrique et un personnel compétent. Au contraire, pour les stations tertiaires que l'hydrologue peut être amené à installer, il convient de mettre l'accent sur la robustesse et l'autonomie d'appareils destinés bien souvent à être "abandonnés" durant des semaines.

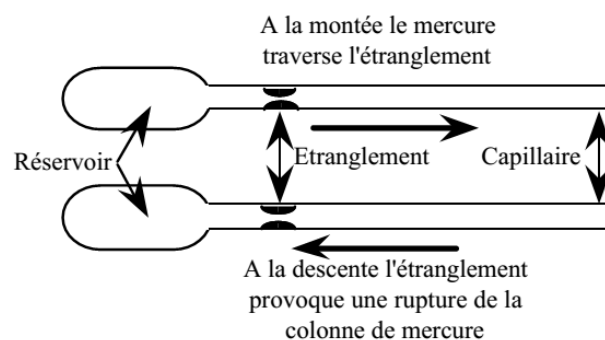
### **V.1.1 - Mesure des températures**

Un thermomètre quel qu'il soit ne mesure que sa propre température. Il faut donc prendre un soin particulier pour qu'il soit en équilibre thermique avec le milieu

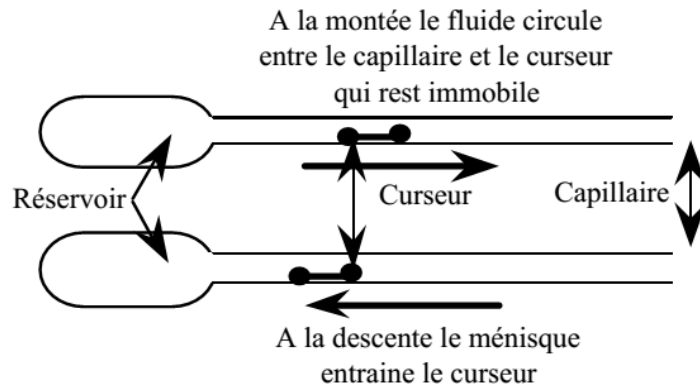
dont on veut mesurer la température. Que ce soit pour la mesure de la température de l'air ou de l'eau, il convient donc de protéger l'appareil des rayonnements solaires directs ou indirects.

L'air étant un très mauvais conducteur de la chaleur, il faut renouveler l'air au contact du thermomètre ; l'abri devra donc être aéré. Sous nos climats, la ventilation naturelle à travers des parois à persiennes est considérée comme suffisante.

Par ailleurs, l'abri sera peint en blanc, brillant si possible, de façon à limiter son échauffement. Enfin, la mesure de température se fera à environ 1,5 m du sol. Pour les besoins de l'hydrologie, un thermomètre à mercure à  $0,1^{\circ}\text{C}$  est suffisamment précis, mais pour obtenir des températures moyennes journalières ou mensuelles, il nécessiterait des relevés trop fréquents. On peut alors utiliser des thermomètres à maxima et minima :



Le thermomètre à maxima est un thermomètre à mercure présentant un étranglement à la sortie du réservoir. Lorsque la température augmente, le mercure le franchit aisément. Par contre lorsque la température décroît, le mercure se fractionne et maintient donc l'indication de la température maximale atteinte. Pour la bonne marche de l'appareil, il convient de l'installer dans une position voisine de l'horizontale (environ  $2^{\circ}$ ). Pour réduire le fractionnement après la lecture, il suffit de "centrifuger" à la main l'appareil.



Le thermomètre à minima est généralement un thermomètre à alcool dont le capillaire contient un petit index mobile se déplaçant librement. Si la température augmente, l'alcool monte dans le capillaire en s'écoulant autour de l'index qui ne bouge pas. Par contre si la température baisse, l'alcool va s'écouler autour de l'index jusqu'à ce que le ménisque l'atteigne. Les forces de capillarité sont alors suffisantes pour que le ménisque entraîne l'index dans sa descente.

On constate généralement que la température minimale est atteinte quelques temps avant le lever du soleil alors que la température maximale s'observe vers midi au soleil. Le relevé des températures maxi et mini en fin de journée permet d'évaluer, à quelques dixièmes de degrés près, la température moyenne journalière :

$$\overline{\Theta}_j \cong \frac{\Theta_{\max} + \Theta_{\min}}{2} \pm 0,1^\circ \text{C}$$

Lorsque qu'une connaissance plus fine de l'évolution des températures est nécessaire ou si on ne dispose pas d'observateurs permanents, on utilise un thermographe. L'organe sensible est soit une lame métallique dont on amplifie la dilatation, soit deux lames en deux métaux à coefficient de dilatation aussi différents que possible (thermographe bimétallique). Les mouvements sont amplifiés mécaniquement et inscrits par une plume sur un papier enregistreur entraîné par un mouvement d'horlogerie. Le plus souvent, les enregistrements sont hebdomadaires.

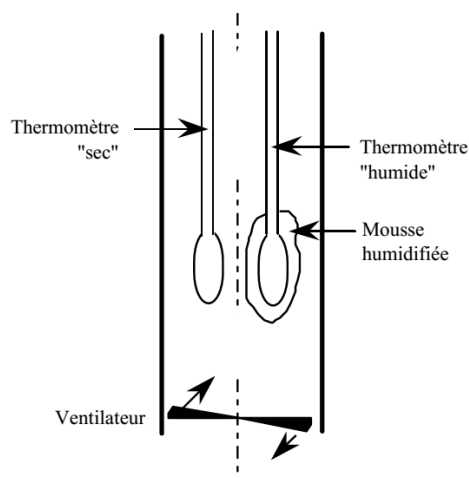
Dans les stations météorologiques, on utilise très fréquemment des sondes thermométriques à résistance de platine. Dans la plage de mesures, la résistance du fil de platine varie linéairement avec la température. Pour la mesure des températures de l'eau en vue de l'estimation de l'évaporation, on utilise un simple thermomètre à mercure, immergé de quelques millimètres, mais protégé des rayonnements solaires. Depuis quelques années se développent des sondes thermoélectriques de terrains. Un affichage digital (au 1/10ème de °C) permet des lectures aisées.

### V.1.2 - Mesure de l'humidité de l'air

La mesure directe de l'humidité de l'air est difficile ; aussi utilise-t-on le plus souvent des mesures indirectes :

#### V.1.2.1 – Psychromètre

Le psychromètre se compose de deux thermomètres à mercure, l'un normal dit "sec" et l'autre dit "humide" dont le réservoir est entouré d'une mousse humidifiée par de l'eau. Le thermomètre sec indique alors la température de l'air ambiant ( $t$ ) alors que le thermomètre humide enregistre une température plus faible ( $t'$ ) due à l'évaporation de l'eau de la mousse.



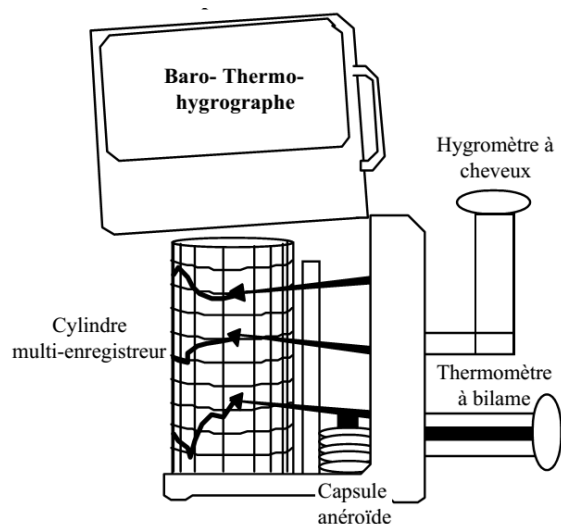
L'évaporation est d'autant plus intense et cette température plus faible que l'air est plus sec. Les tables psychrométriques permettent, connaissant  $\Theta$  sec,  $\Theta$  humide et

la pression atmosphérique, d'évaluer le degré de saturation de l'air. A défaut on utilisera la relation suivante :  $e_t = e_{st} = 0,00079 * P * (t-t')$  (et  $e_t$  et  $e_{st}$  sont respectivement la tension de vapeur réelle à la température  $t$  et la tension de vapeur saturante à la température  $t'$ ,  $P$  est la pression). Evidemment, pour que la mesure soit représentative, il faut éviter que la vapeur émise par la mousse humide ne stagne autour du thermomètre ce qui perturberait la mesure. On utilise donc de préférence des psychromètres à ventilation forcée où l'air est introduit dans l'appareil par une petite turbine actionnée par un moteur à ressort. L'avantage de ce type d'appareil est de permettre des mesures tout à fait reproductibles et indépendantes de l'aération de l'abri ou du tour de main de l'observateur.

### V.1.3 - Mesure des pressions

La mesure des pressions peut être intéressante dans quelques cas particuliers (surveillance piézométrique de nappes par exemple), mais elle est nécessaire pour l'interprétation d'autres mesures.

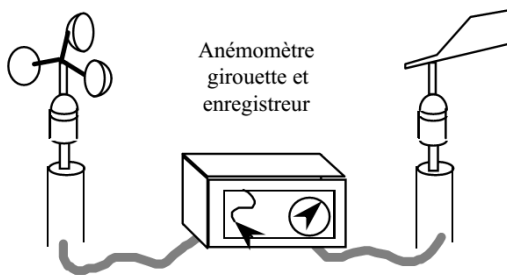
Les appareils le plus souvent utilisés sont des barographes métalliques à capsules anéroïdes. Certains types d'appareils comme celui présenté plus loin, permettent l'enregistrement en "parallèle" de la température, de l'hygrométrie et de la pression.



### V.1.5 - Mesure du vent

La mesure du vent est faite dans les stations météorologiques par des anémomètres enregistreurs des vitesses instantanées, doublés d'une girouette donnant la direction du vent. Pour l'hydrologue et sauf cas particulier, on peut se contenter d'anémomètres totalisateurs.

En général, ils comportent quatre coupelles hémisphériques de 44 mm de diamètre. Le mouvement de rotation provoqué par le vent quelle que soit sa direction, est transmis par un axe et un système d'engrenage à un compteur indiquant directement le nombre de kilomètres parcourus par le vent. Il suffit de relever ce compteur à l'intervalle de temps souhaité (de l'ordre de une à deux fois par jour) pour pouvoir calculer la vitesse moyenne du vent.



La vitesse du vent variant d'une façon sensible au voisinage du sol, on dispose généralement les anémomètres à 10 m au-dessus d'un sol plat et à une distance de tout obstacle égale au moins à dix fois la hauteur de cet obstacle.

### V.2 - MESURES DE L'EVAPORATION

Les mesures de "l'évaporation" peuvent se faire de différentes façons selon les buts poursuivis : estimation de l'évaporation à partir d'un réservoir, estimation de l'évaporation potentielle.

Parfois on souhaite même évaluer l'ensemble de l'évaporation et de la transpiration par le système sol végétaux, c'est à dire directement l'évapotranspiration réelle.

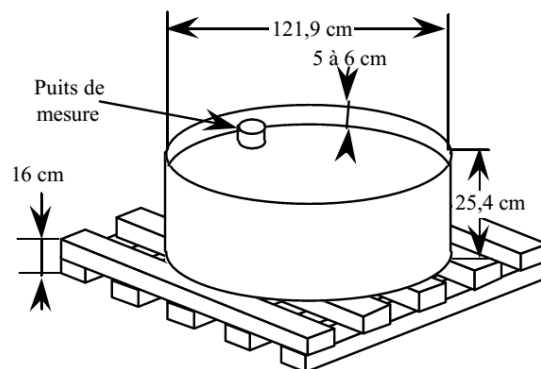


## V.2.1 - Mesures de l'évaporation à partir d'une surface libre

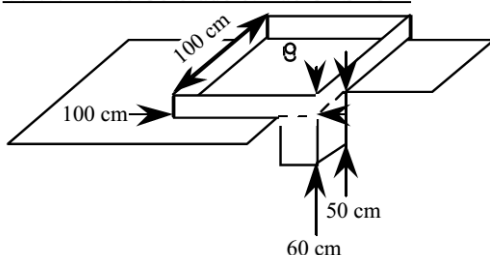
Différents types d'appareils ont été conçus mais avec leurs défauts et leurs qualités. Les plus utilisés sont :

### V.2.1.1 - Bac classe A (du Weather Bureau, U.S.A.)

Ce bac est constitué d'un cylindre métallique de 121,9 cm de diamètre et de 25,4 cm de hauteur. Dans ce cylindre, on maintient une épaisseur d'eau de 17,5 à 20 cm. Le cylindre est supporté par un caillebotis à 15 cm du sol. Le caillebotis doit permettre une bonne aération sous le bac. Ce bac universellement répandu ne satisfait que très partiellement l'hydrologue car, du fait de sa disposition par rapport au sol, il est très sensible aux variations de température, son inertie thermique étant faible.



### V.2.1.2 - Bac Colorado et Bac ORSTOM



Le bac Colorado et le bac ORSTOM qui en dérive, sont des bacs de section carrée de 92,5 cm de côté (1 m pour le bac ORSTOM), d'une hauteur de 60 cm et enterré de 50 cm.

L'eau est maintenue à 10 cm environ du rebord, soit sensiblement au niveau du sol. Cet appareil étant enterré et avec une plus grande épaisseur d'eau, il possède une plus grande inertie thermique et se rapproche plus des conditions naturelles.

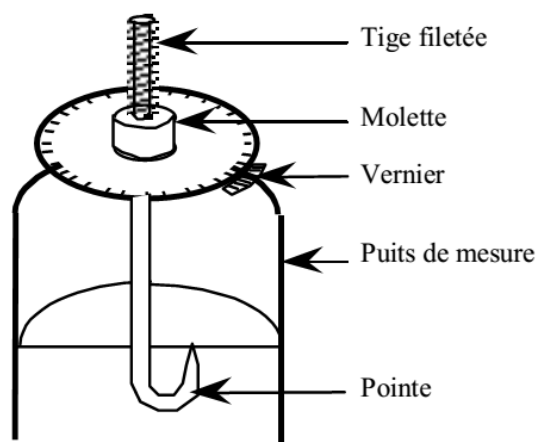
### V.2.1.3 - Bac CGI 30

De conception analogue au bac Colorado, ce bac, d'origine soviétique, est celui recommandé par l'O.M.M.

C'est un cylindre de 61,8 cm de diamètre (3 000 cm<sup>3</sup>) à fond conique. De 60 cm de profondeur, il est enterré de façon à ce que sa collerette dépasse de 7,5 cm du sol, le niveau d'eau étant maintenu nu au niveau du sol.

#### **V.2.1.4 - Utilisation des bacs et des résultats des mesures**

Ces bacs doivent toujours être installés dans un site représentatif du milieu hydrologique ambiant. Sous nos climats, on évitera de mettre les bacs au milieu d'une zone recouverte de sable ou de gravillons (augmentation de la température) mais plutôt au milieu d'une zone enherbée. Par ailleurs, les bacs devront être entourés d'un grillage pour éviter que des animaux viennent y boire. Chaque bac doit être associé à un pluviomètre pour pouvoir corriger l'évaporation apparente des précipitations. Cependant, le pluviomètre doit avoir le même coefficient de captation que les bacs. On utilisera donc des pluviomètres de mêmes dimensions que les bacs et disposés au sol.



### **V.3 - MESURES ET ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION**

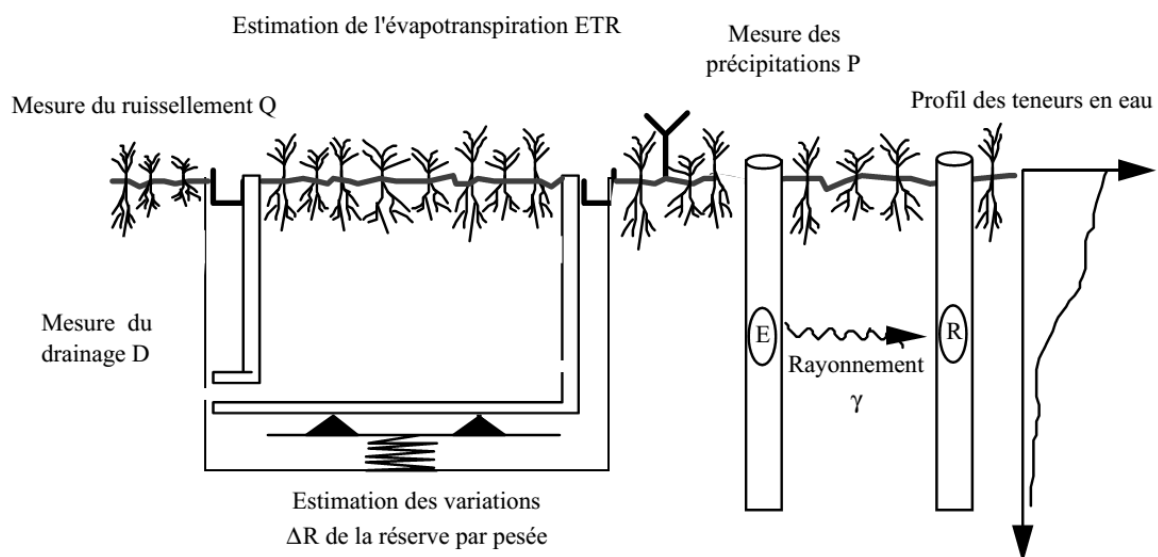
#### **V.3.1 - Notion d'évapotranspiration réelle et potentielle**

On appelle évapotranspiration réelle (notée par la suite  $E_{tr}$ ), la quantité d'eau, généralement exprimée en millimètres, évaporée ou transpirée par le sol, les végétaux et les surfaces libres d'un bassin versant.

L'évapotranspiration potentielle (notée par la suite Etp) est la quantité d'eau qui serait évaporée ou transpirée à partir d'un bassin versant si l'eau disponible pour l'évapotranspiration n'était pas un facteur limitant.

### V.3.2 - Mesures directes

Les mesures directes d'Etp ou d'Etr se font surtout en agronomie où on étudie chaque type particulier de cultures. Les résultats de ces mesures sont difficiles à utiliser en hydrologie car il y a une très importante différence d'échelle entre la surface de la parcelle d'essai (quelques mètres carrés) et celle d'un bassin versant (des dizaines de kilomètres carrés). Par ailleurs, les plantations utilisées ne sont généralement pas représentatives de la végétation d'un bassin versant. La mesure d'Etr peut être faite sur une case lysimétrique. On isole un bloc du sol de quelques mètres-carrés de surface sur environ 2 m d'épaisseur. Cet échantillon de terrain est drainé à sa base et on enregistre les débits D sortant par les drains. En surface, un collecteur fait le tour de la parcelle et récupère les eaux de ruissellement dont le débit Q est également enregistré. Les apports d'eau par la pluie P sont mesurés avec un pluviomètre. Enfin, on évalue le stock d'eau R contenu dans la case, soit par une mesure à la sonde à neutron des teneurs en eau dans le sol, soit en montant la case sur un système de bascule.



Un bilan très simple permet d'évaluer l'Etr sur un intervalle de temps t puisque l'on doit avoir la relation suivante :

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

entrée = [sorties] + variation de la réserve Le même système que la case lysimétrique, mais on parle alors "d'évapotranspiromètre", permet de mesurer l'Etp. Il suffit alors de maintenir un niveau d'eau dans les drains pour que l'eau disponible ne soit plus un facteur limitant de l'Etr. On mesure Etp en écrivant le même bilan que précédemment mais le terme D pouvant être positif ou négatif.

### **V.3.3 - Estimation de l'évapotranspiration**

Plusieurs formules permettent d'évaluer l'Etp à partir de différentes mesures climatologiques. La plus complète et la plus complexe est certainement la formule de Penman basée sur la notion de bilan énergétique. Cependant, le nombre de paramètres utilisés par cette formule (différentes températures, hygrométrie, rayonnement global, albédo, *etc.*) font que son emploi est rarement possible compte tenu des mesures disponibles.

#### **V.3.3.1 - Formule de Turc**

La formule de Turc, qui dérive en la simplifiant de la formule de Penmann, ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'insolation. Cette formule est la suivante :

$$Etp = 0,4 \cdot t + 15 \cdot (I_g + 50) \cdot K$$

avec :

Etp : évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm d'eau) ;

t : température moyenne mensuelle de l'air (en °C) ;

I<sub>g</sub> : radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (en calorie/cm<sup>2</sup>/jour) ;

K un coefficient égal à 1 si l'humidité relative  $hr$  est supérieure à 50 %

généralement le cas sous nos climats) ;

sinon  $K = 1 + 50 - hr / 70$  .

Si la radiation globale  $I_g$  n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation  $h$  par la formule :

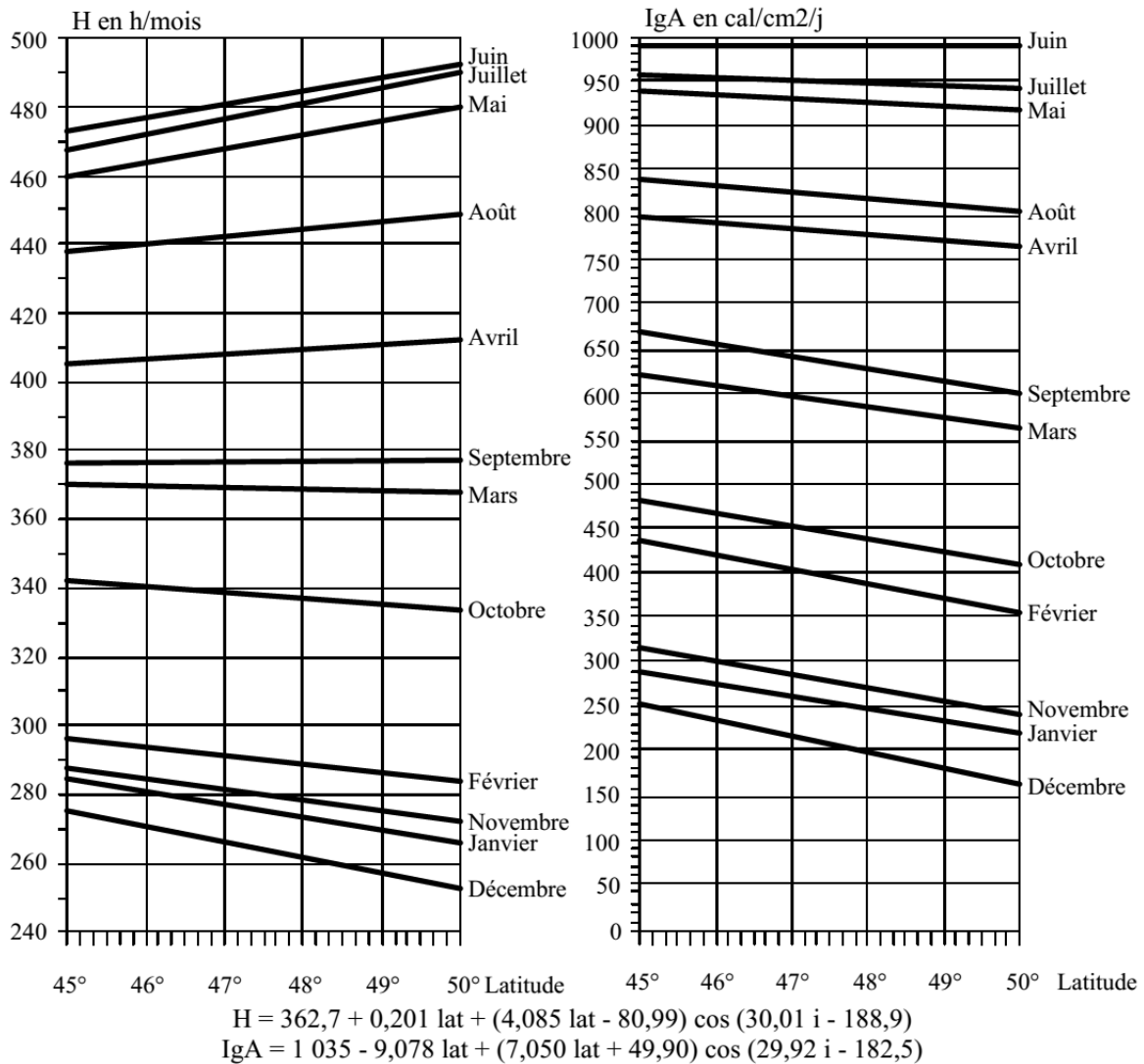
$$I_g = I_{gA} [ 0,18 + 0,62h/H ]$$

avec :

$I_{gA}$  : radiation globale théorique (en cal/cm<sup>2</sup>/jour) ;

$H$  durée théorique des jours du mois.

Les abaques et formules suivants permettent d'évaluer  $I_{gA}$  et  $H$  en fonction de la latitude et du mois dans les mêmes unités (cosinus d'angles en °) et en numérotant les mois de 1 (janvier) à 12 (décembre).



Cette formule d'emploi aisé, bénéficie d'un préjugé assez favorable quant à la précision des estimations obtenues à l'échelle mensuelle. Parfois, on utilise même cette formule à l'échelle décadaire en y adjoignant, si besoin, un terme tenant compte des effets de la végétation.

### V.3.3.2 - Formule de Thornthwaite

THORNTHWAITTE a proposé également une formule basée essentiellement sur les températures de l'air :

$$E_{tp} = 16 \cdot \left(10 \frac{t}{I}\right)^a \cdot K$$

avec :

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,5} \text{ et } I = \sum_{1}^{12} i$$

$$a = \frac{1.6}{100} I + 0,5$$

t est la température moyenne mensuelle du mois considéré ;

E<sub>tp</sub> est l'évapotranspiration potentielle du mois considéré (en mm d'eau) ;

K est un coefficient d'ajustement mensuel.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
K	0,73	0,78	1,02	1,15	1,32	1,33	1,33	1,24	1,05	0,91	0,75	0,70

### V.3.3.3 - Estimation de l'E.T.P. par la méthode de Penman

Penman propose d'évaluer l'ETP à partir d'un bilan énergétique simple :

$$R_n = A + S + E * L$$

R<sub>n</sub> : représente la radiation nette reçue au sol ;

A :représente le flux de chaleur au bénéfice de l'atmosphère ;

S :le flux de chaleur résultant des échanges thermiques avec le sol ;

E : le flux évaporé

et L : la chaleur latente.

La formule développée prend la forme suivante :

$$ETP = \left\{ \frac{Iga}{59} (1-a) \left( 0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right) - \frac{\sigma}{59} T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) \left( 0,10 + 0,90 \frac{h}{H} \right) \right\} \frac{\frac{F'_T}{\gamma}}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}} + \frac{0,26}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}} (e_w - e) (1 + 0,54 V)$$

- ETP évapotranspiration potentielle en mm/j ;  
 Iga radiation solaire directe en l'absence d'atmosphère exprimée en cal/cm<sup>2</sup>/j ;  
 a albédo de la surface évaporante, prise ici pour de la végétation à 0,2 ;  
 h durée réelle d'insolation en heures et dixièmes du jour considéré ;  
 H durée maximale possible d'insolation en heures et dixièmes pour ce jour ;  
 σ constante de STEFAN-BOLTZMAN soit 1,18 10<sup>-7</sup> cal/cm<sup>2</sup>/jour/°K  
 T température moyenne journalière de l'air sous abri exprimée en degrés Kelvin (T = t + 273 si l'on mesure la température t en ° Celsius) ;  
 e tension moyenne journalière de la vapeur d'eau mesurée sous abri et exprimée en millibars ;  
 F'T pente de la courbe de tension de vapeur saturante pour la température de l'air T ;  
 γ constante psychrométrique ;  
 e<sub>w</sub> tension maximale possible de la vapeur d'eau, exprimée en millibars, pour la température T ;  
 V Vitesse moyenne journalière du vent mesuré à 2 mètres au dessus de la surface évaporante et exprimée en m/s.

### V.3.4 - Evaluation de l'évapotranspiration réelle

#### V.3.4.1 - Formule de Turc

TURC a proposé une formule permettant d'évaluer directement l'Etr annuelle moyenne d'un bassin à partir de la hauteur annuelle de pluie et de la température moyenne annuelle :

$$Etr = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{avec } L = 200 + 25 t + 0,05 t^3$$

- Etr représente l'évapotranspiration réelle (en mm/an) ;  
 P la hauteur annuelle de pluie (en mm) ;  
 t la température annuelle (en °C).

Cette formule est d'un emploi aisé mais elle ne donne malheureusement que l'ordre de grandeur de l'Etr. En effet, cette formule permet l'estimation du "déficit d'écoulement" qui ne se rapproche de l'évapotranspiration réelle que pour des bassins versant relativement



étendus, sans échanges à la frontière et pour des durées d'observation assez longues pour que l'on puisse négliger les variations de réserves souterraines.

Dans la mesure du possible, on préférera la méthode suivante.

### V.3.4.2 - Bilan simplifié selon THORNTHWAITE

Cette méthode est basée sur la notion de réserve en eau facilement utilisable (notée par la suite RFU).

On admet que le sol est capable de stocker une certaine quantité d'eau (la RFU) ; cette eau peut être reprise pour l'évaporation par l'intermédiaire des plantes. La quantité d'eau stockée dans la RFU est bornée par 0 (la RFU vide) et RFU max (capacité maximale de la RFU qui est de l'ordre de 0 à 200 mm suivant les sols et sous-sols considérés, avec une moyenne de l'ordre de 100 mm). On admet que la satisfaction de l'Etp a priorité sur l'écoulement, c'est-à-dire qu'avant qu'il n'y ait d'écoulement, il faut avoir satisfait le pouvoir évaporant ( $E_{tr} = E_{tp}$ ). Par ailleurs, la complétion de la RFU est également prioritaire sur l'écoulement.

On établit ainsi un bilan à l'échelle mensuelle, à partir de la pluie du mois P, de l'Etp et de la RFU.  
Si  $P > E_{tp}$ , alors :

- $E_{tr} = E_{tp}$
  - il reste un excédent ( $P - E_{tp}$ ) qui est affecté en premier lieu à la RFU, et, si la RFU est complète, à l'écoulement Q
- Si  $P < E_{tp}$  :
- on évapore toute la pluie et on prend à la RFU (jusqu'à la vider) l'eau nécessaire pour satisfaire l'Etr soit :
    - $E_{tr} = P + \min(RFU, E_{tp} - P)$
    - $RFU = 0$  ou  $RFU + P - E_{tp}$
  - si  $RFU = 0$ , la quantité ( $Da = E_{tp} - E_{tr}$ ) représente le déficit agricole, c'est-à-dire sensiblement la quantité d'eau qu'il faudrait apporter aux plantes pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse.

Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Pluie du mois	67	55	41	49	54	77	60	67	65	55	61	62
Etp	3	8	33	61	90	103	109	94	67	35	14	5
RFU	100	100	<b>100</b>	88	52	26	0	0	<b>0</b>	20	67	100
Etr	3	8	33	61	90	103	86	67	65	35	14	5
D.A.	0	0	0	0	0	0	23	27	2	0	0	0
Écoulement	64	47	8	0	0	0	0	0	0	0	0	23

<- RFU vide ->

Pour établir ce bilan, il faut se donner la RFU maximale en fonction de la nature du bassin versant (dans cet exemple RFU max = 100 mm). Par ailleurs, il faut connaître l'état de la RFU à la fin du mois antérieur au début de l'établissement du bilan. On tient alors l'un des deux raisonnements suivants :

- si la RFU doit être pleine un jour, ce sera à la fin de la période durant laquelle on a pu la remplir, c'est-à-dire à la fin du dernier mois où  $P > E_{tp}$  ;
- si la RFU doit être vide un jour, ce sera à la fin de la période durant laquelle on a pu la vider, c'est-à-dire à la fin du dernier mois où  $P < E_{tp}$ .

Ayant établi ce bilan par mois, on évalue l'Etr annuelle par la somme de 12 Etr mensuelles.

Cette méthode peut être également utilisée avec l'estimation d'Etp par la formule de Turc et donne des résultats satisfaisants sous nos climats.

**Chapitre 5.**  
**Hydrométrie**

Les débits des cours d'eau varient en fonction du temps. Certaines études nécessitent des mesures instantanées de ces débits ; on exécute alors des jaugeages aux instants choisis. Dans la plupart des cas, c'est l'évolution des débits en fonction du temps qui nous intéresse ; on installe alors des stations hydrométriques (appelées également stations de jaugeage).

## **VII.1 - ACQUISITION DES DEBITS EN FONCTION DU TEMPS**

Actuellement, il n'existe aucune technique opérationnelle qui permette de mesurer directement le débit en fonction du temps. Cette opération se fait généralement dans la pratique de la manière suivante :

- on enregistre en un point du cours d'eau (la station hydrométrique), la hauteur d'eau  $H$  en fonction du temps. Cet enregistrement  $H(t)$  est appelé "limnigramme"
- A différents instants  $t = t_1, t_2, \dots, t_n$ , on pratique des mesures instantanées de débits  $Q_{t1}, Q_{t2}, \dots, Q_{tn}$  ; ces mesures correspondent à des enregistrements de hauteur synchrone  $H_{t1}, H_{t2}, \dots, H_{tn}$ .
- Dans certaines conditions hydrauliques, comme le passage en "section critique", il existe une relation biunivoque entre la hauteur d'eau et les débits. Dans ces conditions, les différents jaugeages ( $Q_{ti}, H_{ti}$ ) permettent d'établir la relation hauteur-débit appelée courbe de tarage :  $Q(H)$ .
- en combinant la courbe de tarage  $Q(H)$  et le limnigramme  $H(t)$ , on obtient aisément l'évolution du débit en fonction du temps  $Q(t)$  appelé hydrogramme.

Cette vision est tout à fait idyllique car de nombreuses difficultés apparaissent au long des différentes étapes comme nous allons le voir.

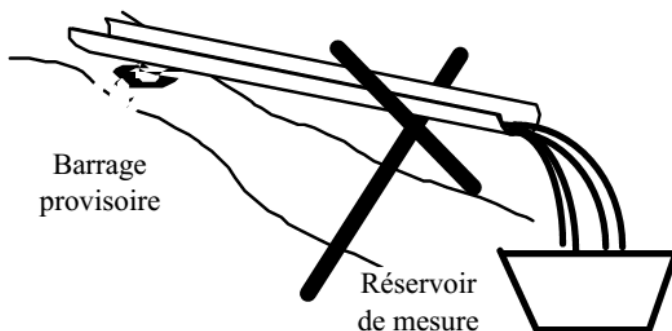
## **VII.2 - LES METHODES DE JAUGEAGES**

Un jaugeage est donc une mesure quasiment instantanée du débit d'un cours d'eau. Les techniques utilisées sont nombreuses et généralement complémentaires ; elles s'appuient sur des principes très différents selon les cas.

### VII.2.1 - Réservoirs étalonnés

Cette technique simple consiste à mesurer le temps nécessaire  $t$ , pour remplir un récipient de volume  $V$ . On obtient le débit  $Q$  par la relation suivante :  $Q = V/t$ .

Cette méthode est surtout utilisée pour jauger des sources ou de très petits cours d'eau (débits de l'ordre de quelques litres par seconde au maximum). Le récipient peut être un seau de 10 litres ou un bac plastique de 100 litres par exemple. La seule condition est de pouvoir faire rentrer l'eau dans le récipient ce qui nécessite, soit une chute naturelle, soit de pouvoir aménager cette chute par une gouttière en plastique par exemple.



### VII.2.2 – Déversoirs

Le débit d'un cours d'eau peut être mesuré en utilisant des déversoirs sur des orifices normalisés. Ces techniques, adaptées surtout aux petits débits, utilisent les résultats de l'hydraulique classique mais dans des conditions bien souvent éloignées de celles rencontrées en laboratoire !

Différents types de déversoirs sont utilisés mais on rencontre principalement des déversoirs triangulaires dont la relation hauteur-débit théorique est :

$$Q = a h^b$$

En général on utilise :

$$Q = 1,32 \cdot \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2} \cdot h^{2,47}$$

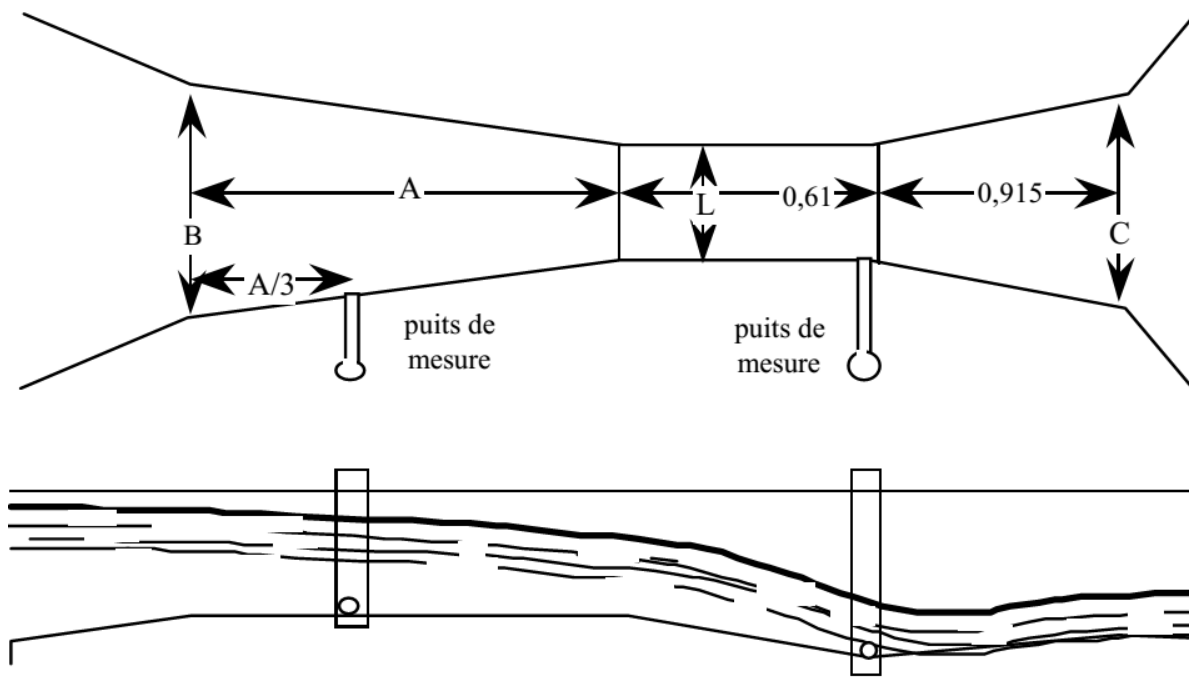
Dans la pratique, il est prudent de réaliser quelques jaugeages de contrôle permettant de déterminer les valeurs  $a$  et  $b$  dans les conditions réelles d'installation. Il en est de même pour les autres types de déversoirs rectangulaires avec ou sans contraction, à large seuil ou profilés.

Dans la quasi-totalité des cas, on utilise des déversoirs fixés à demeure dans le cours d'eau. Cette technique n'intéresse donc que des stations où l'on est disposé à réaliser un certain investissement.

Par ailleurs, l'installation d'un déversoir ne peut se faire que si la pente est suffisante pour permettre un relèvement de la ligne d'eau amont sans conséquences néfastes ; d'autre part, le ralentissement provoqué à l'amont entraîne des sédimentations qui peuvent modifier progressivement la relation hauteur-débit.

### **VII.2.3 - Jaugeurs à ressaut**

Ces appareils ont pour but de provoquer un passage en régime critique où la relation hauteur-débit est biunivoque et ne dépend théoriquement que des dimensions géométriques de l'appareil. Ce passage en régime critique est provoqué soit par un rétrécissement de la veine fluide, soit par un relèvement, soit par les deux à la fois. Les avantages de ces appareils par rapport aux déversoirs sont de ne provoquer qu'un faible relèvement de la courbe de remous et de permettre un passage facile au transport solide.



Le jaugeur à ressaut le plus connu est le jaugeur "Parshall" figuré ci-dessus. Les différentes dimensions sont normalisées en fonction de sa largeur L au col.

$$\left. \begin{aligned} A &= 0.49 L + 1.194 \\ B &= 1.196 L + 0.479 \\ C &= L + 0.305 \end{aligned} \right\} \text{ ABC et L en mètres}$$

Le débit Q (en m<sup>3</sup>/s) est fonction de la largeur L au col (en m) et de la hauteur d'eau H (en m) :

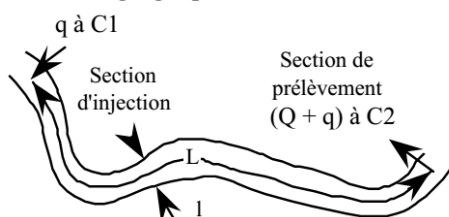
$Q = 0,372 L (H * 3,28)^x$  où l'exposant x dépend de la largeur au col L :

L (en m)	0,2	0,6	0,8	1,0	2,0	2,6
x	1,506	1,548	1,560	1,569	1,538	1,609

Il convient cependant de se méfier de ces formules car elles peuvent légèrement varier selon les conditions locales d'installation du Parshall. La prudence élémentaire est de vérifier ces formules par quelques jaugeages.

Enfin, si une remontée du niveau aval noie le ressaut, des coefficients correcteurs peuvent intervenir en fonction du niveau h.

#### VII.2.4 - Jaugeages par dilution



Le principe général du jaugeage par dilution est simple. On injecte dans une section I, un traceur à une concentration C1 ; en un point de prélèvement P situé en aval, on prélève un échantillon d'eau de la rivière et l'on détermine sa concentration C2 en traceur. Il est alors aisé d'établir la relation entre le débit Q du cours d'eau et les concentrations C1 et C2, soit par l'égalité des flux, soit par la conservation des masses entre les points P et I selon les procédés d'injection.

Ces jaugeages ont été mis en oeuvre en France sous l'impulsion de Monsieur H. ANDRE de l'E.D.F. et on pourra se référer à son ouvrage cité en référence pour toutes informations complémentaires.

#### VII.2.5 - Jaugeage au flotteur

Comme nous venons de le voir, les différentes méthodes permettent dans la majorité des cas d'estimer le débit d'un cours d'eau.

Cependant, dans des cas exceptionnels (crues catastrophiques, matériel hors service ou inadapté, *etc.*), il n'est pas possible d'utiliser les méthodes décrites précédemment. On pourra en désespoir de cause procéder à un jaugeage "au flotteur", ce qui est toujours préférable que de ne rien faire. Pour cela, il est nécessaire d'avoir un chronomètre à aiguilles rattrapantes et un aide. On choisit deux sections transversales limitées par des repères sur les rives OO' et AA' ; puis on choisit des corps flottants entraînés par le flot (flotteurs) et on mesure le temps t1 mis pour aller de la section OO' à l'alignement OA'.

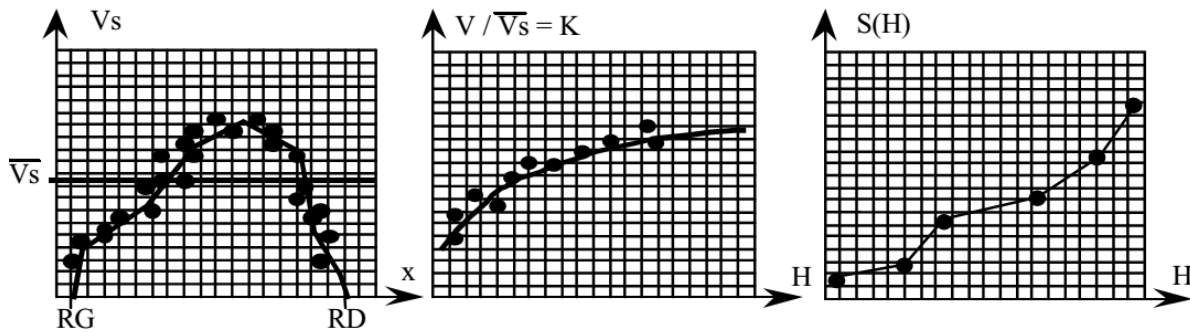
Puis on mesure le temps t2 mis pour aller de la section OO' à la section AA' (l'aide signale à l'observateur le passage du flotteur dans AA'). Ce travail est effectué pour de nombreux flotteurs passant dans toute la section.

Après la crue (ou avant si on a disposé les repères fixes OO' AA'), on mesure la distance OO' = l et O'A' = L pour chaque flotteur. Les temps t1 et t2 permettent de déterminer leur vitesse V et leur abscisse x :

$$V = \frac{L}{t_2} \quad x = l \frac{t_1}{t_2}$$

On reporte sur papier millimétré les différents couples (V,x) correspondant à chaque flotteur. Ces points permettent de tracer un profil en travers des vitesses de surface à partir duquel on détermine la vitesse moyenne de surface Vs. Pour les jaugeages antérieurs effectués par exploration du champ des vitesses, on peut calculer la vitesse moyenne V = Q/S et sa vitesse moyenne de surface Vs. On porte le rapport V/Vs en fonction de la hauteur à l'échelle ; généralement, ce rapport tend lentement vers 1 (0,8 < V/Vs < 1,05). Sur ce graphique, on peut extrapoler la valeur du rapport V/Vs par la hauteur H à laquelle on a effectué le jaugeage au flotteur.





Connaissant  $\overline{V_s}$ , on en déduit  $V$  mais les profils topographiques faits dans la section donnent la relation entre la surface mouillée  $S$  et la hauteur à l'échelle  $H$ . Il suffit alors de multiplier la surface mouillée par la vitesse moyenne pour avoir une estimation du débit  $Q$  :  $Q \cong k S (h) \overline{V_s}$

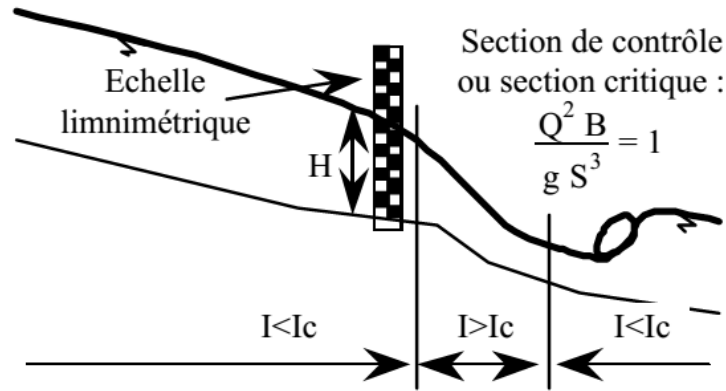
### VII.3 - LES STATIONS DE JAUGEAGE

Une station de jaugeage est un site (ou éventuellement plusieurs mais proches) où on réalisera les différentes opérations nécessaires à l'acquisition des débits en fonction du temps. En particulier, ce site doit de préférence être tel que la relation hauteur-débit soit biunivoque et stable dans le temps.

#### VII.3.1 - Le seuil ou contrôle

Le cas idéal est donc celui d'un site où la courbe de tarage est biunivoque : on choisira donc un emplacement situé juste à l'amont d'une traversée du niveau critique, ainsi les perturbations de niveau aval ne se feront pas sentir.

$H$  ne dépend que du débit, de la forme de la section critique et des pertes de charge entre station critique et station de mesures (qui sont sensiblement constantes). Pour que la courbe de tarage soit stable dans le temps, il faut donc essentiellement que la forme de la section de contrôle soit stable dans le temps.



Enfin, il est souhaitable que la section soit sensible, c'est-à-dire qu'une erreur  $t$  (en général de l'ordre du cm) n'entraîne pas une erreur inacceptable sur le débit. Cette sensibilité est souvent faible en basses eaux.

Dans la mesure du possible, on cherchera des seuils naturels ou installés depuis longtemps ; on est à peu près assuré dans ces cas, d'avoir un seuil stable. Les contrôles de ce type sont tous ceux qui conditionnent un passage en régime critique : chutes, rapides, rétrécissements du lit, passage de ponts, *etc.*

S'il n'est pas possible de trouver un seuil satisfaisant, on pourra se rabattre sur un tronçon où le régime est uniforme. Là-aussi, une relation biunivoque existe entre hauteur normale et débit :

$$Q = k S R H^{2/3} I^{1/2}$$

On installera donc de préférence la station au milieu d'un tronçon uniforme. Dans ce cas, on voit que le coefficient de Strickler et la forme de la section jouent un rôle ; donc, même avec une section stable, on risque d'avoir une courbe de tarage instable du fait des variations du coefficient de Strickler avec le développement saisonnier de la végétation.

Une autre solution est de construire un seuil artificiel (déversoir, jaugeur, *etc.*) ; les inconvénients sont d'une part le coût d'une telle installation si on veut qu'elle ne soit pas emportée par la première crue ; d'autre part, une modification du lit entraîne une variation des conditions de transport solide et cette station n'est pas

stable immédiatement (sédimentation et affouillement tendant, on l'espère, vers un équilibre stable). Dans le cas extrême où il n'y a ni tronçon de contrôle ni seuil de contrôle, on installera deux échelles de mesures des niveaux H1 et H2 ; la relation entre Q et H1 H2 s'obtient en intégrant l'équation différentielle de la ligne d'eau :

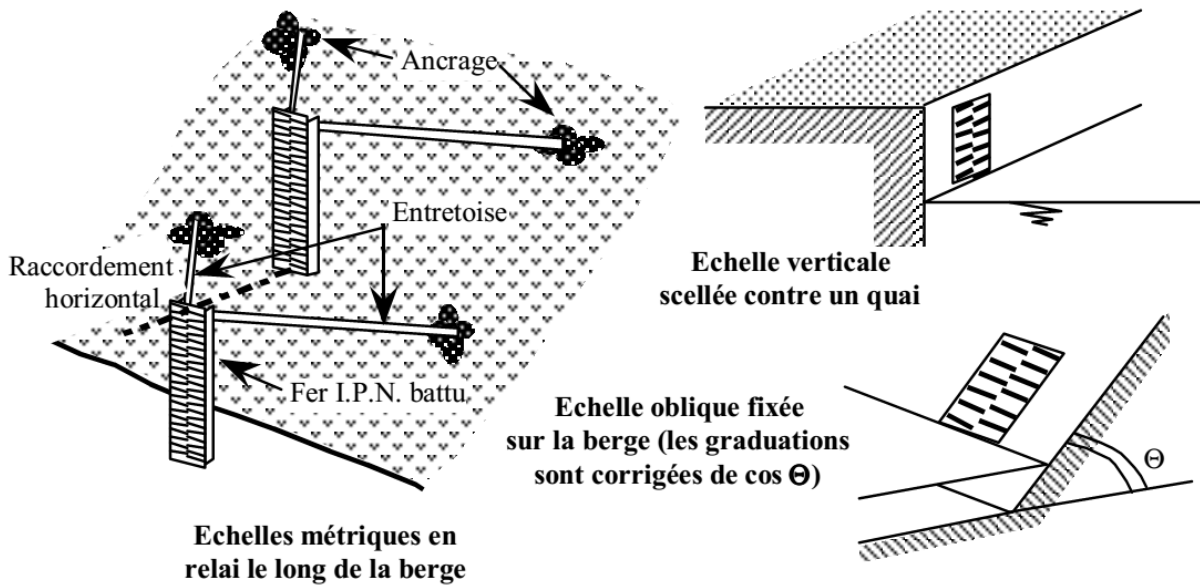
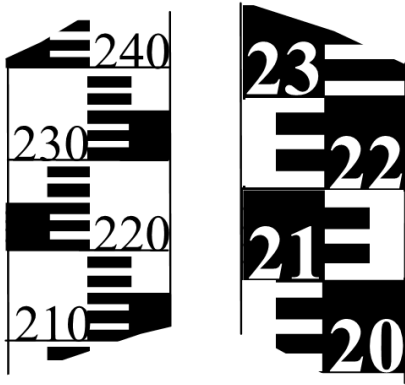
$$\frac{dH}{dL} = \frac{i - j}{1 - \frac{Q^2 B}{g S^3}}$$

### VII.3.2 - Limnimétrie

La limnimétrie est la mesure des niveaux en fonction du temps. Toute station comporte au moins une échelle de mesures des hauteurs et éventuellement un limnigraphe.

#### VII.3.2.1- Les échelles

Les échelles sont les repères fixes sur lesquels on lira le niveau d'eau H. Elles sont réalisées le plus souvent en tôle émaillée). Constituées généralement d'éléments de 1 m, elles portent des indications métriques, décimétriques et centimétriques. L'installation des échelles se fait sur des supports fixes : fers IPN battus dans le lit, culée de point, quais, rives rocheuses, *etc.* L'échelle doit être installée de façon à être protégée des corps flottants qui pourraient l'endommager lors des crues. Par ailleurs, elle doit être à l'abri du battillage de façon que l'on puisse lire les niveaux de près. Une fois installées, les échelles seront nivelées et rattachées au nivellement général. Ainsi, au cas où une échelle serait endommagée, il sera possible d'en remettre une nouvelle à la même cote. Enfin, il faut que le zéro de l'échelle soit toujours sous l'eau, même lors des étiages les plus sévères et après d'éventuels affouillements (des hauteurs négatives entraînent souvent des gênes dans le traitement informatique).



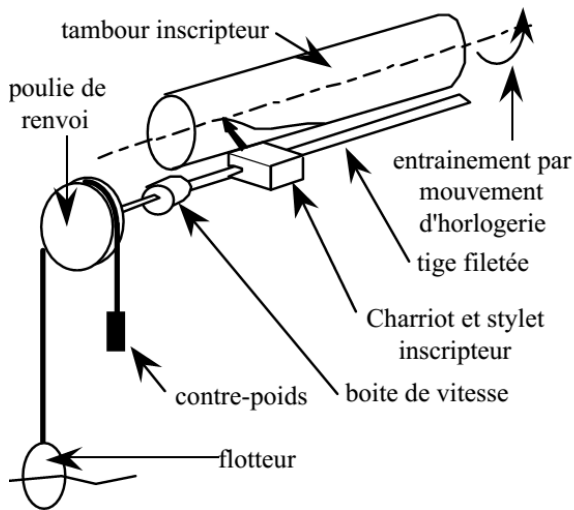
### VII.3.2.2 - Les limnigraphes à flotteur

Ces appareils ont pour but d'enregistrer les niveaux d'eau en fonction du temps. Parmi tous les types de limnigraphes, ceux à flotteurs sont les plus utilisés.

Leur principe commun est très simple. Le capteur est un flotteur équilibré en partie par un contrepoids dont les déplacements sont liés à ceux du flotteur par un câble et une poulie. Les mouvements verticaux du flotteur sont transformés en mouvements de rotation de l'axe de la poulie. Cet axe entraîne, par un système d'engrenage, le déplacement transversal d'un stylet le long d'une tige filetée.

Le stylet inscrit sur le papier d'un tambour ou d'une table déroulante dont le déplacement est proportionnel au temps. Les modèles sont très nombreux : ils se

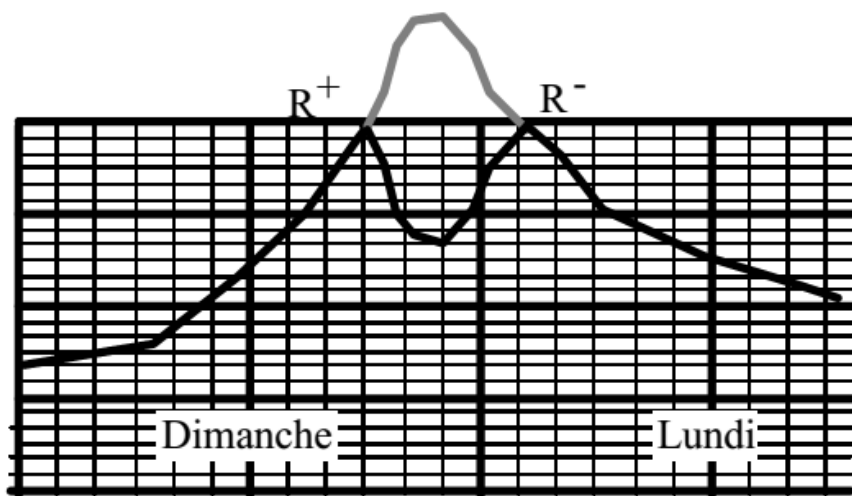
distinguent essentiellement entre les limnigraphes à tambour (à axe horizontal ou vertical) et à table déroulante. En général, le système d'engrenage permet différentes démultiplications : 1/1, 1/2, 1/5, 1/10, 1/20 (1/5 => 1 cm papier = 5 cm niveau).



Par ailleurs, de nombreux limnigraphes sont équipés d'un système dit "*à retournements*" : la tige filetée possède deux filetages l'un à pas à droite, l'autre à pas à gauche. Le chariot porte-stylet arrivant en bout de course repart en sens inverse ; il n'y a plus de limite à l'amplitude des mouvements du plan d'eau enregistrable.

La figure ci-contre illustre un retournement en crue et un retournement en décrue. L'hydrogramme réel s'obtient par symétrie par rapport aux bords du papier. Ces appareils sont souvent réglables en vitesse de rotation. Communément pour les tambours, les rotations se font en un jour, une semaine, deux semaines ou un mois ; pour les tables déroulantes, l'autonomie peut être de plusieurs mois. Le mécanisme d'horlogerie peut être entraîné soit par un ressort, soit par des piles électriques. Dans le choix de l'échelle de réduction et de l'autonomie, il faut trouver un compromis entre une bonne sensibilité verticale (réduction faible), mais une amplitude suffisante (forte réduction) pour mesurer toutes les hauteurs et entre une bonne lisibilité des temps (rotation rapide) et une autonomie

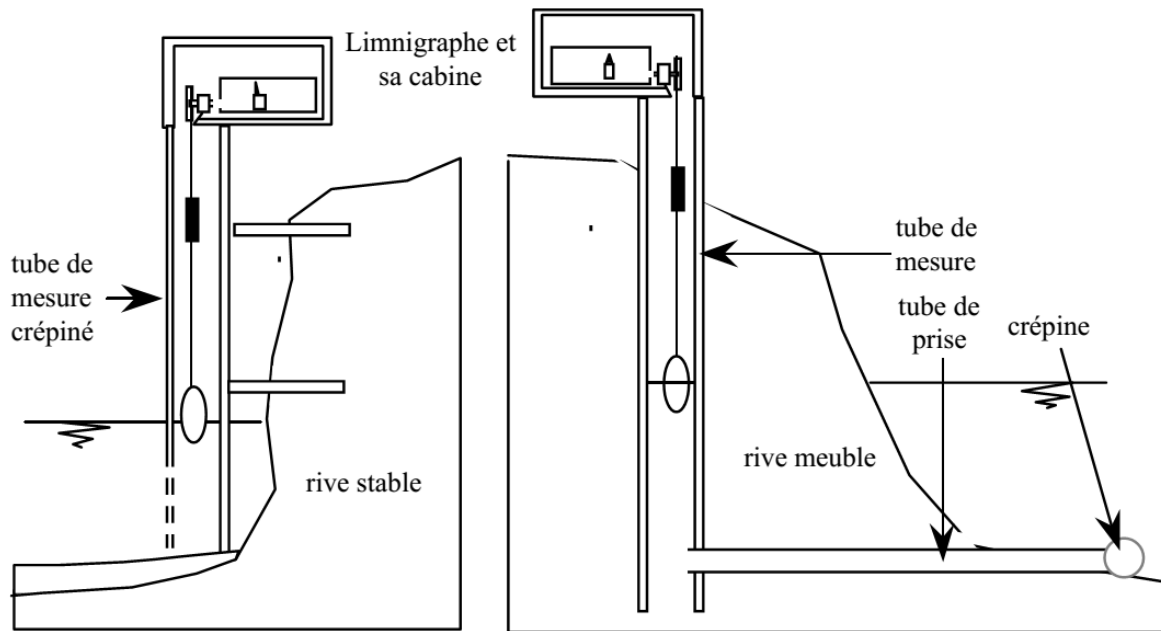
grande (rotation lente). Dans tous les cas, il est conseillé de ne pas laisser plus d'un mois les appareils sans visite car les sources de panne sont nombreuses.



Par ailleurs, de nombreux limnigraphes sont équipés d'un système dit "*à retournements*" : la tige filetée possède deux filetages l'un à pas à droite, l'autre à pas à gauche. Le chariot porte-stylet arrivant en bout de course repart en sens inverse ; il n'y a plus de limite à l'amplitude des mouvements du plan d'eau enregistrable.

La figure ci-contre illustre un retournement en crue et un retournement en décrue. L'hydrogramme réel s'obtient par symétrie par rapport aux bords du papier.

Ces appareils sont souvent réglables en vitesse de rotation. Communément pour les tambours, les rotations se font en un jour, une semaine, deux semaines ou un mois ; pour les tables déroulantes, l'autonomie peut être de plusieurs mois. Le mécanisme d'horlogerie peut être entraîné soit par un ressort, soit par des piles électriques. Dans le choix de l'échelle de réduction et de l'autonomie, il faut trouver un compromis entre une bonne sensibilité verticale (réduction faible), mais une amplitude suffisante (forte réduction) pour mesurer toutes les hauteurs et entre une bonne lisibilité des temps (rotation rapide) et une autonomie grande (rotation lente). Dans tous les cas, il est conseillé de ne pas laisser plus d'un mois les appareils sans visite car les sources de panne sont nombreuses.



Les inconvénients de ces appareils résident essentiellement dans :

- les possibilités de colmatage des tubes de prise (ce qui provoque un retard entre niveau dans le puits et cours d'eau) ;
- les possibilités de gel dans le tube ;
- le coût de l'installation du puits (puits enterré) ou le risque de mettre l'appareil à portée des crues (puits en prise directe).

Les avantages sont ceux d'un coût relativement modique de l'appareil lui-même, d'un mécanisme simple et robuste.

### VII.3.2.3 - Les limnigraphes dits à bulles

Ces appareils sont basés sur le principe d'une prise de pression au fond de la rivière. Une bouteille de gaz comprimé (azote ou air), munie d'un manotendeur, alimente le circuit gaz à débit constant. Le régulateur de débit est couplé avec un visualisateur ; on peut ainsi régler le débit constant à un écoulement "bulle à

*bulle*". Le circuit gaz se poursuit jusqu'au fond de la rivière à partir de laquelle s'échappent les bulles de gaz.

Sur ce circuit de gaz est branchée une prise de pression reliée à un manomètre à mercure (ou à une capsule manométrique). Le déplacement d'un stylet inscripteur sur une table déroulante est asservi par différents systèmes à la mesure de pression. Or, cette pression est égale à la pression qui règne au fond de la rivière  $H_p$  g moins le poids de la colonne de gaz plus les pertes de charges dans le circuit gaz.

Ces deux derniers termes sont constants (géométrie et débit donnés) et d'ailleurs négligeables. La variation de pression est donc proportionnelle à la variation de niveau.

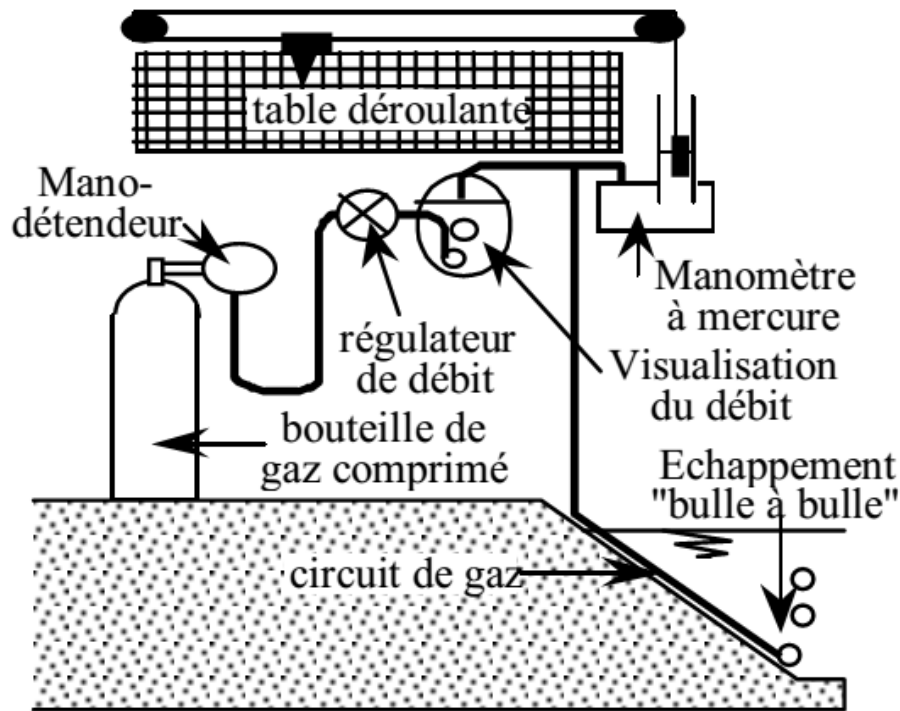
Les inconvénients de ces appareils résident :

- dans leur coût ;
- dans leur mécanique plus sophistiquée donc nécessité d'un entretien nécessitant un personnel plus qualifié ;
- dans l'astreinte d'une organisation d'un parc de bouteilles de gaz.

Les avantages sont cependant nombreux :

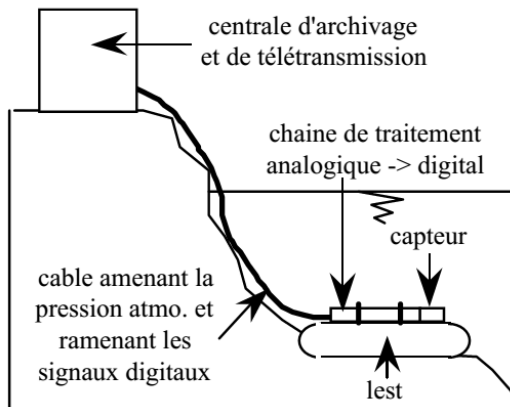
- l'appareil s'accommode très bien des eaux chargées (si la prise de pression se colmate, la pression du gaz montera jusqu'à déboucher la conduite ;
- l'appareil peut être installé à plusieurs dizaines voire centaines de mètres du cours d'eau (on peut le mettre hors crue) ;
- si on déplace la station, on récupère facilement tout le matériel (éventuellement, on perdra uniquement le tube du circuit de gaz).



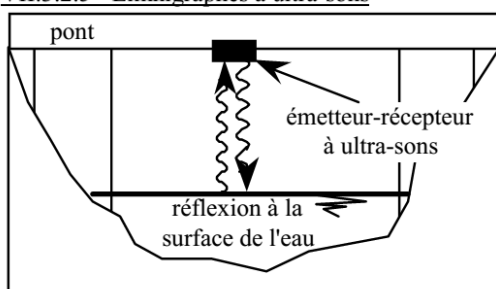


#### VII.3.2.4 - Sondes piézorésistives immergées (S.P.I.)

Depuis la fin des années 1980 sont apparues sur le marché de nouveau type de capteurs piézorésistifs. Les déformations que subit le capteur sont dues à la pression (pression atmosphérique +  $\rho gH$ ) et à la température. Une chaîne de traitement électronique est associée au capteur et délivre sous forme digitale la hauteur d'eau (au cm) et sa température. Le capteur est lui-même dans de l'huile maintenu à la pression de l'eau par une membrane souple. Ce type d'appareil remplace progressivement les anciens limnigraphes à bulle ou à flotteur.



#### VII.3.2.5 - Limnigraphes à ultra-sons



Ce type d'appareil est constitué d'un émetteur récepteur d'ultra-sons, fixé à la verticale du plan d'eau. Le temps de parcours aller retour entre l'appareil et le plan d'eau permet de déterminer la distance  $x$  et par déduction la hauteur d'eau  $H$  puisque l'on connaît la position nécessairement fixe de l'appareil.

Ce type de limnigraphe nécessite la présence d'un pont stable ou la mise en place d'un portique.

### VII.3.3 - Les sections de jaugeage

Lorsque l'on choisit le site d'une station de jaugeage, le critère essentiel est l'existence d'un contrôle stable et sensible ; des critères d'accessibilité s'y ajoutent ; ce n'est qu'en dernier lieu que l'on considère les sections où on effectue les jaugeages. En effet, il n'est généralement pas nécessaire de faire le jaugeage dans la section même où on effectue la mesure de niveau. Ayant donc choisi le contrôle, on prospectera vers l'amont et vers l'aval (à distance raisonnable bien sûr) les sites possibles pour effectuer les jaugeages. On peut imaginer plusieurs sites selon que l'on est en basses, moyennes ou hautes eaux. Ce dernier cas est certainement celui qu'il faut le mieux prévoir car en période de crues, on ne dispose guère de temps à perdre. Dès l'installation de la station, on retiendra un site pour les jaugeages de crue (pont ou jaugeage en bateaux) et si nécessaire, on installera à demeure un câble pour une station téléphérique. Il faut absolument, pour des crues exceptionnelles, que l'équipe de jaugeage n'ait pas à hésiter sur le site de la mesure

et sur la technique à employer. Ce n'est que dans ces conditions que l'on ne ratera pas la crue exceptionnelle.

### **VII.3.4 - Les courbes de tarage**

Si on a pu réunir les conditions idéales d'installation d'une station de jaugeage, l'établissement d'une courbe de tarage ne devrait pas poser de difficultés particulières. Malheureusement, ces conditions idéales ne se rencontrent pas fréquemment !

La relation hauteur-débit pour une station avec une section de contrôle dépend à la fois de la hauteur critique  $H_c$  pour le débit considéré dans la section de contrôle, mais aussi au niveau normal à l'amont et de la distance à la section de contrôle. La relation hauteur-débit dépend donc de la forme du lit et du coefficient de Strickler ; il n'est guère possible de préjuger de la forme mathématique que prendra cette relation. On se contente donc de reporter les couples hauteurs-débits obtenus par jaugeage, sur un graphique millimétré ; le nuage de points permet d'évaluer la relation la plus probable.

En général, il est relativement aisé de tracer la courbe de tarage en eau ; par contre, le tarage est plus délicat en hautes et basses eaux.

Lorsque les eaux sont basses, on constate une diminution de la précision relative sur les débits. En effet, de faibles modifications du lit perturbent gravement la relation hauteur-débit. Il en est de même pour le développement de la végétation. Il est toujours difficile d'obtenir une bonne courbe hauteur-débit en étiage. Les remèdes sont, soit de multiplier les jaugeages d'étiage, soit d'aménager la station pour la mesure des débits de basses eaux. Il est parfois même impossible d'établir une véritable courbe de tarage. En hautes eaux, le problème essentiel est celui de l'extrapolation de la courbe ; en effet, on enregistre au limnigraphe des hauteurs supérieures à celles correspondant aux jaugeages des

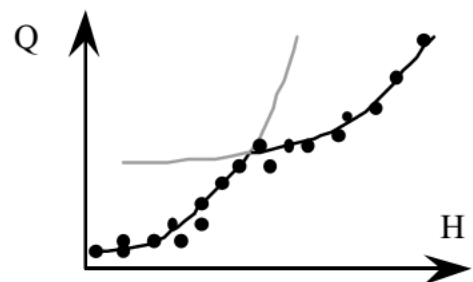
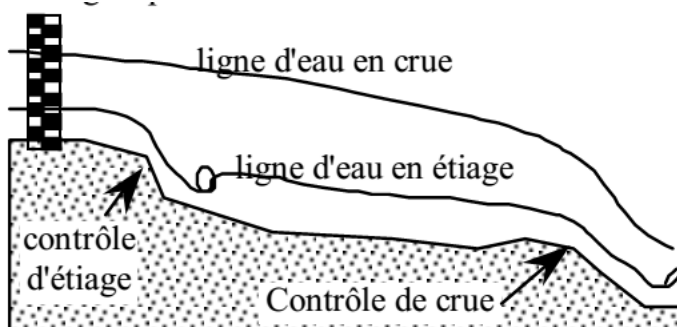
plus grands débits. Comment extrapoler cette courbe ? Les solutions sont multiples mais pas toujours satisfaisantes.

Dans les cas les plus simples où la variation de la section est progressive avec la hauteur, on peut supposer que les différents paramètres varient comme des fonctions puissances de  $(H - H_0)$ ,  $H_0$  étant un paramètre dépendant du zéro de l'échelle. Pour extrapoler la courbe de tarage, on portera donc sur un papier log-log, les plus forts jaugeages en testant différentes valeurs de  $H_0$  jusqu'à obtenir l'alignement.

Cependant, la section n'est pas toujours homogène et il est alors préférable d'extrapoler la courbe de tarage d'après par exemple, la formule de Strickler :

$$Q = k S(H) [RH(H)]^{2/3} I^{1/2}$$

$S(H)$  est la section mouillée pour une hauteur  $H$  ;  $RH(H)$  est le rayon hydraulique. Ces deux fonctions sont déterminées par l'étude des profils en travers au voisinage de la section de mesures. On se contentera seulement d'extrapoler  $k(H)$  et  $I(H)$  d'après l'allure de ces courbes obtenues d'après les plus forts jaugeages réalisés. Il faut là-encore se méfier car une station peut très bien avoir plusieurs contrôles. Comme le suggère la figure ci-dessous, en basses et moyennes eaux, c'est le contrôle A qui gouverne les hauteurs  $H$  ; par contre, si le débit augmente, le ressaut en aval de A va se rapprocher puis noyer le contrôle A ; la station est alors réglée par le contrôle B.



Dans les premières années de la vie d'une station, on multiplie les jaugeages de façon à établir au plus tôt une courbe de tarage précise. Dans certaines conditions, on peut avoir une courbe parfaitement stable (pas de végétation, transport solide faible, lit parfaitement stabilisé) ; il suffit alors de procéder à quelques jaugeages de contrôle assez espacés dans le temps. Bien souvent, les courbes ne sont pas stables surtout en basses eaux. En effet, l'influence de modifications du lit ou de la végétation perturbe beaucoup la relation hauteur-débit. On est alors obligé de multiplier les jaugeages et d'établir différentes courbes suivant les périodes de l'année. Généralement, ces courbes sont plus stables en hautes eaux. On obtient donc des faisceaux de courbes de tarage auxquelles sont attachées différentes périodes de validité. Parfois même, pour les périodes d'étiage, il est impossible d'établir une courbe de tarage. On se contente alors d'interpoler les débits entre les jaugeages successifs en tenant compte d'une façon subjective du limnigramme.