

PREMIERE PARTIE : Hydrologie Urbaine

Chapitre 2 : Hydrologie des bassins versants

1- Définition d'un bassin versant

Un bassin versant est espace géographique telle que chaque goutte d'eau tombée, est acheminée en un point commun appelé embouchure ou exutoire (Figure.1)

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

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

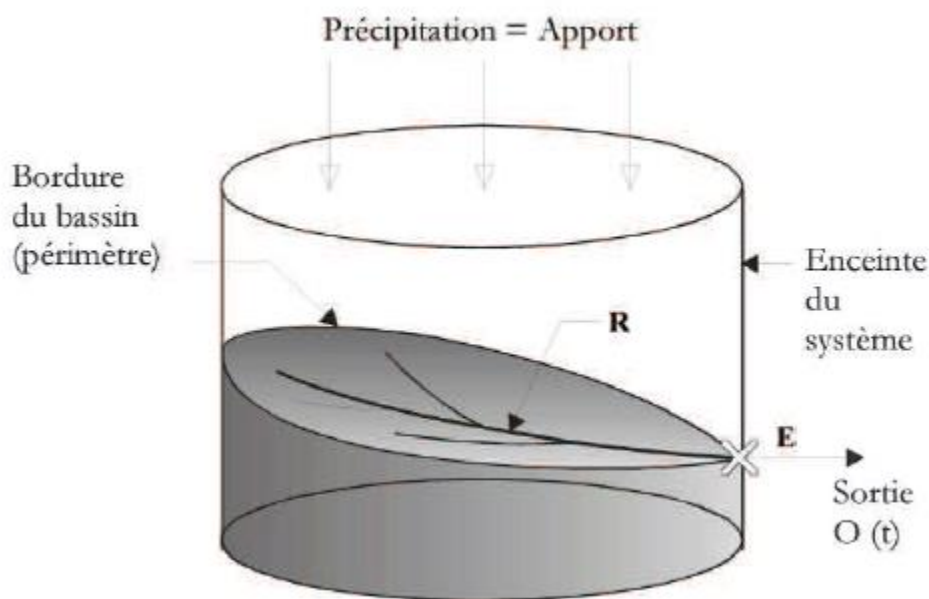


Fig.1. Schématisation d'un bassin versant

Toutefois, la délimitation topographique nécessaire à la détermination en surface du bassin versant naturel n'est pas suffisante. Lorsqu'un sol perméable recouvre un substratum imperméable, la division des eaux selon la topographie ne correspond pas toujours à la ligne de partage effective des eaux souterraines (voir Fig. 2). Le bassin versant est alors différent du bassin versant délimité strictement par la topographie. Il est appelé dans ce cas bassin versant réel.

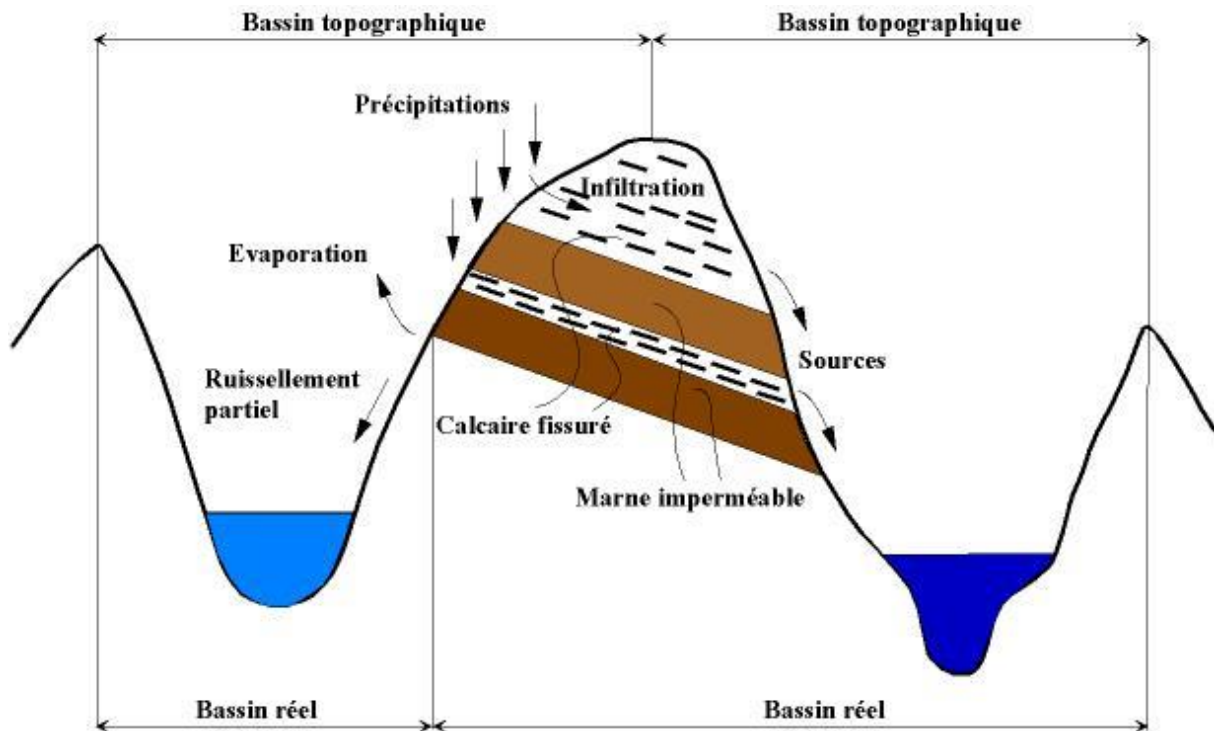


Fig. 2. Distinction entre bassin versant réel et bassin versant topographique

Il convient donc également de définir, en plus des délimitations topographiques, les limites souterraines de ce système. De plus, il est aussi nécessaire de tenir compte des effets anthropiques relatifs aux eaux du système.

La figure 3.a illustre la subdivision d'une zone urbaine en six (06) bassins séparés par la ligne de crête (30m). L'écoulement de l'eau se fait toujours perpendiculairement aux courbes de niveau (isohypses). La conception d'une conduite d'égout pluvial dans la zone ABCD (figure.3.b), en tête d'un bassin urbain, peut nous amener à considérer un bassin versant ne comprenant qu'un pâté de maisons

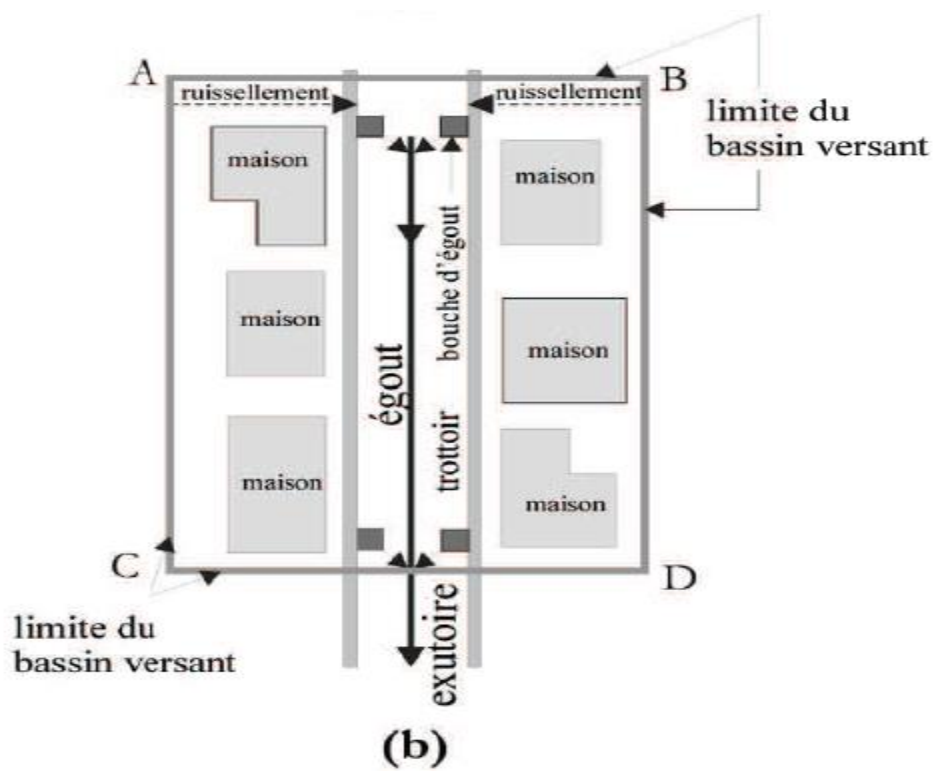
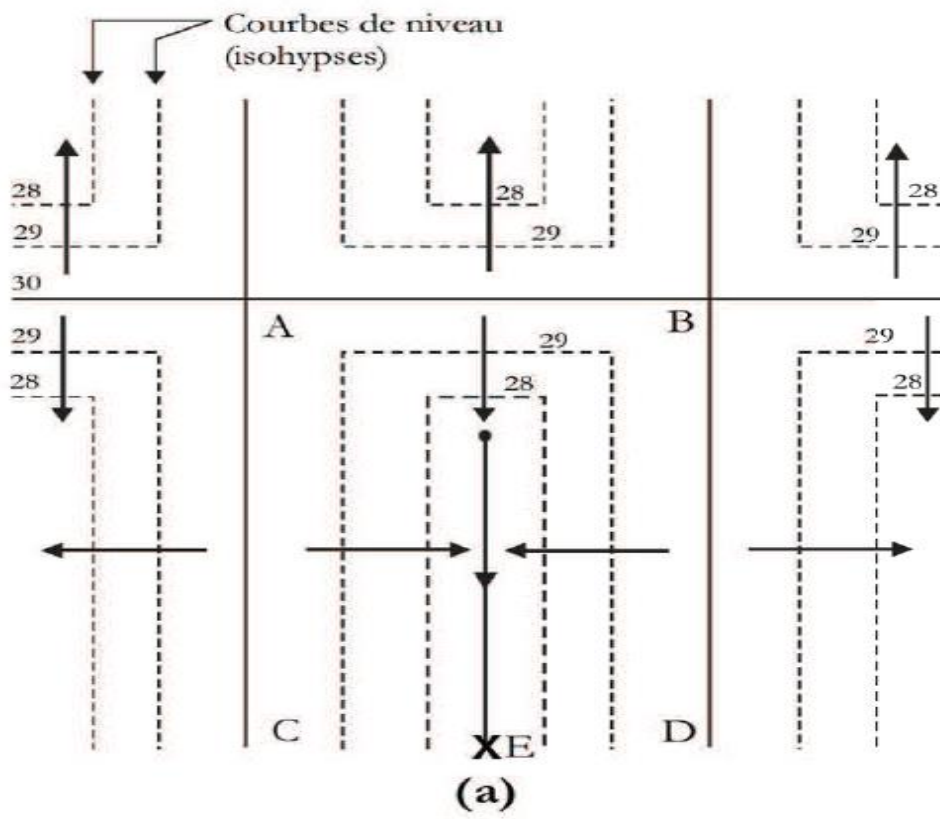


Fig .3. Bassins versants urbains

2- Précipitations sur un bassin versant

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.

2.1- Classification

On peut classer les précipitations en trois types :

- Précipitations de convection

Ces précipitations ont surtout lieu au cours de l'été. L'air humide au contact du sol qui est chauffée par les radiations solaires s'élève verticalement. Etant refroidi au cours d'une détente adiabatique, il se condense et donne lieu à des précipitations courtes mais intenses. Ces précipitations sont surtout fréquentes en régions équatoriales mais surviennent aussi en régions tempérées. Compte tenu de leur forte intensité et de leur courte durée, ces précipitations sont éprouvantes pour les réseaux d'assainissement.

- Précipitations orographique

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.

- Précipitations cyclonique

Quand deux fronts de masses d'air de températures et de 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.

2.2- Mesure des précipitations

Il existe une grande variété d'appareils de mesure des précipitations qui peuvent être classés en pluviomètres et pluviographes.

Le pluviomètre fournit généralement la hauteur de pluie cumulative sur 24 heures. mais cette durée peut être plus au moins grande selon la fréquence de lecture. Cet appareil est généralement non enregistreur. Le pluviographe est un

appareil enregistreur qui fournit les intensités de pluie à des pas de temps variant entre 1 et 6 minutes.

L'appareil de mesure la plus ancien est le pluviomètre qui permet de déterminer la lame cumulative tombée entre deux lectures.

Le pluviomètre standard américain comporte un élément collecteur, un entonnoire et un récipient cylindrique. (figure.4)

On peut lire la lame cumulative tombée, directement sur l'appareil ou on transvide le récipient dans un tube gradué.

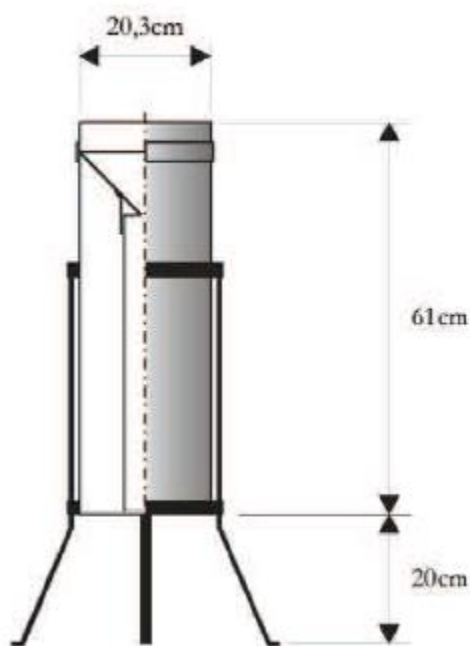


Fig. 4. Pluviomètre standard américain (weather-bureau)

Cette appareil procède par ailleurs trois inconvénients :

- L'erreur de mesure peut être non négligeable à cause des pertes par éclaboussement, évaporation et effet de vent
- Cet appareil ne fournit pas l'hyétogramme mais seulement la lame cumulative ; les modèles hydrologiques utilisés actuellement nécessitent la connaissance de la variation de l'intensité de la pluie dans le temps ; ceci est d'autant plus vrai dans les bassins urbains ou le ruissellement ne dure que quelques minutes.
- Cet appareil ne se prête pas à l'automatisation et ne permet ni la lecture ni l'enregistrement ni la transmission des mesures à distances ;

ceci pose un grand problème pour les régions éloignées et pour la gestion réel.

Le pluviographe à augets basculeurs permet de remédier à ces lacunes (figure.5)

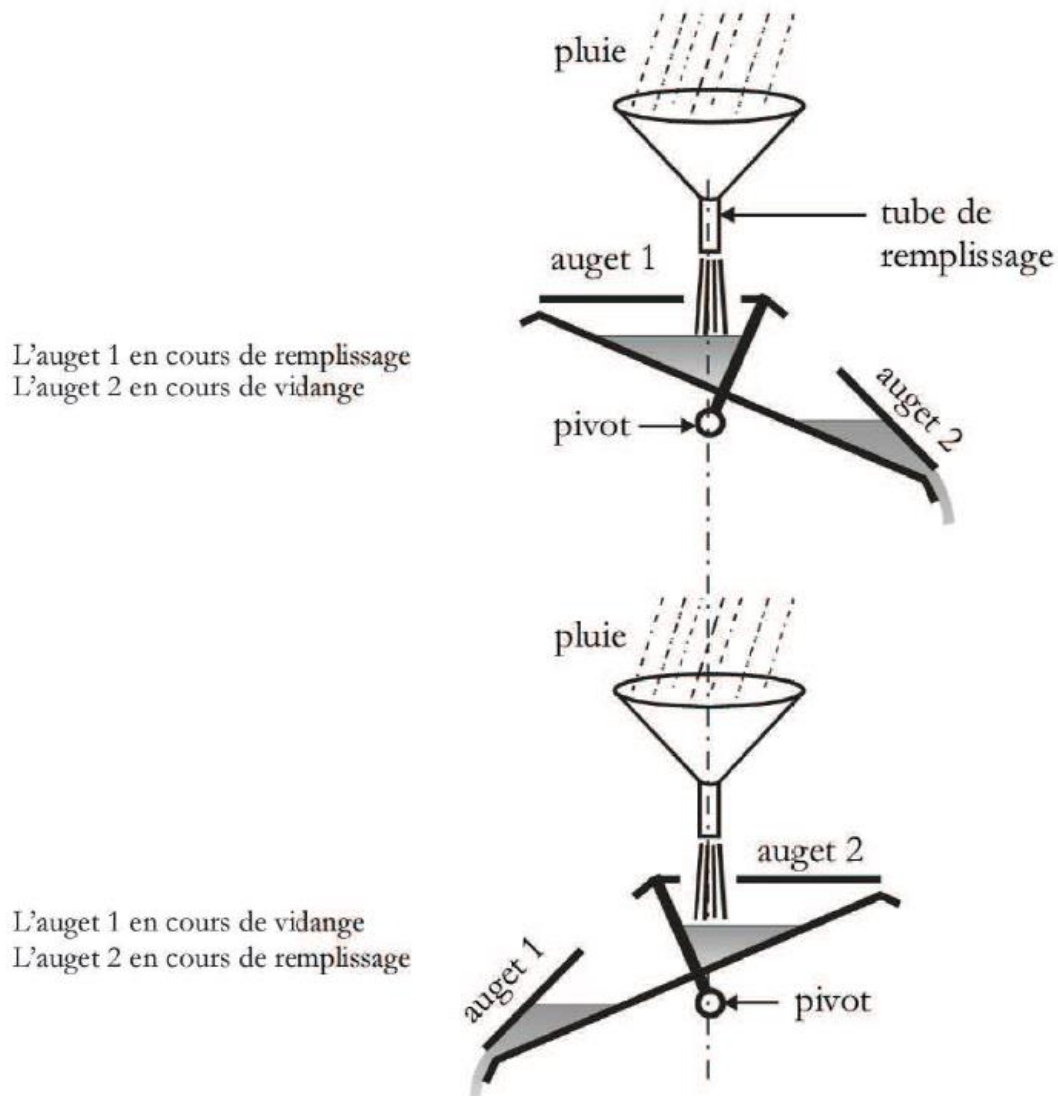


Fig.5. pluviographe à augets basculeurs

Cet appareil comprend deux compartiments qui se remplissent et se vident tour à tour sous l'effet du poids du volume des précipitations captées par l'entonnoir collecteur. Chaque basculement de l'appareil est comptabilisé en actionnant le contact d'un relais. Connaissant la hauteur d'eau qui provoque le basculement, on peut reconstituer la lame d'eau tombée en comptant le nombre de basculements dans une unité de temps qui peut être aussi petite que la minute. Le choix de la surface de réception de cône (400 à 2000cm²) et de poids de l'eau qui fait basculer l'auget (4 à 20g) permet d'établir la relation entre la lame

tombée et le basculement des augets. D'une manière générale, une résolution de 0,2mm est suffisante pour décrire précisément les hyétogrammes.

Le radar météorologique permet de couvrir une grande surface de bassin avec une résolution spatiale de l'ordre km² et temporelle de l'ordre de cinq minutes. De plus il y a davantage de mesurer tous les types de précipitations et de permettre la prévision alors que les nuages sont encore à une certaine distance de bassin concerné.

Le principe du radar est basé sur la réflexion électromagnétique des nuages. Quand les ondes émises par le radar atteignent les gouttelettes ou des cristaux de glace, elles sont réfléchies et captées.

L'exploration en volume de l'atmosphère est accomplie grâce à deux mouvements de base :

- La rotation de l'antenne permet de mesurer l'étendue spatiale des précipitations.
- L'inclinaison verticale permet de mesurer la hauteur des précipitations.

2.3- Evaluation des précipitations sur un bassin versant

En général, la répartition géographique de l'intensité des précipitations n'est pas homogène. C'est pour cette raison qu'on installe un réseau de pluviomètre assez dense pour mesurer les précipitations avec le maximum de précision. Le problème qui se pose maintenant est l'évaluation des précipitations représentatives, connaissant les mesures fournies par les pluviomètres installés sur le bassin.

Méthode de la moyenne arithmétique

$$P = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i \quad (1)$$

n ; le nombre des stations pluviométriques.

P_i ; la hauteur des précipitations enregistrées dans la station « i »

Méthode des isohyètes

Une isohyète est une ligne virtuelle reliant les points d'une région le long desquels les précipitations sont identiques (figure.6)

$$P = \frac{\sum_{i=1}^k A_i P_i}{A} \quad (2)$$

ou :

A_i ; est la superficie comprise entre deux isohyètes i et $i+1$

A ; est la superficie totale du bassin.

k ; le nombre d'intervalles.

La valeur de P_i est obtenue par :

$$P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2}$$

h_i ; la hauteur des précipitations de l'isohyète « i »

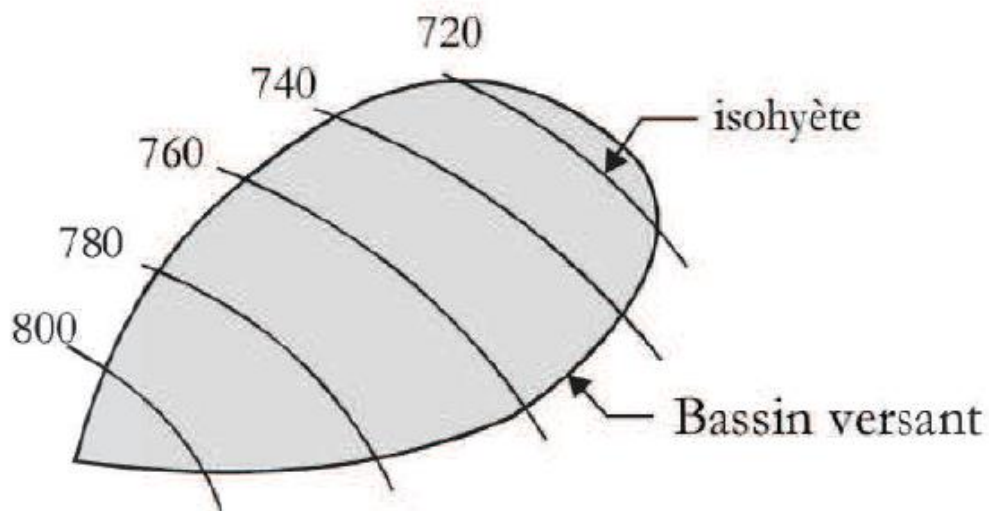


Fig. 6. Réseau d'isohyètes sur un bassin versant.

Méthode de Thiessen

Cette méthode est basée sur le principe que l'intensité de pluie en un point donné est mieux représentée par la station météorologique la plus proche. On commence par relier chaque station aux stations directement avoisinantes par des segments de droite (figure 7). On coupe ensuite chacun des côtés des triangles ainsi formés par la médiatrice. Chaque station a un facteur de pondération proportionnel à la superficie délimitée par les médiatrices directement située dans son voisinage.

La hauteur de précipitation est obtenue par :

$$P = \frac{\sum_{i=1}^k A_i P_i}{A} \quad (3)$$

k ; le nombre des station

A_i ; la superficie de polygone « i »

P_i ; la hauteur de précipitation enregistrée à la station « i »

A ; est la superficie totale du bassin.

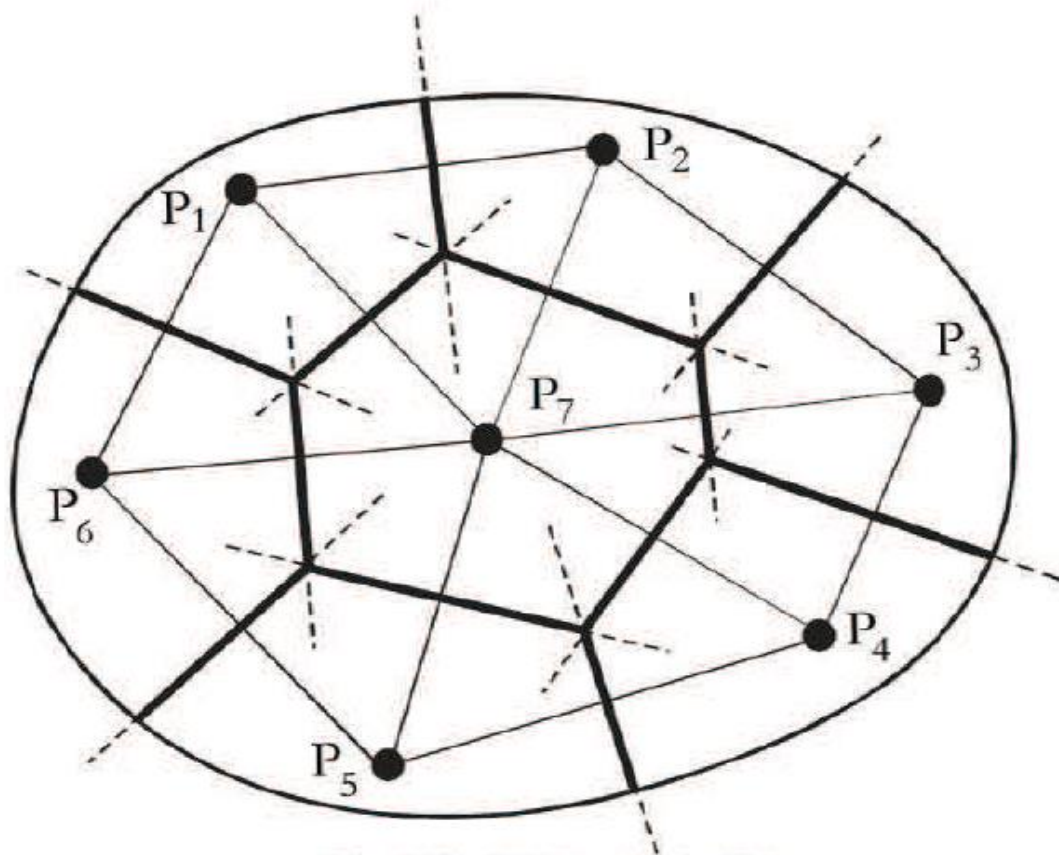


Fig. 7. Méthode de Thiessen

Remarque :

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

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

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

3- Infiltration :

On appelle infiltration la partie des précipitations qui est absorbée par le sol et dirigé vers les couches inférieures. En pratique, avant que le ruissellement ne commence, il faut que les dépressions de surface soient remplies.

3.1- Les pertes par dépression

$$d_p = a + b (3+S) \quad \text{si } S < 3\%$$

$$d_p = a \quad \text{si } S > 3\%$$

d_p représente les pertes par dépression

S est la pente moyenne du bassin, en % .

Pour les surfaces perméables $a=2\text{mm}$ $b=4\text{mm}$

Pour les surfaces imperméables $a = 0,5\text{mm}$ $b=1\text{mm}$

Le phénomène d'infiltration est complexe. Il est difficile de prédire d'une manière précise la quantité d'eau qui s'infiltré durant et après une averse cette quantité dépend de l'humidité du sol, de l'épaisseur de couche saturée, de la compacité du sol, de la couverture végétale, du gel, de la quantité d'air dans le sol, de la pente de la surface

Parmi les méthodes d'estimation de l'infiltration, on peut citer :

- Méthode de l'indice d'infiltration
- Méthode de Horton

La méthode la plus simple est celle de l'indice d'infiltration Φ (figure.8)

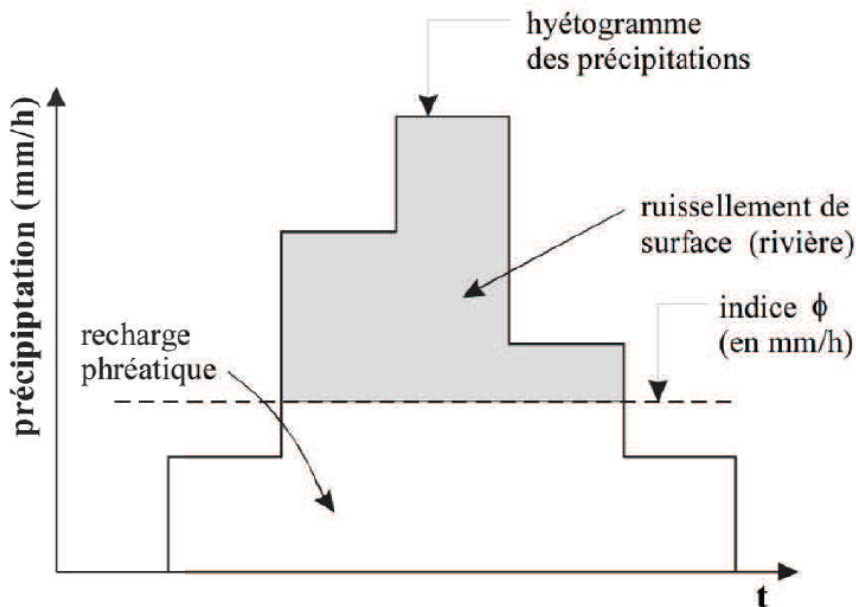


Fig.8. indice d'infiltration

L'indice Φ représente l'intensité moyenne au-dessus de laquelle tout excédent des précipitations se retrouve sous forme d'écoulement. Mathématiquement, l'indice d'infiltration se calcule par la relation suivante :

$$\sum_{i=1}^N (i_i - \phi) \Delta t = \text{ruissellement de surface} \quad (4)$$

i_i ; l'intensité de la pluie en mm/h au temps i

Δt ; est le pas de temps en heures

4- Evaporation :

La vaporisation (évaporation à la surface de l'eau) est le phénomène par lequel le liquide se transforme en vapeur. La transformation en vapeur d'un solide tel que la neige ou la glace, sans passer par l'état liquide s'appelle sublimation.

$$E = C(e_w - e_a)(1 + 0,062V) \quad (5)$$

C ; est un paramètre

E ; est l'évaporation *journalière* en mm quand $C=3,66$ // *mensuelle* en mm quand $C=110$

e_w ; est la pression de vapeur de saturation (en kilopascals) correspondant à la température moyenne journalière ou mensuelle à la surface de l'eau (voir tableau 1)

e_a ; est la pression moyenne journalière ou mensuelle de vapeur à la température de l'eau (en kilopascals)

V ; est la vitesse de vent à 7 mètre au-dessus de la surface de l'eau (km/h)

Tableau N°1 : température de l'air et pression de vapeur à la saturation

Température (degrés C)	Pression de vapeur à la saturation e_w (kPa)	Température (degrés C)	Pression de vapeur à la saturation e_w (kPa)
-35	0,030	0	0,611
-30	0,050	5	0,873
-25	0,080	10	1,228
-20	0,125	15	1,704
-15	0,184	20	2,339
-10	0,288	25	3,169
-5	0,425	30	4,244

La pression de vapeur e_a peut être calculée à partir de l'humidité relative qui est défini par

$$\text{humidité relative} = \frac{\text{pression de vapeur pour la température de l'air}}{\text{pression de vapeur à la saturation pour la température de l'air}} = \frac{e_a}{e_w}$$