

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Dr MOULAY Tahar de Saïda

Faculté de Technologie

Département de Génie Civil et Hydraulique



Cours d'Hydrologie générale

K.DJIDI

Année universitaire 2015-2016

Cours d'Hydrologie générale

AVERTISSEMENT

Ce polycopié est un document de travail des cours destiné aux étudiants de du niveau de Licence et Master du département de Génie civil et d'hydraulique.

Il souffre d'imperfections et toutes remarques constructives concernant ce texte seront les bienvenues. Vous pouvez les envoyer à k.djidi@gmail.com

Les dessins et tableaux ont été repris d'ouvrages, vous en trouverez les références en fin de polycopié.

Table des matières

Intitulé	Page
1- LE CYCLE DE L'EAU	6
2 - BASSIN VERSANT ET RESEAU HYDROGRAPHIQUE	7
2.1- <i>Définition du bassin versant</i>	8
2.2- <i>Bassin hydrologique et bassin hydrogéologique</i>	9
2.3- Caractéristiques morphométriques d'un bassin versant topographique	10
2.3.1- Les caractéristiques géométriques	10
2.3.1.1- <i>La surface</i>	10
2.3.1.2- <i>Le périmètre</i>	11
2.3.2- Caractéristiques de forme	11
a- Indice de compacité de Gravelius KG	11
b- <i>Le relief et la courbe hypsométrique</i>	12
c- Le rectangle équivalent	13
d- La pente moyenne	13
• indice de pente de Roche	14
• indice de pente globale	14
2.4- Le réseau hydrographique	14
2.4.1- Organisation du réseau hydrographique	15
2.4.2- Tracé en plan	16
• densité de drainage	16
2.4.3- Classification du réseau hydrographique	17
• Rapport de confluence	18
2.5- Caractéristiques pédologiques	18
2.5.1- Caractéristiques des sols	18
2.5.2- L'infiltration dans le sol	18
2.5.2.1- Mesure directe de l'infiltration	19
2.5.2.2- Couverture végétale et son influence sur l'écoulement :	19
2.5.3- Caractéristiques géologiques	20
• Perméabilité des sols	20
• coefficient de ruissellement	21

3- LA MESURE HYDROLOGIQUE	22
3.1- Précipitations	22
3.1.1. Définitions	22
3.1.2- <i>Autres définitions</i>	24
3.1.3- Mesure des précipitations	25
a-instruments de mesure	26
b. Hauteur d'eau précipitée	26
c. Intensité des précipitations	26
d. Fréquence de lecture	27
3.1.4- Analyse ponctuelles et spatiale des mesures de précipitations	28
3.1.4.1- Analyse ponctuelle	28
3.1.4.2- Courbe des hauteurs de pluie	28
3.1.4.3- L'hyétogramme	28
3.2- HYDROMETRIE	29
3.2.1 - Acquisition des débits en fonction du temps	29
3.2.2- Les méthodes de jaugeages	30
3.2.2.1 - Réservoirs étalonnés	30
3.2.2.2 - Déversoirs	30
3.2.2.3 - Jaugeurs à ressaut	31
- Jaugeages par dilution	32
3.2.2.4 - Jaugeages par exploration du champ des vitesses	33
3.2.2.5- Les capteurs à hélices	33
3.2.2.6- Les moulinets	34
3.2.2.7- les compteurs	35
• <i>Les totalisateurs</i>	35
• <i>Les chrono-compteurs</i>	35
• <i>Les compteurs à présélection</i>	35
3.2.3 - Les stations de jaugeage	36
3.2.3.1 - Le seuil ou contrôle	36
3.2.3.2 - Limnimétrie	36
3.2.3.3 - Les échelles	36
3.2.3.4 - Les limnigraphes à flotteur	39
3.2.3.5- Les limnigraphes dits à bulles	40

3.3.2.5 - Limnigraphes à ultra-sons	42
3.3.2.6 - Remarques sur la gestion des limnigraphes	42
3.3.2.8 - Les sections de jaugeage	42
3.3.3- Les courbes de tarage	43
3.3.4- Réponses hydrologiques	46
3.3.4.1- Analyse des événements Pluies-Débits	48
3.3.4.2- Genèse des crues	50
4- Evaporation et évapotranspiration	50
4.1- Notion d'évapotranspiration réelle et potentielle	52
4.1.1- Mesure de l'Évaporation potentielle	53
4.1.2- Formule de Turc	54
4.1.3- Formule de Thornthwaite	56
4.1.4- Méthode empirique de calcul de l'ETP par Blaney–Criddle (ETPBL-CR)	56
4.1.5- Méthode empirique de calcul de l'ETP par Hargreaves et Samani (ETPHarg).	57
4.2- Estimation de l'Évaporation réelle	57
4.2.1- Formule de Turc	57
4.2.2- Bilan simplifié selon Thornthwaite	57
a- Réserve hydrique du sol	58
b - Calcul de l'évapotranspiration	59
4.3- Classification des climats	61
4.3.1- Diagramme ombrothermique	61
4.3.2- En fonction de l'amplitude Thermique	62
4.3.3- En fonction du climagramme de Sauvage	63
4.4- Exercices	63
5- Prévisions hydrologiques	70
5.1- Analyse et organisation des données	70
5.1.1- Acquisition des données	70
5.1.2- Traitement primaire des données	71
5.1.2.1- Contrôle des données	71
5.1.2.2- Organisation des données	71

5.1.2.3- Diffusion et publication	72
5.2- Le contrôle des données	73
5.2.1- Recherche des erreurs et corrections des mesures	73
5.2.2- Hypothèses de l'analyse statistique :	74
5.2.3- <i>Les grandes catégories de tests</i>	75
5.2.3.1- <i>Tests selon leurs propriétés mathématiques</i>	75
5.2.3.2- <i>Tests selon leur objet</i>	76
• Test de conformité	76
• Test d'homogénéité	76
• Test d'ajustement.	76
• Test d'autocorrélation .	62
• L'autocorrélation de décalage	62
• L'autocovariance	62
5.2.3.3- <i>Tests selon la nature des informations</i>	76
5.3- Prédictions hydrologiques	77
5.3.1-Le concept d'hydrogramme	77
• Méthode de Kirpich	79
• Méthode de Mockus	80
• Méthode de SCS-lag	80
• Méthode de Bransby-Williams	80
• Volume de ruissellement	81
• Méthode de Monfet	81
• Méthode des coefficients de ruissellement	82
• Débit de pointe	83
• Méthode rationnelle	83
• Méthode de l'hydrogramme triangulaire SCS	84
• Méthodes de séparation des hydrogrammes	85
• <i>Méthodes linéaires</i>	85
• <i>Méthode de séparation constante-k</i>	87
• Courbe de tarissement Dupuit-Boussinesq	87
• Méthodes traditionnelles	89

• Méthodes basés sur des fonctions de distribution de probabilité (fdp)	89
• <i>Fonction de densité de probabilité Beta</i>	90
• <i>Fonction de densité de probabilité de Weibull</i>	91
• <i>Fonction de densité de probabilité Log-normale</i>	92
• <i>Fonction de densité de probabilité Gamma à deux paramètres</i>	92
• Méthode des moindres carrés régression non linéaire	93
• Qualité d'ajustement	93
• Erreur quadratique moyenne (EQM)	93
• Coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe (E)	94
• Coefficient de Détermination R^2	95
5.3.3- Modèles mathématiques	96
5.3.3.1- Les paramètres du bassin versant	96
- Les paramètres physiques	96
- Les paramètres conceptuels	96
5.3.3.2- Les paramètres du cours d'eau	97
- Le calage du modèle	78
5.4- Estimation de l'inondation au point d'alerte	98
Différentes approches de modélisation	99
- modèle déterministe	99
- modèle stochastique :	99
- modèle à base physique	99
- modèle paramétrique	100
- modèle conceptuel	100
- modèle analytique	100
- modèles empiriques	100
- les modèles boîte noire : ARIMAX et réseaux de neurones	101
Références bibliographiques	102

Introduction

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

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

1- Le cycle de l'eau

L'alimentation de l'eau souterraine provient de l'infiltration à la surface du sol d'une fraction de l'eau provenant des précipitations, mais seule une partie des précipitations s'infiltrera.

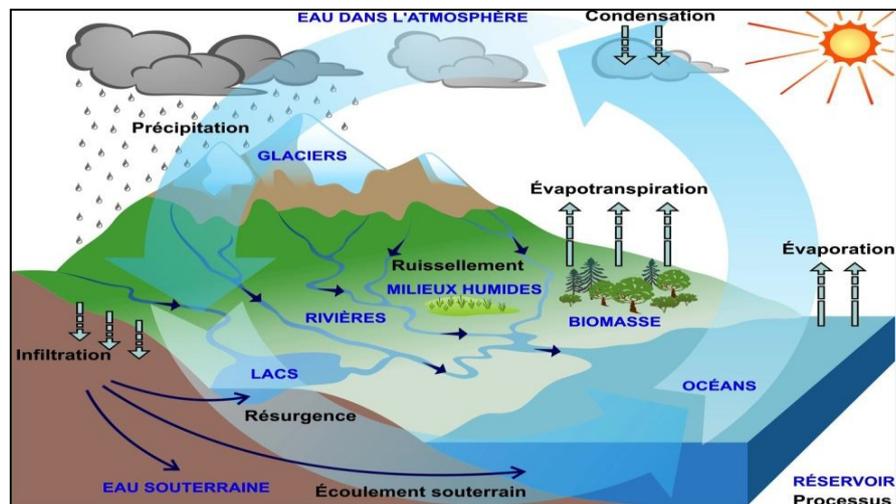


Figure 1. Le cycle de l'eau

Le tableau 1 donne la répartition des volumes d'eau dans le monde

Tableau 1 . Estimation des volumes d'eau disponibles dans le monde

	Volumes (10 ⁶ km ³)	Part %
Océans	1320	97.2
Neiges et glaces	30	2.15
Eaux souterraines (- de 800 m)	4	0.31
Eaux souterraines (+ de 800 m)	4	0.31
Zone non saturée	0.07	5.10 ⁻³
Lacs en eau douce	0.12	9.10 ⁻³
Lacs en eaux salée	0.1	8.10 ⁻³
Rivières	0.01	10 ⁻⁴
Atmosphère	0.013	10 ⁻⁴

Examinons ce qu'il va advenir de l'eau issue des précipitations :

- une partie de cette eau va ruisseler et alimenter les cours d'eau superficiels (problèmes d'hydrologie de surface) ;
- une partie de l'eau va retourner à l'atmosphère, sous forme vapeur : c'est l'**évapotranspiration (Etr)** qui est la somme de deux phénomènes :
 - * l'**évaporation** (phénomène physique) qui intervient à la surface des lacs, des cours d'eau, mais aussi sur le sol.
 - * la **transpiration** (phénomène biologique) qui est le fait de la couverture végétale.
- une partie qui va s'écouler en surface et rejoindre les cours d'eau c'est le **ruissellement (R)**
- enfin une partie de l'eau issue des précipitations va s'**infiltrer. (I)**

Pour pouvoir effectuer un bilan sur le cycle de l'eau, il va falloir se définir une surface de bilan et une unité de temps de bilan.

L'équation simplifiée du bilan hydrique peut s'écrire :

$$P = Etr + R + I + \Delta S$$

ΔS = variation des réserves

(nous reviendrons plus en détail sur le calcul et les mesures des paramètres du bilan)

2 -Bassin versant et réseau hydrographique

L'eau, sous forme de pluie tombant sur le sol, s'écoule par gravité, du point le plus élevé vers le point le moins élevé (de l'**amont** vers l'**aval**). La direction d'écoulement de l'eau est donc limitée par des frontières naturelles topographiques appelées **lignes de partage des eaux**. Ces dernières constituent les limites du **bassin versant** (Figure 2), qui peut être défini comme le territoire délimité par les élévations du terrain à l'intérieur duquel l'eau qui s'écoule en surface se dirige vers le même **exutoire**

En première approximation, on considère généralement que la ligne de partage des eaux souterraines correspond à celle des eaux qui ruissellent en surface. L'eau qui ruisselle s'écoule dans le sens de la pente et se concentre dans des dépressions du sol, les rivières et les lacs. Connectés les uns aux autres, les cours d'eau et plans d'eau forment un **réseau hydrographique**.

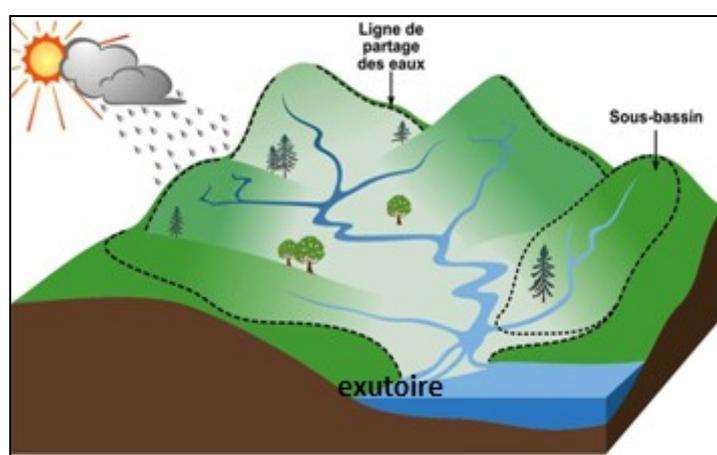


Figure 2 . Limites d'un bassin versant

2.1- Définition du bassin versant

Le **bassin versant** représente, en principe, l'unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique et de ses effets.

Plus précisément, le bassin versant qui peut être considéré comme un " système " est une surface élémentaire hydrologiquement close, c'est-à-dire qu'aucun écoulement n'y pénètre de l'extérieur et que tous les excédents de précipitations s'évaporent ou s'écoulent par une seule section à l'exutoire.

Le bassin versant en une section droite d'un cours d'eau, est donc défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents à l'amont de cette section. Il est entièrement caractérisé par son exutoire, à partir duquel nous pouvons tracer le point de départ et d'arrivée de la ligne de partage des eaux qui le délimite.

Généralement, la ligne de partage des eaux correspond à la ligne de crête. On parle alors de *bassin versant topographique*.

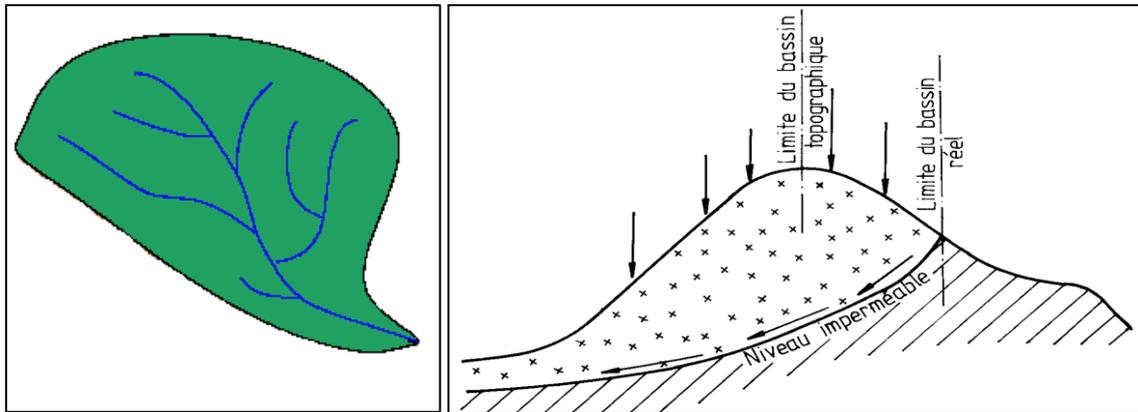


Figure 3. Bassin topographique

2.2- Bassin hydrologique et bassin hydrogéologique

Le bassin hydrologique est délimité par les lignes de crêtes topographiques isolant le bassin versant d'un cours d'eau et de ses affluents. Il correspond en surface au bassin hydrographique.

Le bassin hydrogéologique correspond à la partie souterraine du bassin hydrologique: si la région est perméable, une partie des eaux tombées à l'intérieur du bassin versant topographique s'infiltreront et sortent souterrainement du bassin. Inversement, on peut avoir l'entrée d'eaux souterraines dans le bassin versant. Pour déterminer les limites du bassin versant hydrogéologique, il est donc nécessaire de prendre en compte les limites géologiques.

Une des limites du **bassin versant hydrogéologique est la ligne de partage des eaux**. Cette limite peut varier en fonction du niveau de l'eau dans la nappe.

Les limites d'un bassin versant versant sont donc variables en fonction du temps, ce qui entraînera quelques complications lors que l'on voudra effectuer un bilan.

La différenciation entre bassin versant topographique et bassin versant hydrogéologique est valable pour les petits bassins versants; quand elle augmente :

- Les apports et les pertes ont de plus en plus de chance de se compenser
- Le débit des cours d'eau augmente en fonction de la surface du bassin versant, par contre les échanges souterrains varient en fonction du périmètre du bassin versant (échanges aux frontières). Comme la surface augmente plus rapidement que le périmètre, les échanges souterrains diminuent en pourcentage par rapport aux débits superficiels.

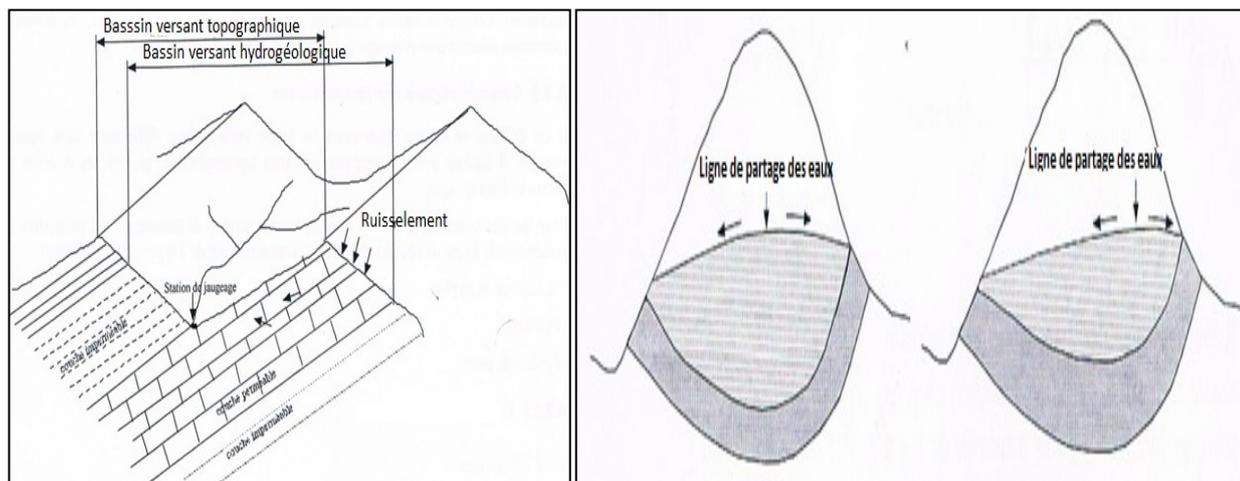


Figure 4. Bassin hydrologique et bassin hydrogéologique.

2.3- Caractéristiques morphométriques d'un bassin versant topographique

Le bassin versant, en une section d'un cours d'eau, est défini comme la surface drainée par ce cours d'eau et ses affluents en amont de la section.

Tout écoulement prenant naissance à l'intérieur de cette surface doit traverser la section considérée, appelée exutoire, pour poursuivre son trajet vers l'aval.

Si le sous-sol est imperméable, le cheminement de l'eau ne sera déterminé que par la topographie ; le bassin versant sera limité par les lignes de crêtes et les lignes de plus grande pente. Le bassin versant est l'unité spatiale qui va être utilisée pour effectuer un bilan hydrologique.

Le bassin versant est un collecteur chargé de recueillir les eaux de pluie et de les transformer en écoulement vers le cours principal.

Toutes les pluies ne se transforment pas en écoulement, une partie se perd par évaporation selon les conditions climatiques du bassin, et une autre partie se perd par infiltration suivant les caractéristiques physiques du bassin

Le bassin versant sera caractérisé par :

- sa morphologie (forme, superficie, périmètre, réseau hydrographique, relief et pentes ...),
- la nature du sol et
- la couverture végétale

2.3.1- Les caractéristiques géométriques

2.3.1.1- La surface

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en partie reliés à sa surface.

La surface du bassin versant peut être mesurée par superposition d'une grille dessinée sur papier transparent, par l'utilisation d'un planimètre ou, mieux, par des techniques de digitalisation.

2.3.1.2- Le périmètre

Peut être mesuré au curvimètre ou, mieux, par des techniques de digitalisation.

2. 3.2.- Caractéristiques de forme

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*.

a. Indice de compacité de Gravelius KG :

Sert à qualifier la forme du bassin (et le comparer à un cercle de même surface pour lequel $k_c = 1$).

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi \cdot A}} \approx 0.28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$

P est le périmètre stylisé calculé à l'aide d'un curvimètre

S est la surface, calculée à l'aide d'un planimètre

L'indice de compacité permet l'évaluation globale du réseau de drainage.

- Plus le bassin est compact, plus sa forme est ramassée

- Plus l'indice de Gravelius est faible, et plus le temps de rassemblement des eaux vers l'exutoire sera court. On admet que si $k_c = 1,2$ le bassin est deux fois plus long que large. Et si $K_c = 1.3$ le bassin est 3 fois plus long

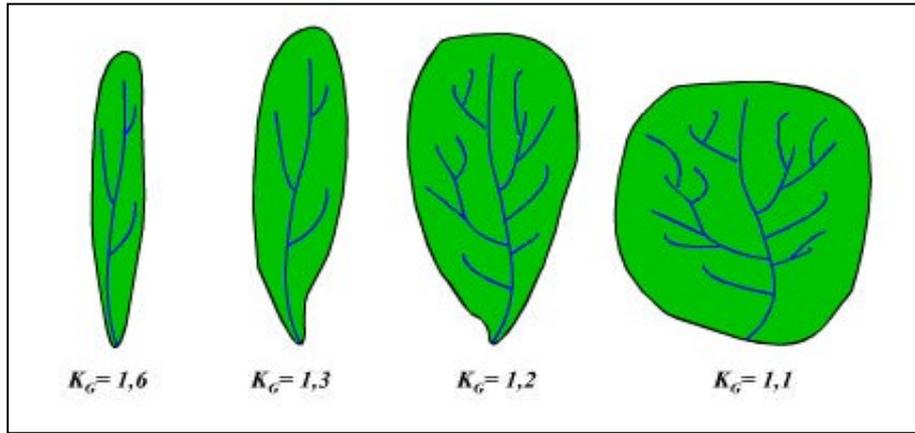


Figure 5. Formes des bassins versants en fonction du l'indice de Gravelius

b- Le relief et la courbe hypsométrique

L'influence du relief est encore plus évidente sur les vitesses de ruissellement :

Une pente forte est synonyme de faible durée de concentration des eaux et une Grande vitesse d'écoulement.

Le relief est indiqué par la disposition et la valeur des courbes de niveau d'une carte topographique.

La carte qui différencie les différentes tranches d'altitude est appelée : carte hypsométrique.

Le relief peut être illustré par la courbe hypsométrique.

Elle est obtenue en mesurant les surfaces comprises entre les courbes de niveau et en leur attribuant des pourcentages de la surface totale.

On trace un diagramme avec les tranches d'altitude en ordonnées et les superficies cumulées leur correspondant en abscisses.

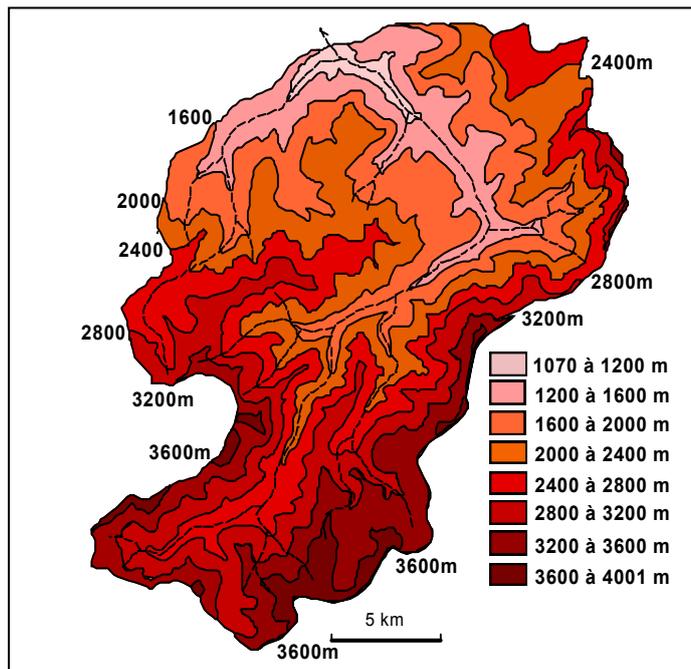


Figure 6 . Exemple de carte hypsométrique

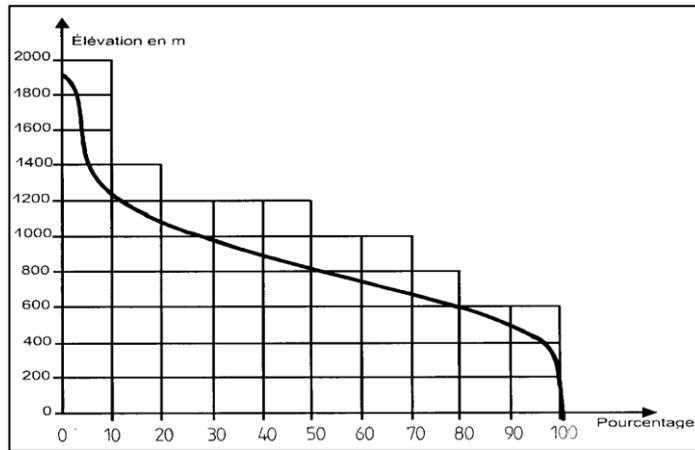


Figure 7 . Courbe hypsométrique

c- Le rectangle équivalent :

Défini pour comparer facilement les bassins entre eux

On imagine que le bassin versant a une forme rectangulaire de longueur L et de largeur l; les courbes de niveau seront parallèles aux petits côtés

L = longueur , l = largeur

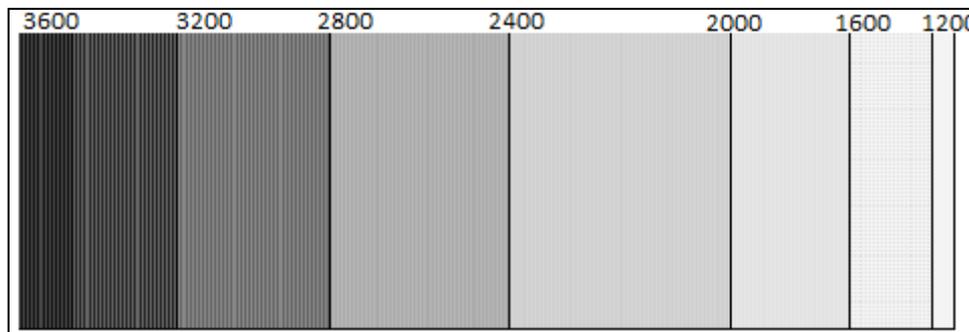


Figure 8. Représentation du rectangle équivalent

$$L = \frac{k_G \sqrt{A}}{1.12} \cdot \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{k_G}\right)^2}\right) \quad \text{si } k_G \geq 1.12$$

$$l = \frac{k_G \sqrt{A}}{1.12} \cdot \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{k_G}\right)^2}\right) \quad \text{si } k_G \geq 1.12$$

Le tracé des droites de niveau du rectangle découle directement de la répartition hypsométrique, c'est à dire des pourcentages cumulés des tranches d'altitude

d- La pente moyenne

Caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin, la vitesse des ruissellements et les temps de concentration. La pente influence directement le débit de pointe lors d'une averse.

La pente moyenne d'un bassin versant (tirée à partir de la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données) est donnée par le rapport :

$$Im = \frac{D.L}{A}$$

Im : pente moyenne [%],

L : longueur totale de courbes de niveau [km],

D : équidistance entre deux courbes de niveau [m]

A : surface du bassin versant [km²].

Si on connaît les dimensions du rectangle équivalent :

$$P = \frac{I.Dt}{A}$$

I Dt est la dénivelée totale.

Dt est la largeur du rectangle équivalent;

Si L est la longueur du rectangle équivalent :

$$I/A = 1/L; \text{ d'où : } P = \frac{Dt}{L}$$

- **indice de pente de Roche**

L'indice de pente de Roche est calculé à partir de la courbe hypsométrique

La pente moyenne n_j sur la bande j est : $n_j = \frac{D}{x_j}$

La surface de cette bande est : $a_j = l \cdot x_j$

$$\text{Soit : } I_p = \frac{\sum a_j \sqrt{n_j}}{\sum a_j} = \frac{\sum l \cdot x_j \cdot \sqrt{\frac{D}{x_j}}}{A} = \frac{l \cdot \sqrt{D} \cdot \sum \sqrt{x_j}}{L \cdot l} = \frac{\sqrt{D}}{L} \cdot \sum \sqrt{x_j}$$

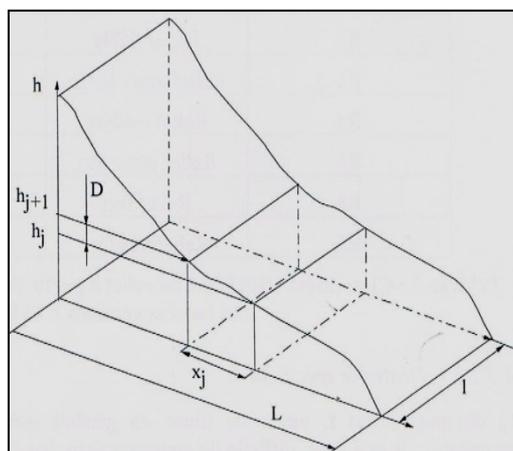


Figure 9 . Indice de pente.

- **indice de pente globale**

il est plus simple à calculer: $I_g = \frac{D}{L}$

D est la dénivelée : $D = h_{5\%} - h_{95\%}$

2.4- Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique se définit comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Le réseau hydrographique peut prendre une multitude de formes. La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux.

- **La géologie** : par sa plus ou moins grande sensibilité à l'érosion, la nature du substratum influence la forme du réseau hydrographique. Le réseau de drainage n'est habituellement pas le même dans une région où prédominent les roches sédimentaires, par comparaison à des roches ignées (i.e. des "roches de feu" dénommées ainsi car ces roches proviennent du refroidissement du magma). La structure de la roche, sa forme, les failles, les plissements, forcent le courant à changer de direction.
- **Le climat** : le réseau hydrographique est dense dans les régions montagneuses très humides et tend à disparaître dans les régions désertiques.
- **La pente du terrain**, détermine si les cours d'eau sont en phase érosive ou sédimentaire. Dans les zones plus élevées, les cours d'eau participent souvent à l'érosion de la roche sur laquelle ils s'écoulent. Au contraire, en plaine, les cours d'eau s'écoulent sur un lit où la sédimentation prédomine.
- **La présence humaine** : le drainage des terres agricoles, la construction de barrages, l'endiguement, la protection des berges et la correction des cours d'eau modifient continuellement le tracé originel du réseau hydrographique.

Afin de caractériser le réseau hydrographique, il est souvent utile de reporter son tracé en plan sur une carte à une échelle adéquate. L'utilisation de photographies analogiques ou numériques est utile à cette identification. Divers paramètres descriptifs sont utilisés pour définir le réseau hydrographique.

2.4.1- Organisation du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est l'ensemble des ruisseaux de drainage permanents ou temporaires, par où s'écoulent les eaux de ruissellement ou ceux restituées par les nappes souterraines sous forme de sources.

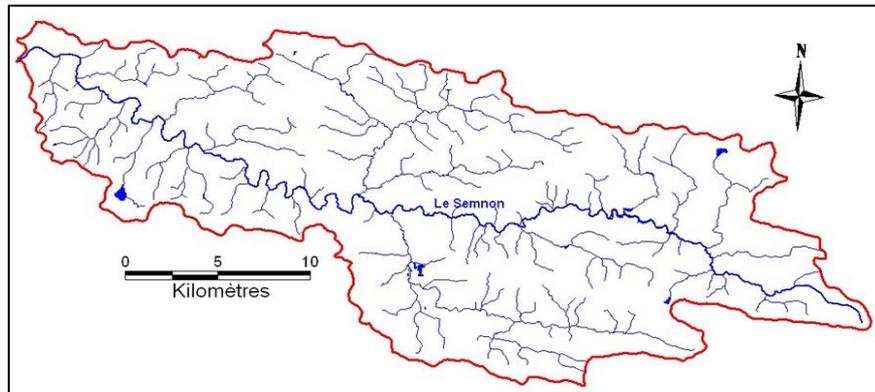


Figure 10. Réseau hydrographique du Sommon

Suivant les régions, les climats et les reliefs, on obtient des chevelus de forme et de densité différente :

- dans les régions arides et désertiques par exemple, on obtiendra un réseau aux branches longues et rectilignes de densité faible

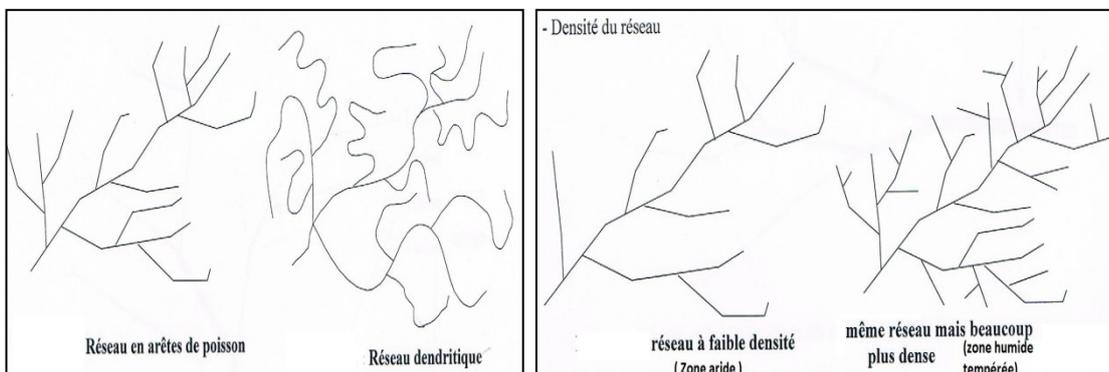


Figure 11. Réseau hydrographique en régions arides et désertiques

Dans les régions équatoriales et dans les pays humides,

- on obtiendrait un réseau aux branches anastomosées, courtes, curvilignes et de très forte densité.

2.4.2- Tracé en plan

On distingue tout d'abord le cours d'eau principal, généralement dans la partie inférieure du bassin,

- son lit est plus large que celui des affluents, et son débit plus abondant.
- Le cours principal est alimenté par les affluents de premier ordre, eux mêmes alimentés par les affluents de second ordre.. etc.

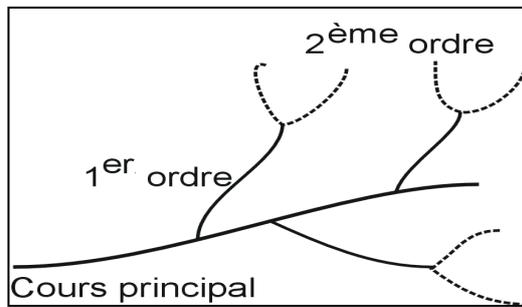


Figure 12. Tracé en plan du réseau hydrographique

On définit alors la notion de **densité de drainage**, qui représente la longueur moyenne du réseau hydrographique en km par km² de bassin :

$$Dd = \frac{\sum l_i}{A}$$

Dd : la densité de drainage en km/km²

li : la longueur d'un affluent de ce bassin (en km)

A : surface du bassin (en km²).

e2- Le profil en long

S'obtient en portant sur un graphique, en abscisses la distance à l'exutoire, et en ordonnées l'altitude du point correspondant. On peut aussi dresser sur le même graphique les profils en long des principaux affluents.

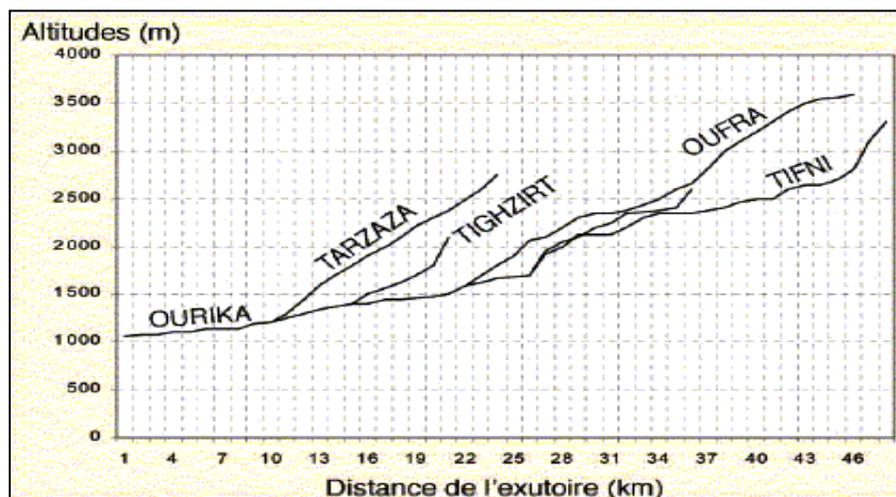


Figure 13. Profil en long d'un bassin versant .

2.4.3- Classification du réseau hydrographique

Le tracé du réseau hydrographique se fait généralement à partir des cartes topographiques.

Pour juger la densité de ce réseau, on procède à la classification des talwegs en leur attribuant des ordres en fonction de leur importance.

La classification de Schumm définit un ordre des talwegs à partir d'une règle simple :

- Tout cours d'eau sans affluent est d'ordre 1.
- Est d'ordre $x+1$ tout tronçon de rivière formé par la réunion de deux cours d'eau d'ordre x

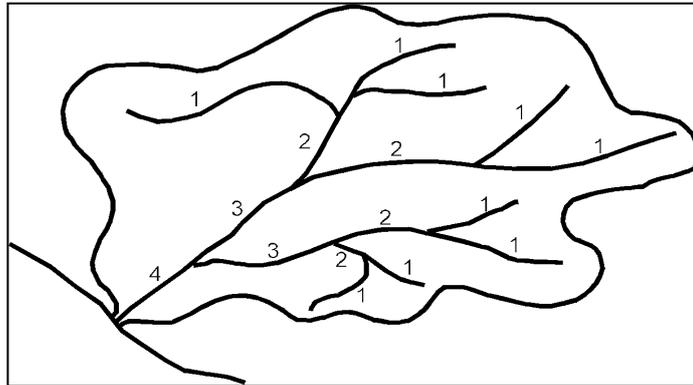


Figure 14. Classification du réseau hydrographique.

-Rapport de confluence

C'est le rapport du nombre de cours d'eau d'ordre n au rapport du nombre de cours d'eau d'ordre $n+1$

$$R_{c(n)} = \frac{\text{nombre de cours d'eau d'ordre } n}{\text{nombre de cours d'eau d'ordre } n + 1}$$

On constate que quelque soit n , ce rapport R_c est à peu près constant.

R_c permet de différencier des réseaux en arête de poisson pour lesquels R_c est important des réseaux dendritiques pour lesquels il est faible.

2.5- CARACTERISTIQUES PEDOLOGIQUES

2.5.1- Caractéristiques des sols :

- Par sa nature et sa couleur qui influence le développement de la végétation et la réflexion des rayons solaires.

Par ses propriétés mécaniques qui régissent sa perméabilité :

- Le substratum peut être compact et peu poreux : Il est alors imperméable ou peu perméable, le ruissellement est important

Le substratum peut être meuble et poreux, Il est dans ce cas plus perméable à l'eau ; le ruissellement moins important.

Le sol est généralement un mélange d'éléments plus ou moins fins ou plus ou moins grossiers.

Tableau 2. Granulométrie des sols.

Nature du sol	Diamètre des grains
Gravier	plus de 2 mm
Sable grossier	0.2 à 2 mm
Sable fin	0.02 à 0.2 mm
Limon	0.002 à 0.02 mm
Argile	moins de 2 microns

Plus les particules sont de grandes tailles, plus le sol sera perméable, et vice versa.

2.5.2- L'infiltration dans le sol

L'infiltration des eaux de pluie dans un sol est limitée par ce qu'on appelle capacité d'infiltration du terrain, c'est à dire la vitesse maximale possible d'infiltration d'une lame d'eau qui le recouvre.

Si l'intensité de pluie est supérieure à cette capacité, l'excédent ne pourra pas s'infiltrer, mais ruissellera sur le terrain.

Lorsque le sol est sec, la capacité d'infiltration est très forte ;

Celui-ci ne peut pas alors absorber plus d'eau que la nappe ne peut en évacuer , d'où la notion de capacité d'infiltration .

La capacité d'infiltration diminue au cours d'une pluie en fonction du temps suivant la loi :

$$C = C_l + C_0^{-\alpha t}$$

C_l est la capacité d'infiltration limite en mm/h (évacuée par la nappe)

C_0 est la capacité d'infiltration initiale

t est le temps et α est un coefficient

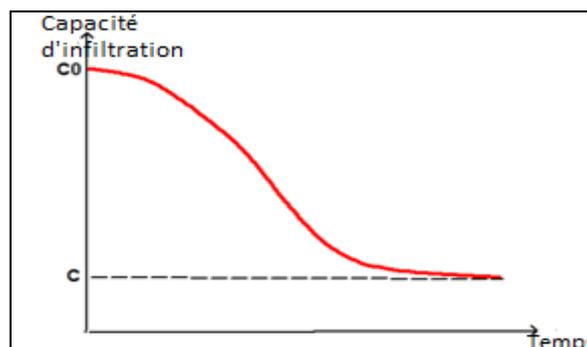


Figure 15 . Capacité d'infiltration.

2.5.2.1- Mesure directe de l'infiltration

La mesure de l'infiltration en un point du bassin versant est une opération relativement aisée, mais la difficulté est plus grande pour car celui-ci est souvent très hétérogène de point de vue perméabilité. C'est pour la méthode de Muntz utilise un cylindre enfoncé dans le sol avec une pointe au centre. Il faut faire beaucoup de mesures.

On remplit le cylindre jusqu'au niveau de la pointe. On ajoute ensuite une quantité d'eau connue tout en déclenchant un chronomètre.

On obtiendra les vitesses ou capacités d'infiltration du sol au cours du temps.

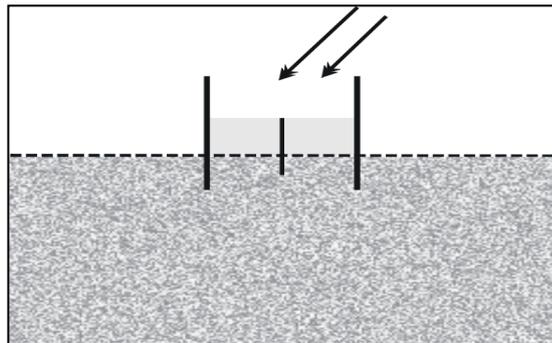


Figure 16 . Méthode de mesure d'infiltration.

2.5.2.2- Couverture végétale et son influence sur l'écoulement

La couverture végétale ajoute également son influence sur la rapidité du ruissellement, le taux d'évaporation et sur la capacité de rétention du bassin. Ceci de deux manières:

- Pompage au niveau des racines: pour qu'il soit possible, il faut que la force de succion des racines soit supérieure à la force de succion du sol.
- L'ascension dans la plante par capillarité jusqu'aux stomates des feuilles par où la plante transpire.

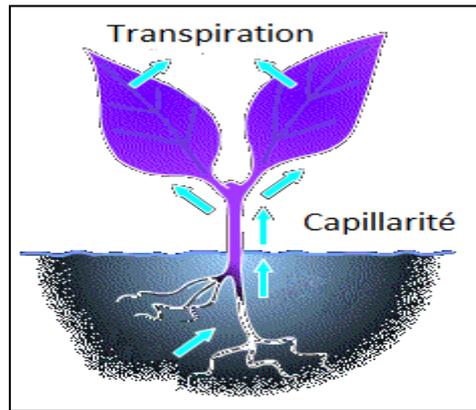


Figure 17. Transpiration et capillarité des plantes.

L'influence de la végétation sera plus ou moins importante selon la nature de la couverture végétale d'un terrain;

on peut distinguer par exemple des steppes, des savanes, des forêts etc..

La densité agit également sur l'écoulement :

Plus une végétation est dense, plus elle manifeste une résistance au ruissellement.

2.5.3- Caractéristique géologiques

- **Perméabilité des sols**

La nature géologique d'un bassin versant conditionne le régime des cours d'eau :

- En période de crue, les débits seront d'autant plus importants que le bassin sera imperméable
- Par contre en basses eaux, les débits seront d'autant plus importants que le sol est perméable et que nappes sont nombreuses.

L'agologie influe également sur l'évapotranspiration :

- Par l'effet thermique dû à la couleur du sol,
- Par la végétation qui varie en fonction de la nature du sol .

L'ORSTOM a proposé une classification de 5 types, basée sur la **perméabilité** des sols

Tableau 3 .Classification des sols d'après leur perméabilité.

Classe	Intitulé	Exemple
P1	Zone perméable à aquifère drainant ou non drainé (le terrain qui constitue l'aquifère est important ; l'aquifère n'alimente pas ou peu le réseau hydrographique)	Formations gréseuses dont les exutoires sont à l'extérieur du bassin versant.
P2	Zone perméable à aquifère drainé (aquifère)	Formations gréseuses dont les sources

	important alimentant une partie du réseau hydrographique)	alimentent le réseau.
P3	Perméabilité moyenne ou faible	Alternance marne -calcaire
P4	Zone karstique	Formations calcaires avec perméabilité de fissures et développement d'un réseau souterrain.
P5	Imperméable	Terrains marneux, argileux, cristallins (granite, schistes).

- **Le coefficient de ruissellement**

Pour caractériser la capacité d'un bassin versant à ruisseler un indice est très souvent utilisé en hydrologie de surface : le coefficient de ruissellement (C_r). Son calcul et son emploi sont simples, mais notons qu'il peut conduire à commettre de grossières erreurs. Ce coefficient est défini comme suit :

$$C_r = \frac{\text{Hauteur d'eau ruissellée (mm)}}{\text{Hauteur d'eau précipitée (mm)}}$$

Ce coefficient est fortement influencé par la couverture du sol comme le montre le tableau suivant dans lequel les quelques valeurs de ce coefficient issues des normes suisses SNV sont présentées. Ces valeurs reflètent la capacité des sols à ruisseler en fonction uniquement de la couverture du sol. On remarque notamment le très fort taux du coefficient de ruissellement donné pour les routes et toitures. Comme on l'a vu, cela s'explique par le fait que ces surfaces sont pratiquement imperméables.

Tableau 4. Valeurs du coefficient de ruissellement pour différentes couvertures du sol
(Tiré des normes suisses SNV 640 351)

Nature superficielle du bassin versant	Coefficient de ruissellement C_r
Bois	0,1
Prés, champs cultivés	0,2
Vignes, terrains nus	0,5
Rochers	0,7
Routes sans revêtement	0,7
Routes avec revêtement	0,9
Villages, toitures	0,9

3- LA MESURE HYDROLOGIQUE

Dans ce chapitre il sera question des méthodes de mesure ou d'estimation et de l'analyse des paramètres du bilan hydrologique annuel d'un bassin versant :

- Précipitations
- Evapotranspiration
- Débit des cours d'eau
- Infiltration

3.1- Précipitations

3.1.1. Définitions

Les précipitations constituent la principale « ENTREE » des principaux systèmes hydrologiques continentaux que sont les bassins versants.

Ce sont l'ensemble des eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...). Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression.

On exprime généralement les précipitations en:

Hauteur ou lame d'eau précipitée (mm)

Hauteur ou lame d'eau précipitée par unité de surface horizontale.

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

Si on rapporte cette hauteur d'eau à l'unité de temps *im*, il s'agit d'une intensité (mm/heure).

- "Pluie nette" : "Partie de l'averse qui atteint le cours d'eau par ruissellement".
- "Pluie efficace" : "Partie de la pluie qui contribue au ruissellement. Dans certaines applications, le ruissellement retardé est complètement exclu du ruissellement pur, et la pluie efficace est égale à la pluie excédentaire".

En agriculture partie de la pluie qui reste dans le sol.

- "Pluie excédentaire" : Partie de la pluie qui contribue directement au ruissellement"
- "Pluie au sol": Partie de la précipitation qui, sous un couvert végétal, atteint le sol en tombant directement entre les arbres et arbustes, en s'égouttant de la frondaison ou en coulant le long des troncs".

En Hydrologie

- **Pluie incidente** : Précipitation qui atteint tout objet en relation avec le sol. C'est en principe la pluie mesurée par le pluviomètre.
- **Pluie nette** : Précipitation qui atteint effectivement la surface du sol, après qu'une partie a été retenue par la végétation. Sous couvert forestier, c'est la somme de la pluie qui passe directement à travers la canopée de celle qui s'égoutte à partir de la canopée, et du ruissellement le long des troncs. La différence entre la pluie incidente et la pluie nette est la pluie interceptée (correspond à la définition "Pluie au sol" du GIH).
- **Pluie interceptée** : (ou interception): Portion de la pluie incidente retenue, le plus souvent par la végétation (mais qui peut l'être par tout autre obstacle, par exemple une toiture), qui retourne directement dans l'atmosphère par évaporation et ne parvient jamais à la surface du sol.

Sous couvert forestier, on peut écrire : $P \text{ interceptée} = P \text{ incidente} - (P \text{ directe} + P \text{ égouttée} + R \text{ le long des troncs})$

- **Pluie utile** : Portion des précipitations qui contribue à la recharge des réserves en eau du sol. C'est, pendant une période donnée, la différence entre la pluie nette, la quantité d'eau évapotranspirée à partir de la zone non saturée, et éventuellement le ruissellement. Elle renvoie en fait à la notion de "**réserve utile**".

Pendant l'"hiver hydrologique", c'est à dire la période de l'année pendant laquelle les pluies l'emportent sur l'évapotranspiration, la "pluie utile" permet la reconstitution des réserves en eau du sol superficiel (la réserve utile). La notion de "pluie utile" s'entend toujours sur une période assez longue pour prendre en compte l'évapotranspiration entre deux phases de précipitations.

- **Pluie efficace** : Fraction des précipitations génératrice d'écoulement, immédiat ou différé, superficiel ou souterrain. Comme les précipitations totales, elle s'exprime en hauteur (mm) rapportée à une unité de temps.

Le concept de "précipitation efficace" est appliqué surtout en modélisation des relations précipitations/écoulements, avec le sens d'un potentiel, d'une "fonction de production" calculée: La part des précipitations non reprise par évaporation pendant la durée de référence du bilan d'eau considéré (donc relative à cette durée : d'un "pas de temps" de calcul à une séquence pluriannuelle). Ce concept n'équivaut, en quantité, à un écoulement réel qu'en référence à un système sans autre apport que les

précipitations et à une période assez longue pour que le solde des variations de stock soit nul ou négligeable ; il est alors complémentaire du "déficit d'écoulement" ayant les mêmes références spatio-temporelles.

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. 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 mécano-graphique 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.

3.1.2-Autres définitions

- **Réserve utile** : " réserve d'eau exploitable par les plantes " (Lambert, 1996).

cette réserve (Ru) est égale, au maximum, au volume d'eau emmagasiné entre le point de rétention et le point de flétrissement par la tranche de sol égale à la tranche de sol explorée par les racines (Poirée, Ollier, 1962)

- **Réserve facilement utilisable "Rfu"** " celle que les plantes peuvent facilement utiliser par leur tension osmotique sans avoir à freiner l'ETR " (Lambert, 1996)

" la réserve facilement utilisable (Rfu) est en pratique ½ à 2/3 de la réserve utile (Poirée, Ollier, 1962)

- **Réserve d'eau du sol** : "Quantité totale d'eau contenue dans le sol dans la zone non saturée, dans des conditions définies. Plus précisément quantité d'eau totale contenue dans un sol dont

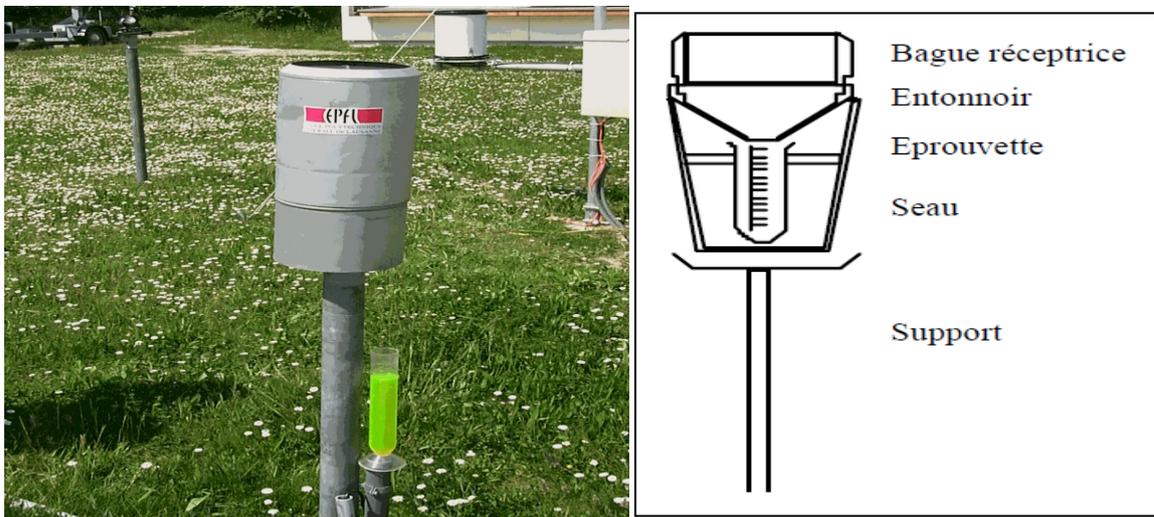
la capacité de rétention serait satisfaite, disponible pour l'évaporation, mais dont le dépassement permettrait seul l'infiltration efficace " (Dict. français d'hydrogéologie).

3.1.3- Mesure des précipitations

a-instruments de mesure

Les précipitations sont mesurées avec un pluviomètre. Il s'agit d'un récipient associé à une éprouvette graduée qui permet la lecture de la hauteur de pluie $H_{\Delta t}$ (ou lame d'eau précipitée) reçu durant un intervalle de temps Δt .

Le pluviomètre est un appareil où l'eau traversant une surface réceptrice est dirigée par un entonnoir vers un sceau récepteur.



b- Hauteur d'eau précipitée:

$$H_{\Delta t} = \frac{V}{S}$$

$H_{\Delta t}$: hauteur de pluie

V : Volume récupéré par la surface du récipient

S : Surface du récipient

Un pluviomètre peut être associé à un pluviographe qui permet la mesure des hauteurs de pluie et leur intensité de manière automatique.

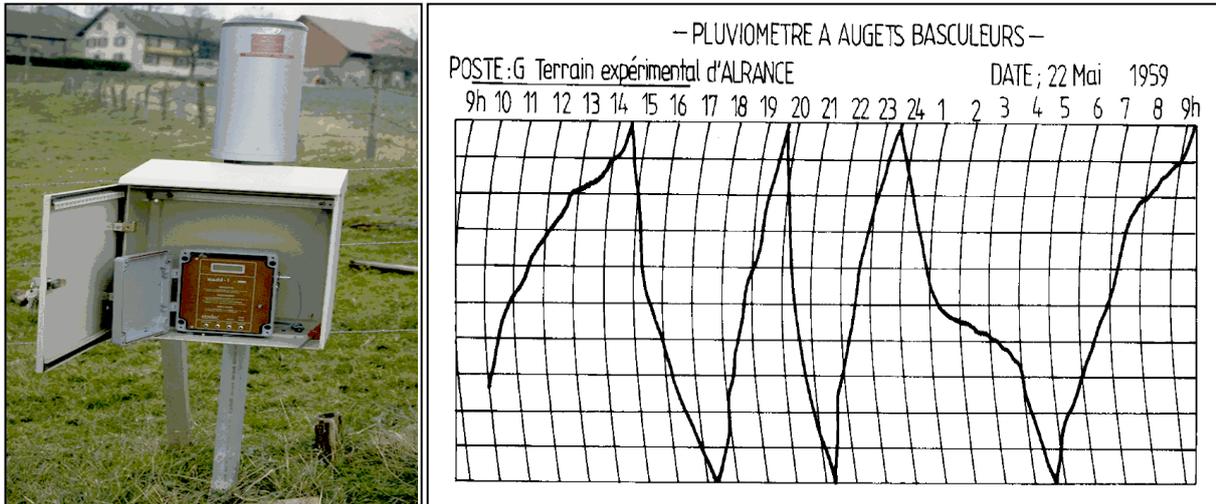


Figure 19. Pluviographe.

c- Intensité des précipitations

l'intensité d'une averse est exprimée en hauteur d'eau par unité de temps (mm/h).

$$I_m = \frac{\Delta P}{\Delta t} \text{ en } \frac{mm}{h} \text{ ou } mm/mn$$

Dans l'étude et dimensionnement de certains ouvrages hydrauliques tel que les réseaux d'assainissements des eaux pluviales en hydrologie urbaine, on considère la notion d'intensité de pluie. Celle-ci caractérise la force et l'énergie de la pluie plutôt que sa hauteur.

En fait une pluie de 10mm tombée dans un bassin au cours de 24h ne provoquera pas la même réponse du bassin que si elle est tombée en 12h ou en 48h. L'intensité des pluies représente la lame d'eau tombée par unité de temps.

Les appareils doivent être normalisés: les dimensions et les conditions d'installation sont imposées par l'OMM. La hauteur d'encrage doit être à 1.50m ou 1m .

d- Fréquence de lecture

La lecture se fait tous les 6h du matin. On appelle pluie du jour i la pluie tombée entre 6h du matin du jour i et 6h du jour i+1. Si plusieurs lectures sont faites, alors la pluie journalière représentera le cumul des lectures faites au cours d'une même journée.

La pluie maximale journalière annuelle: C'est la hauteur de pluie la plus forte enregistrée en 24h sur 365 jours de l'année.

$$P_m = \sum_1^n P_j$$

P_j la pluie journalière égal au cumul des pluies mesurées au cours d'une même journée $n= 28, 29, 30$ ou 31 jours.

Le module pluviométrique annuel: C'est la hauteur d'eau tombée annuellement en mm

$$P_a = \sum_{n=1}^{12} P_{m,i} = \sum_1^{365} P_j$$

On calcule aussi les pluies ou modules pluviométriques mensuels et annuels à partir des pluies journalières.

Le module pluviométrique mensuel P_m : C'est la hauteur d'eau tombée mensuellement en mm

La fraction pluviométrique mensuelle: C'est le rapport entre le module mensuel et le module annuel en %. Elle permet de comparer les pluviosités enregistrées dans différentes stations au cours des 12 mois

$$F_m = \left(\frac{P_m}{P_a} \right) * 100$$

Le module pluviométrique inter annuel: C'est la moyenne arithmétique des modules pluviométriques annuels calculés sur N années

$$\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_1^N P_{a,i}$$

3.1.4- Analyse ponctuelles et spatiale des mesures de précipitations

3.1.4.1. Analyse ponctuelle

L'analyse ponctuelle concerne la série de mesures d'un point donnée c'est-à-dire d'une seule station. A partir d'une série de mesures ponctuelles on peut construire deux types de graphes: la courbe des hauteurs de pluie et le hyétogramme

Cette courbe représente les précipitations mensuel ou annuel (en mm)

3.1.4.2- Courbe des hauteurs de pluie

Cette courbe représente les précipitations mensuel ou annuel (en mm)

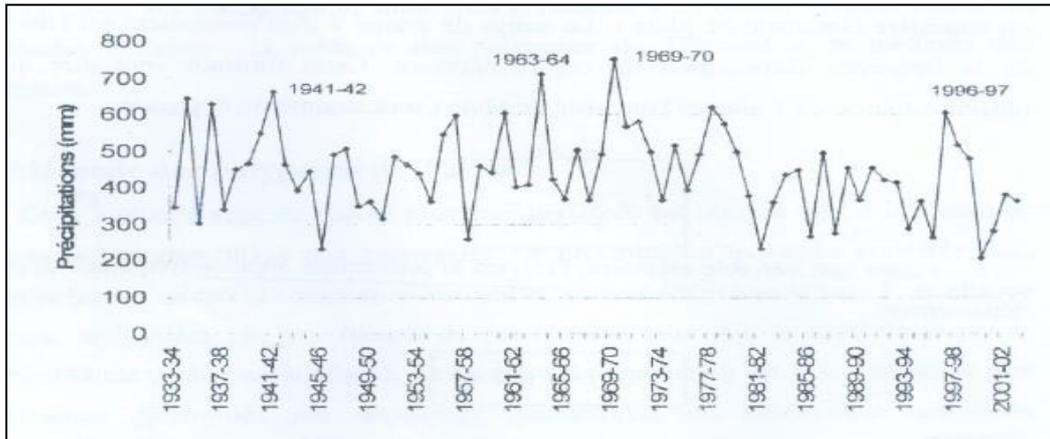


Figure 20. Hauteurs des précipitations annuelles enregistrées dans une station de mesure.

3.1.4.3- L'hyétogramme

C'est un histogramme qui représente l'intensité de la pluie (en mm/h ou mm/j) en fonction du temps. La représentation de l'intensité de la pluies demande l'acquisition de données sur un pas de temps réduit (heures ou jours).

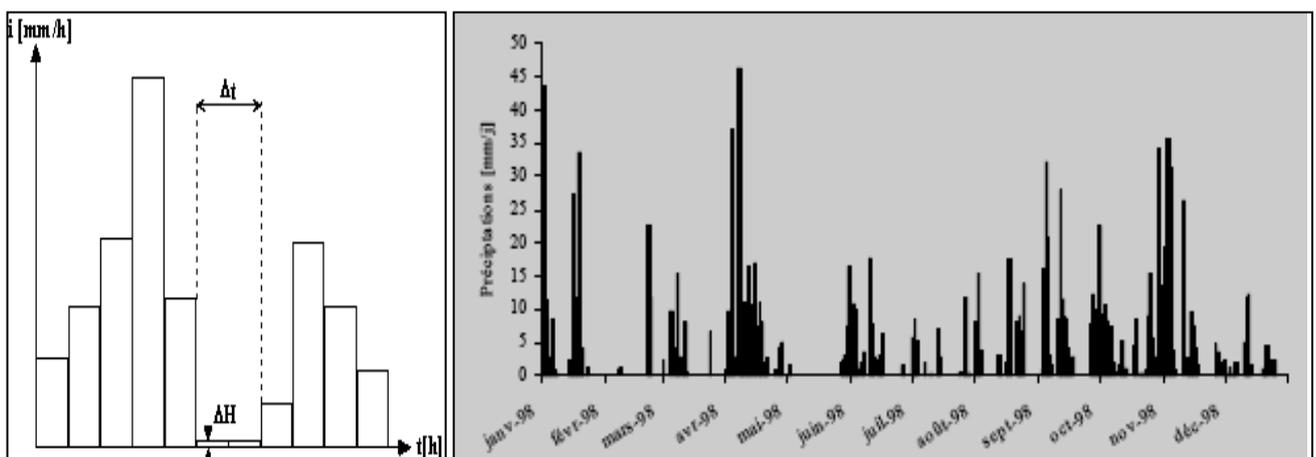


Figure 21. Hyétogramme : Intensité des pluies en fonction du temps.

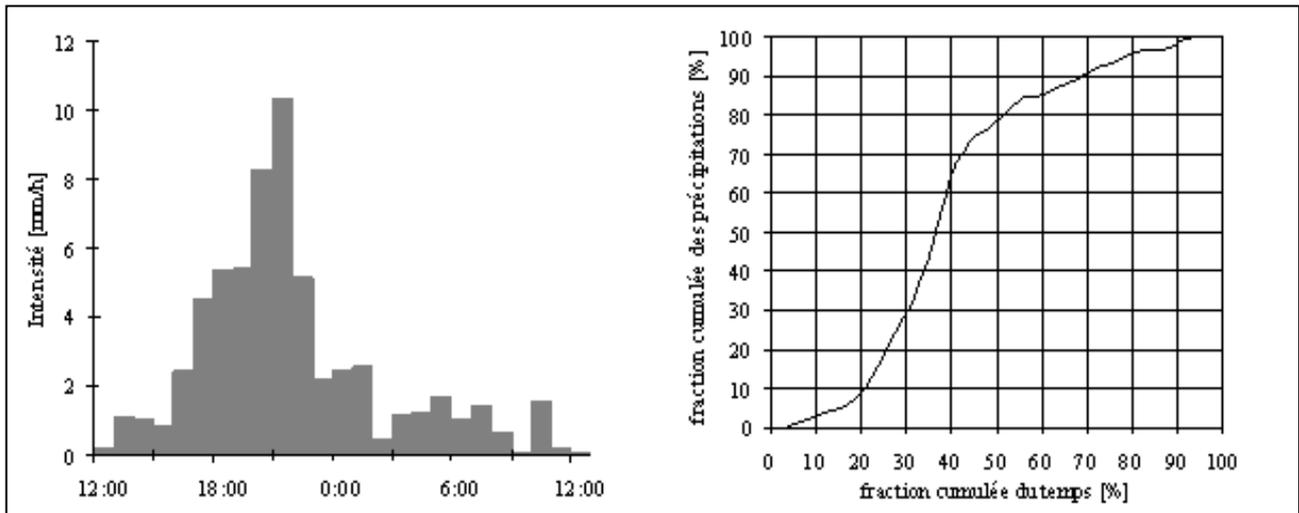


Figure 22. Courbe cumulative.

3.2- HYDROMETRIE

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

3.2.1 - ACQUISITION DES DEBITS EN FONCTION DU TEMPS

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

- on enregistre en un point du cours d'eau (la station hydrométrique), la hauteur d'eau H en fonction du temps. Cet enregistrement $H(t)$ est appelé "limnigramme"

3.3.2- LES METHODES DE JAUGEAGES

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

3.2.2.1- Réservoirs étalonnés

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

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

3.2.2.2- Déversoirs

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

Différents types de déversoirs sont utilisés mais on rencontre principalement des déversoirs triangulaires dont la relation hauteur-débit théorique est : $Q = a h^b$

on utilise :

$$Q = 1,32. \operatorname{tg}(\alpha/2). h^{2,47}$$

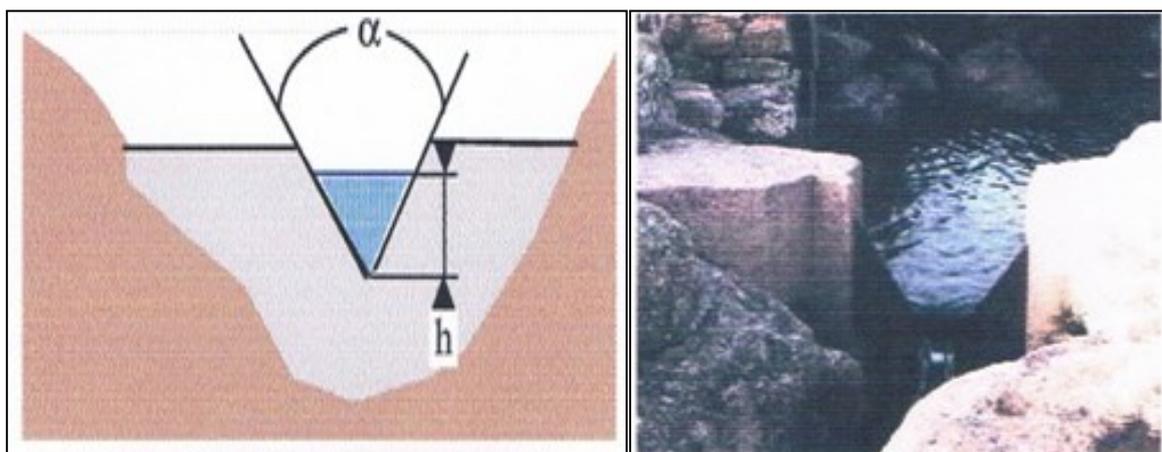


Figure 23. Déversoir triangulaire

Dans la pratique, il est prudent de réaliser quelques jaugeages de contrôle permettant de déterminer les valeurs a et b dans les conditions réelles d'installation. Il en est de même pour les autres types de déversoirs rectangulaires avec ou sans contraction, à large seuil ou profilés. Dans la quasi-totalité des cas, on utilise des déversoirs fixés à demeure dans le cours d'eau.

3.2.2.3- Jaugeurs à ressaut

Ces appareils ont pour but de provoquer un passage en régime critique où la relation hauteur-débit est biunivoque et ne dépend théoriquement que des dimensions géométriques de l'appareil. Ce passage en régime critique est provoqué soit par un rétrécissement de la veine fluide, soit par un relèvement, soit

par les deux à la fois. Les avantages de ces appareils par rapport aux déversoirs sont de ne provoquer qu'un faible relèvement de la courbe de remous et de permettre un passage facile au transport solide. Le jaugeur à ressaut le plus connu est le jaugeur "Parshall" figuré ci-dessus. Les différentes dimensions sont normalisées en fonction de sa largeur L au col.

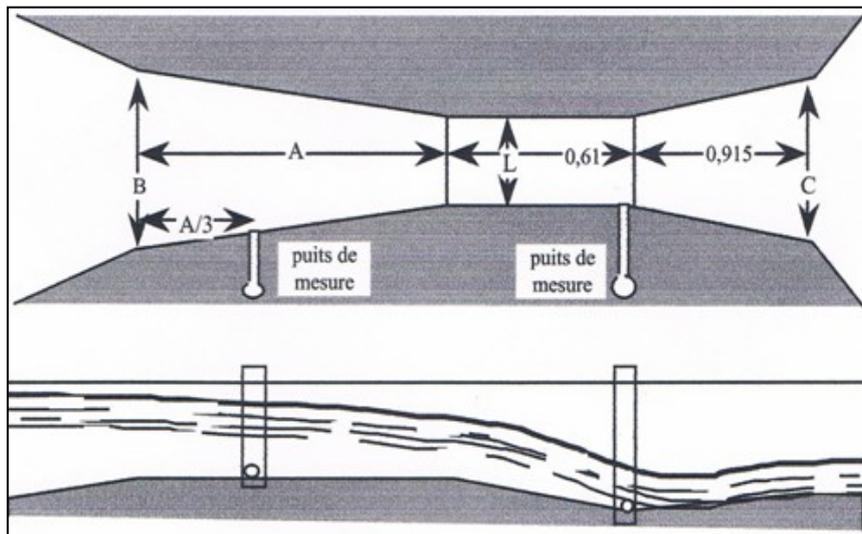


Figure 24 . Jaugeurs à ressaut

-A = 0.49 L + 1.194 (A ,B,C et L) en mètres

-B = 1.196 L + 0.479

-C = L + 0.305

-Le débit Q (en m³/s) est fonction de la largeur L au col (en m) et de la hauteur d'eau H (en m):

$$Q = 0.372L(3.28H)^x$$

où l'exposant x dépend de la largeur au col L :

L (en m)	0,2	0,6	0,8	1,0	2,0	2,6
x	1,506	1,548	1,560	1,569	1,598	1,609

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

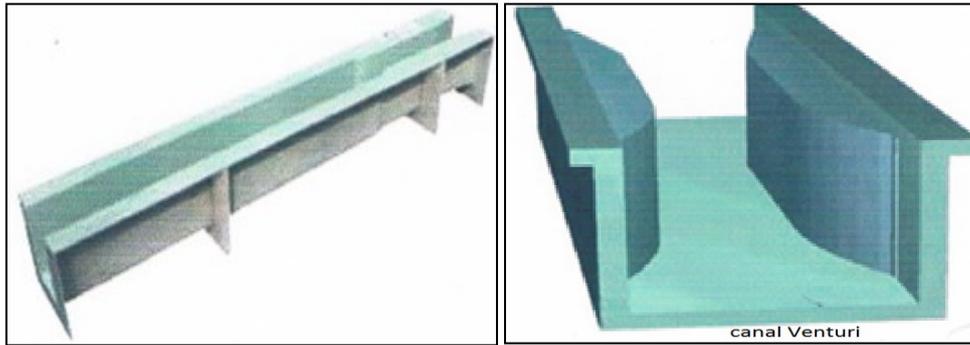


Figure 25. Canal venturi.

3.2.2.4- Jaugeages par dilution

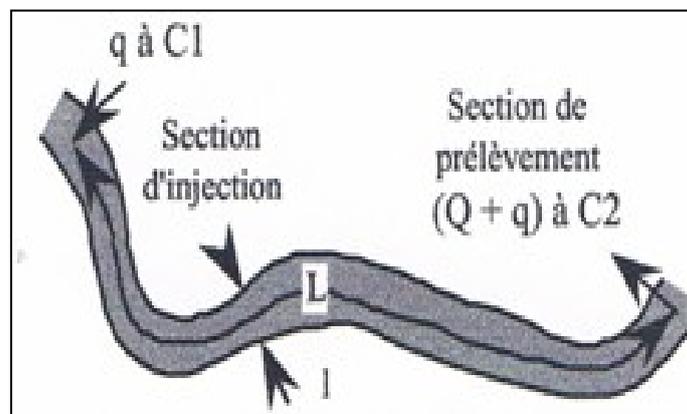


Figure 26 .Jaugeages par dilution

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

$$q.C_1 = (Q + q).C_2$$

En général, q est négligeable devant Q , d'où l'on tire :

$$Q = q \frac{C_1}{C_2}$$

3.2.2.5 - Jaugeages par exploration du champ des vitesses

Soit une section droite S d'un cours d'eau ; le débit dans cette section se définit comme le flux du vecteur vitesse à travers S...

$$Q = \int_S V \cdot ds \text{ ou plus explicitement } Q = \int_{RG}^{RD} \int_0^{f(x)} V(x, y) \cdot dy \cdot dx$$

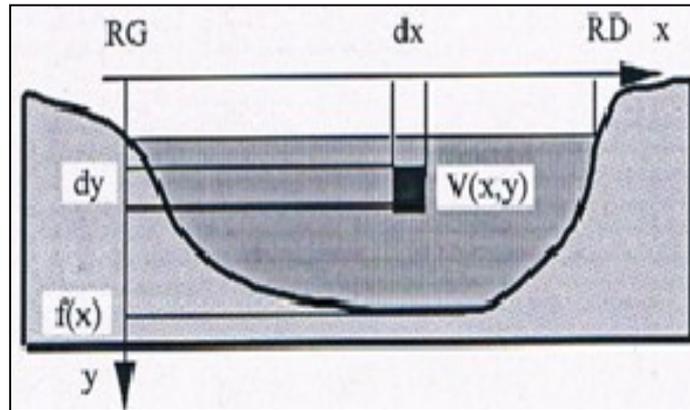


Figure 27 . Jaugeages par exploration du champ des vitesses.

3.2.2.6- Les capteurs : les hélices

Le paramètre à mesurer est la composante normale à la section de la vitesse de l'eau.

Le capteur le plus utilisé (tout au moins en Europe) est une hélice. Si on introduit cette hélice dans l'écoulement, la vitesse longitudinale de l'eau va provoquer la rotation de l'hélice. Théoriquement, la relation entre la vitesse de rotation n (en tours/seconde) et la vitesse de l'eau V (en m/s) ne dépend que du pas p de l'hélice : $V = n p$

Dans la pratique, on s'éloigne de cette courbe idéale du fait des frottements et des perturbations des vitesses

dues au support de l'hélice. L'étalonnage est fait au laboratoire dans les conditions réelles d'emploi et la relation $V [f(n)]$ est du type : $V = a n + b$

où a représente le pas réel et b la vitesse de démarrage (ou vitesse de frottement). Parfois même, on est amené à utiliser deux formules, suivant les plages de vitesses : par exemple, une hélice de pas nominal 0,25 m peut avoir des formules d'étalonnage suivantes :

$$n < 0,59 \quad V = 0,2345 n + 0,017$$

$$n > 0,59 \quad V = 0,2515 n + 0,007$$

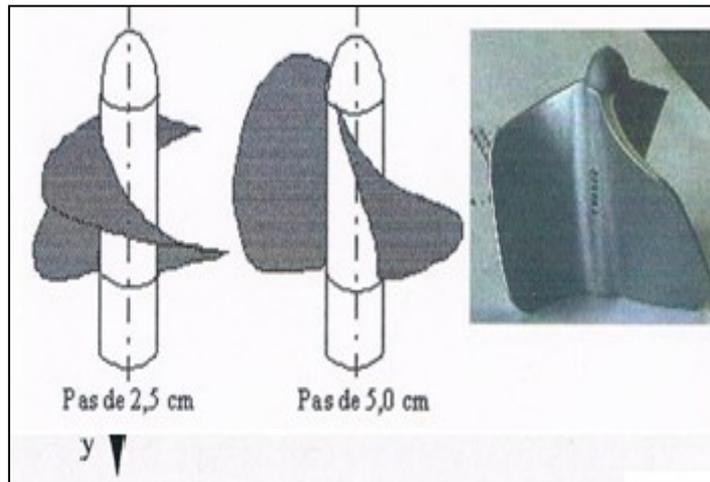


Figure 28 Les capteurs à hélices :

La sensibilité d'une hélice dépendant de son pas, on utilisera pour mesurer des faibles vitesses, des hélices à faibles pas et pour des grandes vitesses, des pas plus longs. Il existe par ailleurs une vitesse limite supérieure liée aux capacités d'enregistrement du nombre de tours par seconde.

3.2.2.6- les moulinets

Les moulinets ont pour objet de transformer le mouvement de rotation de l'hélice en impulsions électriques aisément transférables et enregistrables.

Le principe en est simple ; un axe auquel est fixée l'hélice est entraîné dans son mouvement de rotation. La partie arrière de cet axe porte, soit une vis sans fin qui par un système d'engrenage ferme un circuit électrique à chaque tour, soit un aimant dont la rotation provoque la fermeture d'un contacteur magnétique. L'axe du moulinet est porté par des paliers de haute précision à très faible frottement. Les éléments mécaniques sont dans un bain d'huile spécial dont les variations de viscosité avec la température sont négligeables. Des joints empêchent la pénétration des substances en suspension : il n'y a donc qu'une très faible usure des paliers. L'ensemble du moulinet est généralement réalisé en acier inoxydable. Notons enfin que pour certains matériels, le dispositif de contact est modifiable de façon à n'émettre une impulsion que les 1, 2, 10 ou 20 tours.

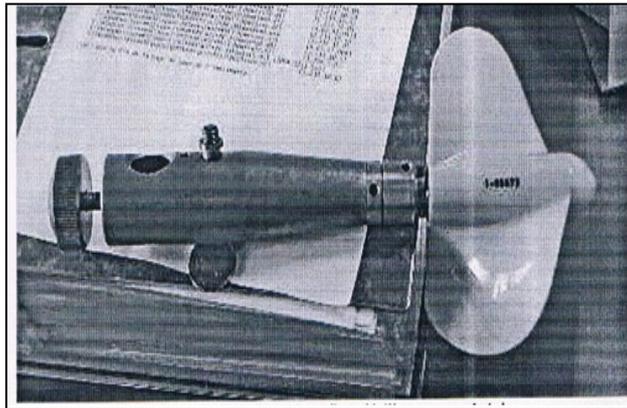


Figure 29. Moulinet .

3.3.2.7- les compteurs

Les compteurs ont pour objet de totaliser les impulsions électriques émises par le moulinet. La cadence maximale d'enregistrement est généralement de 10 hHz (10 impulsions/seconde); les modèles les plus récents montent à 20 Hz. Parmi les différents modèles, on peut citer :

- **Les totalisateurs**

Un même bouton sert à la mise en route et à l'arrêt du comptage. Un affichage mécanique ou à cristaux liquides, donne le nombre d'impulsions enregistrées et un bouton permet la remise à zéro. Ce type d'appareil est donc utilisé avec un chronomètre que l'on met simultanément en route.

- **Les chrono-compteurs**

A partir de l'appareillage de base précédent, on adjoint un chronomètre dont la commande est asservie à celle du compteur. Il ne reste donc qu'un seul bouton. La première pression met en route le compteur et le chronomètre ; la deuxième pression les arrête simultanément pour permettre la lecture du nombre d'impulsions i et du temps Δt ($n = 1/\Delta t$) ; la troisième remet le tout à zéro.

- **Les compteurs à présélection**

Une amélioration a encore été apportée en permettant le choix de la durée Δt de la mesure (présélection du temps) ou du nombre i d'impulsions à enregistrer (présélection d'impulsions). Ayant fait sa présélection, la première pression sur le bouton met le compteur en marche et il s'arrête automatiquement soit au bout de Δt en affichant le nombre d'impulsions enregistrées, soit au bout de i impulsions, en affichant le nombre Δt . La deuxième pression remet les compteurs à zéro. Tous ces modèles comportent une alimentation électrique, soit par piles sèches, soit par batteries rechargeables.

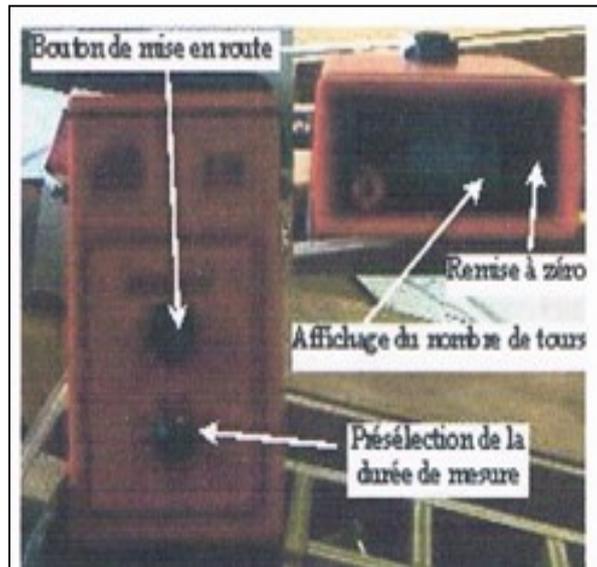


Figure 30 . Compteurs à présélection

3.2.3 - LES STATIONS DE JAUGEAGE

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

3.2.3.1 - Le seuil ou contrôle

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

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

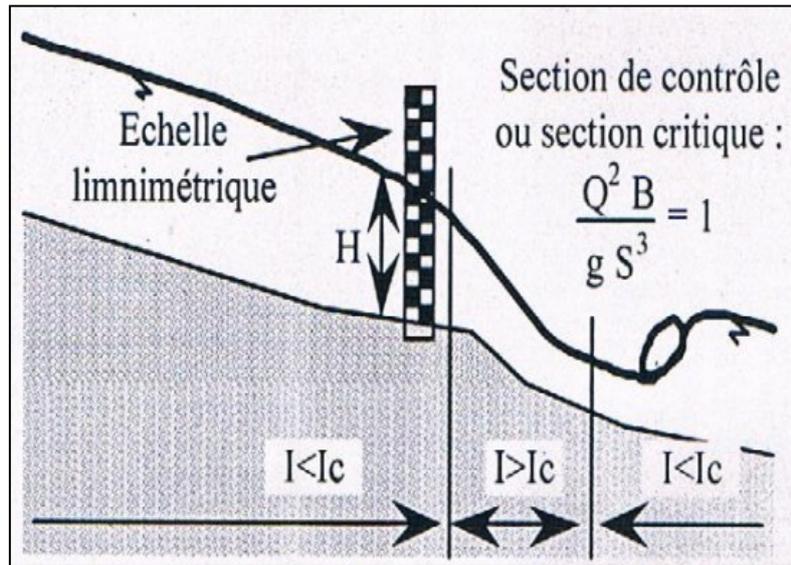


Figure 31. Schéma de principe de la courbe de tarage

Enfin, il est souhaitable que la section soit sensible, c'est-à-dire qu'une erreur Δt (en général de l'ordre du cm) n'entraîne pas une erreur inacceptable sur le débit. Cette sensibilité est souvent faible en basses eaux.

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

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

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

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

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

Dans le cas extrême où il n'y a ni tronçon de contrôle ni seuil de contrôle, on installera deux échelles de mesures des niveaux H1 et H2 ; la relation entre Q et H1 H2 s'obtient en intégrant l'équation différentielle de la ligne d'eau :

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

3.2.3.2 - Limnimétrie

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

- Les échelles

Les échelles sont les repères fixes sur lesquels on lira le niveau d'eau H. Elles sont réalisées le plus souvent en tôle émaillée). Constituées généralement d'éléments de 1 m, elles portent des indications métriques, décimétriques et centimétriques. L'installation des échelles se fait sur des supports fixes : fers IPN battus dans le lit, culée de point, quais, rives rocheuses, etc. L'échelle doit être installée de façon à être protégée des corps flottants qui pourraient l'endommager lors des crues.

Par ailleurs, elle doit être à l'abri du battillage de façon que l'on puisse lire les niveaux de près. Une fois installées, les échelles seront nivelées et rattachées au nivellement général. Ainsi, au cas où une échelle serait endommagée, il sera possible d'en remettre une nouvelle à la même cote. Enfin, il faut que le zéro de l'échelle soit toujours sous l'eau, même lors des étiages les plus sévères et après d'éventuels affouillements (des hauteurs négatives entraînent souvent des gênes dans le traitement informatique).

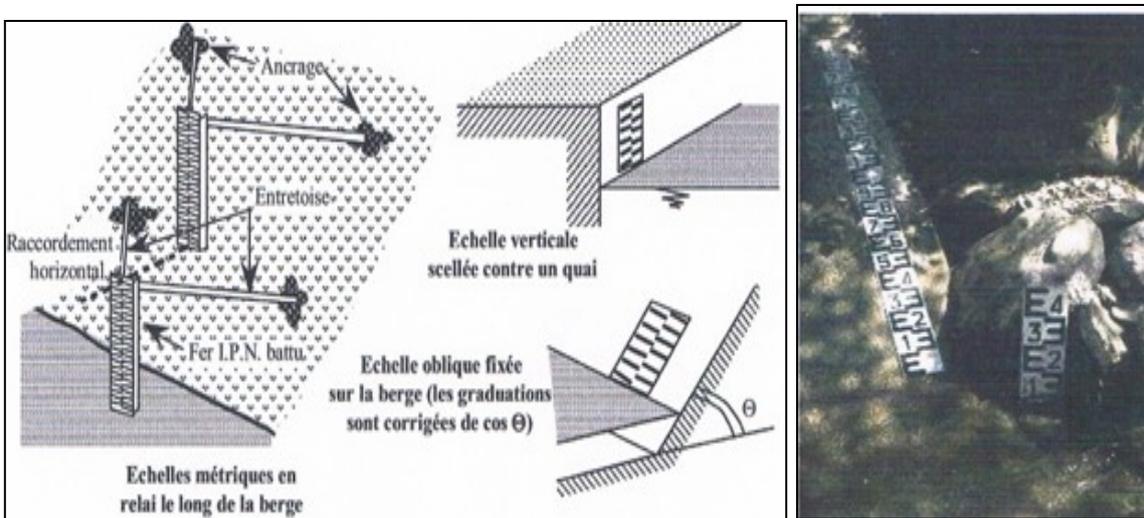


Figure 32. Echelle limnimétrique

- Les limnigraphes à flotteur

Ces appareils ont pour but d'enregistrer les niveaux d'eau en fonction du temps. Parmi tous les types de limnigraphes, ceux à flotteurs sont les plus utilisés. Leur principe commun est très simple. Le capteur est un flotteur équilibré en partie par un contre-poids dont les déplacements sont liés à ceux du flotteur par un câble et une poulie. Les mouvements verticaux du flotteur sont transformés en mouvements de rotation de l'axe de la poulie. Cet axe entraîne, par un système d'engrenage, le déplacement transversal d'un stylet le long d'une tige filetée. Le stylet inscrit sur le papier d'un tambour ou d'une table déroulante dont le déplacement est proportionnel au temps. Les modèles sont très nombreux : ils se distinguent essentiellement entre les limnigraphes à tambour (à axe horizontal ou vertical) et à table déroulante. En général, le système d'engrenage permet différentes démultiplications : 1/1, 1/2, 1/5, 1/10, 1/20 (1/5 => 1 cm papier = 5 cm niveau).

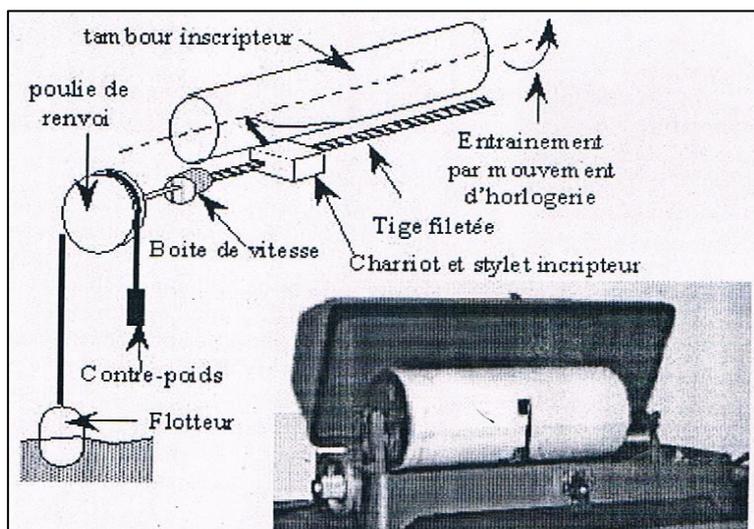


Figure 33. Limnigraphes à flotteur.

Par ailleurs, de nombreux limnigraphes sont équipés d'un système dit "*à retournements*" : la tige filetée possède deux filetages l'un à pas à droite, l'autre à pas à gauche. Le chariot porte-stylet arrivant en bout de course repart en sens inverse ; il n'y a plus de limite à l'amplitude des mouvements du plan d'eau enregistrable. La figure ci contre illustre un retournement en crue et un retournement en décrue. L'hydrogramme réel s'obtient par symétrie par rapport aux bords du papier.

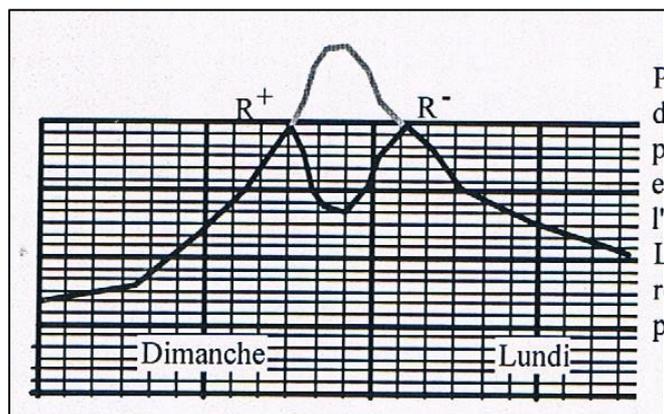


Figure 34. Retournement crue et décrue

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

L'installation de ces appareils se fait à la verticale d'un puits de mesures dans lequel est situé le flotteur. Il est ainsi protégé du batillage et des corps flottants. Selon les cas et les circonstances, l'installation peut se faire soit en prise directe dans le cours d'eau, soit enterrée dans la rive avec un tube de prise.

- Les inconvénients de ces appareils résident essentiellement dans :
 - les possibilités de colmatage des tubes de prise (ce qui provoque un retard entre niveau dans le puits et cours d'eau) ;
 - les possibilités de gel dans le tube ;
 - le coût de l'installation du puits (puits enterré) ou le risque de mettre l'appareil à portée des crues (puits en prise directe).
- Les avantages sont ceux d'un coût relativement modique de l'appareil lui-même, d'un mécanisme simple et robuste.

- Les limnigraphes dits à bulles

Ces appareils sont basés sur le principe d'une prise de pression au fond de la rivière. Une bouteille de gaz comprimé (azote ou air), munie d'un mano-détendeur, alimente le circuit gaz à débit constant. Le

régulateur de débit est couplé avec un visualisateur ; on peut ainsi régler le débit constant à un écoulement "bulle à bulle". Le circuit gaz se poursuit jusqu'au fond de la rivière à partir de laquelle s'échappent les bulles de gaz. Sur ce circuit de gaz est branchée une prise de pression reliée à un manomètre à mercure (ou à une capsule manométrique).

Le déplacement d'un stylet inscripteur sur une table déroulante est asservi par différents systèmes à la mesure de pression. Or, cette pression est égale à la pression qui règne au fond de la rivière $H \rho g$ moins le poids de la colonne de gaz plus les pertes de charges dans le circuit gaz.

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

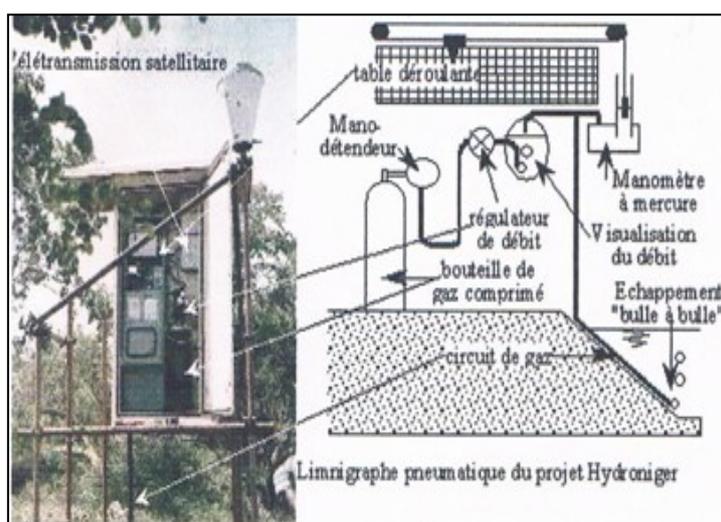


Figure 35. Les limnigraphes dits à bulles

Les inconvénients de ces appareils résident :

- dans leur coût ;
- dans leur mécanique plus sophistiquée donc nécessité d'un entretien nécessitant un personnel plus qualifié ;
- dans l'astreinte d'une organisation d'un parc de bouteilles de gaz quoi que l'on puisse remplacer la bouteille de gaz par un compresseur électrique programmé pour une mise en route au moment de mesures préprogrammées dans le temps..

Les avantages sont cependant nombreux :

- l'appareil s'accommode très bien des eaux chargées (si la prise de pression se colmate, la pression du gaz montera jusqu'à déboucher la conduite ;
- l'appareil peut être installé à plusieurs dizaines voire centaines de mètres du cours d'eau (on peut le mettre hors crue) ;

- si on déplace la station, on récupère facilement tout le matériel (éventuellement, on perdra uniquement le tube du circuit de gaz).

3.2.3.3 - Sondes piézorésistives immergées (S.P.I.)

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

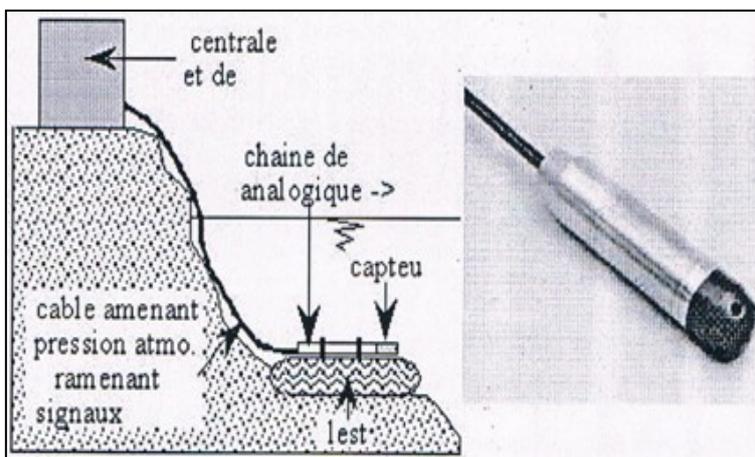


Figure 36 . Sondes piézorésistives immergées (S.P.I.)

- Limnigraphes à ultra-sons

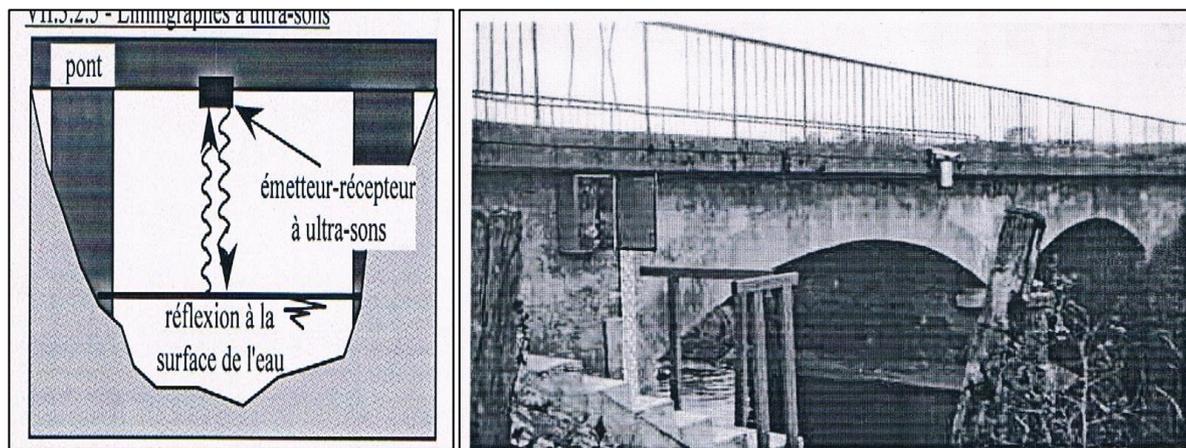


Figure 37 . Limnigraphes à ultra-sons

Ce type d'appareil est constitué d'un émetteur récepteur d'ultrasons, fixé à la verticale du plan d'eau. Le temps de parcours aller retour entre l'appareil et le plan d'eau permet de déterminer la distance x et par déduction la hauteur d'eau H puisque l'on connaît la position nécessairement fixe de l'appareil. Ce type de limnigraphe nécessite la présence d'un pont stable ou la mise en place d'un portique.

- Remarques sur la gestion des limnigraphes

Comme nous l'avons déjà dit, quelle que soit l'autonomie de l'appareillage, il est bon de visiter ces appareils au moins une fois par mois lors du relevé des limnigrammes. Un minimum de mesures de contrôle sont nécessaires : lorsque l'on place le papier d'enregistrement, noter sur la feuille : la date et l'heure de mise en service, et la hauteur d'eau lue à l'échelle, faire de même lors du relevé ; on pourra ainsi contrôler la vitesse de déroulement du papier ainsi qu'un éventuel détarage des hauteurs (glissement du câble sur la poulie, déroulement en biais du papier, horlogerie prenant du retard ou de l'avance, etc.).

Il est bon de prévoir un grand entretien du matériel une fois par an : décolmatage du tube de prise, révision des mécaniques, peinture des cabines de protection.

- Les sections de jaugeage

Lorsque l'on choisit le site d'une station de jaugeage, le critère essentiel est l'existence d'un contrôle stable et sensible ; des critères d'accessibilité s'y ajoutent ; ce n'est qu'en dernier lieu que l'on considère les sections où on effectue les jaugeages. En effet, il n'est généralement pas nécessaire de faire le jaugeage dans la section même où on effectue la mesure de niveau. Ayant donc choisi le contrôle, on

prospectera vers l'amont et vers l'aval (à distance raisonnable bien sûr) les sites possibles pour effectuer les jaugeages.

On peut imaginer plusieurs sites selon que l'on est en basses, moyennes ou hautes eaux. Ce dernier cas est certainement celui qu'il faut le mieux prévoir car en période de crues, on ne dispose guère de temps à perdre. Dès l'installation de la station, on retiendra un site pour les jaugeages de crue (pont ou jaugeage en bateaux) et si nécessaire, on installera à demeure un câble pour une station téléphérique. Il faut absolument, pour des crues exceptionnelles, que l'équipe de jaugeage n'ait pas à hésiter sur le site de la mesure et sur la technique à employer. Ce n'est que dans ces conditions que l'on ne ratera pas la crue exceptionnelle.

3.3.3- Les courbes de tarage

Si on a pu réunir les conditions idéales d'installation d'une station de jaugeage, l'établissement d'une courbe de tarage ne devrait pas poser de difficultés particulières. Malheureusement, ces conditions idéales ne se rencontrent pas fréquemment ! La relation hauteur-débit pour une station avec une section de contrôle dépend à la fois de la hauteur critique H_c pour le débit considéré dans la section de contrôle, mais aussi au niveau normal à l'amont et de la distance à la section de contrôle. La relation hauteur-débit dépend donc de la forme du lit et du coefficient de Strickler ; il n'est guère possible de préjuger de la forme mathématique que prendra cette relation.

On se contente donc de reporter les couples hauteurs-débits obtenus par jaugeage, sur un graphique millimétré ; le nuage de points permet d'évaluer la relation la plus probable. En général, il est relativement aisé de tracer la courbe de tarage en eau ; par contre, le tarage est plus délicat en hautes et basses eaux. Lorsque les eaux sont basses, on constate une diminution de la précision relative sur les débits. En effet, de faibles modifications du lit perturbent gravement la relation hauteur-débit. Il en est de même pour le développement de la végétation. Il est toujours difficile d'obtenir une bonne courbe hauteur-débit en étiage. Les remèdes sont, soit de multiplier les jaugeages d'étiage, soit d'aménager la station pour la mesure des débits de basses eaux. Il est parfois même impossible d'établir une véritable courbe de tarage. En hautes eaux, le problème essentiel est celui de l'extrapolation de la courbe ; en effet, on enregistre au limnigraphe des hauteurs supérieures à celles correspondant aux jaugeages des plus grands débits. Comment extrapoler cette courbe ? Les solutions sont multiples mais pas toujours satisfaisantes.

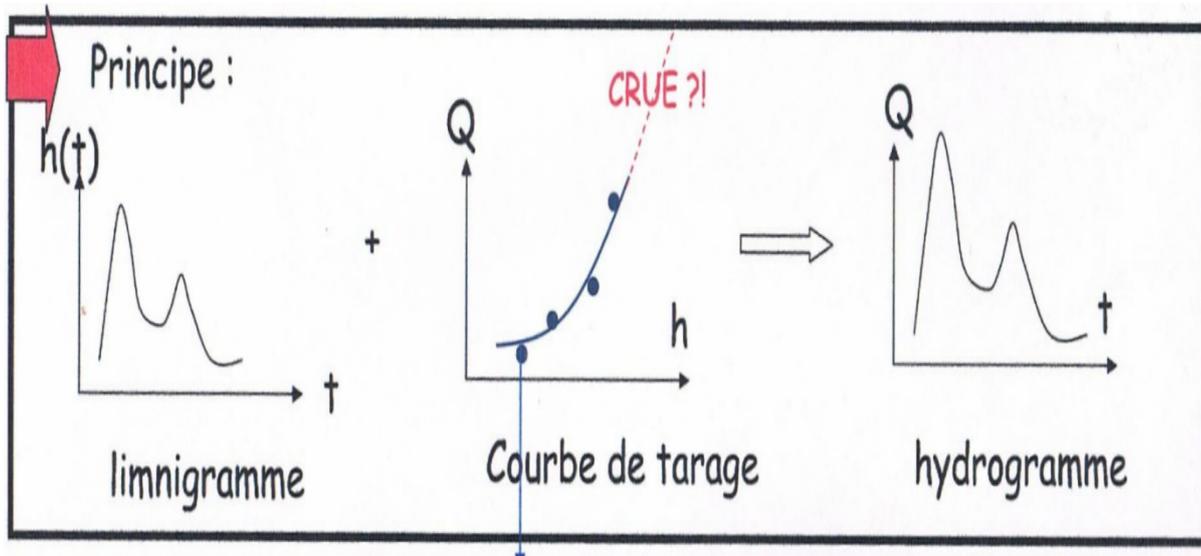


Figure 38 . Procédé de tracé de la courbe de tarage.

Dans les cas les plus simples où la variation de la section est progressive avec la hauteur, on peut supposer que les différents paramètres varient comme des fonctions puissances de $(H - H_0)$, H_0 étant un paramètre dépendant du zéro de l'échelle. Pour extrapoler la courbe de tarage, on portera donc sur un papier log log, les plus forts jaugeages en testant différentes valeurs de H_0 jusqu'à obtenir l'alignement. Cependant, la section n'est pas toujours homogène et il est alors préférable d'extrapoler la courbe de tarage d'après par exemple, la formule de Strickler :

$$Q = kS(H)(RH(H))^{\frac{2}{3}} I^{1/2}$$

$S(H)$ est la section mouillée pour une hauteur H ; $RH(H)$ est le rayon hydraulique. Ces deux fonctions sont déterminées par l'étude des profils en travers au voisinage de la section de mesures. On se contentera seulement d'extrapoler $k(H)$ et $I(H)$ d'après l'allure de ces courbes obtenues d'après les plus forts jaugeages réalisés. Il faut là-encore se méfier car une station peut très bien avoir plusieurs contrôles.

Comme le suggère la figure ci-dessous, en basses et moyennes eaux, c'est le contrôle A qui gouverne les hauteurs H ; par contre, si le débit augmente, le ressaut en aval de A va se rapprocher puis noyer le contrôle A ; la station est alors réglée par le contrôle B.

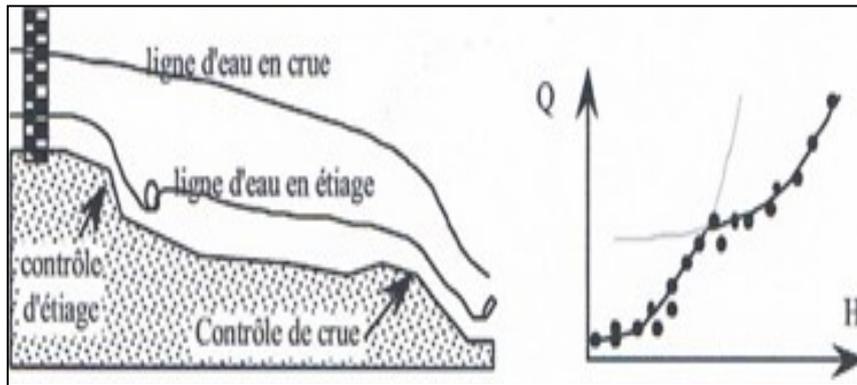


Figure 39. Extrapolation de la Courbe de tarage.

Dans les premières années de la vie d'une station, on multiplie les jaugeages de façon à établir au plus tôt une courbe de tarage précise. Dans certaines conditions, on peut avoir une courbe parfaitement stable (pas de végétation, transport solide faible, lit parfaitement stabilisé) ; il suffit alors de procéder à quelques jaugeages de contrôle assez espacés dans le temps. Bien souvent, les courbes ne sont pas stables surtout en basses eaux. En effet, l'influence de modifications du lit ou de la végétation perturbe beaucoup la relation hauteur-débit. On est alors obligé de multiplier les jaugeages et d'établir différentes courbes suivant les périodes de l'année. Généralement, ces courbes sont plus stables en hautes eaux.

On obtient donc des faisceaux de courbes de tarage auxquelles sont attachées différentes périodes de validité.

Parfois même, pour les périodes d'étiage, il est impossible d'établir une courbe de tarage. On se contente alors d'interpoler les débits entre les jaugeages successifs en tenant compte d'une façon subjective du limnigramme.

3.3.4- Réponses hydrologiques

La réponse hydrologique d'un bassin versant est influencée par une multitude de facteurs tels que ceux liés :

- Aux conditions climatiques du milieu,
- à la pluviosité (répartition spatiale et temporelle, intensité et durée),
- à la morphologie du bassin versant (forme, dimension, altimétrie, orientation des versants),
- aux propriétés physiques du bassin (nature des sols, couverture végétale),
- à la structuration du réseau hydrographique (extension, dimension, propriétés hydrauliques),
- aux états antécédents d'humidité des sols.

Les facteurs liés aux précipitations ainsi qu'aux conditions climatiques sont des facteurs externes au milieu tandis que la morphologie, les propriétés physiques du versant, la structuration du réseau et les conditions antécédentes d'humidité sont des facteurs internes. La manière dont réagit le bassin lorsqu'il est soumis à une sollicitation se nomme réponse hydrologique. Elle est schématiquement représentée à la figure ci-dessous

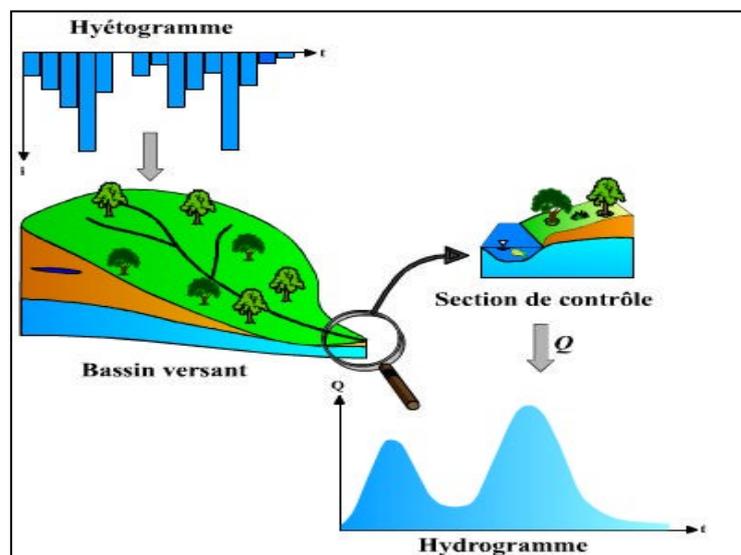


Figure 40 . Illustration du principe de la réponse hydrologique d'un bassin versant.

En fait, une averse tombant sur un bassin versant aura pour conséquence, en une station de contrôle située sur le cours d'eau, une réponse pouvant être nulle (absence de modification de l'écoulement ou absence de crue) ou positive (écoulement modifié ou crue). En fonction de ce qui a été vu précédemment, cette réponse peut être :

- **Rapide**- La réponse rapide est imputable aux écoulements de surface ou, par exemple, à un effet piston, ou encore à l'effet de la macroporosité du sol.
- **Retardée** - C'est notamment le cas lorsque la réponse hydrologique est due principalement aux écoulements souterrains. De plus, la réponse peut être différenciée selon que cette dernière est :
- **Totale**- Dans ce cas, la réponse hydrologique est composée à la fois par des écoulements de surface et souterrains.
- **Partielle** - c'est à dire lorsque la réponse est la résultante d'un ou l'autre des processus décrit précédemment
- Le rôle de l'ingénieur est donc d'une part d'identifier les processus hydrologiques et leur part respective intervenant dans la réponse du bassin versant et, d'autre part, les modalités du passage de l'impulsion pluviométrique à la réponse hydrologique.

La question qui se pose alors est de comprendre et interpréter les mécanismes de transformation de la pluie à l'hydrogramme de crue.

Dans le cadre d'une description des processus selon le principe établi par Horton, la transformation de la pluie en hydrogramme de crue se traduit par l'application successive de deux fonctions, nommées respectivement **fonction de production** – ou fonction d'infiltration - et **fonction de transfert**. La fonction de production permet de déterminer le hyétogramme de pluie nette à partir de la pluie brute. La fonction de transfert permet quant à elle de déterminer l'hydrogramme de crue résultant de la pluie nette (la pluie nette est la fraction de pluie brute participant totalement à l'écoulement).

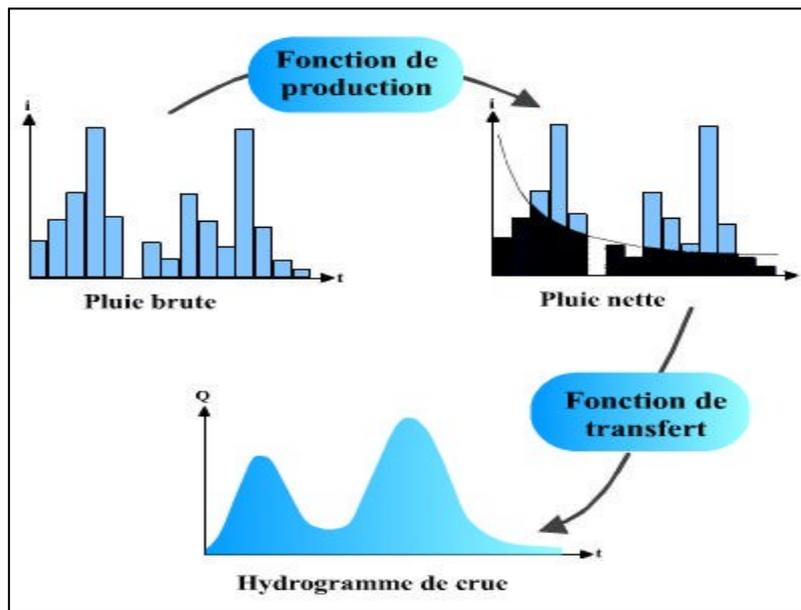


Figure 41 .Transformation de l' hyétogramme de pluie en hydrogramme de crue.

- Le passage du hyétogramme de pluie à l'hydrogramme de crue fait intervenir toutes les caractéristiques météorologiques, physiques et hydrologiques du bassin versant considéré. Dès lors, on comprendra aisément que la détermination d'une relation analytique rigoureuse entre précipitations et débits est une tâche très difficile. Toutefois, l'analyse de séries de couples pluies-débits permet d'obtenir des informations pertinentes sur la fonction de transfert du bassin versant.

3.3.4.1- Analyse des événements pluies-débits

Une averse, définie dans le temps et dans l'espace, tombant sur un bassin versant de caractéristiques connues, et dans des conditions initiales données, provoque à l'exutoire du bassin considéré un hydrogramme défini. La figure 11.3 définit quelques éléments essentiels relatifs à l'hydrogramme résultant d'un hyétogramme spécifique.

L'hydrogramme de crue présente la forme générale d'une courbe en cloche dissymétrique que l'on divise en quatre parties :

tarissement (avant la pluie nette), crue, décrue et tarissement (après la recension hydropluviométrique étudiée).

On définit alors des temps caractéristiques:

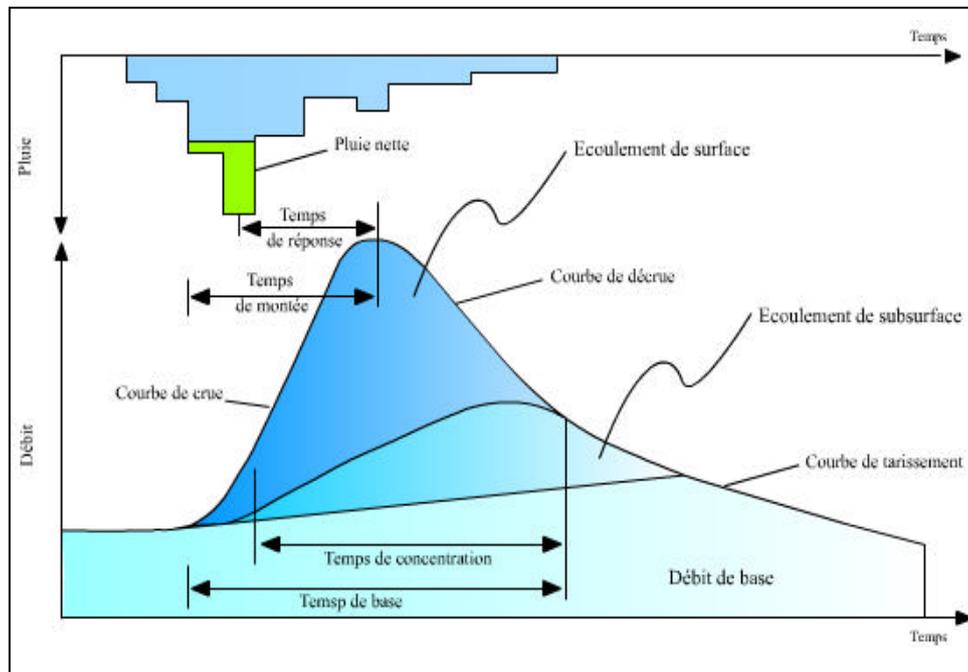


Figure 42 . Hyéto-gramme et hydro-gramme résultant d'un événement pluie-débit.

- **Temps de réponse du bassin** t_p (ou "lag") - Intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie nette de la pointe de crue ou parfois du centre de gravité de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface.
- **Temps de concentration** t_c - 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).
- **Temps de montée** t_m - 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.
- **Temps de base** t_b - 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. La surface comprise entre la courbe de l'écoulement retardé et l'hydrogramme de crue/décrue représente le volume ruisselé.

Ce volume, exprimée en lame d'eau, est égal par définition au volume de la pluie nette. Cependant, la distinction entre écoulement retardé de subsurface et ruissellement direct de surface étant relativement floue, il n'est pas rare de considérer un volume de ruissellement direct équivalent à celui de la pluie nette définie comme la surface comprise entre la courbe de l'hydrogramme de crue/décru et celle de l'écoulement souterrain.

3.3.4.2- Genèse des crues

La nature et l'origine des crues ou hautes eaux sont liées aux régimes hydrologiques et à la taille du bassin versant. Les bassins versants du Plateau suisse, par exemple, appartiennent au régime pluvial ou au régime nivo-pluvial. Les crues auront ainsi pour origine les averses (liquides et /ou solides) et/ou la fonte de neige. Les crues peuvent être groupées, selon les causes qui les engendrent selon :

- **Les crues d'averses** (fortes pluies de plusieurs jours ou averses orageuses localisées),
- **les crues de fonte de neige** (dues à une augmentation de la température accompagnée ou pas de précipitations),
- **les crues d'embâcle** 2 de glace (lorsque des blocs de glace d'un cours d'eau gelé emportés lors du dégel
- s'accumulent et forment des barrages à l'amont desquels les plaines s'inondent). La débâcle résulte de la brusque rupture de ces barrages, provoquant ainsi des crues violentes mais brèves.
- *Les termes d'embâcle et de d'ébâcle sont aussi parfois utilisés pour désigner une accumulation puis une rupture de matériaux autre que la glace (exemple : tronc d'arbres...).*

Conclusion

Ce chapitre nous a permis d'effectuer un passage important allant des aspects descriptifs de l'hydrologie par le biais de la compréhension des processus sous-jacents à la notion de réponse hydrologique. Arrivant au terme de ce cours, nous avons successivement vu les principaux facteurs qui conditionnent le comportement hydrologique d'un bassin versant. Du rôle de la topographie à celui des conditions initiales d'humidité du sol en passant par l'importance des facteurs météorologiques, nous avons ainsi souligné la diversité des processus intervenant dans le cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant mais aussi leur complexité et leurs interrelations.

4- Evaporation et évapotranspiration

A l'échelle d'un bassin versant, on désigne par l'évapotranspiration la quantité d'eau évaporée ou transpirée. Après un apport d'eau externe, l'évapotranspiration agit en restituant une partie de l'eau

vers l'atmosphère en la transformant à l'état gazeux dans les conditions naturelles. C'est donc une évaporation qui agit d'une manière directe soit sur les surfaces d'eau à l'air libre (Exemple: les lacs), soit de manière indirecte par l'intermédiaire de la transpiration physiologique des végétaux

Évaporation - sublimation

C'est l'ensemble des processus physiques de transformation de l'eau liquide en vapeur.

Transpiration (phénomène biologique)

Elle dépend du couvert végétal, de son stade de développement...

Pendant l'arrêt des précipitations, L'évaporation assèche peu à peu l'eau de surface et celle interceptée par la végétation. Dans le sol, l'existence de l'air dans la zone non saturée permet l'évaporation jusqu'à la nappe (10 à 15m). La remontée de l'eau se fait par capillarité.

Plus la teneur en eau est faible, plus l'évaporation devient difficile à cause de la force de capillarité.

Pendant l'été, l'évaporation reprend la totalité de l'eau qui a humidifié le profil

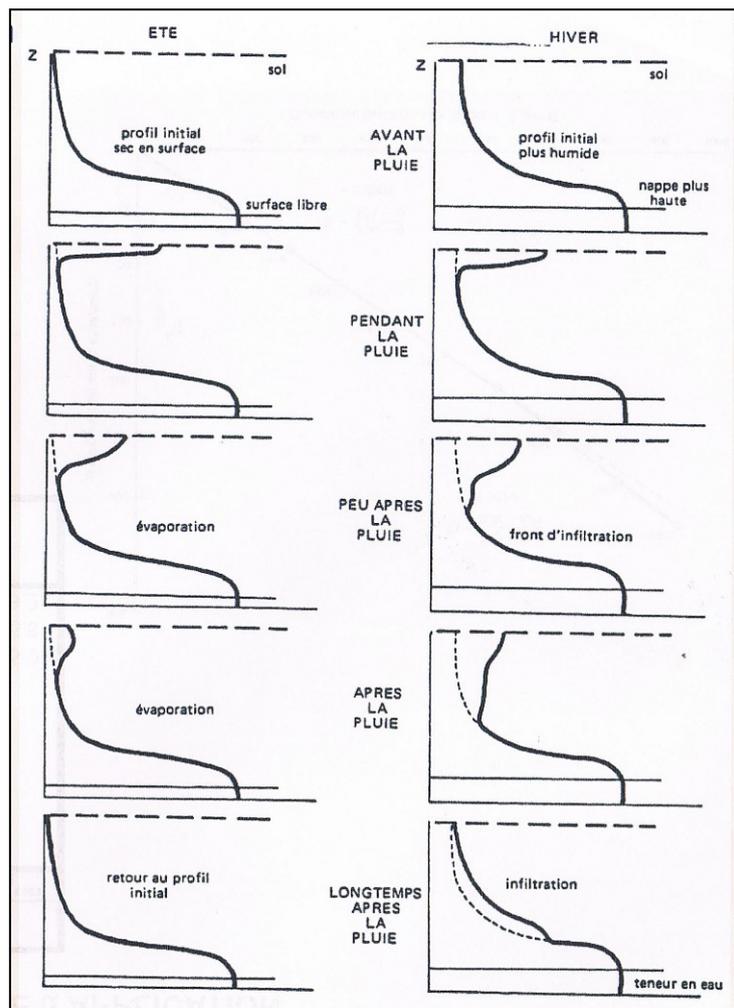


Figure 43 . Profil hydrique de l'évaporation

- Le sous-sol renferme en temps normal de l'eau et présente un profil. La forme du profil est fonction de la porosité et la de la perméabilité.
Dans la zone saturée l'eau est soumise à la gravité et la capillarité.
Dans la zone non saturée l'eau est soumise à la force de gravité
- L'eau qui tombe à la surface du sol commence par humidifier la fraction sup du sol.

Si la force de capillarité est $>$ à g L'eau est retenue comme une éponge et l'infiltration va être retardée

Si la teneur en eau est supérieure à la capacité de rétention spécifique, l'eau s'infiltré jusqu'à atteindre les nappes d'eau.

- L'eau qui tombe à la surface commence par humidifier le sol. La tranche sup est saturée sur une faible épaisseur sans être absorbé et donc ruisseler en surface et on peut avoir un écoulement hypodermique. Le ruissellement se fait suivant la ligne de plus grande pente et alimentent le réseau de drainage naturel.

Si la surface du sol est imperméable (zone urbaine...), le ruissellement apparaît instantanément après les premières flaques d'eau.

4.1- Notion d'évapotranspiration réelle et potentielle

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

L' évapotranspiration réelle (Etr) est la quantité d'eau, évaporée ou transpirée réellement par le sol, les végétaux et les surfaces libres d'un bassin versant.

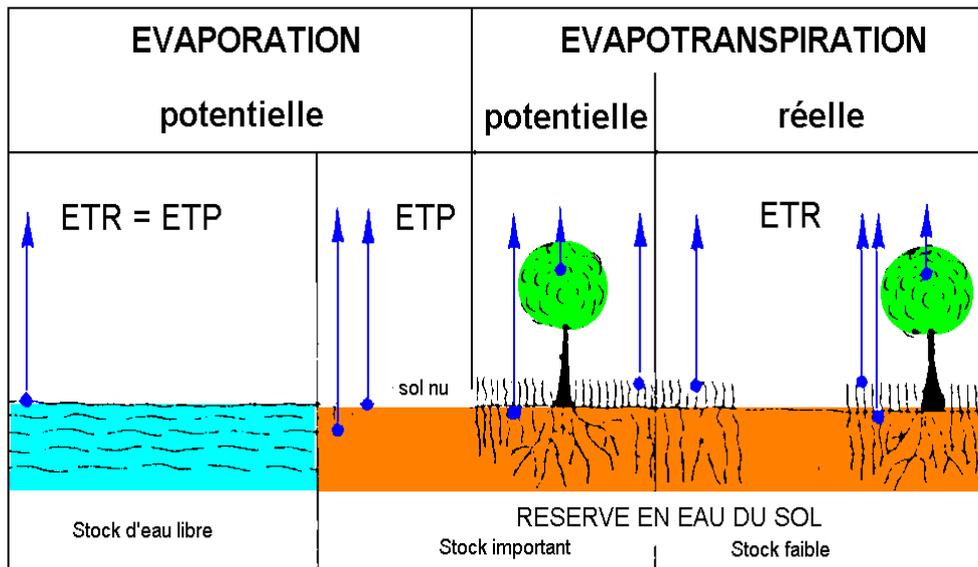


Figure 44a. Evaporation et évapotranspiration potentielle et réell

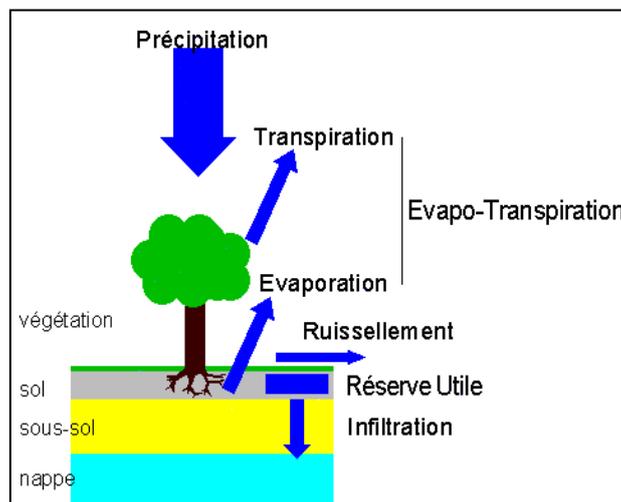


Figure 44 b . Place de l'eau du sol dans le cycle de l'eau

L'ETR est déterminé par le bilan du bloc de sol durant un intervalle de temps t :

$$P = (I + R + Etr) + \Delta R$$

Les mesures de l'évapotranspiration par case lysimétrique sont généralement pratiquées en agronomie. Les mesures sont précises mais reste représentatives d'une parcelle de terre limitée et d'une végétation donnée.

- P = précipitations

- I = infiltration

- R = ruissellement
- E_{tr} = évapotranspiration
- ΔR = variation de réserves ou de stocks

4.2.1. Mesure de l'Évaporation potentielle

Les instruments de mesure : bacs d'évaporation et atmomètre

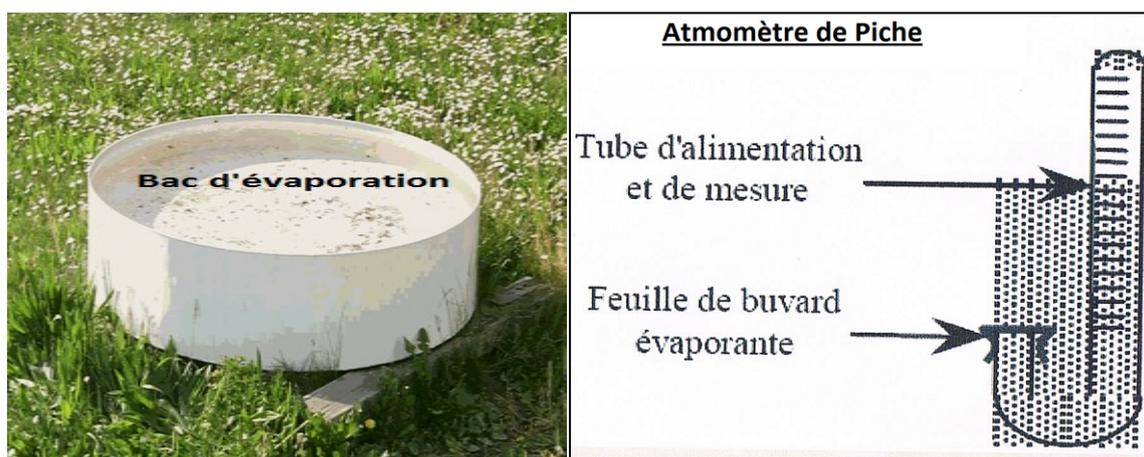


Figure 45. Mesure de l'Évaporation potentielle avec Bac d'évaporation et Atmomètre de Piche

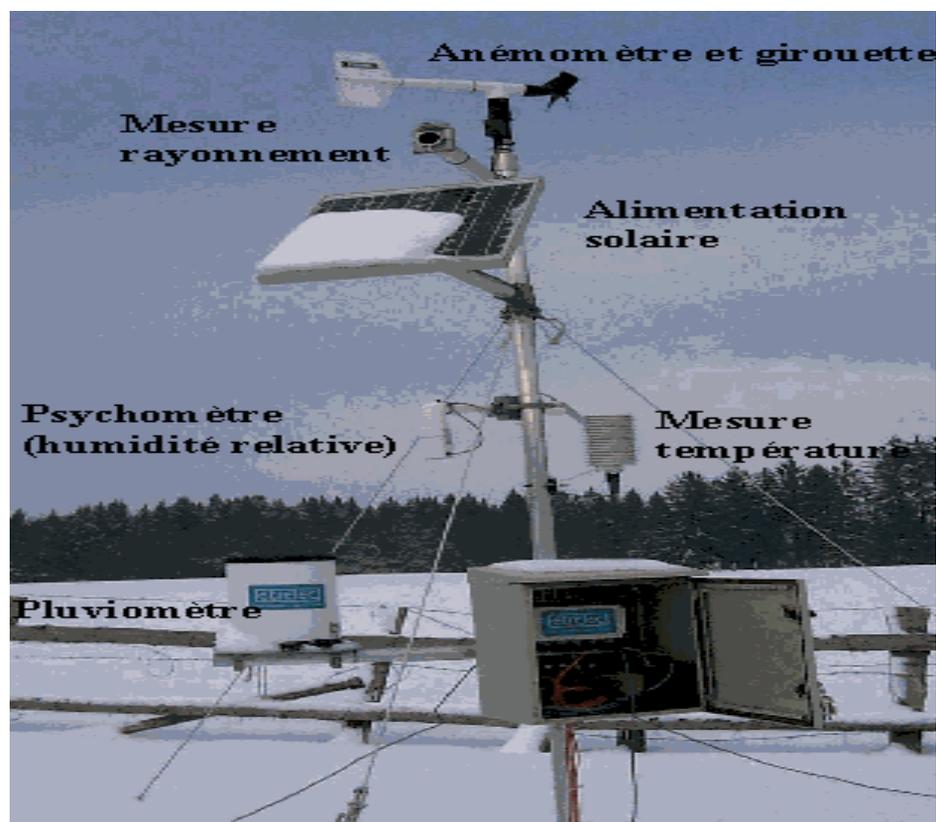


Figure 46. Station météorologique

En hydrologie l'évapotranspiration est estimée par des formules plus ou moins complexes. La plupart de ces formules sont établies sur un certain nombre de bassins versants. Elles tiennent en compte des mesures climatologiques telles que la température, l'humidité de l'air, le rayonnement global etc.

4.2.2- Formule de Turc

La formule de Turc est exprimée en fonction du rayonnement global, de la température de l'air, et de l'humidité relative lorsque celle-ci est inférieure à 50 % :

$$Et_{TURC} = k \frac{T}{T + 15} (R_g + 50) \left[1 + \frac{50 - H_r^4}{70} \right]$$

$$R_g = Iga \left[0.18 + 0.62 \frac{h}{H} \right]$$

- Etp évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm d'eau)
 - T température moyenne mensuelle de l'air (en °C)
 - Rg radiation ou rayonnement globale moyenne mensuelle reçue au sol (en calorie/cm²/jour) évalué à partir de la durée de l'insolation H ;
 - k coefficient = 0.013h
 - h durée réelle moyenne d'insolation en (h/j)
 - Hr Humidité relative en % ≤ 50%
- Si Hr est ≥ 50% la formule se base alors uniquement sur le rayonnement global et la température.

$$Et_{TURC} = k \frac{T}{T + 15} (R_g + 50)$$

Tableau 6 . Valeurs de quelques paramètres climatiques pour la zone 30°N.

Paramètres	SEPT	OCT	NOV	DEC	JANV	FEV	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT
Iga (1)	788,00	658,00	528,00	469,00	508,00	624,00	764,00	880,00	950,00	972,00	955,00	891,00
h/H (1)	27,41	29,20	31,55	32,65	31,70	28,20	32,00	30,50	30,70	29,11	29,50	32,26
Ra (2)	402,00	334,80	249,00	223,20	244,90	274,40	384,40	444,00	511,50	513,00	520,80	480,50
Rg (3)	1353,33	1203,09	1042,32	957,84	1007,57	1102,23	1529,53	1679,92	1825,33	1771,78	1763,89	1798,14

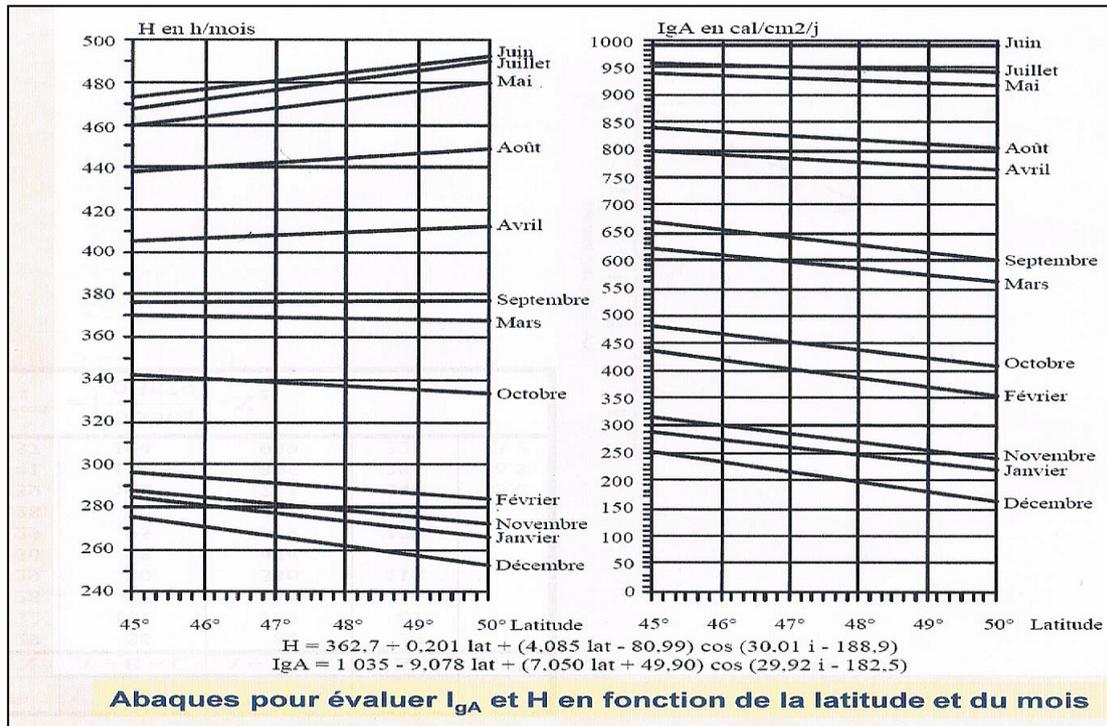


Figure 47. Abaques pour évaluer I_{gA} et H

4.2.2- Formule de Thornthwaite:

Cette formule est basée sur la température de l'air:

$$ETP_{Th} = 16 \left(\frac{10t}{I} \right)^a K$$

-t: température moyenne mensuelle du mois considéré,

-I : indice thermique annuel, somme de douze indices thermiques mensuels i ,

-a: fonction complexe de l'indice I ,

- K: coefficient d'ajustement mensuel en fonction de la latitude $K = N \cdot \rho$

$$\text{Avec : } I = \sum_1^{12} \left(\frac{t}{5} \right)^{1.514} \quad \text{et} \quad a = \frac{1.6}{100} i = 0.5$$

4.2.3- Méthode empirique de calcul de l'ETP par Blaney–Criddle (ETPBL-CR)

$$ETP_{BL-CR} = \frac{A + B_p}{nb \text{ de jours mois}}$$

$$A = 0.043 H_r \frac{h}{H} - 1.41$$

Hr : humidité relative ;

B et A: Facteur dépendant de Hr, h/H et de la vitesse du vent

p: Coefficient fonction de la latitude

A+Bp= (pourcentage d'heures diurnes pendant le mois considéré para rapport au nombre d'heures diurnes annuelles)

4.2.4- Méthode empirique de calcul de l'ETP par Hargreaves et Samani (ETPHarg).

C'est une méthode qui dépend de la température et de la radiation solaire. L'ETPHarg peut être estimée par la formule suivante :

$$ETP_{Harg} = (0.00023Ra)(T_{moy} + 1.78)TD^{0.5}$$

-Ra: Radiation extra-terrestre (en équivalent de mm d'eau évaporée)

-Tmoy: Température moyenne mensuelle (°C)

-TD: Amplitude ou l'étendu de la température (différence entre max et min)

4.2.5- Estimation de l'Évaporation réelle

4.2.5.1- Formule de Turc

Cette formule tient compte de la hauteur annuelle de la pluie et de la température moyenne annuelle et donne l'ordre de grandeur d'une moyenne annuelle de l'Etr.

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

avec : $L = 300 + 25t + 0.0025t^3$

Etr: évapotranspiration réelle (en mm/an) ;

P: la hauteur annuelle de pluie (en mm) ;

t : la température annuelle (en °C).

4.2.5.2- Bilan simplifié selon Thornthwaite

Cette méthode est basée sur la notion de la réserve hydrique du sol

a- Réserve hydrique du sol

Après une période pluvieuse, il se produit une saturation du sol par pénétration d'eau atmosphérique à travers les couches superficielles. L'eau contenue dans le sol est alors fractionnée en trois parties

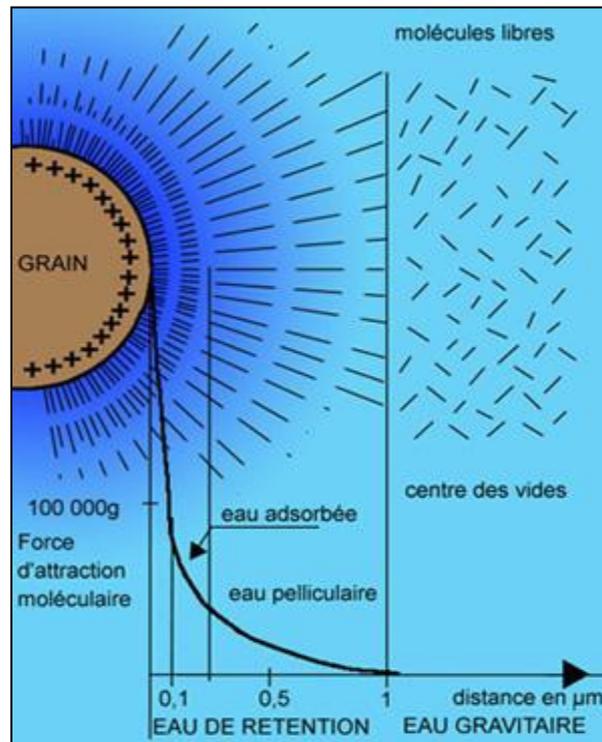


Figure 48. Répartition de l'eau dans le sous sol

- **L'eau gravifique:** C'est la première eau mobilisée sous l'action de la pesanteur. Elle est éliminée par percolation verticale et alimente la nappe phréatique.

L'eau adsorbée ou hygroscopique : A la différence de la première, c'est une eau non mobilisable. Elle n'est disponible, ni pour les écoulements souterrains, ni pour l'absorption par la végétation.

- **L'eau adsorbée ou hygroscopique :** A la différence de la première, c'est une eau non mobilisable. Elle n'est disponible, ni pour les écoulements souterrains, ni pour l'absorption par la végétation.
- **L'eau pelliculaire:** C'est une eau de rétention comme pour l'eau adsorbée, du fait qu'elle est liée également à la phase solide par des forces d'attraction moléculaire. Elle se distingue par sa position dans les vides entre les granules solides du sol. Elle est non mobilisable par écoulement

mais elle est absorbable par le système radical des plantes. Cette eau constitue ce que l'on appelle la "réserve utile" (RU).

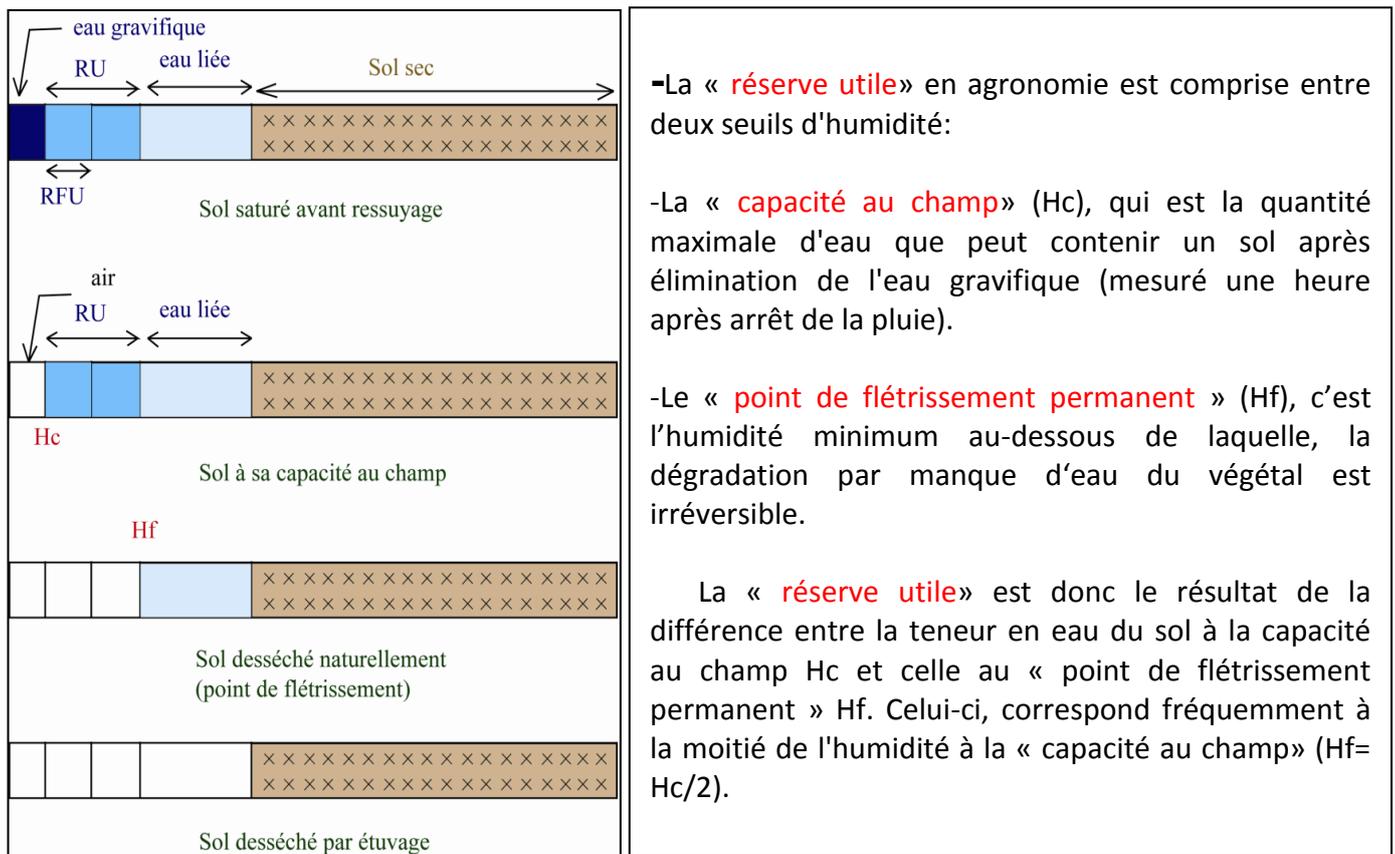


Figure 49. Etats de saturation des sols

b- calcul de l'évapotranspiration

- $P < ETP$: l'évapotranspiration se fera à la fois sur la totalité des précipitations et sur les réserves emmagasinées par le sol.
- $ETR = ETP$ jusqu'à épuisement des réserves (RFU atteint son maximum).
- $P = ETP$: toute la quantité d'eau précipitée sera reprise par l'ETR, celle-ci est égale à l'ETP.
- $P > ETP$: l'évapotranspiration se déroulera d'une façon normale, mais il restera une certaine quantité d'eau disponible (surplus) qui sera emmagasinée dans le sol jusqu'à la saturation, permettant ainsi de reconstituer la réserve du sol.

• $P \gg ETP$: la quantité d'eau précipitée sera suffisante pour l'évapotranspiration et l'ETR est égale à l'ETP, mais le surplus d'eau se découlera soit par infiltration, soit par ruissellement, si la réserve facilement utilisable atteint son maximum.

La méthode de calcul de la pluie efficace se compose alors de 4 étapes :

- La détermination d'une chronique d'ETP correspondant à la quantité d'eau maximale qu'un couvert végétal peut restituer à l'atmosphère
- L'évaluation d'une réserve en eau maximale du sol (R_{max}) qui représente, dans ce modèle conceptuel, la capacité en eau d'un réservoir symbolisant l'ensemble sol-végétation.

En ce sens, elle influe fortement sur l'évapotranspiration. **Par commodité, cette réserve maximale est généralement assimilée à la réserve utile (RU)**, ou parfois réserve facilement utilisable (RFU), des sols définie par les agronomes.

- L'estimation de la chronique de l'évapotranspiration réelle (ETR) au moyen de la méthode des bilans enchainés de Turc et Thornthwaite pour un pas de temps défini :

- Si $P \geq ETP$ alors **ETR = ETP**
- Si $P < ETP$ alors :
- Si $P + \Delta RU \leq ETP$, **ETR = P + ΔRU** ;
- Si $P + \Delta RU > ETP$, **ETR = ETP** ;

Avec $0 \leq RU \leq R_{max}$ (avec souvent $50 \leq R_{max} \leq 200$ mm)

- Le bilan hydrique nous conduit finalement à la valeur de la pluie efficace pour chaque pas de temps de calcul :

- Si $P \geq ETP$ et si $RU = R_{max}$ alors **Peff = P - ETR**
- Si $P \geq ETP$ et si $RU < R_{max}$ alors **Peff = P - ETR - (Rmax - RU)** (*Recharge de la réserve utile*)
- Si $P < ETP$ alors **Peff = 0**

.....

Exercice d'application : sur le tableau ci-dessous sont reportées les valeurs enregistrées de l'ETP et de p , compléter le tableau

sep	oct	nov	dec	janv	fev	mars	avr	mai	juin	juil	aout	sep
P	60	75	10	07	123	88	05	10	00	01	05	07
ETP	55	43	31	27	13	09	82	64	77	81	90	101
P-ETP												
RFU 100												
ETR												
Δ rés												
Excéd												
Déficit Agri												
Infil ou Ecoule												

- ETP: Evapotranspiration Potentielle (mm), ETR: Evapotranspiration réelle(mm),
- P: Précipitations (mm), Réserve Facilement Utilisable (mm), Infiltration(=Pluie efficace(mm))

Résultats :

	sep	oct	nov	dec	janv	fev	mars	avr	mai	juin	juil	aout
ETP	55	43	31	27	13	09	82	64	77	81	90	101
P	60	75	10	07	123	88	05	10	00	01	05	07
P-ETP	5	32	-21	-20	110	79	-77	-54	-77	-80	-85	-94
RFU 100	100	100	79	59	100	100	23	00	00	00	00	00
ETR	55	43	31	27	13	09	82	33	00	01	05	07
Δ rés	0	0	-21	-20	41	0	-77	-23	0	0	0	0
Excéd	+5	+32	0	0	+69	+79	0	0	0	0	0	0
Déficit Agri	0	0	0	0	0	0	0	31	77	80	85	94
Infil ou Ecoule	+5	+32	0	0	+69	+79	0	0	0	0	0	0

4.3- Classification des climats

4.3.1- Diagramme ombrothermique

Un mois est dit sec lorsque $P < 2T$, avec P la précipitation et T la température. La variation de ces deux paramètres au cours d'une année hydrologique moyenne est figurée sur le diagramme ombrothermique. On en déduit les périodes sèches et les périodes humides. On peut aussi déduire la période où la sécheresse est maximale

4.3.2- En fonction de l'amplitude Thermique

L'amplitude thermique est la différence entre la température maximale et la température minimale.

Le diagramme achevé va être exploité en vue de déterminer le climat d'une station

moyenne annuelle	Amplitude thermique	Précipitations totales	Nombre de mois secs	CLIMAT
>20°C	< 5°C	>1500 mm	...	équatorial
>20°C	> 5°C	...	> 3	tropical
>20°C	> 5°C	...	> 10	désertique chaud
De 15 à 20°C	De 3 à 5 mois en été	méditerranéen
De 0 à 15°C	< 20°C	> 500 mm	...	tempéré
De 0 à 15°C	> 20°C	De 250 à 500 mm	...	continental
De 0 à 15°C	> 20°C	< 250 mm	...	désertique froid
< 0°C	polaire

Tableau 6 : Classification du climat d'après l'amplitude thermique

Cet indice est déterminé à partir de la formule de Martonne (Martonne, 1950), du fait de sa grande simplicité ; elle utilise deux éléments climatiques, la précipitation et la température.

En fonction du coefficient d'aridité

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

-I = Indice d'aridité ;

-P = Précipitation moyenne annuelle en mm ;

-T = Température moyenne annuelle en °C.

Le nombre 10 permet d'éviter les nombres négatifs

INDICE D'ARIDITE	TYPE DE CLIMAT
30-20	milieu tempéré
20-10	milieu semi-aride

10-5	milieu aride
<5	milieu hyperaride

Variation de l'indice de Martonne caractérisant les différents climats (Martonne, 1950).

4.3.3- En fonction du climagramme de Sauvage.

$$Q = 1000 \frac{P}{\frac{1}{2} (M + m)(M - m)}$$

-M = moyenne des maxima du mois le plus chaud en °C

-m = moyenne des minima du mois le plus froid en °C

-P = moyenne des précipitations annuelles (mm)

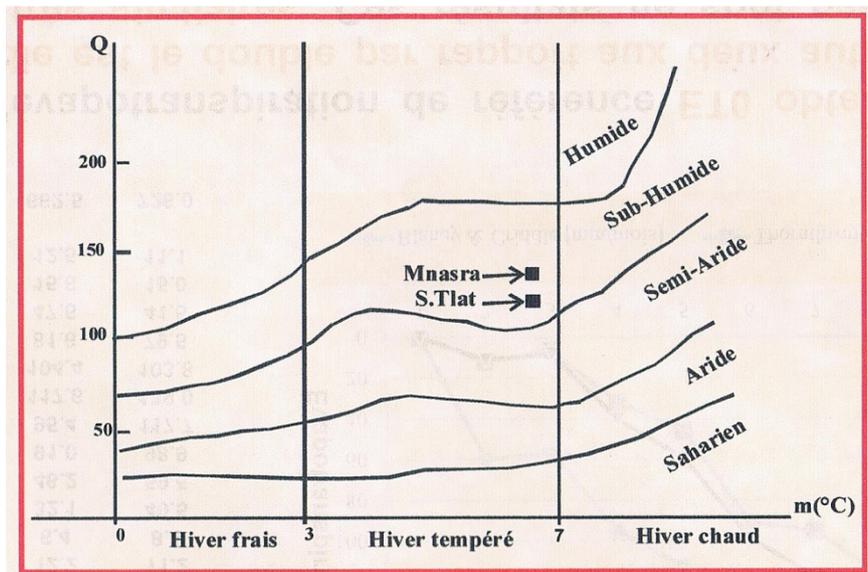


Figure 50. Exemple de diagramme ombrothermique

.....

Exercice

Objectifs de l'exercice :

→ Appliquer différentes méthodes pour obtenir une estimation de l'évapotranspiration de référence.

→ Comparer les estimations obtenues.

Questions

A l'aide des données météorologiques mensuelles établies à la station pour l'année 1999 (Tableau 1) et sachant que la station se situe à la latitude 46.52 °N, on vous demande de répondre aux questions suivantes :

Question 1. Estimer l'évapotranspiration de référence ETO en utilisant la formule de Blaney et Criddle au pas de temps mensuel.

Question 2. Estimer l'évapotranspiration de référence ETO en utilisant la formule de de Turc au pas de temps mensuel.

Question 3. Estimer l'évapotranspiration de référence ETO en utilisant la formule de Thornthwaite au pas de temps mensuel.

Question 4. Représenter graphiquement et comparer les résultats obtenus. Quelle relation s'applique le mieux ? Expliquer.

Données de l'exercice :

L'exercice porte sur les données météorologiques mensuelles (valeurs moyennes) mesurées dans une station météorologique pour l'année 1999 qui sont regroupées dans le tableau1.

Les tableaux 2 et 3 regroupent le pourcentage d'heures diurnes pendant le mois considéré par rapport au nombre d'heures diurnes annuelles et les valeurs de la durée astronomiques du jour *N en fonction de la latitude, valeurs nécessaires à la résolution de cet exercice.*

Tableau 1. Données météorologiques mensuelles (valeurs moyennes) mesurées.

décade	température [°C]	rayonnement global [W/m2]	humidité relative [%]	durée d'ensoleillement [h]
Janvier	3.7	44.7	75.2	25.2
Février	1.9	67.1	75.9	27.7
Mars	7.4	124.5	67.6	51.4
Avril	9.7	159.5	70.5	52.2
Mai	16.7	203.1	69.5	64.7
Juin	17.2	242.7	64.9	77.3
Juillet	20.9	264.9	62.8	97.6
Août	20.1	195.2	69.9	69.2
Septembre	18.3	150.9	71.9	62.3
Octobre	11.9	89.2	77.4	37.8
Novembre	4.6	52.6	76.2	27.6
Décembre	3.9	41.1	73.2	24.4

Tableau 2. Pourcentage p d'heures diurnes pendant le mois considéré par rapport au nombre d'heures diurnes annuelles pour la latitude de 46°N

Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
q	0.2	0.23	0.27	0.3	0.34	0.35	0.34	0.32	0.28	0.24	0.21	0.2

Tableau 3. Nombre d'heures d'ensoleillement par jour en fonction de la latitude du lieu (N) Selon FAO.

MOIS	Latitue en [°N]			
	44 (h)	46 (h)	48 (h)	50 (h)
1	9.3	9.1	8.8	8.5
2	10.5	10.4	10.2	10.1
3	11.9	11.9	11.8	11.8
4	13.4	13.5	13.6	13.8
5	14.7	14.9	15.2	15.4
6	15.4	15.7	16.0	16.3
7	15.2	15.4	15.6	15.9
8	14.0	14.2	14.3	14.5
9	12.6	12.6	12.6	12.7
10	11.0	10.9	10.9	10.8
11	9.7	9.5	9.3	9.1
12	8.9	8.7	8.3	8.1

➤ **Question 1.** Estimation de ET₀ selon la formule de Blaney et Criddle.

Méthode à appliquer : formule de Blaney et Criddle.

La formule de Blaney et Criddle s'exprime comme suit :

$$ETP_{BL-CR} = \text{nb de jours} * P(0.46T_{moy} + 8)$$

$$ET_0 = (8 + 0.46t_m) \cdot p$$

Avec ET_0 : évapotranspiration de référence moyenne mensuelle (mm/jour)

t_m : température moyenne sur le mois (°C)

p : pourcentage d'heures diurnes pendant le mois considéré par rapport au nombre d'heures annuelles

Résultats.

L'évapotranspiration de référence ET_0 est obtenue en appliquant l'équation (1). On obtient ainsi une valeur annuelle : $ET_0 = 1376 \text{ mm}$

MOYENNES	valeurs MOYENNES		valeurs MOYENNES		valeurs CUMULEES	
décade	température	rayonnement global	humidité relative	durée d'ensoleillement	q	ET0
[°C]	[W/m2]	[%]	[h]	%		[mm/mois]
Janvier	3,7	44,7	75,2	25,2	0,2	60,0
Février	1,9	67,1	75,9	27,7	0,23	57,1
Mars	7,4	124,5	67,6	51,4	0,27	95,3
Avril	9,7	159,5	70,5	52,2	0,3	112,1
Mai	16,7	203,1	69,5	64,7	0,34	165,3
Juin	17,2	242,7	64,9	77,3	0,35	167,0
Juillet	20,9	264,9	62,8	97,6	0,34	185,6
Août	20,1	195,2	69,9	69,2	0,32	171,1
Septembre	18,3	150,9	71,9	62,3	0,28	138,0
Octobre	11,9	89,2	77,4	37,8	0,24	100,4
Novembre	4,6	52,6	76,2	27,6	0,21	63,8
Décembre	3,9	41,1	73,2	24,4	0,2	60,8
Total =		1376,5			[mm]	

- **Question 2.** Estimation de ET₀ selon la formule de de Turc Méthode à appliquer : formule de Turc. Suivant la valeur de l'humidité relative *H_r*, la formule de Turc (1961) s'écrit dans son expression mensuelle :

Dans le cas où le rayonnement global *R_g* (i.e. solaire incident donc tout ce qui arrive au sol) est exprimé en W/m², les relations ci-dessus s'expriment en multipliant la valeur de *R_g* par 2.065.

$$ET_{TURC} = k \frac{T}{T + 15} (R_g + 50) \left[1 + \frac{50 - H_r^4}{70} \right]$$

$$R_g = Iga \left[0.18 + 0.62 \frac{h}{H} \right]$$

$$ET_{TURC} = 0.4 \frac{T}{T + 15} (R_g + 50)$$

Résultats.

L'évapotranspiration de référence *ET₀* est obtenue en appliquant l'équation (3) ou (4) de la formule de Turc suivant la valeur de l'humidité relative. On obtient ainsi une valeur annuelle

facteur multiplicatif [W/m ²] -->> [cal/j/cm ²] =			2,065			
coefficient décadaire =			0,40			
valeurs MOYENNES	valeurs MOYENNES		valeurs MOYENNES			valeurs CUMULEES
décade	température	rayonnement global	humidité relative	durée d'ensoleillement	rayonnement global	ET ₀ Turc
[°C]	[W/m ²]	[%]	[h]	[cal/cm ² /jour]		[mm/mois]
Janvier	3,7	44,7	75,2	25,2	92,38503226	11,1800389
Février	1,9	67,1	75,9	27,7	138,6212473	8,35931261
Mars	7,4	124,5	67,6	51,4	257,0501505	40,4678675
Avril	9,7	159,5	70,5	52,2	329,2868817	59,5218115
Mai	16,7	203,1	69,5	64,7	419,323871	98,9237448
Juin	17,2	242,7	64,9	77,3	501,1275699	117,711178
Juillet	20,9	264,9	62,8	97,6	546,9247312	138,970101
Août	20,1	195,2	69,9	69,2	402,9212903	103,762246

Septembre	18,3	150,9	71,9	62,3	311,5141505	79,4901369
Octobre	11,9	89,2	77,4	37,8	184,1686022	41,5037505
Novembre	4,6	52,6	76,2	27,6	108,5219785	14,9706232
Décembre	3,9	41,1	73,2	24,4	84,79036559	11,1519516
Total =	726,013364		[mm]			

$ET0 = 726 \text{ m}$

➤ **Question 3.** Estimation de $ET0$ selon la formule de Thornthwaite

La formule de Thornthwaite, établie aux Etats-Unis, permet de calculer l'évapotranspiration de référence mensuelle (en cm) pour une durée théorique d'éclairement de 12 heures par 24 heures. Elle s'exprime comme suit :

$$ETP_{Th} = 16 \left(\frac{10t}{I} \right)^a K$$

$$I = \sum_1^{12} \left(\frac{t}{5} \right)^{1.514}$$

$$a = \frac{1.6}{100} i = 0.5$$

K: coefficient d'ajustement mensuel en fonction de la latitude $K = N \cdot \rho$

N: durée astronomique du jour pendant le mois considéré [h/j];

ρ : paramètre dépendant du nombre de jours par mois

$\rho = 0.0778$ pour un mois de 28 jours

$\rho = 0.0806$ pour un mois de 29 jours

$\rho = 0.0833$ pour un mois de 30 jours

$\rho = 0.0861$ pour un mois de 31 jours.

											$\rho = 0,0778$	pour un mois de 28 jours				
											$\rho = 0,0806$	pour un mois de 29 jours				
											$\rho = 0,0833$	pour un mois de 30 jours				
											$\rho = 0,0861$	pour un mois de 31 jours.				
											$a = \frac{1.6}{100} I + 0.5$			$ETP_{th} = 16 \left(\frac{10I}{I} \right)^a K$		
											$K = N \cdot \rho$					
décade	valeurs MOYENNES température [°C]	valeurs MOYENNES rayonnement global [W/m2]	valeurs MOYENNES humidité relative [%]	valeurs CUMULEES durée d'ensoleillement [h]	N	i [°C]	a	i	K	ET th						
Janvier	3,7	44,7	75,2	25,2	9,1	1,109	1,25924	0,62449	0,78351	12,1879						
Février	1,9	67,1	75,9	27,7	10,4	0,566	1,25924	0,22541	0,80912	6,42085						
Mars	7,4	124,5	67,6	51,4	11,9	2,232	1,25924	1,79968	1,02459	32,0661						
Avril	9,7	159,5	70,5	52,2	13,5	2,932	1,25924	2,72063	1,12455	46,2401						
Mai	16,7	203,1	69,5	64,7	14,9	5,059	1,25924	6,21307	1,28289	91,0144						
Juin	17,2	242,7	64,9	77,3	15,7	5,204	1,25924	6,48357	1,30781	95,431						
Juillet	20,9	264,9	62,8	97,6	15,4	6,325	1,25924	8,71088	1,32594	117,592						
Août	20,1	195,2	69,9	69,2	14,2	6,089	1,25924	8,22315	1,22262	104,38						
Septembre	18,3	150,9	71,9	62,3	12,6	5,545	1,25924	7,13703	1,04958	81,6029						
Octobre	11,9	89,2	77,4	37,8	10,9	3,614	1,25924	3,73293	0,93849	47,5565						
Novembre	4,6	52,6	76,2	27,6	9,5	1,404	1,25924	0,89187	0,79135	15,5769						
Décembre	3,9	41,1	73,2	24,4	8,7	1,184	1,25924	0,6896	0,74907	12,441						
					$I = \sum_{i=1}^{12} \left[\frac{1}{5} \right]^{1.514}$			I = 47,4523	Total = 662,509							

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
K	0.73	0.78	1.02	1.15	1.32	1.33	1.33	1.24	1.05	0.91	0.75	0.70

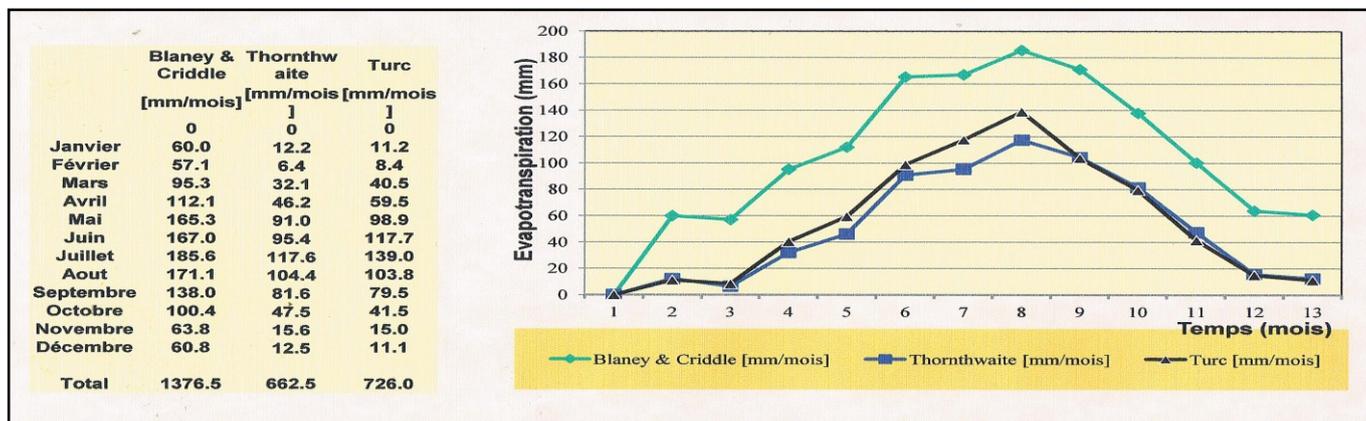
Résultats.

L'évapotranspiration de référence ET_0 est obtenue en appliquant l'équation (2). On obtient ainsi une valeur annuelle : $ET_0 = 744 \text{ mm}$

➤ Question 4. Comparaison des résultats

La valeur de l'évapotranspiration de référence ET_0 obtenue par la formule de Blaney et Criddle est le double par rapport aux deux autres méthodes dont les résultats sont très similaires. Ces résultats ne sont pas étonnant puisque la formule de Blaney et Criddle est généralement utilisée en zones arides et

semi-arides. Elle sera essentiellement appliquée lorsque les températures sont les seules données météorologiques précises à disposition. La formule de Thornthwaite, est mieux adaptée aux zones tempérées humides. En climats secs, elle a tendance à sous-estimer l'évapotranspiration. La formule de Turc (1961) s'applique aussi dans les régions tempérées.



5- Prévisions hydrologiques

Le développement et la validation de méthodes de prédictions hydrologiques se font généralement de façon empirique et s'appuient d'abord sur l'analyse de séries de données de débits pour un ensemble de stations hydrométriques données. L'hydrogramme est la représentation graphique du débit instantané d'un cours d'eau en fonction du temps tel que mesuré à l'exutoire du bassin versant considéré.

L'analyse hydrologique des hydrogrammes permet d'en décrire les principales caractéristiques, lesquelles serviront de balises dans le développement et la validation des outils de prédiction des crues. L'analyse hydrologique des séries de données hydrométriques colligées aux exutoires de bassins versants instrumentés est donc à la base de la définition des paramètres de conception des ouvrages hydrauliques.

5.1 - Analyse et organisation des données

La compréhension des processus intervenant dans le cycle de l'eau ainsi que l'étude de leurs variations spatiales et temporelles nécessitent de disposer de données. Celles-ci sont essentielles et constituent un préalable à toute analyse hydrologique, que ce soit dans le but de procéder à une étude du cycle de l'eau, d'impacts environnementaux ou pour procéder au dimensionnement d'ouvrages hydrauliques.

De façon générale, pour permettre le passage de l'acquisition des données à leur utilisation effective dans le cadre d'une analyse hydrologique on distingue les étapes suivantes : acquisition, traitement, contrôle et validation, organisation, diffusion et publication. Une collaboration entre l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux de l'EPFL et des bureaux privés a permis par exemple la création d'un logiciel complet de traitement des données hydrologiques nommé CODEAU qui comprend une partie de ces étapes.

5.1.1- Acquisition des données

L'acquisition de données consiste à procéder, par le biais d'un instrument de mesure, à acquérir de l'information (par exemple : hauteur d'eau d'une station limnimétrique, comptage des basculements d'un pluviographe à augets, vitesse du vent etc...). Le chapitre 7 traite en détails de la mesure hydrologique. Le procédé peut être automatisé ou non. Ceci aura une influence sur le type d'erreurs que l'on peut commettre.

5.1.2- Traitement primaire des données

La donnée acquise précédemment nécessite souvent un traitement préalable - ou *traitement primaire* - afin de la rendre pertinente et exploitable. Il s'agit pour l'essentiel de la conversion de la mesure effectuée en une grandeur qui soit hydrologiquement significative (par exemple : transformation d'impulsions électriques en intensités de précipitations, de hauteurs d'eau en débits, génération de données à pas de temps constant à partir de mesures effectuées à pas de temps variables etc.

Le traitement des données inclut aussi le *contrôle primaire* des données qui comprend les contrôles de cohérence à l'exclusion de tous traitements statistiques. Il s'agit par exemple, dans le cas d'une acquisition manuelle des données, de les convertir en fichiers informatiques. Dans ce cas, on procède généralement à une double saisie des données puis les fichiers sont comparés afin de déceler d'éventuelles erreurs de saisie. Dans la situation où l'on procède à l'acquisition de données de précipitations et de débits, on vérifie encore la cohérence temporelle des données acquises, à savoir par exemple qu'une crue est bien la conséquence d'un épisode pluvieux.

5.2- Contrôle des données

Avant de pouvoir exploiter les données et bien qu'elles soient dans un format adéquat, il importe de contrôler la fiabilité et la précision de ces dernières. Le contrôle permet de valider les données avant leur organisation au sein d'une banque de données pour leur mise à disposition à des fins opérationnelles. Lors de cette opération, on introduit des indices de qualité de la donnée ainsi que des indices indiquant que celle-ci est reconstituée, calculée voire manquante. Par exemple, le logiciel CODEAU utilise pour ce faire toute une série d'indices ou flags permettant de qualifier des données présentant une rupture de continuité, une ou plusieurs mauvaises valeurs, des valeurs manquantes ou à vérifier etc.

5.2.1- Organisation des données

Au vu de l'importance quantitative et qualitative des données, il importe de les organiser avec soin. Ceci se fait à partir d'un corpus de documents originaux (formulaires de terrain, diagrammes, unité de stockage électronique) constituant les *archives* qui sont en règle générale accessibles uniquement à un personnel spécifique (responsable du centre de collecte, archiviste...). La traduction des archives sous la forme de fichiers de base génère les "*fichiers en l'état*" et fournit une indication sur la provenance de la donnée (mesure, calcul, copie etc.) ainsi que sur sa qualité (fiable, complète ou non) et sa précision.

Enfin, on constitue un *fichier de travail* provisoire permettant une visualisation des données et permettant de procéder aux différents tests de qualité et de précision des données qui seront développés tout au long de ce chapitre. L'élément ultime de cette chaîne opératoire est la constitution des *fichiers opérationnels* avec indices de qualité pouvant être publiés et distribués auprès des utilisateurs.

5.2.2- Diffusion et publication

La diffusion des données en vue de leur utilisation opérationnelle peut-être faite selon deux modes :

- **Publication papier** : Il s'agit par exemple de la publication d'annuaires comme l'annuaire hydrologique de la Suisse ou de bulletins journaliers tels ceux émis par MétéoSuisse accessible par une ligne téléphonique (fax).
- **Diffusion informatique** : Actuellement et grâce aux développements des interfaces liées au réseau Internet, les données sont de plus en plus accessibles de manière conviviale et en tout temps. Le site de MétéoSuisse (<http://www.meteosuisse.ch>) présente notamment des cartes de situation météorologique. L'annuaire hydrologique de la suisse est également publié par le Service hydrologique et géologique national : <http://www.admin.ch/lhg/daten/f/index.htm>.

- **Le contrôle des données**

La constitution d'une série de valeurs, constituant un échantillon au sens statistique du terme, est un processus long, parsemé d'embûches, et au cours duquel de nombreuses erreurs, de nature fort différentes, sont susceptibles d'être commises.

Des erreurs peuvent en effet être perpétrées lors de l'une ou de l'autre des quatre phases du déroulement classique des opérations, à savoir : la mesure ; la transmission de l'information ; le stockage de l'information ; le traitement de l'information (prétraitement et analyse). Il est donc indispensable, avant d'utiliser des séries de données, de se préoccuper de leur qualité et de leur représentativité en utilisant diverses techniques en général de type statistique ou graphiques.

Une erreur de mesure est définie comme étant la différence entre la vraie valeur (qui est l'idéal recherché, mais qui n'est en principe et malheureusement jamais connue) et la valeur mesurée. Il est commode, tant pour les présenter que pour différencier la façon de les aborder, de considérer deux types d'erreur : les **erreurs aléatoires** et les **erreurs systématiques**.

Le schéma suivant présente les différentes étapes de la chaîne d'acquisition et de traitement des données :

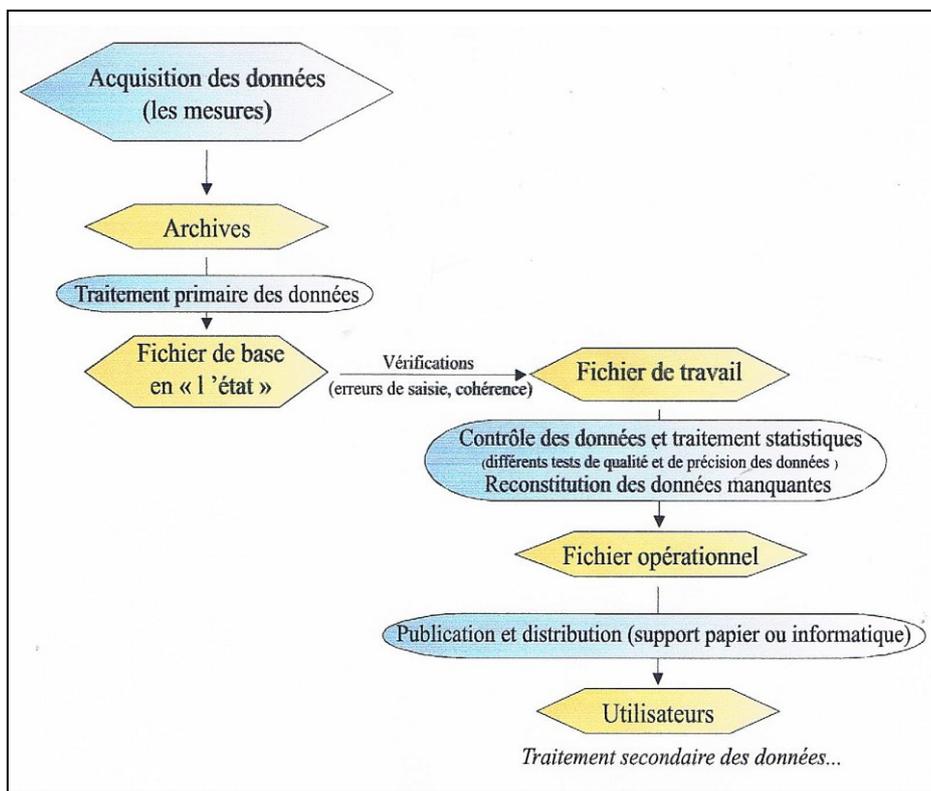


Figure 45 . Organisation du contrôle des données

- **Les erreurs aléatoires** (ou accidentelles) - Elles affectent la précision des données et sont non corrélées. Ce type d'erreur est dû à des raisons nombreuses et variées, généralement inconnues, affectant différemment chaque mesure individuelle. Généralement on considère que ces erreurs sont les réalisations d'une variable aléatoire normale centrée en 0 et de variance s^2 . Ces erreurs étant inévitables, il faut en estimer l'importance afin de pouvoir en tenir compte lors de l'évaluation de l'incertitude finale. Dans la mesure du possible, la technique de mesure induisant les erreurs aléatoires les plus faibles devrait être préférée.
- **les erreurs systématiques** - Elles affectent la fiabilité des données et sont totalement corrélées. On parle aussi d'inconsistance. Supposons qu'aucune erreur aléatoire n'affecte les mesures. La différence entre la vraie valeur et la valeur mesurée, si elle existe, est alors due à une erreur systématique. L'origine des erreurs systématiques est le plus souvent liée à la calibration de l'appareil de mesure qui n'est pas parfaite ou à un phénomène extérieur qui perturbe la mesure (erreur d'appareillage, changement d'observateur...).

5.2.1- Recherche des erreurs et corrections des mesures

Selon la nature des erreurs constatées ou supposées la recherche de ces dernières fait appel à différentes techniques et méthodes

- « in situ » qui consiste à vérifier sur place la manière dont les données ont été organisées, traitées et/ou transformées.
- Investigation de bureau qui consiste à vérifier la chaîne de traitement de la mesure/donnée à chaque étape de son élaboration, tout comme la manière dont on a constitué les séries de données soumises à contrôle et/ou publication.
- Investigation statistique qui, à l'aide d'outils spécifiques, permet de mettre en évidence certaines erreurs ou inconsistance. Ces techniques efficaces ont largement été utilisées dans la pratique professionnelle et se basent sur des hypothèses spécifiques qu'il convient de bien connaître.

5.2.2- Hypothèses de l'analyse statistique

Les calculs statistiques sont basés sur un certain nombre d'hypothèses qui doivent en principe être vérifiées. Parmi celles-ci, citons :

- **Les mesures reflètent les vraies valeurs** - Cette hypothèse n'est malheureusement jamais réalisée en pratique, du fait des erreurs systématiques ou aléatoires.
- **Les données sont consistantes** - Aucune modification dans les conditions internes du système n'intervient durant la période d'observation (position du pluviomètre, procédures d'observation, observateur unique).
- **La série de données est stationnaire** - Les propriétés de la loi statistique qui régit le phénomène (moyenne, variance ou moments d'ordre supérieur) sont invariantes au cours du temps.
- **Les données sont homogènes** - Une série de données est réputée non homogène lorsque:
 - elle provient de la mesure d'un phénomène dont les caractéristiques évoluent durant la période de mesure; le phénomène est alors dit *non-stationnaire* (par exemple: variations climatiques, variations du régime des débits dues à une déforestation ou un reboisement). Il est également possible d'observer des signes d'une non stationnarité apparente lorsque l'électronique intégrée à l'équipement de mesure présente une dérive temporelle ou lors du changement de l'observateur.
 - elle reflète deux ou plusieurs phénomènes différents. Le régime d'une rivière à l'aval de la confluence de deux sous bassins dont le comportement hydrologique est très contrasté constitue un bon exemple de ce défaut d'homogénéité.
- **La série de données est aléatoire et simple** - Le caractère aléatoire et simple d'une série d'observations est une hypothèse fondamentale pour l'analyse statistique. *Un échantillon aléatoire* signifie que tous les individus de la population ont la même probabilité d'être prélevés. *Un échantillon simple* signifie que le prélèvement d'un individu n'influe pas la probabilité d'apparition des individus suivants. Autrement dit, si toutes les observations de la série sont issues de la même population et qu'elles sont indépendantes entre elles, la série est alors aléatoire et simple. La non vérification du caractère aléatoire et simple peut avoir plusieurs causes, parfois simultanément. Ces causes se regroupent en deux catégories, les défauts d'autocorrélation d'une part (caractère non aléatoire des séries) et les défauts de stationnarité du processus d'autre part (dérive à long terme et dérive cyclique).
- **La série doit être suffisamment longue** - La longueur de la série influe sur les erreurs d'échantillonnage, notamment sur le calcul des moments d'ordre supérieurs donc sur les tests inhérents à leur fiabilité.

5.2.3- Les grandes catégories de tests

On peut classer les tests soit selon leur objet (but) ou selon leurs propriétés mathématiques.

Tests selon leurs propriétés mathématiques

Un test est dit **paramétrique** si son objet est de tester certaines hypothèses relatives à un ou plusieurs paramètres d'une variable aléatoire de loi spécifiée. Dans la plupart des cas, ces tests sont basés sur la considération de la loi normale et supposent donc explicitement l'existence d'une variable aléatoire de référence X suivant une loi normale. La question se pose alors de savoir si les résultats restent encore valables lorsque X n'est pas normale : si les résultats sont valables on dit que le test en question est *robuste*. La robustesse d'un test par rapport à un certain modèle est donc la qualité de rester relativement insensible à certaines modifications du modèle. Un test est dit **non paramétrique** s'il ne fait pas appel à des paramètres ou d'hypothèses précises concernant la distribution sous-jacente.

5.2.3.1- Tests selon leur objet

Les tests sont généralement classés en quatre groupes principaux qui contiennent la plupart des tests statistiques généralement utilisés en hydrologie.

- **Test de conformité** : comparaison d'une caractéristique d'un échantillon à une valeur de référence, destinée à vérifier si la caractéristique correspondante de la population peut être admise égale à la valeur de référence. Par exemple $H_0 : \mu = \mu_0$; μ_0 est la valeur de référence (ou norme), μ est la moyenne, inconnue, de la population.
- **Test d'homogénéité** ou test de comparaison d'échantillons: Etant donné deux échantillons de taille n_1 et n_2 , peut-on admettre qu'ils ont été prélevés dans une même population indépendamment l'un de l'autre ?

Mathématiquement le problème se formalise de la manière suivante : on observe sur le premier échantillon les réalisations d'une variable aléatoire X_1 de fonction de répartition $F_1(x)$ et sur le deuxième échantillon les réalisations d'une variable aléatoire X_2 de fonction de répartition $F_2(x)$.

$$\text{On veut tester : } \begin{cases} H_0 : F_1(x) = F_2(x) \\ H_1 : F_1(x) \neq F_2(x) \end{cases}$$

Le choix de H_0 est dicté par des considérations pratiques car $F_1(x) \neq F_2(x)$ est trop vague pour obtenir une région critique. Dans la pratique on se contentera de vérifier l'égalité des espérances mathématiques et des variances de X_1 et X_2 , en disposant de \bar{x}_1, \bar{x}_2 et s_1^2, s_2^2 moyennes et variances empiriques des deux échantillons.

- **Test d'ajustement** : vérifier si un échantillon donné peut être considéré comme tiré d'une population-parente spécifiée.
- **Test d'autocorrélation** : vérifier si une dépendance (due à la proximité dans le temps par exemple) existe dans des données chronologiques d'une série d'observations.
- **L'autocorrélation** de décalage k , ρ_k d'une série temporelle stationnaire est définie par :

$$\rho_k = \frac{\gamma_k}{\gamma_0} = \frac{\text{Cov}(x_i, x_{t+k})}{\text{Var}(x_i)}$$

- **L'autocovariance** $\gamma_k = \text{Cov}(X_t, X_{t+k})$ est estimée au moyen d'une série de n observations x_1, x_2, \dots, x_n par :

$$\widehat{\gamma}_k = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x})$$

L'autocorrélation est une mesure de la mémoire, donc de la persistance, du phénomène.

5.2.3.2- Tests selon la nature des informations

En hydrologie diverses situations peuvent se rencontrer en fonction des situations hydrologiques particulières. Ainsi il est parfois nécessaire de contrôler un seul type de données (pluie, température, évaporation) à l'échelle locale (à l'endroit où la mesure a été effectuée) ou à l'échelle régionale (d'un bassin versant où plusieurs sites de mesures ont été établis). Il est également parfois souhaitable de vérifier la qualité de plusieurs types de données (par exp. pluie-débit, température-vitesse du vent...) aussi bien à l'échelle locale que régionale. Ainsi divers contrôles de données, recoupant à la fois des tests numériques (strictement statistiques) et graphiques (à caractère plus hydrologique), peuvent être classés en 4 grands groupes selon l'échelle spatiale et le nombre de paramètres considérés : 1 paramètre – échelle locale ; 1 paramètre – échelle régionale ; plusieurs paramètres – échelle locale ; plusieurs paramètres – échelle régionale.

5.3- Prédictions hydrologiques

5.3.1- Le concept d'hydrogramme

L'hydrogramme est la représentation graphique du débit instantané d'un cours d'eau en fonction du temps à l'exutoire d'un bassin versant (figure 1). Il constitue le concept de base en hydrologie. Il est également utilisé pour montrer les effets sur l'hydrologie de projets existants ou proposés ou de changements d'utilisation des terres (NRCS, 2007). Le NRCS (2007) fait la classification suivante des hydrogrammes:

- **Hydrogramme naturel (HN)** : hydrogramme obtenu directement à partir des débits mesurés d'une rivière ou d'un ruisseau;
- **Hydrogramme synthétique (HS)** : hydrogramme obtenu en utilisant les paramètres du bassin versant et les caractéristiques de l'évènement pluvieux pour simuler un hydrogramme naturel;
- **Hydrogramme unitaire (HU)** : hydrogramme de débit produit par un ruissellement direct d'un pouce ou d'un millimètre, distribué uniformément sur la surface du bassin à un taux uniforme durant une période de courte durée;
- **Hydrogramme unitaire adimensionnel (HUA)** : hydrogramme qui permet de comparer les hydrogrammes unitaires de différents types d'averses. Il est déduit soit d'un hydrogramme d'averse relevé pour une crue, soit d'un hydrogramme unitaire tracé à l'aide des ratios du temps sur le temps de montée et du débit sur le débit de pointe. Il est également appelé « hydrogramme indice ».

Les trois paramètres fondamentaux qui définissent entièrement l'hydrogramme (Bhunya, 2011) sont respectivement:

t_p : Temps de montée: correspond à la durée de la partie montante (courbe de crue) ou le temps que prend le débit depuis le début du ruissellement de surface pour atteindre son maximum. Ce temps, qui représente une caractéristique de l'hydrogramme, peut être mesuré lors de précipitations de relativement courte durée provoquant un hydrogramme simple typique;

t_b : Temps de base: correspond à la durée totale de la courbe de montée (**t_p**) et de la partie à décroissance rapide, dite courbe de décrue. Ce qui est équivalent à l'intervalle de temps que durent les contributions du ruissellement de surface et de l'écoulement hypodermique;

q_p : Débit de pointe: Débit maximal instantané d'un hydrogramme donné.

La figure 45 illustre ces trois paramètres fondamentaux en lien avec les principales composantes de l'hydrogramme, incluant :

- **Courbe de concentration ;** partie d'un hydrogramme correspondant à un débit croissant vers un maximum et s'étendant du point où débute le ruissellement jusqu'au débit maximum, lequel correspond au premier point d'inflexion de l'hydrogramme;
- **Courbe de décrue ;** représente l'apport des zones d'emménagement suivant la fin de la pluie excédentaire. Cette partie de l'hydrogramme décrit la diminution naturelle du débit, produite par le drainage de surface.
- **Courbe de tarissement,** représente la décroissance plus lente du débit. Le débit est alors associé à la vidange des nappes d'eau souterraines lorsque le ruissellement de surface a cessé. La phase de tarissement résulte d'une absence de précipitations et elle intervient après la phase de décrue. La décroissance du débit se fait de manière exponentielle de plus en plus lentement.

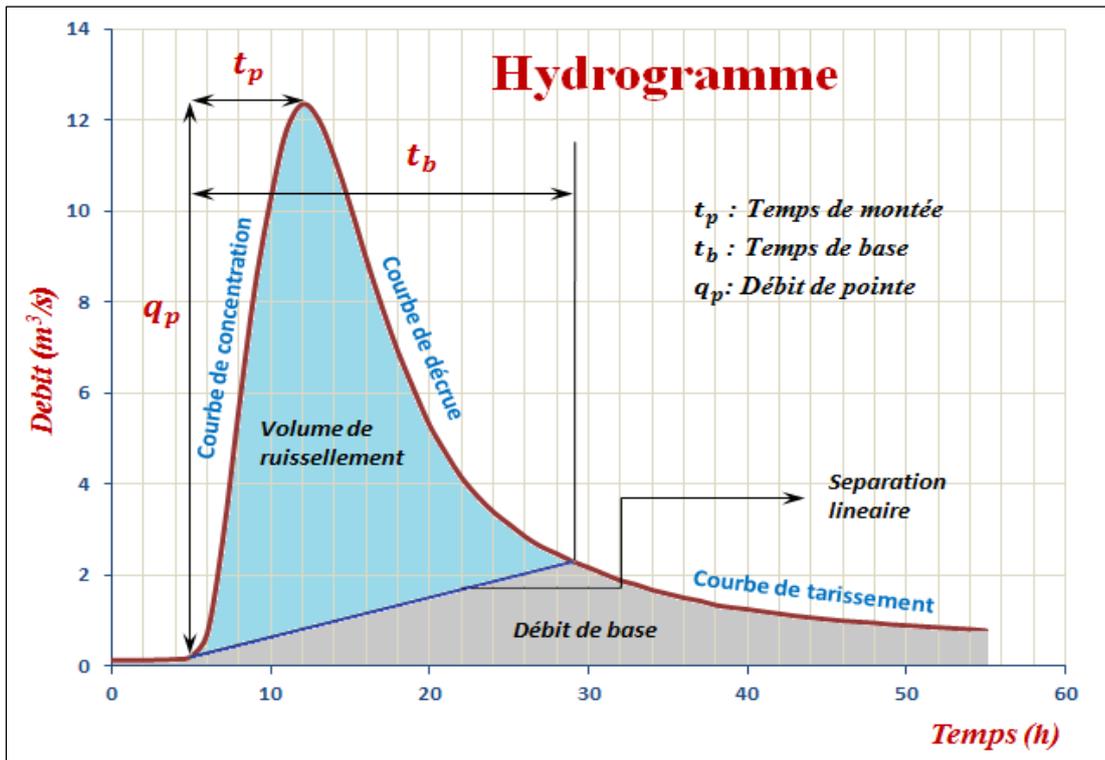


Figure 46. Composantes de l'hydrogramme de crue.

- **Méthode de Kirpich**

Cette méthode est adaptée aux bassins versants dont la superficie varie entre 0,4 et 81 ha, composés de sols argileux et avec une pente moyenne comprise entre 3 et 10 % (Kirpich, 1940). Le temps de concentration est calculé à partir de l'équation suivante :

$$tc = \frac{0.00325L^{0.77}}{S^{0.385}}$$

Où

- tc = temps de concentration (h)
- L = longueur maximale du parcours de l'eau dans le bassin versant (m)
- S = pente moyenne de l'écoulement (m/m)

- **Méthode de Mockus**

Cette méthode publiée par Mockus (1961) est adaptée aux bassins versants de superficies variant entre 4 et 1000 ha et qui sont caractérisés par une pente longitudinale moyenne inférieure à 1 % et par des sols limoneux ou argileux. Cette méthode intègre le numéro de courbe (CN) et l'équation s'écrit :

$$tc = \frac{L^{0.8} \left(\frac{1000}{CN} - 9 \right)^{1.67}}{20837 * S^{0.5}}$$

Où :

- tc = temps de concentration (h)
- L = longueur maximale du parcours de l'eau dans le bassin versant (m)
- S = pente moyenne de l'écoulement (m/m)
- CN = numéro de courbe moyen

- **Méthode de SCS-lag**

Le *Soil Conservation Service* (SCS) du département d'agriculture des États-Unis (*United State Department of Agriculture - USDA*) (SCS, 1972) a proposé une méthode pour l'estimation du temps de concentration basée sur les travaux de Mockus et sur l'analyse d'un grand nombre d'hydrogrammes :

$$tc = \frac{L^{0.8} \left(\frac{1000}{CN} - 9 \right)^{1.67}}{4407 * S^{0.5}}$$

- **Méthode de Bransby-Williams**

Williams(1922) a développé une équation pour établir le temps de concentration :

$$tc = \frac{0.00095 * L}{(100 * S)^{0.2} * A^{0.1}}$$

Où

- tc = temps de concentration (h)
- L = longueur maximale du parcours de l'eau dans le bassin versant (m)
- S = pente moyenne de l'écoulement (m/m)
- CN = numéro de courbe moyen

- **Volume de ruissellement**

Le volume de ruissellement est le produit de la hauteur de ruissellement par la surface auquel on applique un facteur d'unité:

$$Vr = 10Hru * A$$

Où :

- Vr = volume de ruissellement (m3)
- Hru = hauteur de ruissellement (mm)
- A = superficie du bassin versant (ha)

La hauteur de ruissellement peut être déterminée par plusieurs méthodes ici présentées.

La méthode du SCS (Mockus, 1949) est la plus connue et est définie par l'équation suivante

$$Hru = \frac{(P-I_a)^2}{(P-I_a)+R_m} ; P \geq I_a$$

La rétention maximale « Rm » est estimée ainsi :

$$R_m = \frac{25400}{CN} - 254$$

Puisque l'interception initiale « Ia » est estimée à 20 % de la rétention maximale, l'équation précédente s'écrit :

$$Hru = \frac{(P-0.2R_m)^2}{P+0.8R_m} ; P \geq 0.2R_m$$

• Méthode de Monfet

Monfet (1979) a réalisé une étude sur la Rive-Sud du fleuve Saint-Laurent, dans les régions de l'Estrie et du Centre-du-Québec (à cette époque nommée région des Bois-Francs) sur 33 bassins versants à vocations agricole et forestière. Son étude avait pour but de vérifier si la méthode développée par le SCS pour prédire le ruissellement était valide sous les conditions climatiques et pédologiques québécoises.

À partir de l'analyse de 444 hydrogrammes, Monfet (1979) a proposé les équations suivantes en tenant compte des valeurs du numéro de courbe pour estimer la lame de ruissellement produite par une pluie

CN entre 30 à 40	Hru = 7, 28 * P - 2, 7
CN entre 40 à 50	Hru = 7, 11 * P - 2, 7
CN entre 50 à 60	Hru = 7, 12 * P - 2, 7
CN entre 60 à 70	Hru = 7, 72 * P - 1, 1
CN entre 70 à 80	Hru = 7, 75 * P - 1, 1
CN entre 80 à 90	Hru = 7, 72 * P - 1, 7

Où

- Hru = hauteur ou lame de ruissellement (mm)
- P = hauteur de pluie (mm)

• Méthode des coefficients de ruissellement

Cette méthode proposée par Bernard (1935) suppose que le ruissellement est proportionnel à la précipitation. Cette méthode est celle utilisée traditionnellement au Québec :

Coefficients de ruissellement : $Hru = C * Ppt$

Où

- Hru = hauteur ou lame de ruissellement (mm)
- C = coefficient de ruissellement
- P = hauteur de pluie (mm)

La méthode des coefficients de ruissellement est surtout utilisée avec la méthode rationnelle d'estimation du débit de pointe. Le tableau 1 montre les différents coefficients de ruissellement selon le type de végétation, la topographie et la texture du sol.

Tableau 7. Coefficients de ruissellement (adapté de Lagacé, 2012a).

Végétation	Topographie	Texture du sol		
		Sable	Argile et limon	Argile compacte
Boisé	Plat (pente de 0 à 5 %)	0,10	0,30	0,40
	Vallonné (pente de 5 à 10 %)	0,25	0,35	0,50
	Montagneux (pente de 10 à 30 %)	0,30	0,50	0,60
Déboisé et friches	Plat (pente de 0 à 5 %)	0,10	0,30	0,40
	Vallonné (pente de 5 à 10 %)	0,16	0,36	0,55
	Montagneux (pente de 10 à -30 %)	0,22	0,42	0,60
Cultures drainées	Plat (pente de 0 à 5%)	0,30	0,50	0,60
	Vallonné (pente de 5 à 10 %)	0,40	0,60	0,70
	Montagneux (pente de 10 à 30 %)	0,52	0,72	0,82

Pour obtenir une moyenne par un bassin versant lorsque celui-ci a plusieurs utilisations du sol et plusieurs types de sol différents, une moyenne pondérée par la superficie doit être utilisée.

- **Débit de pointe**

Le volume de ruissellement et le débit de crue représentent les éléments les plus importants lors du dimensionnement d'ouvrages hydroagricoles (Lagacé, 2012a). Voici comment peut être calculé le débit de pointe.

- **Méthode rationnelle**

La méthode la plus ancienne d'estimation du débit de pointe à partir de la pluie est appelée méthode rationnelle. Elle est considérée valide pour les superficies de moins de 800 ha. Elle suppose que le débit maximum est obtenu lorsque toute la superficie du bassin versant contribue au ruissellement à l'exutoire avec la plus grande intensité moyenne de précipitation (Lagacé, 2012a). Cette plus grande intensité correspond à la plus grande précipitation pour la durée du temps de concentration. Le débit de pointe s'exprime ainsi :

$$Q = \frac{CIA}{360} = \frac{CPA}{360t_c} = \frac{HruA}{360t_c}$$

Où :

- Q = débit de pointe (m³/s)
- C = coefficient de ruissellement
- I = intensité de la précipitation (mm/h) = I (tc,T)
- A = superficie du bassin versant (ha)
- P = précipitation de durée tc et récurrence T

La valeur de l'intensité I est basée sur les courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF).

- **Méthode de l'hydrogramme triangulaire SCS**

Le SCS (1957) a développé un système basé sur un hydrogramme triangulaire adimensionnel. Cet hydrogramme résulte de l'observation du comportement d'un grand nombre de bassins versants. La figure 2 illustre ce type d'hydrogramme.

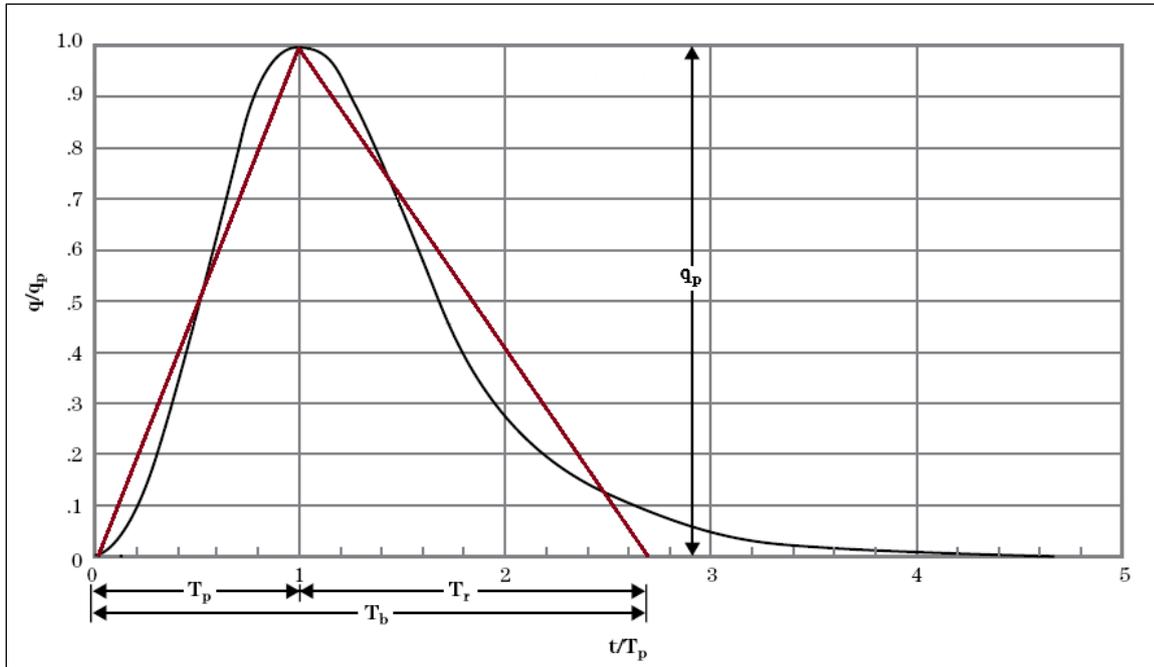


Figure 48. Hydrogramme triangulaire (adapté du NRSC, 2007).

L'équation d'estimation du débit de pointe avec la méthode SCS est la suivante :

$$Q = \frac{0.0208 * Hru * A}{t_p}$$

Où

- Q_p : débit de pointe (m³/s)
- Hru : hauteur de ruissellement (mm)
- A : surface du bassin (km²)
- t_p : temps de montée (h)

• Séparation de l'hydrogramme

Pour un événement donné, l'hydrogramme de crue d'un cours d'eau est le résultat de la combinaison de trois composantes principales qui sont : le ruissellement direct (fraction de la pluie nette qui s'écoule en surface), le ruissellement hypodermique ou retardé (portion des précipitations infiltrées dans le sol se rendant au cours d'eau, mais n'atteignant pas la nappe), et l'écoulement souterrain (partie de l'écoulement provenant des aquifères).

En général, les hydrologues regroupent le ruissellement direct de surface avec l'écoulement hypodermique pour les appeler tout simplement le ruissellement (Lagacé, 2012a). La figure 3 illustre ces composantes de l'hydrogramme.

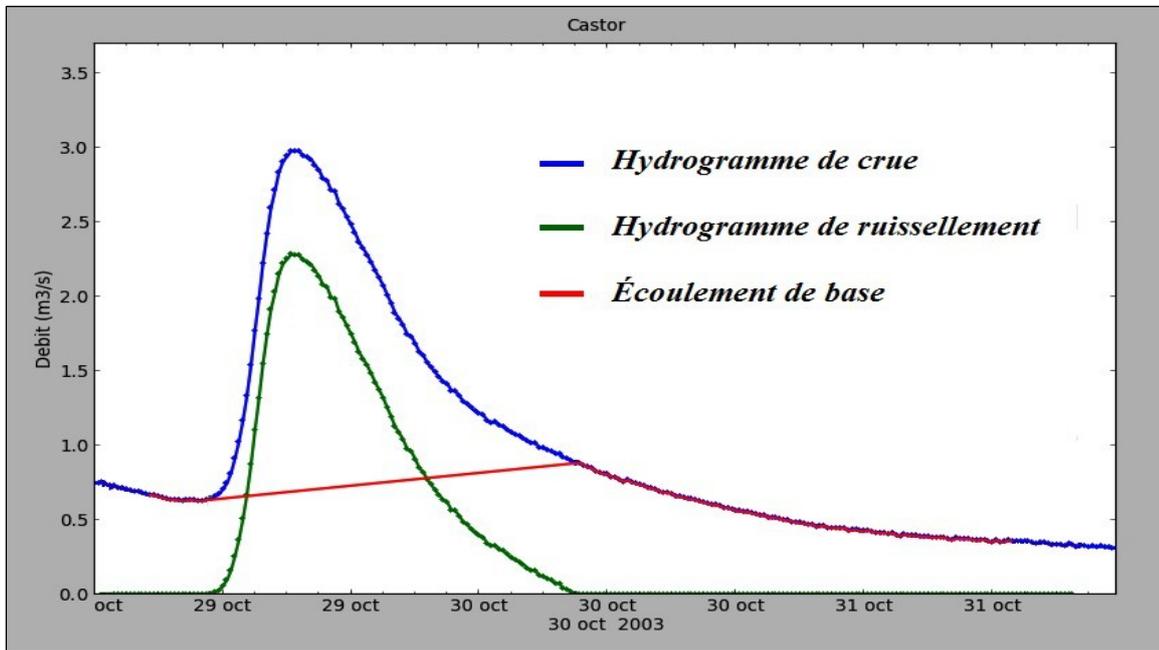


Figure 49. Séparation de l'hydrogramme de crue, réalisée dans le logiciel VisuHydro (Lagacé 2012b), selon une méthode linéaire.

5.3.2- Méthodes de séparation des hydrogrammes

L'objectif de la séparation des écoulements est d'identifier les différentes composantes de l'écoulement total observé. Généralement, cela consiste en la séparation des écoulements souterrains aussi appelés écoulements de base ou écoulements lents des écoulements directs de surface ou écoulements rapides. Les écoulements souterrains sont observés de façon plus ou moins continue dans les cours d'eau tandis que les écoulements directs de surface sont observés irrégulièrement à l'occasion des précipitations. Conceptuellement, l'hydrogramme de ruissellement est obtenu en soustrayant l'écoulement de base de l'hydrogramme global (figure). Il existe plusieurs méthodes de séparation des hydrogrammes.

- **Méthodes linéaires**

Basées sur l'hypothèse du regroupement des écoulements direct et hypodermique (appelé simplement le ruissellement), les méthodes linéaires permettent de séparer le ruissellement de l'écoulement de base suite à l'identification, directement sur l'hydrogramme, des points de début et

de fin du ruissellement.

La méthode la plus simple, laquelle est évoquée par Blavoux (1978), consiste à tracer une droite horizontale du point (A) qui marque le début de la courbe de concentration jusqu'à l'intersection (A') avec la courbe de tarissement.).

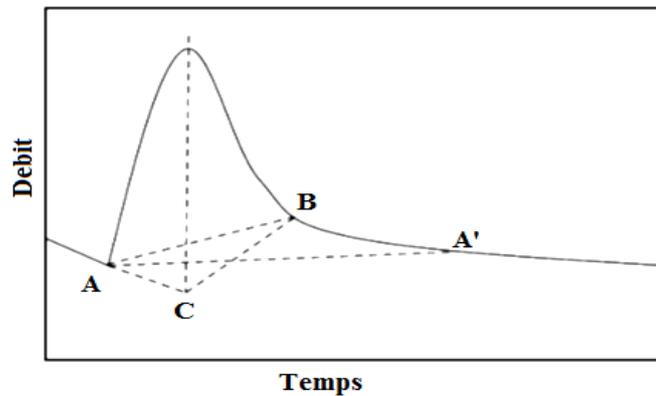


Figure 50. Méthode de séparation linéaire des composantes de l'hydrogramme, (tirée de Blavoux, 1978).

La deuxième méthode de séparation linéaire dite à « pente constante » décrite par Lapp (1996) consiste à joindre par une ligne droite les points A et B (figure 50). Le point A correspond au début de la phase de montée de l'hydrogramme et le point B correspond au point d'inflexion de la phase de décrue.

Ce point est déterminé par l'intersection formé après avoir prolongé les courbes de décrue et de tarissement qui deviennent linéaires lorsqu'une transformation logarithmique de l'axe des ordonnées est effectuée (figure 51).

La troisième méthode consiste à prolonger la courbe de ruissellement avant l'averse jusqu'au point (C) situé sur la verticale de la pointe de crue, et de connecter le point (C) avec le point (B) déterminé comme dans la méthode précédente.

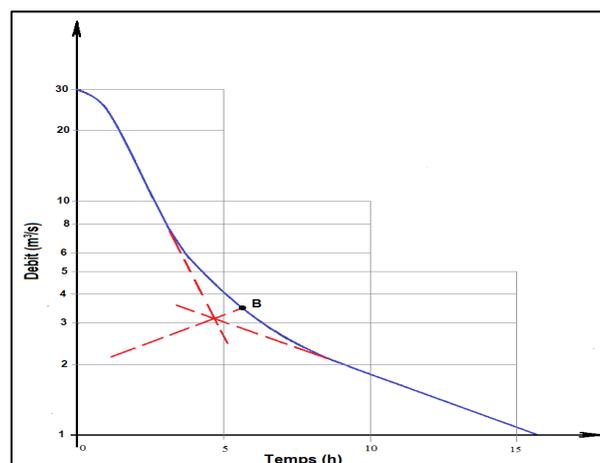


Figure 51. Détermination du point B lors de la séparation linéaire d'un hydrogramme (adaptée de Roche, 1967).

- **Méthode de séparation constante-k**

La technique de séparation (méthode constante-k) développée par Blume et al (2007) a pour avantages de permettre la détermination de la fin d'un événement à l'aide d'une approche théorique et d'être applicable à des événements multi-pics.

La méthode constante-k est basée sur l'hypothèse que le stockage des eaux souterraines (débit de base) est linéaire et que la courbe de tarissement devrait diminuer de façon exponentielle conformément à l'équation différentielle présentée par Boussinesq (Blume, 2007).

- **Courbe de tarissement Dupuit-Boussinesq**

Pour la description analytique du modèle, il est employé une expression de la forme:

$$Q_{(t)} = \phi_{(t)} + \Psi_{(t)}$$

où le $\phi(t)$ décrit la vidange de la zone noyée (mais n'a de sens qu'à partir du tarissement) et $\psi(t)$ se rapporte au fonctionnement de la zone d'infiltration.

Le modèle choisi pour décrire la vidange de la zone noyée est le modèle de Maillet:

$$\phi(t) = Q_{R0} e^{-\alpha t}$$

avec α : le coefficient de tarissement. Le débit Q_{R0} n'a aucune réalité physique (lors du calcul du volume dynamique, il importe que le débit Q_{R0} ait une réalité physique. il sera donc choisit égal à un débit correspondant à l'instant où l'infiltration cesse et où le tarissement devient effectif.) et il correspond à l'extrapolation de la courbe de tarissement à l'instant de la pointe de crue.

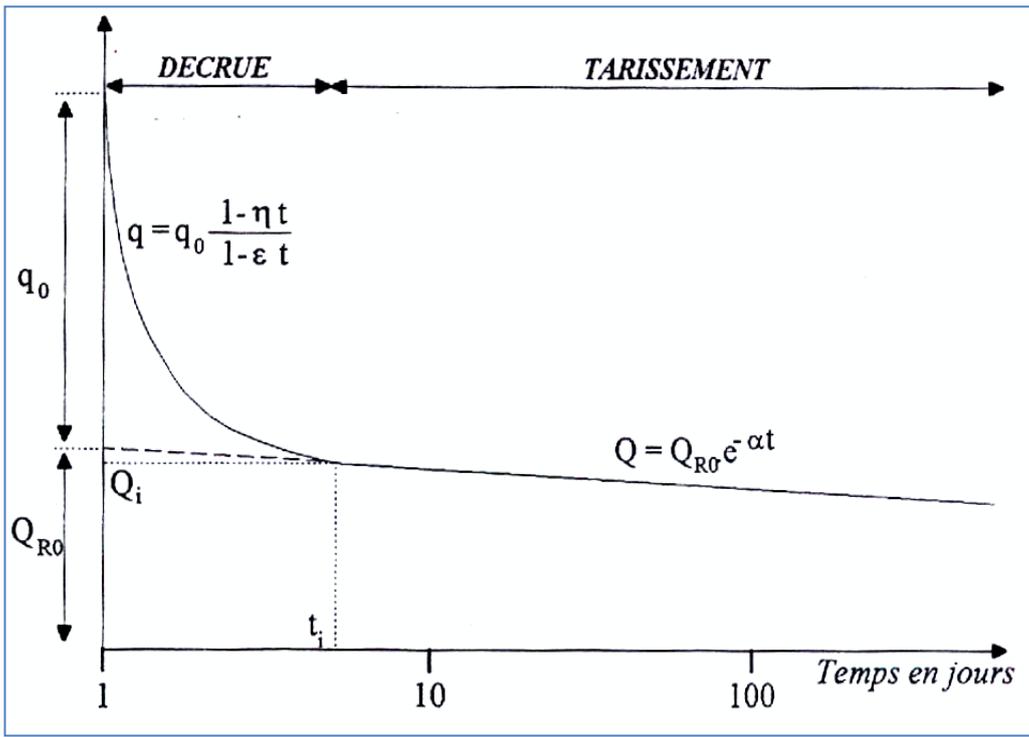


Figure 52 . courbe de tarissement.

$$Q_t = Q_{R0}e^{-at}$$

Où :

- $Q(t)$ est le débit au temps t (m³/s),
- $Q(R0)$ est le débit au début du tarissement (m³/s),
- A est le coefficient de tarissement (min⁻¹)

En différenciant l'équation en fonction du temps il est possible d'obtenir les valeurs de α pour chacun des points de l'hydrogramme (équation [19]) et ainsi identifier le point $t(e)$ dans le temps, défini comme la fin d'un événement de ruissellement, et où le coefficient α est approximativement constant.

- Dérivée équation de Dupuit-Boussinesq

$$\frac{dQ(t)}{dt} = -\alpha * Q(t) \quad ; \quad \alpha = \frac{-dQ(t)}{dt} * \frac{1}{Q(t)} = \text{Coefficient de récession}$$

Où :

- $Q(t)$ est le débit au temps t (m³/s), et
- α est le coefficient de tarissement (min⁻¹).

Pour des valeurs très faibles de débit (Q), c'est-à-dire près de zéro, le coefficient de tarissement k

devient très sensible aux petits changements de Q . Pour diminuer cette sensibilité de k par rapport à la ligne de base de Q , tous les événements sont normalisés par rapport à la valeur moyenne du débit annuel Q , qui correspond à leur ligne de base.

Dans l'étude réalisée par Blume (2007), la valeur du débit annuel moyen ($0,4 \text{ m}^3/\text{s}$) a été choisie comme la valeur de ligne de base pour modifier tous les évènements.

En utilisant l'équation précédente avec cette nouvelle valeur modifiée de Q , un coefficient de tarissement stabilisé (k^*) est obtenu. Cette modification est convenable, car la valeur exacte de k n'est pas d'intérêt ici, c'est plutôt sa progression au fil du temps qui est importante.

- **Méthodes traditionnelles**

Parmi les méthodes traditionnelles de dérivation développées avec le concept de HU, nous retrouvons par exemple la méthode de Snyder (1938) qui établit des relations empiriques entre les caractéristiques des bassins versants comme l'aire, la longueur du cours d'eau principal, la distance entre l'exutoire et un point du cours d'eau situé le plus près du barycentre du bassin versant et les trois paramètres de base nécessaires pour décrire la forme de l'hydrogramme unitaire (le temps de montée (t_p), le débit de pointe (q_p) et le temps de base (t_b)) (Bhunya, 2011).

Le Soil Conservation Service (SCS) du U.S. Department of Agriculture (USDA) a développé un hydrogramme unitaire moyen adimensionnel qui a été élaboré grâce à l'analyse d'un grand nombre d'hydrogrammes unitaires naturels pour des bassins versants de tailles et d'emplacements géographiques différents afin de synthétiser l'hydrogramme unitaire (Jeng, 2006). Les valeurs de l'ordonnée de cet hydrogramme adimensionnel sont exprimées sous forme du rapport adimensionnel q/q_p et les valeurs de l'abscisse sous forme du rapport adimensionnel t/t_p .

L'hydrogramme unitaire adimensionnel (HUA) décrit par le NRCS (2007) possède deux paramètres clés : le temps de montée (t_p) et le débit de pointe (q_p), lesquels sont estimés à partir de relations empiriques qui sont fonction de l'aire du bassin hydrographique et du temps de concentration (t_c). Afin de permettre la définition du temps de base (t_b), selon le temps de montée (t_p), et le temps de concentration (t_c), la méthode du (SCS) représente le HUA comme un hydrogramme unitaire triangulaire, ce qui facilite le calcul du volume de ruissellement (V) et du débit de pointe (q_p) (Fang, 2005).

- **Méthodes basés sur des fonctions de distribution de probabilité (fdp)**

En raison de la similitude entre la forme des distributions statistiques et la forme observée des

hydrogrammes, plusieurs tentatives ont été faites pour utiliser les fonctions de distribution de probabilité (fdp) (Beta, Gamma, Weibull, Chi-square et Log-normal entre autres) pour la dérivation de l'HUS (Bhunya, 2011).

Les fonctions Gamma et Beta sont les plus utilisées pour représenter la forme des HUS (Koutsoyiannis et Xanthopoulos, 1989; Haktanir et Sezen, 1990; Bhunya et al., 2003, 2004; Rai et al., 2009). De plus, la flexibilité de la fdp permet de produire différentes formes d'hydrogrammes en changeant les valeurs des paramètres (Bhunya et al., 2008; Rai et al., 2009; Pramanik, 2010).

- **Fonction de densité de probabilité Beta**

La fdp Beta à deux paramètres a été développée par Johnson et Kotz (1970). La fonction Beta (α ,) est représentée par l'équation [4] où α et β sont les paramètres de forme; t et q sont les termes sans dimensions de temps et de débit, respectivement. Les paramètres de forme toujours des valeurs positives et les valeurs de t doivent être dans l'intervalle [0 1].

$$B(\alpha, \beta) = \int_0^1 t^{\alpha-1}(1-t)^{\beta-1} dt$$

Où :

- α et β : sont les paramètres de forme,
- t : temps adimensionnel.

Au cours des dernières années, de nombreuses études ont été rapportées concernant l'utilisation de la fdp Beta à deux et trois paramètres pour représenter l'HUS (Koutsoyiannis et Xanthopoulos, 1989; Haktanir et Sezen, 1990; Bhunya et al., 2004; Rai et al, 2008, 2009). La forme de la fdp Beta dépend des valeurs de ses paramètres. Pour toute valeur de α et β supérieure à l'unité, la forme de la courbe de la fdp devient concave et ressemble à la forme de l'hydrogramme (Pramanik, 2010).

L'expression mathématique de l'hydrogramme utilisant la fdp Beta (t ,) à deux paramètres et les caractéristiques du temps de montée tp et du débit de pointe qp sont présentées par les équations :

- **Débit ,fdp Béta :**

$$q(t, \alpha, \beta) = \frac{1}{B(\alpha, \beta)} t^{\alpha-1}(1-t)^{\beta-1}$$

-**Temps de montée :** $t_p = \frac{\alpha-1}{\beta-1}$

-Débit de pointe : $q_p = \frac{1}{B(\alpha, \beta)} \left(\frac{\alpha-1}{\alpha+\beta-2}\right)^{\alpha-1} \left(\frac{\beta-1}{\alpha+\beta-2}\right)^{\beta-1}$

Où :

- q : débit adimensionnel
- t_p : temps de montée
- qp : débit de pointe adimensionnel
- α et β : paramètres de forme de la fonction beta

• **Fonction de densité de probabilité de Weibull**

La fdp de Weibull à deux paramètres a été introduite par Rosin et Rammler (1933). Pour certaines valeurs de ses paramètres, la fonction ressemble aux fonctions de distribution normale et exponentielle.

L'expression mathématique de l'hydrogramme utilisant la fdp Weibull et les caractéristiques du débit de pointe qp et du temps de montée tp sont présentées par les équations [25] à [27]. Pour tout $t > 0$, k et λ ont des valeurs positives et correspondent respectivement aux paramètres de forme et d'échelle. L'équation de tp est valable pour tout $t > 1$ (Pramanik, 2010).

- fdp Weibull : $q(t, k, \lambda) = \frac{k}{\lambda} \left(\frac{t}{\lambda}\right)^{k-1}$

- Débit de pointe : $q_p\left(\frac{k}{\lambda}\right) = \left(1 - \frac{1}{k}\right)^{1-\frac{1}{k}} e^{-\left(1-\frac{1}{k}\right)} e^{\left(-\frac{1}{k}\right)^k}$

- Temps de montée : $t_p = \lambda \left(\frac{k-1}{k}\right)^{1/k}$

Où,

- q : débit unitaire
- t : temps
- k : paramètre de forme
- λ : paramètre d'échelle
- t_p : temps de montée
- qp : débit de pointe adimensionnel

• **Fonction de densité de probabilité Log-normale**

Une variable est log-normalement distribuée si son logarithme naturel est normalement distribué. Les paramètres de la distribution sont la moyenne (μ) et l'écart type (σ).

L'expression mathématique de l'hydrogramme utilisant cette fdp et les caractéristiques du temps de montée tp et du débit de pointe qp sont présentées par les équations [28] à [30] pour toute valeur de t et $\sigma > 0$ (Nadarajah, 2007, Rai et al., 2009).

-fdp Log-normale : $q(t, \mu, \sigma) = \frac{1}{t\sigma\sqrt{2\pi\sigma}} e^{-(\ln(t)-\mu)^2 / 2\sigma^2}$

-Débit de pointe : $q_p = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} e^{(\frac{\alpha^2}{2}-\mu)}$

-Temps de montée : $t_p = e^{(\mu-\sigma^2)}$

Où :

- q : débit unitaire adimensionnel
- t : temps
- μ : moyenne
- σ : écart type
- tp : temps de montée
- qp : débit de pointe adimensionnel.

• **Fonction de densité de probabilité Gamma à deux paramètres**

La fdp Gamma à deux paramètres a été largement utilisée pour modéliser les formes de l'hydrogramme (Haktanir et Sezen, 1990 ; Haan et al., 1994; Bhunya et al., 2003, 2007 et 2008 ; Nadarajah, 2007) (Pramanik, 2010).

Conformément au travail réalisé par (Bhunya et al., 2003), l'expression mathématique de l'hydrogramme utilisant la fdp Gamma et les caractéristiques du temps de montée tp et du débit de pointe qp sont présentées par les équations suivantes , pour t, α et $\beta > 0$ (Pramanik, 2010).

- fdp Gamma: $q(t, \alpha, \beta,) = t^{1-\alpha} \frac{e^{-t/\beta}}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)}$

- Débit de pointe : $q_p = \frac{(\alpha-1)^\alpha (e^{1-\alpha})}{\Gamma(\alpha)\beta(\alpha-1)}$

- Temps de montée : $t_p = \beta(\alpha - 1)$

Où :

- t : temps,
- $\Gamma(\alpha)$: fonction Gamma
- α : paramètre de forme
- β : paramètre d'échelle

- q : débit unitaire adimensionnel
- tp : temps de montée
- qp : débit de pointe adimensionnel.

- **Méthode des moindres carrés régression non linéaire**

La méthode de régression linéaire minimisant la somme des résidus au carré peut être utilisée pour estimer les paramètres d'une fonction lorsque les valeurs numériques représentant la fonction sont connues. Les couples (t_i, q_i) , sont la représentation de la fonction numérisée, et la fdp représente la fonction à caler.

C'est à Legendre en 1806 que l'on doit la première étude théorique de la méthode des moindres carrés à l'occasion de l'examen de la trajectoire des comètes. La fonction à ajuster était alors une parabole. La méthode permet de comparer des données expérimentales, généralement entachées d'erreurs de mesure, à un modèle mathématique censé décrire ces données.

Connaissant les positions de n points (x_i, y_i) , $i = 1 \dots n$ dans le plan, on s'intéresse à déterminer la droite d'équation $f(x) = a + m \cdot x$ qui passe «le mieux possible» par ces points. Il s'agit alors de déterminer les valeurs des coefficients a et m qui correspondent à la droite la plus appropriée, de telle sorte que la somme des carrés soit minimale:

$$g(a, m) = \sum_{i=1}^n (f(x_i) - y_i)^2$$

La somme des carrés des distances verticales entre les points et la droite doit être la plus faible possible. C'est pour cette raison qu'elle est appelée méthode des moindres carrés.

Il est important de souligner que la fonction (x) peut être non linéaire. La linéarité fait référence

La somme des carrés des distances verticales entre les points et la droite doit être la plus faible possible. C'est pour cette raison qu'elle est appelée méthode des moindres carrés.

Il est important de souligner que la fonction (x) peut être non linéaire. La linéarité fait référence aux paramètres p_j

Le tableau 8 illustre quelques exemples de telles fonctions.

Tableau 8 . Exemples de fonctions.

Linéaire	Linéaire	Linéaire
$y = a + mx$	a, m	Linéaire
$y = ax^2 + bx + c$	a, b, c	Linéaire
$y = aecx$	a, c	Non Linéaire
$y = a \sin(\omega t + \delta)$	a, ω, δ	Non Linéaire
$y = a \cos(\omega t) + b \sin(\omega t)$	a, b	Linéaire

La méthode des moindres carrés peut aussi être utilisée pour déterminer les paramètres α, β, γ de la fdp Gamma à trois paramètres.

- **Qualité d'ajustement**

De façon générale, la qualité d'ajustement d'un modèle se réfère à sa capacité à reproduire les données. Dans le cas de la prédiction quantitative d'une variable Y, par exemple, l'objectif est d'obtenir des valeurs prédites $Y(p)$ qui s'ajustent le mieux possible aux valeurs 41

observées $Y(o)$, pour $i = 1, \dots, n$, n étant le nombre d'observations. De même, dans l'optique de la classification, les états prédits $Y(p)$ doivent correspondre le plus souvent possible aux vraies valeurs $Y(o)$. Le taux d'erreur est dans ce cas un indicateur naturel de qualité d'ajustement.

- **Erreur quadratique moyenne (EQM)**

L'erreur quadratique moyenne (EQM) est définie par l'équation mathématique suivante :

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (q_{(o)}i - q_{(m)}i)^2}$$

Où

- (o) = nième valeur observée

- (m) = nième valeur modelée

- N = nombre de points d'observation.

L'EQM est une mesure de l'erreur moyenne, pondérée par le carré de l'erreur. Elle permet de répondre à la question, « quelle est la magnitude de l'erreur de la prévision », mais n'indique pas la direction des erreurs. Parce qu'il s'agit d'une quantité au carré, l'EQM est davantage influencée par les grandes erreurs que par les plus petites. Sa portée varie de 0 à l'infini, un score de 0 étant un score parfait.

- **Coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe (E)**

Le Coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe est utilisé pour évaluer la puissance prédictive des modèles hydrologiques. Il est défini comme :

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (q_{(o)t} - q_{(m)t})^2}{\sum_{t=1}^T (q_{(o)t} - \bar{q}_0)^2}$$

Où (o) et (m) sont les débits observé et modélisé au temps t , et \bar{q}_0 est la valeur moyenne du débit observée.

Les efficacités de Nash-Sutcliffe peuvent s'étendre du $-\infty$ à 1. Une efficacité de 1 ($E = 1$) correspond à un accord parfait entre le débit modélisé et les données observées. Une efficacité de 0 ($E = 0$) indique que les prévisions du modèle sont aussi précises que la moyenne des données observées, tandis qu'une efficacité inférieure à zéro ($-\infty < E < 0$) se produit lorsque la moyenne observée représente un meilleur estimateur que le modèle. Essentiellement, plus l'efficacité du modèle est près de 1, meilleure elle est.

- **Coefficient de Détermination R^2**

Le coefficient de détermination (R^2) est un indicateur qui permet de juger la qualité d'une régression linéaire, simple ou multiple. À partir de valeurs comprises entre 0 et 1, il mesure l'adéquation entre le modèle et les données observées. Certes, le R^2 a ses imperfections, mais son utilité n'a d'égale que sa simplicité. Ses limites sont $0 \leq R^2 \leq 1$. Un R^2 de 1 indique un ajustement parfait du modèle de régression et un $R^2 = 0$ indique l'absence de relation entre la variable dépendante et le régresseur.

$$R^2 = \frac{\sum_{t=1}^T (q_{(o)t} - \bar{q}_0) (q_{(m)t} - \bar{q}_{0m})}{\sum_{t=1}^T ((q_{(o)t} - \bar{q}_0)^2 (q_{(m)t} - \bar{q}_{0m})^2)^{1/2}}$$

Où (o) et $q_{(m)t}$ sont les débits observé et modélisés au temps t , et \bar{q}_0 est la valeur moyenne du débit observé.

5.3.3- Modèles mathématiques

En connaissant les données pluviométriques, la configuration du terrain et sa capacité de rétention, on peut mathématiquement calculer le débit des cours d'eau collecteurs. Les équations qu'on en

tire sont complexes et demandent une très grande puissance informatique pour leur résolution. Le débit sera calculé en des points choisis du cours d'eau. De l'hyétogramme, qui représente l'intensité de l'intrant dans le temps (mm/h), on obtiendra un hydrogramme, qui représente le débit du cours d'eau dans le temps (m^3/s).

Le développement de ces modèles mathématiques est sujet à la connaissance précise des caractéristiques du terrain et contient des approximations puisque la connaissance exacte de ces dernières toujours sujettes à la résolution et à la paramétrisation des données. De plus, la mesure des quantités reçues du système de mesure qui en général est très dispersée. Les données d'accumulations peuvent être améliorées par des systèmes de télédétection comme le radar météorologique pour autant que son étalonnage soit bien fait.

5.3.3.1- Les paramètres du bassin versant

Le bassin versant est la zone sur laquelle toute goutte d'eau qui tombe rejoint le point d'alerte, et entre ainsi en compte dans le calcul du débit en ce point.

- **Les paramètres physiques**

Les paramètres physiques sont mesurables à partir de données cartographiques ou de mesures de terrain. Il faut connaître précisément la surface du bassin versant pour savoir quelle est la quantité d'eau drainée lors d'un évènement pluvieux.

Ceci permet d'accéder au calcul de l'hydrogramme au point aval concerné.

- **Les paramètres conceptuels**

Le modèle est constitué de deux réservoirs dont la taille représente la capacité du bassin versant à stocker l'eau. Ce stockage intervient entre le moment où la goutte de pluie touche le sol et le moment où elle atteint la rivière. Le principe de fonctionnement de ce paramètre est simple :

plus le réservoir est plein, plus il arrive rapidement à saturation et par conséquent plus l'eau rejoint vite la rivière.

- Le premier réservoir est appelé "réservoir sol". Il correspond aux dépressions que forme le terrain.
- Le deuxième réservoir est appelé "réservoir gravitaire". Il correspond à la capacité de stockage du sous-sol après infiltration.

Chacun des réservoirs représente un paramètre du modèle. Leur valeur exprime leur taille. Elle varie de 20 à 200 (sans unité).

5.3.3.2- Les paramètres du cours d'eau

- Les paramètres physiques

Ce sont les caractéristiques physiques du cours d'eau nécessaire à la modélisation de la crue. Elles sont données pour chaque tronçon homogène déjà défini :

- longueur : c'est la longueur du cours d'eau sur lequel il est permanent;
- pente moyenne de chaque tronçon du cours d'eau.
- altitude de chaque point.
- rugosité : estimer celle du lit de la rivière. Plus le fond et les berges de la rivières sont rugueuses, plus l'eau est freinée et met du temps pour se déplacer, et plus ce coefficient est faible. Il est généralement compris dans une fourchette allant de 10 à 30 (estimation possible par tronçon homogène de rivière à l'aide d'une grille d'aide). La rugosité intervient dans le calcul de la propagation du débit dans le cours d'eau.

On considère d'abord S la surface mouillée, c'est-à-dire la surface occupée par l'eau sur une coupe transversale, et P le périmètre mouillé.

On a :

$$Q = V \times S$$

avec :

- Q le débit en m³/s
- V la vitesse moyenne de l'eau, en m/s
- S la surface mouillée, en m².

La vitesse V ou U de déplacement de l'eau est calculée grâce à la formule de Chézy:

$$U = C * \sqrt{Rh * I} \quad ;$$

avec :

U: vitesse de déplacement de l'eau

C: coefficient de Chézy dépendant du type de surface

I: pente du cours d'eau en m/m

Rh: rayon hydraulique, (= quotient de S par P définis ci-dessus).

La rugosité intervient alors dans le calcul du coefficient de Chézy C, grâce à la loi de Manning-Strickler : $C = K \times Rh^{1/6}$

Où K coefficient de Strickler (ou n coefficient de Manning avec $n=1/K$).

- **Le calage du modèle**

Après avoir rentré dans le modèle les données nécessaires à son fonctionnement, les résultats sont encore éloignés de la réalité. Il faut donc procéder à son ajustement. Pour cela on utilise des données mesurées de pluie ainsi que les hauteurs d'eau observés dans la rivière lors de cet épisode pluvieux. Ces données vont donc servir de références. Les paramètres du modèle vont être calés pour qu'avec l'utilisation de ces données de pluies, le modèle donne les hauteurs d'eau observées comme résultats. Le calage a donc pour objectif de rapprocher l'hydrogramme modélisé de l'hydrogramme observé.

Dans la pratique, une fois les paramètres du modèle renseignés, le calage consiste à estimer par essai successif les valeurs initiales de remplissage des deux réservoirs pour reproduire au mieux la crue observée. Concrètement si la pluie observée intervient à la suite d'une première pluie, les réservoirs seront partiellement ou en totalité plein ce qui générera un ruissellement puis un débit en rivière plus important.

5.4- Estimation de l'inondation au point d'alerte

Le point d'alerte correspond au point de la rivière ou l'on souhaite connaître et prévoir l'inondation de manière à informer le plus tôt possible la population. Le débordement de la rivière est constaté pour une certaine hauteur d'eau dans la rivière. Le modèle développé calcule à partir des données de pluies le débit généré dans la rivière en ce point. Ce débit doit alors être converti en hauteur d'eau. La forme et la coupe de la section de la rivière en ce point permettent d'établir une relation entre les hauteurs d'eau et les débits. Ainsi à la hauteur d'alerte (hauteur pour laquelle l'inondation se produit), correspond donc un débit d'alerte

- **L'alerte**

Des scénarios peuvent être mis en place suivant le niveau de l'eau (information, évacuation, mobilisation des services d'urgence, etc.)

La modélisation comme outil de prévision : anticipation des évolutions futures du débit d'un cours d'eau. Il s'agit de l'utilisation opérationnelle la plus courante des modèles hydrologiques. Dans la plupart des cas cependant, les modèles développés sont basés sur des régressions linéaires entre les variables indépendantes (pluie, débits amont) et les variables dépendantes (débits aval), et font peu appel aux connaissances sur les processus hydrologiques.

– La modélisation comme outil d'extrapolation : reconstitution de séries de débits plausibles. Dans certains cas, comme par exemple le dimensionnement de déversoirs de sécurité de barrages hydroélectriques ou encore la délimitation de zones inondables dans le cadre d'un Plan de prévention des risques, il est nécessaire de proposer des scénarios de crues, ou éventuellement d'étiages, de période de retour nettement supérieure à la durée d'observation des débits sur le site étudié. L'utilisation de longues séries de pluies éventuellement générées à l'aide d'un modèle hydrologique permet de reconstituer des scénarios rares.

- **Différentes approches de modélisation**

Le terme de modèle recouvre une large variété d'outils, à la philosophie et aux objectifs différents.

– **modèle déterministe** : modèle qui associe à chaque jeu de variables de forçage, de variables d'état et de paramètres une valeur réalisation unique des variables de sortie.

– **modèle stochastique** : l'une au moins des variables de forçage ou des variables d'état ou des paramètres est une variable aléatoire. Par voie de conséquence, la ou les variables de sortie sont des variables aléatoires. La reconstitution de la distribution des variables de sortie nécessite des simulations répétées en tirant aléatoirement la valeur de la variable d'entrée. On parle de simulation de Monte Carlo.

– **modèle à base physique** : modèle basé uniquement sur des équations de la physique, et ne comportant idéalement aucun paramètre.

– **modèle paramétrique** : modèle incluant des paramètres dont la valeur doit être estimée par calage.

– **modèle conceptuel** : modèle dans lequel le fonctionnement du bassin versant est représenté par des analogies : concepts. L'analogie la plus souvent utilisée pour représenter le fonctionnement des sols et des nappes est celle du réservoir dont le débit de vidange dépend du taux de remplissage.

– **modèle analytique** : modèle pour lequel les relations entre les variables de sortie et les variables de forçage ont été établies par analyse de séries de données mesurées. L'exemple type est celui des modèles linéaires : les paramètres du modèles sont liés aux coefficients de corrélation entre les variables. Notons que l'analyse des données peut conduire au choix de relations non linéaires entre les variables.

– **modèles empiriques** : le type de fonctions reliant les variables est fixé à priori (fonctions polynômiales, fonctions sigmoïdes). Le niveau de complexité (nombre de fonctions à utiliser, ordre du polynôme) étant fixé, le calage consiste alors à déterminer la combinaison de fonctions s'ajustant le mieux aux données mesurées. Les réseaux de neurones sont l'exemple le plus répandu de ce type de modèles en hydrologie. Les outils d'interpolation s'avèrent généralement être de piètres extrapolateurs. Ils sont donc à utiliser avec prudence en dehors de la gamme de valeurs pour laquelle ils ont été calés.

*Les **modèles conceptuels** globaux ont essentiellement été utilisés à l'échelle journalière, et donnent dans ce cas des résultats souvent très satisfaisants. Il faut cependant noter qu'il n'existe pas de modèle universel : chaque modèle est adapté à certains types de climats ou de bassins versants.*

- **Le modèle GR4J : un modèle conceptuel global**

Plus d'une centaine de modèles conceptuels globaux ont été proposés à travers le monde depuis le début des années 60 (Perrin et al., 2001). Nous présentons ici à titre d'exemple le modèle GR4, développé conjointement au CEMAGREF et au CERVE (Edijatno Nascimento et al., 1999). Si la pluie est supérieure à l'ETP on calcule la pluie efficace ($P_n - P_s$), la pluie " non efficace " alimentant un premier réservoir. Dans le cas contraire, on calcule le volume qui s'évapotranspire du premier réservoir. Dans les deux cas, le calcul de la pluie efficace et de l'évapotranspiration dépendent du taux de remplissage du premier réservoir (R) et d'un paramètre X1. La pluie efficace est répartie en 90% d'écoulement lent et 10% d'écoulement rapide. Ces deux composantes sont transformées par deux hydrogrammes unitaires de même paramètre X4. L'écoulement lent alimente ensuite un réservoir (paramètre X2) dont le débit de vidange dépend de son taux de remplissage (T) à la puissance 4. Des échanges sont possibles avec des nappes profondes, leur débit F dépend du taux de remplissage du second réservoir. Selon la valeur du paramètre X3 ce flux alimente ou se retranche du second réservoir et de l'écoulement rapide.

- **Les modèles boîte noire** : ARIMAX et réseaux de neurones ("*autoregressive moving average model with external inputs*").

Une autre option pour la modélisation hydrologique est de choisir la fonction reliant la pluie, l'ETP et le débit dans une famille de fonctions prédéterminée sans rentrer dans l'analyse du processus lui-même. C'est l'objet des modèles dits "boîte noire". La famille de fonctions peut regrouper des fonctions linéaires, on parle alors de modèles ARIMAX : "autoregressive moving average model with external inputs". Ces modèles linéaires, ont été et sont encore largement utilisés, en particulier par les services d'annonce de crue.

D'autres types de familles de fonctions peuvent être utilisés, en particulier les "réseaux de neurones" qui ont connu un certain succès dans la communauté hydrologique ces dernières années.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AUDINET M., Hydrométrie appliquée aux cours d'eau, Paris, 1995.

BOUTELDJAOUI. Fatah, BESSENASSE M , GUENDOOUZ A ; Etude comparative des différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration en zone semi-aride (cas de la région de Djelfa) ,2011 Nature & Technologie.

De MARTONNE E. (1926). Aréisme et indice d'aridité. Compt. Rend. Séances Acad. Sci. 181 : 1395-1398.

EMBERGER L. (1931). Sur la formule climatique applicable en géographie botanique. Compt. Rend. Séances Acad. Sci. 191 : 389-390.

EMBERGER L. (1955). Une classification biogéographique des climats. Rec. Trav. Lab. Bot. Zool. Fac. Sc de Montpellier 7: 3-43.

François Renard octobre 2002; cours d'hydrogéologie Master professionnel , DESS

LABORDE J.P. Edition 2009. Eléments d'hydrologie de surface, Ecole Polytechnique de l'université de Nice - Sophia Antipopolis.

LAMBERT R. (1996) : Géographie du cycle de l'eau. P.U.M.Toulouse.

Lemoine.B,1972. Utilisation comparée des formules de Thornwaite , Turc mensuelle et Turc annuelle pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle et réelle et réelle moyenne.Application à une selection de points répartis dans le monde , BRGM.

LLAMAS J., *Hydrologie générale - Principes et applications*, Gaëtan Morin ed Quebec, Canada, 1985, 487p.

MERRIEN- V SOUKATCHOFF. Hydrologie - Hydrogéologie – Septembre 2008 –Mesures et estimation de l'évapotranspiration réelle et potentielle

MOKHTARI N., MRABET R., LEBAILLY, P. BOCK L. 2013 ; Spatialisation des bioclimats, de l'aridité et des étages de végétation du Maroc .

MUSY A 2005. Cours "Hydrologie générale" Laboratoire d'Hydrologie et Aménagements (HYDRAM) Institut des Sciences et Technologies de l'Environnement (ISTE) Ecole Polytechnique Fédérale (EPFL).

REMENIERAS G., L'hydrologie de l'ingénieur, 413 p., Eyrolles Editeur, Paris, 1986.

ROCHE M., Hydrologie de surface, 429 p., Gauthier-Villars, Paris, 1963.

ROCHE M.F., Dictionnaire français d'hydrologie de surface, avec équivalents en anglais, espagnol, allemand, 288 p., Masson Editeur, 1986, N° ISBN : 2-225-80739-6.

SANDERS L. (1998) - : A manual of field hydrogeology. Prentice Hall.

Sauvage Ch. (1963). Le coefficient pluvio-thermique d'Emberger, son utilisation et la représentation géographique de ses variations au Maroc. Ann. Ser. Phys. Globe Météo. Inst. SC. Ch. 20: 11.

Thornthwaite C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. Geographic Review 38: 55-94.

Ward R.C., Robinson M., Principles of Hydrology, Mc Graw-Hill, London, 1990.

WEEBLY Gr-Ea. Cours d'hydrologie de surface.

www.almoandiss.com Evaporation, Transpiration, Déficit d'écoulement.