

LES FACTEURS CLIMATIQUES DE L'ÉCOULEMENT

LES PRÉCIPITATIONS

COURS 5

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,...). Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression. Les précipitations constituent l'unique « entrée » des principaux systèmes hydrologiques continentaux que sont les bassins versants.

D'un point de vue physique, la pluie peut être définie comme des gouttes d'eau d'un diamètre variant entre 0.5 et 5 mm, tombant ou non sur le sol (reprise par l'évaporation ou par les mouvements de l'atmosphère).

La bruine est une précipitation assez uniforme, caractérisée par de très fines gouttelettes d'eau rapprochées les unes des autres, qui tombent d'un Stratus (type de nuage bas). Le diamètre des gouttes de bruine varie entre 0.1 et 0.5 mm.

Le terme averse, abondamment employé par les météorologistes, les météorologues, les climatologues, les agronomes, et les hydrologues, s'adresse à une pluie soudaine et abondante,

Dans certaines conditions, la vapeur d'eau des basses couches de l'atmosphère se condense directement sur les surfaces froides du sol ou des végétaux, sous forme de rosée ou de gelée blanche, selon la saison. Ces quantités, généralement modestes vis à vis des pluies, ne sont pas prises en compte dans les bilans hydrologiques.

2. Mécanismes de formation des précipitations

La formation des précipitations nécessite la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique. La saturation est une condition essentielle à tout déclenchement de la condensation. Divers processus thermodynamiques sont susceptibles de réaliser la saturation des particules atmosphériques initialement non saturées et provoquer leur condensation :

- Saturation et condensation par refroidissement isobare (à pression constante),
- saturation et condensation par détente adiabatique,

- saturation et condensation par apport de vapeur d'eau,
- saturation par mélange et par turbulence.

La saturation n'est cependant pas une condition suffisante à la condensation ; cette dernière requiert également la présence de noyaux de condensation (impuretés en suspension dans l'atmosphère d'origines variées - suie volcanique, cristaux de sable, cristaux de sel marin, combustions industrielles, pollution) autour desquels les gouttes ou les cristaux se forment. Lorsque les deux conditions sont réunies, la condensation intervient sur les noyaux ; il y a alors apparition de gouttelettes microscopiques qui grossissent à mesure que se poursuit l'ascendance, celle-ci étant le plus souvent la cause génératrice de la saturation. Les noyaux de condensation jouent en fait un rôle de catalyseur pour la formation de gouttelettes d'eau.

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

- **l'effet de coalescence.** Il y a grossissement par choc et fusionnement avec d'autres particules. Du fait de la dispersion des vitesses, le cristal en se déplaçant, soit en chute libre, soit par turbulence, entre en collision avec les gouttelettes surfondues ; la congélation de celles-ci augmente le volume du cristal. Il en est de même pour les gouttelettes de diamètre supérieur à 30 microns qui entrent en collision avec des gouttelettes de diamètre inférieur. Ce processus provoque un accroissement rapide de leur dimension et donc de leur masse augmentant leur vitesse de chute.
- **l'effet Bergeron.** Dans la partie du nuage où la température est négative mais supérieure à -40°C , coexistent des cristaux de glace et des gouttelettes d'eau surfondues (eau liquide avec une $T^{\circ} < 0^{\circ}\text{C}$, l'eau pure ne se solidifie pas à 0°C mais en dessous de -40°C). Autour d'un cristal de glace, l'air est saturé à un taux d'humidité plus bas qu'autour d'une gouttelette d'eau surfondue. Suite à cette différence d'humidité, il apparaît un transfert de la vapeur d'eau des gouttelettes vers les cristaux. Par conséquent, les gouttelettes s'évaporent tandis qu'il y a condensation autour des cristaux. Lorsque la masse du cristal est suffisante, il précipite. S'il traverse une région à température positive suffisamment épaisse (souvent à partir de 300 m dans les nuages stables) et si la durée de chute le permet, il fond et donne lieu à de la pluie. Le même processus de grossissement a lieu entre deux gouttelettes à des températures différentes (la plus froide grossit au détriment de la plus chaude).

3. Types de précipitations

Résultent des caractères des ascendances et, secondairement, de la température de l'air sous les nuages. Les fortes ascendances sous des cumulus de plusieurs km de hauteur engendrent de violentes **averses** avec de grosses gouttes et même des **grêlons** si la tête du cumulus dépasse largement l'isotherme 0° . Les ascendances lentes, obliques ne donnent que des pluies fines : **bruine** ou crachin.

Il existe différents types d'ascendances donnant les différents types de précipitations : les précipitations convectives, les précipitations orographiques et les précipitations frontales

- Les **précipitations convectives**. Elles résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont associées aux cumulus et cumulo-nimbus, à développement vertical important, et sont donc générées par le processus de Bergeron. Les précipitations résultantes de ce processus sont en général orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale.
- 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. Par conséquent, ce type de précipitations n'est pas « spatialement mobile » et se produit souvent au niveau des massifs montagneux. Les caractéristiques des précipitations orographiques dépendent de l'altitude, de la pente et de son orientation, mais aussi de la distance séparant l'origine de la masse d'air chaud du lieu de soulèvement. En général, elles présentent une intensité et une fréquence assez régulières.
- Les **précipitations frontales** ou de type cyclonique. Elles sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme « fronts ». Les fronts froids (une masse d'air froide pénètre dans une région chaude) créent des précipitations brèves, peu étendues et intenses. Du fait d'une faible pente du front, les fronts chauds (une masse d'air chaude pénètre dans une région occupée par une masse d'air plus froide) génèrent des précipitations longues, étendues, mais peu intenses.

4. Régime des précipitations

En utilisant la seule donnée de précipitation dans une nomenclature climatique, on parvient à définir une répartition mondiale des différents régimes pluviométriques. Pour identifier et classer les diverses régions pluviométriques du globe, on a habituellement recouru aux précipitations moyennes mensuelles ou annuelles (évaluées sur une longue période) et à leurs variations. La précipitation moyenne annuelle établie sur un grand nombre d'année (hauteur moyenne des précipitations annuelles tombant à un endroit donné) est aussi appelée sa valeur normale, son module annuel ou sa valeur inter-annuelle. Une classification pluviométrique générale basée sur les données annuelles est fournie par le tableau suivant.

Tableau - Régimes pluviométriques du monde (Tiré de Champoux, Toutant, 1988)

Nom	Caractéristiques
<i>Régime équatorial humide</i>	- plus de 200 cm de précipitations annuelles moyennes - à l'intérieur des continents et sur les côtes - région typique de ce régime : bassin de l'Amazone
<i>Régime subtropical humide en Amérique</i>	- entre 100 et 150 cm de précipitation annuelle moyenne - à l'intérieur des continents et sur les côtes - région typique de ce régime : pointe sud-est de l'Amérique du Nord
<i>Régime subtropical sec</i>	- moins de 25 cm de précipitation annuelle moyenne

	<ul style="list-style-type: none"> - à l'intérieur des continents et sur les côtes ouest - région typique de ce régime : le sud du Maghreb
<i>Régime intertropical sous l'influence des alizés</i>	<ul style="list-style-type: none"> - plus de 150 cm de précipitation annuelle moyenne - sur des zones côtières étroites ; humidité - région typique de ce régime : côtes est de l'Amérique centrale
<i>Régime continental tempéré</i>	<ul style="list-style-type: none"> - entre 10 et 50 cm de précipitation annuelle moyenne - à l'intérieur des continents ; il en résulte des déserts ou des steppes - région typique de ce régime : plaines de l'ouest du continent nord-américain
<i>Régime océanique tempéré</i>	<ul style="list-style-type: none"> - plus de 100 cm de précipitation annuelle moyenne - sur les côtes ouest des continents - région typique de ce régime : la Colombie britannique, l'Europe
<i>Régime polaire et arctique</i>	<ul style="list-style-type: none"> - moins de 30 cm de précipitation annuelle moyenne - se situe au nord du 60e parallèle ; formation de grands déserts froids - région typique de ce régime : le Grand Nord canadien

La combinaison saisonnière de tous les phénomènes qui engendrent les précipitations détermine le régime annuel de celles –ci et leur abondance..

Finalement, 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

5 .Mesures des précipitations

5.1 Mesures de la hauteur d'eau précipitée

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 assez nombreux. Citons toutefois les deux appareils de mesures fondamentaux que 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.

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.

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.

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.).

5.3 Analyse ponctuelle

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

5.3.1 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 de pluie observée et la durée t de l'averse :

$$i_m = \frac{h}{t}$$

Où :

i_m : intensité moyenne de la pluie [mm/h, mm/min] ou ramenée à la surface [l/s.ha],

h : hauteur de pluie de l'averse [mm],

t : durée de l'averse [h ou min].

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 (pluviogramme) permettent d'analyser les averses d'une station :

- La courbe des hauteurs de pluie cumulée,
- 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 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.

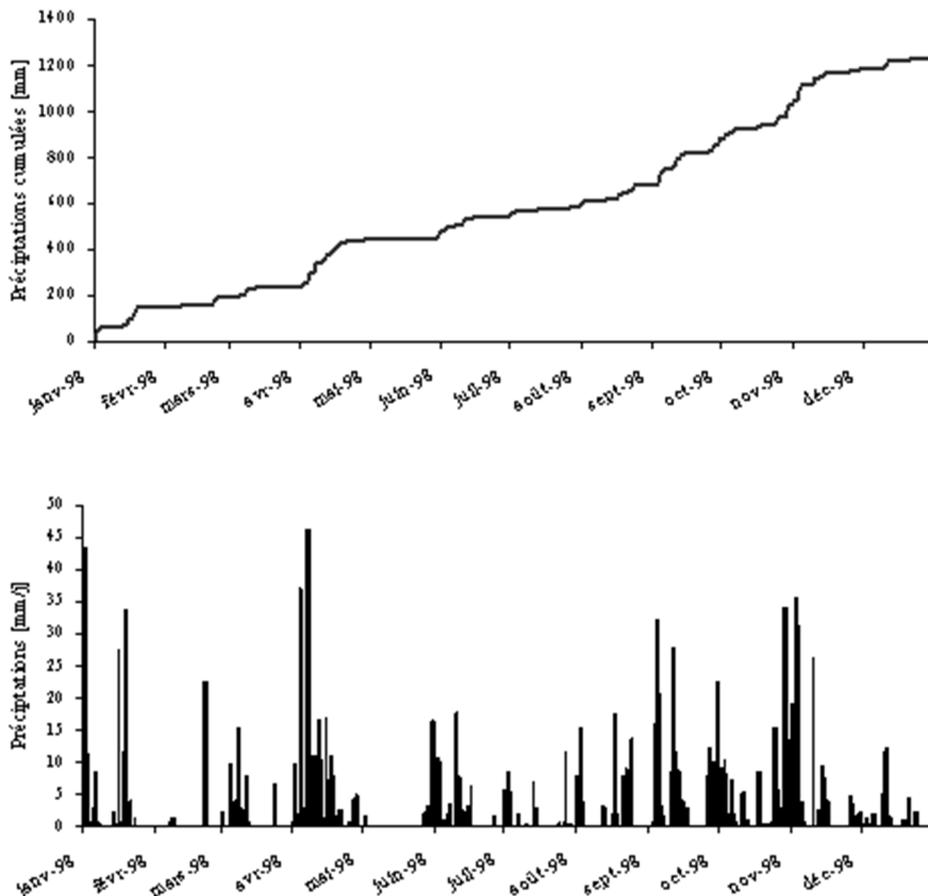


Fig. - Courbe des pluies cumulées et hyétogramme.

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 hyétogrammes, la problématique de la séparation des averses se résume comme suit (figure ci dessous) :

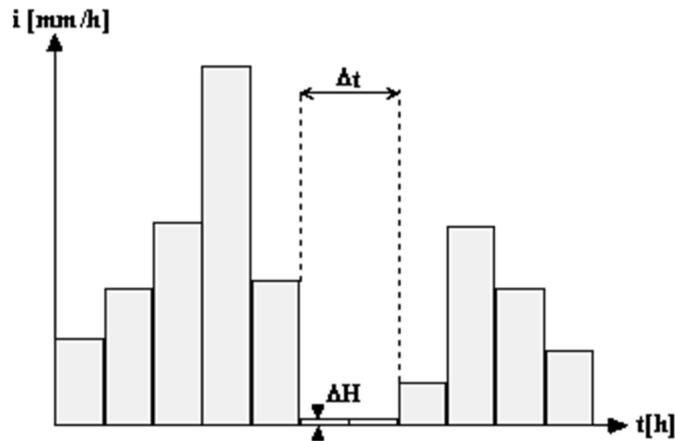


Fig. - Conditions pour la distinction de deux averses consécutives (1) ΔH durant Δt < seuil (par exemple 2 mm) et (2) Δt > durée choisie en fonction du problème (par exemple 1 heure)

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.

5.3.2 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 (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.

5.3.3 Les courbes IDF (intensité-durée-fréquence)

5.3.3.1 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) (voir Fig ci dessous) La notion de fréquence est en fait exprimée par la notion de temps de retour.

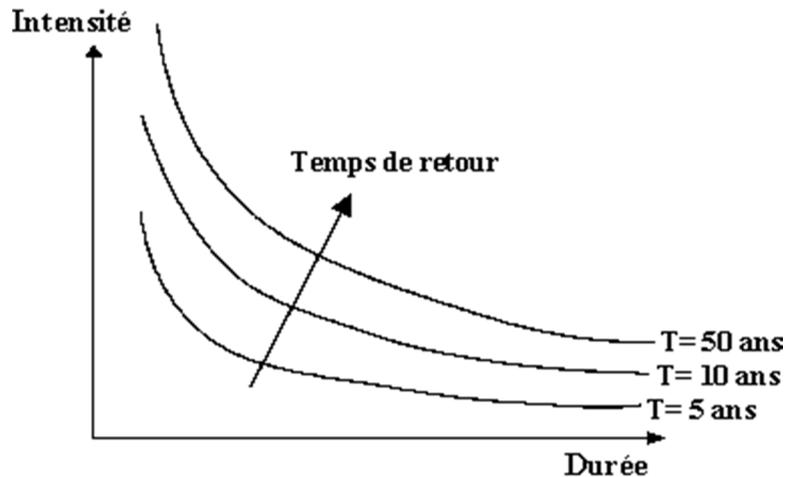


Fig. 3.5 - Représentation schématique des courbes IDF

5.3.4 La structure des pluies

La structure d'une averse est définie comme la distribution de la hauteur de pluie dans le temps. Cette distribution influence de manière notable le comportement hydrologique du bassin versant.

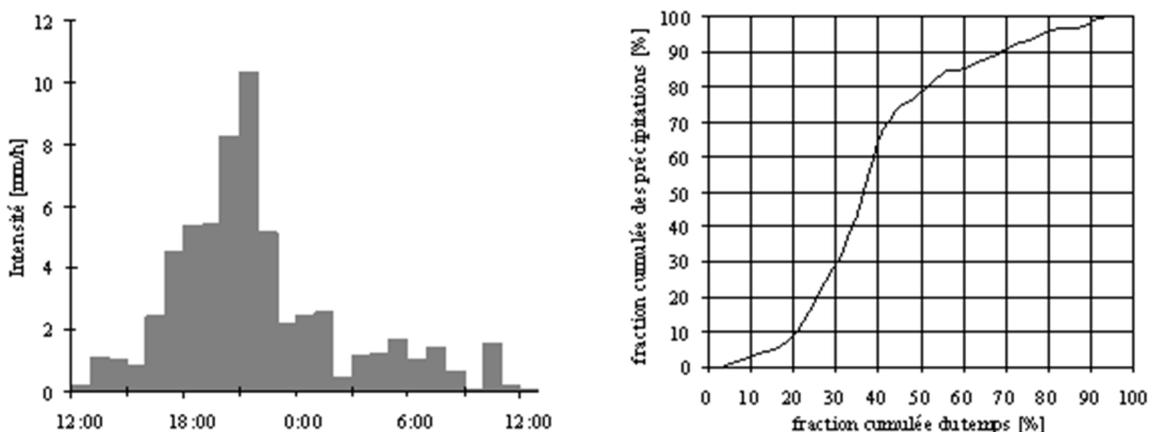


Fig. Exemple de hyétogramme et de structure correspondante pour une précipitation enregistrée au nord de Lausanne du 13 novembre 1991 à 12h00 au 14 novembre à 12h00

5.4. Evaluation régionale des précipitations

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 hyétogrammes moyens.

Avant de procéder au calcul de la précipitation moyenne du bassin versant, il importe de contrôler la qualité des données pluviométriques, leur homogénéité et leur représentativité

5.4.1 Passage des pluies ponctuelles aux pluies moyennes sur une surface

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.

5.4.1.1 Calcul de la moyenne arithmétique

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

Cette méthode est souvent peu recommandée car peu représentative. Il faut lui préférer des méthodes graphiques (tracé d'isohyètes) ou statistiques qui permettent de donner un poids différent à chacun des points de mesures (moyennes pondérées).

5.4.1.2 Calcul de la moyenne pondérée - méthode des polygones de Thiessen

La méthode du **polygone de Thiessen** est la plus couramment utilisée, parce que son application est aisée et qu'elle donne en général de bons résultats. Elle convient notamment quand le réseau pluviométrique n'est pas homogène spatialement (pluviomètres distribués irrégulièrement).

Cette méthode permet d'estimer des valeurs pondérées en prenant en considération chaque station pluviométrique. 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 :

$$P_{moy} = \frac{\sum A_i \cdot P_i}{A}$$

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 .

5.4.1.3 La méthode des isohyètes (isovaleurs)

La méthode la plus rigoureuse mais qui présente l'inconvénient de demeurer lourde en dépit des moyens actuels, est fondée sur l'utilisation 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 (technique de krigeage).

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

$$P_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^K A_i \cdot P_i}{A}, \quad \text{avec} \quad P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \quad (3.9)$$

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 $i+1$.

3.4.2 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, même s'il est dépourvu d'enregistrements pluviographiques.

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.

Le terme pluviométrie désigne indifféremment :

- tout ce qui concerne la mesure de la pluie (matériel, techniques et procédés de mesure, méthodes de calcul en un point ou sur une surface géographique déterminée);
- les résultats de cette mesure; hauteurs d'eau tombées dans un intervalle de temps donné par un qualificatif: pluviométrie horaire, journalière, pentadaire (5 jours successifs, du 1 au 5 du mois, puis du 6 au 10, du 11 au 15 etc.), décadaire (du 1 au 10, du 11 au 20 et du 21 au dernier jour du mois), mensuelle, annuelle, interannuelle.

La pluviométrie regroupe aussi les mesures à pas de temps variable obtenues à l'aide d'enregistreurs; le terme pluviographie peut alors se substituer au terme pluviométrie.

LES PRECIPITATIONS EN ALGERIE

Les précipitations en Algérie sont soumises au climat méditerranéen. Elles sont caractérisées par leur régime irrégulier et leur répartition inégale (sécheresse estivale). Elles obéissent à un régime méditerranéen avec une décroissance rapide des pluies du Nord vers le Sud.

Les connaissances sur les précipitations sont partielles et encore très dispersées.

En Algérie, les séries d'analyses des précipitations ont été menées sur l'ensemble ou une partie du pays comme celles de SELTZER(1913-1938)GAUSSEN(1913-1947),MEDINGER(1913-1953),CHAUMONT et PAQUIN(1913-1963),l'ANRH(1993....),mais la faible densité du nombre de stations de mesure et souvent la non représentativité de certains sites(altitude) ne facilitent pas leur interprétation ;

Dans les séries d'observation, des lacunes d'ordre mensuelles et mêmes journalières sont à signaler au niveau national. Ces lacunes sont causées par une série de facteurs tels que :

-la centralisation et la décentralisation des données météorologiques qui a influé négativement sur la disponibilité des données et leur qualité.

-le transfert des pluviomètres.

-Arrêt de fonctionnement de certaines stations comme celle de Skikda en 2004 qui s'est arrêtée plus d'un semestre suite à une explosion

-Le manque de sérieux au niveau des relevés(absence de relevé les jours fériés, les congés annuels...)

Le comblement des données manquantes peut être établi à l'aide de modèles statistiques. Ainsi la correction de la pluviométrie mensuelle est calculée par la méthode des rapports. Celle des valeurs annuelles par la méthode dite de double cumul. Pour que la méthode des rapports soit efficace, il faudrait que les couples appartiennent aux mêmes conditions climatiques et géographiques.

- **La méthode des rapports**

C'est le rapport entre les valeurs de pluie tombée au cours d'un mois considéré lacunaire et pendant la série où le mois est le même dans les stations voisines ; son application se fait selon l'équation suivante :

$$Y=aX$$

Où :Y :la valeur pluviométrique mensuelle inconnue à la station lacunaire

X :valeur correspondante observée pendant le même mois à la station de référence

A

a :constante d'ajustement égale au rapport de la somme des précipitations observées pendant une même série commune aux 2 stations soit :

$$a=P(\text{mm}) B /P(\text{mm})$$

Pour illustrer cette méthode nous allons donner l'exemple d'ajustement des données de la station de Skikda(B) à partir de celles de Annaba(A) pour le mois de Janvier de la série. Ces 2 stations se trouvent dans le même contexte climatique et géographique(le littoral).

Le total des précipitations du mois considéré pendant la même série est égal à :P(mm)
A=2771 et P(mm) A=2958, donc

$$A=2958/2771=1,067$$

La hauteur des précipitations observées au mois de Janvier 2004 à Annaba est de 109,4mm ; la valeur correspondante à la station de Skikda serait donc de

$$Y=1,067 \times 109,4 \text{mm} = 116,8 \text{mm}$$

- **La méthode des doubles cumuls : Contrôle des totaux annuels des précipitations**
La méthode dite des cumuls, consiste à mettre en corrélation les totaux annuels cumulés de la station de référence avec ceux de la station à contrôler. La station de référence étant celle qui possède la série d'observation la plus longue et la plus homogène . On porte sur le papier millimétrique, en abscisse les totaux annuels des précipitations de la station de référence (Ex Sétif) et en ordonnée ceux de la station à contrôler (Ex : BBA)

Le régime mensuel pluviométrique

L'étude de la variabilité du régime pluviométrique permet de mettre en évidence l'instabilité des précipitations d'un mois à l'autre au sein d'une même année, même si le total annuel ne varie pas. Cette instabilité pose des problèmes d'ordre économique dans une région à vocation agricole Le degré de variabilité est souvent mesuré par le coefficient de variation qui n'est autre que le rapport de l'écart type d'une série à sa moyenne.

Les régimes saisonniers pluviométriques

La variation saisonnière conditionne fortement les activités agricoles et les modes de vie.

Le régime pluviométrique saisonnier diffère d'une région à une autre. Pour saisir le régime pluviométrique saisonnier, l'année est divisée en quatre trimestres astronomiques, de sorte que les mois initiaux de chaque trimestre contiennent soit un solstice soit un équinoxe.

Le classement décroissant du total des précipitations saisonnières permet de montrer que spatialement le régime saisonnier peut être de type **HAPE(littoral)**, **HPAE(bassins intérieurs)**, **PHAE (Une partie des hautes plaines..)**, ou **APHE (Atlas saharien et son piémont Sud)**

Intensité de précipitations

Equivalence entre millimètres de pluie et volumes d'eau précipités

Il n'existe pas de correspondance officielle entre l'appréciation "qualitative" d'une précipitation ("faible", "modérée" ou "forte") et son intensité chiffrée, qui peut s'exprimer en millimètres par minute ou millimètres par heure.

Le caractère des précipitations dépend de la climatologie locale. Toutefois, en plaine et pour la France métropolitaine, on peut adopter les équivalences suivantes:

Pluie faible continue	1 à 3 mm par heure
Pluie modérée	4 à 7 mm par heure
Pluie forte	8 mm / heure et plus

Lors de certains événements majeurs décrits dans ce site, les intensités observées atteignent et dépassent les 100 mm par heure ou 60 mm en 30 minutes ! (*)

Equivalence entre millimètres de pluie et volumes d'eau précipités

Un fort volume d'eau tombant sur une surface plus ou moins importante peut entraîner une quantité d'eau précipitée faramineuse comme le montre le tableau suivant:

Surface touchée par les précipitations	Volume d'eau pour une précipitation de 100 mm
1 km ²	100 000 m ³
100 km ² (une agglomération)	10 millions de m ³
10 000 km ² (le bassin versant d'une rivière)	1 milliard de m ³
100 000 km ² (le bassin versant d'un fleuve)	10 milliards de m ³

1 millimètre de pluie équivaut à 1 litre d'eau par m².

(*): pour se représenter ce que signifie une telle intensité: 60 mm - 60 litres d'eau au mètre carré - en 30 mn soit **2 litres d'eau au mètre carré et par minute**, il suffit d'imaginer la quantité d'eau déversée dans une cuisine de 6 m² par un lave-linge (de contenance 12 à 15 l) qui vidangerait chaque min

TRAVAUX PRATIQUES

Totaux pluviométriques et moyenne arithmétique

§ **Les totaux** ont permis d'étudier les quantités de pluies et leurs rythmes. Ils sont calculés par la méthode du simple cumul : $n_1 + n_2 + \dots + n_{12}$ avec n_i = valeurs mensuelles.

§ **Paramètre de tendance centrale, la moyenne arithmétique** \bar{X} a été utilisée pour étudier les régimes pluviométriques sur une période de 50 ans. Elle est

obtenue par l'équation : $\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i)$ avec n le nombre d'observations et n_i leur somme.

Paramètres de dispersion et indices pluviométriques

Les paramètres de dispersion concernent l'écart-type et le coefficient de variation. Ils ont été utilisés pour déterminer la position des variables étudiées autour de la moyenne.

§ **L'écart-type** est la racine carrée de la variance. Il est l'indicateur de la variabilité par excellence et, de ce fait, détermine la dispersion des différentes valeurs autour de la moyenne : $\sigma = \sqrt{v}$ avec v pour variance.

Le calcul de l'écart-type permet de standardiser les données pour les transformer en anomalies centrées et réduites ou ACR, donnant ainsi à chaque valeur le même poids. Les ACR sont des indices pluviométriques, elles permettent de distinguer sur un graphique les années humides (excédentaires) et les années sèches (déficitaires). Ces indices sont obtenus par la formule suivante : $x_i = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$, avec x représentant la total pluviométrique de l'année i , \bar{x} pour la moyenne de série et σ représentant l'écart-type.

§ **Le coefficient de variation** qui est le rapport de l'écart-type à la moyenne s'exprime en %. Il permet d'apprécier le degré de variabilité des pluies dans chaque station, il est calculé par la formule : $C.V = \frac{\sigma}{\bar{x}} * 100$

§ **L'indice de sécheresse (IS):** c'est l'indice de l'écart à la moyenne. Il permet d'estimer le déficit pluviométrique annuel. Cet écart à la moyenne est la

différence entre la hauteur de précipitations d'une année P_i et la hauteur moyenne annuelle de précipitations P de la série. La formule est : $IS = P_i - P$; l'indice est positif pour les années humides et négatif pour les années sèches.

§ L'indice de pluviosité (IP) : c'est le rapport de la hauteur de précipitations d'une année P_i à la moyenne annuelle des pluies P de la série. La formule est : $IP = \frac{P_i}{P}$; une année est dite humide si ce rapport est supérieur à 1 et sèche s'il est inférieur à 1

Calcul des indices

Les outils non statistiques, comme les indices pluviométriques, permettent d'étudier la variabilité climatique. Ces indices, définis par Lamb en 1982, traduisent un excédent ou un déficit pluviométrique pour l'année considérée par rapport à une période de référence :

$$L = (X_i - X) / E \text{ où}$$

X_i : pluviométrie de l'année i ,

X : pluviométrie moyenne sur la période de référence,

E : écart-type de la série pluviométrique sur la période de référence.

La cartographie des moyennes par décennie des indices pluviométriques annuels ainsi calculés traduit l'évolution dans le temps et dans l'espace de la variable étudiée, soulignant les zones tantôt excédentaires tantôt déficitaires. Il est souhaitable pour le calcul des indices pluviométriques d'avoir le même nombre de stations tout au long de la période de référence, afin de conserver à l'indice une homogénéité statistique (Moron, 1994).

L'indice de sécheresse (IS) permet d'estimer le déficit pluviométrique annuel. Cet écart à la moyenne est la différence entre la hauteur des précipitations d'une année P_i et la hauteur moyenne annuelle de précipitations P de la série. La formule est : $IS = P_i - P$ L'indice est positif pour les années humides et négatives pour les années sèches.

L'indice de déficit pluviométrique (IDP) permet aussi de montrer et de calculer le nombre des années déficitaires et leur succession. Une année est qualifiée d'humide si cet indice est positif, de sèche lorsqu'il est négatif. Il s'exprime par la formule suivante : $IDP (\%) = ((P_i - P_m) / P_m) \times 100$ où : IDP : Indice de déficit pluviométrique (en pourcentage) ; P_i : précipitation annuelle (en mm) ; P_m : précipitation moyenne (en mm). L'Indice de pluviosité (Ip) est le rapport de la hauteur de précipitation d'une année à la hauteur moyenne annuelle de précipitation de la série. Il est exprimé par la formule suivante : $Ip = P_i / P_m$ Une année est dite humide si ce rapport est supérieur à 1 et sèche s'il est inférieur à 1

