



## **Polycopié pédagogique**

# **HYDROLOGIE APPLIQUEE**

Cours destiné aux étudiants de  
Master -I- Ecologie et Environnement  
Option : Protection des Écosystèmes

**Nom : HALIMI**

**Prénom : Samia**

**Grade : MCA**

Année : 2021/2022

## **Avant- Propos**

Le cours d'Hydrologie Appliquée se présente comme cours d'introduction à l'hydrologie quantitative dans le but de décrire précisément les principales méthodes et techniques pratiques et opérationnelles utilisées dans le domaine de l'hydrologie,

Ce cours s'adresse aux étudiants de première année master en Ecologie et Environnement option: Protection des Écosystèmes. Il se compose de quatre chapitres fondamentaux : Le bassin versant, les statistiques appliquées à l'hydrologie, estimation du bilan hydrologique et les mesures hydrologiques et régime des rivières.

Chaque chapitre comprend ainsi une partie Cours détaillée, les formules mathématiques fondamentales, mais aussi les points délicats du cours sont abordés.

Pour l'adaptation des connaissances, des Travaux Dirigés proposés, devront permettre aux étudiants de mettre en application leurs qualités de raisonnement, de résolution et d'adaptation face à des problèmes en hydrologie (changement climatique, gestion des ressources en eau : inondation, sécheresse, gestion des Écosystèmes : zone humides ...etc.) où de nombreuses connaissances sont exigées.

Les objectifs généraux du cours de l'hydrologie Appliquée sont :

- comprendre le cycle hydrologique, ainsi que ses principales composantes et appliquer les différentes notions de l'hydrologie aux différentes manifestations de l'eau dans l'environnement.
- comprendre le comportement hydrologique d'un bassin versant
- interpréter et utiliser les courbes et tableaux de données climatiques
- introduire un hydrogramme de crues

Dr. Halimi Samia

## **CONTENU DE LA MATIERE**

**I- Le bassin versant:** Délimitation d'un bassin versant ; calcul des différents paramètres du BV : surface, périmètre,  $K_C$ , les pentes, le temps de concentration....etc.

**II- Statistiques appliquées à l'Hydrologie de surface :** Notions fondamentales et Application des statistiques en hydrologie de surface.

### **III- Hydrologie de surface et bilan hydrique :**

**1-Précipitations :** mécanisme des précipitations : condensation, contexte hydrométéorologique, types de pluies ; données pluviométriques : mesure des précipitations, courbes durée-intensité-fréquence, extension à un bassin versant ;

**2-Bilan hydrique :** cycle hydrologique, évaporation, infiltration ;

**3-Régime des rivières :** mesure des débits et données hydrométriques,

**4-Hydrogrammes :** facteurs influençant la forme des hydrogrammes, séparation de l'hydrogramme de base et de l'hydrogramme net ;

**5-Relation pluie-débit et construction d'hydrogramme :** hydrogramme unitaire, méthode rationnelle.

**6- Définition et caractérisation des crues et des étiages.**

# Sommaire

<b>Avant- Propos</b> .....	<b>1</b>
<b>CONTENU DE LA MATIERE</b> .....	<b>2</b>
<b>1. INTRODUCTION GENERALE</b> .....	<b>11</b>
1.1 Etats et situations de l'eau .....	11
1.2 Stocks, flux et inertie des systèmes .....	11
1.3 Volumes .....	11
1.4 Inertie des systèmes .....	12
<b><u>CHAPITRE.01: LE BASSIN VERSANT</u></b>	
<b>2.NOTION DE "BASSIN VERSANT"</b> .....	<b>15</b>
<b>2.1 Caractéristiques morphométriques du bassin versant</b> .....	<b>16</b>
2.1.1. Caractéristiques de la disposition dans le plan.....	16
2.1.1.1. La surface .....	16
2.1.1.2. Le périmètre.....	17
2.1.1.3. Indice de compacité .....	17
2.1.1.4. Le rectangle équivalent .....	18
<b>2.2 Caractéristiques topographiques</b> .....	<b>18</b>
2.2.1. L'hypsométrie.....	19
2.2.2 Altitudes maximales et minimales .....	19
2.2.3 Les indices de pente .....	20
A. L'indice de pente moyenne $i_p$ (%).....	21
B. L'indice de pente global .....	22
C. Dénivelée spécifique $D_s$ .....	22
2.2.4 Indice de circularité de Miller ( $R_c$ ).....	23
2.2.5 Les caractéristiques du réseau hydrographiques .....	24

2.2.6	Ordre des cours d'eau .....	24
2.2.7	Le profil longitudinal du cours d'eau (profil en long) .....	25
2.2.8	Rapport de confluence.....	26
2.2.9	La densité de drainage Dd (Km/Km <sup>2</sup> ) .....	27
2.2.10	La fréquence des thalwegs d'ordre 1 (F1) .....	27
2.2.11	Coefficient de torrentialité C <sub>t</sub> .....	27
<b>3.</b>	<b>Estimation du temps de concentration (Tc).....</b>	<b>27</b>
3.1	Formule de Giandotti.....	27
3.2	Formule de Passini .....	28
3.3	Formule de Kirpich.....	28
3.4	Formule de Ventura .....	28
<b>4.</b>	<b>L'endoréisme .....</b>	<b>28</b>
4.1	L'endoréisme de ruissellement .....	28
4.2	L'endoréisme total.....	28
<b>5.</b>	<b>Caractéristiques géologiques.....</b>	<b>29</b>
<b>6.</b>	<b>La couverture végétale .....</b>	<b>29</b>
<b><u>CHAPITRE.02 : STATISTIQUES APPLIQUEES A LHYDROLOGIE</u></b>		
<b>7.</b>	<b>NOTIONS DE BASE DES STATISTIQUES .....</b>	<b>33</b>
7.1	Analyse statistique, ordre d'une série et la fréquence absolue .....	33
7.2	Le polygone de fréquences et la courbe de distribution des fréquences cumulées	34
7.3	Les Paramètres de position .....	35
7.3.1	Les Moyennes .....	35
a.	La Moyenne arithmétique .....	36
b.	La Moyenne quadratique .....	36
c.	La Moyenne harmonique .....	36
7.3.2	Le mode.....	36

7.3.3 La Médiane .....	36
7.3.4 La notion de quartile .....	37
<b>7.4 Les paramètres de dispersion.....</b>	<b>37</b>
7.4.1 L'étendue.....	37
7.4.2 La Variance .....	37
7.4.3 L'Écart-type.....	37
7.4.4 Le coefficient de variation $C_v$ .....	38
<b>7.5 Liaison entre deux variables quantitatives .....</b>	<b>38</b>
7.5.1 La régression linéaire simple .....	38
7.5.2 Régression multiple.....	39
<b>7.6 Rappels et généralités sur la notion des probabilités .....</b>	<b>40</b>
7.6.1 Notions de probabilité .....	41
7.6.2 Terminologie et notions fondamentales .....	42
7.6.3 Distribution d'une série statistique .....	42
7.6.3.1 Probabilité d'une variable .....	42
7.6.4 La fonction de densité de probabilité .....	44
7.6.5 La fonction de répartition .....	44
7.6.6 Probabilité d'apparition.....	45
7.6.7 Notions de risque .....	45
7.6.8 Caractéristiques d'une distribution .....	46
<b>7.7 L'analyse fréquentielle .....</b>	<b>47</b>
7.7.1 Analyse de fréquence .....	47
7.7.2 Choix du modèle fréquentiel .....	49
<b>7.8 Loi normale.....</b>	<b>49</b>
7.8.1 Estimation des paramètres.....	51
7.8.2 Ajustement graphique : .....	52

<b>7.9 Loi de Galton (Loi log-normale) .....</b>	<b>52</b>
<b>7. 10 Loi de Gumbel (distribution des valeurs extrêmes).....</b>	<b>54</b>

## **CHAPITRE.03: ESTIMATION DU BILANT HYDRIQUE D'UN**

### **BASSIN VERSANT**

<b>8. ESTIMATION DU BILAN HYDRIQUE D'UN BASSIN VERSANT .....</b>	<b>58</b>
<b>8.1 Mécanismes de formation des précipitations .....</b>	<b>58</b>
<b>8.2 Les différents types de pluie .....</b>	<b>60</b>
8.2.1 Les précipitations convectives .....	60
8.2.2 Les précipitations orographiques .....	60
8.2.3 Les précipitations frontales ou de type cyclonique .....	60
<b>8.3 Les courbes IDF (intensité-durée-fréquence) .....</b>	<b>61</b>
8.3.1 Construction de courbes IDF .....	61
<b>8.4 Introduction à la mesure des précipitations .....</b>	<b>62</b>
8.4.1 Les pluviomètres .....	62
8.4.2 Les pluviographes .....	63
8.4.3 Le radar.....	64
<b>8.5 Les erreurs de mesure .....</b>	<b>65</b>
A. Les erreurs instrumentales.....	65
B. Les erreurs d'observation.....	65
C. Les erreurs de positionnement de l'appareil .....	65
D. Les erreurs de représentativité spatiale ou d'échantillonnage .....	65
<b>8.6 Méthodes de calcul de la moyenne des précipitations .....</b>	<b>66</b>
8.6.1 La moyenne arithmétique .....	66
8.6.2 La méthode de Thiessen .....	66
8.6.3 La méthode des isohyètes.....	67
<b>8.7 L'évaporation et l'évapotranspiration .....</b>	<b>67</b>

8.7.1 L'infiltration et la percolation .....	69
<b>8.8 Les écoulements .....</b>	<b>69</b>
<b>8.9 Le Bilan Hydrologique .....</b>	<b>70</b>
8.9.1 Formules d'estimation du bilan hydrique (bilan d'eau) .....	70
8.9.1.1. Formule de Turc .....	71
8.9.1.2 Formule de Coutagne.....	72
8.9.1.3 La formule de Thornthwaite .....	73
8.9.1.4 Interprétation du bilan simplifié selon THORNTHWAITE .....	73

## **CHAPITRE.04: MASURE DES DEBITS ET DONNEES**

### **HYDROMETRIQUES**

<b>9.MESURE DES DEBITS ET DONNEES HYDROMETRIQUES .....</b>	<b>77</b>
<b>9.1 Les méthodes de jaugeage .....</b>	<b>77</b>
<b>9.2 La mesure des hauteurs d'eau.....</b>	<b>79</b>
9.2.1 Le limnimètre.....	79
9.2.2 Le limnigraphe à flotteur.....	79
9.2.3 Limnigraphe à pression ou "bulle à bulle .....	80
<b>9.3 La mesure des débits .....</b>	<b>81</b>
9.3.1 Les méthodes « volumétriques » .....	81
9.3.1.1 Déversoirs triangulaires en mince paroi .....	82
9.3.1.2 Déversoirs rectangulaires en mince paroi .....	84
9.3.2 Le jaugeage par exploration du champ de vitesse .....	86
9.3.3 Le jaugeage au moulinet.....	87
9.3.4 Le jaugeage au flotteur.....	88
9.3.5 Les jaugeages par dilution.....	88
9.3.5.1. Injection à débit constant .....	90

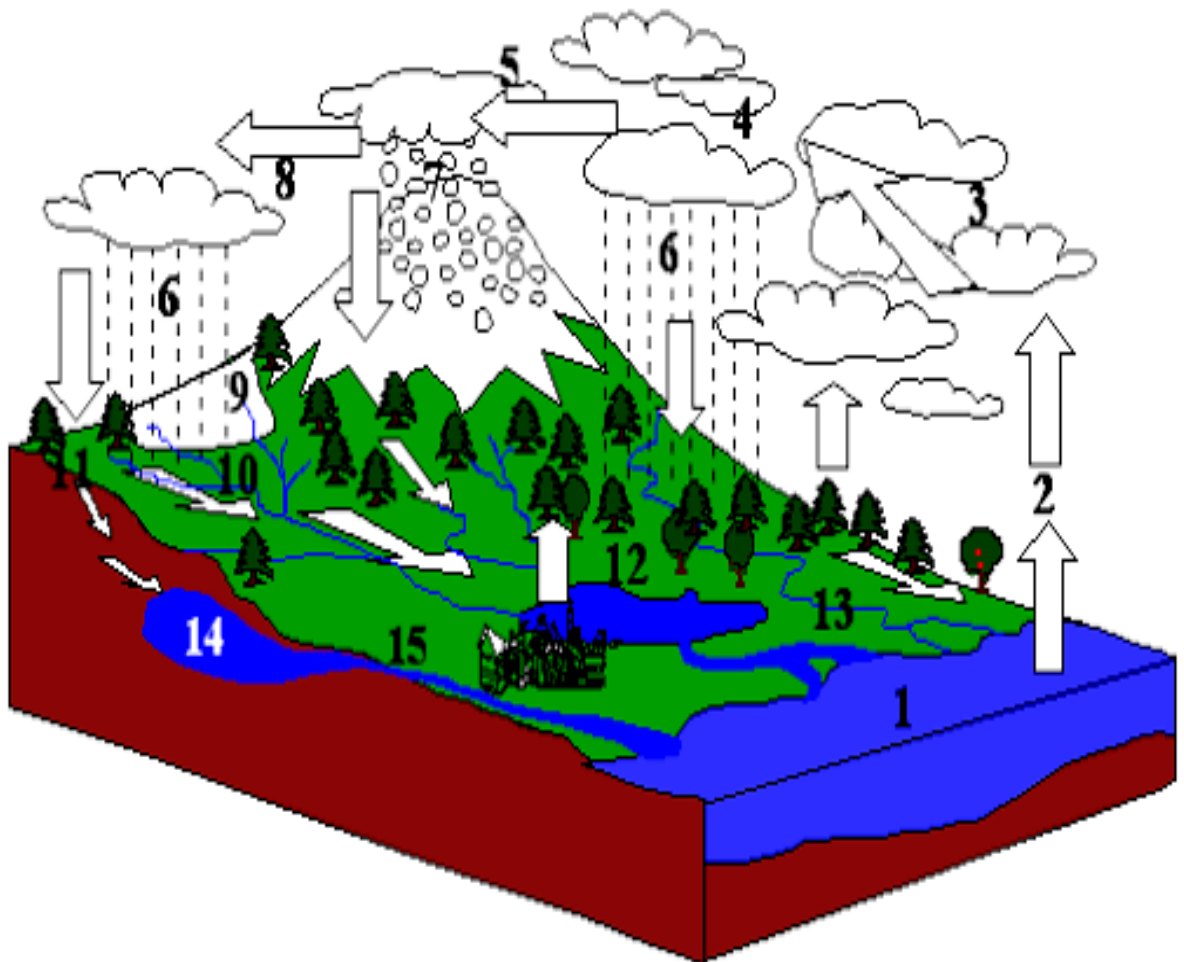
9.3.5.2. Méthode dite globale (méthode par intégration ou injection instantanée) .....	91
<b>9.4 Etude de régime des crues .....</b>	<b>91</b>
9.4.1 L'approche débit-durée-fréquence .....	92
9.4.2 Forme et caractéristiques de l'hydrogramme .....	94
9.4.3 Facteurs déterminant la forme de l'hydrogramme .....	96
a. la distribution spatiale et temporelle des précipitations.....	96
b. Facteurs liés aux climats.....	96
c. Facteurs liés aux caractéristiques du bassin.....	97
9.4.3 Séparation des différentes composantes d'un hydrogramme .....	97
9.4.3.1. Méthode ABC .....	98
9.4.3.2. Méthode AC.....	98
9.4.3.3. Méthode ADC .....	98
<b>9.5 L'hydrogramme unitaire (HU) .....</b>	<b>99</b>
<b>9.6 La formule rationnelle .....</b>	<b>100</b>
<b>9.7 Notion de période de retour .....</b>	<b>101</b>
<b>9.8 Le coefficient de ruissellement .....</b>	<b>102</b>
<b>10. Références Bibliographiques.....</b>	<b>104</b>



# INTRODUCTION

## GENERALE

### \*LE CYCLE DE L'EAU\*



## 1. INTRODUCTION GENERALE

L'hydrologie est la science qui étudie l'hydrosphère, surtout en ce qui concerne les effets des précipitations et de l'évaporation sur la présence et les caractéristiques de l'eau dans les cours d'eau et les lacs, ainsi qu'en surface ou sous terre. L'hydrologie identifie et mesure chaque paramètre hydrologique pour dresser un bilan hydrologique.

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.

### 1.1 Etats et situations de l'eau

Classiquement, on schématise les états et les situations de l'eau dans le cycle de la façon suivante :(Tableau01).

**Tableau.01** Etats et situations de l'eau

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

### 1.2 Stocks, flux et inertie des systèmes

Quelles sont les quantités d'eau correspondant à chacun des termes de ce tableau, et avec quelles vitesses se font les échanges ?

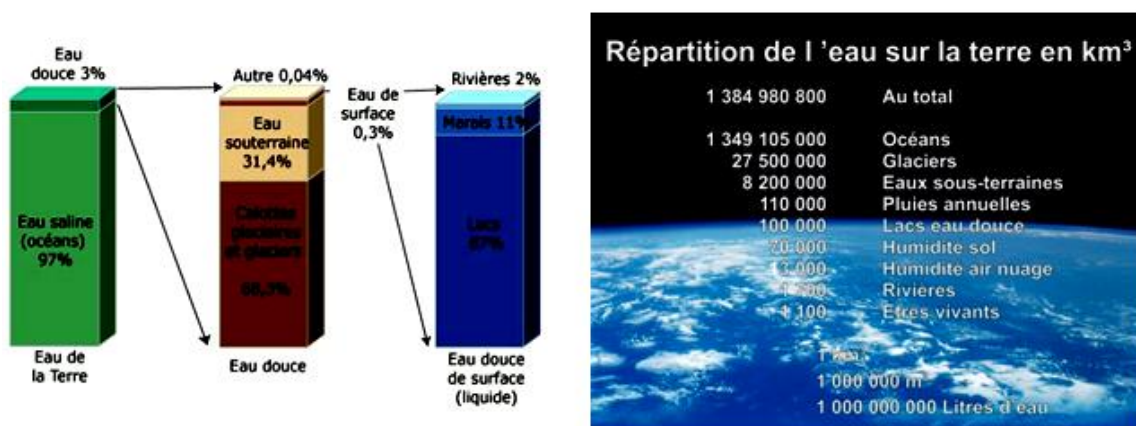
### 1.3 Volumes

En surface, les terres émergées ne représentent que  $146.10^6 \text{ km}^2$  sur une surface totale de la planète de  $510.10^6 \text{ km}^2$  (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  $36.10^6 \text{ km}^3$ , soit 2,8 % des réserves totales en eau. Le volume d'eau présent sur notre planète est composé de: 97.2 % d'eau salée et 2.8 % d'eau douce. Les 2.8 % d'eau douce se répartissent entre les glaciers et les calottes polaires (2.2 %), puis dans les nappes souterraines (0.6 %). Les cours d'eau et les lacs ne représentent qu'une quantité insignifiante (environ 0.01 %).

## 1.4 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.



**Figure.01** Répartition de l'eau sur la terre (Source : [www.consoglobe.com](http://www.consoglobe.com))

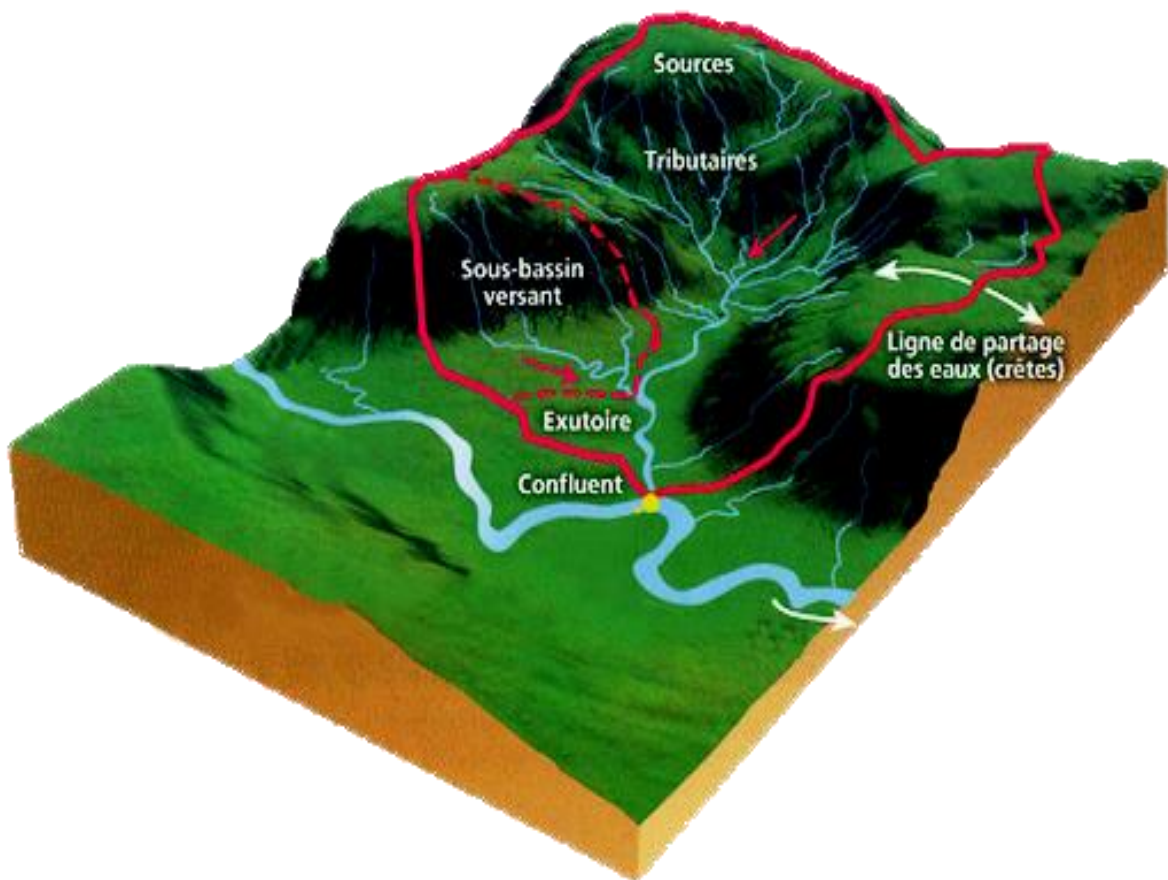
Le cycle de l'eau traduit les échanges d'eau liquide, solide ou gazeuse entre les différents compartiments du système climatique : atmosphère, océans, lacs, fleuves, glaciers, etc. Ces échanges sont réalisés via des flux verticaux (les précipitations, l'évaporation, la transpiration des végétaux, l'infiltration dans les sols) et horizontaux (l'écoulement dans le réseau hydrographique).

Le « moteur » de ce cycle est l'énergie solaire. Sur les terres émergées, ces flux d'eau sont tels que, sur une année, les précipitations sont supérieures à l'évapotranspiration (sur l'océan, c'est l'inverse). Ceci implique un transfert d'eau des continents vers l'océan via l'écoulement des rivières vers l'océan.



# CHAPITRE 01 :

## LE BASSIN VERSANT



## 2. NOTION DE "BASSIN VERSANT"

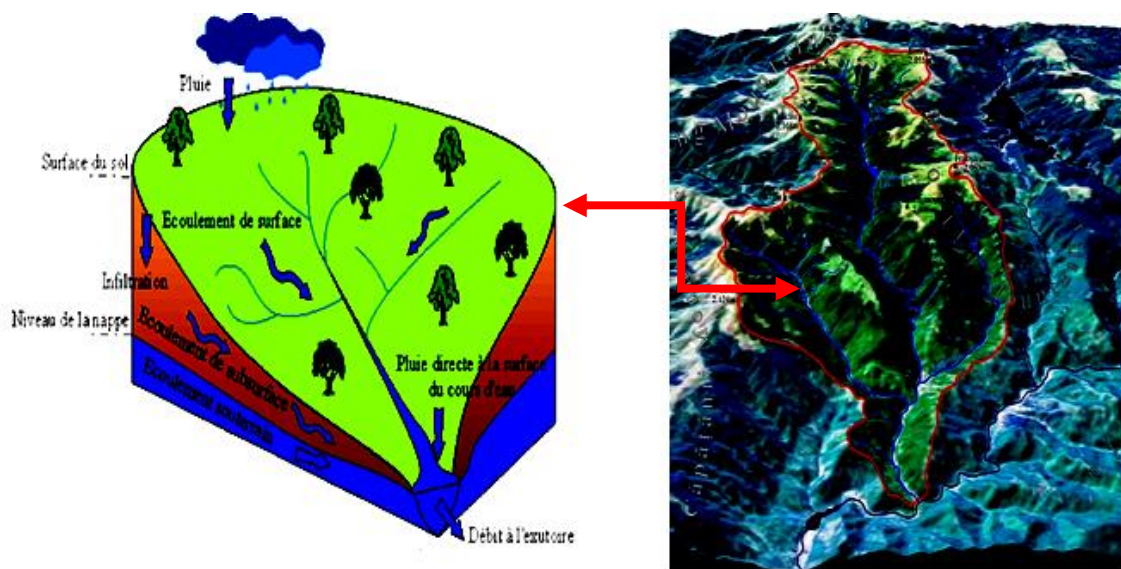
On appelle bassin versant d'une rivière considérée en un point donné de son cours, l'aire limitée par le contour à l'intérieur duquel l'eau précipitée se dirige vers ce point de la rivière.

L'exutoire d'un bassin est le point le plus bas en aval du réseau hydrographique par lequel passent toutes les eaux de ruissellement drainées par le bassin. La ligne de crête d'un bassin versant est la ligne de partage des eaux. La ligne ainsi définie, limite les bassins versants topographiques adjacents.

Cependant, le cours d'eau d'un bassin versant donné peut-être alimenté par les eaux précipitées sur un bassin topographiquement adjacent. C'est le cas provoqué par la présence d'un horizon imperméable ou d'écoulements souterrains complexes comme dans les terrains karstiques.

En fait, la figure.03 montre qu'en cas d'averse abondante, les eaux ruisselées pourraient rejoindre le cours d'eau du bassin adjacent tandis que les eaux infiltrées se dirigeraient vers le bassin principal.

Le tracé de la ligne de crête est une opération délicate qui se fait sur la carte topographique de la région concernée.



**Figure.03** Bassin versant topographique

Généralement, on utilise une carte à l'échelle 1/200 000. S'il s'agit d'un petit bassin versant, de l'ordre de quelques Km<sup>2</sup>, on préférera des cartes topographiques au

1/50000, voire au 1/25000, et, si ces documents existent, la couverture de photos aériennes, qui en vision stéréoscopique, restitue et permet un tracé beaucoup plus précis.

Chaque bassin versant est séparé des bassins versants voisins par une ligne de partage des eaux. Dans les pays où la topographie est très marquée (montagne), cette ligne de partage des eaux est déterminée précisément par les lignes de crête. Elle n'est pas toujours facile à repérer de manière précise. Les démarches de la délimitation d'un bassin versant sont les suivantes :

- 1<sup>ère</sup> démarche : repérer le réseau hydrographique, c'est-à-dire l'ensemble des cours d'eau ou talwegs susceptibles de drainer les eaux de surface.
- 2<sup>ème</sup> démarche : repérer les points hauts puis les courbes de niveau autour de ces points hauts. Sur les cartes au 1/200 000, les courbes de niveau sont indiquées tous les 40 m.
- 3<sup>ème</sup> démarche : tracer la ligne de partage des eaux en suivant les lignes de crête puis en rejoignant l'exutoire par une ligne de plus grande pente perpendiculaire aux courbes de niveau.
- 4<sup>ème</sup> démarche : évaluer la superficie du bassin avec un planimètre ou un papier millimétré.

## **2.1 Caractéristiques morphométriques du bassin versant**

### **2.1.1. Caractéristiques de la disposition dans le plan**

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 :

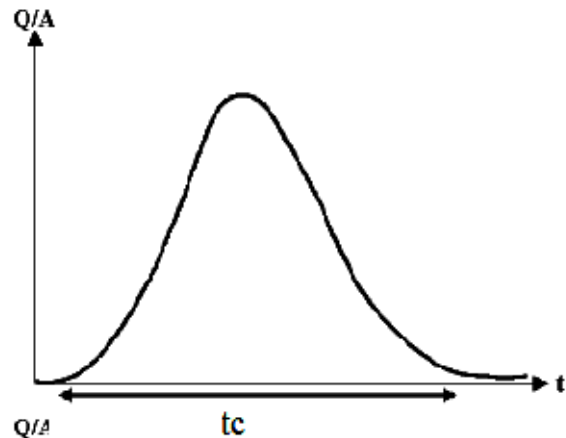
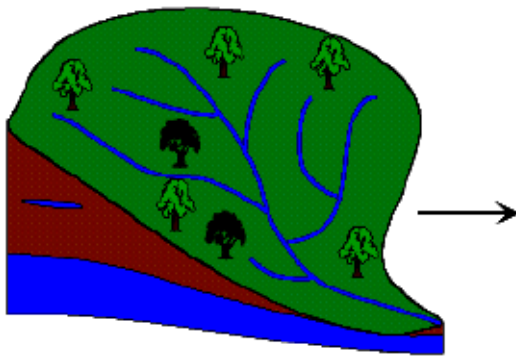
#### **2.1.1.1. La surface**

L'aire ou la surface d'un bassin versant est la portion du plan délimitée par la ligne de crête, ou contour du bassin. Sa mesure est faite soit à l'aide d'un planimètre, soit par la méthode des *petits carrés* exprimée en  $\text{km}^2$ .

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants. Ce phénomène est lié à la notion de *temps de concentration*.

En revanche, les bassins en forme d'éventail, présentant un temps de concentration plus court, auront les plus forts débits de pointe, comme le montre la figure suivante :

### bassins en forme d'éventail



### bassins de forme allongée

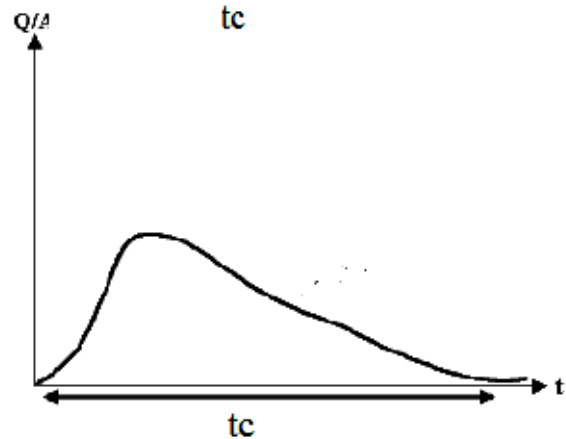
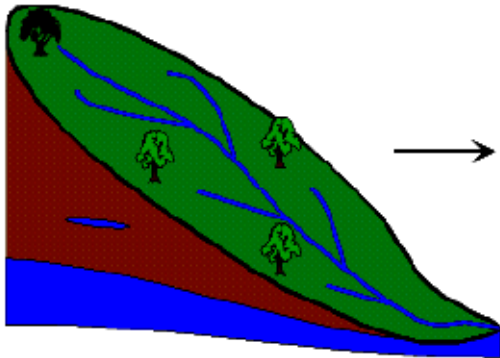


Figure.04 : Relation entre la forme du bassin, débit de pointe et le temps de concentration

#### 2.1.1.2. Le périmètre

Le périmètre est la longueur, généralement exprimée en km, de la ligne de contour du bassin; sa mesure est faite à l'aide d'un curvimètre. Pour certaines applications on trace le *périmètre stylisé* du bassin en *lissant* son contour.

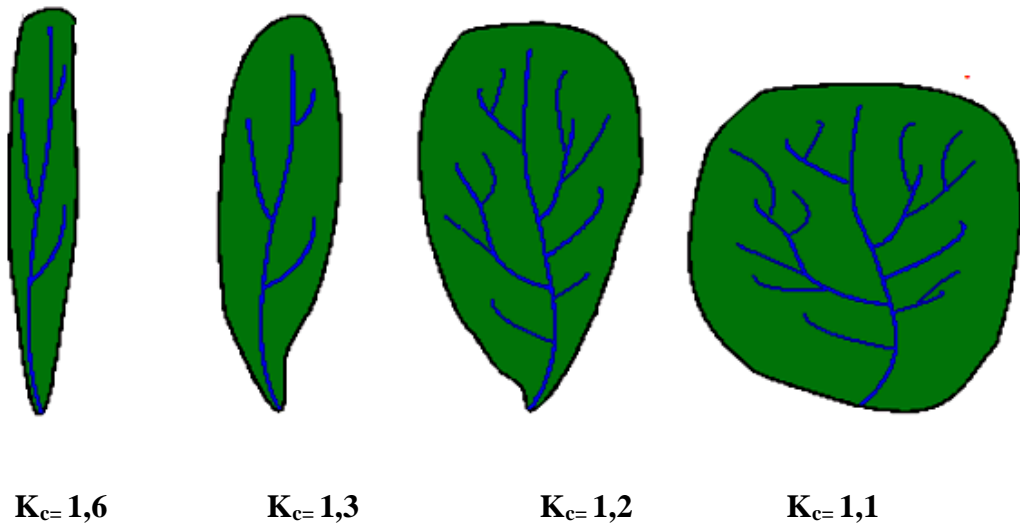
#### 2.1.1.3. Indice de compacité

L'indice admis par les hydrologues pour caractériser la forme d'un bassin versant est l'indice de compacité de GRAVELIUS qui est le rapport du périmètre du bassin à celui d'un cercle de même surface. Si  $A$  est la surface du bassin en  $\text{km}^2$  et  $P$  son périmètre en km, le coefficient  $K_C$  est égal à:

$$K_C = P/2\sqrt{\pi A} = 0,282 P/\sqrt{A} \quad \text{Avec :}$$

$K_C$ : indice de compacité de Gravelius

On l'utilise également pour caractériser la forme d'un bassin (si  $K_C > 1,128$ , on dit que le bassin versant général est donc plutôt de forme allongée).



**Figure.05** Relation :  $K_C$  et la forme du bassin versant

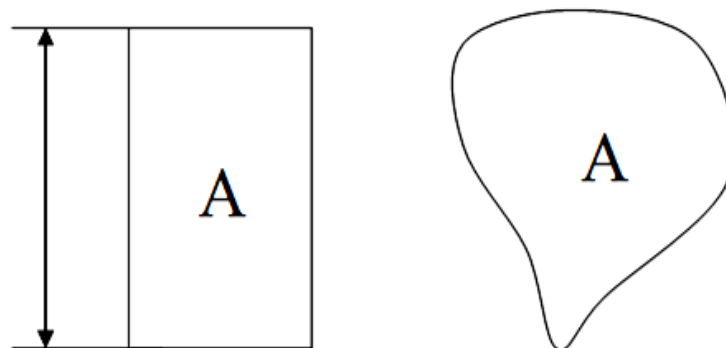
#### 2.1.1.4. Le rectangle équivalent

Cette notion a été introduite pour pouvoir comparer des bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques géométriques sur l'écoulement. Soit  $L$  et  $l$  la longueur et la largeur du rectangle,  $P$  et  $A$  le périmètre et l'aire du bassin versant.

Le rectangle équivalent est un rectangle de longueur  $L$  et largeur  $l$  de même superficie  $A$  et de même périmètre  $P$  que le bassin réel.

$$L = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right]$$

$$l = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right]$$



**Figure.06:** Le rectangle équivalent d'un bassin versant

## 2.2 Caractéristiques topographiques

### 2.2.1. L'hypsométrie

Le relief d'un bassin est souvent caractérisé par la courbe de sa répartition hypsométrique. (Fig.07) en reportant en ordonnée l'altitude  $Y$ , et, en abscisse le pourcentage de la surface du bassin dont l'altitude est à supérieure ou égale à  $Y$ , rapportée à la surface totale du bassin.

$$D = H_{5\%} - H_{95\%}$$

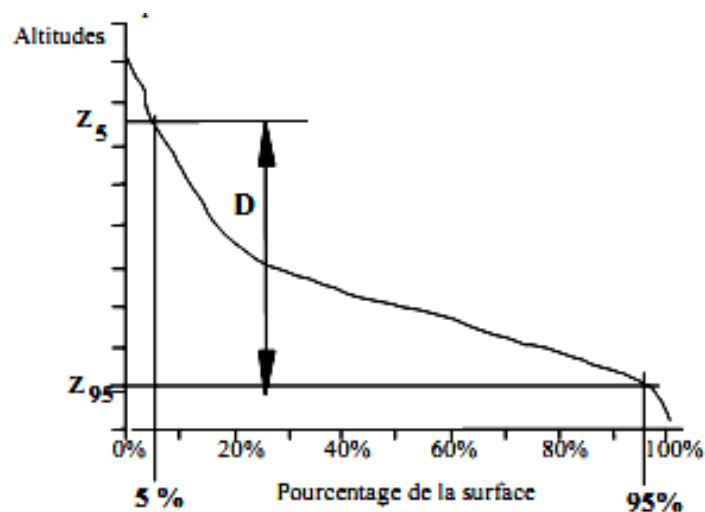


Figure.07 : Courbe hypsométrique

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  $H_{5\%}$  et  $H_{95\%}$ .

### 2.2.2 Altitudes maximales et minimales

Elles sont obtenues directement à partir de cartes topographiques

- Altitudes moyenne

$$H_{moy} = \sum \frac{A_i \cdot h_i}{A}$$

Avec :

$H_{moy}$  : altitude moyenne du bassin (m)

$A_i$  : aire comprise entre deux courbes de niveau ( $\text{km}^2$ )

$h_i$  : altitude moyenne entre deux courbes de niveau

$A$  : superficie totale du bassin versant ( $\text{km}^2$ )

- **Altitude médiane**

Correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50 % de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique

### **2.2.3 Les indices de pente**

Les indices de pentes permettent, comme pour certaines caractéristiques géométriques, de comparer les bassins versants entre eux. On peut distinguer 4 types de pentes:

- **La Pente orographique**

La pente orographique caractérise le relief. Elle favorise l'élévation des masses d'air en mouvement au dessus des reliefs et provoque la condensation de l'humidité qu'elles contiennent.

- **La pente topographique**

C'est la pente qui influence l'écoulement superficiel des eaux: ruissellement de surface et écoulement hypodermique. Elle accélère le ruissellement sur les versants et détermine en partie le temps de réponse du cours d'eau aux impulsions pluviométriques. La pente topographique se lit et se mesure sur la carte topographique à grande échelle ( $>1/100000$ ) ou à l'aide de M.N.T.

- **La pente hydrographique**

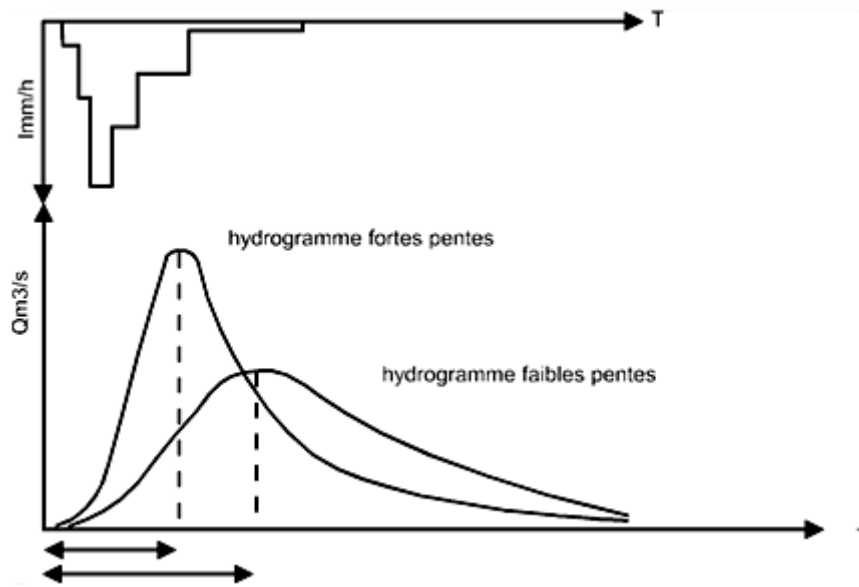
La pente hydrographique, ou profil en long du cours d'eau, peut-être déterminée sur la carte ou mesurée sur le terrain par un nivellement de précision. Cette pente exprimée généralement en m/km conditionne:

- la vitesse de l'eau dans le chenal;
- la vitesse de l'onde de crue;
- le tirant d'eau de la rivière: pour un même débit et une même largeur une rivière plus pentue a une vitesse d'écoulement plus grande et donc, généralement, une profondeur plus faible. La pente hydrographique varie plus ou moins irrégulièrement pour un même cours d'eau selon les structures géologiques traversées et diminue en général d'amont en aval (forme concave des profils en long). La pente d'un cours d'eau varie d'un type de cours d'eau à un autre: supérieurs à  $10^2$  m/km pour les torrents fortement pentus à  $10^{-2}$  m/km pour les grands fleuves.

■ **La pente stratigraphique.**

Elle contrôle le chemin des eaux infiltrées qui alimentent les aquifères. Elle détermine la direction de l'écoulement des eaux souterraines.

L'objet de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications (Figure.08).



**Figure.08** : Rôle de la pente sur la forme de l'hydrogramme.

**A. L'indice de pente moyenne  $i_p$  (%)**

Il se calcule à partir du rectangle équivalent. Il est égal à la somme des racines carrées des pentes moyennes de chacun des éléments pondérés par la surface intéressée.

$$i_p = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n (x_i \sqrt{\frac{d}{x_i}})$$

Où :

$i_p$ : indice de pente (%),

$L$ : longueur du rectangle (m),

$x_i$ : distance qui sépare deux courbes sur le rectangle (m)

$d$ : distance entre 2 courbes de niveau successives (m)

L'indice de pente de Roche

L'indice de pente de Roche caractérise la pente globale du bassin versant donné par :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n a_i \cdot d_i$$

$L$ : Longueur du rectangle équivalent,

$a_i$  représente la fraction en % de la surface  $A$  comprise entre deux courbes de niveau voisines distantes de  $d_i$ .

### B. L'indice de pente global

Sur la courbe hypsométrique, on prend les points tels que la surface supérieure ou inférieure soit égale à 5% de  $A$ . On en déduit les altitudes  $H_{5\%}$  et  $H_{95\%}$  entre lesquelles s'inscrit 90% de l'aire du bassin et la dénivelée :  $D = H_{5\%} - H_{95\%}$ .

L'indice global est égal à:

$$I_g = \frac{D}{L} \text{ (m/km)}$$

**Tableau.03:** Relation: indice de pente globale-type de relief (J.P. LABORDE, 2009)

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.

### C. 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  $\sqrt{A}$  :

$$D_s = I_g \sqrt{A} = \frac{D}{L} \sqrt{Ll} = D \sqrt{\frac{l}{L}} \quad (\text{m})$$

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 :

**Tableau.04** Relation : dénivelée spécifique-type de relief (J.P. LABORDE, 2009)

R <sub>1</sub>	Relief très faible		D <sub>s</sub> <	10 m
R <sub>2</sub>	Relief faible	10 m	< D <sub>s</sub> <	25 m
R <sub>3</sub>	Relief assez faible	25 m	< D <sub>s</sub> <	50 m
R <sub>4</sub>	Relief modéré	50 m	< D <sub>s</sub> <	100 m
R <sub>5</sub>	Relief assez fort	100 m	< D <sub>s</sub> <	250 m
R <sub>6</sub>	Relief fort	250 m	< D <sub>s</sub> <	500 m
R <sub>7</sub>	Relief très fort	500 m	< D <sub>s</sub>	

#### 2.2.4 Indice de circularité de Miller (Rc)

L'indice de Miller (Miller, 1953) ou déficit isopérimétrique, a une valeur comprise entre 0 (circularité minimale, le périmètre est très grand et l'aire englobée très petite) et 1 (circularité maximale). Il est, comme les indices de Morton et Gravélius, sans dimension, donné par la formule suivante :

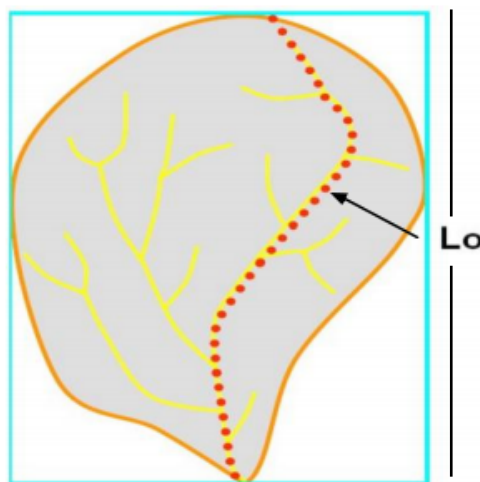
$$Rc = 4\pi A / P^2$$

**A:** Aire du bassin

**P:** Périmètre du bassin

La forme d'un bassin peut être caractérisée par le coefficient d'allongement définie par le rapport du diamètre d'un cercle de même surface que le bassin à la longueur du maximale du bassin ou la longueur du plus long cheminement hydraulique en km (L<sub>o</sub>).

$$E = 2(A/\pi)^{0.5} / L_o$$



**Figure.09** Plus long cheminement hydraulique et longueur maximale du bassin

Les valeurs du rapport d'allongement peuvent être regroupées en 03 catégories : circulaire (>0,9) ; ovale (0,9-0,8) ; et allongé (<0,7).

### 2.2.5 Les caractéristiques du réseau hydrographiques

Un réseau hydrographique est un organisme d'écoulement d'importance très variable, formé par un ensemble d'éléments linéaires hiérarchisés. L'espace drainé est un bassin hydrographique (bassin versant) délimité par des lignes de partage des eaux qui le séparent des bassins adjacents.

Quand il s'agit d'un réseau d'oueds, la partie fonctionnelle (bassin ruisselant) peut être très réduite en raison d'une aridification du climat depuis sa constitution ; cette dégradation du drainage se manifeste par des discontinuités entre ses éléments et par l'édification de bouchons dunaires dans les lits.

L'hydromorphologie vise à définir la forme des bassins hydrographiques, la densité et l'organisation du drainage. En roche homogène, peu déformée, tout bassin hydrographique prend l'aspect d'un ova effilé vers l'aval. Mais, en réalité, cette forme idéale est plus ou moins perturbée par le jeu différentiel des facteurs lithologiques et tectoniques. La densité du drainage peut être évaluée par le rapport entre la longueur totale des lits et l'aire du bassin correspondant, ou celle d'une surface de référence quelconque. Elle est toujours plus forte dans les régions de roches imperméables.

À cet égard, la comparaison entre les pays granitiques et calcaires est significative. Dans les Causses, en particulier, la karstification appauvrit le drainage superficiel au profit du réseau souterrain. Mais les réseaux hydrographiques se différencient aussi par leur *structure*. L'analyse de celle-ci implique un classement de leurs éléments constitutifs en séries numérotées. Classification des cours d'eau est facilitée par un système de numérotation des tronçons de cours d'eau.

### 2.2.6 Ordre des cours d'eau

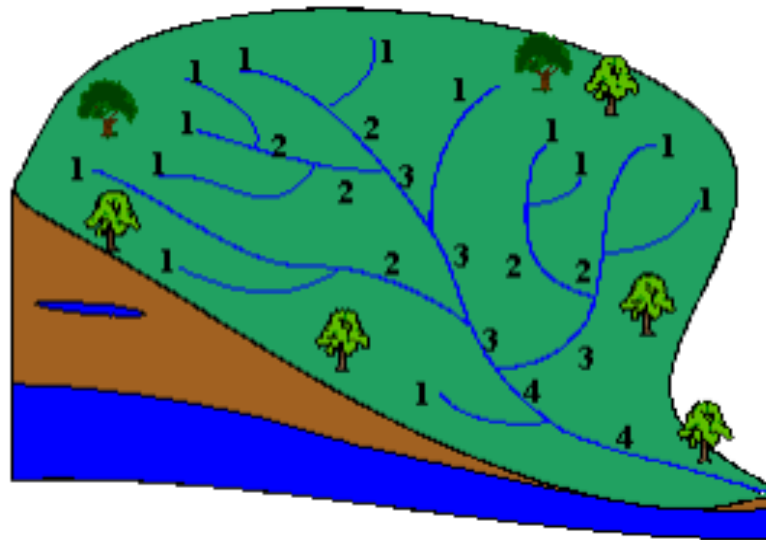
L'ordre des cours d'eau est la classification qui reflète la ramification du cours d'eau utilisé pour la codification des stations de mesure

Une façon univoque et simple de procéder à une classification topologique du réseau hydrographique est donnée par la méthode proposée initialement par Horton en 1945 puis modifiée par Strahler en 1957. Les principes de cette classification de Strahler, qui est la plus utilisée aujourd'hui, sont les suivants :

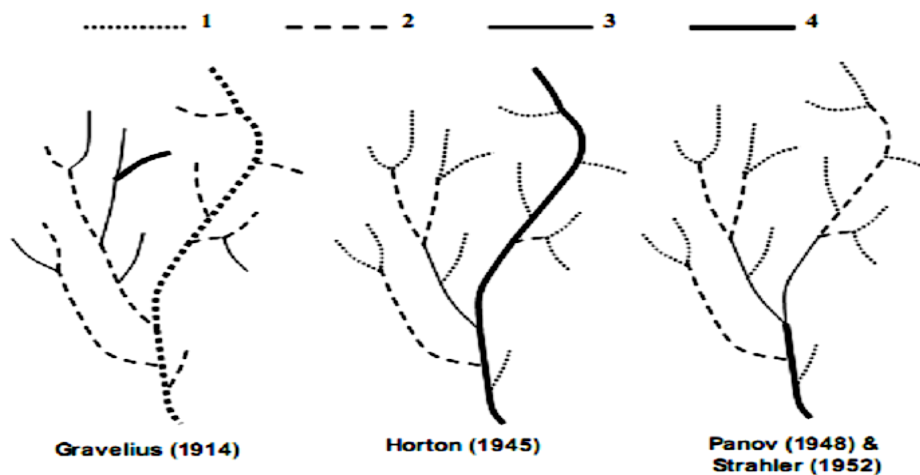
- a. Tout cours d'eau dépourvu de tributaires est d'ordre un.
- b. Le cours d'eau formé par la confluence de deux cours d'eau d'ordre différent prend l'ordre du plus élevé des deux.

c. Le cours d'eau formé par la confluence de deux cours d'eau du même ordre est augmenté de un.

On attribue alors à un bassin versant l'ordre de son cours d'eau principal. Il en va de même pour ses sous-bassins versants. Un bassin versant a l'ordre du plus élevé de ses cours d'eau, soit l'ordre du cours d'eau principal à l'exutoire.



**Figure.10** Classification de Strahler (1957)



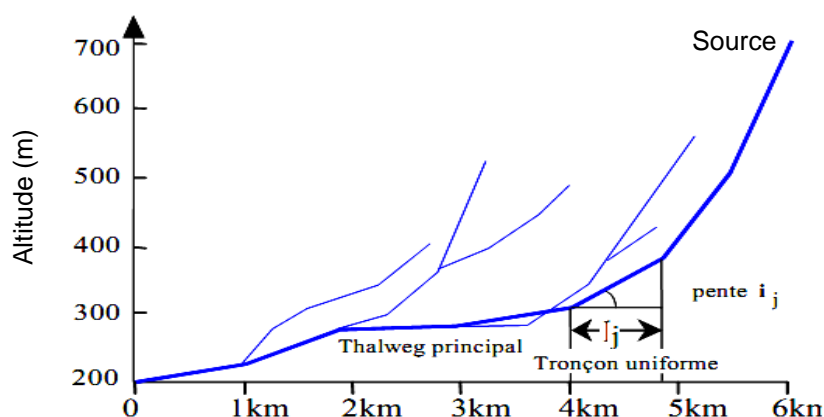
**Figure.11** Systèmes d'hierarchisation des cours d'eau (Ordre des bassins)

### 2.2.7 Le profil longitudinal du cours d'eau (profil en long)

Représentation graphique de la variation altimétrique du fond du cours d'eau en fonction de la distance. On reporte le cours d'eau principal et les affluents avec des couleurs différentes (rives gauche ou droite).

Le profil en long d'un cours d'eau est un graphique qui met en rapport la variation de l'altitude du lit ou du fond de la vallée et la distance.

La distance, représentée sur l'axe des abscisses, est toujours mesurée à partir d'un point de départ donné, souvent localisé à une extrémité du réseau hydrographique, comme par exemple à une confluence, à l'entrée dans un lac ou dans l'océan). Sur un profil en long, on peut observer les variations de pente qui se succèdent au long d'un cours d'eau. Ces variations sont importantes car elles peuvent donner de façon indirecte des informations sur les climats antérieurs, sur l'augmentation amont-aval des débits, sur la charge sédimentaire transportée et sur les caractéristiques du bassin versant.



**Figure.12:** Profil en long

Les variations de pente peuvent être aussi très utiles pour détecter des contrôles structuraux et pour déterminer les tronçons en érosion et les tronçons à dépôt.

Les auteurs affirment encore que le climat joue aussi un rôle important dans la courbure du profil en long : sous les climats plus humides la concavité tend à être plus prononcée, tandis que sous les climats plus secs cette concavité tend à ne pas se produire. En réalité, le profil en long d'un cours d'eau peut présenter des formes très variables, car il est le résultat de la combinaison de plusieurs variables avec différents degrés de dépendance ou d'indépendance entre eux.

### 2.2.8 Rapport de confluence

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

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

### 2.2.9 La densité de drainage $D_d$ (Km/Km<sup>2</sup>)

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

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A}$$

### 2.2.10 La fréquence des thalwegs d'ordre 1 (F1)

C'est le rapport du nombre total de thalwegs d'ordre i à la surface du bassin versant :

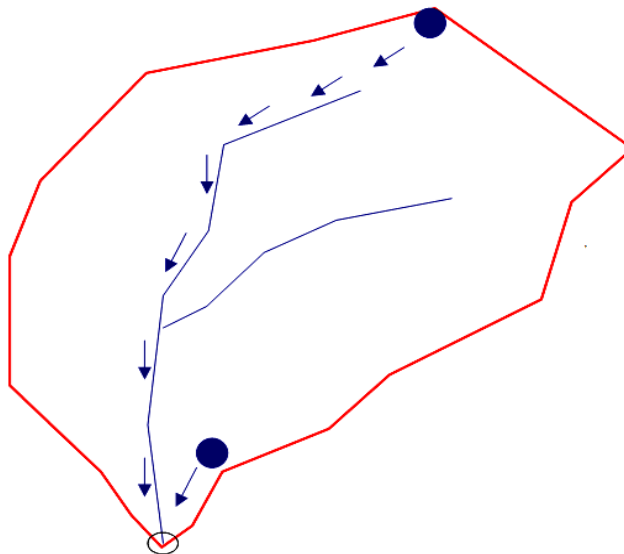
$$F_i = \frac{\sum N_i}{A}$$

### 2.2.11 Coefficient de torrentialité $C_t$

$$C_t = D_d * F_1$$

## 3. Estimation du temps de concentration (Tc)

La goutte d'eau qui tombe sur le bassin versant met un temps différent pour atteindre l'exutoire selon le point où elle est tombée ou bien c'est le temps nécessaire pour que tout le bassin versant contribue au ruissellement est appelé : Temps de Concentration (Tc).



**Figure.13** Estimation du temps de concentration d'un bassin versant

### 3.1 Formule de Giandotti

$$T_c = 60 \times \frac{0,4\sqrt{S} + 0,0015L}{0,8\sqrt{P \times L}}$$

**Tc** : en min

**S** : Surface en Ha

**L** : longueur de l'affluent principal en m

**P** : Pente en m/m

### 3.2 Formule de Passini

$$T_c = 0,14 \times \frac{(S \times L)^{1/3}}{\sqrt{P}}$$

**T<sub>c</sub>** : en min  
**S** : Surface en Ha  
**L** : longueur de l'affluent principal en m  
**P** : Pente en m/m

### 3.3 Formule de Kirpich

$$T_c = 0,0195 \left( \frac{L}{\sqrt{P}} \right)^{0,77}$$

**T<sub>c</sub>** : en min  
**L** : Plus grande longueur hydraulique en m  
**P** : Pente en m/m

### 3.4 Formule de Ventura

$$T_c = 7,62 \times \left( \frac{S}{P} \right)^{0,5}$$

**T<sub>c</sub>** : en min  
**S** : Surface en km<sup>2</sup>

## L'endoréisme

Il s'agit d'une forme spéciale du bassin versant dans laquelle l'eau est concentrée en un point du bassin lui-même, soit sous forme de lac ou de mare, soit par accumulation souterraine. On peut distinguer deux types d'endoréisme:

### 4. L'endoréisme de ruissellement

Les apports des différents éléments du réseau se concentrent à la limite du bassin, s'infiltrent et peuvent cheminer encore longtemps dans le sol pour éventuellement se mêler aux nappes provenant d'autres bassins.

#### 4.1 L'endoréisme total

Les apports se concentrent en un point situé à l'intérieur du bassin ou quelquefois à sa périphérie; ils forment en général un lac ou une mare permanente ou temporaire, sans infiltration notable vers l'extérieur du bassin. Dans ce cas, tous les apports sont consommés sur place par évapotranspiration.

L'endoréisme peut être plus ou moins généralisé: bassins de quelques kilomètres carrés ou de plusieurs milliers de kilomètres carrés. Il est rare que dans ce dernier cas l'endoréisme soit total. Le bassin du lac Tchad peut cependant être considéré comme totalement endoréique, mais quand on atteint de telles superficies de drainage, la notion d'endoréisme est toute relative: le lac Tchad joue en fait le rôle d'une mer intérieure. Signalons enfin, que l'endoréisme est généralement caractéristique des zones arides et souvent présent dans les régions karstiques.

## 5. Caractéristiques géologiques

La géologie d'un bassin versant est un facteur très important du régime des cours d'eau qui drainent ce bassin. En période de crue, les volumes écoulés seront d'autant plus grands que le bassin sera plus imperméable. En période de basses eaux, les débits seront d'autant plus forts que les nappes sont plus nombreuses et importantes.

Enfin, la géologie influe indirectement sur l'évapotranspiration par l'effet thermique dû à la couleur des sols et par le développement de la végétation en fonction des sols (albédo). On se contente généralement de caractériser la géologie d'après le comportement hydrogéologique du bassin. L'O.R.S.T.O.M. a proposé une classification en cinq groupes ainsi définis :

**Tableau.05:** La géologie et le comportement hydrogéologique (Makhlouf , 2015)

Classe	Intitulé	Exemple
P1	Perméable à aquifère drainant ou non drainé	Formation gréseuse dont les exutoires sont à l'extérieur du bassin
P2	Perméable à aquifère drainé	Formation gréseuse dont les sources alimentent le réseau
P3	Perméabilité moyenne ou faible	Alternance de marnes et calcaires
P4	Karstique	Formation calcaire, perméabilité de fissures et développement d'un réseau souterrain
P5	Imperméable	Terrain marneux, cristallin, <i>etc.</i>

## 6. La couverture végétale

La forêt régularise le débit des cours d'eau et amortit les crues de faibles et moyennes amplitudes; action réduite sur les débits extrêmes, le sol nu favorise un ruissellement rapide et une érosion importante. On peut calculer ce type d'indice avec d'autres couvertures végétales telles que les cultures. L'Indice de couverture forestière (K) peut être calculé par la formule :

$$K = \frac{\text{surface des forêts}}{\text{surface du bassin}} * 100$$

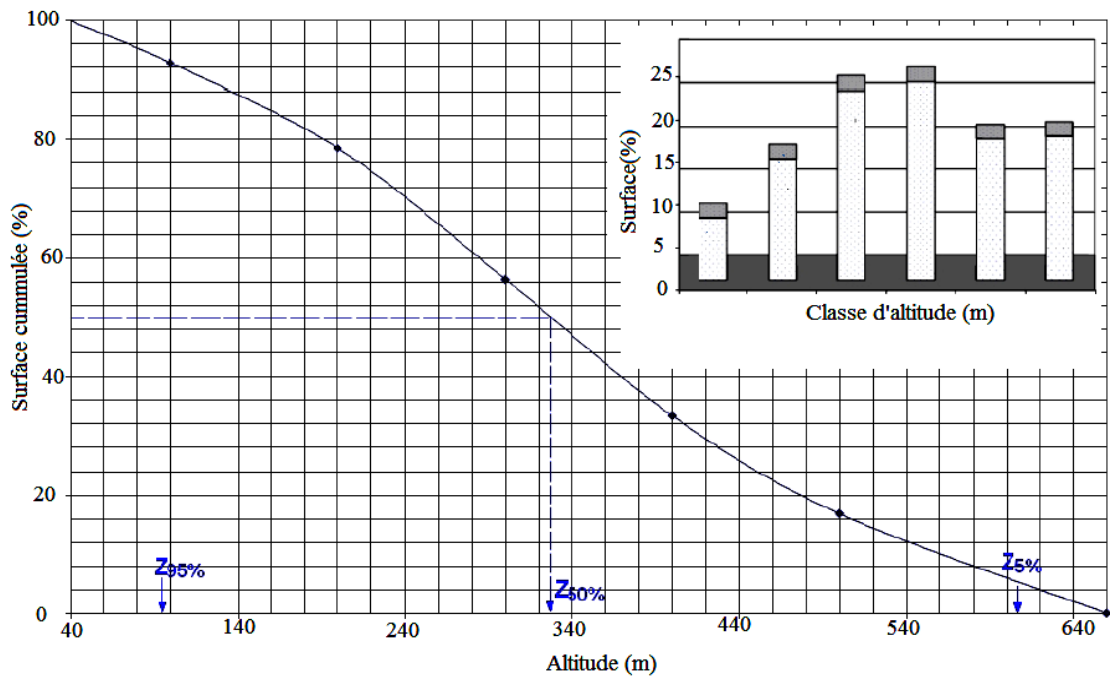
### Exercice :

Soit la Répartition altimétrique d'un bassin versant,

1. Tracer la courbe hypsométrique et l'histogramme des fréquences altimétriques.
2. déterminer les altitudes caractéristiques du bassin (P = 23,7 km) et les différents paramètres.

Altitude (m)	A <sub>i</sub> (km <sup>2</sup> )	A <sub>i</sub> %
39-100	2,20	7,26
100-200	4,30	14,19
200-300	6,70	22,11
300-400	7,00	23,10
400-500	5,00	16,50
500-600	5,10	16,83
<b>Somme</b>	<b>30,30</b>	<b>100,00</b>

**Solution :**



**Calcul du coefficient de compacité**

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} = 1,21 \text{ (Forme du bassin allongée)}$$

**Calcul de longueur et largeur du rectangle équivalent**

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

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

L = 8,16 km

l = 3,63 km

H<sub>5%</sub> = 606,33 m

H<sub>95%</sub> = 86,33 m

$$H_{50\%} = 326,33 \text{ m}$$

$$H_{\max} = 600 \text{ m}$$

$$H_{\min} = 39 \text{ m}$$

$$I_g = \frac{D}{L} \text{ (m/km)} = 63,72 \text{ m/km}$$

$$I_g = 0,8 I_p^2 \text{ donc } I_p = \sqrt{\frac{I_g}{0,8}} = 8,92 \%$$

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

$$D_s = 49,10 \text{ [} 25 > 49,10 < 50 \text{ relief assez faible]}$$

$$R_c = 4\pi A / P^2 = 0,68 < 1 \text{ (Forme Allongée)}$$

Calcul de temps de concentration par la méthode de Giandotti :

$$T_c = 60 \times \frac{0,4\sqrt{S} + 0,0015L}{0,8\sqrt{P \times L}} = 1,016 \text{ h}$$

# **CHAPITRE 02 :**

## **STATISTIQUES APPLIQUEE A**

### **L'HYDROLOGIE**



## 7. NOTIONS DE BASE DES STATISTIQUES

La statistique recouvre un ensemble de méthodes qui contribuent à la connaissance, sous formes de résumés qui sont souvent numériques, d'un ensemble analysable que l'on doit étudier. Il désigne la totalité des données numériques ou également un ensemble cohérent de méthodes scientifiques qui permettent de rassembler l'ensemble des données numériques et non numériques. On dénombre:

- La Statistique Descriptive, que nous étudierons dans ce cours
- Et la Statistique Mathématique, qui utilise la Statistique Descriptive pour le calcul de probabilités.

Lorsque la statistique est mise au pluriel, on parle alors de données statistiques, de tableaux, de valeurs où *la statistique est appliquée*. La statistique consiste à :

- Recueillir des données.
- Présenter et résumer ces données.
- Tirer des conclusions sur la population étudiée et d'aider à la prise de décision.
- En présence de données dépendant du temps, nous essayons de faire de la prévision.

### 7.1 Analyse statistique, ordre d'une série et la fréquence absolue

On peut classer les valeurs étudiées soit dans l'ordre croissant ou décroissant, la différence entre la plus grande valeur et la plus petite valeur est appelée l'amplitude de la série. Une valeur n'est inscrite qu'une seule fois et en face, on indique le nombre de fois où l'on a observé cette valeur, ce nombre et l'effectif de la valeur ou bien sa fréquence absolue ( $n_i$ ), on peut également indiquer pour cette valeur la fréquence absolue ( $f_i$  en %) où

$$f_i = \frac{n_i}{N} \quad \text{où } N \text{ la taille de l'échantillon étudiée}$$

La distribution des fréquences tabulées peut être visualisée sur un histogramme et polygone de fréquence. L'histogramme consiste à classer un ensemble de rectangle adjacent dont les bases sont la largeur correspondante à leur fréquence. Le nombre de classes  $N_c$  peut être estimé par l'une des formules suivantes :

- $N_c = 1 + 3,3 \log N$       Si  $N \leq 30$
- $N_c = \sqrt{N}$               Si  $N > 30$

■ L'intervalle de variation (R) est donnée par la formule:  $R = X_{\max} - X_{\min}$

■ L'intervalle de classe ( $I_C$ ) est donnée par la formule :  $I_C = \frac{R}{Nc}$

## 7.2 Le polygone de fréquences et la courbe de distribution des fréquences cumulées

Le polygone de fréquences est obtenu en joignant les milieux des sommets des rectangles de l'histogramme. On complète la ligne polygone au moyen des segments de façon telle que l'aire du polygone soit égale à l'aire de l'histogramme.

On peut construire soit la distribution des fréquences cumulées au non dépassement soit la distribution des fréquences cumulées au dépassement.

### Exemple :

Une série statistique est constituée par l'ensemble des valeurs du caractère étudié. Par exemple, nous disposons de la série suivante des débits maximum annuels d'un oued en  $Hm^3/s$ .

Année	Q max	Année	Q max	Année	Q max	Année	Q max
71/72	41.80	<b>77/78</b>	08.75	<b>83/84</b>	375.00	<b>89/90</b>	11.93
72/73	72.50	<b>78/79</b>	76.80	<b>84/85</b>	<b>561.70</b>	<b>90/91</b>	47.49
73/74	81.02	<b>79/80</b>	20.60	<b>85/86</b>	<b>04.95</b>	<b>91/92</b>	23.20
74/75	81.02	<b>80/81</b>	09.87	<b>86/87</b>	36.07	<b>92/93</b>	115.00
75/76	25.80	<b>81/82</b>	21.10	<b>87/88</b>	06.47	<b>93/94</b>	56.50
76/77	51.90	<b>82/83</b>	40.00	<b>88/89</b>	38.10	<b>94/95</b>	136.60

En général, ces données brutes ne sont pas organisées, pour pouvoir analyser une telle série et mettre en relief ses caractéristiques essentielles, l'on procède comme suit :

On réorganise les valeurs par ordre croissant, puis on calcule le nombre de classe, l'intervalle de classe et on termine par un tableau qui résume les valeurs sous forme d'intervalle.

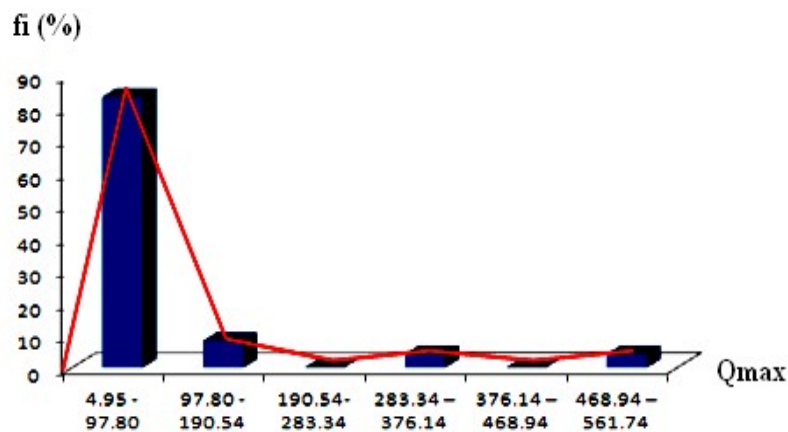
$N_c = 1 + 3,3 \log N$  Si  $N \leq 30$  donc :  $N_c = 1 + 3,3 \log 24 = 5,55 = 6$  classes

$R = Q_{\max} - Q_{\min} = 561,70 - 4,95 = 556,75$

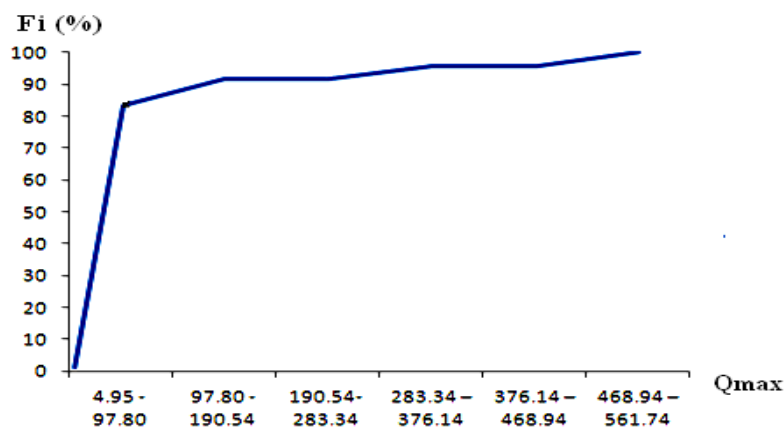
$I_C = \frac{R}{Nc} = 92,79$

$f_i \% = \frac{ni}{N}$

Classes	$n_i$	$f_i \%$	$F_i \%$
4,95 – 97,74	20	83,33	83,33
97,74 -190,53	2	8,33	91,66
190,53 - 283,32	0	0	91,66
283,32 - 376,11	1	4,16	95,82
376,11 - 468,9	0	0	95,82
468,9 - 561,70	1	4,16	99,98
<b>Total</b>	24	99,98	/



Histogramme et polygone de fréquences



Courbe de distribution des fréquences cumulées

### 7.3 Les Paramètres de position

La moyenne, la médiane et le mode sont les mesures principales de tendance centrale d'une série statistique. Elles servent à synthétiser la série étudiée au moyen d'un petit nombre de valeurs "caractéristiques".

#### 7.3.1 Les Moyennes

On dispose d'une population de  $N$  individus et on observe  $x_1, x_2, \dots, x_N$  les valeurs d'une variable quantitative discrète  $X$  pour ces individus.

### a. La Moyenne arithmétique

Elle est notée par  $\bar{x}$  et elle est définie de la manière suivante :

$$\bar{x} = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_N}{N} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$$

### b. La Moyenne quadratique

Elle est notée par  $m_2$  et elle est définie de la manière suivante :

$$m_2 = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2} = \sqrt{\sum_{i=1}^K f_i x_i^2}$$

### c. La Moyenne harmonique

Elle est notée par  $m_{-1}$  et elle est définie de la manière suivante :

$$m_{-1} = \frac{N}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{x_i}} = \frac{1}{\sum_{i=1}^K \frac{f_i}{x_i}}$$

## 7.3.2 Le mode

Le mode correspond à la valeur de la variable pour laquelle l'effectif (ou la fréquence) est la plus grande (qui se répète le plus souvent).

La classe modale est la classe dont la fréquence par unité d'amplitude est la plus élevée; cette classe correspond donc au rectangle le plus haut de l'histogramme des fréquences.

## 7.3.3 La Médiane

La médiane (notée  $Me$ ) d'une variable quantitative est la valeur de cette variable qui permet de scinder la population étudiée en deux sous-populations de même effectif. Plus précisément, il y a autant d'individus pour lesquels on a observé une valeur supérieure à  $Me$  que d'individus pour lesquels on a observé une valeur inférieure à  $Me$ .

De façon générale, la médiane notée par  $Me$  d'une variable statistique continue  $X$  de fonction cumulative  $F$  est telle que  $F(Me) = 50\%$ ; on peut déterminer  $Me$  au moyen de la représentation graphique de  $F$  (fréquences cumulées).

Pour une série d'observation classée par ordre croissant ou décroissant la médiane correspond :

- A la valeur de  $X$  qui occupe le rang  $(N+1)/2$  Si le nombre d'effectif total est impaire, donc la médiane est :  $Me = X_{(N+1)/2}$

- A la valeur moyenne des X qui occupe les rangs  $X_{N/2}$  et  $X_{N/2+1}$ . Si le nombre d'effectif total est paire, donc la médiane est :  $Me = (X_{N/2} + X_{N/2+1})/2$

#### 7.3.4 La notion de quartile

En statistique descriptive, un quartile est chacune des trois valeurs qui divisent les données triées en quatre parts égales, de sorte que chaque partie représente 1/4 de l'échantillon de population.

$Q1 = X_{25\%}$ , s'appelle le premier quartile ; un quart des valeurs prises par X sont inférieures ou égales à Q1.

$Q2 = X_{50\%}$  (Me est la médiane).

$Q3 = X_{75\%}$  s'appelle le troisième quartile ; un quart des valeurs prises par X sont supérieures ou égales à Q3. L'intervalle interquartile (IIQ) est la différence entre le troisième quartile et le premier quartile ; il s'écrit:

$$IIQ = Q3 - Q1$$

L'intervalle interquartile sert à apprécier la dispersion de X, de façon absolue, ou bien par comparaison avec une autre variable quantitative, à condition que cette dernière soit exprimée dans la même unité que X. En effet, les valeurs Q1 et Q3 délimitent une plage au sein de laquelle, 50% des valeurs de X sont concentrées. Plus IIQ est grand, plus X est dispersée.

#### 7.4 Les paramètres de dispersion

On dispose d'une population de N individus, et on observe  $x_1, x_2, \dots, x_N$  les valeurs d'une variable quantitative discrète X pour ces individus.

##### 7.4.1 L'étendue

L'étendue  $e_x$  de la variable quantitative discrète X est la différence entre la plus grande et la plus petite des valeurs observées :

$$e_x = \max_{1 \leq i \leq N} x_i - \min_{1 \leq i \leq N} x_i$$

##### 7.4.2 La Variance

La variance de la variable quantitative X, notée par  $Var(X)$  ou bien  $\delta^2$ , est, par définition, la moyenne arithmétique des carrés des écarts à la moyenne arithmétique :

$$Var(X) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2$$

##### 7.4.3 L'Écart-type

L'écart-type de la variable X, noté par  $\sigma_X$ , est, par définition, la racine carrée de la variance de cette variable :

$$\sigma_X = \sqrt{\text{Var}(X)}$$

#### 7.4.4 Le coefficient de variation $C_V$

Il mesure la dispersion relative d'une série donnée par la formule :  $C_V = \sigma/X_{\text{moy}}$

#### D'après l'exemple précédent :

$$Q_{\text{moy}} = 81,007 \text{ Hm}^3/\text{an}$$

La médiane : ] 04,94 – 97,74[(classe modale)

L'écart type :  $\sigma = 129,79$

La variance  $\delta^2 = 16846,40$

Le coefficient de variation  $C_V = 1,60$

### 7.5 Liaison entre deux variables quantitatives

#### 7.5.1 La régression linéaire simple

Lorsque le nuage de points associé à une série statistique double a une forme "allongée " c'est-à-dire lorsque les points sont sensiblement alignés, on peut tracer des droites passant « au plus près de ces points ».

Les coefficients a et b seront choisis de sorte que la quantité :

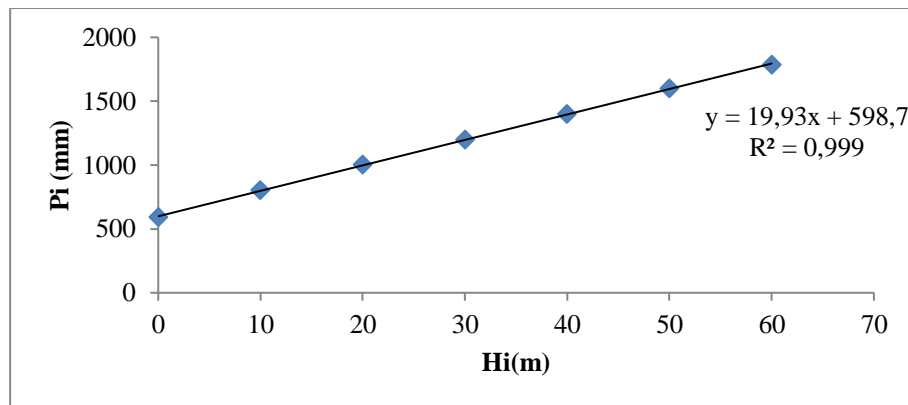
$$a = \frac{\sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i / n}{\sum x_i^2 - (\sum x_i)^2 / n}$$

$$b = \bar{y} - a\bar{x}$$

Appliquons maintenant, à l'exemple qui nous intéresse, les formules qu'on vient de donner dans un cadre général. La moyenne arithmétique x (hauteurs  $H_i$  en m) est de 1196,85m et la moyenne arithmétique y (précipitations  $P_i$  en mm) est de 30 mm.

D'après la formule de calcul de a on estime  $a=19,93$  et  $b= 598,7$ . Donc la droite des moindres carrés admet pour équation :  $P_i = 19,93H_i + 598,7$

$P_i$ (mm)	$H_i$ (m)
0	592
10	800
20	1000
30	1200
40	1400
50	1600
60	1786
$\sum P_i=210$	$\sum H_i=8378$
$P_i$ moy= 30	$H_i$ moy=1196,85



### 7.5.2 Régression multiple

L'exemple développé à partir de deux variables permet de comprendre la logique de la théorie de la régression mais il ne peut être généralisé de la sorte aux régressions multiples. Le système à deux équations à deux inconnus présenté se résolvait facilement comme on l'a vu. Les équations se compliquent avec plusieurs régresseurs, deux méthodes distinctes permettent de résoudre les équations.

La première repose sur la connaissance des coefficients de corrélation linéaire simple de toutes les paires de variables entre elles, de la moyenne arithmétique et des écarts-types de toutes les variables. La seconde repose sur des calculs matriciels.

- pour estimer la relation entre une variable dépendante (Y) et plusieurs variables indépendantes ( $X_1, X_2, \dots, X_p$ ) \* exemples :
- expliquer le rendement d'une culture par les doses d'engrais, des apports d'eau et des densités de semis
- expliquer la note moyenne en fin d'année par le QI quotient intellectuel et l'effectif de la classe.

L'équation de la régression multiple précise la façon dont la variable dépendante est reliée aux variables explicatives :

$$Y = b_0 + b_1 X_1 + b_2 X_2 + \dots + b_p X_p + \varepsilon$$

Où :  $b_0, b_1, b_2, \dots, b_p$  sont les paramètres ou pentes et  $\varepsilon$  est la constante d'ajustement ou un bruit aléatoire représentant le terme d'erreur, les termes de l'équation :

$$Y_i = b_0 + b_1 X_{1i} + b_2 X_{2i} + \dots + b_p X_{pi} + \varepsilon$$

$Y_i$  : l' $i^{\text{ème}}$  observation de Y la variable à expliquer

$b_0$  : Terme constant

$b_1 X_{1i}$  : Influence de la variable explicative X1

$b_2 X_{2i}$  : Influence de la variable explicative X2

$b_p X_{pi}$  : Influence de la variable explicative Xp

$\varepsilon$  : Résidu de la  $i^{\text{ème}}$  observation :

$$\varepsilon = \bar{y} - b_1 \bar{x}_1 - b_2 \bar{x}_2 - \dots - b_p \bar{x}_p$$

Avec deux variables explicatives X1 et X2 et une variable à expliquer Y on a par exemple :

$$b_1 = \frac{(Var_{X_2} * Cov_{YX_1}) - (Cov_{YX_2} * Cov_{X_1X_2})}{(Var_{X_1} * Var_{X_2}) - Cov_{X_1X_2}^2} = \frac{\sigma_Y * (r_{YX_1} - (r_{YX_2} * r_{X_1X_2}))}{\sigma_{X_1} * (1 - r_{X_1X_2}^2)}$$

$$b_2 = \frac{(Var_{X_1} * Cov_{YX_2}) - (Cov_{YX_1} * Cov_{X_1X_2})}{(Var_{X_1} * Var_{X_2}) - Cov_{X_1X_2}^2} = \frac{\sigma_Y * (r_{YX_2} - (r_{YX_1} * r_{X_1X_2}))}{\sigma_{X_2} * (1 - r_{X_1X_2}^2)}$$

Le coefficient de corrélation multiple est alors donnée par :

$$R_{Y, X_1 X_2} = \sqrt{\frac{(r_{YX_1}^2 + r_{YX_2}^2 - 2(r_{YX_1} * r_{YX_2} * r_{X_1X_2}))}{1 - r_{X_1X_2}^2}} = r_{YY}$$

## 7.6 Rappels et généralités sur la notion des probabilités

On appelle population un ensemble fini ou infini d'événements. Un échantillon est un sous-ensemble de la population. La taille de l'échantillon est le nombre d'événements qui le constituent. On dira qu'un échantillon est exhaustif lorsque sa taille est celle de la population. En hydrologie de surface, les populations sont généralement infinies et par conséquent, les échantillons sont non exhaustifs.

On appelle variable aléatoire (ou variante), le caractère numérique (ou non) qui distingue chaque événement de l'échantillon ou de la population.

Dans l'utilisation que nous ferons des statistiques, nous aurons toujours affaire à des variantes numériques discrètes ou continues. Elles seront discrètes si les valeurs numériques qu'elles peuvent prendre sont en nombre fini (par exemple nombre de jours de gel par an) ou en infinité dénombrable (nombre de crue par an). On dira qu'une variante est continue si ces valeurs numériques peuvent varier de façon continue (pluie journalière, débit, ... *etc.*). Ceci est le cas le plus fréquent, bien que l'on puisse remarquer que la précision des mesures limite la continuité de variation des valeurs numériques mesurées. Plus concrètement, si on mesure les pluies journalières au 1/10ème de millimètre, les pluies varieront de façon discrète avec un pas minimum de 1/10ème de millimètre.

### 7.6.1 Notions de probabilité

Supposons que l'on puisse dénombrer l'ensemble E de toutes les éventualités également possibles et soit N le nombre de ces éventualités. Si parmi l'ensemble E, il n'existe que n éventualités favorables à un événement e, on dira que la probabilité de voir arriver l'événement e est la suivante :

$$\text{Prob}(e/E) = \frac{n}{N}$$

Malheureusement pour nous, il est bien souvent impossible de dénombrer l'ensemble E et nous devons nous contenter d'une approche expérimentale. En effet, soit une série d'expériences à partir de laquelle on observe un intervalle E' (de taille N') d'éventualités. Parmi ces expériences on observe n' réalisations de l'événement e ; nous définirons alors la fréquence relative de l'événement e comme :

$$f = \frac{n'}{N'}$$

En général, on peut admettre que si la taille N' augmente, la fréquence relative f se stabilise et tend sur la probabilité Prob (e/E) :

$$\text{Prob}(e/E) = \lim_{N' \rightarrow \infty} \frac{n'}{N'}$$

## 7.6.2 Terminologie et notions fondamentales

L'analyse statistique permet de synthétiser l'information hydrologique représentée par des séries de mesure sur plusieurs années en quelques paramètres qui reflètent le phénomène étudié. L'analyse statistique consiste en la formalisation des données observées par une expression mathématique. Le problème consiste à choisir le modèle probabiliste qui représentera au mieux la série expérimentale. C'est l'ajustement théorique.

La série d'observation sera décrite par trois types de paramètres :

- les valeurs centrales ;
- les paramètres de dispersion ;
- les caractéristiques de forme des courbes de fréquence.

Cette analyse suppose que l'échantillon a été choisi de manière aléatoire (variable aléatoire) et que les données utilisées sont homogènes (extraites d'une même population) et indépendantes.

- **Population** : l'ensemble de toutes les observations dont on tire les échantillons
- **Echantillon** : observations  $X_1, X_2, \dots, X_n$  d'une variable aléatoire
- **Événement** : l'occurrence d'une valeur spécifique d'une variable aléatoire.

## 7.6.3 Distribution d'une série statistique

Soit un échantillon de  $n$  observations décrivant une variable aléatoire  $X(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$ .

### 7.6.3.1 Probabilité d'une variable

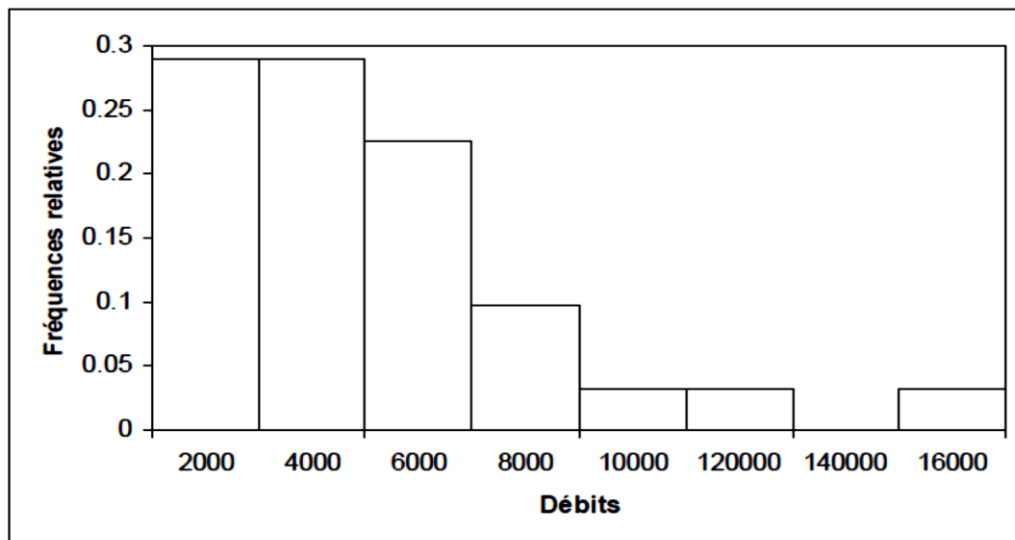
Une variable aléatoire peut être discrète ou continue. La probabilité d'une variable discrète est :  $P(X=x) = p(x)$  Elle est caractérisée par :  $p(x) \leq 1$ ,  $F(x) = p(X \leq x)$ . Lorsque la variable aléatoire est continue, on parle d'histogramme de fréquences ou polygone de fréquences.

#### ■ Polygone des fréquences d'apparition

La construction d'un histogramme des fréquences de la variable  $X$  consiste à graduer l'axe des abscisses en valeur croissante de la variable étudiée et découpée en intervalles de classes. En ordonnée, on porte le nombre d'apparitions constatées dans chaque intervalle. On obtient ainsi un graphique en « escalier ».

Certaines règles doivent être observées :

- Nombre de classes : entre 5 et 20
- Largeur des classes : entre 0.25 et  $0.5 * \text{écart-type}$
- Si on dénote par  $C$  le nombre de classes :  $C = 1 + 3.3 \log(n)$



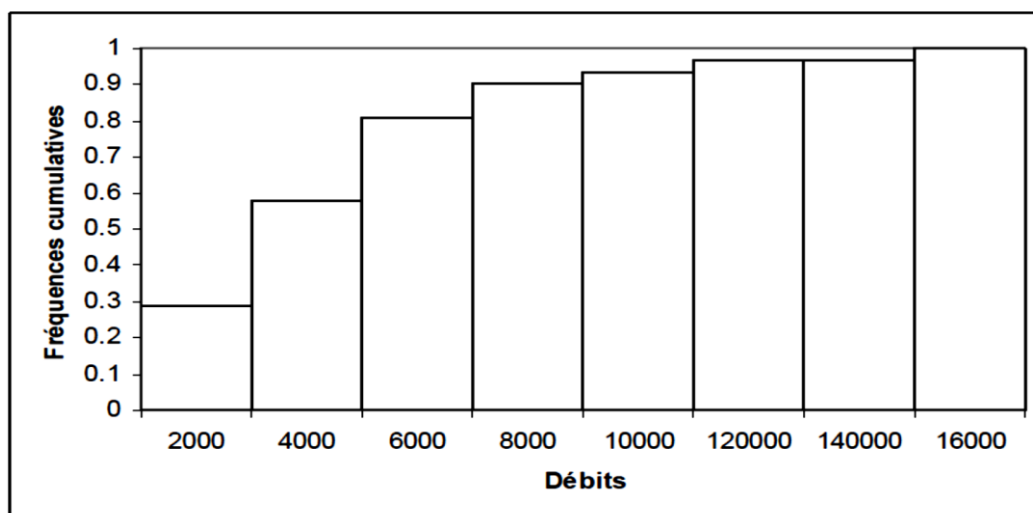
**Figure.14** : Histogramme de fréquences d'un échantillon

■ **Courbe des valeurs classées**

Ces courbes représentent : En ordonnées : les valeurs observées, classées en ordre décroissant, en abscisse : la fréquence d'apparition de l'ensemble des valeurs supérieures à la valeur portée en ordonnée. Ce sont des courbes qui permettent de donner le pourcentage de probabilité où une valeur observée a été égalée ou dépassée. Elles ont généralement l'allure d'un S horizontale.

■ **La courbe de distribution des fréquences**

On peut construire soit la distribution des fréquences cumulées au non dépassement soit la distribution des fréquences cumulées au dépassement.



**Figure.15** : Courbe de distribution des fréquences cumulées

#### 7.6.4 La fonction de densité de probabilité

Si la taille de l'échantillon devient grande et l'intervalle de classe tend vers zéro, le polygone des fréquences relatives sera décrit par une courbe à laquelle est associée une fonction de distribution continue appelée fonction de densité de probabilité. Elle est notée  $f(x)$  et caractérisée par :

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f(x)dx = 1 \quad \text{et} \quad f(x) \geq 0$$

#### 7.6.5 La fonction de répartition

Elle représente la probabilité de non dépassement :

$$p(X \leq x) = \int_{-\infty}^x f(x)dx = F(x)$$

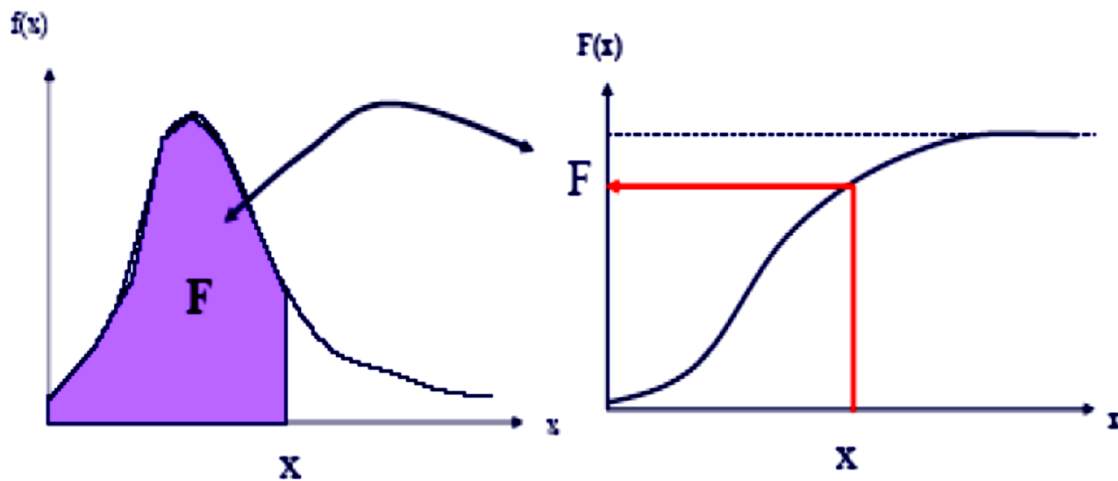
La probabilité pour que la variable soit comprise entre deux valeurs  $a$  et  $b$  est :

$$p(a \leq x \leq b) = p(b) - p(a) = \int_a^b f(x)dx$$

La probabilité au dépassement est :

$$p(X \geq x) = \int_x^{+\infty} f(x)dx = 1 - p(X \leq x)$$

En hydrologie on parle surtout de probabilité de dépassement (ou probabilité d'apparition) :



**Figure.16:** Fonction de répartition

### 7.6.6 Probabilité d'apparition

La probabilité d'apparition d'un phénomène est une notion importante pour le dimensionnement des structures conditionnées par un phénomène naturel. On définit l'intervalle moyen de récurrence, ou période de retour, par:

$$T = \frac{1}{P}$$

P : probabilité de dépassement ( $p(X \geq xT)$ )

#### Exemple

Un débit d'inondation dont la probabilité d'apparition ou de dépassement est de 0.033 est appelé crue de 30 ans ( $T=1/0.033$ )

### 7.6.7 Notions de risque

Le concept de risque hydrologique est à la base du choix de la période de récurrence utilisée pour la conception d'ouvrages hydrauliques. Elle représente la probabilité qu'un critère de conception soit dépassé au moins une fois pendant la période de retour calculée (T) ;

La probabilité que la variable aléatoire prenne la valeur x (probabilité pour qu'un événement se produise) pour la première fois dans les (k-1) prochaines années :

C'est le produit des probabilités de non apparition pendant (k-1) années et la probabilité d'apparition à la ( $k^{\text{ème}}$ ) année :

$$p(1 - p)^{k-1} = \frac{1}{T} \left(1 - \frac{1}{T}\right)^{k-1}$$

On définit le risque hydrologique (R) comme étant la probabilité de dépassement de la valeur  $x_T$  au cours des  $k$  années de la vie d'un projet. La probabilité  $p_k$  que l'événement  $x$  se produise au moins une fois dans les ( $k$ ) prochaines années : C'est la somme des probabilités d'apparition pendant les années 1, 2, 3, ...,  $k$ .

$$p_k = p + p(1-p) + p(1-p)^2 + p(1-p)^3 + \dots + p(1-p)^{k-1} = 1 - (1-p)^k$$

$$p_k = R = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^k$$

### **Exemple 1:**

La probabilité d'apparition dans le 30 prochaines années (risque), d'un débit de valeur  $x$  dont l'intervalle de récurrence est  $T=100$  ans:

$$p_{30} = 1 - \left(1 - \frac{1}{100}\right)^{30} = 0.26$$

Pour un échantillon de 30 ans, il y a 26 sur 100 de chance (de risque) que cet échantillon contienne une valeur dont l'intervalle réel de récurrence est de 100 ans. En spécifiant le risque, on peut déterminer la période de récurrence nécessaire.

### **Exemple 2:**

Un risque de 10 % pour que la capacité d'un ouvrage ne soit pas dépassée durant les 25 prochaines années. La période de récurrence nécessaire est  $T = 238$  ans.

$$0.01 = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^{25}$$

## **7.6.8 Caractéristiques d'une distribution**

Une série statistique (échantillon) est caractérisée par trois types de paramètres :

- **les valeurs centrales : (moyenne, mode, médiane)**
- **les indices de dispersion :**

- l'étendue (ou l'amplitude) :  $W = X_{\max} - X_{\min}$

- **la variance** :  $s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$

- **le coefficient de variation** :  $C_v = \frac{s}{\bar{x}}$

- **le coefficient d'asymétrie** :  $C_s = \frac{\frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{s^3}$

## 7.7 L'analyse fréquentielle

L'analyse fréquentielle est une méthode statistique de prédiction consistant à étudier les événements passés, caractéristiques d'un processus donné (hydrologique ou autre), afin d'en définir les probabilités d'apparition future.

La constitution d'échantillons, au sens statistique du terme, est un processus long, au cours duquel de nombreuses erreurs, de nature fort différente, sont susceptibles d'être commises. Par ailleurs, il est indispensable, avant d'utiliser des séries de données, de se préoccuper de leur qualité et de leur représentativité.

### 7.7.1 Analyse de fréquence

Deux méthodes sont possibles pour effectuer l'analyse de fréquence :

- Méthode graphique
- Méthode analytique

#### A. Méthode graphique

C'est une méthode empirique qui consiste à placer sur un graphique les points constituant un échantillon donné, calculant pour chaque valeur sa fréquence expérimentale de dépassement ou de non dépassement. Les étapes à suivre sont :

Classer les événements  $x_i$  par ordre décroissant et affecter à la plus grande valeur l'ordre

**1.** Calculer la fréquence expérimentale associée à chaque événement à l'aide de la formule générale:

$$P_m = \frac{m - \alpha}{n + 1 - 2\alpha}$$

$p_m$  : probabilité de dépassement de la même valeur

$m$  : le rang qu'occupe la valeur

$n$  : le nombre d'observation

$\alpha$  : paramètre qui varie selon les auteurs (Voir tableau suivant)

Plusieurs formules sont présentées dans la littérature pour le calcul de la fréquence. La formule la plus utilisée est celle de Weibull pour laquelle  $\alpha=0$ .

Après avoir classé les événements par ordre décroissant et calculé la fréquence expérimentale associée à chaque événement:

- Choisir un papier à probabilité correspondant à la fonction de densité choisie (Normale, log normal ou autre);
- Positionner les points expérimentaux sur le papier;

- Tracer une courbe d'ajustement à travers le nuage de points;
- Interpoler ou extrapoler pour trouver la fréquence d'un événement donné ou obtenir la valeur de l'événement correspondant à une probabilité donnée.

La méthode graphique présente l'avantage d'être facile d'utilisation et permet l'évaluation visuelle de l'ajustement d'une fonction de distribution donnée à l'échantillon. Néanmoins, elle manque de précision et ne permet pas la comparaison entre différentes distributions.

**Tableau.06:** Formules pour la détermination de la fréquence expérimentales pour la méthode graphique

Auteur	Formule	A
Hazen	$p_m = \frac{m - 0.5}{n}$	0.50
Weibull	$p_m = \frac{m}{n + 1}$	0
Chegodayev	$p_m = \frac{m - 0.3}{n + 0.4}$	0.30
Blom	$p_m = \frac{m - \frac{3}{8}}{n + \frac{1}{4}}$	0.375
Tukey	$p_m = \frac{m - \frac{1}{3}}{n + \frac{1}{3}}$	0.333
Gringorten	$p_m = \frac{m - 0.44}{n + 0.12}$	0.44
Cunnane	$p_m = \frac{m - 0.4}{n + 0.2}$	0.40

### B. Méthode analytique :

L'équation générale est la suivante :

$$X = \bar{X} + \Delta X$$

$\Delta x$  : Ecart par rapport à la moyenne, fonction des caractéristiques de dispersion de la distribution. Cet écart peut être égal à :

$$\Delta x = k \cdot s$$

k : Facteur de fréquence

s : Ecart type

$$x_T = \bar{X} + k_T \cdot s$$

### 7.7.2 Choix du modèle fréquentiel

La validité des résultats d'une analyse fréquentielle dépend du choix du modèle fréquentiel et plus particulièrement de son type. Diverses pistes peuvent contribuer à faciliter ce choix, mais il n'existe malheureusement pas de méthode universelle et infaillible.

A partir de l'échantillon de n observations, l'histogramme de fréquence d'apparition, la courbe de fréquence cumulée de non dépassement sont construits.

Si le nombre n devient grand, on cherche la loi de distribution de la population. La fréquence devient densité de probabilité.

**Tableau07:** Variables hydrologiques et les lois qui généralement s'y ajustent

Lois	Variables
Normale	Précipitations annuelles, Débits, Volume de stockage des réservoirs
Log Normale	Débits maxima annuels, Précipitations journalières, Précipitations annuelles, Volume du ruissellement mensuel, Volume du ruissellement annuel
Pearson type III (Gamma)	Débits maxima annuels, Précipitations journalières, Précipitations annuelles, Volume du ruissellement mensuel, Volume du ruissellement annuel
Loi de Gumbel et Fréchet	Débits maxima annuels
Loi exponentielle	Précipitations journalières, Durée entre deux événements
Loi de Goodrich	Valeurs moyennes annuelles (débits, précipitations, etc..)

Les lois les plus utilisées en hydrologie sont la loi normale (loi de Gauss) et la loi de Gumbel.

### 7.8 Loi normale

La loi normale se justifie, comme la loi d'une variable aléatoire formée de la somme d'un grand nombre de variables aléatoires. En hydrologie fréquentielle des valeurs extrêmes, les distributions ne sont cependant pas symétriques, ce qui constitue un obstacle à son utilisation.. La fonction de densité de probabilité est définie par :

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-u^2/2} du \quad \text{avec} \quad u = \frac{x - \bar{x}}{\sigma_x}$$

u est appelée variable réduite de Gauss. L'intervalle de définition est donc :  $x \in ]-\infty, +\infty [$ . Cette loi est symétrique ( $b_1 = 0$ ) et présente, par définition, l'aplatissement moyen ( $b_2 = 0$ ).

**Tableau.08** : La fréquence au non-dépassement de u :  $F(u) = \text{Prob}(U \leq u)$

u	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0	0,5000	0,5040	0,5080	0,5120	0,5160	0,5199	0,5239	0,5279	0,5319	0,5359
0,1	0,5398	0,5438	0,5478	0,5517	0,5557	0,5596	0,5636	0,5675	0,5714	0,5753
0,2	0,5793	0,5832	0,5871	0,5910	0,5948	0,5987	0,6026	0,6064	0,6103	0,6141
0,3	0,6179	0,6217	0,6255	0,6293	0,6331	0,6368	0,6406	0,6443	0,6480	0,6517
0,4	0,6554	0,6591	0,6628	0,6664	0,6700	0,6736	0,6772	0,6808	0,6844	0,6879
0,5	0,6915	0,6950	0,6985	0,7019	0,7054	0,7088	0,7123	0,7157	0,7190	0,7224
0,6	0,7257	0,7290	0,7324	0,7357	0,7389	0,7422	0,7454	0,7486	0,7517	0,7549
0,7	0,7580	0,7611	0,7642	0,7673	0,7704	0,7734	0,7764	0,7794	0,7823	0,7852
0,8	0,7881	0,7910	0,7939	0,7967	0,7995	0,8023	0,8051	0,8078	0,8106	0,8133
0,9	0,8159	0,8186	0,8212	0,8238	0,8264	0,8289	0,8315	0,8340	0,8365	0,8389
1	0,8413	0,8438	0,8461	0,8483	0,8508	0,8531	0,8554	0,8577	0,8599	0,8621
1,1	0,8643	0,8665	0,8686	0,8708	0,8729	0,8749	0,8770	0,8790	0,8810	0,8830
1,2	0,8849	0,8869	0,8888	0,8907	0,8925	0,8944	0,8962	0,8980	0,8997	0,9013
1,3	0,9032	0,9049	0,9066	0,9082	0,9099	0,9115	0,9131	0,9147	0,9162	0,9177
1,4	0,9192	0,9207	0,9222	0,9236	0,9251	0,9265	0,9279	0,9292	0,9306	0,9319
1,5	0,9332	0,9345	0,9357	0,9370	0,9382	0,9394	0,9406	0,9418	0,9429	0,9441
1,6	0,9452	0,9463	0,9474	0,9484	0,9495	0,9505	0,9515	0,9525	0,9535	0,9545
1,7	0,9554	0,9564	0,9573	0,9582	0,9591	0,9599	0,9608	0,9616	0,9625	0,9633
1,8	0,9641	0,9649	0,9656	0,9662	0,9671	0,9678	0,9686	0,9693	0,9699	0,9706
1,9	0,9713	0,9719	0,9726	0,9732	0,9738	0,9744	0,9750	0,9756	0,9761	0,9767
2	0,9772	0,9779	0,9783	0,9788	0,9793	0,9798	0,9803	0,9808	0,9812	0,9817
2,1	0,9821	0,9826	0,9830	0,9834	0,9838	0,9842	0,9846	0,9850	0,9854	0,9857
2,2	0,9861	0,9864	0,9868	0,9871	0,9875	0,9878	0,9881	0,9884	0,9887	0,9890
2,3	0,9893	0,9896	0,9898	0,9901	0,9904	0,9906	0,9909	0,9911	0,9913	0,9916
2,4	0,9918	0,9920	0,9922	0,9925	0,9927	0,9929	0,9931	0,9932	0,9934	0,9936
2,5	0,9938	0,9940	0,9941	0,9943	0,9945	0,9946	0,9948	0,9949	0,9951	0,9952
2,6	0,9953	0,9955	0,9956	0,9957	0,9959	0,9960	0,9961	0,9962	0,9963	0,9964
2,7	0,9965	0,9966	0,9967	0,9968	0,9969	0,9970	0,9971	0,9972	0,9973	0,9974
2,8	0,9974	0,9975	0,9976	0,9977	0,9977	0,9978	0,9979	0,9979	0,9980	0,9981
2,9	0,9981	0,9982	0,9982	0,9983	0,9984	0,9984	0,9985	0,9985	0,9986	0,9986
3	0,9987	0,9987	0,9987	0,9988	0,9988	0,9989	0,9989	0,9989	0,9990	0,9990
3,1	0,9990	0,9991	0,9991	0,9991	0,9992	0,9992	0,9992	0,9992	0,9993	0,9993
3,2	0,9993	0,9993	0,9994	0,9994	0,9994	0,9994	0,9994	0,9995	0,9995	0,9995
3,3	0,9995	0,9995	0,9995	0,9996	0,9996	0,9996	0,9996	0,9996	0,9996	0,9997
3,4	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9998

**Exemple:**

Déterminons la valeur de la pluie pour la période de retour de 10 ans :

Moyenne :  $\bar{X} = 704$  mm

Ecart type :  $\sigma = 252$  mm

T = 10 ans :

$$P(U \leq u) = 1 - \frac{1}{T} = 1 - \frac{1}{10} = 0.9$$

La valeur de la variable réduite selon la table (par interpolation) est :  $z = 1.28$  donc  $k_{10}=1.28$ .

$$X_{10}=m+ k_{10}.s = 704+ 1.28 *252= 1027\text{mm.}$$

La table correspond aux valeurs de  $u$  positive, si  $u$  est négatif, la probabilité au non-dépassement est le complément à 1 de  $F(|u|)$ . Le paramètre de tendance centrale  $\bar{X}$  et à la fois la moyenne, le mode et la médiane. Le paramètre de dispersion est l'écart-type  $\sigma$  (racine carrée de la variance). La densité de probabilité a pour expression :

$$f(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{u^2}{2}}$$

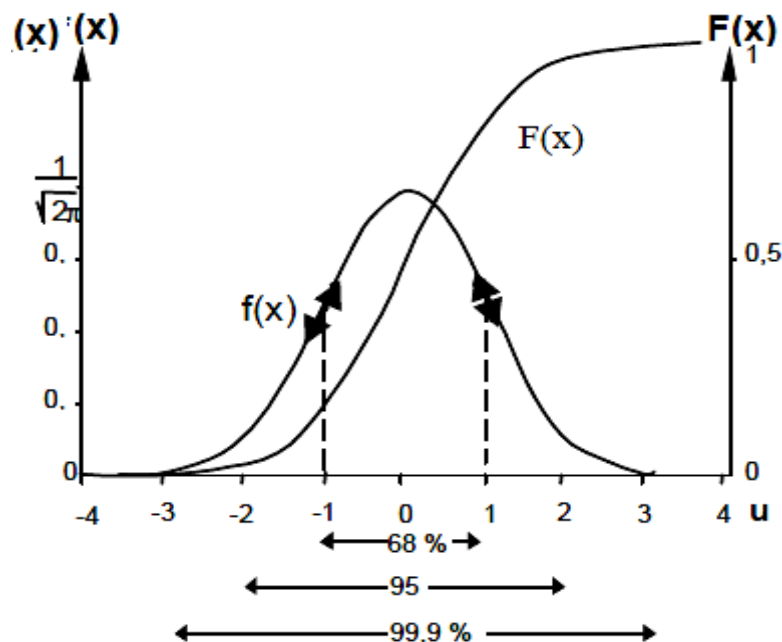


Figure.17:

### 7.8.1 Estimation des paramètres

On obtient immédiatement les estimations suivantes :

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \text{ et } \sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n x_i^2 - n\bar{x}^2}{n-1}}$$

### 7.8.2 Ajustement graphique :

A chaque élément de l'échantillon, on associe une fréquence expérimentale au non dépassement :

$$F(x_i) = \frac{i - 0,5}{n}$$

A chaque valeur de  $F(x_i)$  correspond une valeur de  $u$ . Pour chaque élément de l'échantillon, on peut porter dans un graphique gradué en abscisse selon les valeurs de  $u$  et en ordonnée selon la variable  $x$ ,  $(\frac{i-0,5}{n}, x_i)$ .

Si les valeurs de  $x_i$  sont distribuées normalement, les points s'alignent sur une droite d'équation :  $X_i = \bar{X} + u_i \sigma$  appelée droite de Henry. D'après cette droite, on détermine la moyenne  $\bar{X}$  puisque pour  $u = 0$ , on a  $x = \bar{X}$ , et l'écart-type en faisant par exemple  $u = 2$ , donc  $x = \bar{X} + 2\sigma$ .

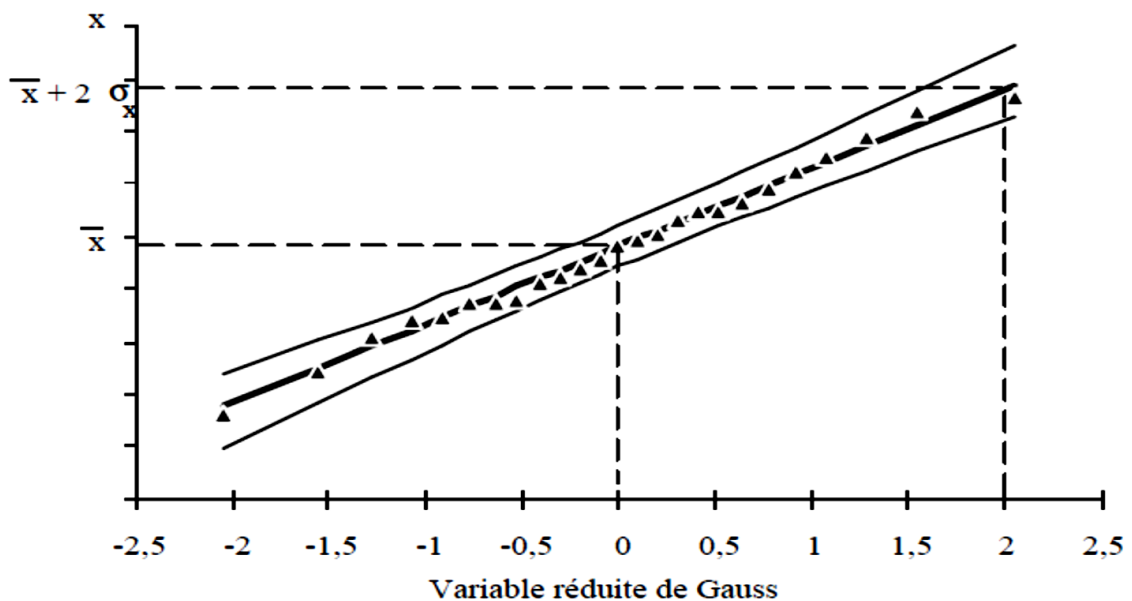


Figure.18 : Ajustement à une loi de Gauss

### 7.9 Loi de Galton (Loi log-normale)

Lorsque les valeurs du logarithme d'une variable  $X$  suivent une distribution normale, on dit que la variable  $X$  suit une loi de Galton. La loi log-normale est préconisée par certains hydrologues qui la justifient en argumentant que l'apparition d'un événement hydrologique résulte de l'action combinée d'un grand nombre de facteurs qui

se multiplient. Parmi les nombreuses formulations possibles, nous retiendrons la suivante, qui fait le mieux le parallèle avec la loi de Gauss :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\Pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{u^2}{2}} du$$

$$u = a \log(x - x_0) + b$$

**Intervalle de définition :  $x \in ] x_0, + \infty[$**

On remarque que l'on passe de la loi de Gauss à la loi de Galton en faisant le changement de variable de  $x$  en  $\log(x - x_0)$ . Cette loi fait intervenir trois paramètres dont  $x_0$  est le paramètre de position. Une autre formulation qui fait mieux ressentir le rôle des paramètres est:

$$F(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\Pi}} \int_0^u \frac{1}{u} e^{-\frac{\text{Ln}^2(u)}{2\sigma^2}} du$$

$$u = \frac{x - x_0}{s}$$

$x_0$  : paramètre de position (identique au précédent)

$s$  : paramètre d'échelle positif différent de zéro

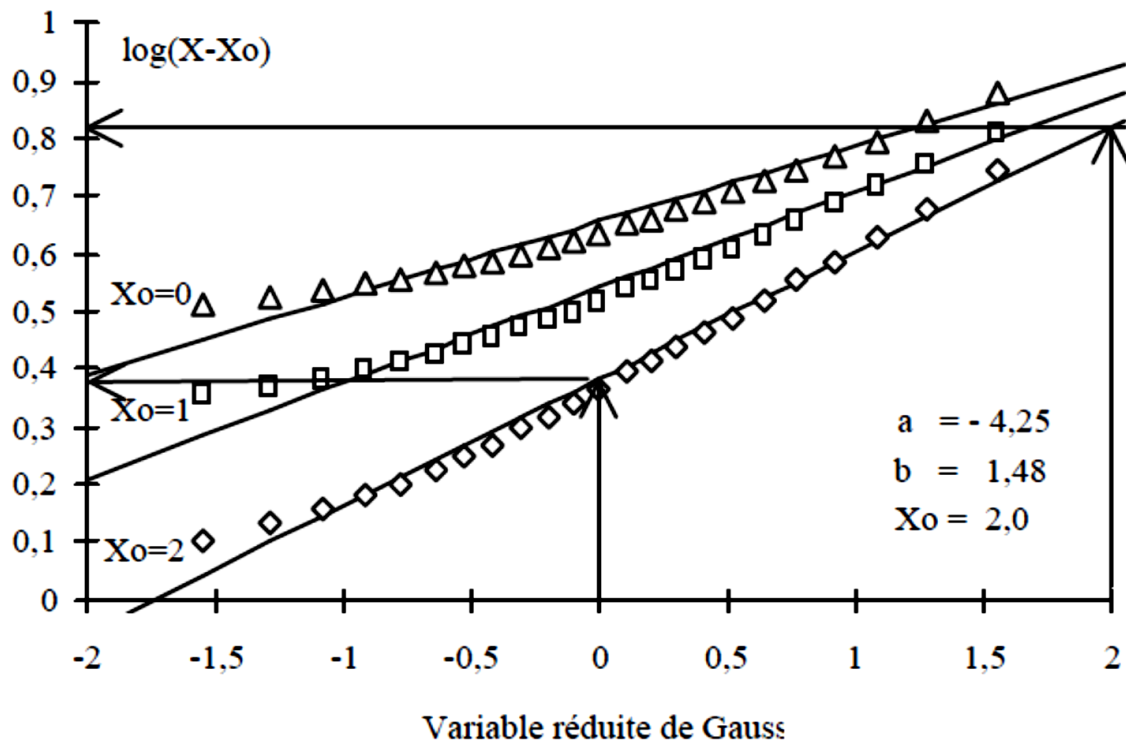
La fonction de densité est alors :

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\Pi}} \frac{1}{u} \exp\left(-\frac{(\text{Ln } u)^2}{2\sigma^2}\right)$$

$$u = \frac{x - x_0}{s} e^{-\sigma^2}$$

Elle s'annule pour ce qui correspond au mode. Par ailleurs, la fonction de densité a deux points d'inflexion pour :

$$u = e^{-\frac{\sigma^2}{2} \left(3 \pm \sqrt{1 + \frac{4}{\sigma^2}}\right)}$$



**Figure.19:** Ajustement graphique à une loi de Galton.

### 7.10 Loi de Gumbel (distribution des valeurs extrêmes)

E.J. Gumbel postule que la loi double exponentielle, ou loi de Gumbel, est la forme limite de la distribution de la valeur maximale d'un échantillon de  $n$  valeurs. Le maximum annuel d'une variable étant considéré comme le maximum de 365 valeurs journalières, cette loi doit ainsi être capable de décrire les séries de maxima annuels. La fonction de répartition a la forme suivante :

$$F(x) = e^{-e^{-u}}$$

avec  $u = \frac{x - x_0}{s}$

Le terme  $u$  est la variable réduite de Gumbel. L'intervalle de variation de  $x$  est donc :

$x \in ] - \infty , + \infty [$

- $x_0$  est le paramètre de position (mode)
- $s$  est le paramètre d'échelle différent de zéro et positif.

Où  $\alpha$  et  $\beta$  sont les paramètres de la loi. Le paramètre  $\alpha$  est un paramètre caractéristique de la dispersion. L'estimation des paramètres peut être calculée par la méthode des moments:

$$\alpha = 0.78 \cdot s$$

$$\beta = \bar{x} - 0.45 \cdot s$$

s est l'écart type de l'échantillon ;

$\bar{x}$  est la moyenne de l'échantillon.

La variable réduite u de Gumbel se calcule par :

$$u = -\text{Log}(-\text{Log}(F)) ;$$

F étant la probabilité de non dépassement.

La densité de probabilité a pour expression :

$$f(u) = e^{-u} e^{-e^{-u}}$$

La méthode des moments conduit à des estimations de calcul particulièrement simple et d'emploi très fréquent :

$$s = 0,78 \sigma_x$$

$$x_0 = \bar{x} - 0,577 s$$

$$\left[ \sigma_x = \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n - 1}} \quad \text{et} \quad \bar{x} = \frac{\sum x}{n} \right]$$

Cette loi à deux paramètres se prête très facilement à des ajustements graphiques. La variable réduite de Gumbel  $u = \frac{x-x_0}{s}$  s'exprime très facilement en fonction de la fréquence puisque l'on a

$$F(x) = e^{-e^{-u}} \quad \text{d'où} \quad u = -\text{Ln} \left[ \text{Ln} \frac{1}{F} \right]$$

Ainsi, en portant arithmétiquement les valeurs de x en fonction de leur fréquence expérimentale au non dépassement selon un axe gradué arithmétiquement en u, on doit obtenir une droite passant par exemple :

$$u = 0 \text{ pour } x = x_0$$

et  $u = \pm 1$  pour  $x = x_0 \pm s$ , d'où la détermination immédiate de  $x_0$  et s.

s représente la pente de cette droite ; aussi appelle-t-on souvent s le "gradex" (gradient exponentiel).

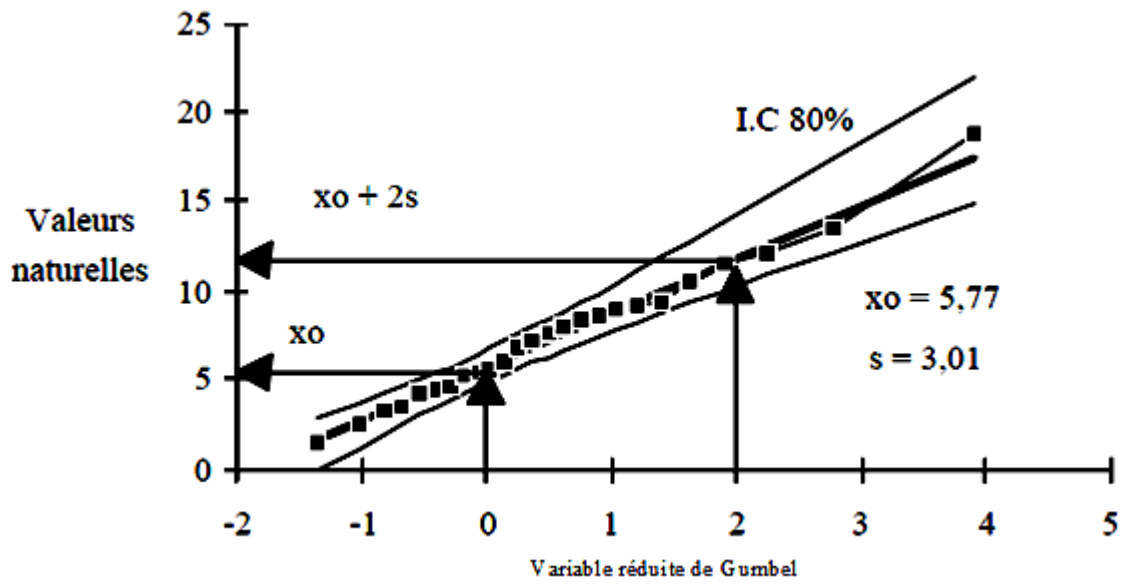
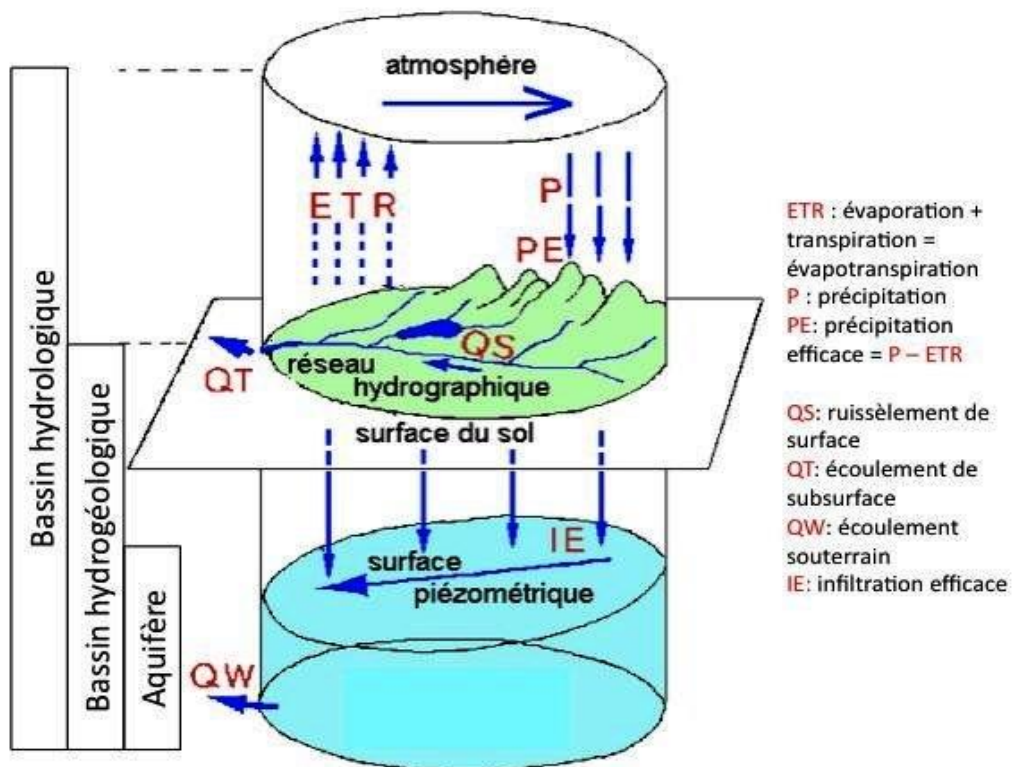


Figure.20 : Ajustement à une loi de Gumbel

# CHAPITRE 03

## ESTIMATION DU BILAN HYDRIQUE D'UN BASSIN VERSANT

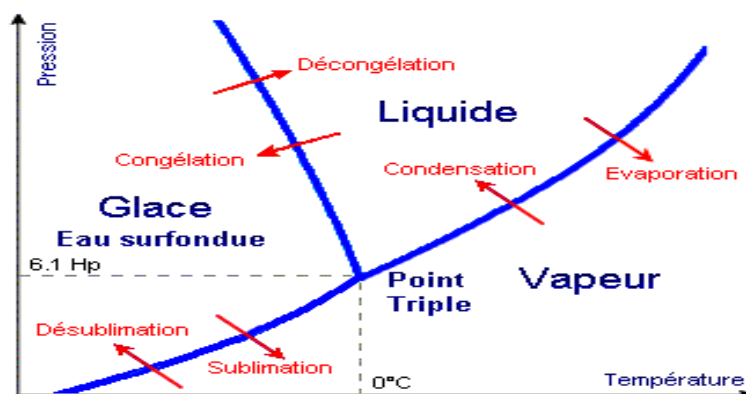


## 8. ESTIMATION DU BILAN HYDROLOGIQUE D'UN BASSIN VERSANT

La question de la disponibilité et d'accès à l'eau est sans aucun doute un des problèmes majeurs auquel devra faire face l'humanité durant le siècle à venir. Aujourd'hui on estime en effet qu'un habitant sur cinq de la planète n'a pas accès à l'eau en suffisance et un sur trois a une eau de qualité.

Dans ce contexte, il peut être utile de rappeler que "la mesure quantitative et qualitative des éléments du cycle hydrologique et la mesure des autres caractéristiques de l'environnement qui influent sur l'eau constituent une base essentielle pour une gestion efficace de l'eau". De fait, la compréhension et l'analyse du cycle de l'eau est la base de toute étude et réflexion au sujet de la gestion des eaux. L'eau est la source principale et originelle de toute vie. Elle se présente, dans la nature, sous trois états :

- **Solide** : neige et glace.
- **Liquide** : eau chimiquement pure ou chargée en solutés.
- **Gazeux** : à différents degrés de pression et de saturation.



**Figure.21:** Diagramme de phase de l'eau

Le changement de phase de l'eau dépend essentiellement de la température et de la pression mais aussi du degré de pollution de l'atmosphère. La figure suivante donne les différentes conditions de pression et de température pour les trois états de l'eau, ainsi que les transformations de phase. L'ensemble des processus de transformation et de transfert de l'eau forme le *cycle hydrologique*

### 8.1 Mécanismes de formation des précipitations

La formation des précipitations nécessite la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique. La saturation est une condition essentielle à tout déclenchement de la

condensation. Divers processus thermodynamiques sont susceptibles de réaliser la saturation des particules atmosphériques initialement non saturées et provoquer leur condensation :

- Saturation et condensation par refroidissement isobare (à pression constante),
- saturation et condensation par détente adiabatique,
- saturation et condensation par apport de vapeur d'eau,
- saturation par mélange et par turbulence.

La saturation n'est cependant pas une condition suffisante à la condensation ; cette dernière requiert également la présence de noyaux de condensation (impuretés en suspension dans l'atmosphère d'origines variées - suie volcanique, cristaux de sable, cristaux de sel marin, combustions industrielles, pollution) autour desquels les gouttes ou les cristaux se forment.

Lorsque les deux conditions sont réunies, la condensation intervient sur les noyaux ; il y a alors apparition de gouttelettes microscopiques qui grossissent à mesure que se poursuit l'ascendance, celle-ci étant le plus souvent la cause génératrice de la saturation. Les noyaux de condensation jouent en fait un rôle de catalyseur pour la formation de gouttelettes d'eau.

Pour qu'il y ait précipitations il faut encore que les gouttelettes ou les cristaux composant les nuages (les hydrométéores) se transforment en gouttes de pluie. Ce phénomène est lié à l'accroissement de ces éléments dont la masse devient suffisante pour vaincre les forces d'agitation. Ce grossissement peut s'expliquer par les deux processus suivant :

- **l'effet de coalescence**

Il y a grossissement par choc et fusionnement avec d'autres particules. Du fait de la dispersion des vitesses, le cristal en se déplaçant, soit en chute libre, soit par turbulence, entre en collision avec les gouttelettes surfondues ; la congélation de celles-ci augmente le volume du cristal. Il en est de même pour les gouttelettes de diamètre supérieur à 30 microns qui entrent en collision avec des gouttelettes de diamètre inférieur. Ce processus provoque un accroissement rapide de leur dimension et donc de leur masse augmentant leur vitesse de chute.

- **l'effet Bergeron**

Dans la partie du nuage où la température est négative mais supérieure à  $-40^{\circ}\text{C}$ , coexistent des cristaux de glace et des gouttelettes d'eau surfondues (eau liquide avec

une  $T < 0^{\circ}\text{C}$ , l'eau pure ne se solidifie pas à  $0^{\circ}\text{C}$  mais en dessous de  $-40^{\circ}\text{C}$ ). Autour d'un cristal de glace, l'air est saturé à un taux d'humidité plus bas qu'autour d'une gouttelette d'eau surfondue.

Suite à cette différence d'humidité, il apparaît un transfert de la vapeur d'eau des gouttelettes vers les cristaux. Par conséquent, les gouttelettes s'évaporent tandis qu'il y a condensation autour des cristaux. Lorsque la masse du cristal est suffisante, il précipite. S'il traverse une région à température positive suffisamment épaisse (souvent à partir de 300 m dans les nuages stables) et si la durée de chute le permet, il fond et donne lieu à de la pluie. Le même processus de grossissement a lieu entre deux gouttelettes à des températures différentes (la plus froide grossit au détriment de la plus chaude).

## **8.2 Les différents types de pluie**

### **8.2.1 Les précipitations convectives**

Elles résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont associées aux cumulus et cumulo-nimbus, à développement vertical important, et sont donc générées par le processus de Bergeron. Les précipitations résultantes de ce processus sont en général orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale.

### **8.2.2 Les précipitations orographiques**

Ce type de précipitations résulte de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique particulière. Par conséquent, ce type de précipitations n'est pas « spatialement mobile » et se produit souvent au niveau des massifs montagneux. Les caractéristiques des précipitations orographiques dépendent de l'altitude, de la pente et de son orientation, mais aussi de la distance séparant l'origine de la masse d'air chaud du lieu de soulèvement. En général, elles présentent une intensité et une fréquence assez régulières

### **8.2.3 Les précipitations frontales ou de type cyclonique**

Elles sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme « fronts ». Les fronts froids (une masse d'air froide pénètre dans une région chaude) créent des précipitations brèves, peu étendues et intenses. Du fait d'une faible pente du front, les fronts chauds (une masse d'air chaude pénètre dans une région occupée par une masse d'air plus froide) génèrent des précipitations longues, étendues, mais peu intenses

### 8.3 Les courbes IDF (intensité-durée-fréquence)

L'analyse des pluies a permis de définir deux lois générales de pluviosité qui peuvent s'exprimer de la manière suivante :

- Pour une même fréquence d'apparition - donc un même temps de retour - l'intensité d'une pluie est d'autant plus forte que sa durée est courte.
- Ou encore, en corollaire, à durée de pluie égale, une précipitation sera d'autant plus intense que sa fréquence d'apparition sera petite (donc que son temps de retour sera grand).

Ces lois permettant d'établir les relations entre les intensités, la durée et la fréquence d'apparition des pluies peuvent être représentées selon des courbes caractéristiques : on parle généralement de courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF) La notion de fréquence est en fait exprimée par la notion de temps de retour.

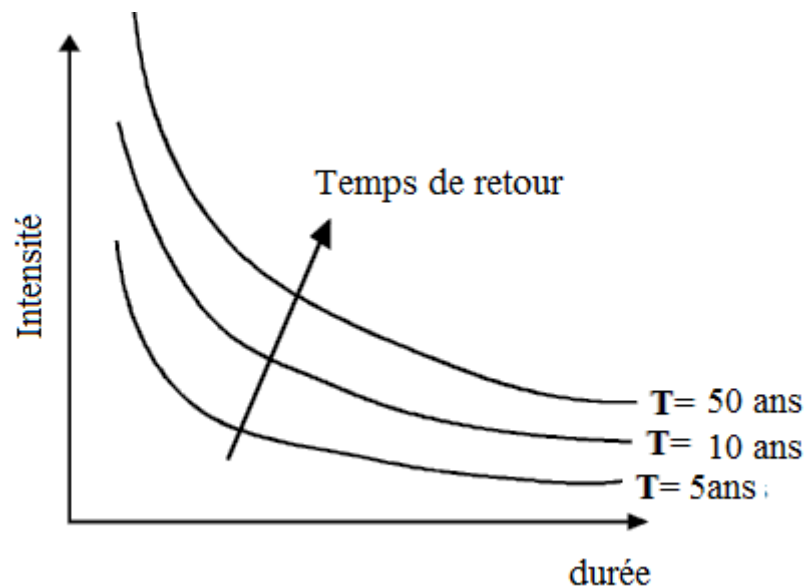


Figure. : Courbes IDF

Les courbes IDF permettent d'une part de synthétiser l'information pluviométrique au droit d'une station donnée et, d'autre part de calculer succinctement des débits de projet et d'estimer des débits de crue ainsi que de déterminer des pluies de projet utilisées en modélisation hydrologique.

#### 8.3.1 Construction de courbes IDF

Les courbes IDF sont établies sur la base de l'analyse d'averses enregistrées à une station au cours d'une longue période, la formule dite de Montana pour représenter l'intensité critique d'une pluie en fonction de sa durée :

$$I(t) = a \times t^{-b}$$

**avec**

**I** intensité de l'averse exprimée en mm/min

**(a) et (b)** paramètres dépendant de la pluviométrie locale en fonction de la période de retour si **t** est exprimé en minutes

**t** : temps de concentration en (min)

#### **8.4 Introduction à la mesure des précipitations**

La mesure des précipitations est l'une des plus complexes en météorologie car on observe une forte variation spatiale selon le déplacement de la perturbation, le lieu de l'averse, la topographie et les obstacles géographiques locaux gênant sa captation.

On exprime généralement les précipitations en hauteur ou lame d'eau précipitée par unité de surface horizontale (mm). Si on rapporte cette hauteur d'eau à l'unité de temps, il s'agit d'une intensité (mm/h). Rappelons que :

$$1 \text{ mm} = 1 \text{ l/m}^2 = 10 \text{ m}^3/\text{ha}$$

La précision de la mesure est au mieux de l'ordre de 0,1 mm. En Suisse, toute précipitation supérieure à 0,5 mm est considérée comme pluie effective. L'enregistrement des pluies en général, et des averses en particulier, se fait au moyen de divers appareils de mesure.

Les plus classiques sont les pluviomètres et les pluviographes, à enregistrement mécanographique ou digital. Au contraire de ces approches ponctuelles, il existe aussi des méthodes de mesures globales fondées sur les méthodes radar et la télédétection. Seule la méthode « radar » est abordée dans le présent cours.

##### **8.4.1 Les pluviomètres**

Le pluviomètre est l'instrument de base de la mesure des précipitations liquides ou solides. Il indique la pluie globale précipitée dans l'intervalle de temps séparant deux relevés. Le pluviomètre est généralement relevé une fois par jour.

La hauteur de pluie lue le jour *j* est attribué au jour *j-1* et constitue sa "pluie journalière" ou "pluie en 24 heures".

Si la station pluviométrique est éloignée ou difficile d'accès, il est recommandé de recourir au pluviomètre totalisateur. Cet appareil reçoit les précipitations sur une longue période et la lecture se fait par mesure de la hauteur d'eau recueillie ou par pesée. En cas de neige ou de grêle on procède à une fusion avant mesure.

La quantité d'eau recueillie est mesurée à l'aide d'une éprouvette graduée. Le choix du site du pluviomètre est très important. Les normes standards sont basées sur le

principe qu'un site est représentatif et caractérisé par l'absence d'obstacles à proximité La hauteur au-dessus du sol de la bague du pluviomètre est également déterminante pour une mesure correcte de la pluie.



**Figure.22:**Le Pluviomètre

En effet, les effets du vent créent un déficit en eau, dans le cas où le pluviomètre serait en position élevée. Aussi, malgré les erreurs de captation, les normes OMM (1996) préconisent que la surface réceptrice des pluviomètres (et pluviographes) soit horizontale et située à 1,50 m au-dessus du sol ; cette hauteur permet de placer facilement l'appareil et évite les rejaillissements.

#### **8.4.2 Les pluviographes**

Le pluviographe se distingue du pluviomètre en ce sens que la précipitation, au lieu de s'écouler directement dans un récipient collecteur, passe d'abord dans un dispositif particulier (réservoir à flotteur, augets...etc.) qui permet l'enregistrement automatique de la hauteur instantanée de précipitation.

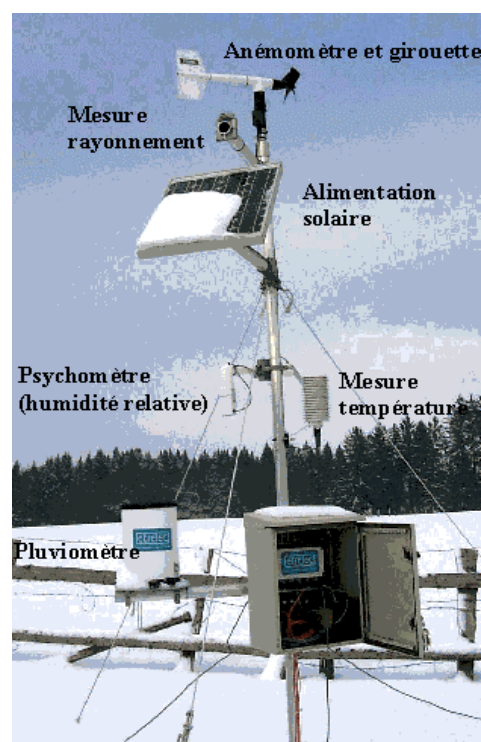


**Figure.23:** Le pluviographe

L'enregistrement est permanent et continu, et permet de déterminer non seulement la hauteur de précipitation, mais aussi sa répartition dans le temps donc son intensité. Les pluviographes fournissent des diagrammes de hauteurs de précipitations cumulées en fonction du temps.

### 8.4.3 Le radar

Le radar (Radio Detection And Ranging) est devenu un instrument d'investigation et de mesure indispensable en physique de l'atmosphère. La mesure des précipitations est rendue possible par la forte influence que les hydrométéores exercent sur la propagation des ondes électromagnétiques de faible longueur d'onde.



**Figure.24:** Le Radar

Certains radars peuvent estimer l'intensité de la précipitation, avec cependant quelques difficultés dues à la calibration. L'avantage essentiel du radar, par rapport à un réseau classique de pluviographes, réside dans sa capacité d'acquérir.

Depuis un seul point, de l'information sur l'état des systèmes précipitant intéressant une vaste région ( $\rightarrow 10^5 \text{ km}^2$ ). La portée d'un radar oscille entre 200 et 300 km.

De nombreuses sources d'erreur affectent toutefois la qualité des estimations de précipitation par radar. Un des points sensibles est la nécessité de trouver une relation moyenne pour la transformation des réflectivités des cibles en intensité des précipitations.

Malgré l'incertitude des résultats, le radar est un des seuls instruments permettant la mesure en temps réel sur l'ensemble d'un bassin versant et il est, par conséquent, très utile pour la prévision en temps réel. Il permet une bonne représentation des phénomènes dans un rayon d'environ 100 km.

## **8.5 Les erreurs de mesure**

### **A. Les erreurs instrumentales**

Sont multiples ; elles ont presque toutes pour conséquence de sous-estimer les quantités précipitées. On distingue :

- Les erreurs de captation (5 à 80 %) : pluie inclinée, fortes pentes, turbulences du vent autour du pluviomètre.
- Les erreurs de l'instrument (environ 0,5 %) : déformation de l'appareil de mesure (par exemple déformation du papier enregistreur).
- Les erreurs dues aux rejaillissements (environ 1%).
- Les pertes par mouillage (environ 0,5 %) : déficit équivalent à l'eau qui humecte les parois intérieures du pluviomètre.
- Les erreurs dues à l'évaporation dans le récipient (environ 1%).
- Les erreurs propres aux pluviographes : en cas de fortes pluies, la vidange du système à siphon, et respectivement la vitesse de basculement des augets peuvent être trop lentes. Des pertes d'eau au moment du basculement des augets peuvent aussi avoir lieu.

### **B. Les erreurs d'observation**

Sont en principe systématiques mais ne sont pas trop graves du moment que l'on ne change pas d'observateur (possibilité de corrections).

### **C. Les erreurs de positionnement de l'appareil**

On peut avoir une bonne mesure mais de quelque chose de "faux"

### **D. Les erreurs de représentativité spatiale ou d'échantillonnage**

Sont difficiles à estimer, car nous ne savons pas dans quelle mesure les quantités recueillies ponctuellement sont représentatives du volume total d'eau précipitée sur l'ensemble du bassin. Le manque de précision des ces appareils de mesure classiques, ainsi que leur coût en entretien ont motivé des chercheurs à développer de nouveaux systèmes basés sur une technologie de pointe.

## 8.6 Méthodes de calcul de la moyenne des précipitations

Plusieurs méthodes sont très souvent utilisées pour calculer la moyenne des pluviométrique d'une région :

- La moyenne arithmétique
- La méthode de Thiessen
- La méthode des isohyètes

### 8.6.1 La moyenne arithmétique

Une simple moyenne arithmétique de N poste pluviométriques, peut être une estimation valable de la lame d'eau tombée sur un bassin versant de superficie S, la moyenne des précipitations est donnée par :  $P_{moy} = \sum P_i / N$  (mm) ; avec  $P_i$  précipitation au poste i.

### 8.6.2 La méthode de Thiessen

C'est une méthode arithmétique dans la quelle on attribue à chaque pluviomètre un poids proportionnel à une zone d'influence définie géométriquement. Cette méthode ne tient compte que la distribution spatiale en plan des stations pluviométriques. Elle ne tient compte ni de la topographie ni d'autres facteurs qui pourraient influencer la distribution spatiale de la pluie.

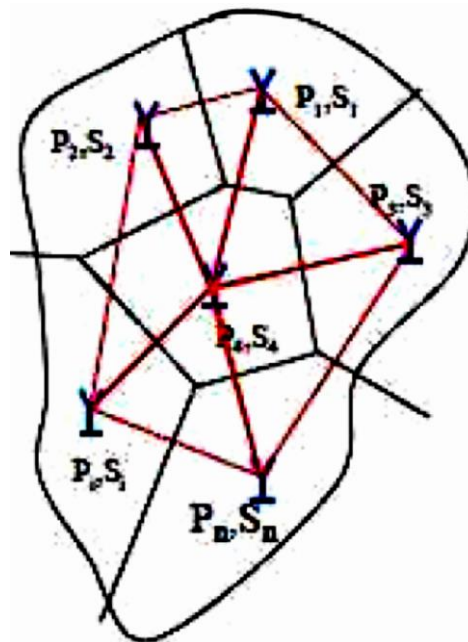


Figure.25: La méthode de Thiessen

Soit un bassin versant pourvu de plusieurs pluviomètres (Fig.25). Les pluies mesurées sont respectivement  $P_1$ ,  $P_2$  et  $P_3 \dots P_n$ , on joint les segments de droites reliant les

pluviomètres. On trace les médiatrices de ces segments, elles sont concourantes et partagent le bassin en plusieurs zones I, II, et III.

$$P_{\text{moy}} = \frac{P_1S_1 + P_2S_2 + P_3S_3 + \dots + P_nS_n}{S_{\text{tot}}} \quad (\text{mm})$$

### 8.6.3 La méthode des isohyètes

Les isohyètes ou lignes (courbes) d'égale pluviométrie sont tracées avec des logiciels de cartographie en tenant compte des coordonnées géographiques et topographique et des précipitations aux différentes stations pluviométriques. Leur tracé nécessite un réseau dense par rapport à la variabilité spatiale des précipitations. Elles peuvent être tracées aussi bien pour la détermination de la précipitation moyenne sur l'ensemble du bassin que sur les précipitations fréquentielles (année humide, année sèche.....). La précipitation  $P_{\text{moy}}$  est calculée par l'expression :

$$P_{\text{moy}} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i \bar{P}_i}{S} \quad \bar{P}_i = \frac{P_i + P_{i+1}}{2}$$

Avec :

$S_i$  : Surface d'influence du pluviomètre  $i$  en  $\text{K.m}^2$

$P_i$  : Précipitation au poste  $i$  en mm

$\bar{P}_i$  : Précipitation moyenne comprise entre 2 isohyètes en mm

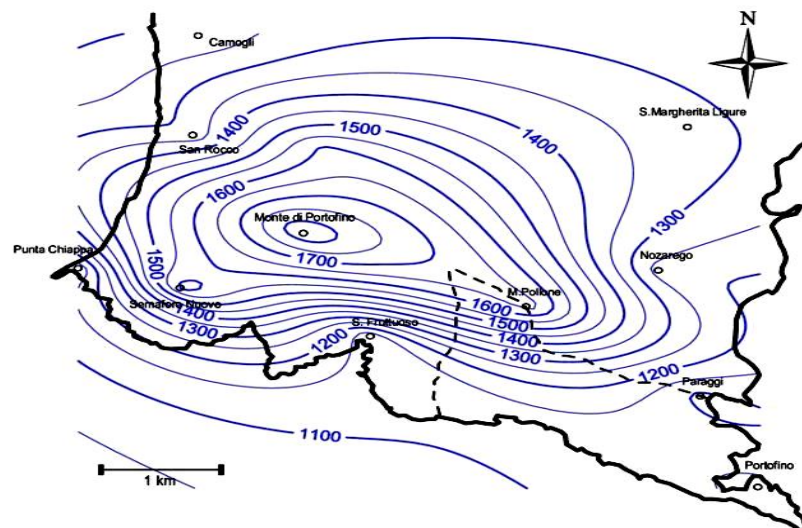


Figure.26: Carte des isohyètes

### 8.7 L'évaporation et l'évapotranspiration

L'évaporation se définit comme étant le passage de la phase liquide à la phase vapeur, il s'agit de l'évaporation physique. Les plans d'eau et la couverture végétale sont les principales sources de vapeur d'eau. On parle de sublimation lors du passage direct

de l'eau sous forme solide (glace) en vapeur. Le principal facteur régissant l'évaporation est la radiation solaire.



**Figure.27:** Bac de classe A avec station météorologique et cage de protection.

Le terme évapotranspiration englobe l'évaporation et la transpiration des plantes. On distingue :

- L'évapotranspiration réelle d'une région représente l'eau réellement perdue par celle-ci sous forme de vapeur (ETR)
- l'évapotranspiration potentielle, l'eau susceptible d'être perdue dans les mêmes conditions quand elle n'est plus facteur limitant (ETP).

La connaissance de ces deux données est évidemment indispensable pour étudier la circulation de l'eau ou pour définir les besoins en eau des cultures.

On se propose de montrer en utilisant la méthode du bilan d'énergie, les liaisons qui existent non seulement entre ETP et ETR, mais également entre ces termes et les différents éléments du bilan énergétique (rayonnement global, rayonnement de grande longueur d'onde. Les relations simples que l'on établira permettront de mieux définir la signification climatique d'ETR et d'ETP.

L'évaporation est une des composantes fondamentales du cycle hydrologique et son étude est essentielle pour connaître le potentiel hydrique d'une région ou d'un bassin versant. En général, des analyses spécifiques d'évaporation devront être faites pour des études de bilan et de gestion de l'eau par les plantes. Cependant, ces analyses approfondies sont moins nécessaires pour les études de projets d'aménagement où l'eau est plutôt considérée sous un aspect d'agent dynamique.

### 8.7.1 L'infiltration et la percolation

L'infiltration désigne le mouvement de l'eau pénétrant dans les couches superficielles du sol et l'écoulement de cette eau dans le sol et le sous-sol, sous l'action de la gravité et des effets de pression.

La percolation représente plutôt l'infiltration profonde dans le sol, en direction de la nappe phréatique. Le taux d'infiltration est donné par la tranche ou le volume d'eau qui s'infiltré par unité de temps (mm/h ou m<sup>3</sup>/s).

La capacité d'infiltration est la tranche d'eau maximale qui peut s'infiltrer par unité de temps dans le sol et dans des conditions données. L'infiltration est nécessaire pour renouveler le stock d'eau du sol, alimenter les eaux souterraines et reconstituer les réserves aquifères. De plus, en absorbant une partie des eaux de précipitation, l'infiltration peut réduire les débits de ruissellement.

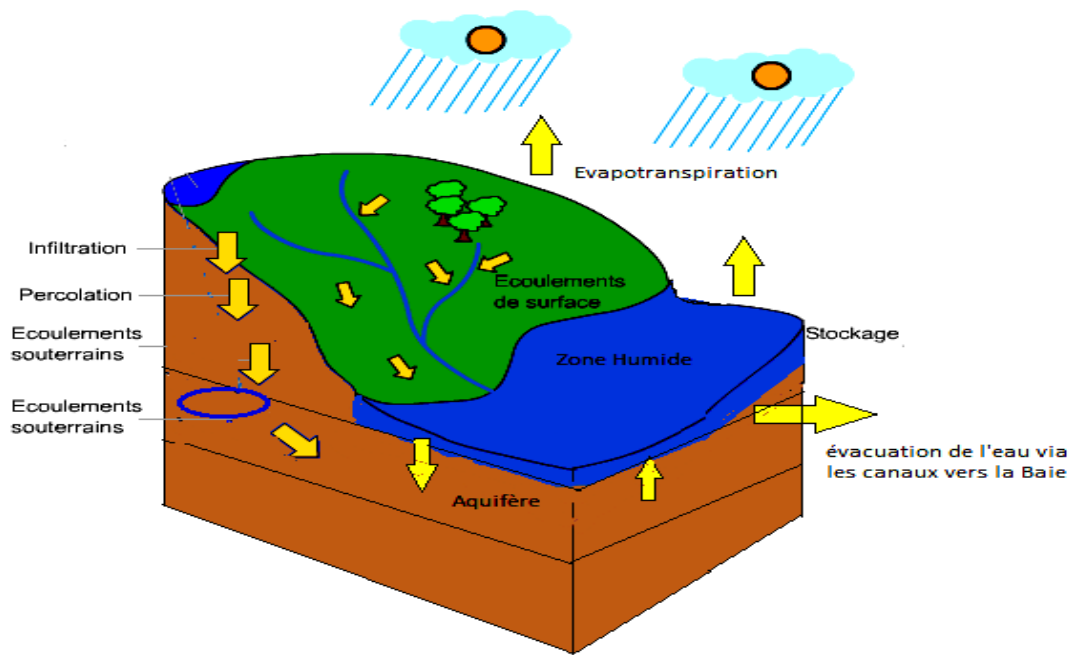
### 8.8 Les écoulements

De par la diversité de ses formes, on ne peut plus aujourd'hui parler d'un seul type d'écoulement mais bien des écoulements. On peut distinguer en premier lieu les écoulements rapides des écoulements souterrains plus lents.

Les écoulements qui gagnent rapidement les exutoires pour constituer les crues se subdivisent en écoulement de surface (mouvement de l'eau sur la surface du sol) et écoulement de subsurface (mouvement de l'eau dans les premiers horizons du sol). L'écoulement souterrain désigne le mouvement de l'eau dans le sol.

On peut encore ajouter à cette distinction les écoulements en canaux ou rivières qui font appel à des notions plus hydrauliques qu'hydrologiques (à l'exception des méthodes de mesures comme nous le verrons ultérieurement).

L'écoulement de surface caractérise un écoulement sur une surface et s'exprime généralement par un rapport volume/surface/temps [L<sup>3</sup>/L<sup>2</sup>/T]. Il est ainsi souvent exprimé en millimètre par année hydrologique dans les études de bilans ou encore en litres par secondes et par hectares dans le cadre de projet d'aménagement des terres et des eaux (drainage ou irrigation). Les écoulements souterrains et en rivière font explicitement référence à la notion de débit, à savoir à un volume d'eau traversant une section par unité de temps [L<sup>3</sup>/T].



**Figure.28:** Infiltration, percolation et écoulement de l'eau dans le sol.

## 8.9 Le Bilan Hydrologique

On peut schématiser le phénomène continu du cycle de l'eau en trois phases: les précipitations, le ruissellement de surface et l'écoulement souterrain, l'évaporation. Il est intéressant de noter que dans chacune des phases on retrouve respectivement un transport d'eau, un emmagasinement temporaire et parfois un changement d'état.

Il s'ensuit que l'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut se faire à l'aide d'une équation appelée "bilan hydrique" qui est le *bilan des quantités d'eau entrant et sortant* d'un système défini dans l'espace et dans le temps. Le temporel introduit la notion de *l'année hydrologique*.

En principe, cette période d'une année est choisie en fonction des conditions climatiques. Ainsi en fonction de la situation météorologique des régions, l'année hydrologique peut débuter à des dates différentes de celle du calendrier ordinaire.

### 8.9.1 Formules d'estimation du bilan hydrique (bilan d'eau)

L'équation du bilan hydrique se fonde sur l'équation de continuité et peut s'exprimer comme suit, pour une période et un bassin donnés :

$$P+Q = R+E+ (Q \pm \Delta Q)$$

avec :

**P** : précipitations (liquide et solide) en mm ;

**Q** : stock (accumulation) de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) en mm ;

**R** : ruissellement de surface et écoulements souterrains en mm ;

**E** : évaporation (y compris évapotranspiration) en mm ;

**Q + ΔQ** : ressources accumulées à la fin de la période en mm.

On exprime généralement les termes du bilan hydrique en hauteur d'eau (mm par exemple), on parle alors de lame d'eau (précipitée, écoulée, évaporée, stockée, etc.). Cette équation exprime simplement que la différence entre le débit d'eau entrant et le débit d'eau sortant d'un volume donné (par exemple un bassin versant) au cours d'une période déterminée est égale à la variation du volume d'eau emmagasinée au cours de la dite période. Elle peut s'écrire encore sous la forme simplifiée suivante :

$$E = Q - Q' \pm \Delta Q$$

avec :

**E** : évaporation mm ou [m<sup>3</sup>],

**Q** : volume entrant mm ou [m<sup>3</sup>],

**Q'** : volume sortant mm ou [m<sup>3</sup>],

**ΔQ** : variation de stockage mm ou [m<sup>3</sup>]

Si le bassin versant naturel est relativement imperméable, la variation de stock sur une période donnée peut être considérée comme nulle ( $\Delta Q = 0$ ), on peut introduire le déficit d'écoulement **D** dans l'équation qui s'écrit :

$$Q - Q' = D$$

Ce déficit d'écoulement représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation. Il peut être estimé à l'aide de mesures ou de méthodes de calcul. A titre illustratif, les formules de Turc et Coutagne sont les suivantes :

#### 8.9.1.1. Formule de Turc

$$D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{E^2}}}$$

**D** : déficit d'écoulement en mm ;

**P** : pluie annuelle en mm

**T** : température moyenne annuelle en °C.

$$L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$$

### 8.9.1.2 Formule de Coutagne

$$D = P - m.P^2$$

**D** : déficit d'écoulement [m],

**P** : pluie annuelle [m],

$$m = 1 / (0.8 + 0.16 T)$$

**m** : coefficient régional,

La connaissance du déficit d'écoulement permet d'évaluer le comportement du système ou la fiabilité des données sensées le décrire, par comparaison entre les valeurs du déficit calculées directement et les valeurs estimées dans un bassin versant plus grand.

#### - Evapotranspiration potentielle et évapotranspiration réelle

Pour l'évapotranspiration potentielle notée **ETP**, c'est la quantité d'eau qui sera évaporée ou transpirée en partie d'un bassin versant si l'eau disponible pour l'évaporation n'était pas un facteur limitant.

On appelle évapotranspiration réelle notée **ETR** la quantité d'eau évaporée ou transpirée par le sol, les végétations, et les systèmes libres du bassin versant estimée en (mm).

Plusieurs formules ont été utilisé pour estimer l' **ETP**

#### - Turc (1961)

$$ETP = 0.4 \frac{t}{t+15} (I_g + 50) K$$

**avec :**

t : Température moyenne mensuelle en (°C)

I<sub>g</sub> : Radiation solaire mensuelle en cal/cm<sup>2</sup>/jour,

I<sub>g</sub> = I<sub>gA</sub> (0.18 + 0.62 h/H)

I<sub>gA</sub> = 1035 - 9.076 Lat + (7.05 Lat + 49.9) Cos (29.92 i - 182.5)

H = 362.7 + 0.2101 Lat + (4.085 Lat - 80.99) Cos (30.01 i - 188.9)

i : Le numéro du mois (avril, i = 4)

H : durée théorique des jours du mois en heures

h : durée d'insolation en heures / mois

Lat : c'est la latitude du point considéré en degrés et minutes

K : Coefficient égale à 1 si l'humidité relative de l'air hr est supérieure à 50%, sinon

$$k = 1 + (50 - hr) / 70$$

### 8.9.1.3 La formule de Thornthwaite

Le bilan d'eau s'applique principalement pour établir la relation entre les apports et les pertes, il est fonction de plusieurs facteurs de systèmes hydrologiques tels que : les précipitations, ruissellement, infiltration, évaporation, évapotranspiration.

$$\mathbf{ETP = 16 (10 t / D)^a k}$$

**avec :**

**ETP** : évapotranspiration potentielle mensuelle en mm

**t** : température moyenne mensuelle en °C ;

**I** : indice thermique annuel donné par :  $\mathbf{I = \sum i}$  avec  $\mathbf{i = (t / 5)^{1,514}}$

**K** : coefficient d'ajustement mensuel.

$$a = 0.016t + 0.5$$

Le bilan d'eau global est donné par:

$$\mathbf{P = R + I + ETR}$$

**avec :**

**P** : hauteur pluviométrique moyenne (mm) ;

**R** : ruissellement annuel (mm) ;

**I** : infiltration annuelle (mm) ;

L'application de la méthode du bilan hydrique est limitée par la difficulté de quantifier les variables. Effectivement, les processus hydrologiques sont difficiles à observer directement sur le terrain et donc à mesurer.

Notons que les erreurs de mesure éventuelles des termes qu'on retrouve dans l'équation hydrologique simplifiée se répercutent directement sur les valeurs calculées de l'évaporation. Devant ces imprécisions, on suggère l'emploi de cette méthode dans le cas d'un avant-projet par exemple, pour vérifier l'état du système et surtout la validité (la fiabilité) des mesures qui le décrit.

### 8.9.1.4 Interprétation du 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 300 mm suivant les sols et sous-sols considérés, avec une moyenne de l'ordre de 100 mm dans le bassin de la méditerranée).

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 (ETP = ETR). 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 $P > ETP$ :**

- $ETR = ETP$
- Il reste un excédent ( $P - ETP$ ) qui est affecté en premier lieu à la RFU, et, si la RFU est complète, à l'écoulement Q

### **Si $P < ETP$ :**

$$ETR = P$$

- On évapore toute la pluie et on prend à la RFU (jusqu'à la vider) l'eau nécessaire pour satisfaire l'ETR soit:
  - $ETR = P$  et  $RFU = 0$  où  $RFU = P - ETP$
- Si  $RFU = 0$ , la quantité ( $Da = ETP - ETR$ ) 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.

1.  $P < ETP$  :  $ETR = P$  et  $RFU = 0$
2.  $P > ETP$  :  $ETR = ETP$  et  $RFU = P - ETP$
3.  $ETP_{Mai} = ETR_{Mai}$
4.  $RFU_{Mai} = (P_{Mai} - ETP_{Mai})$
5.  $EX = P - ETR$
6.  $DA = ETP - ETR$
7.  $BH = P - ETP$
8. Pour vérifier le bilan il faut que :  $P = ETR + EX$

### Exemple :

Calcul des différents paramètres du bilan hydrique dans la station de Tébessa Par la méthode de Thornthwaite.

Mois	ETP Penm	P (mm)	T (°C)	BH	RFU	ETR	Def.	Exc
	(mm)			(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
septembre	107.5	34.1	22,6	-73.4	0.0	34.1	-73.4	0.0
octobre	59.5	40.5	16,5	-19.0	0.0	40.5	-19.0	0.0
novembre	28.0	75.0	11,3	47.0	47.0	28.0	0.0	0.0
décembre	12.5	28.5	7,3	16.0	63.0	12.5	0.0	0.0
janvier	9.7	127.0	6,0	117.3	100.0	9.7	0.0	80.3
février	13.5	10.3	7,4	-3.2	100.0	13.5	0.0	77.1
Mars	28.7	9.7	10,3	-19.0	100.0	28.7	0.0	58.1
Avril	51.1	25.8	14,0	-25.3	100.0	51.1	0.0	32.8
Mai	88.0	42.8	18,2	-45.2	87.6	88.0	0.0	0.0
Juin	135.6	23.9	23,4	-111.7	0.0	111.5	-24.0	0.0
Juillet	172.1	60.5	26,7	-111.6	0.0	60.5	-111.6	0.0
Août	155.5	93.0	26,2	-62.5	0.0	93.0	-62.5	0.0
<b>TOTAL</b>	<b>861.6</b>	<b>571.1</b>	<b>15.8</b>	<b>-290.5</b>	<b>845.9</b>	<b>571.1</b>	<b>-290.5</b>	<b>248.3</b>

# Chapitre 04

## LES MESURES HYDROMETRIQUES ET LES REGIME DES RIVIERES



## 9. MESURE DES DEBITS ET DONNEES HYDROMETRIQUES

La mesure du débit des rivières trouve prioritairement son utilité dans l'évaluation et la prévention des risques liés aux inondations mais aussi dans la connaissance des volumes disponibles à des fins d'alimentation en eau potable des populations et à des fins agricoles, usage majeur mais parfois remis en cause pour des raisons soit qualitatives soit quantitatives.

La transformation d'une chronique limnimétrique en chronique de débits implique la définition préalable du tarage (appelé également étalonnage) de la station. Le tarage est défini graphiquement à partir des jaugeages (mesurage du débit liquide pour une hauteur d'eau donnée).

La relation entre les hauteurs et les débits (en abrégé relation H/Q) n'est jamais linéaire et sa définition suppose l'existence d'un nombre suffisant de jaugeages. Il n'existe pas de méthode universelle pour la mesure du débit d'un cours d'eau. Le choix d'une méthode est conditionné par divers facteurs. On peut citer:

- La configuration du site et les conditions d'écoulement,
- Le matériel de mesure et le temps disponibles,
- Le nombre de personnes pouvant participer à la mesure,
- La précision que l'on souhaite obtenir.

Pour la détermination précise d'un débit dans les conditions naturelles, la réalisation effective de mesures sera toujours préférable à l'application de formules hydrauliques.

En hydraulique, le débit (Q) est défini comme étant un volume (V) de liquide qui s'écoule à travers une section donnée d'un canal ou d'une conduite par une unité de temps (t) :

$$Q = V / t$$

La détermination du débit peut être obtenue à partir de l'équation générale suivante :

$$Q = A \times v$$

Où :

Q débit (m<sup>3</sup> /s);

v vitesse de l'écoulement (m/s);

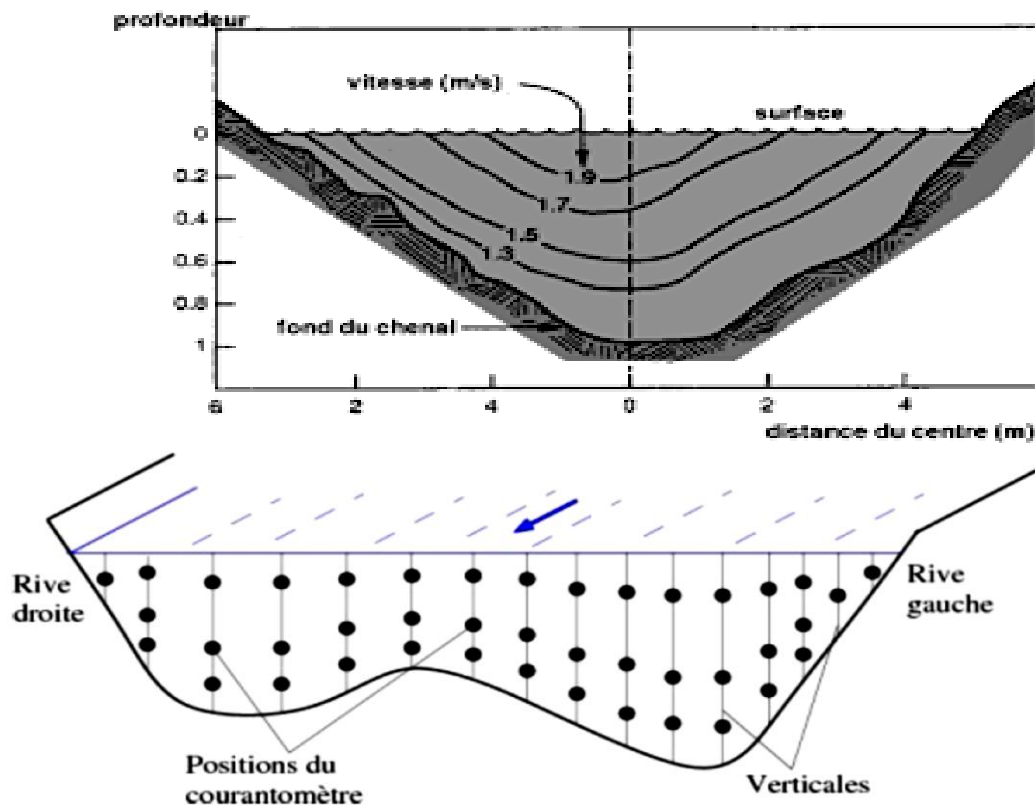
A aire de la section mouillée perpendiculaire à l'écoulement (m<sup>2</sup>).

### 9.1 Les méthodes de jaugeage

C'est une mesure quasiment instantanée du débit d'un cours d'eau. L'évaluation du débit, ou jaugeage, repose sur trois données: la vitesse moyenne d'écoulement, la hauteur d'eau dans la rivière, qui, avec le profil transversal du lit, délimite la section mouillée.

Le débit est calculé en multipliant la section mouillée par la vitesse. Celle-ci est la donnée la plus difficile à connaître car elle n'est pas la même sur toute la largeur et la profondeur du profil.

La mesure précise et continue de la vitesse moyenne, introduite depuis peu en certaines stations, est un progrès considérable. Elle est obtenue soit par la méthode des ultra-sons traversant le cours d'eau, soit par la méthode électromagnétique (petites rivières poissonneuses). Dans le cas de rivières très turbulentes au lit irrégulier, les jaugeages "chimiques" ou par titrage sont les méthodes les mieux adaptées.



**Figure.29:** Schéma explicatif de la géométrie de la section d'écoulement

Grâce à un calculateur réglé sur le profil du cours d'eau et dans lequel sont introduites les valeurs de la hauteur d'eau et de la vitesse, le débit peut être connu à tout moment, en temps réel. Quand les débits sont très faibles, toute l'eau peut être conduite vers un déversoir spécialement étalonné.

## 9.2 La mesure des hauteurs d'eau

La mesure des hauteurs d'eau (la limnimétrie) ou de la variation d'un plan d'eau s'effectue généralement de manière discontinue par la lecture d'une règle graduée (échelle limnimétrique) fixée sur un support. Pour connaître en continu les variations d'un plan d'eau, on utilise des limnigraphes qui fournissent sur un support un enregistrement continu des variations du niveau d'eau dans la rivière en fonction du temps (enregistrement graphique sur bande papier, enregistrement magnétique sur cassette, etc.).

### 9.2.1 Le limnimètre

Le limnimètre est l'élément de base des dispositifs de lecture et d'enregistrement du niveau de l'eau : il est constitué le plus souvent par une échelle limnimétrique qui est une règle ou une tige graduée en métal, placée verticalement ou inclinée, et permettant la lecture directe de la hauteur d'eau à la station.

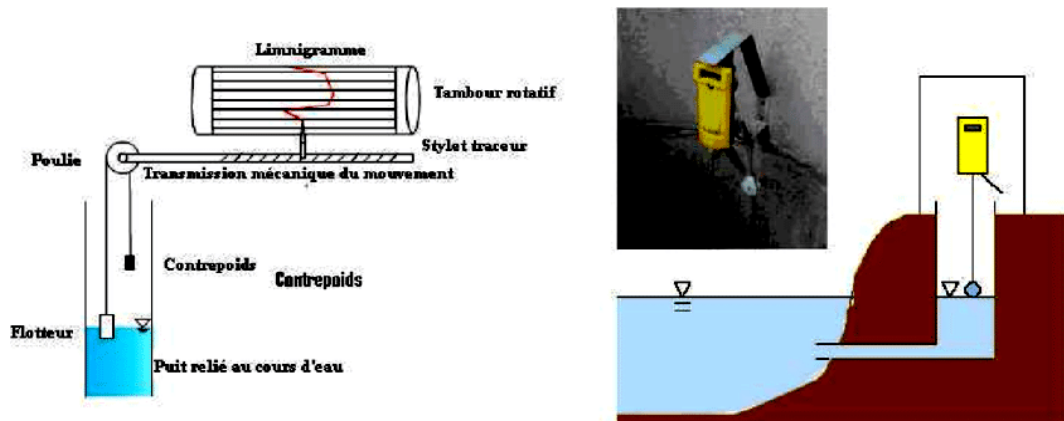


**Figure.30:** Echelle limnimétrique verticale

Si l'échelle est inclinée, la graduation est corrigée en fonction de l'angle d'inclinaison avec la verticale. La lecture de l'échelle limnimétrique se fait généralement au demi-centimètre près. Le zéro de l'échelle limnimétrique doit être placé au-dessous des plus basses eaux possibles dans les conditions de creusement maximum du lit dans la section de contrôle, et ce pour ne pas avoir de cotes négatives.

### 9.2.2 Le limnigraphe à flotteur

C'est un appareil qui maintient un flotteur à la surface de l'eau grâce à un contrepoids, par l'intermédiaire d'un câble et d'une poulie. Le flotteur suit les fluctuations du niveau d'eau, qui sont reportées sur un graphes solidaire d'un **tambour rotatif**.



**Figure.31:** Schéma du limnigraphe à flotteur

### 9.2.3 Limnigraphe à pression ou "bulle à bulle"

Le limnigraphe à pression ou "bulle à bulle", mesure les variations de pression causées par les changements de niveau d'eau. Cet appareil comprend une bonbonne de gaz comprimé, un dispositif de contrôle de pression et un tube immergé relié à la bonbonne.



**Figure.32:** Le limnigraphe à pression ou "bulle à bulle"

Un débit d'air constant sous pression est envoyé au fond de la rivière. Par un manomètre à mercure, on mesure la pression de l'air dans le tube qui est proportionnelle à la hauteur d'eau au-dessus de la prise installée dans la rivière

## 9.3 La mesure des débits

### 9.3.1 Les méthodes « volumétriques »

Permettent de déterminer directement le débit d'après le volume d'eau pénétrant dans un récipient durant un temps donné. Pour des aspects pratiques cette méthode n'est pratiquée que pour des débits très faibles, quelques l/s au plus. Ce principe est parfois utilisé à plus grande échelle en exploitant les volumes d'écluse ou de bief.

Un déversoir ou évacuateur est une structure construite pour dériver ou évacuer l'eau retenue derrière un vannage ou barrage fixe, dont la hauteur excèderait une certaine limite (par exemple la crête de l'ouvrage).

Un déversoir peut être classé en fonction de différentes caractéristiques. Les principaux critères influençant l'écoulement de l'eau sont :

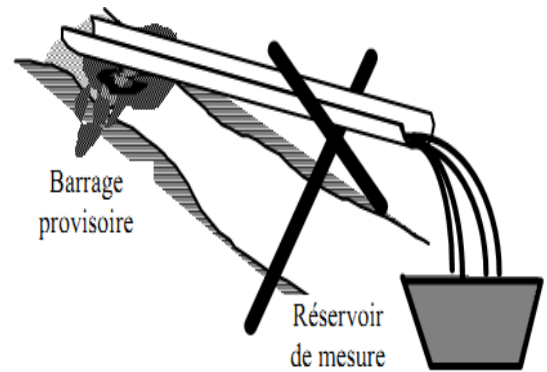
- La géométrie du déversoir dans le sens de l'écoulement : paroi mince, paroi épaisse, géométrie de la crête de déversement.
- La géométrie de la section : rectangulaire, demi-cercle, présence d'obstacle etc.
- L'orientation du déversoir par rapport au sens du courant dans le plan d'eau ou le cours d'eau amont.
- Le type d'écoulement : noyé, dénoyé ou adhérent.

Pour le calcul du débit déversé, on utilise généralement la formule de Kindsvater-Carter<sup>3</sup> aussi appelée formule standard des déversoirs<sup>4</sup> ou encore formule de Poleni<sup>5</sup>. Elle prend la forme suivante :

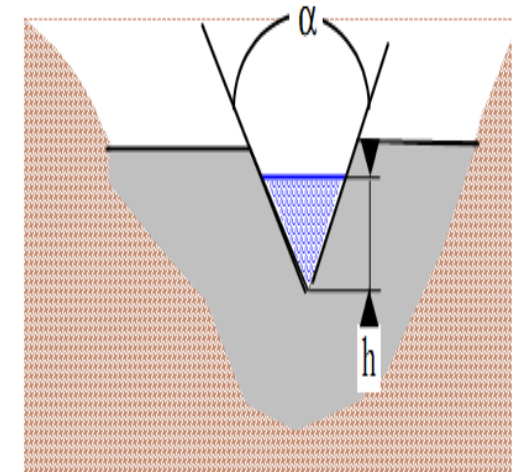
$$Q = C.L.H^{3/2}$$

Où :

- Q : correspond au débit (m<sup>3</sup>/s)
- C : un coefficient propre au seuil avec des valeurs types variant de 2,6 à 4,1 suivant les critères énumérés dans le paragraphe précédent.
- L : est la largeur de la crête du déversoir.
- H : correspond à la charge en amont de la crête.



**Figure.33** Réservoirs étalonnés

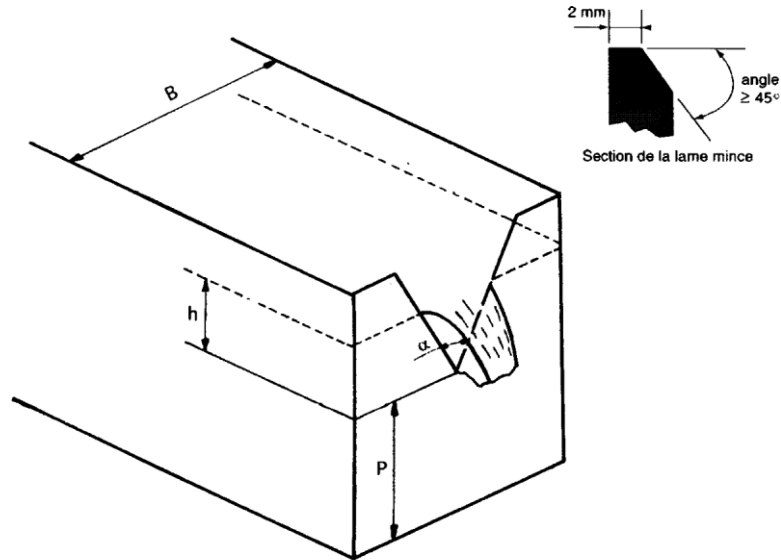


**Figure.34:** Les Déversoirs

Il existe plusieurs types de déversoirs :

### 9.3.1.1 Déversoirs triangulaires en mince paroi

Dans la gamme des conditions pour lesquelles les données expérimentales disponibles sont valables, le déversoir triangulaire en mince paroi est un dispositif très précis pour les mesures de débits (figure.30). Il doit être formé d'une échancrure en V symétrique, située dans une mince paroi verticale. La bissectrice de l'angle de l'échancrure doit être verticale et équidistante des cotés du canal d'approche. La paroi du déversoir doit être lisse et plane, surtout sur la face amont et elle doit être perpendiculaire aux parois et au fond du canal.



**Figure.35 :** Déversoir triangulaire en mince paroi (G. Remenieras).

La formule générale du débit pour un déversoir triangulaire en mince paroi est:

$$Q = C_d \cdot \frac{8}{15} \cdot \sqrt{2g} \cdot \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2} \cdot H^{5/2}$$

Où:

$Q$  est le débit ( $\text{m}^3/\text{s}$ );

$C_e$  - le coefficient de débit  $f(a, h/p, p/B)$ ;

$g$  - l'accélération de la pesanteur ( $\text{m}/\text{s}^2$ );

$a$  - l'angle formé par les parois de l'échancrure;

$h_e$  - la charge piézométrique fictive ou hauteur de la surface liquide amont par rapport au point bas de l'échancrure (m).

Trois dimensions de déversoirs triangulaires sont recommandées par l'Organisation Internationale de Normalisation:

- l'échancrure type  $90^\circ$  où l'écartement des sommets de l'échancrure est égal à deux fois la hauteur verticale correspondante ( $\operatorname{tg} a/2 = 1$ );
- l'échancrure type  $1/2$  ( $a = 53^\circ 8'$ ) où l'écartement des sommets de l'échancrure est égal à la hauteur verticale correspondante ( $\operatorname{tg} a/2 = 0.5$ );
- l'échancrure type  $1/4$  ( $a = 28^\circ 4'$ ) où l'écartement des sommets de l'échancrure est égal à la moitié de la hauteur verticale correspondante ( $\operatorname{tg} a/2 = 0.25$ ).

Si le lit et les parois du canal d'approche sont éloignés de l'échancrure on peut se servir des formules suivantes:

- échancre type 90°  $Q = C_e \frac{8}{15} \sqrt{2g} h_e^{5/2}$  ;
- échancre type 1/2  $Q = C_e \frac{4}{15} \sqrt{2g} h_e^{5/2}$  ;
- échancre type 1/4  $Q = C_e \frac{2}{15} \sqrt{2g} h_e^{5/2}$

$$0.58 < C_e < 0.61.$$

En plus des conditions générales d'installation, les restrictions d'ordre pratique suivantes doivent être respectées:

$0.05 \text{ m} < h < 0.40 \text{ m}$   $h$ : charge

$p > 0.45 \text{ m}$   $p$ : pelle amont

$B > 1.2 \text{ m}$   $B$ : largeur du canal

$h/B < 0.20$

Une formule plus récente applicable à des déversoirs triangulaires d'angle au sommet  $\alpha = 90^\circ$  tient compte du terme  $V_0^2/2g$  en amont et peut-être utilisée pour des valeurs de charge faibles:

$$Q = 0.602 \frac{8}{15} \sqrt{2g} h_e^{5/2} \left[ 1 + 0.2577 \frac{h^4}{B^2 (h+p)^2} \right].$$

Les conditions d'expérimentation ont été:

$0.05 \text{ m} < h < 0.15 \text{ m}$ ;

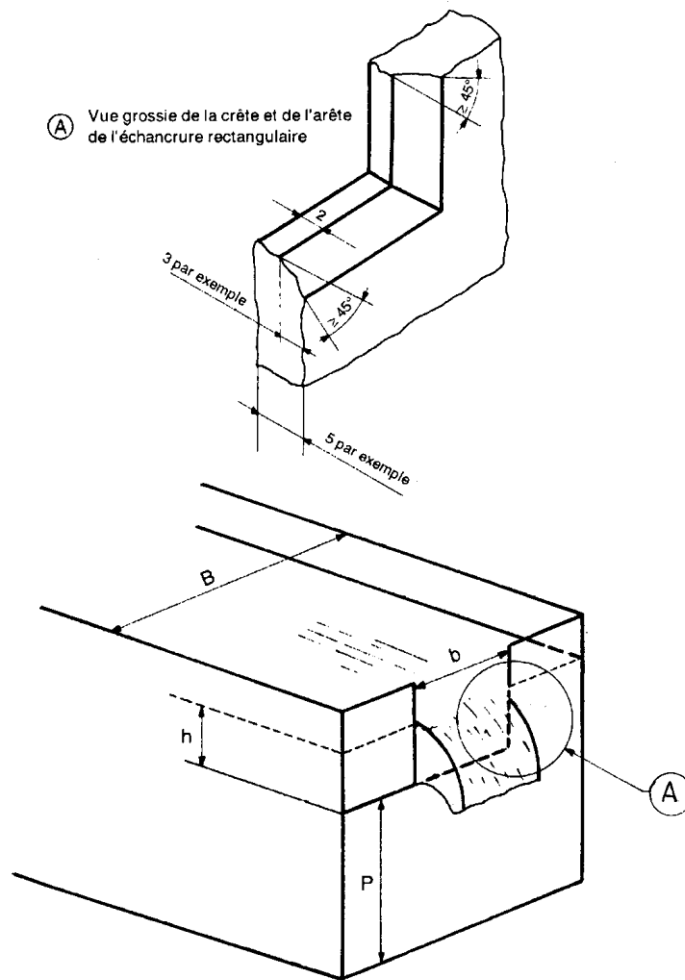
$p < 0.40 \text{ m}$ ;

$B = 0.30 \text{ m}$ .

### 9.3.1.2 Déversoirs rectangulaires en mince paroi

Le déversoir normalisé est composé d'une échancre rectangulaire, symétrique dans une mince paroi verticale. Toute la paroi doit être lisse et unie, surtout sur la partie amont. Elle doit être perpendiculaire aux parois et au fond du canal.

La crête du déversoir doit être une surface plane horizontale, perpendiculaire avec la face amont de la paroi du déversoir. L'intersection de ces deux surfaces doit être rectiligne et à arête vive. La largeur de la surface de la crête (mesurée perpendiculairement à la face de la paroi) doit être égale à 2 mm. Les figures.31 donnent les schémas d'un déversoir rectangulaire en mince paroi.



**Figure.36 :** Déversoir rectangulaire en mince paroi avec contraction latérale  
(Source: G. Remenieras).

Le déversoir est dit avec contraction latérale lorsqu'une échancrure est pratiquée dans la paroi mince; le déversoir est dit sans contraction latérale lorsque la longueur de la lame déversant est égale à la largeur du canal.

La formule la plus générale du débit recommandée par l'Organisation Internationale de Normalisation pour un déversoir rectangulaire en mince paroi (Figure.31) est la formule de Kindsvater-Carter:

$$Q = C_e \frac{2}{3} \sqrt{2g} b_e h_e^{5/2}$$

Où:

$Q$  est le débit ( $m^3/s$ );

$C_e$  - le coefficient de débit;

$g$  - l'accélération de la pesanteur ( $m/S^2$ );

$b_e$  - la largeur fictive de l'échancrure (m);

$h_e$  - la charge piézométrique fictive ou hauteur de la surface liquide en amont par rapport au niveau de la crête (m).

Avec:

$b_e = b + K_b$  si  $b$  est la largeur du déversoir;

$h_e = h + K_b$  si  $h$  est la charge mesurée.

En pratique  $h_e = h + 0.001$  m.

Dans le cas du déversoir rectangulaire à mince paroi sans contraction latérale:

$$C_e = 0.602 + 0.075 h/p,$$

$p$  est la hauteur de la crête du déversoir mesurée à partir du fond du canal (ou pelle).

Dans le cas des déversoirs à contraction latérale:

$$C_e = a + \lambda \cdot h/p$$

Les valeurs de  $C_e$  et de  $K_b$  sont données sur les figures en fonction du rapport  $b/B$  de contraction entre la largeur  $b$  de l'échancrure et la largeur  $B$  du canal amont.

### 9.3.2 Le jaugeage par exploration du champ de vitesse

Les méthodes "d'exploration du champ de vitesse" consistent à déterminer la vitesse de l'écoulement en différents points de la section, tout en mesurant la surface de la section mouillée. Ces techniques nécessitent un matériel spécifique (moulinet, perche, saumon, courantomètre...) et un personnel formé à son utilisation.

Rappelons que la vitesse d'écoulement n'est jamais uniforme dans la section transversale d'un cours d'eau. Le principe de cette méthode consiste donc à calculer le débit à partir du champ de vitesse déterminé dans une section transversale du cours d'eau (en un certain nombre de points, situés le long de verticales judicieusement réparties sur la largeur du cours d'eau).

Parallèlement à cette exploration du champ de vitesse, on relève le profil en travers du cours d'eau en mesurant sa largeur et en effectuant des mesures de profondeur. Le débit  $Q$  [ $m^3/s$ ] s'écoulant dans une section d'écoulement  $S$  [ $m^2$ ] d'une rivière peut être défini à partir de la vitesse moyenne  $V$  [ $m/s$ ] perpendiculaire à cette section par la relation :

$$Q = V S$$

La section d'écoulement peut être évaluée en relevant la profondeur d'eau en diverses verticales réparties régulièrement sur toute la largeur. Plusieurs méthodes permettent de déterminer la vitesse moyenne de l'eau.

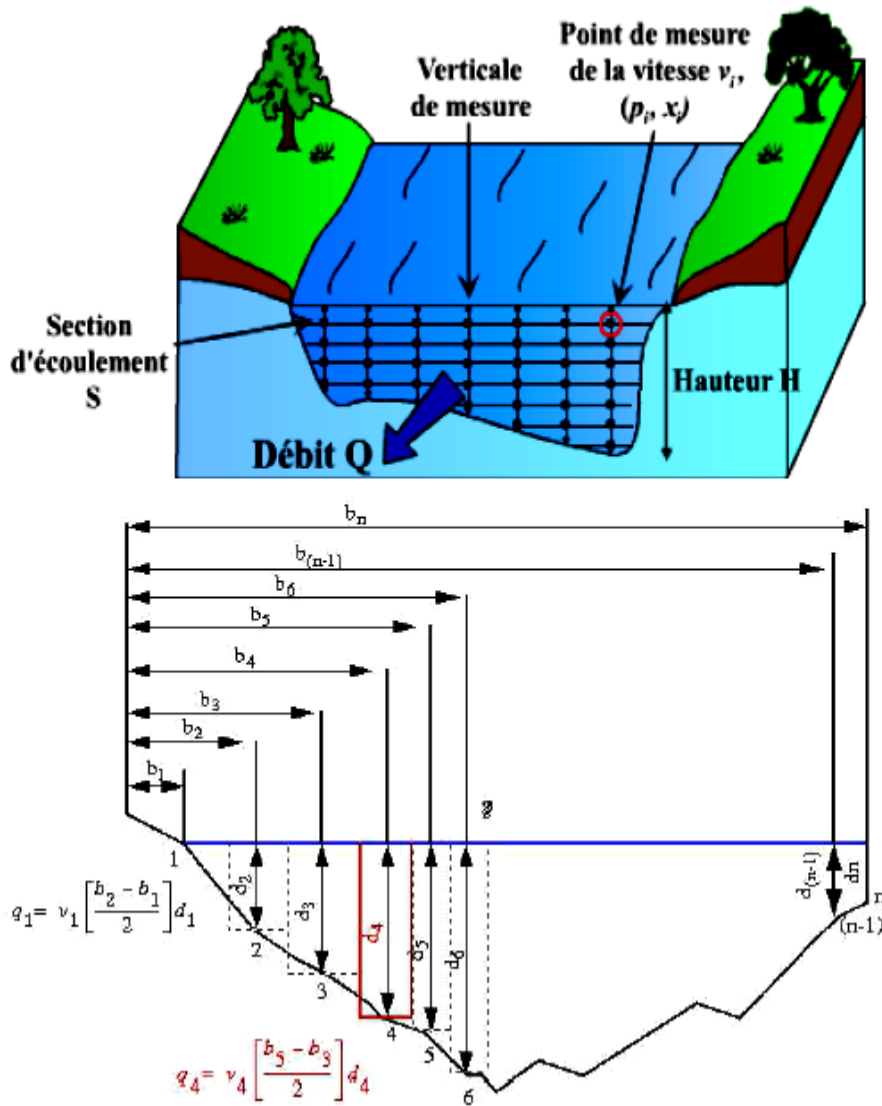


Figure.37: Le jaugeage par exploration du champ de vitesse (Ammari, A., 2012)

### 9.3.3 Le jaugeage au moulinet

Le moulinet hydrométrique permet de mesurer la vitesse ponctuelle de l'écoulement. Le nombre de mesures sur une verticale est choisi de façon à obtenir une bonne description de la répartition des vitesses sur cette verticale. De manière générale, on fera entre 1, 3 ou 5 mesures suivant la profondeur du lit.

La vitesse d'écoulement est mesurée en chacun des points à partir de la vitesse de rotation de l'hélice située à l'avant du moulinet (nombre de tours  $n$  par unité de temps).

La fonction  $v = f(n)$  est établie par une opération d'étalonnage (courbe de tarage du moulinet). Suivant le mode opératoire adopté pour le jaugeage, le moulinet peut être monté sur une perche rigide ou sur un lest profilé appelé "saumon".

### 9.3.4 Le jaugeage au flotteur

Lorsque le jaugeage au moulinet ne peut pas être effectué en raison de vitesses et de profondeurs excessives ou au contraire trop faibles, ou de la présence de matériaux en suspension, il est possible de mesurer la vitesse d'écoulement au moyen de flotteurs. Il s'agit dans cette méthode de mesurer uniquement des vitesses de surface, ou plus exactement les vitesses dans la tranche superficielle de l'écoulement (les 20 premiers centimètres environ).

Les flotteurs peuvent être soit artificiels (bouteilles en plastiques) soit naturels (arbres, grosses branches, etc.). Le déplacement horizontal d'un flotteur de surface durant un temps  $t$  permet de déterminer la vitesse de l'écoulement de surface. Plusieurs mesures de vitesse du flotteur doivent être réalisées.



**Figure.38:** Jaugeage au moulinet

La moyenne de ces mesures est ensuite multipliée par un coefficient approprié pour obtenir la vitesse moyenne de l'élément de section. En général, la vitesse moyenne dans la section est de l'ordre de 0,4 à 0,9 fois la vitesse de surface.

Cette méthode donne de bonnes approximations du débit, parfois suffisantes pour les études envisagées.

### 9.3.5 Les jaugeages par dilution

Cette méthode de jaugeages par dilution s'applique à des torrents ou des rivières en forte pente où l'écoulement est turbulent ou pour lesquels on ne trouve pas de section se prêtant à des jaugeages au moulinet.

Cette dilution est notamment fonction du débit, supposé constant le long du tronçon, concerné pendant la durée de la mesure. Le principe général du jaugeage par dilution est simple. On injecte dans une section I, un traceur à une concentration  $C_1$  ; en un point de prélèvement P situé en aval, on prélève un échantillon d'eau de la rivière et l'on détermine sa concentration  $C_2$  en traceur.

Il est alors aisé d'établir la relation entre le débit  $Q$  du cours d'eau et les concentrations  $C_1$  et  $C_2$ , soit par l'égalité des flux, soit par la conservation des masses entre les points P et I selon les procédés d'injection.

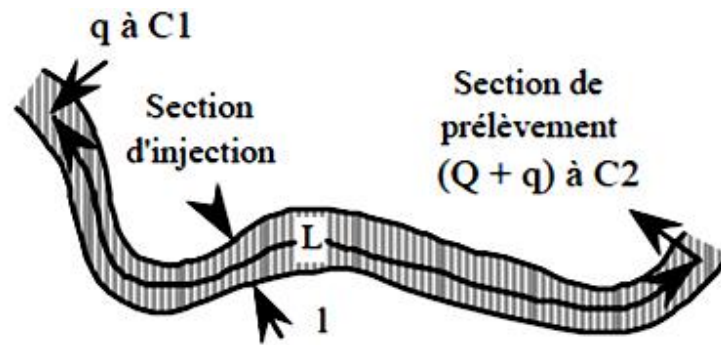
Les conditions suivantes sont nécessaires pour que les méthodes par intégration ou dilution puissent être appliquées :

- le débit de la rivière doit rester à peu près constant pendant la mesure ;
- le traceur doit passer dans sa totalité par l'emplacement de prélèvement des échantillons ;
- à la hauteur des prélèvements, le mélange doit être tel qu'en chaque point de la section du cours d'eau, doit passer la même quantité de traceur.

On utilise différents traceurs minéraux ou organiques, tels que la fluorescéine ou la rhodamine

A priori, le nombre de traceurs utilisables est élevé ; cependant, il est souhaitable qu'ils possèdent les qualités suivantes :

- facilement solubles dans l'eau,
- stables chimiquement en solution,
- non toxiques,
- facilement dosables et à faibles concentrations,
- peu coûteux,
- non adsorbable par les matières en suspension ou au contact des rives (argiles),
- non préexistants dans le cours d'eau (si possible) ou à faible concentration.



**Figure.39:** Jaugeage par dilution

### 9.3.5.1. Injection à débit constant

Supposons que l'on ait déterminé le site d'injection I, la distance de bon mélange L et par conséquent le point de prélèvement P ; on injecte en I un débit constant q de traceur à la concentration C1. Au point P, on prélève des échantillons à la concentration C2.

Si on peut supposer que le régime permanent est atteint, le flux de traceur entrant dans le tronçon est égal au flux sortant :

$$q \cdot C_1 = (Q + q) \cdot C_2 \text{ donc } Q = q \frac{C_1}{C_2}$$

Où :

Q : débit du cours d'eau [l/s] ;

C1 : concentration de la solution injectée dans le cours d'eau [g/l] ;

C2 : concentration d'échantillons prélevés à l'aval du point d'injection dans le cours d'eau [g/l];

k : coefficient caractéristique du procédé et du matériel utilisé.

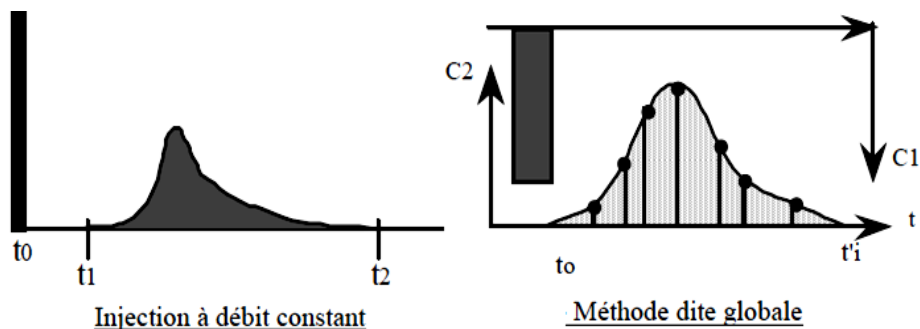
### 9.3.5.2. Méthode dite globale (méthode par intégration ou injection instantanée)

Comme pour le cas précédent, on se positionne en deux points P et I séparés par une distance L de bon mélange. On injecte instantanément en I une certaine quantité de traceurs : un volume V à la concentration C1 soit V.C1. Au point P, on fait différents prélèvements dans le temps dont on mesure la concentration C2 (t).

$$V \cdot C_1 = \int_0^{\infty} Q \cdot C_2(t) dt$$

soit  $Q = \frac{V \cdot C_1}{\int_0^{\infty} C_2(t) dt}$

$$Q = \frac{M}{T} = \frac{V \cdot C_1}{T \cdot \bar{C}_2}$$



Cette dilution est notamment fonction du débit, supposé constant le long du tronçon, concerné pendant la durée de la mesure. Ci : la concentration initiale de sel circulant naturellement dans la rivière (g/m<sup>3</sup>).

### 9.4 Etude de régime des crues

Afin d'étudier le régime des crues en particulier, il faut extraire uniquement les événements qui nous intéressent. En analyse fréquentielle des crues, trois phases principales sont généralement distinguées :

- la définition de la variable d'intérêt : le débit de pointe, c'est à dire la plus forte valeur de débit atteinte pendant la crue. Selon le type de chronique analysée il faut bien préciser de quel débit il s'agit : débit de pointe instantané, horaire, journalier, ... ;
- l'échantillonnage, qui consiste à sélectionner les plus forts débits de pointe observés ;
- l'ajustement d'une loi de probabilité, permettant de définir la fréquence théorique de chaque événement, souvent exprimée en termes de période de retour T.

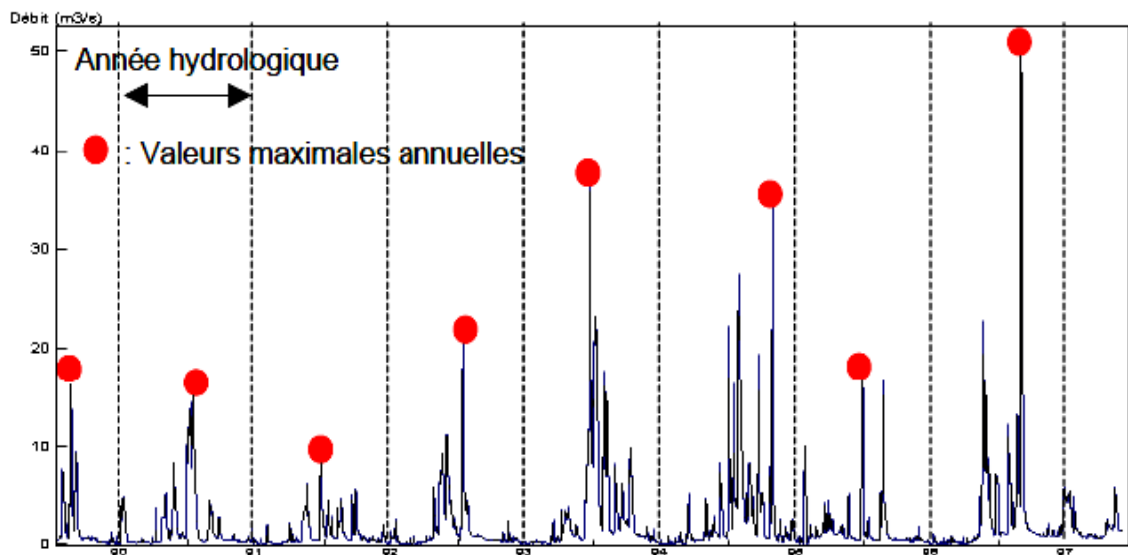
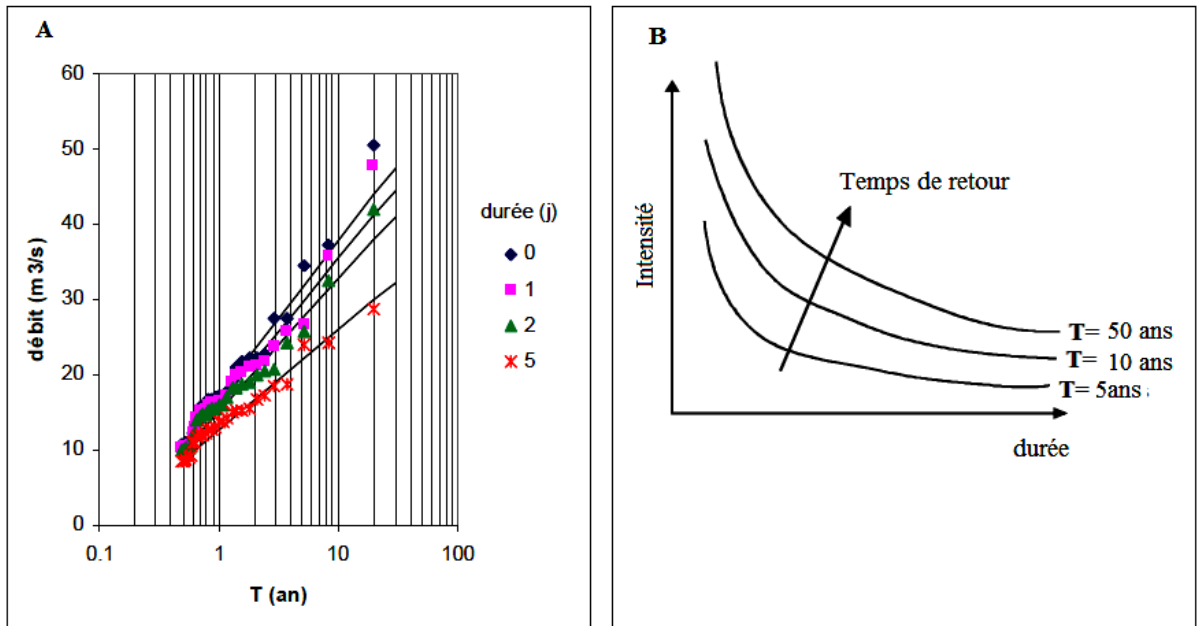


Figure.40 : Débits enregistrés d'un oued.

#### 9.4.1 L'approche débit-durée-fréquence

L'analyse débit-durée-fréquence, dite DDF, est une analyse fréquentielle des débits similaire à l'analyse en intensité-durée-fréquence (IDF) pour les pluies. Si l'on dispose d'une chronique de débit instantané, on peut caractériser chaque crue observée par son débit de pointe instantané ( $Q_{max}$ ), mais aussi par le volume maximal qui s'est écoulé sur une certaine durée  $d$ .

Si l'on fait de nouveau le lien avec l'approche intensité-durée-fréquence, la différence entre le volume et le débit moyen est la même qu'entre la hauteur de précipitation et l'intensité. Les chroniques de débits instantanés de deux oueds ont donc été moyennées pour des durées de 1, 2 et 5 jours. La Figure.41 donne le résultat de l'analyse fréquentielle effectuée sur ces nouvelles chroniques. Pour chacune des durées considérées, on obtient une nouvelle distribution de débits moyens,  $d=0$  correspondant à la distribution des débits instantanés (chronique initiale). L'ensemble de ces courbes est appelé courbes débit-durée-fréquence, par analogie aux courbes intensité-durée-fréquence.



**Figure.41: A.** Courbe débit-durée-fréquence DDF des débits moyens  
**B.** Courbe intensité-durée-fréquence (IDF)

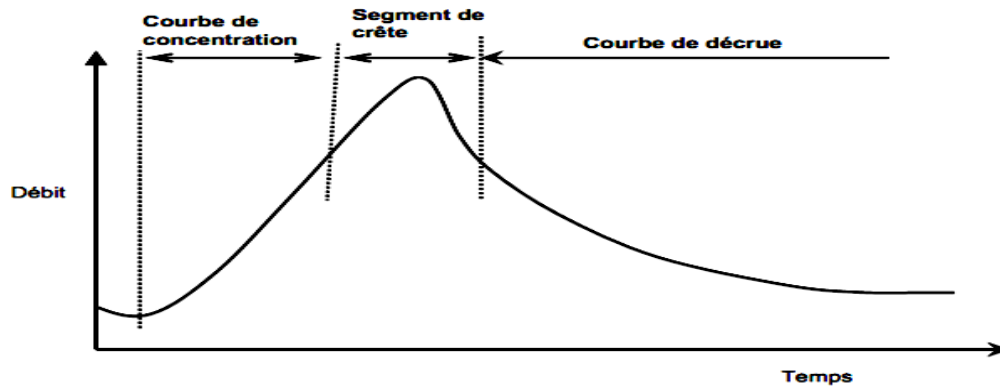
L'analyse débit-durée-fréquence permet donc de rendre compte de la dynamique des crues. Si l'on souhaite étudier le régime des crues, il ne faut pas que les pas de temps choisis dépassent la durée des crues observées. Il est possible de faire l'analyse sur de plus longues durées. Dans ce cas, la variabilité observée ne sera plus due aux crues, mais à des variations à plus long terme du débit.

**Tableau.09:** Résumé des méthodes d'estimation des crues en fonction du type de données disponibles

Variable de dimensionnement	Données nécessaires enregistrées dans le bassin versant		Pas de données
	Type de données	Méthodes	
Débit de pointe	<ul style="list-style-type: none"> <li>Longue série de débits maximaux.</li> <li>Longue série de précipitations maximales</li> <li>Courte série de débits maximaux (Qmax)</li> <li>Courbes IDF</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Analyse fréquentielle</li> <li>- Gradex et méthodes dérivées</li> <li>- Méthodes rationnelles et méthodes dérivées</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Formules empiriques</li> <li>- Méthodes régionales</li> <li>- Méthodes analogiques</li> </ul>
Hydrogramme de crue	<ul style="list-style-type: none"> <li>Courtes séries concomitantes de précipitations et de débits, et courbe IDF</li> <li>Longue série de débits</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Modèle hydrologique simple (hydrogramme unitaire, méthode du SCS-CN)</li> <li>- Hydrogramme synthétique monofréquence</li> <li>- Analyse fréquentielle</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Hydrogramme unitaire synthétique</li> <li>- Coefficient de ruissellement</li> </ul>
Scénarios de crues historiques ou probables	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Courtes séries concomitantes de précipitations et de débits et longues séries de précipitations</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Modèle de simulation continue. Calage sur la courte série de pluie-débits puis validation sur une longue série de débits à partir d'une longue série de précipitations.</li> <li>- modèle stochastique de précipitations pour générer des chroniques synthétiques de pluies.</li> </ul>	

#### 9.4.2 Forme et caractéristiques de l'hydrogramme

Un hydrogramme est la représentation graphique du débit à l'exutoire en fonction du temps. Il est constitué des différentes fractions d'écoulements déjà cités. L'hydrogramme est composé de trois parties :

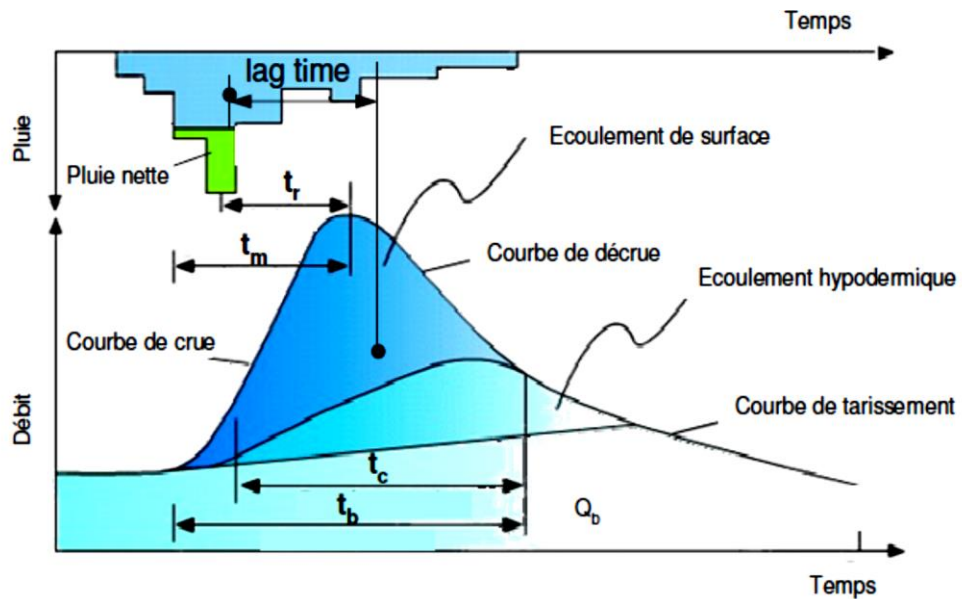


**Figure.42:** Hydrogramme de crue

- **La courbe de concentration** qui dépend de l'intensité de l'averse et des caractéristiques du bassin. Elle correspond à la montée de la crue.
- **La pointe de l'hydrogramme** qui correspond à la partie autour du débit maximal.
- **La courbe de récession (décrue):** c'est une caractéristique du bassin. Elle est indépendante de l'intensité de l'averse.

L'hydrogramme est caractérisé aussi par un certain nombre de paramètres de temps (Figure.43), on définit des temps caractéristiques :

- **( $t_r$ ) temps de réponse (lag time):** c'est le temps qui s'écoule entre le maximum de la pluie nette et le maximum de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface
- **( $t_c$ ) temps de concentration :** c'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée "hydrologiquement" de l'exutoire pour parvenir à celui-ci. On peut estimer  $t_c$  en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement direct (i.e. fin de l'écoulement de surface). Nous avons calculé le temps de concentration du bassin à partir des données de toutes les crues de ruissellement disponibles à l'exutoire.
- **( $t_m$ ) temps de montée :** c'est le temps qui s'écoule entre l'arrivée à l'exutoire de l'écoulement rapide (décelable par le limnigraphe) et le maximum de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface.



**Figure.43** : Hyétogramme et hydrogramme résultant d'un événement pluie-débit.

(Source : Musy, 2005, modifié).

• (**t<sub>b</sub>**) **temps de base** : c'est la durée du ruissellement direct, c'est-à-dire la longueur sur l'abscisse des temps de la base de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface.

### 9.4.3 Facteurs déterminant la forme de l'hydrogramme

Ils peuvent être groupés dans quatre catégories.

#### a. Facteurs liés aux précipitations :

Les précipitations influencent par :

- la nature des précipitations : liquides (pluie) /solide (neige) ;
- l'intensité et la durée de l'averse ;

Pour une durée donnée, plus l'intensité est grande plus le volume ruisselé et le débit maximal sont élevés. Pour une intensité donnée, plus la durée est longue plus le temps de base de l'hydrogramme est long et le débit de point tend vers un débit d'équilibre :

$$Q_e = I * A$$

$Q_e$  : débit d'équilibre ( $m^3/s$ )

$I$  : Intensité (mm/h)

$A$  : superficie du bassin ( $km^2$ )

- la distribution spatiale et temporelle des précipitations

#### b. Facteurs liés aux climats

Les précipitations et les températures influencent par :

- La nature des précipitations : liquides (pluie) /solide (neige) ;

- l'intensité et la durée de l'averse ;
- la distribution spatiale et temporelle des précipitations ;

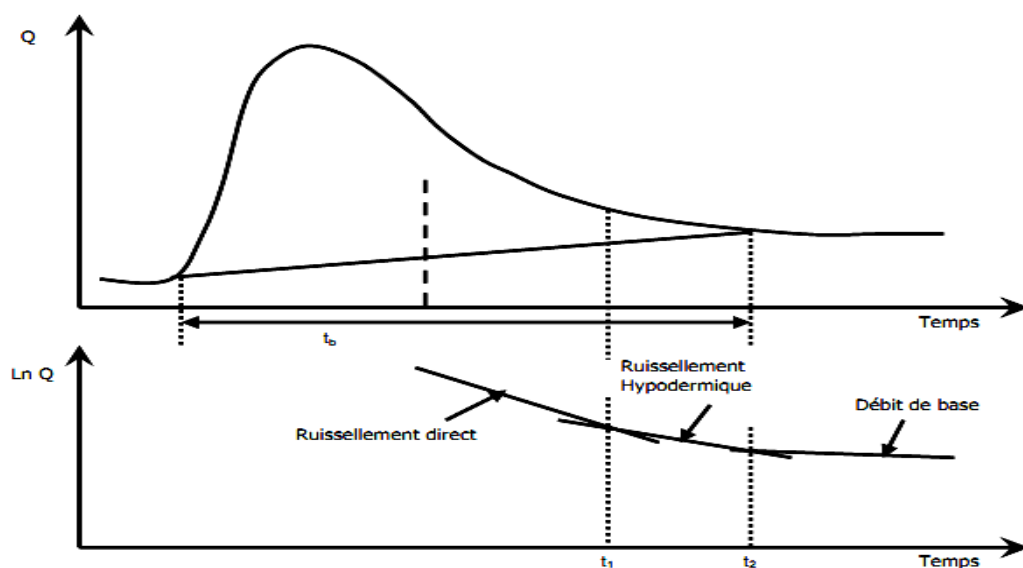
### c. Facteurs liés aux caractéristiques du bassin

Le ruissellement représente l'effet intégré de toutes les caractéristiques du bassin :

- la surface du bassin
- la forme
- la pente
- le réseau hydrographique
- le couvert végétal (capacité d'infiltration plus élevée) ;
- la perméabilité ;
- la profondeur et le profil géologique du sol.

#### 9.4.3 Séparation des différentes composantes d'un hydrogramme

L'analyse d'un hydrogramme de crue commence par la séparation des différentes composantes notamment, l'écoulement de base, l'écoulement hypodermique et le ruissellement pur, la méthode de Barnes permet la séparation des différentes composantes (Figure.44).



**Figure.44** Identification des différents écoulements

La séparation des différentes composantes d'un hydrogramme se fait par le biais de trois méthodes approximatives : Soit le point C, point de cassure déterminé à partir du tracé  $\text{Ln}(Q_t)=f(t)$ . Supposons que C représente le début du tarissement et la fin de l'écoulement de surface. Et soit A le point de montée de l'hydrogramme (Figure.) :

#### 9.4.3.1. Méthode ABC

Elle consiste à prolonger la courbe de tarissement de l'écoulement de base au dessous de la pointe de l'hydrogramme (point B). La partie au dessus des lignes (ACB) représente le volume de l'écoulement de surface.

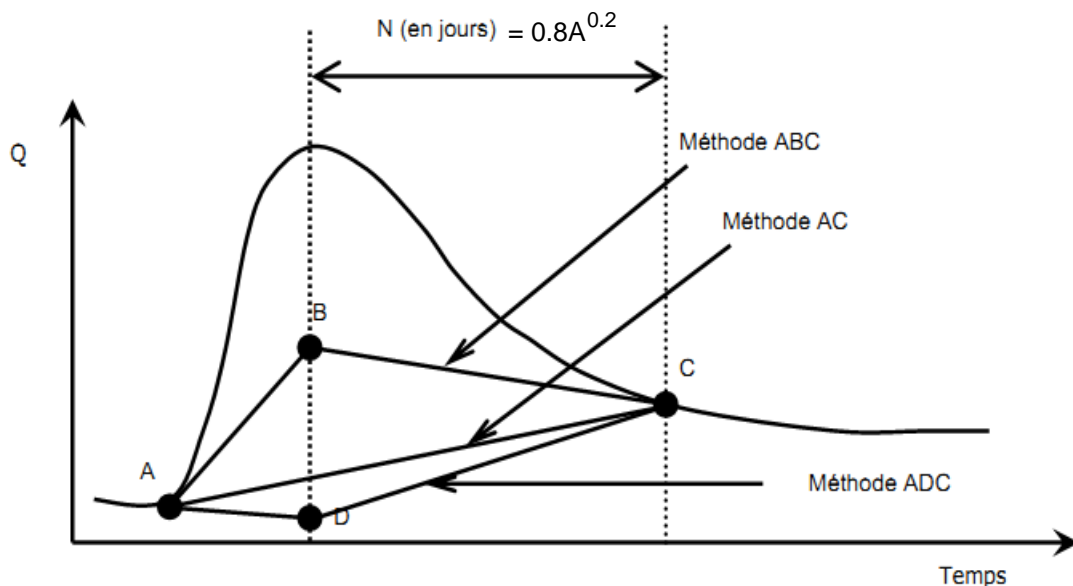
#### 9.4.3.2. Méthode AC

Cette technique consiste à tracer une droite reliant les points A et C. l'aire au dessus de la ligne AC et l'hydrogramme représente le volume de l'écoulement de surface. Celle en bas de la ligne AC représente l'écoulement de base.

#### 9.4.3.3. Méthode ADC

Elle consiste à prolonger la courbe de tarissement avant le début de la crue (avant le point A) jusqu'au point D situé sous la pointe.

On peut procéder de la même manière pour séparer le ruissellement direct de l'écoulement hypodermique, s'il existe. Pour la détermination du ruissellement pur, généré par la pluie nette, il faudra soustraire à chaque instant t, des coordonnées de l'hydrogramme total ceux des écoulements séparés (écoulement de base et hypodermique, s'il existe).



**Figure.45** Méthode de séparation de l'écoulement de base

Où  $N = t_b - t_r$  (jours)

## 9.5 L'hydrogramme unitaire (HU)

Cette méthode a été proposée par Sherman en 1932. Elle a pour objet la détermination de l'hydrogramme du ruissellement superficiel à l'exutoire d'un bassin. L'hydrogramme unitaire d'un bassin est défini comme l'hydrogramme de ruissellement pur résultant d'une pluie nette de hauteur unité produite de façon homogène sur la totalité du bassin (averse unitaire) en un temps donné. Cette méthode s'applique pour des bassins dont la superficie est comprise entre 2 et 200 km<sup>2</sup>.

L'usage de la méthode tend à s'étendre pour le calcul des débits de crue. En outre elle donne les éléments d'une sorte de « modèle schématique » de la transformation « intensité de pluie- débit » qui permettra de mieux cerner les limites d'application de méthodes plus simples et plus rapides de calcul de débit de crue. Trois postulats sont à la base de cette théorie :

- **Temps de base** : Pour un bassin versant donné, le temps de base du ruissellement direct est constant pour n'importe quelle averse de durée (**te**) ( $t_b = t_c + t_e$ ) ;
- **Proportionnalité** : Une averse unitaire d'intensité double ( $2I$ ) engendre un hydrogramme unitaire dont les débits sont doubles par homothétie ;
- **Linéarité** : Une averse d'intensité ( $I$ ) de durée double ( $2t_e$ ) engendre un hydrogramme non unitaire composé de deux hydrogrammes unitaires décalés  $t_e$ . L'hydrogramme unitaire a donc une forme fixe pour un bassin versant. La forme de l'HU est affectée par la durée.

On aura donc des HU de 1, 2, 3, .... 6h etc. selon la durée de la pluie efficace correspondante. Cette théorie permet ainsi la reconstitution de crues complexes.

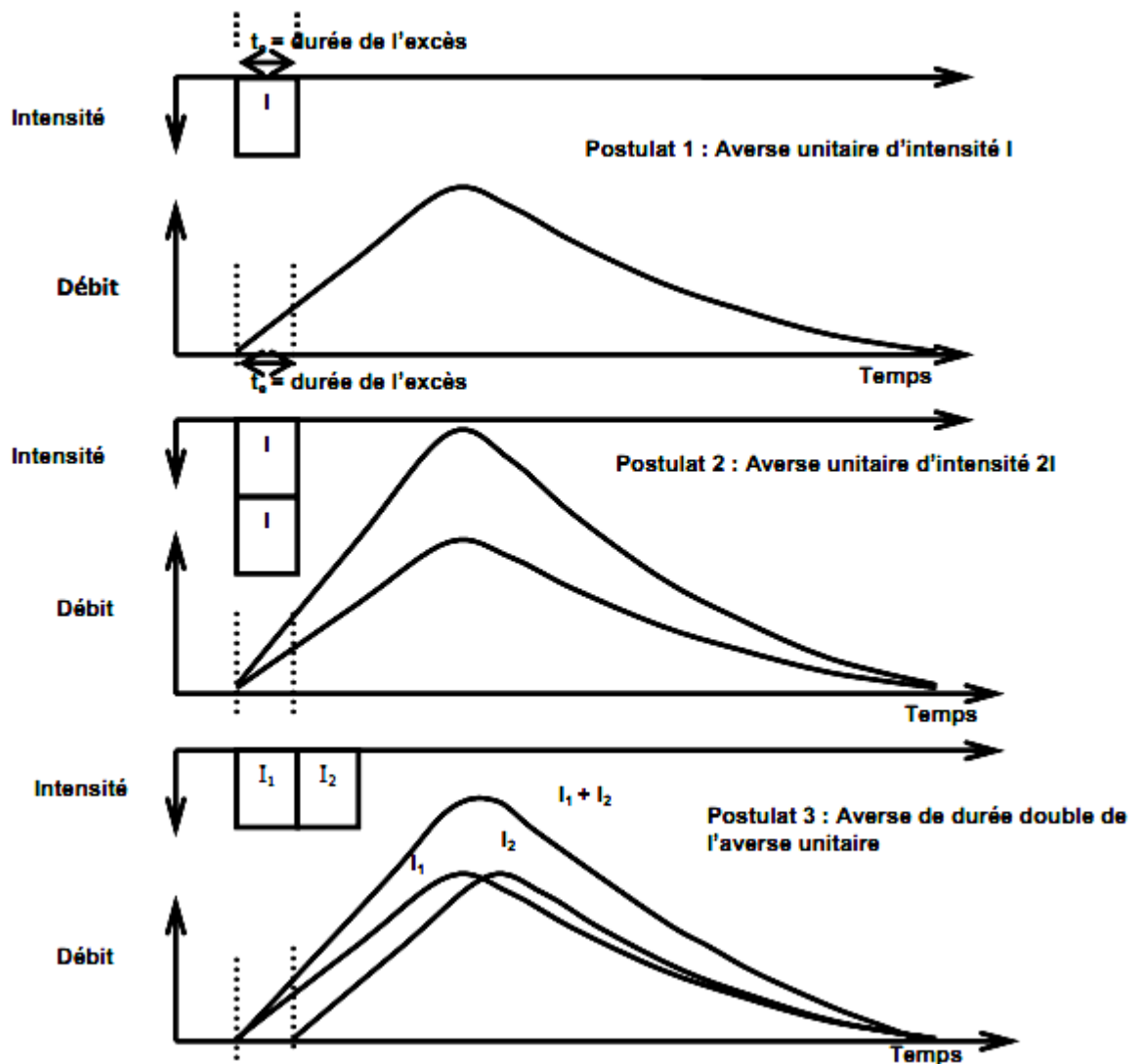


Figure.46 : Hypothèses de linéarité de l'hydrogramme unitaire

## 9.6 La formule rationnelle

Les méthodes Pseudo-Empiriques se distinguent des méthodes empiriques en raison d'un certain degré de conceptualité et d'une mise en application faisant appel à de réels résultats de mesure. Par contre, la nature de certains coefficients ou la manière dont ceux-ci ont été déterminés peut être empirique. Parmi ces méthodes la plus connue est la méthode rationnelle. Donnée par la formule :

$$Q = 0,278 \cdot K \cdot C_r \cdot i \cdot A$$

avec :

$C_r$  : coefficient de ruissellement ;

$i$  : intensité de la pluie pour une durée  $t$  donnée ou choisie en fonction du temps de concentration (mm/h) ;

**A** : superficie du bassin versant (km<sup>2</sup>) ;

**K<sub>a</sub>** : coefficient d'abattement fonction de la surface

**Q** : débit (m<sup>3</sup>/s).

**Tableau.10:** Valeurs de K<sub>a</sub> en fonction de A (Source : [www.4geniecivil.com](http://www.4geniecivil.com), 2021)

A (km <sup>2</sup> )	< 25	25-50	50-100	100-150	150-250
K <sub>a</sub>	1	0,95	0,9	0,85	0,8

Si la durée de la pluie est égale au temps de concentration, le débit obtenu est le débit maximal. L'application de cette méthode nécessite l'identification des différents coefficients qui la caractérisent. Notamment, le temps de concentration, le coefficient de ruissellement et l'intensité.

### 9.7 Notion de période de retour

Par définition la probabilité est le rapport du nombre d'événement favorable au nombre total d'événement. Souvent à un événement est associé une durée (il y a par exemple une crue maximale annuelle chaque année). La fréquence peut alors se définir également comme étant le nombre d'événement favorable sur le nombre total de durées. On définit alors la période de retour T (au temps de récurrence) comme l'inverse de la fréquence au non-dépassement F (ou de la fréquence au dépassement F<sub>1</sub> si F<sub>1</sub> est inférieur à 0,5).

$$T = \frac{1}{F_1} \quad (\text{si } F_1 < 0,5)$$

$$F = 1 - F_1$$

$$T = \frac{1}{F} \quad (\text{si } F < 0,5)$$

Les fréquences ont pour unité (T)<sup>-1</sup>, puisque l'on associe généralement une durée à chaque événement. La période de retour a donc la dimension d'un temps.

#### **Exemple :**

Si on a établi la statistique des crues maximales annuelles (un débit par an), la crue de fréquence au non dépassement 0,9 a une période de retour de :  $T = \frac{1}{1-0,9} = 10$  ans.

En moyenne, cette crue est dépassée une fois tous les dix ans. Cependant, la crue de fréquence au non-dépassement 0,1 a, elle aussi, une période de retour de 10 ans, mais on dira que cette crue est non-dépensée en moyenne une fois tous les dix ans.

Fréquence d'apparition d'une valeur connue "a priori"

Quelle est la probabilité P de rencontrer au moins une fois, une valeur supérieure au quantile  $x_F$  sur n observations ?

Soit P1 la probabilité de ne jamais rencontrer  $x > x_F$  sur ces n observations ; on a alors :

$P_1 + P = 1$ . Pour ne jamais rencontrer  $x > x_F$ , on doit avoir  $x < x_F$  à la première observation,  $x < x_F$  à la seconde... Or, chaque hypothèse est vérifiée avec une probabilité F (F : fréquence au non-dépassement) ; donc :

$$P_1 = (F)^n \quad \text{d'où} \quad P = 1 - (F)^n$$

Bien souvent, le problème inverse se pose à l'hydrologue et connaissant la probabilité P, on cherche la valeur  $x_F$  qui a la probabilité P d'être atteinte au moins une fois en n années. On désire protéger un chantier qui doit durer n années. Quel débit de crue doit-on pouvoir évacuer dans le canal latéral pour qu'il n'y ait qu'une probabilité P pour que le chantier soit noyé ?

Le canal doit pouvoir évacuer la crue de fréquence au non-dépassement F.

$$P = 1 - (F)^n \quad \text{soit} \quad F = (1 - P)^{1/n}$$

### 9.8 Le coefficient de ruissellement

Il dépend essentiellement du type de sol, de sa couverture végétale et de la pente du bassin. Le tableau 06 indique quelques valeurs de ce coefficient

Donner par la formule :

$$c_r = \frac{\text{pluie}(mm)}{\text{Ruissellement}(mm)}$$

**Tableau.11:** Quelques valeurs du coefficient de ruissellement (<https://fac.unc.edu.dz>)

Type de surface	Pente	Coefficient de ruissellement
Sols à texture sableuse	< 2 %	0.05 - 0.10
	2 - 7 %	0.10 - 0.15
	> 7%	0.15 - 0.20
Sols à texture lourde	< 2 %	0.13 - 0.15
	2 - 7 %	0.18 - 0.22
	> 7%	0.25 - 0.35

**Tableau.12:** Valeurs du coefficient de ruissellement en fonction de la période de retour, la pente et l'indice de végétation (Source : [www.4geniecivil.com](http://www.4geniecivil.com), 2021)

<b>PENTE</b>	<b>VEGETATION</b>	<b>COEF. DE RUISSELLEMENT</b>
<b>I &lt; 15 (%)</b>	<b>TYPE I: plus de 50% de la superficie est couverte de végétation</b>	<b>Cr = 0,3</b>
	<b>TYPE II: de 30% à 50% couverte de végétation</b>	<b>Cr = 0,4</b>
	<b>TYPE III: couvert végétal &lt; 30%</b>	<b>Cr = 0,5</b>
<b>I &gt; 15 (%)</b>	<b>TYPE I: couvert végétal &gt; 50%</b>	<b>Cr = 0,4</b>
	<b>TYPE II: couvert végétal &lt; 50% et &gt; 30%</b>	<b>Cr = 0,5</b>
	<b>TYPE III: couvert végétal &lt; 30%</b>	<b>Cr = 0,6</b>

Si la durée de la pluie est égale au temps de concentration, le débit obtenu est le coefficient de ruissellement est considéré comme variable dans le temps et dans l'espace le Cr varie avec l'intensité de pluie. Il dépend également de la période de retour de l'averse génératrice de crue. Il est plus correct de considérer une valeur globale du coefficient de ruissellement calculée en découpant le bassin versant en zones homogènes, chacune ayant un coefficient de ruissellement  $c_i$  et une superficie  $a_i$  :

$$C_r = \frac{\sum c_i.a_i}{\sum a_i}$$

- HyétoGramme la représentation temporelle de la lame d'eau incidente sur un bassin versant;
- Intensité la valeur maximum de l'averse en mm d'eau par unité de temps;
- Pluie nette la différence entre la pluie totale et les pertes par stockage superficiel et par infiltration;
- Pluie efficace la hauteur totale de la lame d'eau reçue par le bassin pendant la seule durée de la pluie nette;
- Recharge phréatique la hauteur de lame d'eau par unité de temps qui s'infiltré dans le sol.

## 10. Références Bibliographiques

- Ababou, R. 2007.** Elément d'hydrologie statistique. INP.ENSEEIH (Toulouse).153 pp.
- Ababou, M. 2008.** Contrôle d'Hydrologie Statistique, ENSEEIHT - Hydraulique et Mécanique des Fluides.3Hy SE, Master Hy28 pp.
- Aurore, D. 2010.** Hydrologie générale : Notes de cours provisoires. Gembloux Agro-Bio Tech Université de Liège. Belgique.
- Ayache, A. & Hamonier, J. 2018/2019.** Cours de Statistique Descriptive. Université de Bordeaux. 39 pp.
- Benhaddou Bakkioui, N.2012.** Résumé théorique & guide de travaux pratiques. Office de la Formation Professionnelle et de la Promotion du Travail (Maroc), 78 pp.
- Bertrand.Krajwski J.L, Laplace. D, Joannis. C et Chebbo .G 2000.** Mesure en hydrologie urbaine et assainissement. Paris. Edition Tec & Doc 808 pp. ISBN 2-7430-0380-4. Chapitre 13 : mesurage de débit par traçage.
- Daum, JR. 1994.** Méthodes du jaugeage des sources. BRGM Montpellier. 71 pp.
- CEAEQ (Centre d'expertise en analyse environnementale du Québec) (2019) Guides d'échantillonnages à des fins d'analyses environnementales. Cahier 7 Méthodes de mesure du débit. 321 pp
- Chekroun, A. 2018.** Rappels de cours et exercices corrigés sur la statistique descriptive. Université de Tlemcen. 77 pp.
- Départements de la Seine Maritime et l'EURE .2013.** Notions de base en Hydrologie et modélisation de bassin versant. 50 pp.
- Dubreuil, P. 1974.** Initiation à l'analyse hydrologique. Université de Paris VI, à École Nationale du Génie Rural des Eaux et Forêts et à l'E.N.S.E.E.I.H.T. (Toulouse). Directeur de Recherches de l'O.R.S.T.O.M.
- Diarra, A. 2017.** Suivi de l'évapotranspiration des cultures irriguées du Sud de la Méditerranée par télédétection multi-capteurs et modélisation globale.
- Gaston, R. 1965.** Hydrologie de l'ingénieur.
- Gordon, N.D.; Mc Mahon, T.A. ; Finlayson, B.L. ; Gippel, C.J. et Nathan R.J. 2004.** Stream Hydrology: An Introduction for Ecologists, 2nd Edition. ISBN: 978-0-470-84358-1 June 2004.448 pp.

- Grillot, C. 2007.** Fonctionnement hydrologique et dynamique des nutriments d'une rivière intermittente méditerranéenne en étiage et en crues. Analyse spatiale et temporelle. Université Montpellier II – Sciences et Techniques du Languedoc.
- Herrera-Guzman, E. 2006.** Développement d'une méthodologie hydrologique/statistique pour estimer les débits d'étiage au Québec habité.
- ICWE, Dublin, Irlande. 1992.** l'eau dans la perspective d'un développement durable. Dublin, Irlande, 26-31 janvier 1992.
- Jacquet, J. 1964.** Les méthodes statistiques dans les calculs de prédéterminations des crues. Revue de Statistique Appliquée. Tome 12, n°1(1964), P.49-61.
- Javelle, P. 2001.** Caractérisation des régimes des crues. Modèle débits-Durée-Fréquences convergent. Approche locale et régionale. Thèse de doctorat, université Lyon. France, 277 pp.
- Laborde, J.P. 2009.** Éléments d'hydrologie de surface. Université de Nice - Sophia Antipolis. 202 pp.
- Makhloufi, N. 2015.** Cycle hydrologique. USTHB/FASTGAT.
- Musy, A.1998.** Hydrologie Appliquée. Ed. \*H\*G\*A\*, ISBN. 9739853080, 9789739853088. 365 pp.
- Musy, A.2005.** Hydrologie Générale: l'école Polytechnique Fédérale de Lausanne' (EPFL). Section SIE et GC4<sup>ème</sup> semestre.
- Organisation météorologique mondiale OMM .1994.** Guide des pratiques hydrologiques. Acquisition et traitement des données, analyses, prévision et autres applications. Cinquième édition WMO-N 168
- Rousson, V.2013.** Statistique appliquée aux sciences de la vie. Collection Statistique et probabilités appliquées.SBN 978-2-8178-0393-7 Springer Paris Berlin Heidelberg New York. 327 pp.
- Sari, A. 2002.** Initiation à l'hydrologie de surface. Université Bab Zouar. Alger. Réf :5/080. 223 pp.