



REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE
LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



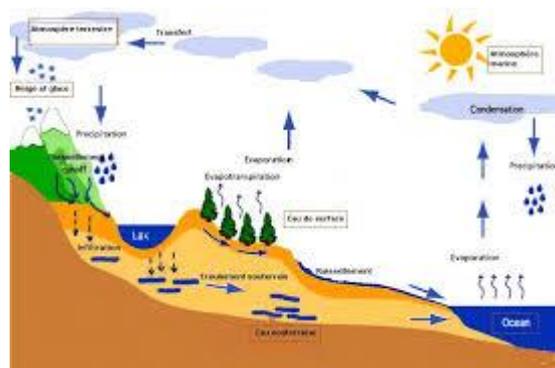
UNIVERSITE MOHAMED CHERIF MESSAÏDIA DE SOUK-AHRAS

FACULTE DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE

DEPARTEMENT DE GENIE CIVIL

COURS HYDROLOGIE

Spécialité : Hydraulique (2^{ème} LMD)



Préparé par

Docteur Khoualdia wacila

Mars 2017

Avant - propos

Ce cours est structuré en cinq chapitres. L'on a préféré commencer par un chapitre introductif et descriptif de l'hydrologie afin de comprendre les composantes du cycle de l'eau.

Le chapitre II : décrit les caractéristiques géomorphologiques et topographiques du bassin versant en utilisant les formules de quantification.

Le chapitre III: présente l'étude des pluies, sa classification, les appareils de mesure, analyse des données et calcul prévisionnels.

Le chapitre IV : aborde l'évaporation et l'infiltration et il décrit leurs phénomènes en présentant quelques formules empiriques utilisées pour le calcul.

Le chapitre V : présente l'hydrométrie aux cours d'eau ; Mesure du débit, Station de jaugeage, Tarage de station

Donc dans ce cours d'Hydrologie : L'étudiant sera en mesure de comprendre les composantes du cycle hydrologique, leur mesure, leurs interactions et leur importance, ainsi que de comprendre le fonctionnement et le comportement hydrologique de divers systèmes (bassins versants).

L'Evaluation continue est à 100%.

Tables des matières

N°	Pages
Sommaire.....	
Liste des figures.....	
Liste des tableaux.....	
Bibliographie.....	

Chapitre 1 : Introduction à l'hydrologie

I.1.Introduction	1
I.2. Le cycle de l'eau et le bilan hydrologique.....	2
I.3. Le bilan hydraulique de l'Algérie.....	5
I.4. Conclusion.....	6

Chapitre II : Le Bassin versant

II.1.Définition.....	7
II.2.Comportement hydrologique.....	9
II.2.1. Le temps de concentration.....	9
II.2.2. Les courbes isochrones.....	10
III.3.Les caractéristiques de forme	11
III.3.1.indice de compacité.....	12
III.3.2.Le relief.....	12
III.3.3. Le rectangle équivalent.....	14
III.3.4. Les indices de pente.....	14
III.3.4. 1.La pente moyenne du bassin versant.....	14
III.3.4. 2.L'indice de pente ip.....	15
III.3.4. 3.le coefficient de ruissellement	15
IV.4.Les caractéristiques du réseau hydrographique.....	16

IV.4.1.Profil en long et profil en travers du cours d'eau.....	16
V.5.Les facteurs physiographiques d'un bassin versant.....	17
V.5.1.Densité de drainage.....	17
V.5.2.La densité hydrographique.....	18
V.5.3.Le rapport de confluence.....	18
Exercice.....	19

Chapitre III : l'évaporation et l'infiltration

III.1 Définition de l'évaporation.....	20
III.2. Mesure de l'évaporation.....	20
III.2.1.méthodes directes.....	21
III.2.1.1.Les évaporimètres.....	21
III.2.1.2.Les balances d'évaporation.....	21
III.2.1.3.Les bacs d'évaporation.....	21
III.2.2.Méthodes empiriques.....	23
III.2.3.Méthodes analytiques.....	24
III.3. Mesure de l'évapotranspiration.....	25
III.3. 1.Le lysimètre.....	25
III.4. formulation du processus physique de l'évapotranspiration.....	26
III.4. 1.Les processus physiques de la transpiration des végétaux.....	26
III.4.2.Evaluation de l'évapotranspiration.....	27
III.4.3.Méthodes empiriques.....	28
III.4.3.1.Formule de THORNTHWAITE.....	28
III.4.3.2.Formule de BLANEY et CRIDDLE.....	29
III.4.3.3. Formule de TURC.....	29
IV.1 Définition de l'infiltration.....	30

IV.2.La capacité d'infiltration.....	31
IV.3. Modèles à base physique.....	34
Exercices.....	36-37

Chapitre IV : Les précipitations

IV.1. Introduction	38
IV.2. Classification des précipitations.....	38
IV.2.1. les précipitations convectives.....	38
IV.2.2. les précipitations orographiques	39
IV.2.3. les précipitations frontales.....	40
IV.3. Mesure des précipitations.....	40
IV.3.1. le pluviomètre.....	41
IV.3.2. le pluviographe.....	41
IV.3.2.1.pluviographe peseur	41
IV.3.2.2.pluviographe à flotteur.....	41
IV.3.2.3. le pluviographe à augets.....	42
IV.4.Réseau d'observation et publication des données.....	42
IV.4.1.Le réseau d'observation.....	42
IV.4.2.Publication des données pluviométriques.....	43
IV. 5.Présentation des résultats de mesure.....	44
IV.5.1. Le hyétogramme.....	44
IV.5.2. Consistance des données et comblement des lacunes.....	46
IV.5.2.1. Erreurs sur la mesure et contrôle des données.....	46
IV.5.2.2. Estimation des données manquantes.....	46
IV.5.2.3. Contrôle de l'homogénéité des relevés pluviométriques.....	47
IV.5.2.3. 1. Méthode du double cumul.....	47
IV.6. Analyse spatiale des précipitations au niveau d'un bassin.....	48

IV.6. 1. Calcul d'une précipitation moyenne représentative d'un bassin versant.....	49
IV.6. 1. 1. Méthode de la moyenne arithmétique.....	49
IV.6.1.2. Méthode des polygones de Thiessen.....	49
IV.6. 1 .3. La méthode des isohyètes (isovaleurs).....	50
IV.7. Statistique descriptive des séries chronologiques.....	51
IV.7.1. Notion de temps de retour.....	51
IV.7.2. Les courbes IDF (intensité-durée-fréquence).....	52
IV.7.2.1. Lois de pluviosité.....	52
IV.7.2.2. Utilisation des courbes IDF.....	53
IV.7.2.3. Construction de courbes IDF.....	53
Exercice.....	54-55

Chapitre V : Hydrométrie

V.1. Introduction.....	56
V.2. Mesure de débits.....	56
V.3. La mesure des hauteurs d'eau.....	57
V.3. 1.Le limnimètre.....	57
V.3. 2.Le limnigraphe à flotteur.....	58
V.3.3.Le limnigraphe à pression.....	59
V.4. La mesure des débits.....	60
V.5.Stations de jaugeage.....	61
V.5.1.Le jaugeage par exploration du champ de vitesse.....	61
V.5.2. Le jaugeage au moulinet.....	62
V.5.3. Le jaugeage au flotteur.....	63
V.5.4. les jaugeages par dilution.....	63

LISTES DES FIGURES

Figure 1.1 : le cycle de l'eau.....	2
Figure 1. 2 : le cycle hydrologique.....	4
Figure 2.1 : Exemple de bassin versant.....	7
Figure 2.2: Distinction entre bassin versant réel et bassin versant topographique	8
Figure 2.3 : Exemples de modifications de la délimitation du bassin versant suite à la mise en place d'un réservoir et la construction d'une route.....	9
Figure 2.4 : schéma illustrant le concept du temps de concentration.....	10
Figure 2.5: Représentation d'un bassin avec ses lignes isochrones et diagramme surface-temps de concentration du bassin par élément de surface. Principes d'analyse du comportement hydrologique du bassin versant et hydrogramme résultant.....	11
Figure 2.6: exemples d'indices de compacité.....	12
Figure 2.7 : Courbe hypsométrique du bassin versant	13
Figure 2.8 : Exemple de profil en long d'un cour d'eau.....	17
Figure 3.1 : Evaporimètre de Piche.....	21
Figure 3.2 : Bac d'évaporation.....	22
Figure 3.3: Bac enterré type Colorado	22
Figure 3.4: Schéma d'une cuve lysimétrique.....	26
Figure 3.5: Représentation schématique du chemin de l'eau à travers la plante.....	27
Figure 3.6 : Besoin en eau des cultures (ETM) et évapotranspiration de référence (ET0).....	28
Figure 3.7 : coupe verticale d'un bassin versant.....	30
Figure 3.8 : Régime d'infiltration en fonction du temps pour différents types de sol	38
Figure 3.9: Régime d'infiltration et capacité d'infiltration d'un sol.....	32
Figure 3.10 : Schématisation du processus de l'infiltration selon Green et Ampt	34

Figure 4.1 : précipitation de convection.....	38
Figure 4.2 : précipitation orographique.....	39
Figure 4.3 : précipitation cyclonique.....	39
Figure 4.4 : remplissage et vidange des augets.....	42
Figure 4.5 : feuille d'enregistrement (pluviogramme).....	44
Figure 4.6 : Courbe des pluies cumulées et hyétogramme.....	45
Figure 4.7 : Conditions pour la distinction de deux averses consécutives (1) ΔH durant $\Delta t <$ seuil (par exemple 2 mm) et (2) $\Delta t >$ durée choisie en fonction du problème (par exemple 1 heure).....	45
Figure 4.8 : Méthode du double cumul.....	48
Figure 4.9 : Exemple de détermination des polygones de Thiessen.....	50
Figure 4.10 : Représentation schématique des courbes IDF.....	53
Figure 5.1 : Passage d'un limnigramme à un hydrogramme par l'intermédiaire de la courbe de tarage.....	57
Figure 5.2 : Echelle limnimétrique	58
Figure 5.3 : Schéma du limnigraphe à flotteur	59
Figure 5.4 : limnigraphe à pression.....	60
Figure 5.5 : Débit et champ des vitesses à travers une section.....	62
Figure 5.6 : jaugeage au moulinet à l'aide d'un bateau.....	62
Figure 5.7 : jaugeage Principe du jaugeage par dilution.....	64

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Répartition des eaux sur le globe terrestre.....	4
Tableau 1.2 : bilan annuel de l'eau sur le globe terrestre.....	5

Tableau 2.1 : calcul des surfaces cumulées.....	13
Tableau 3.1 : Principales fonctions d'infiltration utilisées.....	35
Tableau 4.1 : Méthode du double cumul.....	47
Tableau 5.1 : Méthodes et limites des différents modes opératoires du jaugeage au moulinet monté sur un lest.....	63
Bibliographie	66

Chapitre 1 : Introduction à l'hydrologie

I.1.Introduction

L'**hydrologie** est la science de la terre qui s'intéresse au cycle de l'eau, c'est-à-dire aux échanges entre l'atmosphère, la surface terrestre et son sous-sol. On parle d'hydrosphère pour désigner la partie de la planète dans laquelle l'eau se trouve. Les cycles hydrologiques sont donc présents dans l'hydrosphère.

Au titre des échanges entre l'atmosphère, et la surface terrestre, l'hydrologie s'intéresse aux précipitations (pluie et neige), à la transpiration des végétaux et à l'évaporation directe de la couche terrestre superficielle.

1. **L'hydrologie de surface** étudie le ruissellement, les phénomènes d'érosion, les écoulements des cours d'eau et les inondations.
2. **L'hydrologie souterraine** ou hydrogéologie porte sur les ressources du sous-sol, leur captage, leur protection et leur renouvellement.
3. **L'hydrologie urbaine** constitue un « sous-cycle » de l'eau lié à l'activité humaine : production et distribution de l'eau potable, collecte et épuration des eaux usées et pluviales.

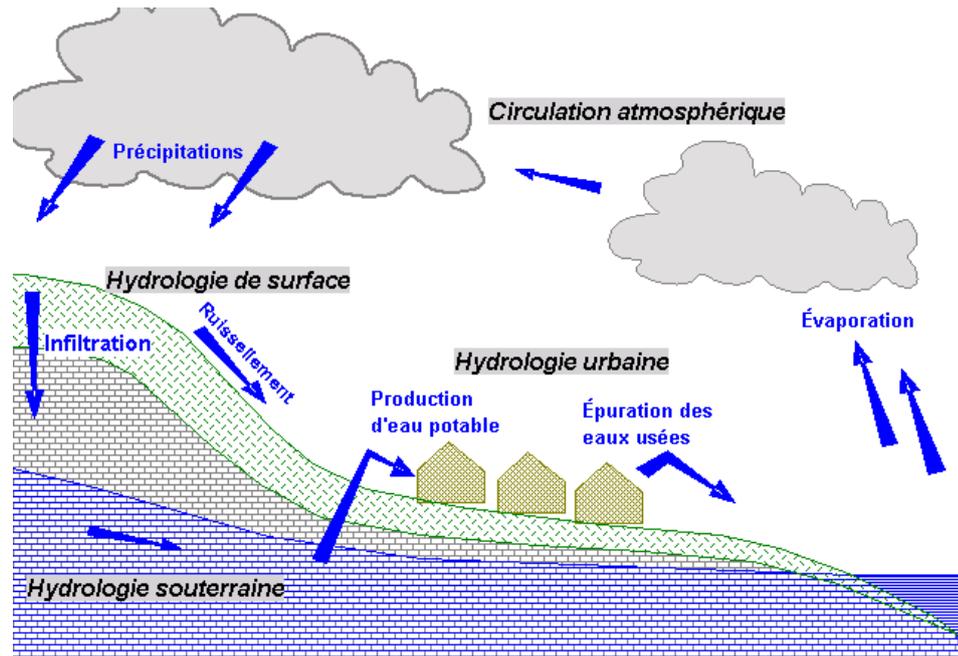


Figure 1.1 : le cycle de l'eau (source wikipedia 2016)

Bien que ces domaines soient intrinsèquement liés les uns aux autres, il est utile de distinguer ces différents aspects de l'hydrologie car l'ingénieur hydrologue est en mesure de planifier, d'étudier et de gérer les projets ayant pour objectif le contrôle de l'usage de l'eau :

- Projet de distribution d'eau potable, industrielle, irrigation...
- Projet de protection contre les inondations ;
- La gestion des barrages ;
- Projet d'irrigation ou de drainage.

I.2. Le cycle de l'eau et le bilan hydrologique

1. *D'où vient l'eau de sources et des rivières ?*
2. *D'où provient l'eau de la pluie ?*
3. *Pourquoi la mer ne se remplit pas ?*

La réponse à ses questions dépend des échelles de temps et de l'espace.

A l'échelle planétaire ou continentale, l'eau s'évapore des océans pour former des nuages. Ces derniers se déplacent vers les continents et se transforment partiellement en pluie. Ces précipitations alimentent les rivières et les nappes aquifères dont un notable volume retourne à son point de départ, les océans, pour boucler ce que l'on appelle « le cycle hydrologique ». Ce cycle est perturbé par l'homme (barrages, irrigation, pollution)

Sous l'effet du rayonnement solaire, l'eau évaporée (E) à partir du sol, des océans et des autres surfaces d'eau, entre dans l'atmosphère. L'élévation d'une masse d'air humide permet le refroidissement général nécessaire pour l'amener à saturation et provoquer la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes constituant les nuages, en présence de noyaux de condensation. Puis la vapeur d'eau, transportée et temporairement emmagasinée dans les nuages, est restituée par le biais des précipitations (P) aux océans et aux continents. Une partie de la pluie qui tombe peut être interceptée par les végétaux puis être partiellement restituée sous forme de vapeur à l'atmosphère. La pluie non interceptée atteint le sol. Suivant les conditions données, elle peut alors s'évaporer directement du sol, s'écouler en surface jusqu'aux cours d'eau (ruissellement de surface R) ou encore s'infiltrer dans le sol. Il peut aussi y avoir emmagasinement temporaire de l'eau infiltrée (I) sous forme d'humidité dans le sol, que peuvent utiliser les plantes. Il peut y avoir percolation vers les zones plus profondes pour contribuer au renouvellement des réserves de la nappe souterraine. Un écoulement à partir de cette dernière peut rejoindre la surface au niveau des sources ou des cours d'eau. L'évaporation à partir du sol, des cours d'eau, et la transpiration des plantes complètent ainsi le cycle.

Le cycle de l'eau est donc sujet à des processus complexes et variés parmi lesquels nous citerons :

- l'évaporation,
- les précipitations,
- la transpiration (des végétaux),
- le ruissellement,
- l'interception,
- l'infiltration,
- la percolation,
- l'emmagasinement et les écoulements souterrains qui constituent les principaux chapitres de l'hydrologie. Ces divers mécanismes sont rendus possibles par un élément moteur, le soleil, organe vital du cycle hydrologique.

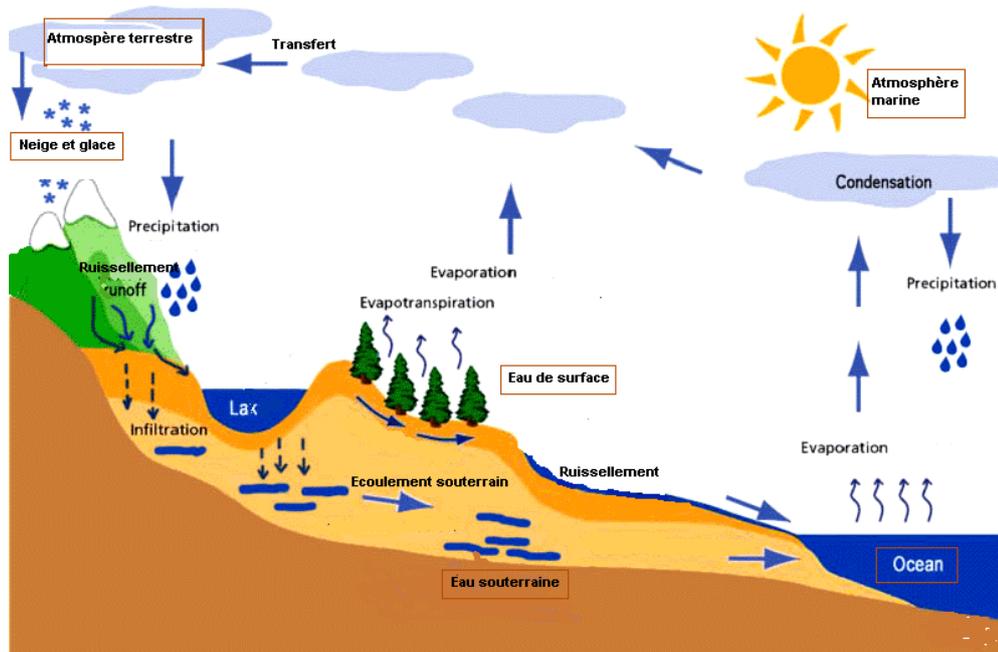


Figure 1. 2 : le cycle hydrologique (source wikipedia 2016)

Le bilan hydrologique peut s'exprimer par l'équation suivante :

$$P = E + R + I \quad (1.1)$$

Ou P = précipitations totales,

E = évaporation + transpiration des plantes,

R = ruissellement de surface,

I = infiltration.

Le bilan des eaux sur le globe a été établi approximativement dans le Tableau 1.1 (Tiré de Gleick, 1993).

lieux	Volumes (1000 km ³)	% du volume total
Lacs d'eau douce	125	0.620
Rivières	1.25	
Humidité du sol	65	
Eaux souterraines	8250	0.008
Lacs salés	105	
Atmosphère	13	0.001
Calotte glaciaire et neige	29200	2.100
Mers et océans	1320 000	97.250
Total	1360 000	100.00

D'après ce bilan, seulement 2.5% environ du total constituent le volume d'eau douce. L'homme ne peut contrôler et exploiter qu'une part très faible de cette eau douce.

Donc on peut calculer **le temps de résidence moyen** d'une molécule d'eau dans un sous système du cycle hydrologique en divisant le volume d'eau V donné dans le Tableau 1 par le débit donné dans le Tableau 1.2.

$$T = V/Q \quad (2.2)$$

Tableau 1.2 : bilan annuel de l'eau sur le globe terrestre		
	Océans	Continents
Superficies (km²)	361 300 000	148 800 000
Précipitations (km ³ /an)	458 000	119 000
(mm/an)	1270	800
Evaporation (km ³ /an)	505 000	7 2 000
(mm/an)	1 400	484
Écoulement vers la mer :		
Rivières (km ³ /an)		44 800
Eaux souterraines (km ³ /an)		2 200
		47 000
Total (km ³ /an)		316
(mm/an)		

➤ Exemple de Calcul du temps de résidence pour l'atmosphère

Le volume de l'atmosphère est : $V_{atmos} = 13\,000\text{ km}^3$

Le débit $Q = 458\,000 + 119\,000 = 577\,000\text{ km}^3/\text{an}$

Le temps de résidence $T = 13\,000 / 577\,000 = 0.022\text{ année} = 8.2\text{ jours}$. Donc, une molécule d'eau séjourne, en moyenne 8.2 jours dans l'atmosphère.

I.3. Le bilan hydraulique de l'Algérie

Le bilan de notre pays s'établit comme suit :

Pour une superficie totale de 2.38 millions de km^2 , la pluviométrie n'intéresse que 10% de cet espace, qui se divise approximativement en trois zones (Tableau 1.3) Tiré de Sari Ahmed, 2009):

	Superficie (km ²)	Précipitation (mm/an)	Bilan (m ³)
zone septentrionale	130 000	500	13* 10 ¹⁰ *0.5 = 65 *10 ⁹ m ³ = 65 milliards de m ³
zone des hauts plateaux	76 000	300	22.8 milliards de m ³
zone Sud Atlas	67 000	250	16.75 milliards de m ³
Total			100 milliards de m ³
Total en eaux de surface			5.7 milliards de m ³
Total en eaux souterraines dans le Nord			1.8 milliards de m ³
Total en eaux souterraines dans le Sud			4.9 milliards de m ³

Globalement l'Algérie reçoit 100 milliards de m³ de pluie par an, dont 85 % s'évaporent (85 milliards de m³). Reste 15 milliards de m³ s'écoulent dans les cours d'eau et vers la mer, ou s'infiltrent dans les nappes souterraines.

La mobilisation de ces ressources rencontre un certain n^{bre} de contraintes :

- l'irrégularité des précipitations ;
- la qualité physico-chimique ;
- transport solide ce qui provoque l'envasement des barrages...

I.4. Conclusion :

Pour conclure sur le cycle hydrologique, on peut dire qu'il est caractérisé par l'interdépendance de ses composantes, par sa stabilité et son équilibre dynamique. Si un processus est perturbé, tous les autres (cycle de l'azote, cycle du phosphore, etc.) s'en ressentent ! En particulier, le cycle hydrologique peut être influencé à des degrés divers par les activités humaines. En effet, l'homme agit directement sur le processus de transformation de l'eau, et cela de plusieurs façons : la construction de réservoirs, le transport de l'eau pour des besoins industriels, le captage des eaux phréatiques, l'irrigation, le drainage, la correction des cours d'eau, l'utilisation agricole des sols, l'urbanisation, les pluies provoquées, etc., sont des exemples de l'intervention humaine.

Chapitre II : Le Bassin versant

II.1.Définition :

Le bassin versant représente l'unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique et de ses effets. Le bassin versant est aussi appelé bassin de drainage d'un oued, en un point donné de son cours, est l'aire limitée par le contour à l'intérieur duquel l'eau précipitée se dirige vers ce point de l'oued (Sari Ahmed ; 2009).

Le bassin versant a une fonction de collecteur, il recueille les pluies et les transforme en écoulement à l'exutoire.

Cette transformation est en fonction des conditions climatiques et des caractéristiques physiques du bassin versant.

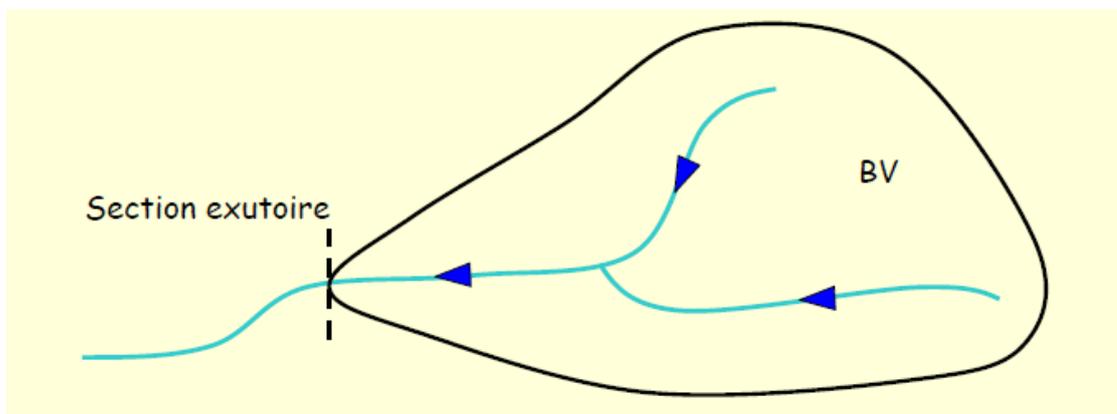


Figure 2.1 : Exemple de bassin versant.

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

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

En fait, la figure 2.2 montre qu'en cas d'averse abondante, les eaux ruisselées pourraient rejoindre le cours d'eau du bassin adjacent tandis que les eaux infiltrées se dirigeraient vers le bassin principal.

Le bassin versant est alors différent du bassin versant délimité strictement par la topographie. Il est appelé dans ce cas bassin versant réel.

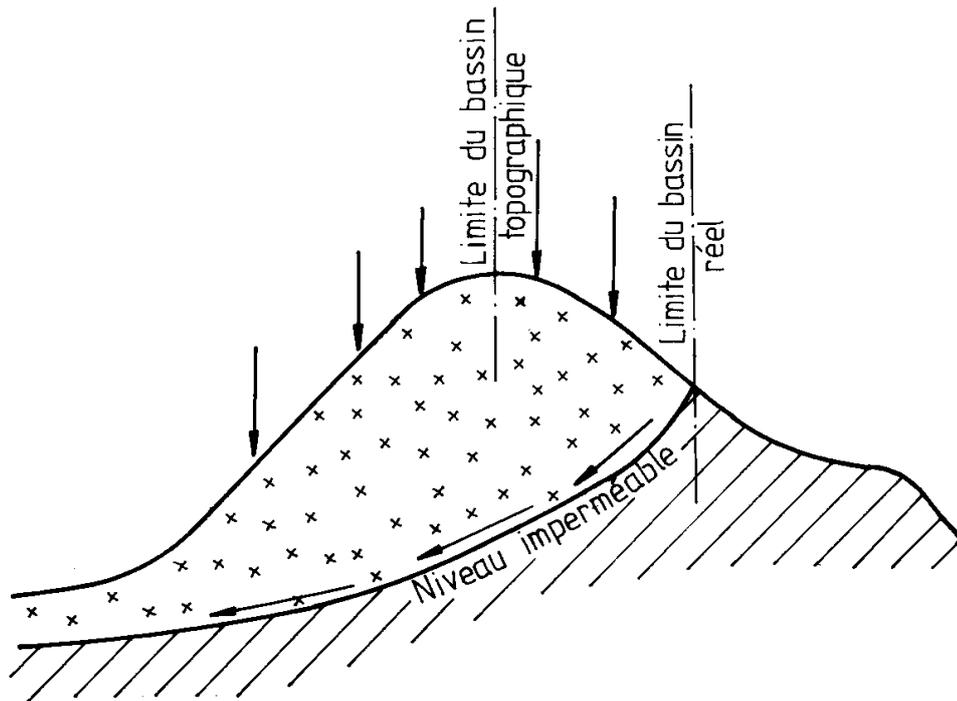


Figure 2.2: Distinction entre bassin versant réel et bassin versant topographique

Cette différence entre bassins réel et topographique est tout particulièrement importante en région karstique. Lorsque l'on s'intéresse au ruissellement, la délimitation du bassin versant doit aussi tenir compte des barrières artificielles (routes, chemins de fer, etc.). En effet, l'hydrologie du bassin versant, et notamment la surface drainée, peuvent être modifiées par la présence d'apports latéraux artificiels (réseaux d'eaux usées ou potables, drainages, routes, pompes ou dérivations artificielles modifiant le bilan hydrologique).

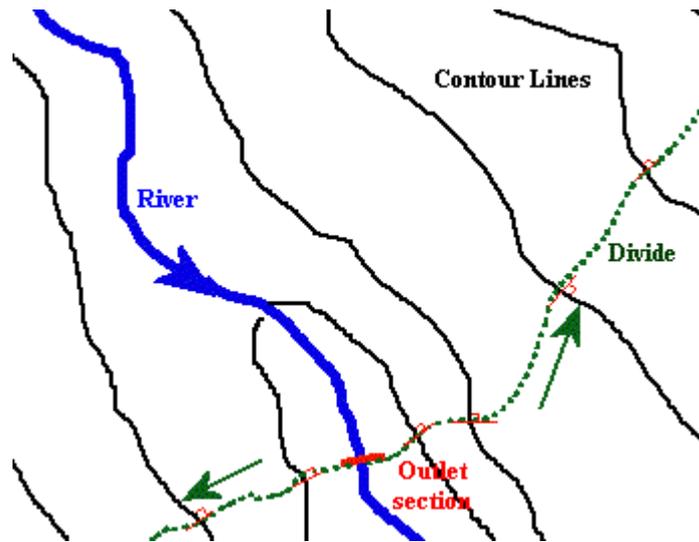


Figure 2.3 : Exemples de modifications de la délimitation du bassin versant suite à la mise en place d'un réservoir et la construction d'une route

Les caractéristiques du bassin versant sont :

1. Morphologiques : forme, relief, réseau de drainage.
2. Superficielles : nature du sol et couverture végétale.

II.2. Comportement hydrologique

L'analyse du comportement hydrologique d'un bassin versant (système hydrologique) s'effectue le plus souvent par le biais de l'étude de la réaction hydrologique du bassin face à une sollicitation (la précipitation). Cette réaction est mesurée par l'observation de la quantité d'eau qui s'écoule à l'exutoire du système.

II.2.1. Le temps de concentration

Le temps de concentration est un concept utilisé en hydrologie pour mesurer la réponse d'un bassin hydrographique à un événement de pluie. Il est défini comme le temps nécessaire à l'écoulement de l'eau depuis le point le plus éloigné d'un bassin hydrographique jusqu'à la sortie du bassin versant. Il est fonction de la topographie, de la géologie et de l'utilisation des terres dans le bassin versant.

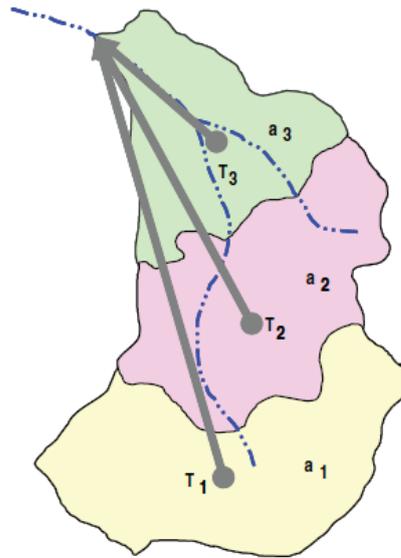


Figure 2.4 : schéma illustrant le concept du temps de concentration

II.2.2. Les courbes isochrones

Les courbes isochrones représentent les courbes d'égal temps de concentration des eaux sur le bassin versant. Ainsi, l'isochrone la plus éloignée de l'exutoire représente le temps mis pour que toute la surface du bassin versant contribue à l'écoulement à l'exutoire après une averse uniforme (Figure 2.5). Le tracé du réseau des isochrones permet donc de comprendre en partie le comportement hydrologique d'un bassin versant et l'importance relative de chacun de ses sous-bassins. Ces courbes permettent de déterminer, en faisant certaines hypothèses, l'hydrogramme de crue résultant d'une pluie tombée sur le bassin.

En conclusion Il s'agit donc d'analyser le débit d'eau dans le cours du temps à l'exutoire d'après des relevés spatio-temporels de la pluie.

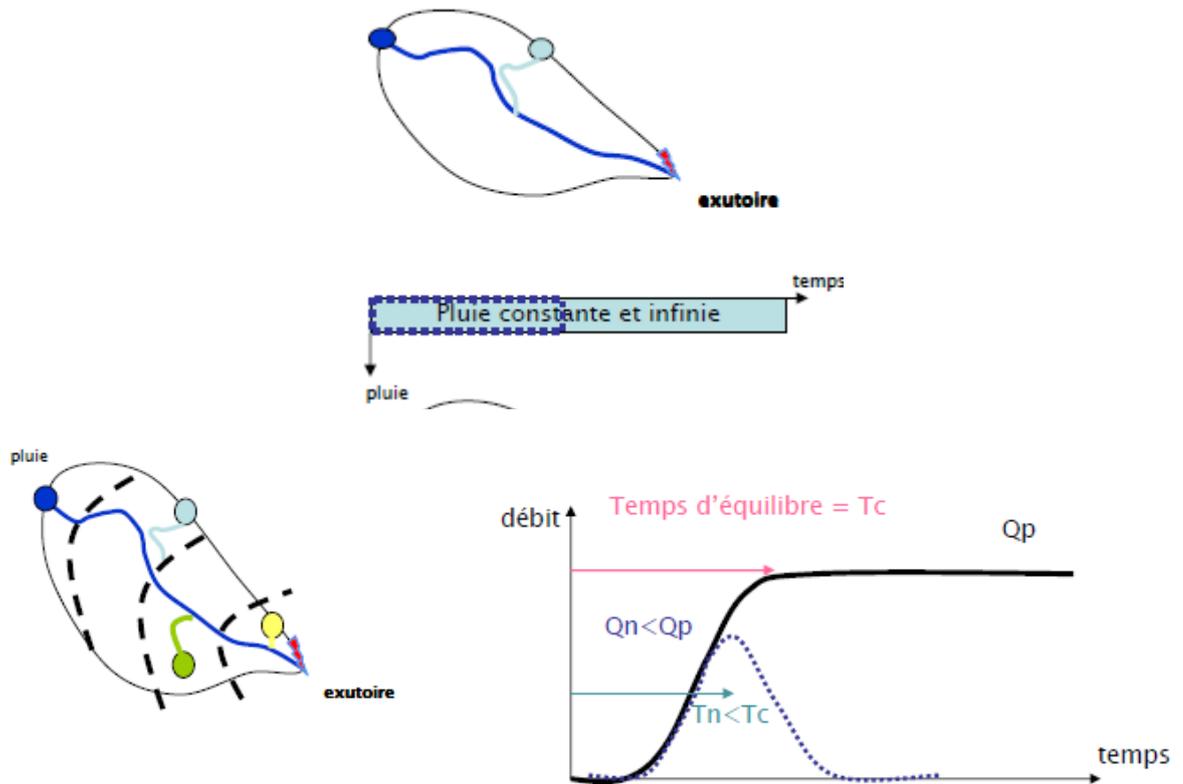


Figure 2.5: Représentation d'un bassin avec ses lignes isochrones et diagramme surface-temps de concentration du bassin par élément de surface. Principes d'analyse du comportement hydrologique du bassin versant et hydrogramme résultant.

Pour calculer ce débit au cours du temps, il suffit alors d'appliquer un champ de pluie, c'est-à-dire la quantité de pluie tombée à un instant t et à une position dans l'espace p , à la représentation du bassin versant sous forme de zones isochrones. On peut alors prévoir, à chaque pas de temps suivant, la quantité d'eau provenant de ce champ de pluie et arrivant à l'exutoire. Il faut pour cela calculer la pluie nette, c'est-à-dire la quantité de pluie qui va s'écouler à travers le réseau hydrographique, à partir de la pluie brute, c'est-à-dire la quantité d'eau spécifiée par le champ de pluie. Il suffit alors d'appliquer le champ de pluie dans le temps et dans l'espace, c'est-à-dire de prendre en compte la variabilité de l'intensité et de l'emplacement des nuages de pluies, et on obtient un débit théorique dans le temps que l'on peut comparer au débit réel. Le tracé du réseau des isochrones permet donc de comprendre en partie le comportement hydrologique d'un bassin versant et l'importance relative de chacun de ses sous bassins.

III.3. Les caractéristiques de forme

1. Indice de compacité,

2. Relief caractérisé par la courbe hypsométrique,
3. Rectangle,
4. Indice de pente.

III.3.1.indice de compacité

L'indice admis par les hydrologues pour caractériser la forme d'un bassin versant est l'indice de compacité de GRAVELIUS qui est le rapport du périmètre du bassin à celui d'un cercle de même surface.

Si A est la surface du bassin en km^2 et P son périmètre en km, le coefficient K_c est égal à:

$$Kg = \frac{P}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot A}} \approx 0.28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (2.1)$$

Avec :

KG est l'indice de compacité de Gravélius,

A: surface du bassin versant [km^2],

P : périmètre du bassin [km].

Cet indice se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface. Il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée.

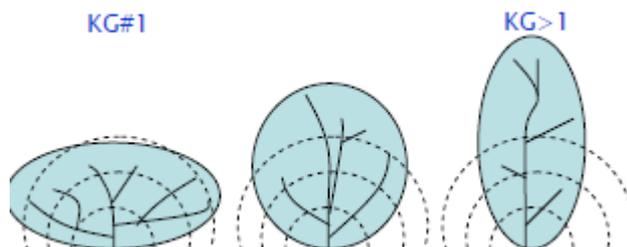


Figure 2.6: exemples d'indices de compacité

III.3.2.Le relief

Il caractérisé par la courbe hypsométrique. Cette courbe est obtenue en portant :

- En abscisses, l'altitude considérée ;

- En ordonnées, la surface partielle du bassin versant pour laquelle chaque point a une cote au moins égale à cette altitude.

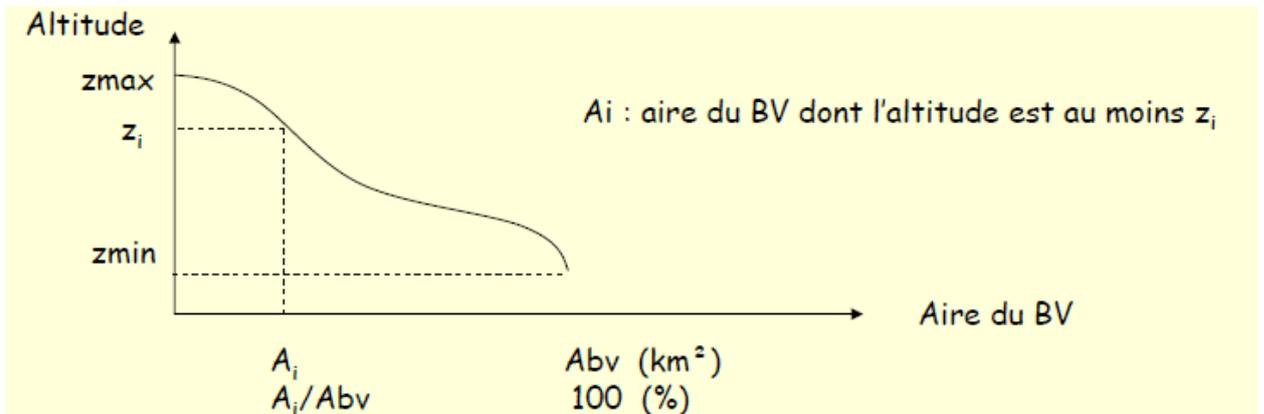


Figure 2.7 : Courbe hypsométrique du bassin versant

Exemple pour un bassin versant, le planimétrie des surfaces, comprises entre les différentes courbes de niveau, est donné dans le tableau 2.1 et dans lequel on calcule les surfaces cumulées et leurs pourcentages respectifs.

Tableau 2.1 : calcul des surfaces cumulées					
Elévation (m)	Bornes sup. (m)	Surfaces entre courbes		Surfaces cumulées	
		A _i (km ²)	%	A _i (km ²)	%
Inf à 592	592	0.0	0.00	0.0	0.0
592-800	800	139.2	31.85	139.2	31.85
800-1000	1000	239.8	54.87	379	86.72
1000-1200	1200	35	8.01	414	94.73
1200-1400	1400	17.2	3.94	431.2	98.67
1400-1600	1600	5.0	1.15	436.2	99.82
1600-1786	1786	0.8	0.18	437	100.00

Construire la courbe hypsométrique de ce bassin versant et à partir de cette courbe déterminer :

- L'altitude à 95% de la surface H₉₅;
- L'altitude à 5% de la surface H₅ ;
- L'altitude médiane de la surface H₅₀ ;
- L'altitude moyenne $H_{moy} = \sum (A_i \cdot h_i) / A$

Avec :

H_{moy} : altitude moyenne du bassin [m] ;

A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau [km²] ;

hi : altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m] ;

A : superficie totale du bassin versant [km²]

III.3.3. Le rectangle équivalent

La notion de rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius, introduite par Roche (1963), permet de comparer facilement des bassins versants entre eux, en ce qui concerne l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement.

Il s'agit d'une transformation purement géométrique dans laquelle :

1. Le contour du bassin devient un rectangle de même périmètre ;
2. Les courbes de niveau sont des droites parallèles à la largeur du rectangle ;
3. L'exutoire est un des petits cotés du rectangle.

Si L et l représentent respectivement la longueur et la largeur du rectangle équivalent, alors :

Le périmètre du rectangle équivalent vaut : $P = 2 * (L+l)$; la surface : $A = L * l$; le coefficient de compacité : $K_G = 0.28 * P / A$

En combinant ces trois relations, on obtient :

$$L = \frac{K_G \cdot \sqrt{A}}{1.12} \cdot \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right) \text{ si } K_G \geq 1,12 \quad (2.2)$$

III.3.4. Les indices de pente :

III.3.4. 1. La pente moyenne du bassin versant

La pente moyenne est une caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin. Elle est considérée comme une variable indépendante. Elle donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct - donc sur le temps de concentration t_c - et influence directement le débit de pointe lors d'une averse.

Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente moyenne d'un bassin. Toutes se basent sur une lecture d'une carte topographique réelle ou approximative. La méthode proposée par Carlier et Leclerc (1964) consiste à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données. Une valeur approchée de la pente moyenne est alors donnée par la relation suivante :

$$i_m = \frac{D \cdot L}{A} \quad (2.3)$$

Où :

i_m : pente moyenne [m/km ou 0/00],

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

D : équidistance entre deux courbes de niveau [m],

A : surface du bassin versant [km²].

Cette méthode de calcul donne de bons résultats dans le cas d'un relief modéré et pour des courbes de niveau simples et uniformément espacées. Dans les autres cas, il convient de styliser les courbes de niveau pour que leur longueur totale ait un sens réel vis-à-vis de la pente.

III.3.4. 2.L'indice de pente i_p

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

$$i_p = \frac{1}{L} \cdot \sum_{i=1}^n \left(x_i \cdot \sqrt{\frac{d}{x_i}} \right) \quad (2.4)$$

où :

i_p : indice de pente [%],

L: longueur du rectangle [m],

x_i : distance qui sépare deux courbes sur la rectangle [m] (la largeur du rectangle étant constante, cette distance est égale au facteur de pondération),

d: distance entre 2 courbes de niveau successives (peut être variable) [m],

d/ x_i : pente moyenne d'un élément [%].

III.3.4. 3.le coefficient de ruissellement :

Est défini par le rapport entre la quantité d'eau ruisselée à la surface du sol et celles des précipitations.

$$Cr = Es/P \quad (2.5)$$

Ce coefficient est influencé par la couverture du sol. Il est très souvent utilisé en hydrologie de surface.

IV.4. Les caractéristiques du 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.

1. 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.
2. Le climat : le réseau hydrographique est dense dans les régions montagneuses très humides et tend à disparaître dans les régions désertiques.
3. 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.
4. 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.

IV.4.1. Profil en long et profil en travers du cours d'eau :

Le profil en long est représenté par une coupe longitudinale du cours d'eau suivant l'axe de l'écoulement. Sur un diagramme réduit à une échelle convenable on reporte les points (x_i, h_i) avec x_i la distance d'un point i à l'exutoire et h_i l'altitude du fond du lit au point i . les pentes de

l'écoulement ainsi que la pente moyenne du cours d'eau principal sont déterminées à partir de son profil en long.

Dans la représentation du profil en long, des ruptures de pentes peuvent être mises en relief. Ce sont des accidents topographiques. Leur connaissance est particulièrement importante pour l'établissement des aménagements hydrauliques.

Le profil en travers représente un levé de la section transversale de l'écoulement en un point donné du cours d'eau. Les profils en travers des rivières permettent de mettre en relief l'existence d'un lit mineur d'écoulement et d'un lit majeur correspondant au champ d'inondation.

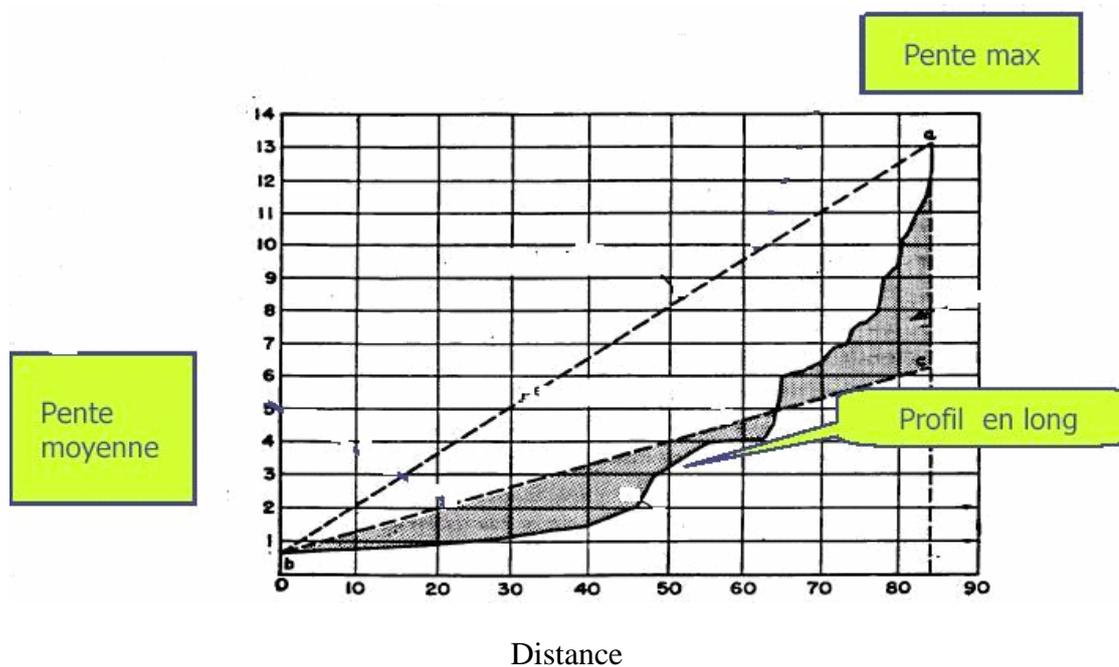


Figure 2.8 : Exemple de profil en long d'un cours d'eau

V.5. Les facteurs physiographiques d'un bassin versant

V.5.1. Densité de drainage :

La densité de drainage est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant :

$$Dd = \sum Li / A \quad (2.6)$$

Dd : densité de drainage [km/km^2] ;

Li : longueur totale de tous les cours d'eau d'ordre i [km] ;

A : surface du bassin versant [km^2].

En pratique, les valeurs de densité de drainage varient de 3 à 4 pour des régions où l'écoulement n'a atteint qu'un développement très limité et se trouve centralisé ; elles dépassent 1000 pour certaines zones où l'écoulement est très ramifié avec peu d'infiltration.

V.5.2. La densité hydrographique

La densité hydrographique représente le nombre de canaux d'écoulement par unité de surface.

$$F = \sum N_i/A \quad (2.7)$$

F : densité hydrographique [km^{-2}] ;

N_i : nombre de cours d'eau ;

A : superficie du bassin [km^2].

V.5.3. Le rapport de confluence

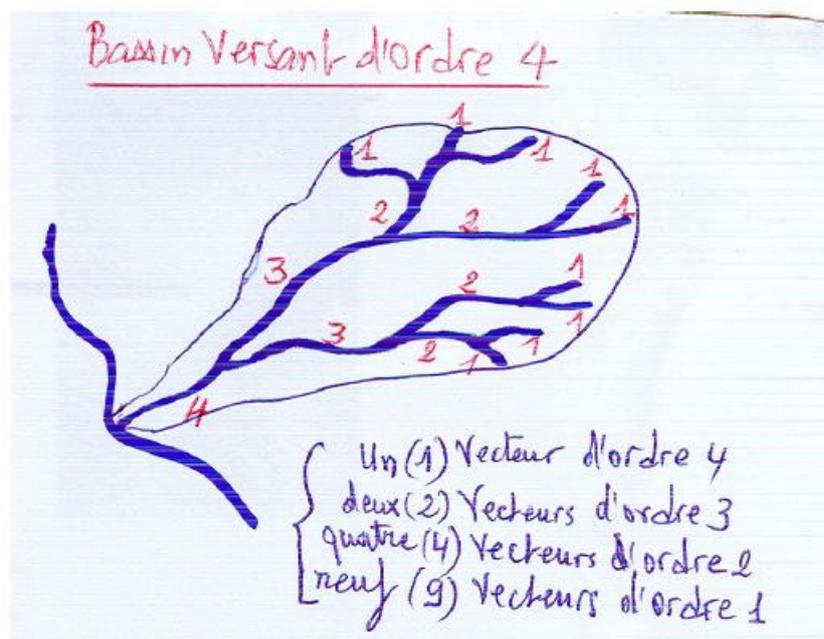
Le rapport de confluence est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. C'est un élément important à considérer pour établir des corrélations d'une région à une autre.

$$R_c = (1/n) * \sum N_i/N_{i+1} \quad (2.8)$$

N_i : le nombre de tronçons de cours d'eau d'ordre i

n : l'ordre total.

Le rapport de confluence est plus élevé pour un bassin de forme plus allongée.



Coefficient de torrentialité C_t :

$$C_t = D_d * F_i \quad (2.9)$$

Exercice d'application :

Les caractéristiques du bassin versant du barrage de hammam wilaya de Guelma, sont :

Surface = 1054 km², périmètre = 142 km , H min = 29, 5 m, H max = 1282 m.

1. Déterminer le coefficient de compacité K_c
2. Déterminer les dimensions du rectangle équivalent.

L'étude hypsométrique menée en planimétrant les surfaces des classes d'altitudes a donnée les résultats suivants :

Classes	S(km ²)
1282 m – 1000 m	49.2
1000 m – 800 m	459.65
800 m – 600 m	448.69
600 m – 400 m	72.62
400 m – 295 m	23.84

3. Tracer la courbe hypsométrique,
4. Calculer l'altitude moyenne du bassin,
5. Calculer I_g .

Sol. Abrégée :

$K_c = 1.225$, $L = 49.85$ km, $l = 21.16$ km, $H_{5\%} = 480$ m , $H_{95\%} = 1000$ m, $H_{moy} = 790$ m.

$I_g = 10.43$ m / km

Chapitre III : l'évaporation et l'infiltration

III.1 Définition de l'évaporation:

L'évaporation se définit comme étant le passage de la phase liquide à la phase vapeur, il s'agit de l'évaporation physique. Les plans d'eau et la couverture végétale sont les principales sources de vapeur d'eau. On parle de sublimation lors du passage direct de l'eau sous forme solide (glace) en vapeur. Le principal facteur régissant l'évaporation est la radiation solaire.

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

On distingue :

- l'évapotranspiration réelle (ETR) : somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique.
- l'évapotranspiration de référence (ET₀) (anciennement évapotranspiration potentielle) : quantité maximale d'eau susceptible d'être perdue en phase vapeur, sous un climat donné, par un couvert végétal continu spécifié (gazon) bien alimenté en eau et pour un végétal sain en pleine croissance. Elle comprend donc l'évaporation de l'eau du sol et la transpiration du couvert végétal pendant le temps considéré pour un terrain donné.

L'évaporation est une des composantes fondamentales du cycle hydrologique et son étude est essentielle pour connaître le potentiel hydrique d'une région ou d'un bassin versant. En général, des analyses spécifiques d'évaporation devront être faites pour des études de bilan et de gestion de l'eau par les plantes.

III.2. Mesure de l'évaporation

Il existe plusieurs méthodes pour mesurer l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre. Ces méthodes peuvent être divisées en trois grandes catégories:

- mesures directes de l'évaporation en certains sites de mesures. L'extrapolation de ces mesures ponctuelles à une région se fait, en général, par des coefficients d'ajustements.

- méthodes empiriques qui sont le résultat d'un traitement statistique des observations disponibles concernant certains éléments physiques ou atmosphériques facilement mesurables, qui expliquent l'évaporation. Des analyses de corrélation conduisent à développer des relations mathématiques entre ces éléments et l'intensité et la variabilité de l'évaporation.
- méthodes analytiques qui font appel au bilan énergétique.

III.2.1.méthodes directes

III.2.1.1.Les évaporimètres

Les évaporimètres simulent l'évaporation naturelle en évaporant de l'eau distillée à travers une surface poreuse. Le plus simple de ces appareils est l'évaporimètre de Piche. Il est constitué d'un tube d'où l'eau s'évapore à travers la surface de papier filtre. La baisse du niveau de l'eau est directement lisible sur le tube calibré et le taux d'évaporation est alors calculé par unité de surface de papier filtre.

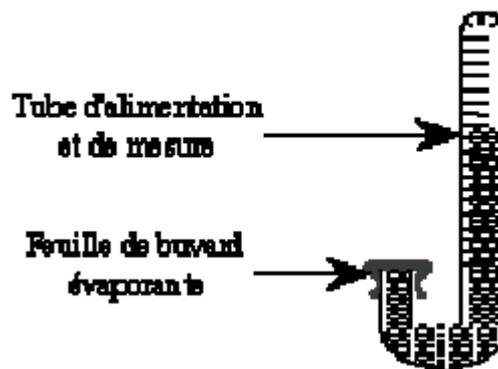


Figure 3.1 : Evaporimètre de Piche(Tiré de Laborde ; 2009)

III.2.1.2.Les balances d'évaporation

Les balances d'évaporation mesurent l'évaporation en continu par diminution du poids de l'eau placée dans un plateau sous abri. Elles ne sont pas très représentatives de l'évaporation naturelle en raison de leur faible surface libre. De plus, le faible volume de l'eau favorise le rôle thermique des parois.

III.2.1.3.Les bacs d'évaporation

Il existe différents types de bacs d'évaporation . Ce sont des bassins de 1 à 5 mètres de diamètre et de 10 à 70 cm de profondeur, posés sur ou dans le sol (bacs enterrés) ou encore

dans l'eau (bacs flottants). Dans tous les cas, on doit maintenir le niveau de l'eau à faible distance au-dessous du bord du bac. Les variations du niveau d'eau du bac, mesurées à des intervalles fixes, sont le reflet de l'intensité de l'évaporation.



Figure 3.2 : Bac d'évaporation.

Le bac Colorado (fig. 3.3). Il se présente sous la forme d'un parallélépipède, dont la section droite est un carré de 0.914 m de coté; sa profondeur est de 0.462 m; il est enterré dans le sol de manière que ses arêtes supérieures soient à 0.10 m au dessus de la surface de celui-ci. Le plan d'eau dans le bac est maintenu à peu près au niveau du sol.

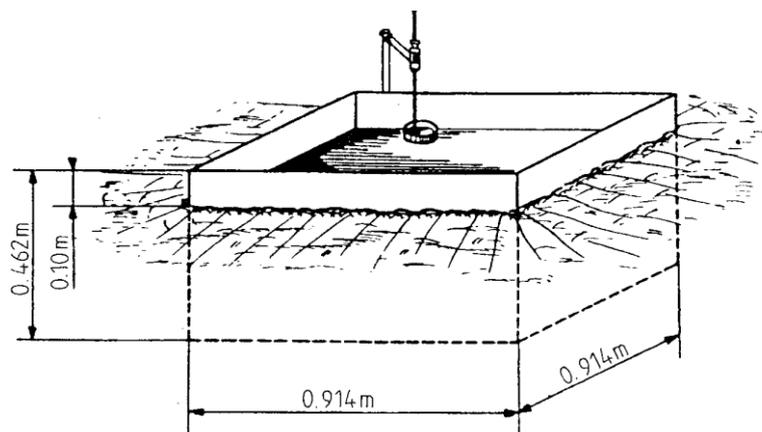


Figure 3.3 : Bac enterré type Colorado (États-Unis) (d'après REMENIERAS – 1972).

- Le bac ORSTOM est inspiré du bac Colorado. Enterré et parallélépipédique comme lui, il a une superficie de 1 m^2 , dépasse de 10 cm au dessus du sol; et contient 500 litres d'eau. Ces bacs demandent un entretien: il faut éviter que des algues se

développent à l'intérieur ; il faut entretenir le couvert végétal autour du bac pour qu'il ne dépasse pas le bord supérieur du bac.

- Les bacs flottants. Ils sont utilisés quand on veut étudier l'évaporation de grandes surfaces d'eau (lacs, rivières...). Leur installation peut être délicate (problèmes d'amarrage et de stabilité sur un plan d'eau de niveau variable). Les mesures peuvent être faussées les jours de grands vents par l'eau introduite dans le bac par les vagues, ou déversée sous l'action des mouvements de roulis.

Tous les bacs d'évaporation doivent être relevés quotidiennement. Ils sont munis d'une pointe métallique tournée vers le haut et fixée au bac pour repérer le niveau donné.

Les relevés sont effectués en mesurant la quantité d'eau ajoutée chaque jour pour avoir un niveau constant. Pour les bacs ORSTOM chaque litre ajouté correspond à chaque millimètre évaporé.

III.2.2.Méthodes empiriques

La plupart des méthodes empiriques reposent sur les relations existant entre l'intensité de l'évaporation à un endroit donné et les facteurs atmosphériques responsables du phénomène.

La grande majorité de ces relations empiriques sont établies à partir de l'équation de DALTON:

$$E = C (P_w - P_a) \quad (3.1)$$

où:

E : taux d'évaporation (mm/j);

P_w : pression moyenne de vapeur d'eau à la température de l'eau en surface (K^{P_a});

P_a : pression moyenne de l'air sur la surface liquide (K^{P_a});

C : coefficient de proportionnalité.

L'équation originale de DALTON prenait en considération l'effet du vent, elle se formulait ainsi:

$$E = (P_w - P_a). (a + b w) \quad (3.2)$$

où w est la vitesse du vent en km/h.

Avec des mesures directes sur bacs classe A, HORTON (1917) développait l'équation suivante:

$$E = 3 (Y P_w - P_a) \quad (3.3)$$

où Y est un coefficient qui dépend de la vitesse du vent: $Y = 2.0 \cdot e^{-0.124 \cdot w}$.

Pour pouvoir utiliser la formule de HORTON pour des grandes surfaces d'eau, la valeur de E doit être multipliée par un coefficient F , qui dans des conditions atmosphériques moyennes peut être pris égal à 0.9. On se rapportera à la littérature spécialisée pour le calcul de F en toutes conditions. L'équation de HORTON devient alors:

$$E = 2.4 (Y P_w - P_a) \quad (3.4)$$

Avec E en $\text{cm} \cdot \text{j}^{-1}$.

Une autre formule assez simple est donnée par MEYER:

$$E = C(P_w - P_a) \cdot (1 + 0.062 \cdot w) \quad (3.5)$$

où:

E : évaporation en mm/mois;

C : coefficient qui varie entre 110 pour les lacs peu profonds et 80 pour les nappes d'eau de grande profondeur.

Formule de PENMAN. Traduite en unités métriques, la formule de PENMAN donnant l'évaporation d'une nappe d'eau libre de faible épaisseur peut s'écrire:

$$E = 0.22 \cdot 10^{-3} (q_s - q) \cdot (0.93 + u_2) \quad (3.6)$$

où:

E : évaporation en kg par m^2 et par jour;

q_s : concentration massique ou taux d'humidité (sans dimension) en vapeur d'eau dans l'air, lorsque celui-ci est saturé à la température de l'eau;

q : concentration massique en vapeur d'eau dans l'air mesurée au dessus de la surface évaporante;

u_2 : vitesse du vent (en m/s) mesurée à 2 m au dessus de la surface évaporante.

III.2.3.Méthodes analytiques

Méthode du bilan hydrique. L'équation du bilan hydrique d'un réservoir, pendant un intervalle de temps DT est donnée par l'expression:

$$P - (R + I + E + ET) = DS \quad (3.7)$$

avec:

P : précipitation;

R : écoulement;

I : infiltration;

E : évaporation;

ET : évapotranspiration;

DS : variation du stock dans l'intervalle de temps DT.

L'évaporation s'exprime ainsi en fonction des autres termes:

$$E = P - (R + I + ET) - DS. \quad (3.8)$$

III.3. Mesure de l'évapotranspiration

Les méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration peuvent être divisées en 3 groupes:

- mesures directes *in situ*;
- analytiques, basées sur le bilan hydrique ou sur le bilan énergétique;
- empiriques, basées sur l'analyse statistique des observations

Cependant, la mesure de l'évapotranspiration réelle (Etr) peut être effectuée de façon ponctuelle et directe en se basant par exemple, sur les pertes en eau d'une case lysimétrique portant de la végétation.

L'évapotranspiration de référence ET0 est calculée directement à partir de mesures liées au pouvoir évaporant de l'air (température, humidité, pression, etc.).

III.3. 1. Le lysimètre

Le lysimètre est une cuve étanche enterrée, à parois verticales, ouverte en surface et remplie par une portion de terrain d'une épaisseur de 0,5 à 2 mètres. La végétation et les conditions à chaque niveau, surtout la teneur en eau, sont maintenues sensiblement identiques à celles du terrain en place. Les variations de stock d'eau peuvent alors être mesurées avec précision.

Le lysimètre est pourvu à sa base d'un dispositif recueillant l'eau de drainage. On peut déduire l'évaporation à la surface du terrain de ces variations de stock par pesée, ou encore des mesures de l'eau du sol et de drainage et des données de précipitations indiquées par un pluviomètre à proximité. L'aire horizontale de la portion de terrain isolé doit être suffisamment grande pour obtenir une bonne précision de la hauteur d'eau évaporée, en théorie à 0,01 mm près.

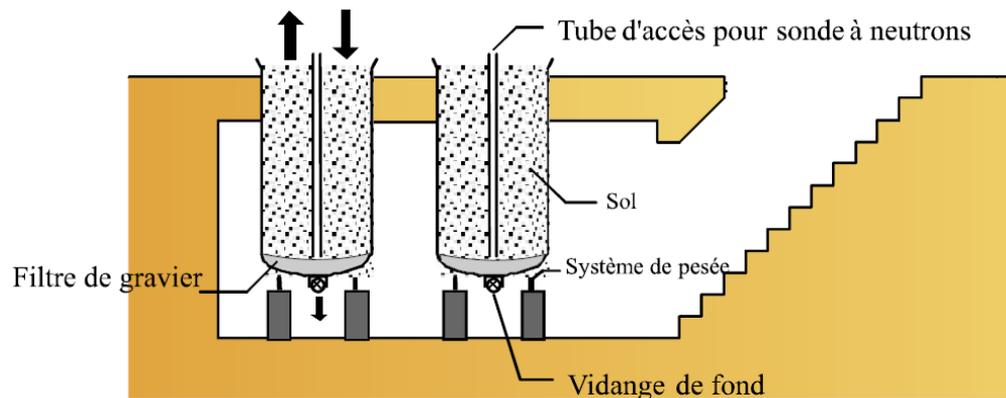


Figure 3.4: Schéma d'une cuve lysimétrique
(Tiré de Musy et Soutter, 1991).

III.4. formulation du processus physique d'évapotranspiration

La notion d'évapotranspiration regroupe les deux processus précités, à savoir l'évaporation directe de l'eau du sol et la transpiration par les plantes. Sur un sol présentant une couverture végétale, même partielle, les échanges par transpiration sont quantitativement plus importants que les échanges par évaporation directe.

III.4. 1. Les processus physiques de la transpiration des végétaux

La transpiration peut se définir comme l'émission ou l'exhalation de vapeur d'eau par les plantes vivantes. La plante prélève l'eau du sol par l'intermédiaire de ses racines munies de cellules épidermiques. Le développement du système racinaire est lié à la quantité d'eau disponible dans le sol ; les racines peuvent atteindre des profondeurs très variables, d'une dizaine de centimètres à plusieurs mètres. L'absorption de l'eau est réalisée par osmose ou par imbibition. L'eau circule à l'intérieur des canaux du système vasculaire de la plante pour atteindre les feuilles. Le siège de l'évaporation se situe alors essentiellement au niveau des

parois internes des stomates. Une certaine évaporation peut se produire directement au travers de la cuticule des feuilles (figure 3.4).

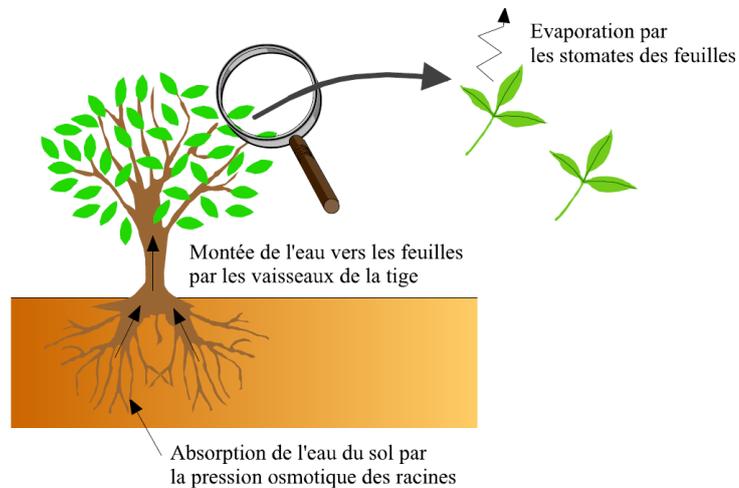


Figure 3.5: Représentation schématique du chemin de l'eau à travers la plante.

III.4.2. Evaluation de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration d'un sol couvert par de la végétation est difficile à estimer. Pour faciliter la tâche et dans un souci d'homogénéisation des modèles, les chercheurs sont arrivés à déterminer les besoins en eau des cultures, équivalent à l'ETM, par la correction de l'évapotranspiration potentielle (ET₀) d'une culture de référence, qui est normalement le gazon, par un coefficient appelé "coefficient cultural" (k_c) en utilisant la formule suivante (Figure 5) :

$$ETM(\text{culture}) = k_c ET_0 . \quad (3.9)$$

L'échelle de temps sur laquelle les besoins sont calculés peut être l'heure, la journée, la décade, le mois ou la phase de croissance, selon l'objectif poursuivi et la disponibilité de données. La valeur du coefficient k_c est largement affectée par la nature de la culture, sa hauteur, sa durée de cycle, et son taux de croissance, mais aussi par la fréquence des pluies ou de l'irrigation au début du cycle de la culture. k_c est toujours établi expérimentalement au début, pour une région et une culture données, puis ensuite confiné dans des tables pour une utilisation ultérieure dans la même région ou dans une région similaire. Les valeurs du coefficient k_c sont théoriquement comprises entre 0 et 1, selon le stade de la culture.

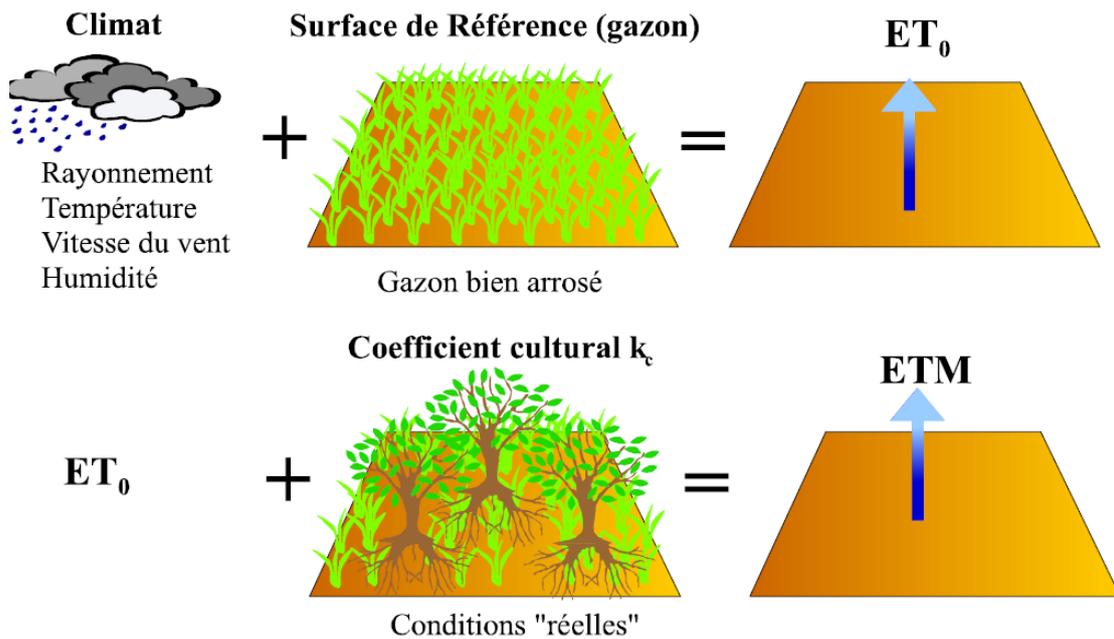


Figure 3.6 : Besoin en eau des cultures (ETM) et évapotranspiration de référence (ET₀).
(d'après FAO, 1998 et modifié)

La détermination de l'ET₀ peut être faite : soit directement à l'aide des lysimètres; soit indirectement à l'aide de formules empiriques et théoriques (ou à bases physiques) qui combinent des variables climatiques.

III.4.3.Méthodes empiriques

III.4.3.1.Formule de THORNTHWAITE. Cette formule, déjà ancienne (1944), est basée sur de nombreuses expériences effectuées sur des cases lysimétriques. L'évaporation potentielle est donnée par la formule:

$$(ETP) = C t^a, \quad (3.10)$$

où:

ETP est l'évapotranspiration mensuelle en centimètres pour un mois fictif de 30 jours et une durée théorique d'ensoleillement de 12 h sur 24;

t : la température moyenne en °C pour le mois considéré;

C et *a* sont des fonctions de l'indice thermique annuel.

a est calculé à partir d'un indice thermique mensuel donné par la formule:

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1.514} \quad (3.11)$$

Si l'on appelle I l'indice annuel égal à la somme des 12 indices mensuels et en adoptant certaines simplifications, la valeur de a est donnée par l'expression:

$$a = \frac{1.6}{100} I + 0.5 \quad (3.12)$$

Le terme C varie en sens inverse de I et en définitive l'équation peut s'écrire:

$$(ETP) = 1.6 \left(10 \frac{t}{I}\right)^a \cdot K \quad (3.13)$$

K : coefficient d'ajustement mensuel.

III.4.3.2. Formule de BLANEY et CRIDDLE.

Cette formule peut s'écrire: $ETP = kc$ et montre que pour ces deux auteurs, l'ETP est le produit de 2 facteurs:

un paramètre climatique composé c, fonction essentiellement de la température de l'air et de la durée du jour, et accessoirement de l'humidité relative;

et un paramètre k caractérisant le type de culture ou de couverture végétale.

Deux valeurs de k sont proposées, l'une k_s s'applique à la période de croissance des plantes (période sans gelées), l'autre k_w au reste de l'année.

L'équation devient alors:

$$ETP = k_w \sum C_w + k_s \sum C_s \quad (3.14)$$

III.4.3.3. Formule de TURC.

La formule de TURC est la suivante:

$$ETP = 0.40 (I_g + 50) \frac{t}{t+15}, \quad (3.15)$$

avec:

ETP : en mm d'eau/mois;

Ig : radiation solaire globale dans le mois en $\text{cal}/\text{cm}^2/\text{jour}$;

T : température moyenne du mois en $^{\circ}\text{C}$ (sous abri).

IV.1 Définition de l'infiltration:

L'infiltration désigne le mouvement de l'eau pénétrant dans les couches superficielles du sol et l'écoulement de cette eau dans le sol et le sous-sol, sous l'action de la gravité et des effets de pression. La percolation représente plutôt l'infiltration profonde dans le sol, en direction de la nappe phréatique. Le taux d'infiltration est donné par la tranche ou le volume d'eau qui s'infiltré par unité de temps (mm/h ou m^3/s). La capacité d'infiltration est la tranche d'eau maximale qui peut s'infiltrer par unité de temps dans le sol et dans des conditions données. L'infiltration est nécessaire pour renouveler le stock d'eau du sol, alimenter les eaux souterraines et reconstituer les réserves aquifères. De plus, en absorbant une partie des eaux de précipitation, l'infiltration peut réduire les débits de ruissellement.

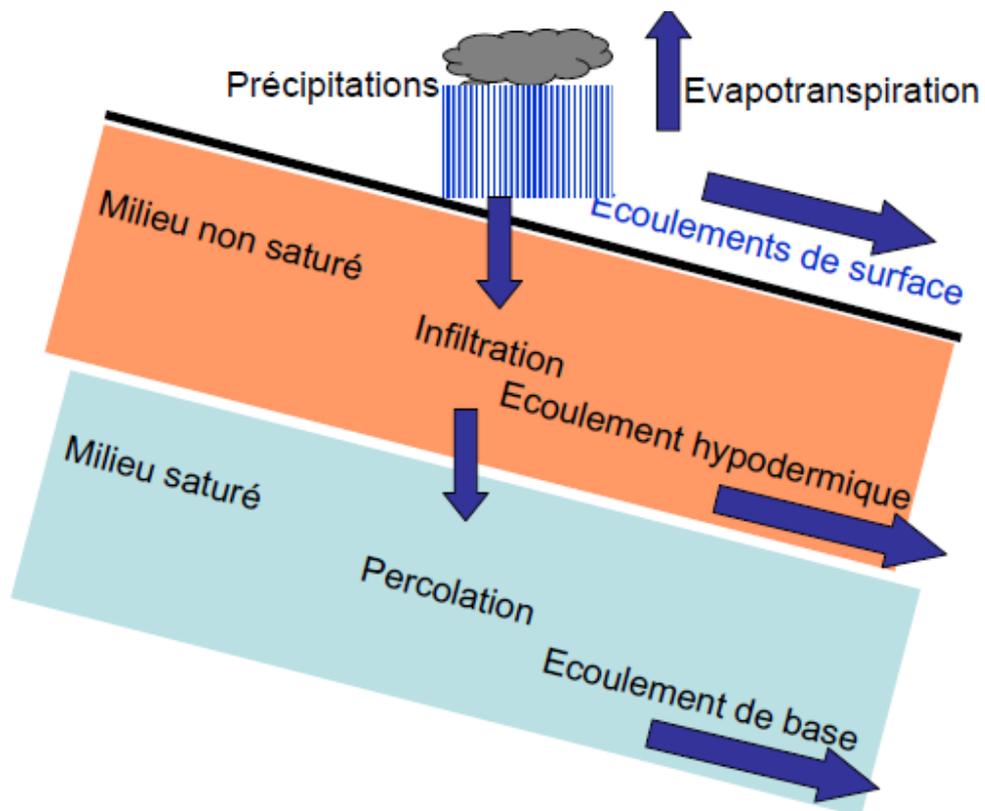


Figure 3.7 : coupe verticale d'un bassin versant

L'infiltration influence de nombreux aspects de l'hydrologie, du génie rural ou de l'hydrogéologie. Afin d'appréhender le processus d'infiltration, on peut définir :

- Le **régime d'infiltration $i(t)$** , nommé aussi taux d'infiltration, qui désigne le flux d'eau pénétrant dans le sol en surface. Il est généralement exprimé en mm/h. Le régime d'infiltration dépend avant tout du régime d'alimentation (irrigation, pluie), de l'état d'humidité et des propriétés du sol.
- L'**infiltration cumulative, notée $I(t)$** , est le volume total d'eau infiltrée pendant une période donnée. Elle est égale à l'intégrale dans le temps du régime d'infiltration (figure 5).

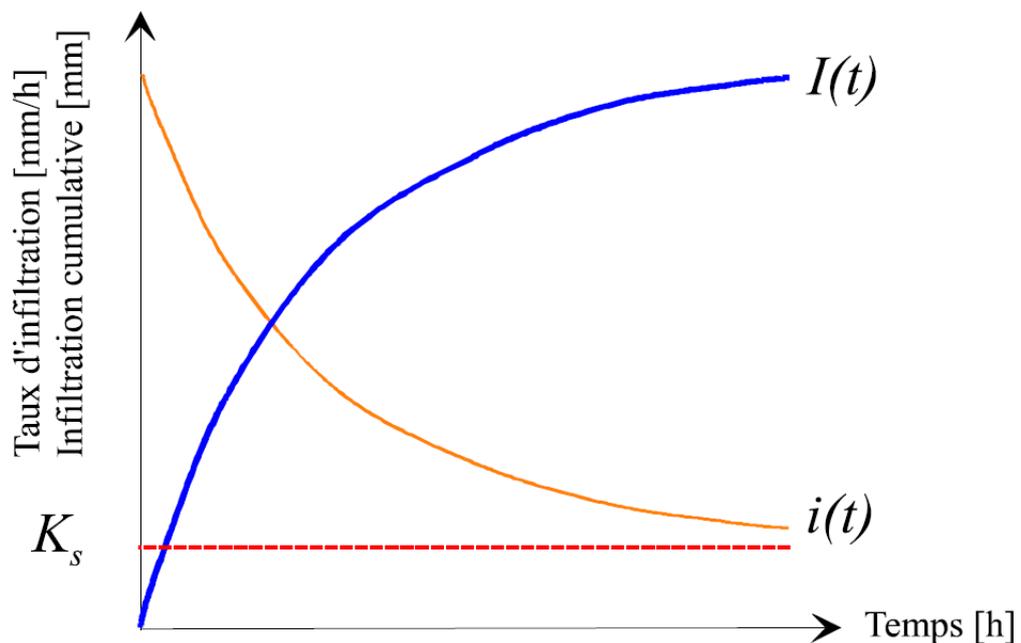


Figure 3.8 : Régime d'infiltration en fonction du temps pour différents types de sol (d'après Musy, Soutter, 1991).

Avec :

$I(t)$: infiltration cumulative au temps t [mm],

$i(t)$: régime ou taux d'infiltration au temps t [mm/h].

IV.2.La capacité d'infiltration

Chaque type de sol a une capacité d'infiltration f différente. Un sol graveleux ou sableux absorbe toute la précipitation et ne permet pratiquement pas d'écoulement superficiel avant sa saturation, même au cours d'une très forte averse.

Au contraire un sol argileux résiste à l'infiltration et sa surface reste recouverte d'eau, même sous une faible pluie.

On distingue la capacité d'infiltration réelle de la capacité d'infiltration potentielle, celle-ci étant définie comme étant infiltration sans limitation d'apport d'eau à la surface.

Si l'on compare l'intensité de la pluie et la capacité d'infiltration d'un sol, il existe deux possibilités :

- Tant que l'intensité de la pluie est inférieure à la capacité d'infiltration, l'eau s'infiltré aussi vite qu'elle est fournie. Le régime d'infiltration est dans ce cas déterminé par le régime d'alimentation. C'est le cas au début du processus. Le temps nécessaire pour égaler la capacité d'infiltration est variable. Il dépend principalement des conditions antécédentes d'humidité du sol et de l'averse. Le temps requis est d'autant plus long que le sol est sec et que le régime d'alimentation est voisin de la conductivité hydraulique à saturation K_s .
- Lorsque l'intensité des précipitations est supérieure à la capacité d'infiltration du sol, l'excédent d'eau s'accumule en surface ou dans les dépressions formant des flaques, ou bien encore s'écoule en suivant les dénivelés topographiques. Dans ce cas, on a atteint le temps de submersion et l'on parle d'infiltration à capacité (le régime d'infiltration est limité par la capacité d'infiltration du sol). Comme la détermination du seuil de submersion définit le début de l'écoulement superficiel (principe de Horton), on peut alors déduire la lame ruisselée provoquée par une averse (volume du ruissellement divisé par la surface du bassin versant). Celle-ci correspond à la pluie nette (Figure 3.9).

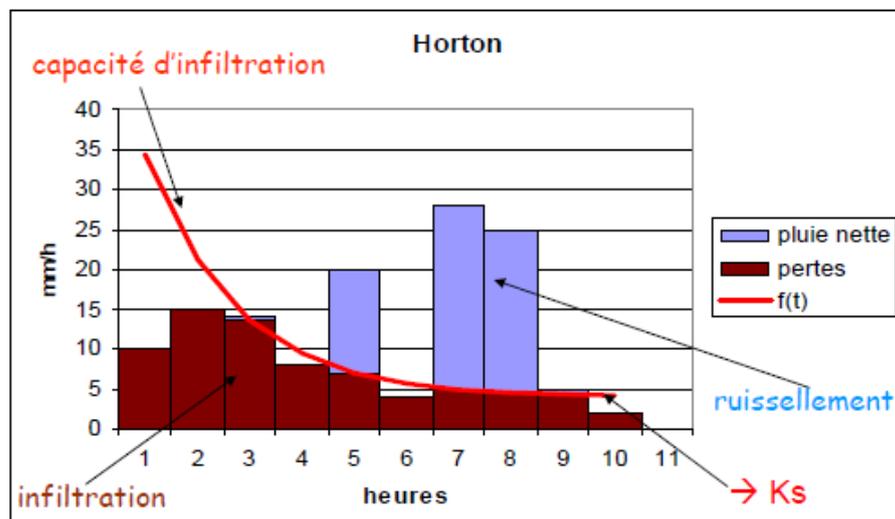


Figure 3.9 : Régime d'infiltration et capacité d'infiltration d'un sol (Tiré de Carsel et Parrish, 1998).

Les relations empiriques expriment une décroissance de l'infiltration en fonction du temps à partir d'une valeur initiale (soit exponentiellement, soit comme une fonction quadratique du temps) qui tend vers une valeur limite, en général K_s mais pouvant être proche de zéro. Citons à titre d'exemple deux formules empiriques :

La formule de Horton - La capacité d'infiltration s'exprime comme suit :

$$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) \cdot e^{-rt} \quad (3.16)$$

Avec :

$i(t)$: capacité d'infiltration au temps t [mm/h],
 i_0 : capacité d'infiltration respectivement initiale dépendant surtout du type de sol [mm/h],
 i_f : capacité d'infiltration finale [mm/h],
 t : temps écoulé depuis le début de l'averse [h],
 r : constante empirique, fonction de la nature du sol [min⁻¹].

L'utilisation de ce type d'équation, quoique répandue, reste limitée, car la détermination des paramètres, i_0 , i_f , et g présente certaines difficultés pratiques.

La formule de l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux de l'EPFL - La relation est légèrement différente de celle de Horton (seulement deux paramètres). Elle est du type :

$$i(t) = i_f + a \cdot e^{-bt} \quad (3.17)$$

Avec :

$i(t)$: capacité d'infiltration au temps t [mm/h],
 i_f : capacité d'infiltration finale [mm/h],
 a et b : coefficients d'ajustement.

Cette relation a l'avantage de permettre la recherche de relations fonctionnelles, d'une part entre la capacité limite (ou finale) d'infiltration et la texture du sol, d'autre part entre le paramètre a et l'humidité volumique. On lève ainsi l'indétermination sur certains paramètres par l'intervention de caractéristiques objectives.

D'autres formules peuvent être utilisées pour déterminer le régime d'infiltration de l'eau du sol (cf. tableau 3.1). Elles font tout appel à des coefficients empiriques à évaluer en fonction du type de sol rencontré.

IV.3. Modèles à base physique

Ces modèles décrivent d'une manière simplifiée le mouvement de l'eau dans le sol, en particulier au niveau du front d'humidification et en fonction de certains paramètres physiques. Parmi les modèles présentés dans le tableau 5.1, les deux modèles suivants sont les plus connus :

- Le modèle de Philip - Philip a proposé une méthode de résolution de l'équation de l'infiltration verticale pour certaines conditions initiales et limites (tableau 3.1). Ce modèle introduit la notion de sorptivité qui représente la capacité d'un sol à absorber l'eau lorsque l'écoulement se produit uniquement sous l'action du gradient de pression. La sorptivité est définie par la lame infiltrée I en écoulement horizontal. Elle dépend des conditions initiales et des conditions aux limites du système. Elle est fonction des teneurs en eau initiale du sol θ_i et imposée en surface θ_0 .
- Le modèle **de Green et Ampt** - Un autre modèle tout aussi connu que le précédent est celui de Green et Ampt (tableau 3.1). Ce modèle repose sur des hypothèses simplificatrices qui impliquent une schématisation du processus d'infiltration (Figure 3.10).

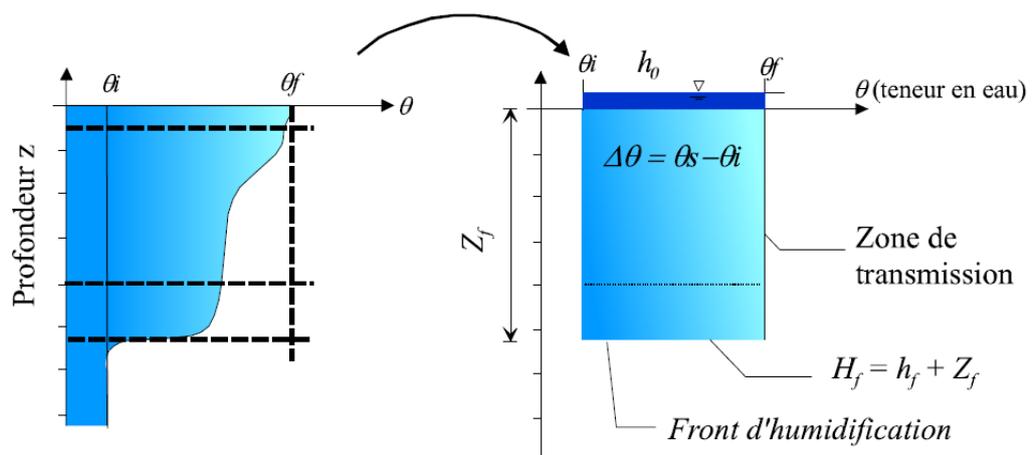


Figure 3.10 : Schématisation du processus de l'infiltration selon Green et Ampt (Tiré de Musy et Soutter, 1991).

Il est basé sur la loi de Darcy et inclut les paramètres hydrodynamiques du sol tels que les charges hydrauliques totales, au niveau du front d'humidification (H_f est la somme de la hauteur d'eau infiltrée depuis le début de l'alimentation - Z_f - et de la charge de pression au front d'humidification - h_f) et en surface ($H_0 = h_0 =$ charge de pression en surface). Une des hypothèses du modèle de Green et Ampt stipule que la teneur en eau de la zone de transmission est uniforme. L'infiltration cumulative $I(t)$ résulte alors du produit de la variation de teneur en eau et de la profondeur du front d'humidification. Ce modèle s'avère satisfaisant dans le cas de son application à un sol dont la texture est grossière. Cette méthode reste cependant empirique puisqu'elle nécessite la détermination expérimentale de la valeur de la charge de pression au front d'humidification.

Le tableau 3.1 suivant résume les principales fonctions d'infiltration :

Tableau 3.1 : Principales fonctions d'infiltration utilisées (D'après Jaton, 1982).		
Auteur	Fonction	Légende
Horton	$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) \cdot e^{-rt}$	$i(t)$: capacité d'infiltration au cours du temps [cm/s] i_0 : capacité d'infiltration initiale [cm/s] i_f : capacité d'infiltration finale [cm/s] g : constante fonction de la nature du sol [min^{-1}]
Kostiakov	$i(t) = i_0 \cdot t^{-\alpha}$	a : paramètre fonction des conditions du sol
Dvorak-Mezencev	$i(t) = i_0 + (i_1 - i_f) \cdot t^{-b}$	i_1 : capacité d'infiltration au temps $t=1$ min [cm/s] t : temps [s] b : constante
Holtan	$i(t) = i_f + c \cdot w \cdot ((IMD) - F)^n$	c : facteur variant de 0,25 à 0,8 w : facteur d'échelle de l'équation de Holtan n : exposant expérimental proche de 1,4
Philip	$i(t) = \frac{1}{2} \cdot s \cdot t^{-0.5} + A$	s : sorptivité [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-0.5}$] A : composante gravitaire fonction de la conductivité hydraulique à saturation [cm/s]
Dooge	$i(t) = a \cdot (F_{\max} - Ft)$	a : constante F_{\max} : capacité de rétention maximale Ft : teneur en eau au temps t
Green&Ampt	$i(t) = K_s \left(1 + \frac{h_0 - h_f}{z_f(t)} \right)$	K_s : conductivité hydraulique à saturation [mm/h] h_0 : charge de pression en surface [mm] h_f : charge de pression au front d'humidification [mm] z_f : profondeur atteinte par le front d'humidification [mm]

Exercice 01 :

30.5 cm d'eau s'évaporent en 24 heures d'un réservoir ayant une parallélépipédique dont la surface est de 202 ha. Il pleut sur ce réservoir à un débit de 28.5 m³/s pendant la même période. Déterminer le volume sortant du réservoir sachant que le niveau de l'eau dans le réservoir reste constant pendant 24 heures.

Sol .abrégée :

$$V_s = V_{\text{évaporé}} + V_{\text{débordé}} = 2462400 \text{ m}^3$$

Exercice 02 :

Le taux d'évaporation à partir de la surface d'un réservoir de 1480 ha est de 1243m³/j. calculer la variation du niveau de l'eau dans le réservoir en mètres pendant une année de 365 jours, si le débit entrant est de 0.7 m³/s. a-t-il augmenté ou diminué ?

Sol .abrégée :

$$V_{\text{év}} = 435\,695 \text{ m}^3, V_{\text{entr}} = 22075200 \text{ m}^3, \text{ niveau d'eau} = +1.460 \text{ m}$$

Exercice 03 :

Le tableau ci-dessous indique la précipitation qui est tombée sur un bassin versant de 200 ha de superficie :

T(minutes)	0-30	30-60	60-90	90-120
I (cm/h)	10	5	15	12.5

1. Déterminer la pluie totale qui est tombée sur le bassin,
2. Déterminer l'indice Φ si la pluie efficace (celle qui est contribué au ruissellement) = 7.5 cm

Sol .abrégée :

$$P_t = 21.25 \text{ cm}, \Phi = 7.5 \text{ cm.}$$

Chapitre IV : Les précipitations

IV.1. Introduction

En hydrologie, on ne s'intéresse pas particulièrement à la connaissance des phénomènes engendrant la formation des précipitations. Ce type de connaissance est du domaine de la météorologie. Les précipitations constituent la donnée de base qui sert de point de départ pour le dimensionnement, la réhabilitation et la gestion en temps réel d'un système hydrique aussi bien en milieu urbain que rural.

IV.2. Classification des précipitations

Les précipitations peuvent être classées en trois principaux types :

- les précipitations convectives,
- les précipitations orographiques et
- les précipitations frontales.

Elles correspondent à différents mécanismes d'ascendance (formation des nuages) et présentent des caractéristiques d'intensité et de durée diverses.

A l'échelle mondiale, on peut classer les précipitations en plusieurs régimes pluviométriques.

Ces régimes sont définis à partir des précipitations moyennes annuelles ou moyennes mensuelles.

IV.2.1. les précipitations convectives

Par temps calme, l'air au voisinage du sol est chauffé par les radiations solaires, directement et surtout par réflexion. Il s'élève alors, car il subit des dilatations. Au cours de son ascension, il se refroidit et atteint un niveau de condensation où se forment les nuages (cumulus). Si le mouvement de convection vertical initial est intense et se poursuit suffisamment longtemps, le système nuageux ainsi formé peut atteindre une zone de température assez basse pour déclencher la pluie. Ces précipitations sont caractérisées par des orages locaux et violents. Ces précipitations sont éprouvantes pour les réseaux d'assainissement.

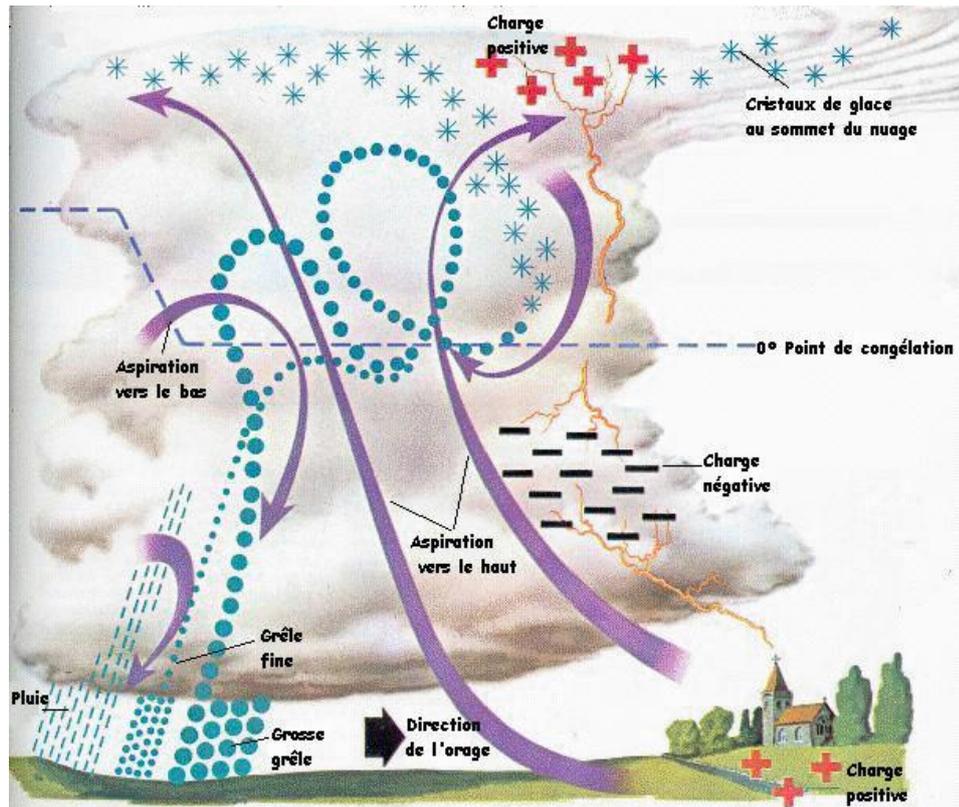
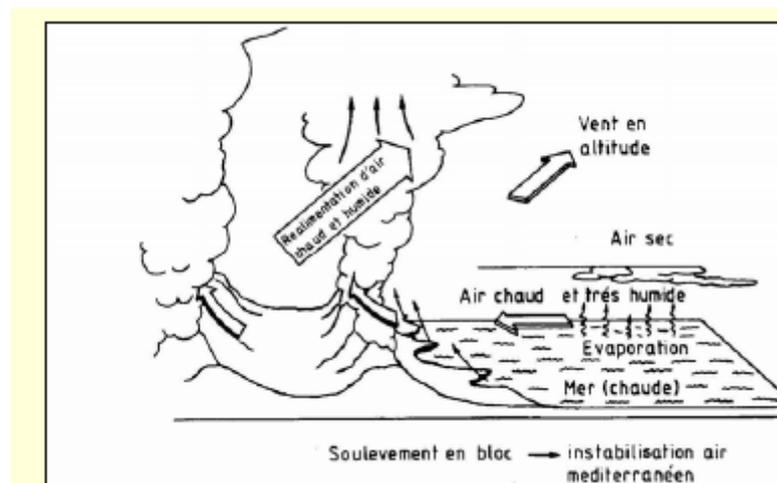


Figure 4.1 : précipitation de convection

IV.2.2. les précipitations orographiques

Lorsque des masses d'air chaudes et humides provenant des océans rencontrent un sol montagneux froid, elles se condensent et donnent lieu à des précipitations orographiques.



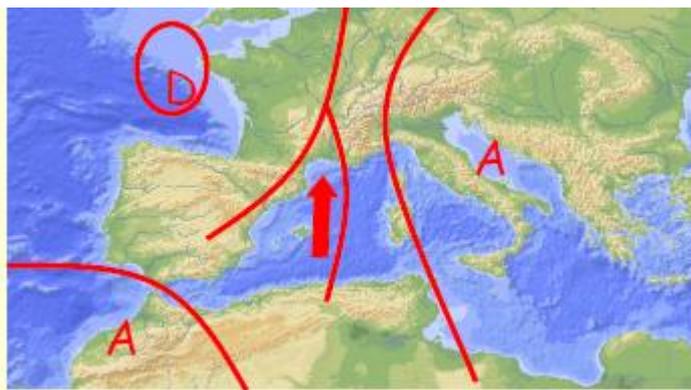


Figure 4.2 : précipitation orographique

IV.2.3. les précipitations frontales

Quand deux fronts de masses d'air de températures et degrés d'humidité différents se rencontrent, on assiste à des précipitations cycloniques. La masse d'air la plus chaude étant poussée vers le haut, elle se refroidit au cours d'une détente adiabatique et se condense, donnant lieu à des précipitations généralement intenses et prolongées.

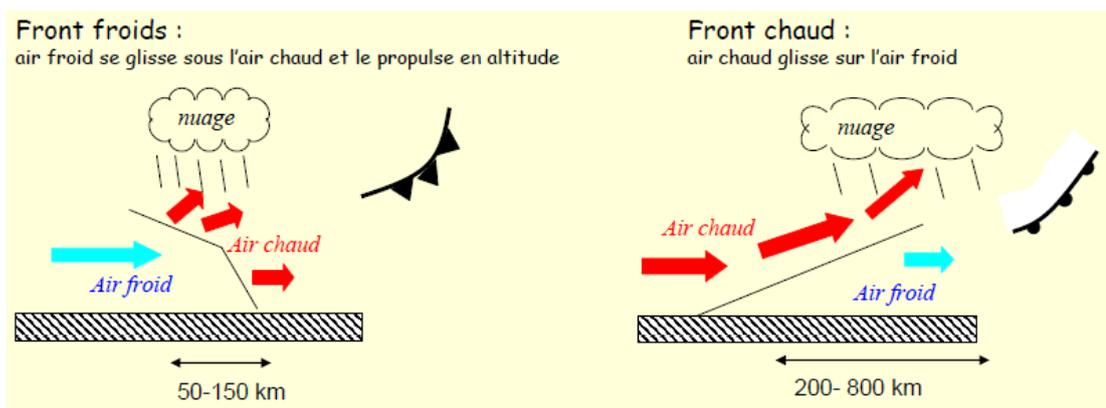


Figure 4. 3: précipitation cyclonique

IV.3. Mesure des précipitations

Comme les précipitations varient selon différents facteurs (déplacement de la perturbation, lieu de l'averse, influence de la topographie, etc.), leur mesure est relativement compliquée.

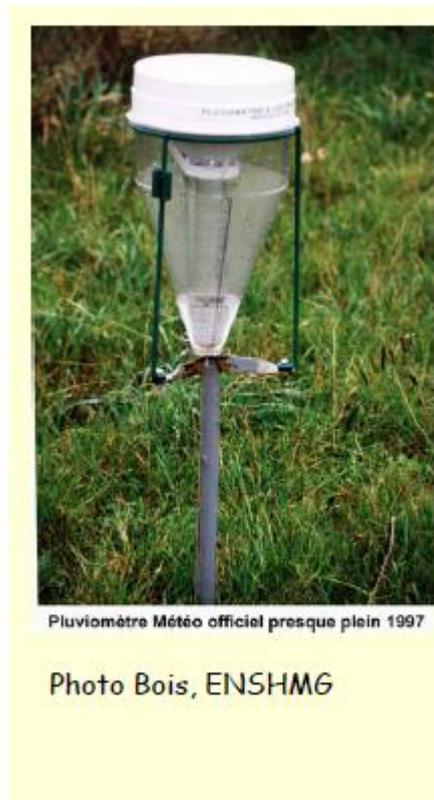
Quelle que soit la forme de la précipitation, liquide ou solide, on mesure la quantité d'eau tombée durant un certain laps de temps. On l'exprime généralement en hauteur de précipitation ou lame d'eau précipitée par unité de surface horizontale (mm). On définit aussi son intensité (mm/h) comme la hauteur d'eau précipitée par unité de temps. La précision de la mesure est au mieux de l'ordre de 0,1 mm.

Les différents instruments permettant la mesure des précipitations sont :

- Le pluviomètre : instrument de base de la mesure des précipitations liquides ou solides. Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée dans un intervalle de temps séparant deux relevés.
- Le pluviographe : instrument captant la précipitation de la même manière que le pluviomètre mais avec un dispositif permettant de connaître, outre la hauteur d'eau totale, leur répartition dans le temps, autrement dit les intensités.

IV.3.1. le pluviomètre

Dans cet appareil de mesure la hauteur de pluie est cumulée sur 24 heures. Mais cette durée peut être plus au moins grande selon la fréquence de lecture. Cet appareil est généralement non enregistreur.



IV.3.2. le pluviographe

Cet appareil est destiné à l'enregistrement de la hauteur de pluie cumulée en fonction du temps.

Trois types de pluviographes existent :

IV.3.2.1.pluviographe peseur

Il enregistre les augmentations du poids de l'eau en fonction du temps.

IV.3.2.2.pluviographe à flotteur

Il enregistre les augmentations de la hauteur d'eau dans un récipient collecteur en fonction du temps.

IV.3.2.3. le pluviographe à augets

Cet appareil est destiné à l'enregistrement de la hauteur de pluie cumulée en fonction du temps. (Sous forme papier (les plus anciennes) ; sous forme numérique (mesure en temps réel)).

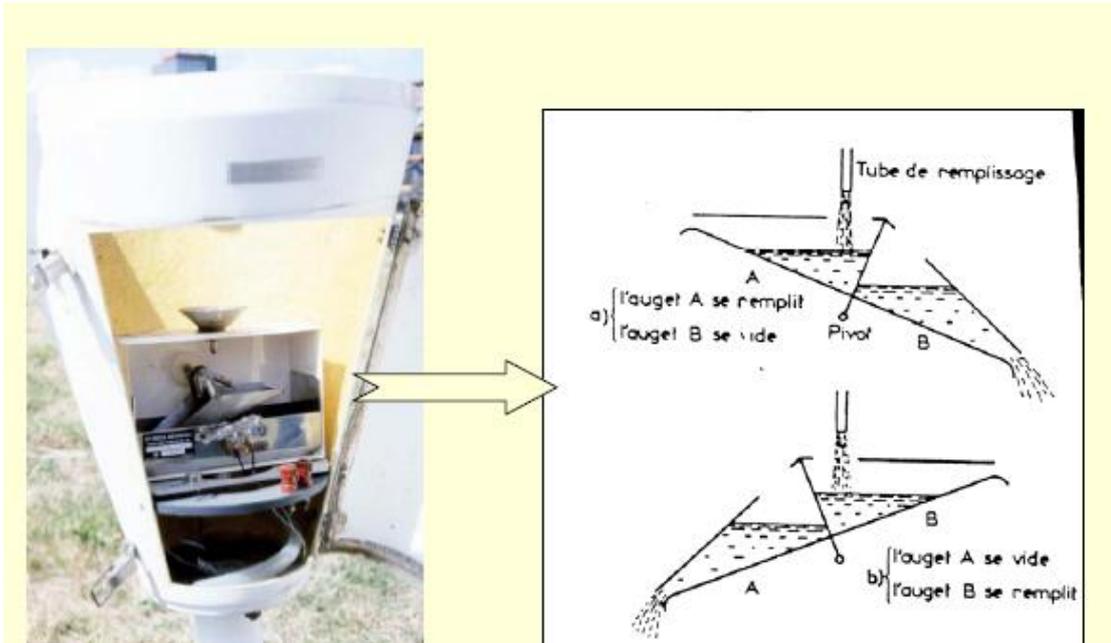


Figure 4.4 : remplissage et vidange des augets

Les appareils doivent être placés de manière perpendiculaire à la surface du sol à une hauteur de 0.5 à 1.0 m. En cas d'obstructions, l'appareil doit être à une distance au moins égale à deux fois la hauteur de l'obstacle.

IV.4. Réseau d'observation et publication des données

IV.4.1. Le réseau d'observation

Pour un bassin versant donné ou une région donnée, les stations pluviométriques forment un réseau d'observations. Elles fournissent des mesures ponctuelles.

Les données relatives aux stations sont d'une haute importance pour les statistiques climatiques, la planification et la gestion des ressources et les projets de construction ; la nature et la densité

des réseaux doivent donc tenir compte du phénomène observé, du but des observations, de la précision désirée, de la topographie, de facteurs économiques ou d'autres encore.

La représentativité des précipitations par les mesures est fonction du réseau d'observation. Plus celui-ci est dense, meilleure est l'information et plus l'ensemble des mesures est représentatif de la lame d'eau tombée sur une surface donnée. Cependant le réseau est le résultat d'un compromis entre la précision désirée et les possibilités ou charges d'exploitation. Le réseau devra donc être planifié. Il existe plusieurs théories sur la planification optimale d'un réseau, mais elles donnent des résultats approximatifs, qui doivent toujours être adaptées aux contraintes locales et financières.

L'hydrologue devra donc faire appel à son expérience de terrain pour planifier un réseau. Il tiendra compte du relief et du type de précipitations (frontales, orographiques, convectives). Il s'assurera également des facilités d'accès, de contrôle et de transmission des informations (par l'homme ou par télétransmission : téléphone, satellite, etc.).

Zones	Densité
Topographie plane (Régions tropicales et Méditerranéennes)	1 Station / 600-900 Km ²
Régions Montagneuses (Tropicales, Tempérées et Méditerranéennes)	1 Station/ 100-250 Km ²
Régions montagneuses à précipitations Irrégulières	1 Station / Km ²
Zone aride et polaire	1 station / 1500-10000 Km ²

IV.4.2.Publication des données pluviométriques

La publication des données pluviométriques est du ressort des services publics de l'Etat.

Les annuaires pluviométriques regroupent, pour chacune des stations de mesure, les résultats suivants :

- La hauteur pluviométrique journalière,
- la hauteur pluviométrique mensuelle,
- la hauteur pluviométrique annuelle,

- le module pluviométrique annuel moyen (moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations annuelles),
- la fraction pluviométrique mensuelle (rapport entre le module annuel et le module mensuel considéré),
- les moyennes, le nombre moyen de jours de pluie, la variabilité des précipitations et des jours de pluie,
- les cartes de la pluviométrie mensuelle et annuelle.

IV. 5.Présentation des résultats de mesure

Les observations effectuées au niveau des stations sont enregistrées sur des « feuilles d'enregistrement » (pluviogrammes). Ces derniers seront dépouillés par la suite. Les données peuvent être exploitées sous différentes formes :

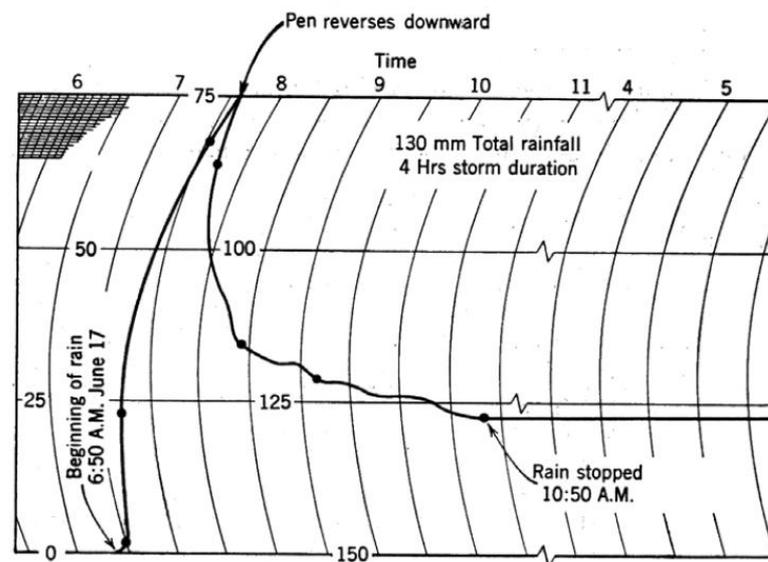


Figure 4.5 : feuille d'enregistrement (pluviogramme)

IV.5.1. Le hyétogramme

le hyétogramme est la représentation, sous la forme d'un histogramme, de l'intensité de la pluie en fonction du temps. Il représente la dérivée en un point donné, par rapport au temps, de la courbe des précipitations cumulées. Les éléments importants d'un hyétogramme sont le pas de temps Δt et sa forme. Communément, on choisit le plus petit pas de temps possible selon la capacité des instruments de mesure. Quant à la forme du hyétogramme, elle est en général caractéristique du type de l'averse et varie donc d'un événement à un autre.

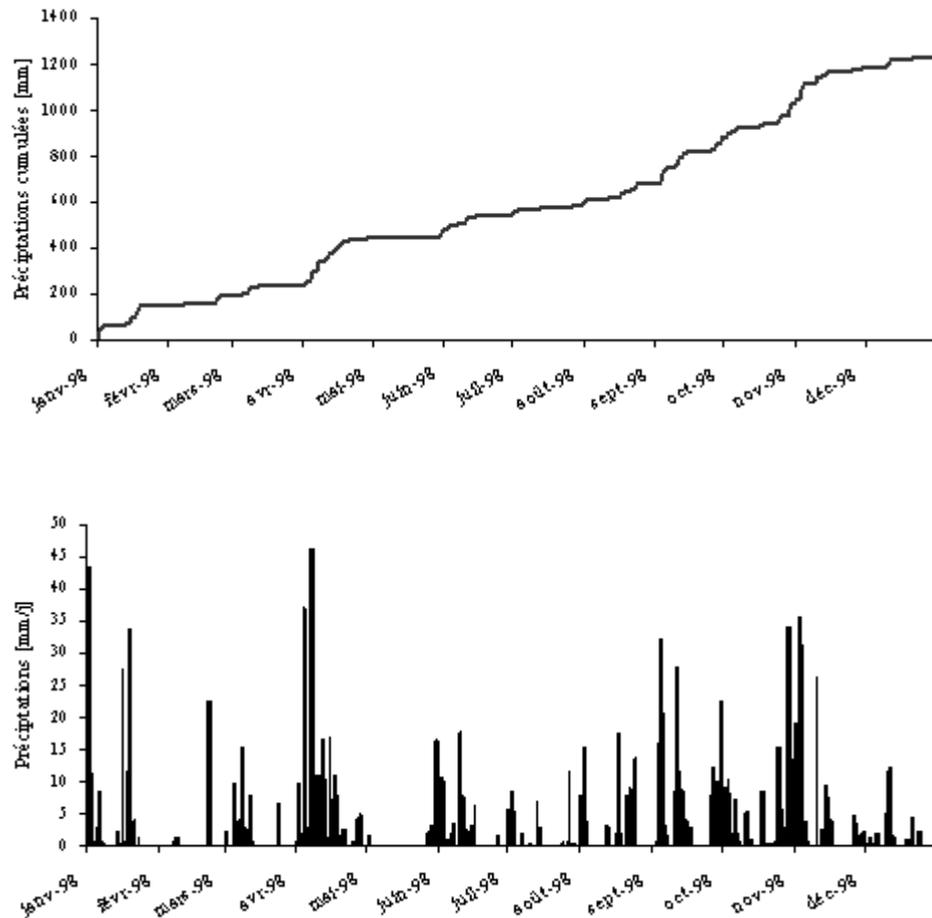


Figure 4.6 : Courbe des pluies cumulées et hyétoqramme.

Le critère de continuité d'un épisode pluvieux varie selon le bassin versant. Généralement, deux averses sont considérées comme distinctes : (1) si la précipitation ΔH tombant durant l'intervalle de temps Δt qui les sépare est inférieure à un certain seuil et (2) si cet intervalle de temps est lui-même supérieur à une certaine valeur définie compte tenu du type de problème étudié.

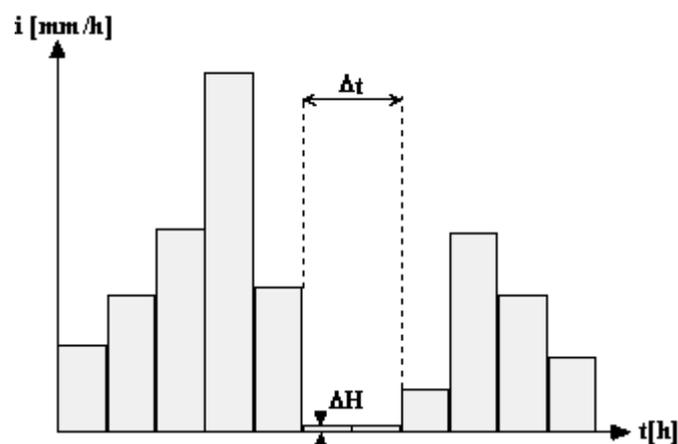


Figure 4.7 : Conditions pour la distinction de deux averses consécutives (1) ΔH durant $\Delta t <$ seuil (par exemple 2 mm) et (2) $\Delta t >$ durée choisie en fonction du problème (par exemple 1 heure)

En représentant les averses sous forme de hyétogrammes, la problématique de la séparation des averses se résume comme ci-dessus (figure 4.7)

Cette notion d'averse est très importante en milieu urbain et de petits bassins versants car elle s'avère déterminante pour l'estimation des débits de crue.

IV.5.2. Consistance des données et comblement des lacunes

IV.5.2.1. Erreurs sur la mesure et contrôle des données

Un examen attentif des bordereaux et fichiers de données peut permettre de détecter des anomalies « à l'oeil ».

Deux types d'erreurs peuvent être rencontrés :

1. Les erreurs aléatoires : elles affectent la précision des données (ce sont des erreurs que peut subir un enregistrement au niveau des opérations par lesquelles il devra passer telle que la collecte, l'inscription, la transmission, l'impression, le calcul des cumuls, moyenne..)
2. Les erreurs systématiques : elles affectent la fiabilité des données. 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, modification de l'environnement immédiat du poste de mesure...).

Des méthodes plus élaborées et des tests statistiques sont nécessaires pour mettre en évidence l'existence d'erreurs systématiques.

IV.5.2.2. Estimation des données manquantes

On peut estimer une donnée manquante dans une série soit :

1. en la remplaçant par la valeur de la station la plus proche
2. en estimant sa valeur par la moyenne de celles des stations voisines. Cette méthode est utilisée lorsque les précipitations moyennes annuelles de la station à compléter ne diffèrent pas de plus de 10% des précipitations moyennes annuelles aux stations de référence.

IV.5.2.3. Contrôle de l'homogénéité des relevés pluviométriques

Le but spécifique est de comparer un ou plusieurs échantillons, acquis à des stations voisines, afin de déceler une éventuelle inhomogénéité (dont la cause la plus classique est une modification de l'une des stations, par exemple, le déplacement du pluviomètre).

IV.5.2.3. 1. Méthode du double cumul

Le principe de la méthode consiste à vérifier la proportionnalité des valeurs mesurées à deux stations. L'une des stations (station X) est la station de base ou station de référence, supposée correcte. L'autre station (Y) est la station à contrôler.

La méthode consiste en les étapes suivantes :

1. Calculer les précipitations cumulées pour la station suspecte X
2. Calculer la hauteur annuelle moyenne des précipitations et cumuler les moyennes pour les stations 1, 2, 3, 4,n
3. Tracer le graphe des précipitations cumulées pour la station suspecte en fonction des précipitations cumulées pour la station de référence. Si plusieurs stations de référence existent on peut former une station de base à partir de la moyenne des données relevées à ces stations.

Le principe du test consiste à dire qu'un changement dû à des causes météorologique ne changera pas la pente de la courbe puisque les stations voisines seront affectées. Seuls les changements occasionnés par des erreurs systématiques à la station à contrôler conduiraient à une modification de la pente du graphe.

Tableau 4.1xx : Méthode du double cumul

Année	Station X	Station 1	Station 2	Station 3	Moyenne 1, 2,3	Pluviométrie cumulée	
						Station X	Stations 1, 2, 3
1988	1020	1020	1030	1040	1030	1020	1030
1989	980	960	980	970	970	2000	2000
1990	995	990	990	980	980	2995	2980
1991	1005	1000	1040	1020	1020	4000	4000
1992	600	1002	1004	1003	1003	4600	5003
1993	550	1080	1095	1110	1095	5150	6098
1994	575	1150	1100	1050	1100	5725	7198

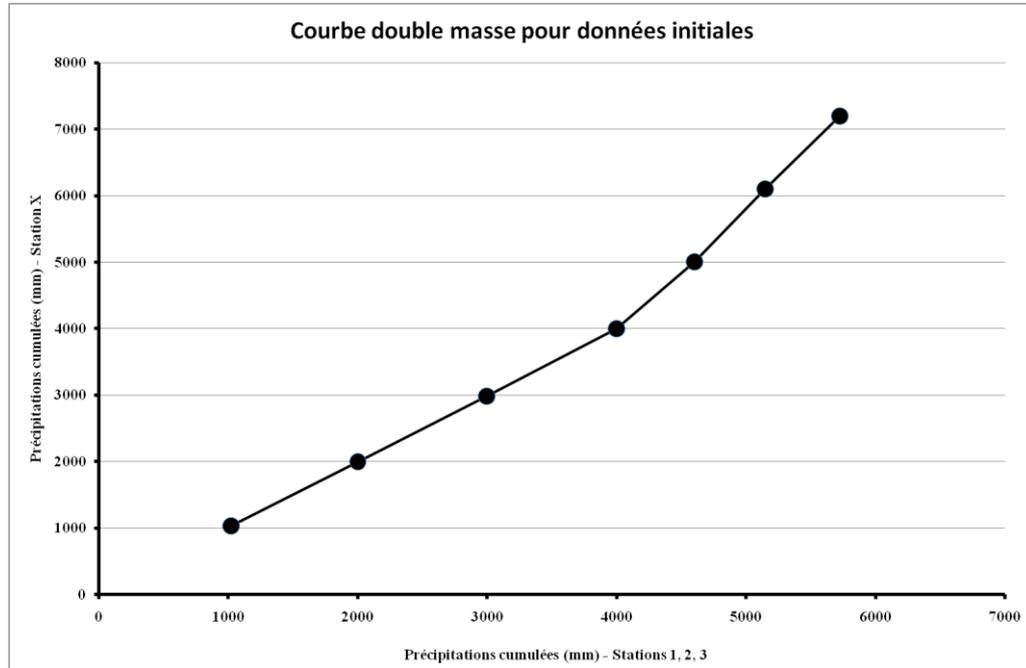


Figure 4.8 : Méthode du double cumul

Si des modifications ont eu lieu, la procédure consiste à chercher des éléments indicatifs pouvant faciliter la prise de décision sur la période à partir de laquelle on soupçonne l'introduction d'erreurs dans les mesures. Dans le cas où aucun élément indicatif n'est disponible, on considérera que les données les plus récentes sont les plus fiables.

La procédure de correction des données de la portion du graphe non fiable se fait en prolongeant la pente la plus fiable selon la formule :

$$P_{\text{corrigée}} = (m_1/m_2) * P_{\text{mesurée}} \quad (4.1)$$

$P_{\text{corrigée}}$: précipitation corrigée

$P_{\text{mesurée}}$: précipitation mesurée

m_1 : pente de la portion du graphe à corriger

m_2 : pente de la portion fiable du graphe

IV.6. Analyse spatiale des précipitations au niveau d'un bassin

Les stations pluviométriques fournissent des mesures ponctuelles. Pour conclure sur la pluviométrie du bassin versant, il faut installer un nombre suffisant de stations de mesure pour tenir compte de la variabilité spatiale des précipitations. Il faut ensuite calculer une précipitation moyenne représentative le plus possible de la pluviométrie réelle sur le bassin.

IV.6. 1. Calcul d'une précipitation moyenne représentative d'un bassin versant :

Considérons un réseau pluviométrique de n stations dans un bassin donné. Notons

$P_i(x,y,t)$ les pluies relevées à chaque station i. Parmi les méthodes généralement proposées pour calculer la moyenne des pluies à partir de l'ensemble des mesures ponctuelles obtenues à plusieurs stations pluviométriques sur le bassin ou à proximité, on distingue la méthode de la moyenne arithmétique, la méthode des polygones de Thiessen ou l'utilisation d'isohyètes. Le choix de la méthode dépendra notamment de la longueur de la série de données dont on dispose, la densité du réseau de mesure, et la variation du champ pluviométrique.

IV.6. 1. 1. Méthode de la moyenne arithmétique

Elle consiste à calculer la valeur moyenne des pluies P_i enregistrées sur une même durée aux n stations

$$P_{\text{moyenne}} = (1/n) \sum P_i \quad (4.2)$$

Cette méthode n'est pas très rigoureuse car elle ne tient pas compte de la répartition spatiale des stations sur le bassin.

IV.6.1.2. Méthode des polygones de Thiessen

Cette méthode permet d'estimer des valeurs pondérées en prenant en considération chaque station pluviométrique. Elle convient notamment quand le réseau pluviométrique n'est pas homogène spatialement (pluviomètres distribués irrégulièrement). Elle affecte à chaque pluviomètre une zone d'influence dont l'aire, exprimée en %, représente le facteur de pondération de la valeur locale. Les différentes zones d'influence sont déterminées par découpage géométrique du bassin sur une carte topographique. La précipitation moyenne pondérée P_{moy} pour le bassin, se calcule alors en effectuant la somme des précipitations P_i de chaque station, multipliées par leur facteur de pondération (aire A_i), le tout divisé par la surface totale A du bassin. La précipitation moyenne sur le bassin s'écrit :

$$P_{\text{moy}} = (\sum P_i * A_i) / A \quad (4.3)$$

Avec :

P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin,

A : aire totale du bassin ($=\sum A_i$),

P_i : précipitation enregistrée à la station i ,

A_i : superficie du polygone associée à la station i .

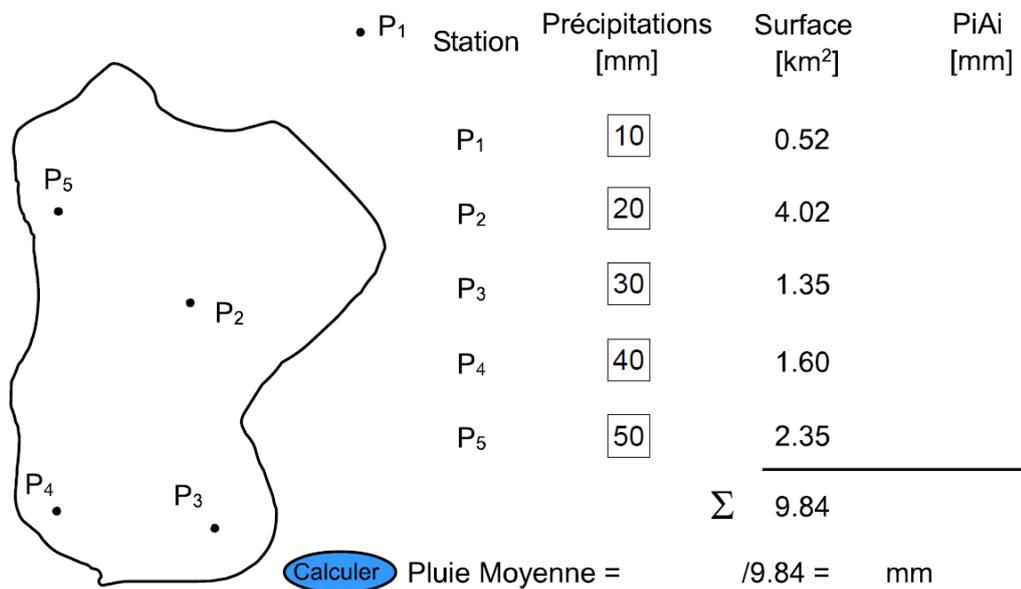


Figure 4.9 : Exemple de détermination des polygones de Thiessen (vous pouvez changer les valeurs de pluie ponctuelle et calculer la pluie moyenne).

Les étapes de la méthode sont les suivantes :

- Délimiter le bassin versant et y reporter la position des pluviomètres (intérieur et à l'extérieur mais près des limites) ;
- Joindre les sites de pluviomètres par des segments de droite pour former un réseau de triangles ;
- Tracer des bissectrices perpendiculaires aux côtés des triangles, qui formeront des polygones autour des stations. Si un polygone coupe la limite de la zone, celle-ci sera considérée comme la frontière extrême du polygone ;
- Délimiter les polygones formés et mesurer leur surface ;
- Calculer la pluie moyenne en utilisant la formule.

IV.6. 1 .3. La méthode des isohyètes (isovaleurs)

Les isohyètes sont des lignes de même pluviosité (isovaleurs de pluies annuelles, mensuelles, journalières, etc.). Grâce aux valeurs pluviométriques acquises aux stations du bassin et aux autres stations avoisinantes, on peut tracer le réseau d'isohyètes. Le tracé des isohyètes n'est pas unique comme celui des courbes de niveau. Il doit être dessiné avec le maximum de

vraisemblance compte tenu de la région, du réseau, de la qualité de la mesure, etc. Il existe aujourd'hui des méthodes automatiques qui effectuent le tracé d'isovaleurs par des moyens statistiques élaborés (technique de krigeage).

Lorsque les courbes isohyètes sont tracées, la pluie moyenne peut être calculée de la manière suivante :

$$P \text{ moyenne} = 1/S_T * (\sum S_i * (P_i + P_{i+1})/2) \quad (4.4)$$

S_i est la superficie entre deux isohyètes successives P_i et P_{i+1}

S_T est la surface totale du bassin

m est le nombre d'isohyètes représentées dans le bassin.

IV.7. Statistique descriptive des séries chronologiques

L'ensemble des données d'une station de mesures pluviométriques constitue une information considérable qu'il est souhaitable de condenser à l'aide de caractéristiques bien choisies. On applique ainsi les lois et d'autres techniques de la statistique aux relevés pluviométriques pour en tirer des informations utiles aux études et travaux envisagés. On détermine de la sorte :

- Valeurs moyennes, tendances centrales ou dominantes (moyenne, médiane, mode,...),
- Dispersion ou fluctuation autour de la valeur centrale (écart-type, variance, quantiles, moments centrés),
- Caractéristiques de forme (coefficients de Yulle, Fisher, Pearson, Kelley),
- Lois de distribution statistiques (loi normale, log-normale, Pearson...).

L'ensemble de ces valeurs ponctuelles, condensées sous forme statistique, est utilisé pour déterminer la fréquence et les caractéristiques d'un événement pluvieux isolé ou encore pour étudier la variabilité de la pluviométrie dans l'espace.

IV.7.1. Notion de temps de retour

Les projets d'aménagements hydrauliques ou hydrologiques sont souvent définis par rapport à une averse type associée aux fréquences probables d'apparition.

Lorsque l'on étudie des grandeurs comme les précipitations (caractérisées à la fois par leur hauteur et leur durée) ou les débits de crue d'un point de vue statistique, on cherche donc et, en

règle générale, à déterminer par exemple la probabilité pour qu'une intensité i ne soit pas atteinte ou dépassée (i.e. soit inférieure ou égale à une valeur x_i).

Cette probabilité est donnée, si i représente une variable aléatoire, par la relation suivante :

$$F(x_i) = P(i \leq x_i) \quad (4.5)$$

On nomme cette probabilité fréquence de non-dépassement ou probabilité de non-dépassement. Son complément à l'unité $1 - F(x_i)$ est appelé probabilité de dépassement, fréquence de dépassement ou encore fréquence d'apparition.

On définit alors le temps de retour T d'un événement comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement. Soit :

$$T = \frac{1}{1 - F(x_i)} \quad (4.6)$$

Ainsi, l'intensité d'une pluie de temps de retour T est l'intensité qui sera dépassé en moyenne toutes les T années.

Si l'analyse fréquentielle d'une série d'intensités maximales de pluie permet de déterminer le temps de retour d'une valeur particulière il n'est en revanche et a priori pas possible de répondre à d'autres questions pertinentes qui peuvent se poser à l'ingénieur. Par exemple, la notion de temps de retour ne permet pas de répondre aux questions où q est la probabilité que l'événement ne se produise pas dans une année en particulier.

Une pluie peut être caractérisée par plusieurs paramètres qui peuvent avoir, au sein de la même pluie, des temps de retour très différents. Citons notamment :

- La hauteur totale de pluie,
- la durée,
- l'intensité moyenne,
- les intensités maximales sur des intervalles de temps quelconques,
- la distribution d'intensité instantanée $i(t)$.

IV.7.2. Les courbes IDF (intensité-durée-fréquence)

IV.7.2.1. Lois de pluviosité

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

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

Ces lois permettant d'établir les relations entre les intensités, la durée et la fréquence d'apparition des pluies peuvent être représentées selon des courbes caractéristiques : on parle généralement de courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF) (Figure 4.10). La notion de fréquence est en fait exprimée par la notion de temps de retour.

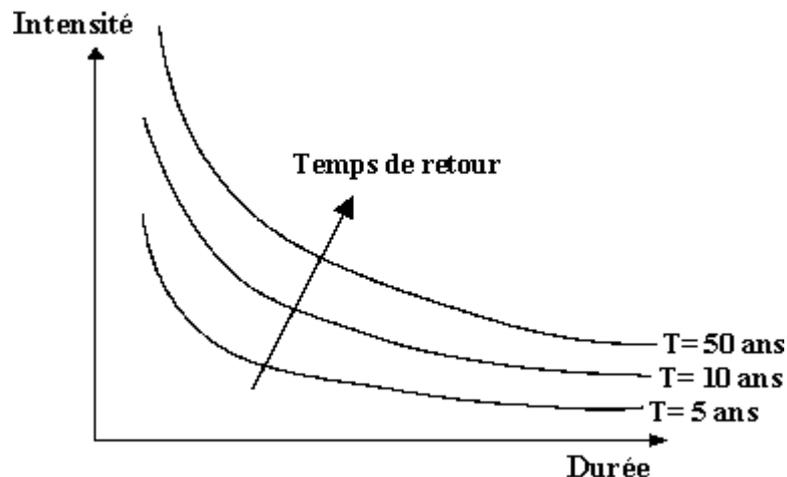


Figure 4.10 : Représentation schématique des courbes IDF

IV.7.2.2. Utilisation des courbes IDF

Les courbes IDF ne sont pas une fin en soi, mais sont construites dans un but bien précis. Elles permettent d'une part de synthétiser l'information pluviométrique au droit d'une station donnée et, d'autre part de calculer succinctement des débits de projet et d'estimer des débits de crue ainsi que de déterminer des pluies de projet utilisées en modélisation hydrologique.

IV.7.2.3. Construction de courbes IDF

Les courbes IDF sont établies sur la base de l'analyse d'averses enregistrées à une station au cours d'une longue période. Les courbes obtenues peuvent donc être construites de manière analytique ou statistique.

➤ **Représentation analytique**

Différentes formules sont proposées pour représenter l'intensité critique d'une pluie en fonction de sa durée.

La forme la plus générale (avec T variable) est la suivante :

$$i = \frac{k \cdot T^a}{(t + c)^b} \quad (4.7)$$

Avec :

i : intensité totale [mm/h], [mm/min] ou intensité spécifique [l/s.ha],
 T : période de retour en années,
 t : durée de référence [h] ou [min],
 k, a, b, c : paramètres d'ajustement.

Montana suggère une formulation plus simple :

$$i = \frac{\alpha}{t^b} \quad (4.8)$$

Avec :

i : intensité maximale de la pluie [mm/h],
 t : durée de la pluie [minutes ou heures],
 T : intervalle de récurrence (ou temps de retour) [années],
 a, b : constantes locales, dépendant généralement du lieu (0.3 < 0.8).

Pour une fréquence de dépassement donnée, cette formule de Montana a été adaptée pour la Suisse et a abouti à la formulation suivante (Bürki et Ziegler, 1878) :

$$i = \frac{\alpha}{\sqrt{t}} \quad (4.9)$$

où a est une constante définie localement et qui varie selon le lieu géographique de l'observation.

Exercice :

Une pluie est tombée sur un bassin versant d'une superficie de 25000 km² à une intensité moyenne de 0.15 mm/h pendant 5 jours sur un réservoir d'un barrage dont la surface est de 245 ha et le volume est de 400 millions de m³. Déterminer :

1. Le volume d'eau précipité pendant 5 jours sur le bassin versant et sur le lac du barrage (on considère que le lac du barrage ne fait pas partie du B.V)
2. Le taux moyen des précipitations en m^3/s sur le bassin versant et sur le lac.
3. La lame d'eau précipitée sur le bassin versant et sur le lac.

Sol. Abrégée de l'exo2 :

$V_{\text{barr}} = 44100 \text{ m}^3$, $V_{\text{bv}} = 450 \text{ Mm}^3$, Taux moyen précipité sur le bv = $1041.67 \text{ m}^3/\text{s}$,

Taux moyen précipité sur le lac = $0.102 \text{ m}^3/\text{s}$, $L_p = 0.018 \text{ m}$.

Chapitre V : Hydrométrie

V.1. Introduction

L'**hydrométrie** est la branche de l'**hydrologie** qui concerne la mesure du **débit** des eaux continentales, superficielles ou souterraines. Aussi l'hydrométrie est un ensemble des techniques de mesures des différents paramètres caractérisant les écoulements dans les cours d'eau naturels ou artificiels et dans les conduites.

V.2. Mesure de débits

1. Le débit : qu'est ce que c'est ?

Le débit du cours d'eau, noté Q et exprimé en m^3/s ou l/s , représentant le volume total d'eau qui s'écoule à travers une section droite du cours d'eau pendant l'unité de temps considérée..

$$Q = \text{Volume} / \text{temps} \quad (5.1)$$

Variable au cours du temps

$$Q = \text{Vitesse} \times \text{Surface} \quad (5.2)$$

2. Pourquoi mesurer un débit ?

- Dimensionner des ouvrages (berges, ponts...)
- Calculer un bilan hydrologique
- Décrire le milieu de vie de la faune et la flore aquatique
- Connaître la dynamique des échanges eau souterraine / eau de surface, le ruissellement (relation pluie-débit)
- Evaluer la ressource en eau (eau potable, eau d'irrigation), ou la capacité de dilution (rejet d'effluents de STEP)

3. Comment mesurer un débit ?

Deux variables principales caractérisent l'écoulement sont :

- En continu (= station de suivi hydrométrique).
- Ponctuel (= établissement de la courbe de tarage, stage de terrain).

1. La cote de la surface d'eau libre, notée H et exprimée en mètre. Sa mesure concerne la limnimétrie.
2. Le débit du cours d'eau, noté Q et exprimé en m^3/s ou l/s . Sa mesure est du ressort de la débitmètrie

Le niveau d'eau dans un canal est facilement observable, mais n'est représentatif que de la section d'observation et peut être soumis à des modifications dans le temps. Seule la variable débit reflète physiquement le comportement du bassin versant, et peut être interprétée dans le temps et l'espace. Généralement, on ne dispose pas d'une mesure directe et continue des débits mais d'un enregistrement des variations de la hauteur d'eau en une section donnée (station hydrométrique). On passe alors de la courbe des hauteurs d'eau en fonction du temps $H=f(t)$ (appelée limnigramme) à celle des débits $Q=f(t)$ (appelée hydrogramme) par l'établissement d'une courbe de tarage $Q=f(H)$ (Figure 5. 1).

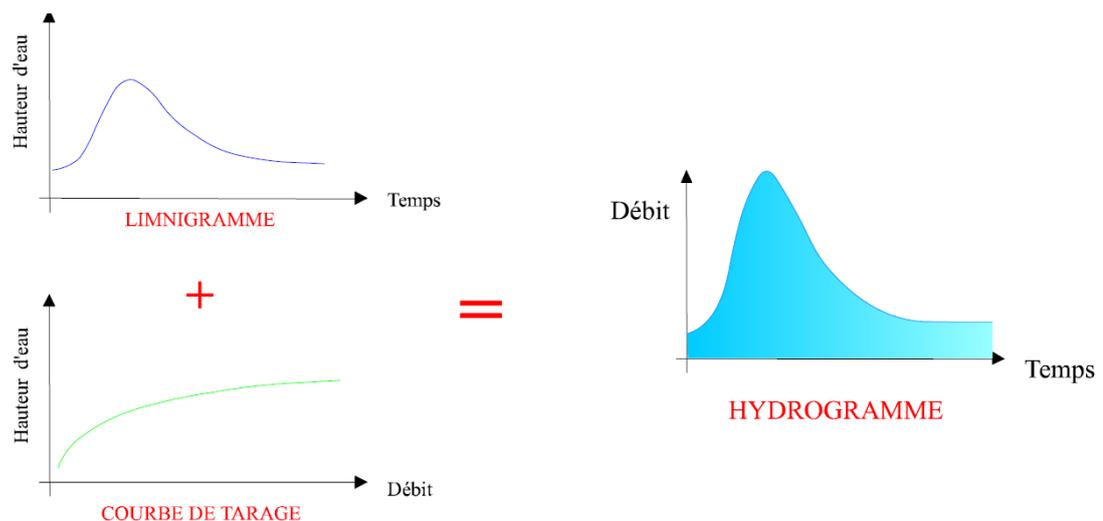


Figure 5.1 : Passage d'un limnigramme à un hydrogramme par l'intermédiaire de la courbe de tarage. (Source : Musy ,1991)

V.3. La mesure des hauteurs d'eau

V.3. 1.Le limnimètre

La mesure des hauteurs d'eau (la limnimétrie) ou de la variation d'un plan d'eau s'effectue généralement de manière discontinue par la lecture d'une règle graduée (échelle limnimétrique) fixée sur un support. Pour connaître en continu les variations d'un plan d'eau, on utilise des

limnigraphes qui fournissent sur un support un enregistrement continu des variations du niveau d'eau dans la rivière en fonction du temps (enregistrement graphique sur bande papier, enregistrement magnétique sur cassette, etc.).



Figure 5.2 : Echelle limnimétrique (source :guide pratique du terrain Aix-Marseille Université 2015)

V.3. 2.Le limnigraphe à flotteur

Le limnigraphe à flotteur est un appareil qui maintient un flotteur à la surface de l'eau grâce à un contrepoids, par l'intermédiaire d'un câble et d'une poulie. Le flotteur suit les fluctuations du niveau d'eau, qui sont reportées sur un graphe solidaire d'un tambour rotatif (à raison d'un tour par 24h ou par semaine ou par mois). La précision de la mesure est de 5 mm environ.



Figure 5.3 : Schéma du limnigraphe à flotteur :(source :guide pratique du terrain Aix-Marseille Université 2015)

V.3.3. Le limnigraphe à pression

Le limnigraphe à pression ou "bulle à bulle", mesure les variations de pression causées par les changements de niveau d'eau. Cet appareil comprend une bonbonne de gaz comprimé, un dispositif de contrôle de pression et un tube immergé relié à la bonbonne. Un débit d'air constant sous pression est envoyé au fond de la rivière. Par un manomètre à mercure, on mesure la

pression de l'air dans le tube qui est proportionnelle à la hauteur d'eau au-dessus de la prise installée dans la rivière.



Figure 5.4: limnigraphe à pression.(source:guide pratique du terrain Aix-Marseille Université 2015)

V.4. La mesure des débits

Pour mesurer le débit d'un écoulement naturel (cours d'eau, canal, dérivation...), il existe quatre grandes catégories de méthodes.

- Les méthodes "**volumétriques**" (ou jaugeage capacitif) permettent de déterminer le débit directement à partir du temps nécessaire pour remplir d'eau un récipient d'une contenance déterminée. Compte tenu des aspects pratiques inhérents à la méthode de mesure (taille du récipient nécessaire, incertitude sur la mesure du temps, aménagement spécifique éventuel), cette méthode n'est généralement pratiquée que pour des débits très faibles, quelques l/s au plus.
- Les méthodes "**d'exploration du champ de vitesse**" consistent à déterminer la vitesse de l'écoulement en différents points de la section, tout en mesurant la surface de la section mouillée. Ces techniques nécessitent un matériel spécifique (moulinet, perche, saumon, courantomètre...) et un personnel formé à son utilisation. Parmi les nombreuses méthodes d'exploration du champ de vitesse, les jaugeages au moulinet et au flotteur sont présentés ci-dessous, ainsi que le principe de fonctionnement des capteurs électromagnétiques.

- Les méthodes "**hydrauliques**" tiennent compte des forces qui régissent l'écoulement (pesanteur, inertie, viscosité...). Ces méthodes obéissent aux lois de l'hydraulique.
- Les méthodes "**physico-chimiques**" prennent en compte les variations, lors de l'écoulement, de certaines propriétés physiques du liquide (concentration en certains éléments dissous). Ces méthodes consistent généralement à injecter dans le cours d'eau un corps en solution, et à suivre l'évolution de sa concentration au cours du temps. Ce sont les méthodes dites «par **dilution**» ou encore «**chimique**».

Toutes ces méthodes de mesures des débits nécessitent généralement un régime d'écoulement en régime fluvial, sauf les jaugeages chimiques, qui sont appropriés en cas d'écoulement torrentiel.

V.5.Stations de jaugeage

V.5.1.Le jaugeage par exploration du champ de vitesse

- Principe :

Il s'agit de mesurer le champ de vitesse du courant sur une section transversale de rivière à différentes hauteurs. L'intégration de ce champ de vitesse sur l'ensemble de la section mouillée considérée donne le débit instantané au niveau de cette section.

- Méthode et précautions à prendre :

Les meilleures conditions d'application sont lorsque l'on a un écoulement à filets parallèles (non turbulent) c'est à dire dans un chenal sensiblement rectiligne, de section et de rugosité régulière. Lors de la mesure de la vitesse à l'aide du micromoulinet, l'axe du micromoulinet doit être parallèle aux filets liquides sous peine de la sous-évaluation de la vitesse réelle.

On mesure la vitesse en plusieurs points de chaque verticale depuis le fond jusqu'à la surface au moyen du micromoulinet.

Parallèlement à cette exploration du champ de vitesse, on relève le profil en travers du cours d'eau en mesurant sa largeur et en effectuant des mesures de profondeur.

- Calcul du débit instantané de la section considérée par la méthode graphique:

$$Q = V \cdot S. (5.3)$$

On reporte ensuite les débits unitaires pour chaque verticale de mesure (m).Le planimétrage de la surface comprise sous la courbe donne le débit Q recherché ($m^3.s^{-1}$).

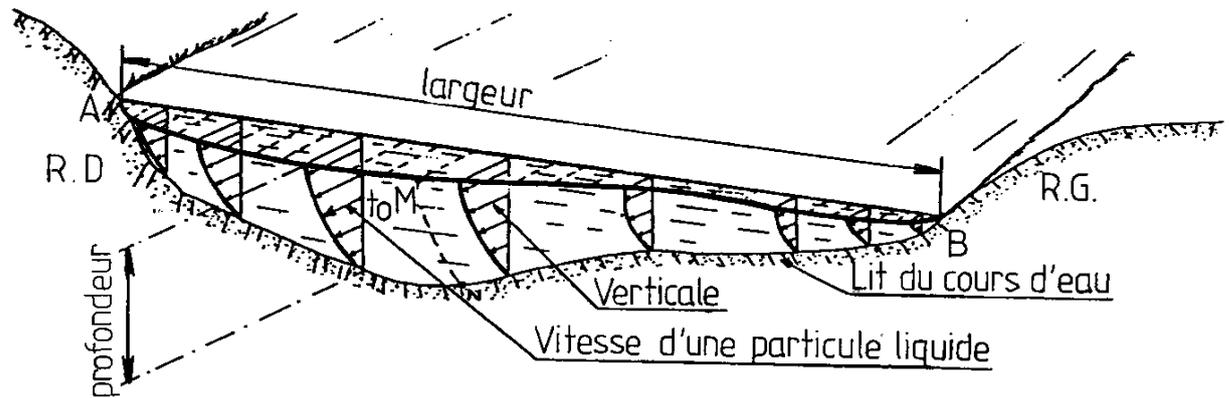


Figure 5.5 : Débit et champ des vitesses à travers une section

V.5.2. Le jaugeage au moulinet

La vitesse d'écoulement est mesurée en chacun des points à partir de la vitesse de rotation de l'hélice située à l'avant du moulinet (nombre de tours n par unité de temps). La fonction $v = f(n)$ est établie par une opération d'étalonnage (courbe de tarage du moulinet). Suivant le mode opératoire adopté pour le jaugeage, le moulinet peut être monté sur une perche rigide ou sur un lest profilé appelé "saumon" (Figure 5. 6).

Le moulinet est immergé dans le cours d'eau face au courant, la vitesse de rotation de l'hélice est liée, par une relation, à la vitesse locale d'écoulement. Une hélice est caractérisée par son pas et son diamètre. Le pas est la distance parcourue par l'eau pour générer un tour d'hélice. La relation entre la vitesse d'écoulement et la vitesse de rotation de l'hélice est appelée « courbe d'étalonnage » de l'hélice.

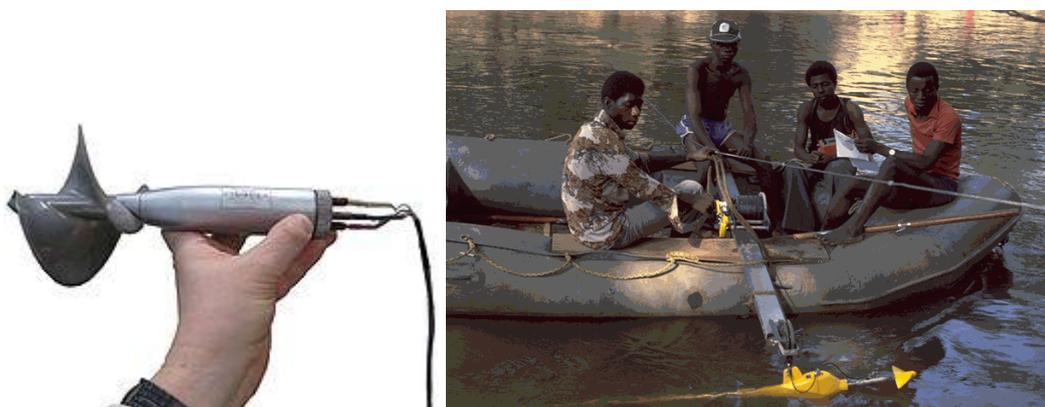


Figure 5.6 : jaugeage au moulinet à l'aide d'un bateau (Source : wikipedia2016).

dans le cas du montage sur perche, le moulinet peut être manœuvré de deux manières :

- directement par l'opérateur placé dans l'écoulement (jaugeage à gué), la perche reposant sur le fond du lit du cours d'eau. Cette méthode est utilisable dans des sections de profondeur inférieure à 1 mètre et avec des vitesses d'écoulement inférieures à 1 m/s.
- à partir d'une passerelle, la perche étant suspendue à un support permettant les déplacements verticaux.

Les différents modes opératoires du jaugeage au moulinet monté sur un lest sont présentés dans le tableau 5.1.(Musy ; 1979)

Tableau 5.1 : Méthodes et limites des différents modes opératoires du jaugeage au moulinet monté sur un lest.	
Modes opératoires	Limite de la méthode
Mesures à partir d'un pont	Profondeur < 10 m et vitesse < 2 m/s
Mesure à l'aide d'un canot (Fig. 6)	Profondeur < 10 m et vitesse < 2 m/s
Mesures à partir de stations téléphériques	Lorsque les vitesses à mesurer dépassent 3 m/s.
Mesures à partir d'un bateau mobile	Lorsque la rivière est large (> 200 m), uniforme et sans présence de hauts-fonds afin d'y manœuvrer facilement.

V.5.3. Le jaugeage au flotteur

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

Les flotteurs peuvent être soit artificiels (bouteilles en plastiques) soit naturels (arbres, grosses branches, etc.). Le déplacement horizontal d'un flotteur de surface durant un temps t permet de déterminer la vitesse de l'écoulement de surface. Plusieurs mesures de vitesse du flotteur doivent être réalisées. La moyenne de ces mesures est ensuite multipliée par un coefficient approprié pour obtenir la vitesse moyenne de l'élément de section. En général, la vitesse moyenne dans la section est de l'ordre de 0,4 à 0,9 fois la vitesse de surface.

V.5.4. les jaugeages par dilution

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

Le principe général consiste à injecter dans la rivière une solution concentrée d'un traceur (sel, colorant,...) et à rechercher dans quelle proportion cette solution a été diluée par la rivière, par prélèvements d'échantillons d'eau à l'aval du point d'injection (Figure 5.7). Cette dilution est notamment fonction du débit, supposé constant le long du tronçon, concerné pendant la durée de la mesure. On a la relation suivante dans laquelle le rapport C_1 / C_2 représente la dilution :

$$Q = k \times \left(\frac{C_1}{C_2} \right) \quad (5.4)$$

Où :

Q : débit du cours d'eau [l/s] ;

C_1 : concentration de la solution injectée dans le cours d'eau [g/l] ;

C_2 : concentration de la solution restante dans des échantillons prélevés à l'aval du point d'injection dans le cours d'eau [g/l] ;

k : coefficient caractéristique du procédé et du matériel utilisé.

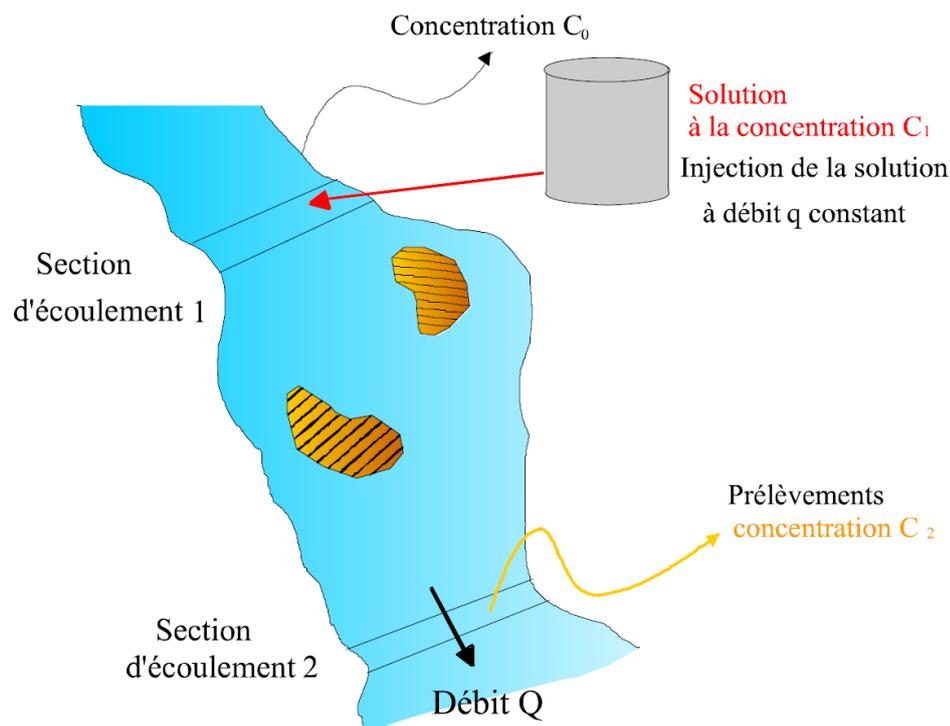


Figure 5.7: jaugeage Principe du jaugeage par dilution; mode opératoire. (source :Extrait de Aldegheri, M. (1979))

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

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

On utilise différents traceurs minéraux ou organiques, tels que la fluorescéine ou la rhodamine. Suivant le débit à évaluer, on n'utilisera pas les mêmes traceurs.

Bibliographie :

- 1- Audenet M.: hydrométrie appliquée aux cours d'eau, Eyrolles.
- 2- André Musy et Soutter : physique du sol PPUR presses polytechniques, 1991 - 335 pages, 1991.
- 3- André Musy : Hydrologie une science pour l'ingénieur presses polytechniques romandes, 2004.
- 4- Dubreuil P: Initiation à l'analyse Hydrologique, Masson et Cie Edition Paris, 1974.
- 5-Gilman, CS : Rainfall, section 9 in Handbook of Hydrology, VT Chow Editor , Mc Braw Hill Book Company New York 1964
- 6- Grisoni, M., Decrous, J.: Cours d'Hydrologie Superficielle , Initiation à l'Hydrologie, SES, Secretariat D'état à l'Hydraulique, Alger. 1972
- 7- Langbein, Kathleen, T.Iserie : General Introduction and Hydrologic Definitions , Manuel of Hydrology, Part1, General Surface Water Techniques, United States Government Printing Office, Washington, D.C. 1961.
- 8-M. Aldegheri (1979) Mesures des débits à partir des vitesses. Manuel d'hydrométrie tome IV. ORSTOM.
- 9- Réménieras G.: L'hydrologie de l'ingénieur, Eyrolles.
- 10- Roche M. : Hydrologie de surface, Gauther- Villars Edition Paris. 1963
- 11-R. Benischke & T. Harum (1990) Determination of discharge rates in turbulent streams by salt tracer dilution applying a microcomputer system. Comparison with current meter measurements. IAHS Publ. no. 193, 8p.
- 12-Jaccon G., Techniques Hydrométriques non Conventionnelles, ORSTOM, 1990.
- 13- Sari Ahmed : Initiation à l'hydrologie de surface, Université de Bab Ezzouar, Alger. Edition Distribution Houm .2009