

Université Chahid Mustapha Ben Boulaïd Batna 2

Faculté de Technologie

Département d'Hydraulique

Module : Distribution et Collecte des Eaux Urbaines

Chargé du Module : Mr KHELIF Abdelkrim

Cours Destiné

Aux Étudiants Master 2 Option Hydraulique Urbaine

Semestre 3



Chapitre III : Les Précipitations.

CHAPITRE III : LES PRÉCIPITATIONS**III.1. Définition des précipitations :**

Sont dénommées précipitations, toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...).

III.2. Importance de la mesure des précipitations :

Pourquoi mesure-t-on la précipitation ?

- Haute importance pour les statistiques climatiques ;
- Les précipitations constituent la principale « entrée » des modèles hydrologiques ;
- L'analyse de leurs caractéristiques constitue le point de départ pour toute étude des ressources en eau (irrigation, drainage, assainissement, aménagements de bassins versant), ou construction d'un projet (barrage,...).

III.3. Formation d'une précipitation :

La formation des précipitations nécessite la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique. La saturation est une condition essentielle à tout déclenchement de la condensation. La saturation n'est cependant pas une condition suffisante à la condensation, cette dernière requiert également la présence de noyaux de condensation (impuretés en suspension dans l'atmosphère d'origines variées - suie volcanique, cristaux de sable, cristaux de sel marin, combustions industrielles, pollution) autour desquels les gouttes ou les cristaux se forment. Les noyaux de condensation jouent en fait un rôle pour la formation de gouttelettes d'eau. Pour qu'il y ait précipitations il faut encore que les gouttelettes ou les cristaux composant les nuages se transforment en gouttes de pluie. Ce grossissement peut s'expliquer par l'effet de coalescence, c-à-d, qu'il y a grossissement par choc et fusionnement avec d'autres particules. Ce processus provoque un accroissement rapide de leur dimension et donc de leur masse augmentant leur vitesse de chute.

III. 4. Les Types des précipitations :

Les précipitations sont un des processus hydrologiques les plus variables. D'une part, elles sont caractérisées par une grande variabilité dans l'espace et ceci quelle que soit l'échelle spatiale prise en compte (régionale, locale, etc.). D'autre part, elles sont caractérisées par une grande variabilité dans le temps, aussi bien à l'échelle annuelle qu'à celle d'un événement pluvieux. Il existe différents types de précipitations :

III.4.1. Les précipitations convectives :

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



Figure.1. Précipitation convective.

III.4.2. Les précipitations orographiques :

Comme son nom l'indique (du grec oros, montagne), ce type de précipitations résulte de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique particulière d'où leur caractère localisé. Par conséquent, ce type de précipitations n'est pas « spatialement mobile » et se produit souvent au niveau des massifs montagneux. Précipitations avec des intensités et des fréquences assez régulières.

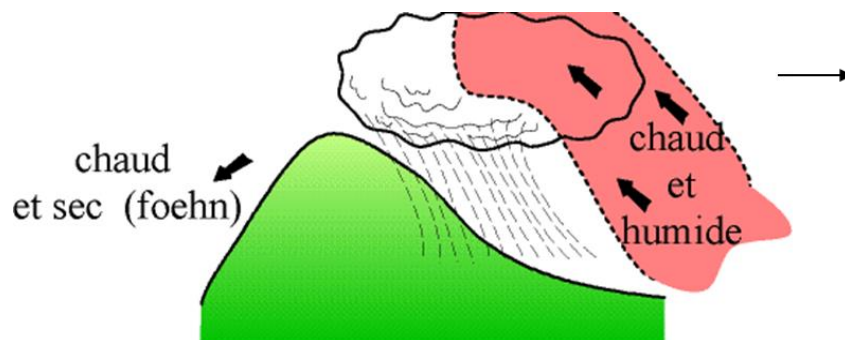


Figure.2. Précipitation orographique.

Foehn : Vent chaud et sec des Alpes suisses et autrichiennes.

III.4.3. Les précipitations frontales ou de type cyclonique :

Elles sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme « fronts ».

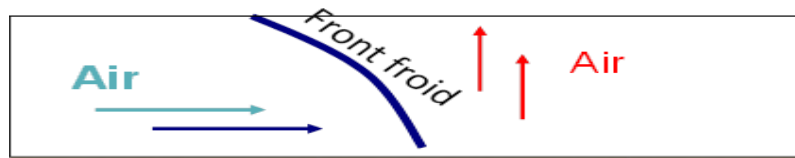


Figure.3. Précipitation frontale.

III.5. 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.

III.5.1. Mesures de la hauteur d'eau précipitée :

Quelle que soit la forme de la précipitation, liquide ou solide, on mesure la quantité d'eau tombée durant un certain de temps. On l'exprime généralement en hauteur de précipitation ou lame d'eau précipitée par unité de surface horizontale ($1\text{mm}=1\text{ l/m}^2=10\text{m}^3/\text{ha}$). On définit aussi son intensité (mm/h ou mm/min), 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 :

III.5.1.1. le pluviomètre :



Figure .4. Pluviomètres à lecture directe.

Est un appareil simple sous forme de cône appelé collerette, matérialisant une surface réceptrice, horizontale alimentant un seau. Il permet de mesurer la pluie tombée pendant un intervalle de temps séparant deux relevés consécutifs. Il nécessite une intervention humaine pour relever la lecture. D'une façon générale, les observateurs effectuent une à deux mesures par jour, suivant la capacité de l'appareil et l'importance des pluies.

III.5.1.2. le pluviographe :

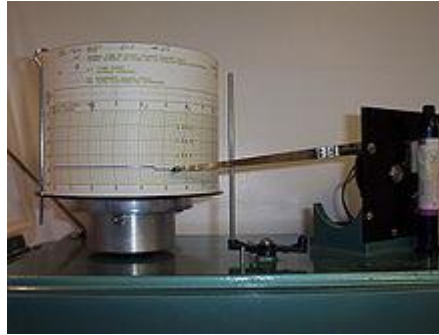


Figure.5. Pluviographe (pluviogramme).

Le pluviographe se distingue du pluviomètre en ce sens que la précipitation, au lieu de s'écouler directement dans un récipient collecteur, passe d'abord dans un dispositif particulier (réservoir à flotteur, augets, etc.) qui permet l'enregistrement automatique de la hauteur instantanée de précipitation. L'enregistrement est permanent et continu, et permet de déterminer non seulement la hauteur de précipitation, mais aussi sa répartition dans le temps donc son intensité. Les pluviographes fournissent des diagrammes de hauteurs de précipitations cumulées en fonction du temps. Les pluviographes permettent aussi de donner le début et la fin de l'averse. Il en existe **trois** types :

• **Le pluviographe à auget basculeur :**

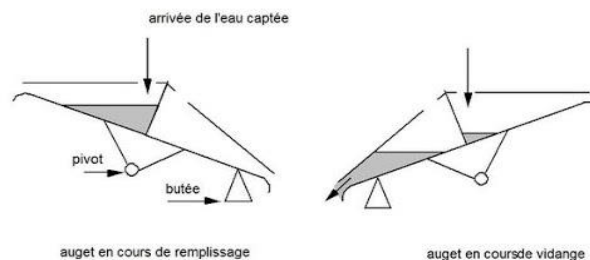
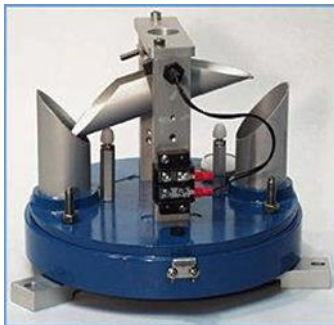


Figure.6. Pluviographe à auget basculeur.

Il comporte, en dessous de son entonnoir de collecte de l'eau, une pièce pivotante dont les deux compartiments peuvent recevoir l'eau tour à tour (auget basculeur). Quand un poids d'eau déterminé (correspondant en général à 0,1 ou 0,2 mm de pluie) s'est accumulé dans un des compartiments, la bascule change de position : le premier auget se vide et le deuxième commence à se remplir. Les basculements sont comptés soit mécaniquement avec enregistrement sur papier enroulé autour d'un tambour rotatif, soit électriquement par comptage d'impulsions. Les pluviographes à augets basculeurs sont actuellement les plus précis et les plus utilisés

• **Le pluviographe à pesée :**

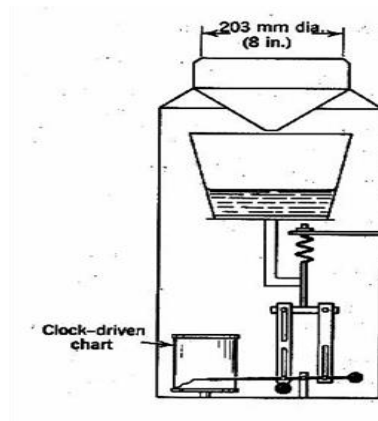


Figure.7. Pluviographe à pesée.

Il est constitué d'une sorte de balance enregistreuse qui mesure à chaque instant le poids total des précipitations recueillies par une surface réceptrice et inscrit directement sur un graphique « l'équivalent en eau » des précipitation en terme de hauteur d'eau en fonction du temps.

• Le pluviographe à flotteur :

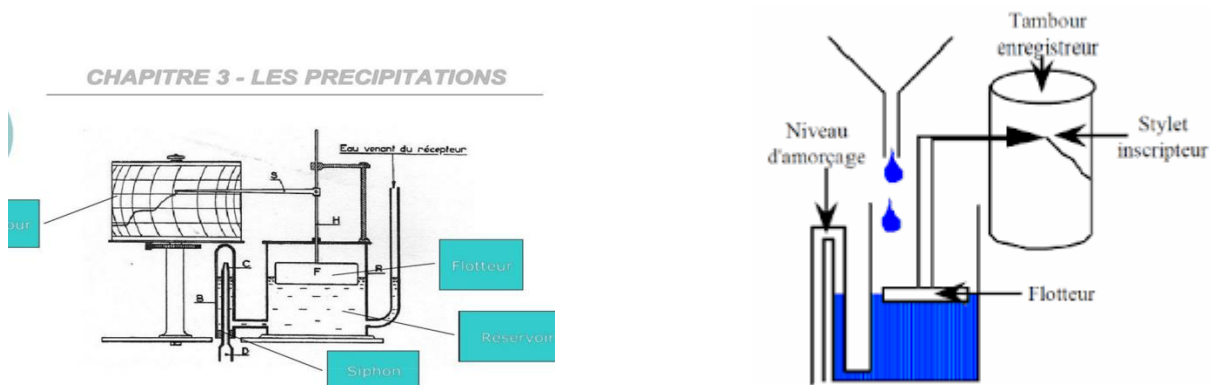


Figure .8. Pluviographe à siphon.

L'accumulation de la pluie dans un réservoir cylindrique est enregistrée par l'élévation d'un flotteur. Lorsque le cylindre est plein, un siphon s'amorce et le vide rapidement. Les mouvements du flotteur sont enregistrés par un tambour rotatif à vitesse constante, entouré d'un papier, et déterminent le tracé du pluviogramme.

III.5.2. 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. 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 charges d'exploitation. Le réseau devra donc être planifié.

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.).

III.6. Analyse ponctuelle et relation Intensité – Durée – Fréquence (IDF) :

Les mesures ponctuelles acquises au niveau des pluviomètres ou des pluviographes sont analysées et soumises à différents traitements statistiques.

III.6.1. Notion d'averses et d'intensités :

On désigne en général par "averse" un ensemble de pluies associé à une perturbation météorologique bien définie. La durée d'une averse peut donc varier de quelques minutes à, une centaine d'heures et intéresser une superficie allant de quelques kilomètres carrés (orages), à quelques milliers (pluies cycloniques). On définit finalement une averse comme un épisode pluvieux continu, pouvant avoir plusieurs pointes d'intensité. L'intensité moyenne d'une averse s'exprime par le rapport entre la hauteur **h** de pluie observée et la durée **t** de l'averse :

$$i_m = \frac{h}{t} \quad (\text{III. 1})$$

Où :

i : Intensité moyenne de la pluie [mm/h ou mm/min], ou ramenée à la surface [l/s /ha] ;

h : Hauteur de pluie de l'averse [mm] ;

t : Durée de l'averse [heures ou minutes].

L'intensité des précipitations varie à chaque instant au cours d'une même averse suivant les caractéristiques météorologiques de celle-ci. Plutôt que de considérer l'averse entière et son intensité moyenne, on peut s'intéresser aux intensités observées sur des intervalles de temps au cours desquels on aura enregistré la plus grande hauteur de pluie. On parle alors *d'intensité maximale*.

Deux types de courbes déduites des enregistrements d'un pluviographe permettent d'analyser les averses d'une station :

- La courbe des hauteurs de pluie cumulées ;
- Le hyétogramme .

La courbe des hauteurs de pluie cumulées représente en ordonnée, pour chaque instant **t**, l'intégrale de la hauteur de pluie tombée depuis le début de l'averse.

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 hyétoqramme 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 hyétoqramme, elle est en général caractéristique du type de l'averse et varie donc d'un événement à un autre.

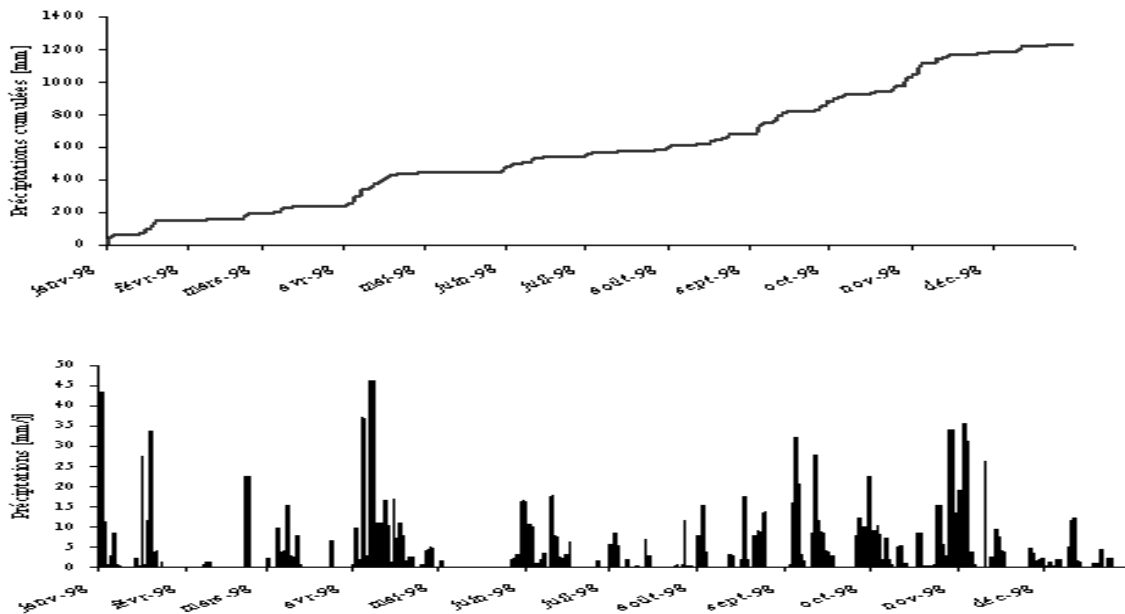


Figure.9. Courbe des pluies cumulées et hyétoqramme.

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. En représentant les averses sous forme de hyétoqrammes, la problématique de la séparation des averses se résume comme présenté sur la figure10 :

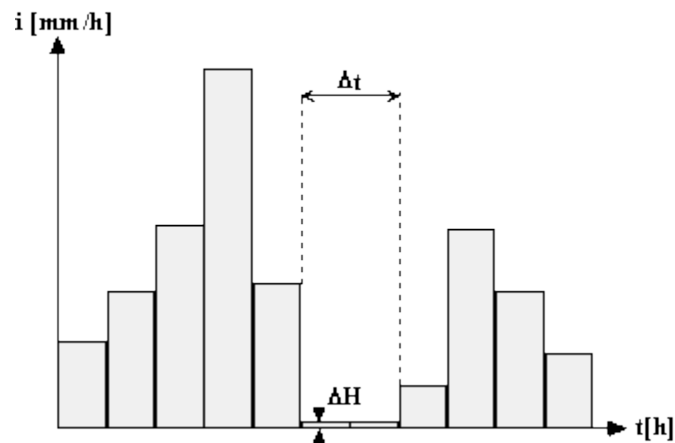


Figure.10. Conditions pour la distinction de deux averses consécutives (1) ΔH durant $\Delta t <$ seuil (par exemple 2 mm) et (2) $\Delta t >$ durée choisie en fonction du problème (par exemple 1 heure).

III.6.2. 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 ;
- Dispersion ou fluctuation autour de la valeur centrale (écart-type, variance,...) ;
- Lois de distribution statistiques (loi normale, log-normale, Pearson...).

III.6.3. Notion de période (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 :

$$F(x_i) = P(i < x_i) \quad (\text{III.2})$$

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 :

$$T = \frac{1}{1-F(x_i)} \quad (\text{III. 3})$$

Ainsi, l'intensité d'une pluie de temps de retour T est l'intensité qui sera dépassé en moyenne toutes les T années. La notion de période 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 périodes 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 $i(t)$.

III.6.4. Les courbes IDF (intensité-durée-fréquence) :

III.6.4.1. 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 une même période de retour - l'intensité d'une pluie est d'autant plus forte que sa durée est courte.
- Ou encore, en corollaire, à durée de pluie égale, une précipitation sera d'autant plus intense que sa fréquence d'apparition sera petite (donc que son temps de retour sera grand).

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

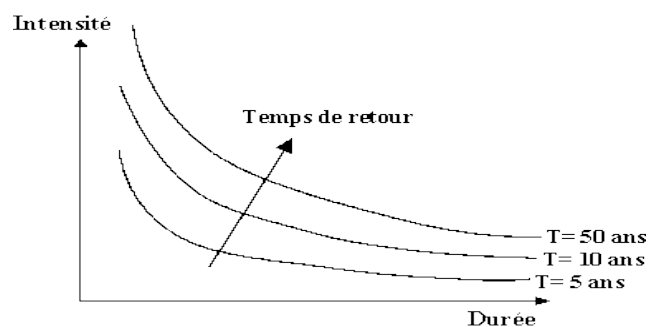


Figure.11. Représentation schématique des courbes IDF.

III.6.4.2. Utilisation des courbes IDF :

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

III.6.4.3. 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.

Il est possible de synthétiser les dépouillements des averses :

- Soit par ces courbes (IDF) qui donnent pour une période de retour de l'averse (c'est-à-dire une fréquence déterminée), l'intensité moyenne maximale en fonction de la durée de référence
- Soit aussi par des formules qui sont la représentation mathématique des familles de courbes. Les formules proposées représentent l'intensité critique d'une pluie en fonction de sa durée. La forme la plus générale (avec T variable) est la suivante :

$$i = \frac{k \cdot T^a}{(t + c)^b} \quad (\text{III. 4})$$

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.

Deux formules découlant de cette forme générale sont :

- **Montana** suggère une formulation plus simple :

$$i(\mathbf{F}, t) = a(\mathbf{F})t^{b(\mathbf{F})} \quad (\text{III. 5})$$

Et la formule de **Talbot** :

$$i(\mathbf{F}, t) = \frac{a(\mathbf{F})}{t + b(\mathbf{F})} \quad (\text{III. 6})$$

Avec :

i: Intensité maximale de la pluie [mm/h],

T : Période de retour en années,

t: Durée de la pluie [minutes ou heures],

a, b : Constantes locales, dépendant généralement du lieu.

III.7. Analyse spatiale des précipitations au niveau d'un bassin :

Les stations pluviométriques fournissent des mesures ponctuelles. Le passage des mesures ponctuelles des précipitations à une estimation spatiale de celles-ci, souvent nécessaire en hydrologie, est délicat. Les méthodes les plus simples et les plus couramment utilisées sont les méthodes de calcul de moyennes ou les méthodes d'interpolation des données pluviométriques collectées localement. Ces méthodes permettent notamment le calcul des lames d'eau moyennes à l'échelle du bassin, la cartographie des précipitations, et le calcul de hyétoigrammes moyens. Des méthodes faisant appel à la notion d'abattement des pluies existent également.

III.7.1. 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.

III.7.1.1. Méthode de la moyenne arithmétique :

La méthode la plus simple qui consiste à calculer la moyenne arithmétique des valeurs obtenues aux stations «n» étudiées, s'applique uniquement si les stations sont bien réparties et si le relief du bassin est homogène.

$$P_{moy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i \quad (\text{III. 7})$$

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

III.7.1.2. 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 :

$$P_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^n A_i P_i}{A} \quad (\text{III. 8})$$

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».

La méthode consiste en les étapes suivantes :

1. Délimiter le bassin versant et y reporter la position des pluviomètres (intérieur et à l'extérieur mais près des limites) ;
2. Joindre les sites de pluviomètres par des segments de droite pour former un réseau de triangles ;
3. 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 ;
4. Délimiter les polygones formés et mesurer leur surface ;
5. Calculer la pluie moyenne en utilisant la formule.

III.7.1.3. Méthode des isohyètes :

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.

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

$$P_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^K A_i P_i}{A} \quad \text{Avec} \quad P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \quad (\text{III. 9})$$

Avec :

P_{moy} : Précipitation moyenne sur le bassin ;

A : Surface totale du bassin ;

A_i : Surface entre deux isohyètes i et i+1 ;

K : Nombre total d'isohyètes ;

P_i : Moyenne des hauteurs «h» de précipitations entre deux isohyètes i et i+1.

III.7.2. Le hyétogramme moyen :

Le calcul du hyétogramme moyen permet de connaître la quantité mais surtout la distribution temporelle de la précipitation pour un événement pluvieux sur un bassin versant donné.

Le calcul se fait selon les étapes suivantes :

- Recueil des données des pluviomètres situés sur et autour du bassin ;
- Etablissement des hyétogrammes ponctuels à un pas de temps donné (régulier et identique pour tous) ;
- Pour chaque pas de temps, calcul de la moyenne arithmétique ou pondérée (méthode des polygones de Thiessen, etc), puis reconstitution du hyétogramme moyen pour le bassin versant considéré.

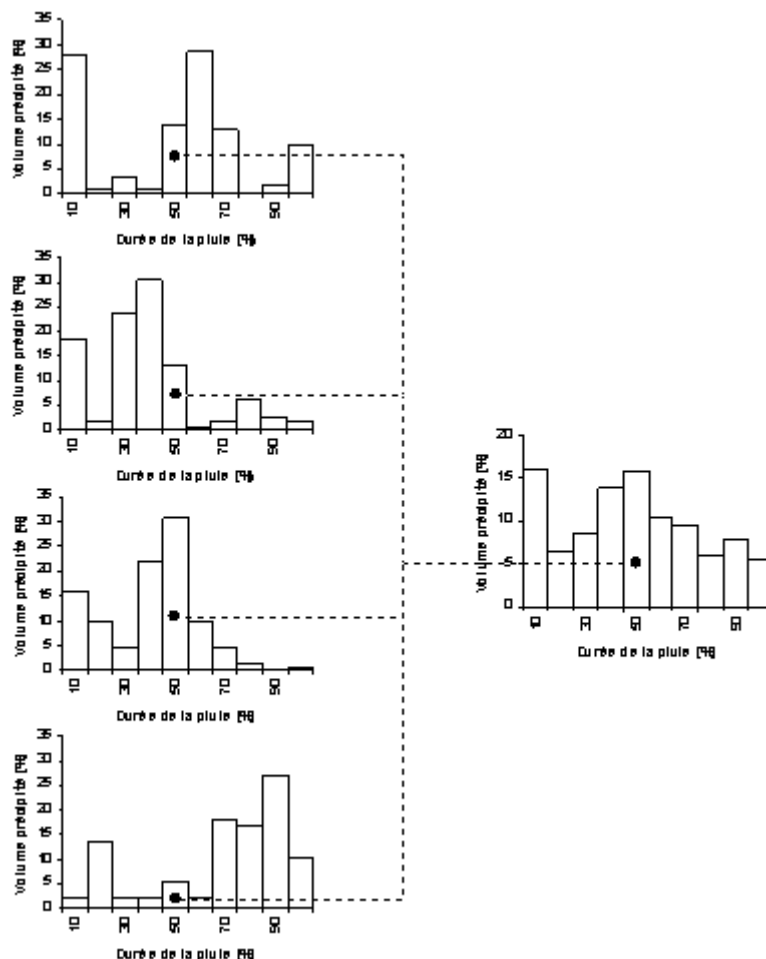


Figure.12. Hyétogramme moyen.

III.7.3. Abattement spatial :

Coefficient multiplicateur (<1) permettant de passer de l'intensité moyenne en un point à l'intensité moyenne sur le bassin versant c-à-d de passer d'une intensité locale à une lame d'eau moyenne précipitée sur la surface du bassin versant. La valeur de ce coefficient dépend de la surface du bassin versant, de la durée de la pluie et de la valeur de l'intensité.

En pratique, ce terme peut être utilisé pour exprimer :

- **Une décroissance de la pluie autour d'un point où elle est maximum** : Cette notion repose sur une analogie avec les tremblements de terre. Elle suppose que l'intensité d'une pluie (ou la hauteur d'eau précipitée) décroît lorsque l'on s'éloigne du point où elle est maximale, appelé épicentre, par exemple dans la méthode de **Fruhling**, consiste à appliquer une diminution de l'intensité de pluie lorsque l'on s'éloigne l'épicentre. L'intensité $i(d)$ à une distance d de l'épicentre se calcule en fonction de l'intensité i_0 sous l'épicentre par la relation :

$$i(d) = i_0(1 - a\sqrt{d}) \quad (\text{III. 10})$$

Le paramètre «**a**» est un coefficient numérique empirique dépendant de la forme du bassin versant. Par exemple :

$a \approx 0,0060$ pour des bassins versants allongés (avec d en mètres) ;

$a \approx 0,0052$ pour des bassins versants compacts (avec d en mètres).

Donc c'est un modèle permettant d'appliquer un abattement spatial «**K**», aux précipitations pour tenir compte de l'hétérogénéité de leur répartition spatiale tel que :

$$K = (1 - a\sqrt{d}) \quad (\text{III. 11})$$

- **Soit un rapport probabiliste entre deux quantiles caractérisant la pluie** : Dans ce cas le coefficient d'abattement représente le rapport entre une lame d'eau précipitée sur une surface et une hauteur d'eau précipitée ponctuellement, de même fréquence de non-dépassement.