

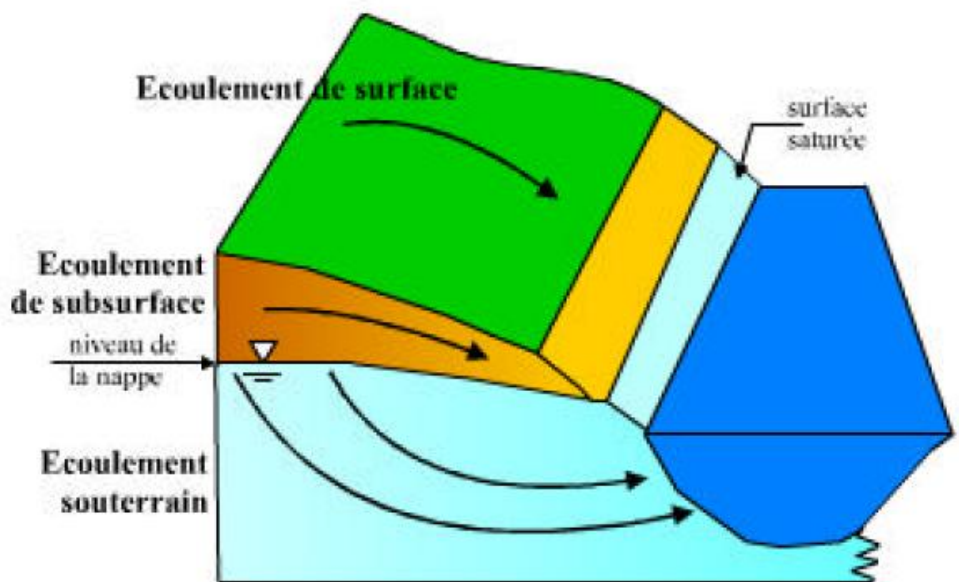
4. Les écoulements

4.1. Généralités sur les écoulements

On distingue **deux grands types d'écoulements**, à savoir : **les écoulements « rapides »** et par opposition, **les écoulements souterrains qualifiés de « lents »** qui représentent la part infiltrée de l'eau de pluie transitant lentement dans les nappes vers les exutoires. **Les écoulements** qui gagnent **rapidement** les exutoires pour constituer les crues **se subdivisent** en **écoulement de surface** et **écoulement de subsurface** :

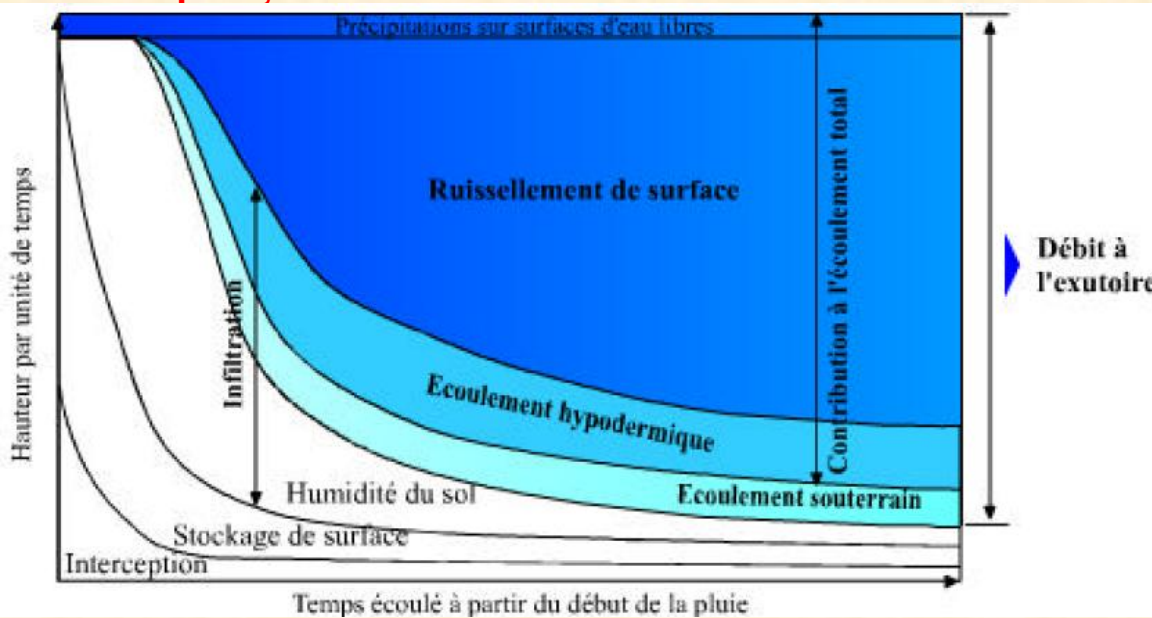
➡ **L'écoulement de surface ou ruissellement** est constitué par la frange d'eau qui, après une averse, s'écoule plus ou moins librement à la surface des sols. L'importance de l'écoulement superficiel dépend de l'intensité des précipitations et de leur capacité à saturer rapidement les premiers centimètres du sol, avant que l'infiltration et la percolation, phénomènes plus lents, soient prépondérants.

➡ **L'écoulement de subsurface ou hypodermique** comprend la contribution des horizons de surface partiellement ou totalement saturés en eau ou celle des nappes perchées temporairement au-dessus des horizons argileux. Ces éléments de subsurface ont une capacité de vidange plus lente que l'écoulement superficiel, mais plus rapide que l'écoulement différé des nappes profondes.



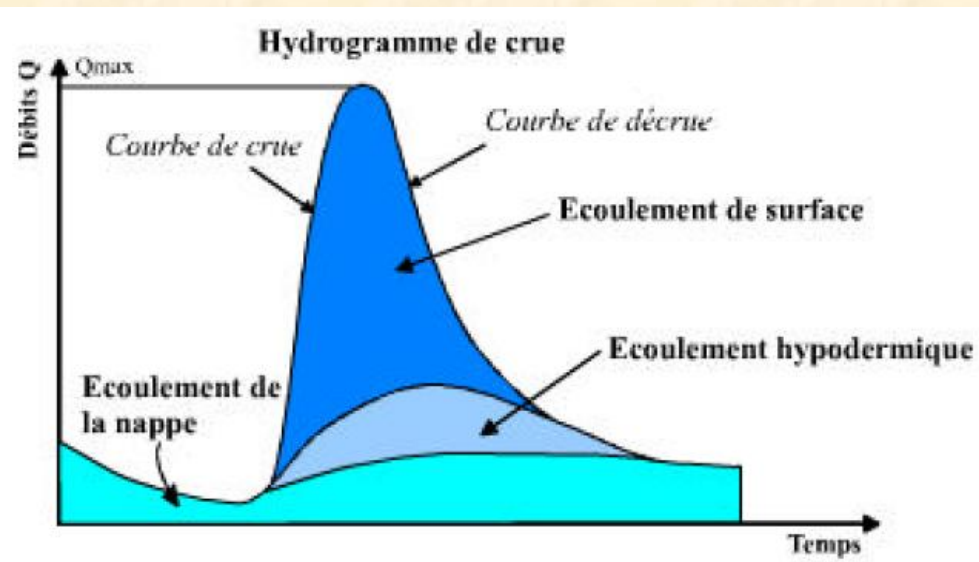
Différents types d'écoulements

Les différentes composantes de l'écoulement dans le cas simple d'une averse uniforme dans le temps et dans l'espace, sont les suivantes.



Répartition de la hauteur de précipitations au cours d'une averse d'intensité constante

Les éléments les plus importants dans la génération des crues sont finalement les écoulements de surface et de subsurface et les précipitations directes à la surface du cours d'eau, l'écoulement souterrain n'entrant que pour une faible part dans la composition du débit de crue.



Découpage de différentes phase d'un hydrogramme de crue

4.2. Bilan annuel des écoulements

L'écoulement total E_t représente la quantité d'eau qui s'écoule chaque année à l'exutoire d'un bassin versant considéré. L'écoulement est la somme des différents termes : écoulement superficiel E_s , écoulement hypodermique E_h et écoulement de base (ou écoulement souterrain) E_b qui résulte de la vidange des nappes.

L'écoulement totale s'exprime ainsi : $E_t = E_s + E_h + E_b$

Le bilan hydrologique d'un bassin versant est également caractérisé par trois coefficients essentiels:

→ Le coefficient d'écoulement total C_{et} défini par le rapport entre les quantités d'eau écoulées et les quantités d'eau précipitées P

$$C_{et} = \frac{E_t}{P}$$

→ Le coefficient d'écoulement de surface C_{es} obtenu en calculant le rapport entre les quantités d'eau écoulées rapidement et les quantités d'eau précipitées

$$C_{es} = \frac{E_s + E_h}{P}$$

→ Le coefficient de ruissellement C_r est défini par le rapport entre la quantité d'eau ruisselée à la surface du sol et celles des précipitations

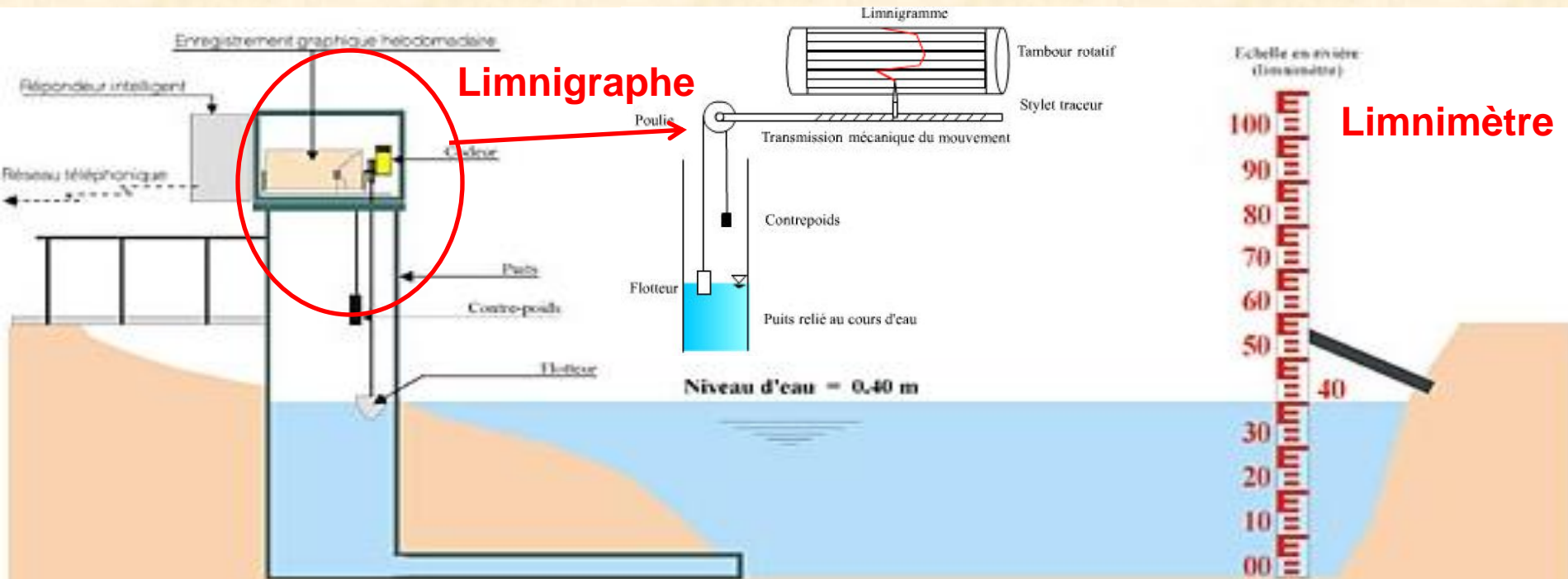
$$C_r = \frac{E_s}{P}$$

4.3. Mesure des paramètres de débits

Le **débit Q** d'un cours d'eau à l'exutoire d'un bassin versant **varie en fonction du temps**. Différentes techniques permettent la mesure de **deux variables principales**:

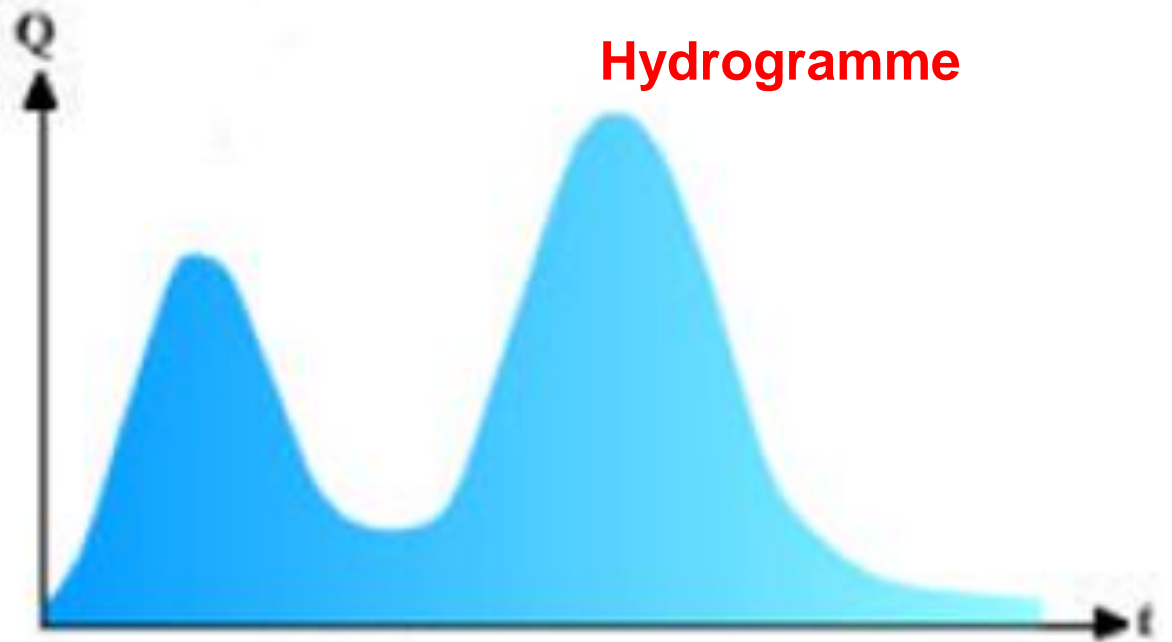
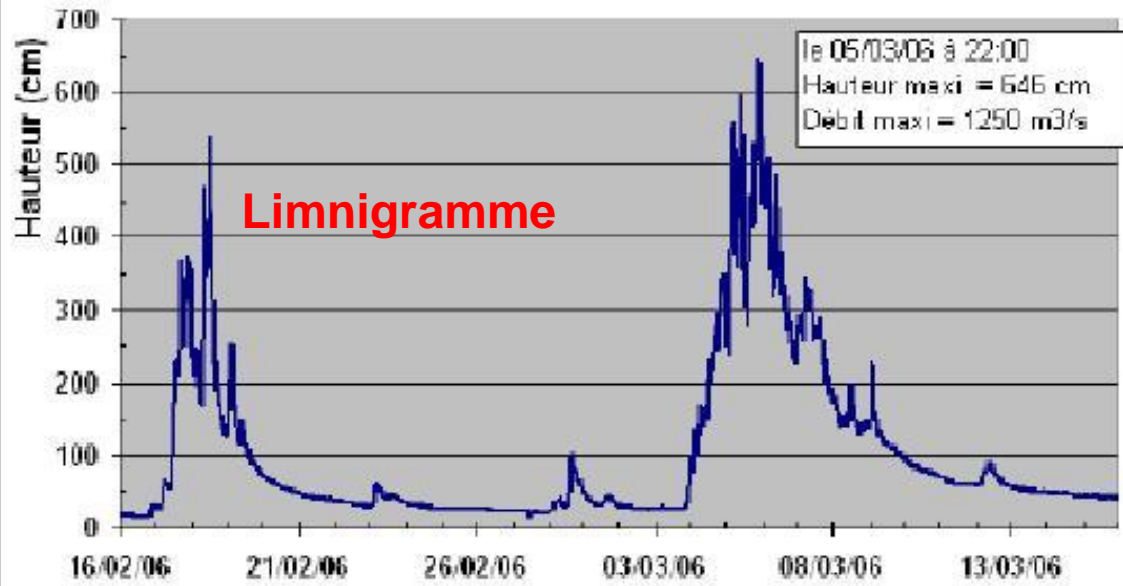
La hauteur H de la surface d'eau libre du cours d'eau exprimé en mètres **par un limnimètre**. **La courbe qui représente H en fonction du temps est un limnigramme**.

Le débit du cours d'eau Q exprimé en m^3/s ou l/s . Il est mesuré directement ou par association de **la courbe de tarage $Q(H)$ à un limnigraphe $H(t)$** . **La courbe du débit Q en fonction du temps est un hydrogramme**.



Le limnigraphe à flotteur est un appareil qui maintient un flotteur à la surface de l'eau grâce à un contre-poids, 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).

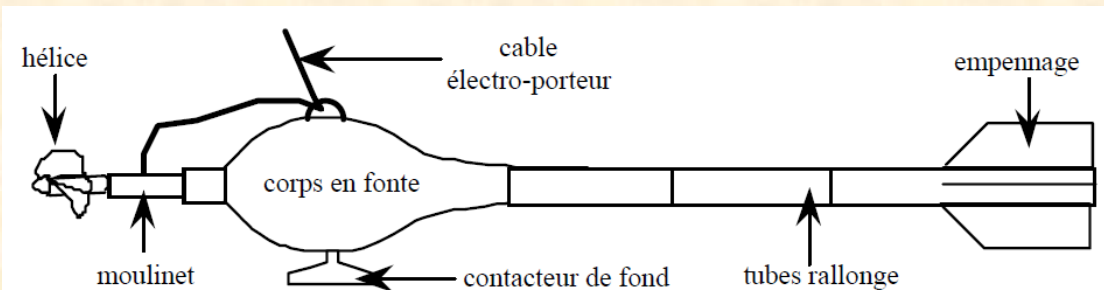
Riv. du Mât amont prise irrigation - Bras Panon



4.3. Mesure des paramètres de débits



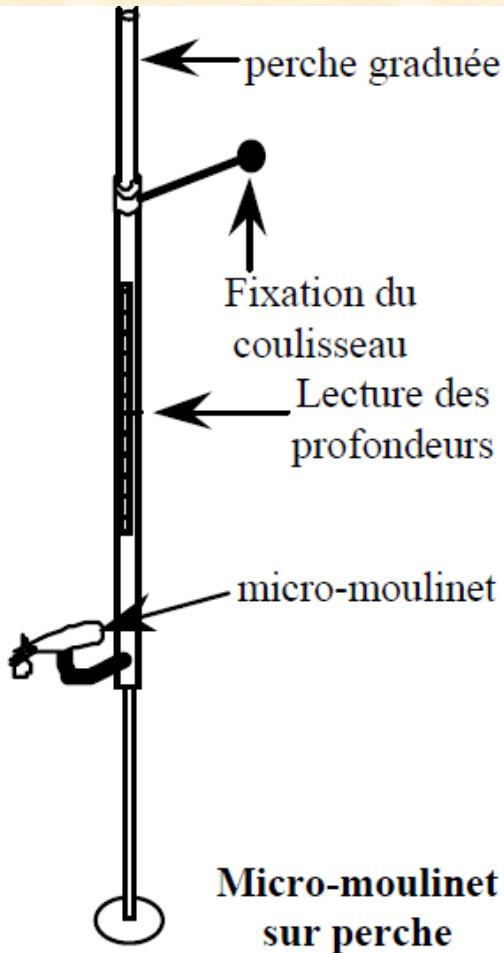
Le saumon est suspendu par un câble électroporteur à un treuil



4.3. Mesure des paramètres de débits

MESURE DU DÉBIT:

a- Principe du jaugeage par micro-moulinet sur perche



MESURE DU DÉBIT:

a- Principe du jaugeage par micro-moulinet sur perche



MESURE DU DÉBIT:

b- Principe du jaugeage par moulinet



MESURE DU DÉBIT:

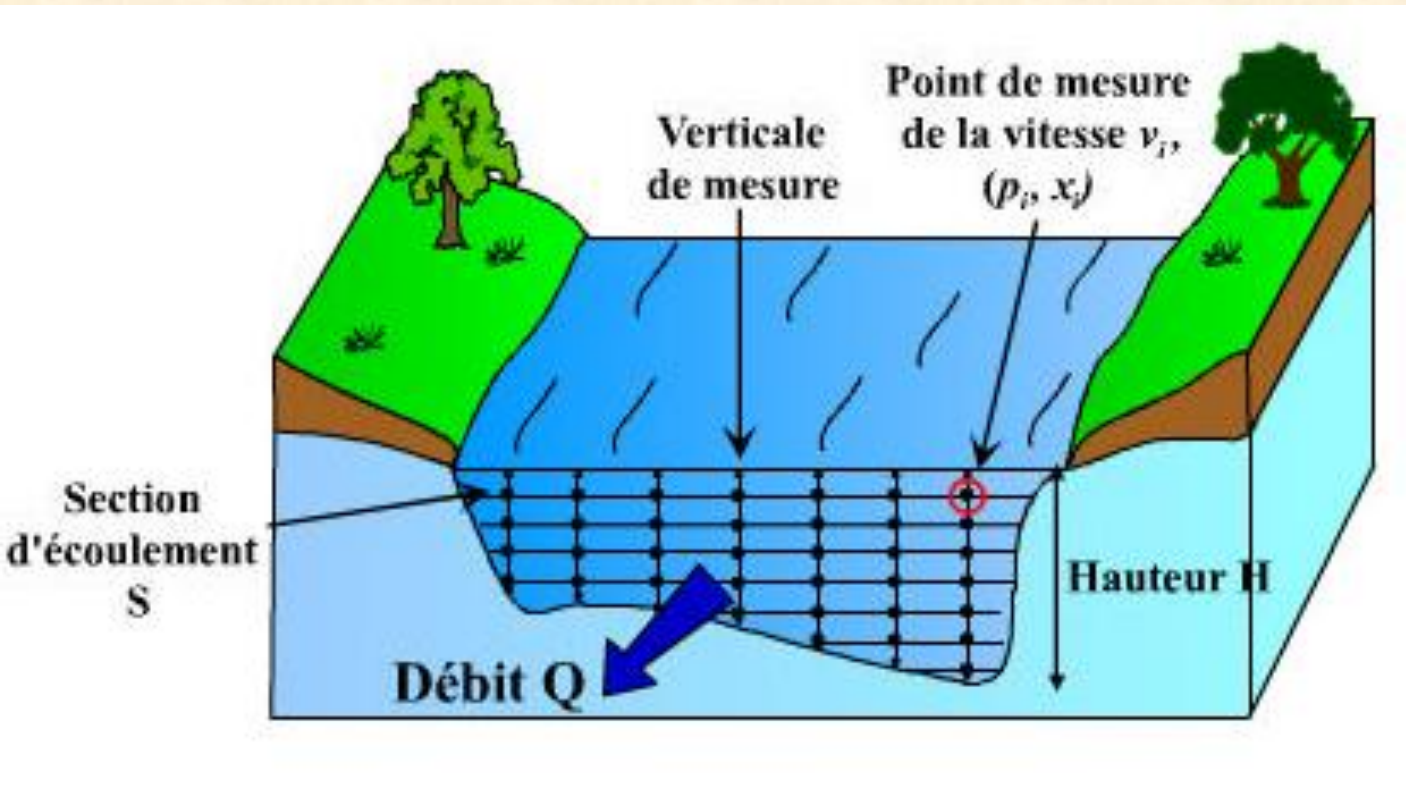
c- Principe du jaugeage par limnimètre



d- Exploration du champ de vitesse

La vitesse d'écoulement n'est jamais uniforme dans la section transversale d'un cours d'eau. Le principe de cette méthode consiste donc à calculer le débit à partir du champ de vitesse déterminé dans une section transversale du cours d'eau (en un certain nombre de points, situés le long de verticales judicieusement réparties sur la largeur du cours d'eau).

Le débit s'obtient en appliquant à chaque surface élémentaire la vitesse s'y rapportant pour obtenir le débit élémentaire Q_i . Le débit total Q est obtenu par la somme des débits élémentaires, soit :



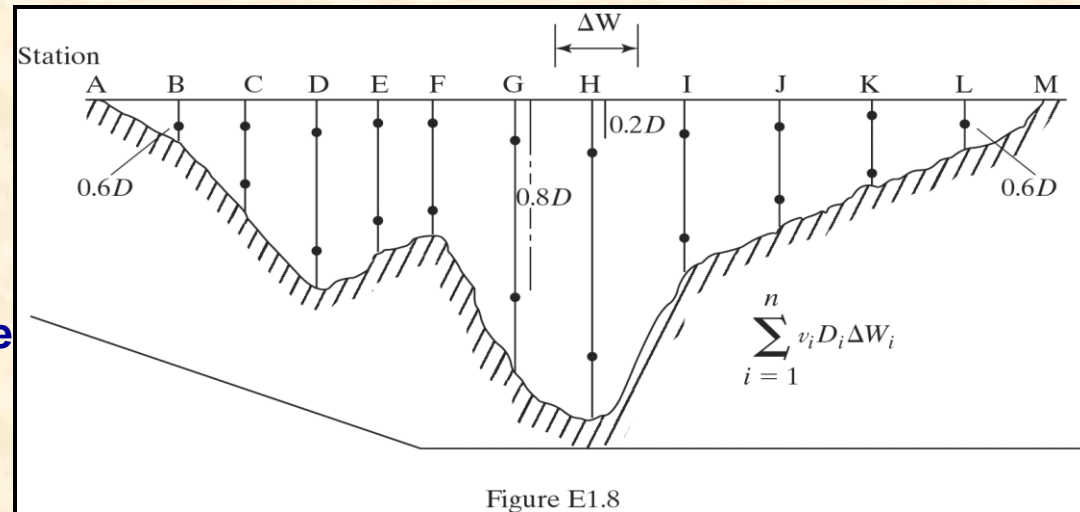
$$Q = \sum V_i \times S_i$$

d- Exploration du champ de vitesse

Etape 1. Calcul du nombre de tours d'hélice par seconde N pour chacun des points des verticales.

Etape 2. Calcul de la vitesse instantanée de l'eau en chaque point à partir de la vitesse de rotation de l'hélice selon la fonction de l'hélice.

Etape 3. Calcul de la vitesse moyenne pour chaque verticale

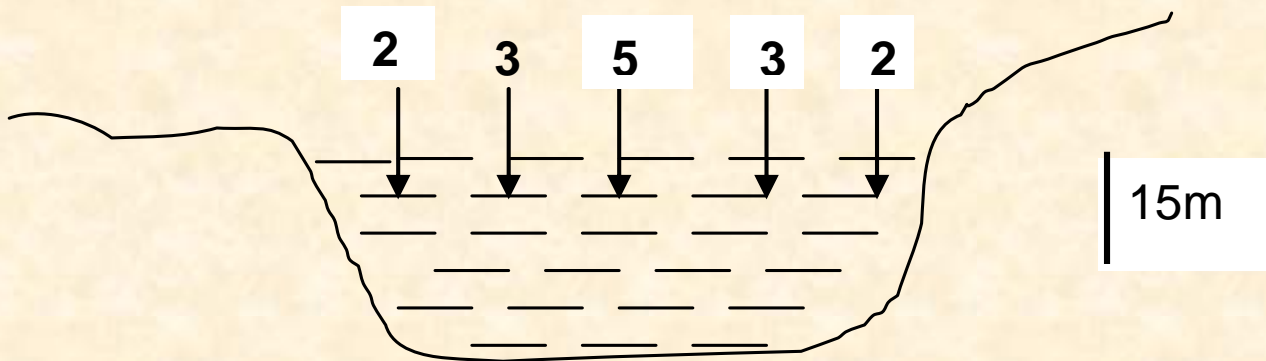


- Mesure V au 0.2 et 0.8 du profondeur,
- Moyenne v et multiplier par $\Delta W * D$,
- Additionner pour avoir le Débit total Q .

$$Q = \sum_{i=1}^n v_i \cdot D_i \cdot \Delta W_i$$

Exercice

La figure ci-dessus représente une coupe d'un cours d'eau. Calculer le débit de ce cours. La vitesse des écoulements est mesurée sur un ensemble de points. Faites un commentaire sur la vitesse en m/s des écoulements en fonction de la section du cours d'eau.



**Coupe transversale d'un cours d'eau
(NB. Echelle des longueurs=échelles
des largeurs)**

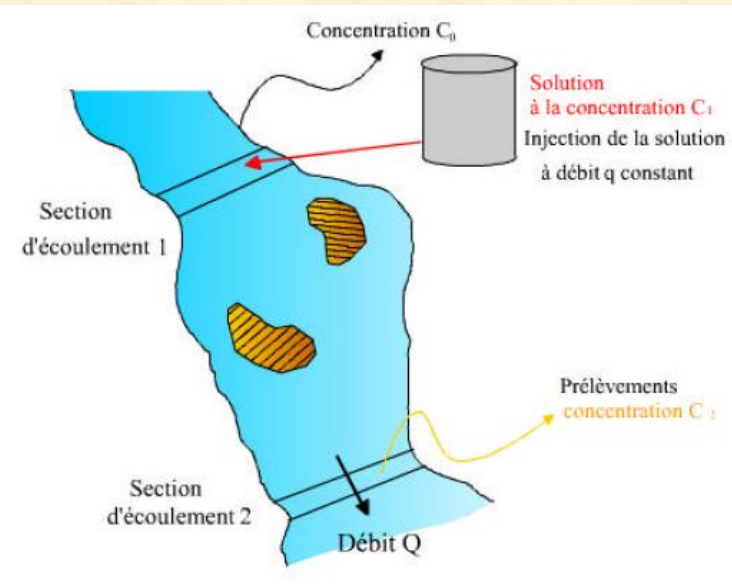
MESURE DU DÉBIT:

e- Principe du jaugeage par traçage chimique

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**. **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** :

$$Q = k \left[\frac{C_1}{C_2} \right]$$



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.

Courbe de Tarage:

Courbe établie pour chaque rivière.

Une fois cette courbe établie pour telle rivière, il suffit de mesurer l'Altitude Z pour déterminer le Débit correspondant.

Cette courbe peut changer avec le développement de la rivière

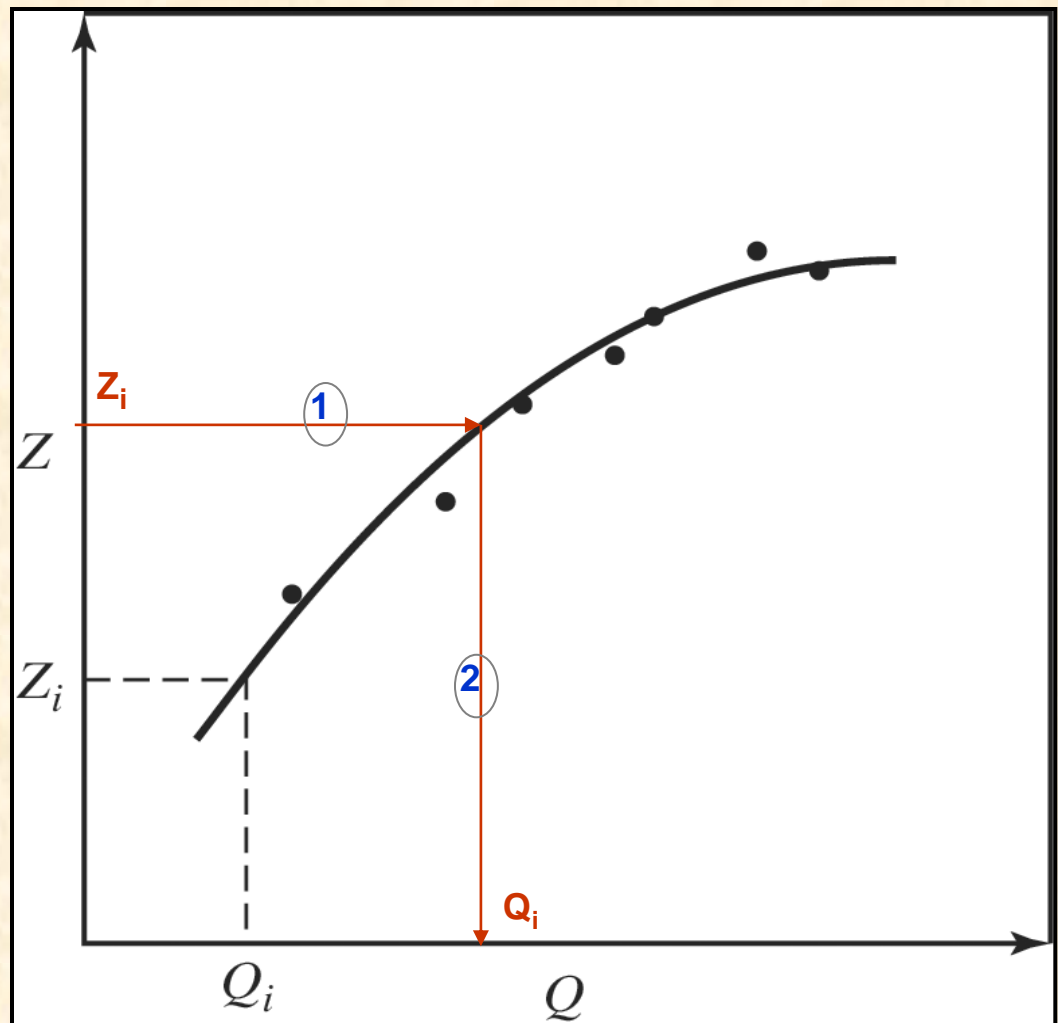


Figure 1.20

Rating curve.

4. 4. La réponse hydrologique

La réponse hydrologique aux apports des précipitations se traduit par les variations temporelles du débit à l'exutoire. Après une averse la réponse hydrologique à l'exutoire peut être rapide lorsque prédomine les écoulements de surface; ou retardée lorsque les écoulements sont souterrains.

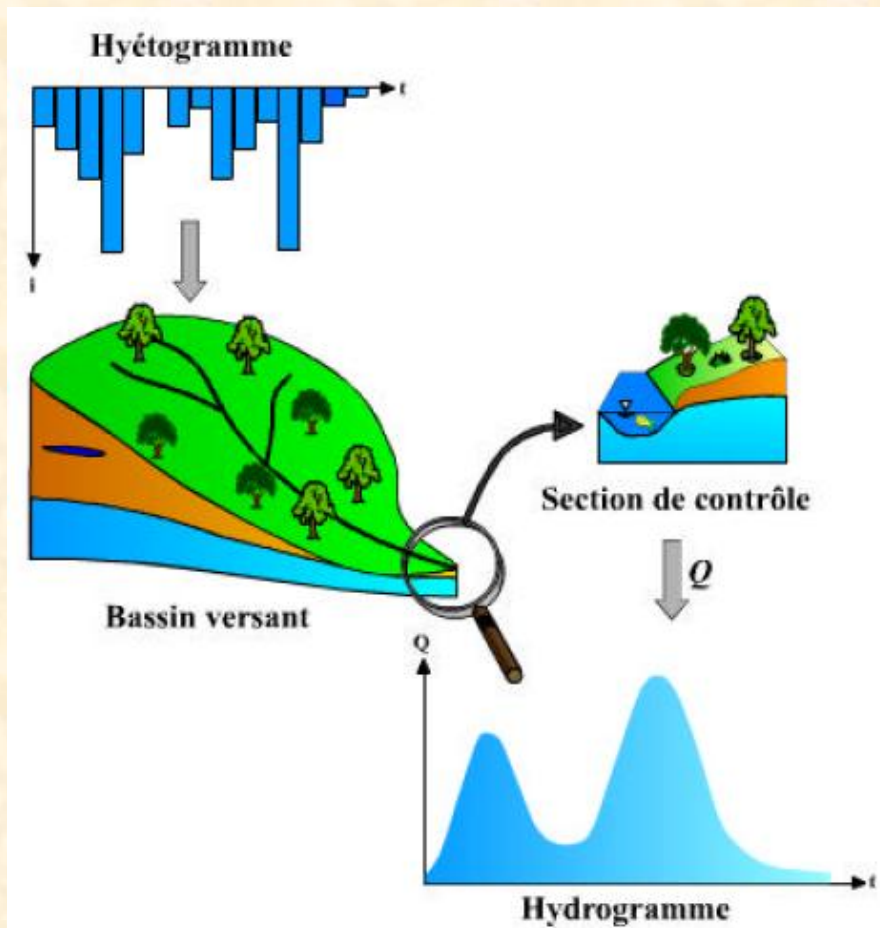


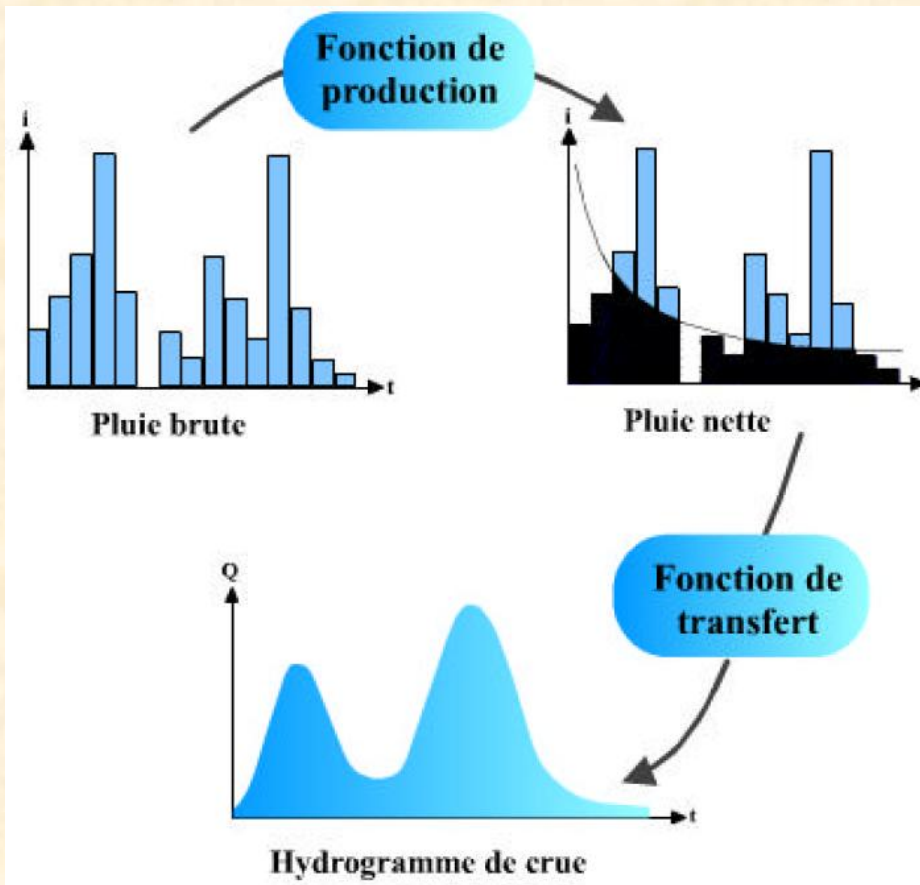
Illustration du principe de la réponse hydrologique d'un bassin versant

4. 6. Transformation de la pluie en hydrogramme de crue

Selon le principe établi par Horton, la transformation de la pluie en hydrogramme de crue se traduit par l'application successive de deux fonctions:

Fonction de production permet de déterminer le **hyétogramme de pluie nette** à partir de la pluie brute

Fonction de transfert permet de déterminer l'**hydrogramme de crue résultant de la pluie nette** (la pluie nette est la fraction de pluie brute participant totalement à l'écoulement).



Transformation de la pluie brute en hydrogramme de crue.

4. 7. Analyse des événements pluies-débits

La pluie brute reçue par un bassin versant **ne forme pas entièrement le débit du cours d'eau à l'exutoire**. Une part est intercepté par la végétation ou s'évapore, une part s'infiltré. et une part ruisselle. **Le passage d'un hyétogramme de pluie brute à un hydrogramme de crue nécessite la détermination de la pluie nette** qui correspond à la **fraction de pluie brute participant totalement à l'écoulement de surface** et qui fait intervenir toutes les caractéristiques météorologiques, physiques et hydrologiques du bassin versant.

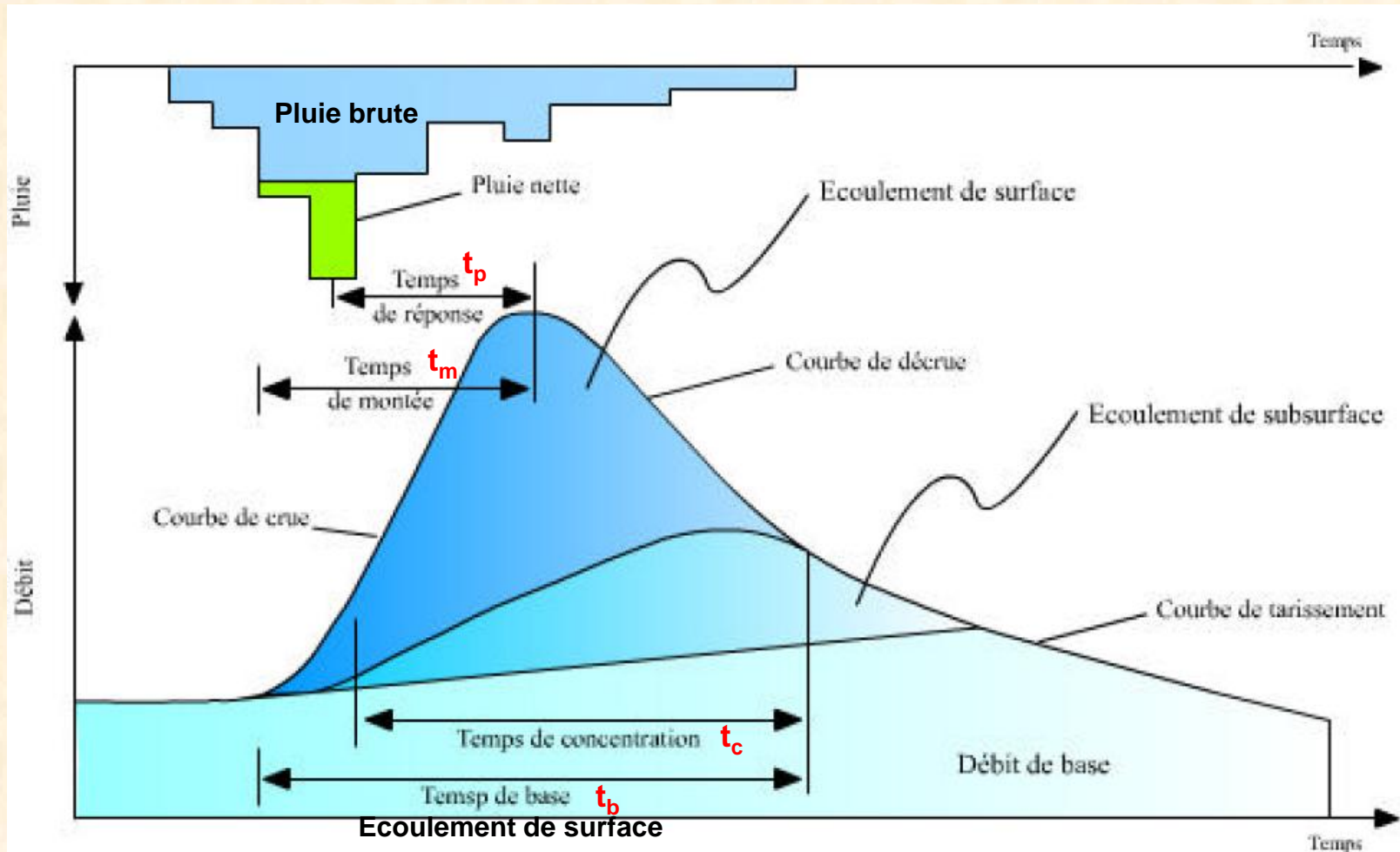
L'écoulement de surface ne se produit que lorsque **l'intensité de la pluie** dépasse **la capacité d'infiltration**. **Au début de l'averse, c'est la capacité d'infiltration qui dépasse l'intensité de la pluie et les eaux s'infiltreront intégralement**. Lorsque les deux paramètres s'égalisent on atteint le seuil de submersion, après l'eau ne peut plus s'infiltrer et commence alors l'écoulement vers l'exutoire.

L'analyse de séries de couples pluies-débits a permis d'établir la relation entre la pluie et hydrogramme de crue.

De cette relation on définit les temps caractéristiques suivants:

4. 7. Analyse des événements pluies-débits

Une averse, définie dans le temps et dans l'espace, **tombant sur un bassin versant** de caractéristiques connues, et dans des conditions initiales données, **provoque à l'exutoire** du bassin considéré **un hydrogramme** défini **résultant d'un hyétogramme spécifique**.



Hyétogramme et hydrogramme résultant d'un événement pluie-débit

4. 7. Analyse des événements pluies-débits

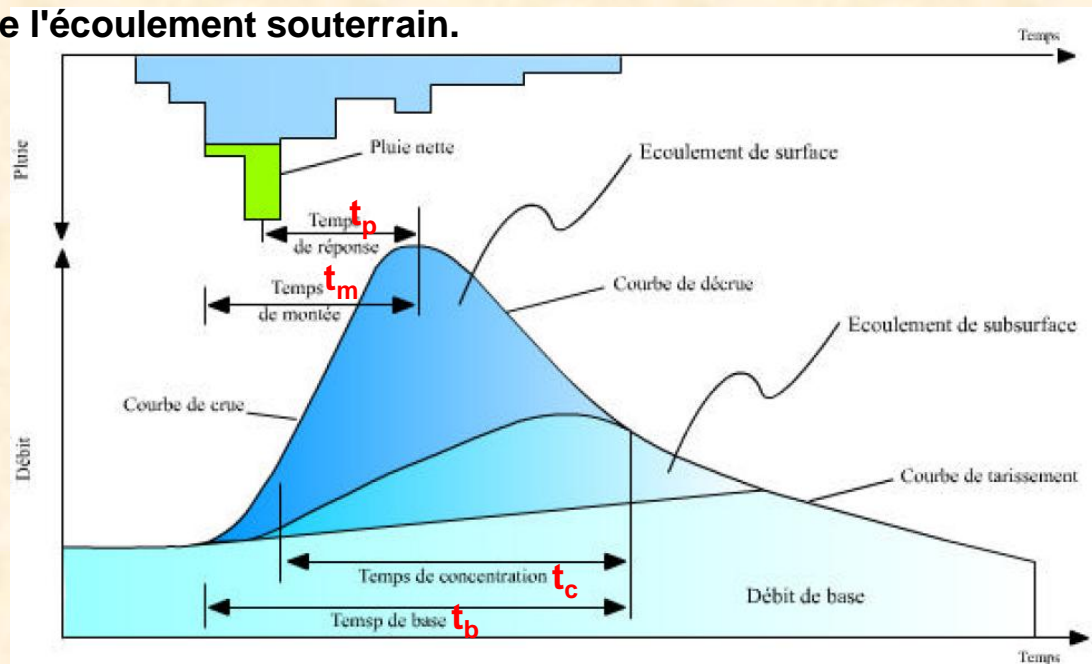
Temps de réponse du bassin t_p : Intervalle de temps qui sépare le centre de gravité, de la pluie nette et de la pointe de crue ou parfois du centre de gravité de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface.

Temps de montée t_m : Temps qui s'écoule entre l'arrivée à l'exutoire de l'écoulement rapide (décelable par le limnigraphe) et le maximum de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface.

Temps de concentration t_c : Temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée « hydrologiquement » de l'exutoire pour parvenir à celui-ci. On peut estimer t_c en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement direct.

Temps de base t_b : Durée du ruissellement direct, c'est-à-dire la longueur sur l'abscisse des temps de la base de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface.

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



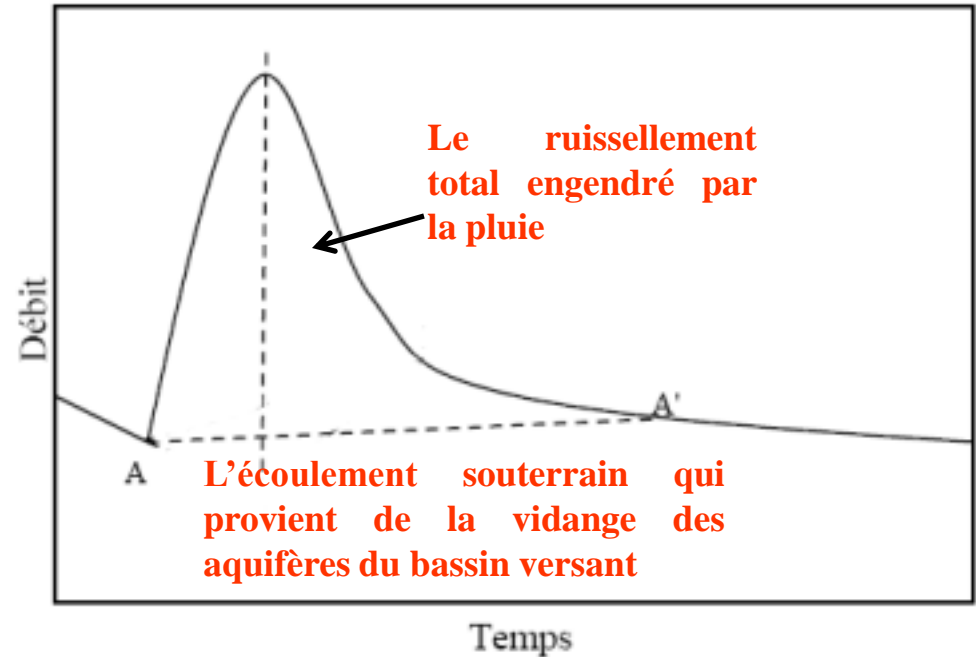
Afin d'étudier le cycle de l'eau, les hydrologues ont tenté de décomposer les hydrogrammes de crue selon les différentes contributions de l'écoulement.

Les méthodes de séparation des écoulements

Les méthodes graphiques

Les méthodes simplifiées

Ces méthodes ont pour objectif la simplification des composantes de l'hydrogramme de crue en supposant qu'au niveau d'un cours d'eau en crue, le débit associé est le résultat de la superposition de deux écoulements : l'écoulement souterrain qui provient de la vidange des aquifères du bassin versant et le ruissellement total engendré par la pluie. Ce dernier regroupe à la fois le ruissellement direct et celui retardé (hypodermique).

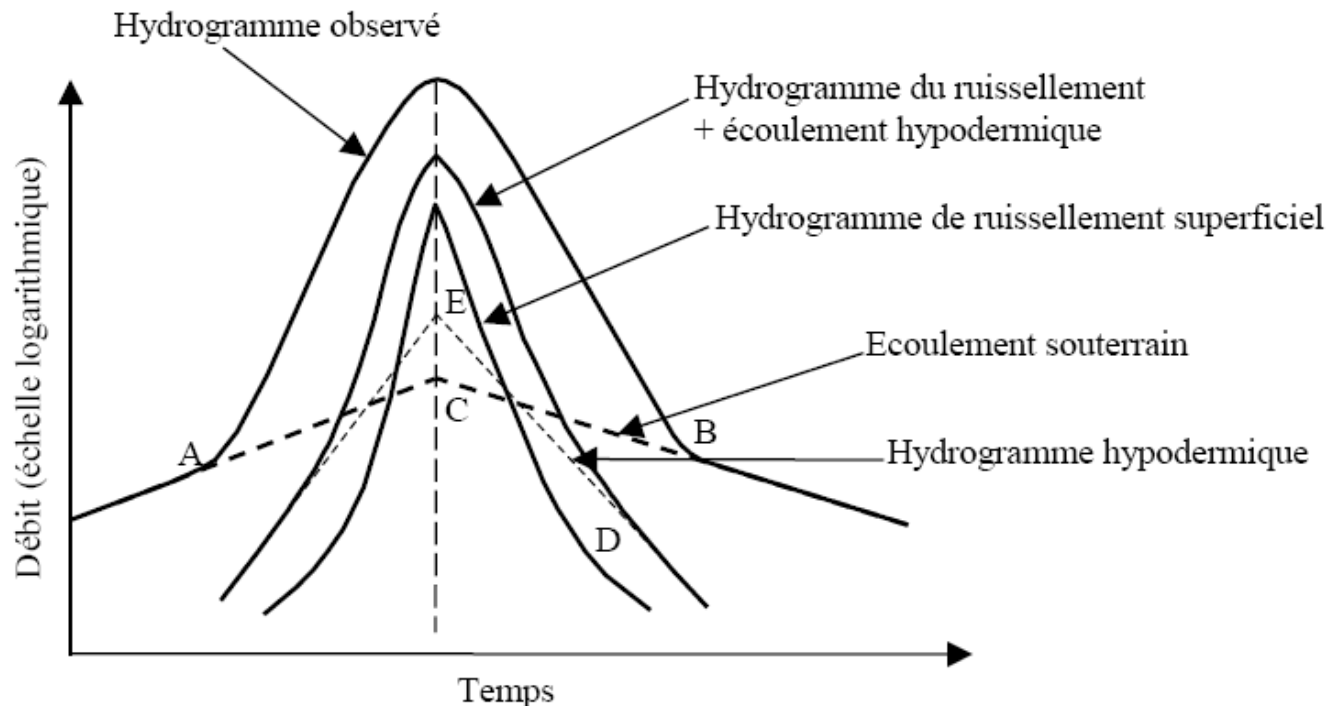


La méthode la plus simple [Blavoux (1978)], citée par consiste à tracer une horizontale du point (A) qui marque le début de la courbe de concentration jusqu'à l'intersection (A') avec la courbe de tarissement.

La méthode de BARNES

C'est une méthode qui permet de séparer l'hydrogramme de crue en trois composantes. Elle consiste à représenter les courbes de décrue de chacune des composantes en coordonnées semi-logarithmiques par des droites de pentes différentes permettant de les séparer.

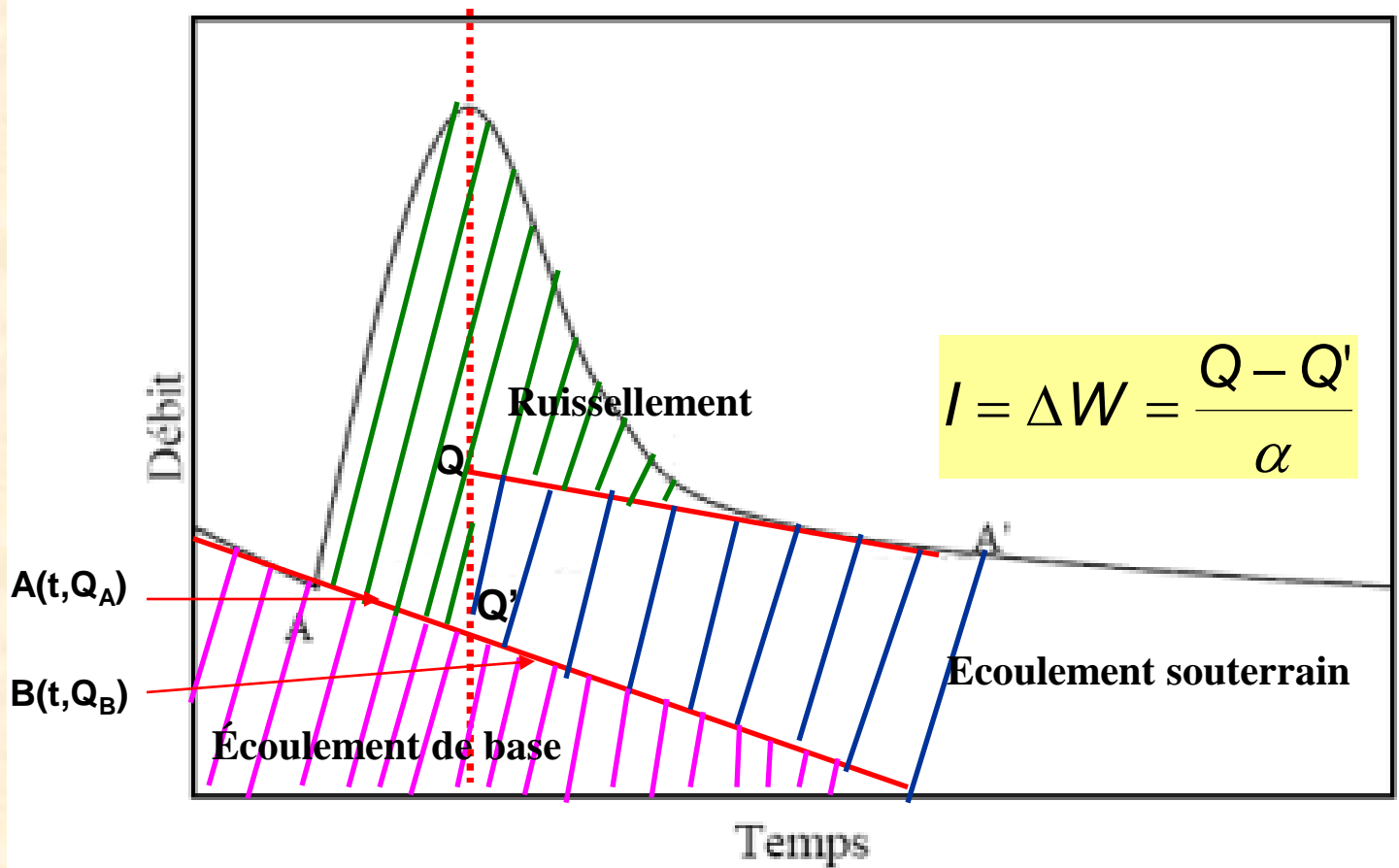
En prolongeant la partie terminale de l'hydrogramme jusqu'à la verticale de la pointe (point C), on aura **la courbe de décrue souterraine (ACB)**. En retranchant les ordonnées de cette courbe de celle de l'hydrogramme global, on obtiendra une nouvelle courbe qui sera la somme des hydrogrammes de ruissellement de surface et de l'écoulement hypodermique. Par le même principe que ci-dessus, on obtiendra une droite (DE) qui correspond à la décrue de l'écoulement hypodermique et enfin on obtient l'hydrogramme de ruissellement superficiel.



La méthode des tangentes

C'est une méthode qui permet de séparer l'hydrogramme de crue en deux composantes. Elle consiste à représenter les courbes de décrue de chacune des composantes en coordonnées semi-logarithmiques par des droites de pentes différentes permettant de les séparer.

En prolongeant les partie terminales de deux hydrogrammes (courbes de tarissements) successifs par des tangentes jusqu'à la verticale de la pointe (point Q et Q'). Ceci engendre une séparation de l'hydrogramme en 2 parties ruissellement et infiltration.



4.10. Etude hydrologique

1- Calcul du temps de concentration T_c en utilisant les formules empiriques les plus utilisées au Maroc

Le temps de concentration est l'un des premiers paramètres à estimer correctement pour le calcul des débits de crue. Le choix de la méthode appropriée, dépend de facteurs topographiques, pluviométriques et aussi de facteurs d'échelle, liés à la taille du bassin versant.

Formule de Giandotti

$$T_c = \frac{6L\sqrt{A}}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$$

- T_c : Temps de concentration (h).
- A : Superficie du bassin versant (Km^2).
- L : Longueur du talweg principal (Km).
- H_{moy} : Hauteur moyenne du bassin versant en (m).
- H_{min} : Hauteur minimal du bassin versant en (m).

Formule de Kirpich

$$T_c = 0.945 \frac{L^{1.115}}{H_{max} - H_{min}^{0.85}}$$

- T_c : Temps de concentration (h).
- H_{max} : Altitude maximale (m).
- H_{min} : Altitude minimale à l'exutoire (m).
- L : Longueur du talweg principal (Km).

Formule de Turazza

$$T_c = 0.108 \frac{\sqrt[3]{LS}}{\sqrt{I}}$$

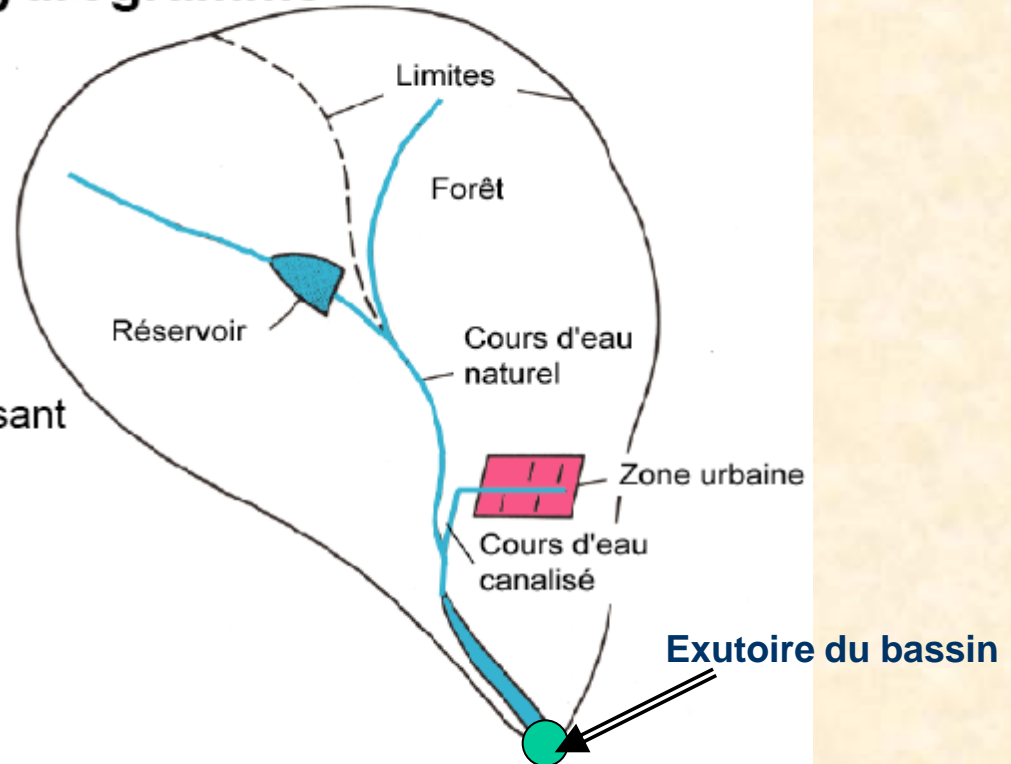
- T_c : Temps de concentration (h).
- L : Longueur du talweg principal (Km).
- S : Superficie du bassin versant (Km^2).
- I : Pente moyenne du bassin versant (%).

4.9. Facteurs influençant la réponse hydrologique

Une crue est une réponse hydrologique qui résulte d'une forte pluie. Les facteurs qui influencent la réponse hydrologique sont multiples:

↳ Facteurs influents sur l'hydrogramme

1. Intensité des précipitations
2. Durée des précipitations
3. Taille du bassin versant
4. Pente du bassin versant
5. Géométrie du bassin versant
6. Capacité de rétention du bassin versant
7. Morphologie du bassin versant
8. Typologie des cours d'eau
9. Utilisation du sol / couverture du sol
10. Type de sol
11. Pourcentage imperméable



Copyright 1988 by Addison-Wesley Publishing Company, Inc. All rights reserved.

Les facteurs liés aux **précipitations** ainsi qu'aux **conditions climatiques** sont des **facteurs externes** au milieu tandis que **la morphologie**, les **propriétés physiques du versant**, la **structuration du réseau** et les **conditions antécédentes d'humidité** sont des **facteurs internes**.

4.10. Etude hydrologique

Le calcul hydrologique reste la partie la plus **délicate** de toute étude de protection contre les inondations car c'est de sa **fiabilité** que dépend le modèle hydrodynamique, et donc toute **surestimation** ou **sous-estimation** lors de cette phase se **répercutera** sur le reste de l'enchaînement à savoir tous **les aménagements projetés**. **L'étude vise**, principalement, à estimer les débits de pointe (Q_p), pour différentes périodes de retour, au niveau d'un bassin versant.

Pour **l'estimation** des **débits de pointes** des différentes **périodes de retour** au droit d'un site, Il faut suivre les étapes suivantes :

- **Utilisation des données géométriques** (superficie, longueur du talweg, dénivelée maximale, pente moyenne ...)
- **Calcul des temps de concentrations T_c** en utilisant **les formules empiriques**. Cette **approche se basera principalement sur l'étude des Hydrogrammes** de crues avant le choix de ces formules empiriques.
- **L'estimation des débits de crues** au droit d'un site en utilisant les différentes méthodes à savoir:
 - ✚ Les méthodes analogiques ;
 - ✚ La méthode rationnelle ;
 - ✚ La méthode du Gradex ;
 - ✚ Les méthodes empiriques d'estimation de débits et/ou de transformation Pluies-Débits.
- **L'étude des Hydrogrammes de crues** pour **la détermination des temps de base** et **le calcul des volumes de crues**.

4.10. Etude hydrologique

Les estimations des paramètres se basent sur 3 approches:

1^{er} approche: Cas des bassins versants jaugés

Estimation des paramètres par procédure de calage sur les débits observés

2^{ème} approche : cas de bassins versants non jaugés

Estimation des paramètres à partir des descripteurs des bassins et /ou des paramètres obtenus sur d'autres bassins.

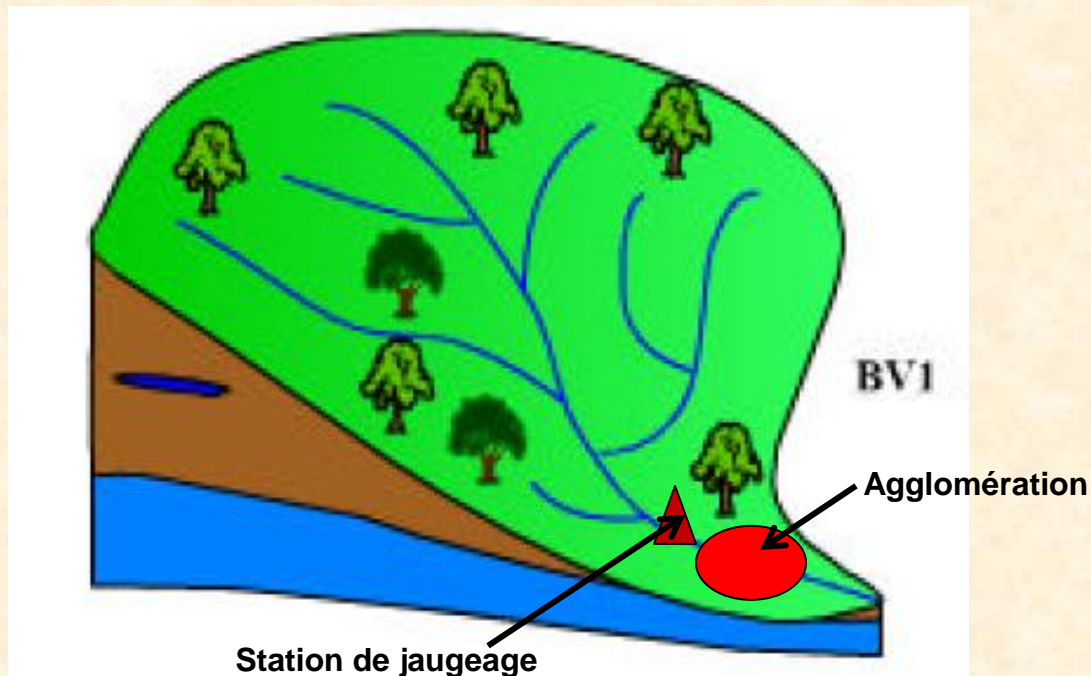
3^{ème} approche : cas intermédiaire de bassins versants partiellement jaugés

Approche combinatoire.

1^{er} approche: Cas des bassins versants jaugés

Si la série des débits est disponible. De ce fait le calcul des débits de crues pour les différentes périodes de retour, (10^{ale}, 20^{ale}, 50^{ale} et 100^{ale} voir plus) procédera comme suit :

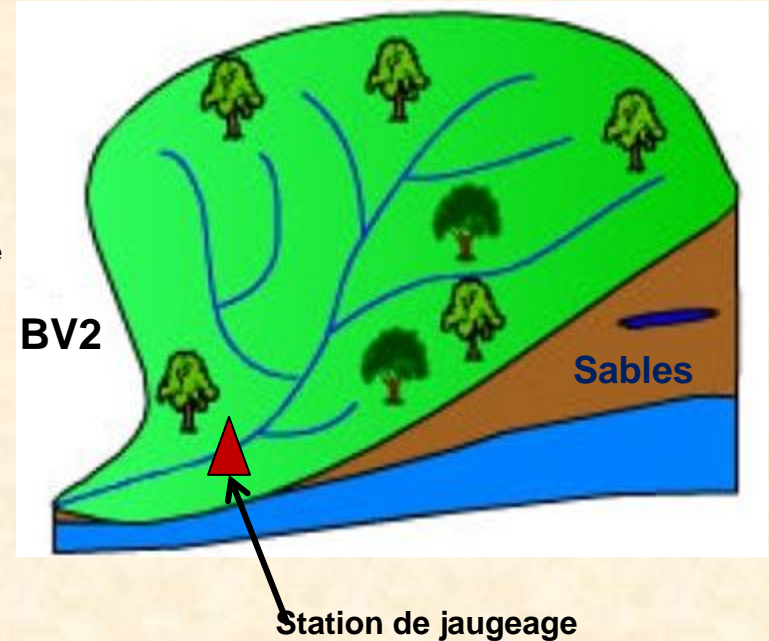
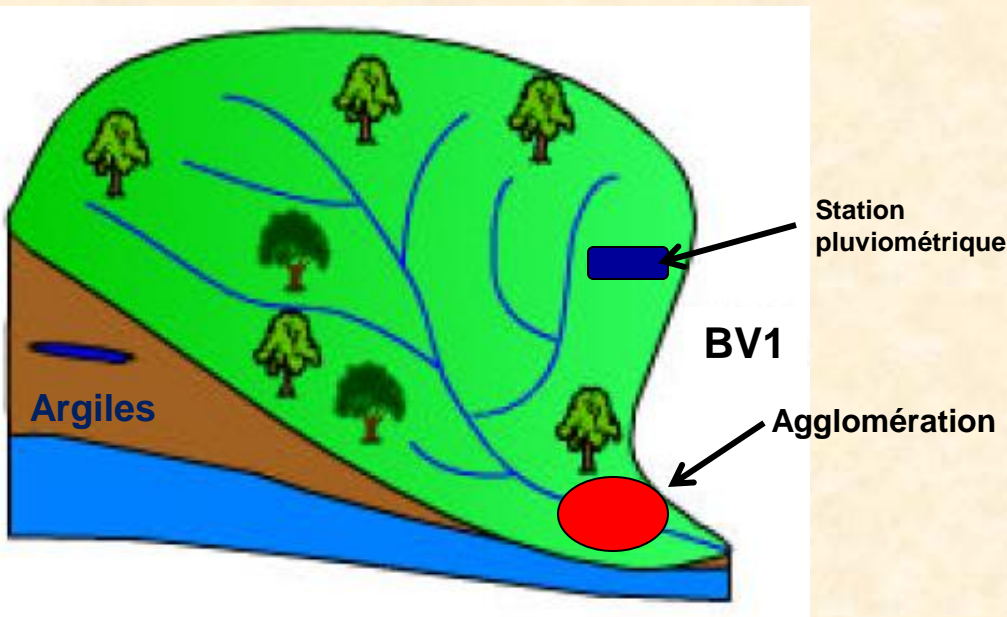
- Analyse des données de débits de crues au droit de la station et comparaison avec les données jaugées.
- Calculs des débits de crues au droit du site étudié.
- Etude des hydrogrammes de crues
- Estimations des volumes de crues au droit du site concerné.



2^{ème} approche: Cas des bassins versants non jaugés

Si la série des débits est non disponible. De ce fait le calcul des débits de crues pour les différentes périodes de retour, (10^{ale}, 20^{ale}, 50^{ale} et 100^{ale} voir plus) procédera comme suit :

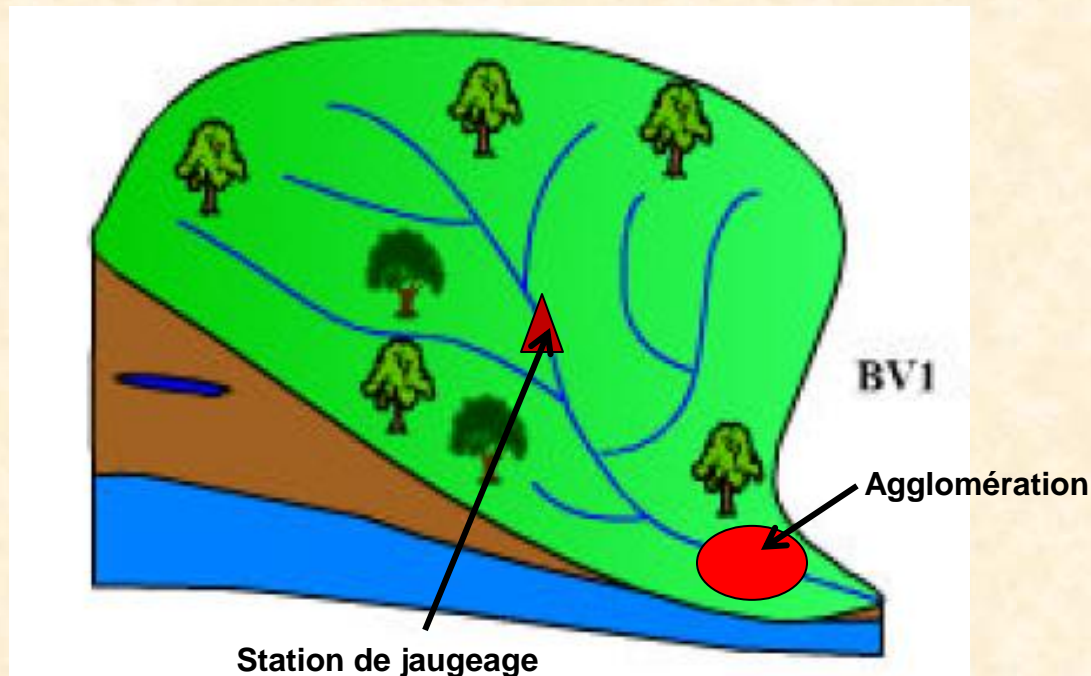
- Estimation des paramètres à partir des descripteurs des bassins et /ou des paramètres obtenus sur d'autres bassins.
- Analyse des données de débits de crues au droit de la station et comparaison avec les données jaugées.
- Calculs des débits de crues au droit du site étudié.
- Etude des hydrogrammes de crues
- Estimations des volumes de crues au droit du site concerné.



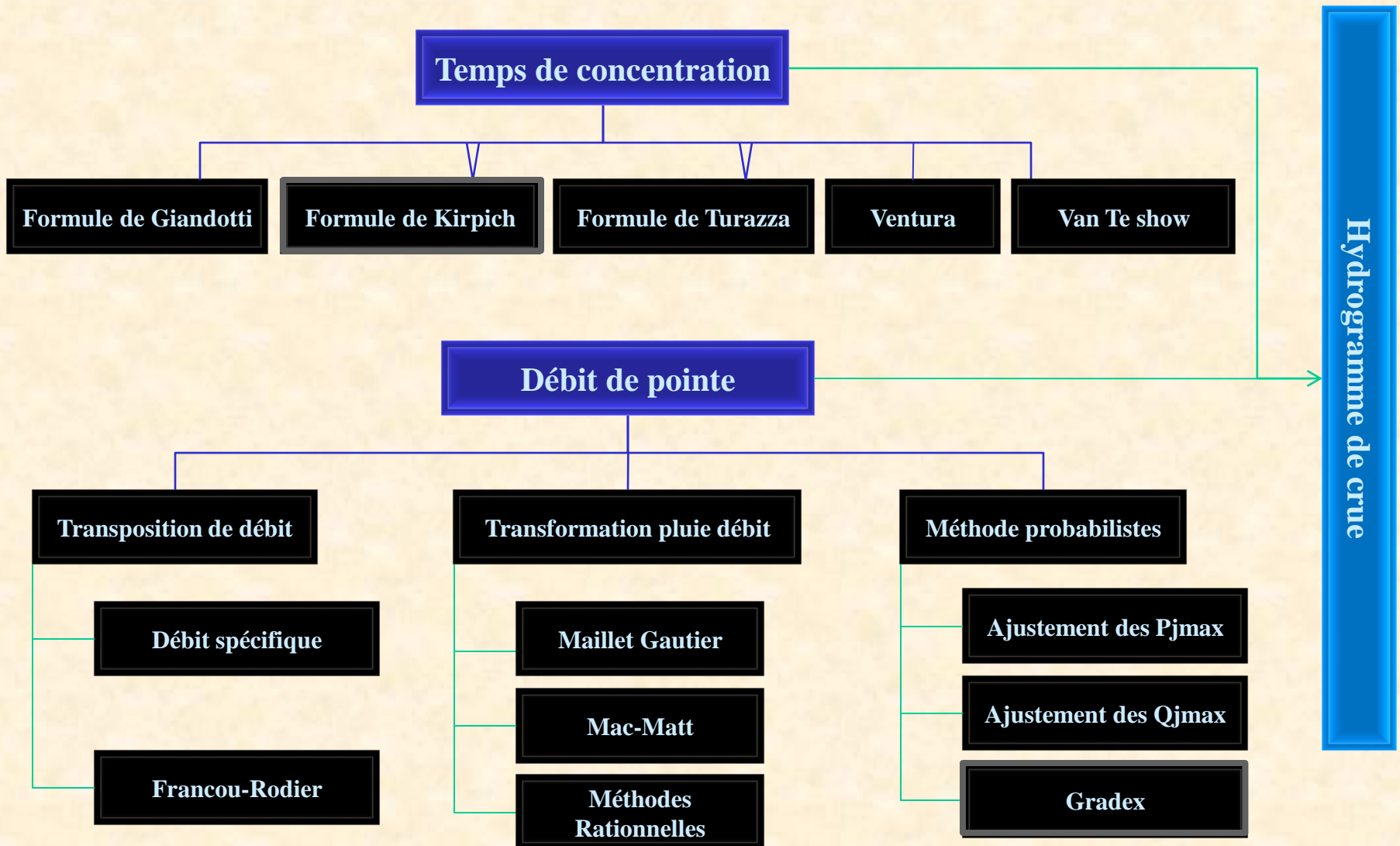
3^{ème} approche : cas intermédiaire de bassins versants partiellement jaugés

Si la série des débits est disponible dans une station contrôlant une partie du bassin, il est consisté à réaliser le transfert d'un paramètre régional estimé pour la partie du bassin jaugé, au bassin concerné pour la détermination du débit de projet . De ce fait le calcul des débits de crues pour les différentes périodes de retour, (10^{ale}, 20^{ale}, 50^{ale} et 100^{ale} voir plus) procédera comme suit :

- Analyse des données de débits de crues au droit de la station
- Calculs des débits de crues au droit du site étudié.
- Etude des hydrogrammes de crues
- Estimations des volumes de crues au droit du site concerné.



ETUDE HYDROLOGIQUE



4.10. Etude hydrologique

1- Calcul du temps de concentration T_c en utilisant les formules empiriques les plus utilisées au Maroc

Le temps de concentration est l'un des premiers paramètres à estimer correctement pour le calcul des débits de crue. Le choix de la méthode appropriée, dépend de facteurs topographiques, pluviométriques et aussi de facteurs d'échelle, liés à la taille du bassin versant.

Formule de Giandotti

$$T_c = \frac{6L\sqrt{A}}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$$

- T_c : Temps de concentration (h).
- A : Superficie du bassin versant (Km^2).
- L : Longueur du talweg principal (Km).
- H_{moy} : Hauteur moyenne du bassin versant en (m).
- H_{min} : Hauteur minimal du bassin versant en (m).

Formule de Kirpich

$$T_c = 0.945 \frac{L^{1.115}}{H_{max} - H_{min}^{0.85}}$$

- T_c : Temps de concentration (h).
- H_{max} : Altitude maximale (m).
- H_{min} : Altitude minimale à l'exutoire (m).
- L : Longueur du talweg principal (Km).

Formule de Turazza

$$T_c = 0.108 \frac{\sqrt[3]{LS}}{\sqrt{I}}$$

- T_c : Temps de concentration (h).
- L : Longueur du talweg principal (Km).
- S : Superficie du bassin versant (Km^2).
- I : Pente moyenne du bassin versant (%).

Formule de Van Te show

$$T_c = 60 * 0.123 \frac{(LP^{0.5})^{0.64}}{1000}$$

- T_c : Temps de concentration (h).
- P : Pente moyenne (m/m).
- L : Longueur du talweg principal (Km).

Formule de Ventura

$$T_c = 76.3 \frac{\sqrt{S}}{I}$$

- T_c : Temps de concentration en min,
- S : Surface du BV en km²,
- I : Pente moyenne du talweg en%.

2- Méthodes d'estimation des débits de crues

De manière générale, les méthodes de calcul sont fonction des données disponibles dans la zone ou l'on souhaite procéder à leur application :

→ **Peu ou pas de données disponibles** : Application des **méthodes analogiques, régionales, empiriques**. Ces méthodes sont qualifiées de méthodes approximatives.

→ **Données concomitantes de pluies et de débit (au même pas de temps)**: Application de méthodes déterministes

→ **Données existantes et en suffisance de pluies et/ou de débit** : Application de méthodes statistiques qui peuvent être couplées aux méthodes déterministes.

Les formules de calcul ainsi que les conditions d'application de chaque méthode sont explicitées ci-dessous :

2.1. Méthodes analogiques

Ils consistent à **extrapoler le débit de projet au site non jaugé à partir des données observées dans un bassin proche jaugé qui lui est hydrologiquement comparable de point de vue géologique et morphologique**. Parmi les caractéristiques physiques :

La surface

La forme, l'indice de forme

La pente moyenne, les indices de pente

La densité de drainage et le rapport de confluence

Les paramètres de rectangles équivalent

Les caractéristiques de relief : altitude moyenne, la médiane, le mode

Les paramètres climatiques, géologiques

Dans cette approche, les méthodes les plus utilisées au Maroc sont **la méthode des débits spécifiques et la méthode régionale de Francou Rodier**.

2.1.1. Débit spécifique

Cette méthode consiste à évaluer le débit Q_B recherché à partir de Q_A en tenant compte uniquement de l'influence respective des surfaces des bassins versants. Cela revient donc à **négliger les autres facteurs** qui contribuent au comportement hydrologique de chacun des bassins (climat, géologie, topographie, et...).

$$Q_B = \frac{Q_A}{S_A} S_B$$

- S_A : Superficie du bassin jaugé (Km^2).
- S_B : Superficie du bassin non jaugé (Km^2).
- Q_A : Débit du bassin jaugé (m^3/s).
- Q_B : Débit du bassin non jaugé (m^3/s).

2.1. Méthodes analogiques

2.1.2. Francou-rodier

Ces auteurs ont classé plusieurs centaines de crues dans le monde dans un diagramme **Log Q = f [Log (S)]**. Ils ont constaté que dans les régions relativement homogènes, les points étaient plus au moins alignés. Ils ont déduit une formule générale de la forme :

$$\frac{Q_{(T)}}{Q_0} = \left(\frac{S}{S_0} \right)^{1 - \frac{K_T}{10}}$$

- $Q_{(T)}$: Débit de période de retour T.
- K_T : Coefficient de Francou-Rodier ($4 < K_T < 5$).
- Q_0 : Débit dans le bassin jaugé (m^3/s).
- S_0 : Superficie du bassin jaugé (Km^2).
- S : Superficie du bassin à déterminer Q (Km^2)

Cette formule consiste à réaliser le transfert d'un paramètre régional estimé pour un bassin jaugé, au bassin concerné pour la détermination du débit de projet.

2.1. Méthodes analogiques

2.1.2. Francou-rodier

1. Au départ, on procède au calcul du paramètre K (Coefficient de Francou-Rodier), connaissant le débit de crue Q_A , calculé pour une période de retour T, dans le bassin jaugé de superficie S_A .

Q_A peut être calculé par une étude statistique appliquée aux données observées dans le bassin.

$$K_T = 10 \left(1 - \frac{\ln \frac{Q_A}{10^6}}{\ln \frac{S}{10^8}} \right)$$

2. Puis utiliser la valeur de K pour calculer le débit de crue dans le bassin non jaugé de superficie S_B .

$$Q_T = 10^6 \left(\frac{S}{10^8} \right)^{1 - \frac{K_T}{10}}$$

2.2. Méthodes probabilistes

Les méthodes probabilistes permettent d'ajuster des lois de probabilité aux crues observées et à extrapoler la meilleure loi qui représente la distribution empirique pour des périodes de retour données.

2.2.1. méthodologie

1. Vérification de l'homogénéité de la série et apport des corrections nécessaires :

2. Description de l'échantillon :

Moyenne

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i$$

Variance

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2$$

Coefficient de variation

$$\zeta_v = \frac{\sigma}{\bar{X}}$$

3. Classement de l'échantillon par valeurs croissantes.

4. Choix d'une loi de probabilité empirique $F(x_i)$ (fréquence expérimentale x_i) :

$$F_{(x_i)} = \frac{(i + a)}{(n + b)}$$

- Weibull :

- Hazen :

- Cunnane :

5. Tracer la courbe expérimentale $F(x_i)$ et déterminer la médiane.

6. Comparer les valeurs centrales (moyenne, mode, médiane). Si elles sont très peu différentes, on pourra supposer que la distribution est normale ou gaussienne.

7. Reporter les points sur un papier (GAUSS, Gumbel, ...etc.) en fonction de la loi. Si les fréquences expérimentales de non-dépassement suivent rigoureusement une loi, tous les points seront alignés (droite).

8. Ajustement graphique d'une droite sur l'ensemble des points. Il faut avoir une bonne répartition des points de part et d'autre de la droite. On peut ainsi déterminer n'importe quel quantile par lecture directe sur la droite.

9. Ajustement par le calcul d'une droite sur les points. Pour cela, il faut utiliser la moyenne et l'écart-type, puis calculer les coordonnées de deux points assez éloignés (généralement $F = 0.05$ et $F = 0.95$).

10. Détermination de l'intervalle de confiance et validation de la loi utilisée.

2.2. Méthodes probabilistes

2.2.2. Formules d'adéquation des lois statistiques

Nom de la loi	Diagramme à utiliser de préférence			Paramètres	Fonction de répartition	Relation
	Nom	Echelle des abscisses	Echelle des ordonnées			
Exponentiel	Semi-Log	Arithmétique	Logarithmique	$a_s = s$ $Q_0 = m - s$	$u = \frac{Q - Q_0}{a_E}$ $Q = a_E * (u + Q_0)$	$u = -\log(1 - F)$ $F = 1 - e^{-u}$
Normale	Gauss	Arithmétique	Gauss	M S	$u = \frac{Q - m}{s}()$ $Q = m + u * s$	— —
Galton	Gauss-Log	Log-Arithmétique	Gauss	$m_1 = moy(\log Qi)$ $s_1 = \sigma \log Qi$	$u_1 = \frac{(\log Q - m_1)}{s_1}$ $Q = 10^{(m_1 + u_1 * s_1)}$	— —
Gumbel	Gumbel	Arithmétique	Gumbel	$a_G = \frac{s}{1.28}$ $Q_0 = m - 0.45 * s$	$u = \frac{(Q - Q_0)}{a_G}$ $Q = a_G * u + Q_0$	$u = -\log(-\log F)$ $F = -\exp^{-\exp^{-u}}$
Frechet	Frechet	Log-Arithmétique	Gumbel	$a_L = \frac{s_L}{1.28}$ $Q_{0L} = m_L * 0.45s_L$	$u_L = \log \frac{(Q - Q_{0L})}{a_L}$ $Q = e^{(a_L * u_L + Q_{0L})}$	$u = -\log(-\log F)$ $F = -\exp^{-\exp^{-u}}$

Formules d'adéquation des lois statistiques.

Détermination de l'intervalle de confiance et validation de la loi utilisée.

Méthodologie

Il faut soumettre les séries de débits instantanés maximums annuels enregistrés au niveau de la station indiquée à une analyse fréquentielle en vérifiant d'abord les hypothèses suivantes :

***Test d'indépendance des observations** (absence d'auto-corrélation) : pour vérifier si l'occurrence d'une observation n'est pas affectée par les observations précédentes. Cette hypothèse a été vérifiée par le **test statistique de Wald-Wolfowitz**.

***Test d'homogénéité** : pour vérifier si l'échantillon fait bien partie de la même population. L'hypothèse de l'homogénéité a été vérifiée par le **test de Wilcoxon**.

Les séries de données indépendantes et homogènes sont soumises aux différentes lois d'ajustement (Gumbel, Frechet, Gauss, Galton, gamma, person III, etc.)

Le choix de la loi qui s'ajuste le mieux à la série de données se base sur des tests d'adéquations qui jugent la validité de la loi. Ces critères de choix se présentent comme suit:

Critère d'information Bayésien (BIC); $BIC = -2\log(L) + 2k\log(N)$

Où : L est la vraisemblance, k le nombre de paramètres et N la taille de l'échantillon.

Critère d'information d'Akaike (AIC); $AIC = -2\log(L) + 2k$

Où L : est la vraisemblance et k le nombre de paramètres.

Probabilité à posteriori (Méthode de Schwarz); Les probabilités à priori reflètent l'information sur la pertinence de la loi pour ajuster une variable d'intérêt. $P(A/B) = \frac{P(B/A)P(A)}{P(B)}$

Le choix de la loi qui s'ajuste le mieux doit répondre aux critères suivants :

Les coefficients BIC et AIC les plus faibles

La probabilité à posteriori la plus grande

Exemple STATION ZELTEN

- Données disponibles :

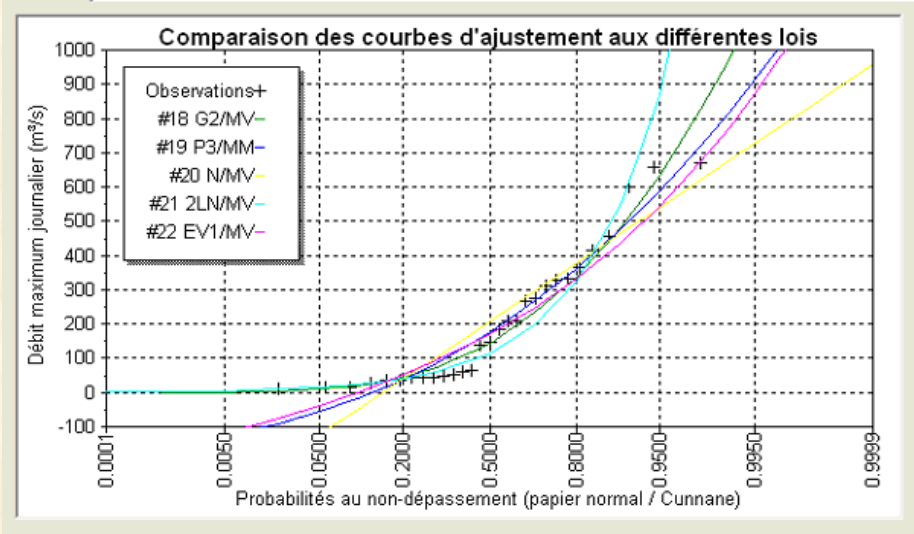
Station	N°IRE	Oued	Longueur Talweg au droit de la station (km)	Surface BV contrôlée (km ²)	Pjmax		Qmax	
					Période disponible	Nombre années mesurées	Période disponible	Nombre années mesurées
Zelten	401/52	Zelten	55	446	--	--	1975-2006	31

Station hydrométrique retenue pour l'étude hydrologique – Oued Zelten

Le tableau montre que seules les séries de débits sont disponibles. De ce fait le calcul des débits de crues pour les différentes périodes de retour, (10ale, 20ale, 50ale et 100ale).

- Analyses des données de débits au droit de la station Zelten:

Modèle	P (Mi/x)	BIC	AIC
Gamma (Maximum de vraisemblance)	58.67	374.58	371.84
Lognormale (Maximum de vraisemblance)	41.23	375.28	372.55
Gumbel (Maximum de vraisemblance)	0.08	387.67	384.93
Pearson type III (Méthode des moments)	0.01	391.30	387.20
Normale (Maximum de vraisemblance)	0.00	395.73	392.99



Résultats d'ajustement aux différentes lois des Qmax du poste Zelten

Comparaison des courbes d'ajustement aux différentes lois des Qmax

La loi Gamma qui présente les coefficients BIC et AIC les plus faibles et la probabilité a posteriori la plus grande. Aussi la figure illustre également que c'est cette loi qui s'ajuste le mieux aux données de la station Zelten sur l'oued Zelten.

2.3. Transformation pluie débit

2.3.1. Formules empiriques

2.3.1.1. Maillet Gautier

Cette formule a été déterminée par des études sur les bassins algériens. Son utilisation au Maroc pose des problèmes d'incertitudes à cause de la méconnaissance précise des coefficients "a" et "K". Elle se présente sous la forme suivante :

$$Q_{\max}(T) = 2K \log(1 + aH) \frac{S}{\sqrt{L}} \sqrt{1 + 4 \log(T) - \log(T)}$$

- S : superficie du bassin versant en (km^2).
- T : période de retour en ans.
- L : longueur du talweg en km.
- a : coefficient pris égal à 20 pour un bassin normal.
- H : est la hauteur moyenne annuelle des précipitations en m.
- K : coefficient pris égal à 1 pour un bassin normal

2.3. Transformation pluie débit

2.3.1. Formules empiriques

2.3.1.2. Mac-Mat

Cette formule est basée sur des observations faites sur la région de la Californie où le climat est aride. Son utilisation au Maroc peut conduire à des résultats satisfaisant si le coefficient "K" est bien cerné (Les auteurs ont déterminé les différentes valeurs de "K" selon le couvert végétal et la pente).

$$Q(T) = KP_{24h}(T) * S^{0.58} * I^{0.42}$$

- K : Coefficient qui dépend du couvert végétal et de la topographie du bassin ; il varie 0.11 à 0.43.
- $P_{24h}(T)$: Pluie déduite des quantiles issus de la loi d'ajustement des P_{jmax} pour chaque période de retour en mm :

$$P_{24h}(T) = 1.15P_{jmax}$$

- S : Superficie du bassin en (km^2).
- I : Pente moyenne du bassin

2.3. Transformation pluie débit

2.3.2. Méthode Rationnelle

Cette méthode est adaptée aux bassins versant dont la superficie n'excède pas 150 km². Elle fait intervenir la pente du bassin et la nature du couvert végétal. Elle suppose que le débit de pointe de ruissellement ne peut être observé à l'exutoire d'un bassin versant que lorsque toute la superficie y contribue. Ceci est vrai si la durée de l'averse est uniforme, généralisée et au moins égale au temps de concentration t_c du bassin en question.

Si on admet que la période de retour du débit maximum déterminé est égale à celle de la pluie maximale au cours de la durée t_c , le débit de pointe pour une période de retour T s'écrit :

$$Q_{(T)} = \frac{C_{(T)} I_{(t_c, T)} A}{3.6 t_c}$$

- A : Surface du bassin versant (Km²).
- $I_{(t_c, T)}$: Intensité des pluies pour un temps de concentration donnée de période de retour T .
- a, b : Coefficient de Montana.
- $C_{(T)}$: Coefficient de ruissellement qui dépend de la période de retour T
- t_c : temps de concentration (h)

Calcul de l'intensité de pluie : Il s'agit dans cette étape de calculer l'intensité moyenne de pluie, de fréquence F et de durée égal au temps de concentration (t_c). Il faudra pour cela, utiliser des courbes IDF déjà définies dans la région (paramètres régionales de Montana).

$$I = at_c^{-b}$$

2.3. Transformation pluie débit

2.3.2. Méthode Rationnelle

Nature du couvert végétal	Valeur de C							
	Petits bassins de 0 à 10 ha présentant une pente de				Bassins moyens de 10 à 400 ha présentant une pente de			
	Moins de 5%	De 5 à 10%	De 10 à 30%	Plus de 30%	Moins de 5%	De 5 à 10%	De 10 à 30%	Plus de 30%
Plates-formes et chaussées de routes	0.95	—	—	—	—	—	—	—
Terrains dénudés, végétation non couvrante Terrain déjà attaqué par l'érosion Labours frais	0.80	0.85	0.90	0.95	0.70	0.75	0.80	0.85
Culture couvrantes, céréales hautes Terrains de parcours Petit brousse clairsemée	0.75	0.80	0.85	0.90	0.52	0.60	0.72	0.80
Praires brousses dense, savane à sous bois	0.70	0.75	0.80	0.55	0.30	0.36	0.12	0.50
Forêt ordinaires en futaie Sous bois touffus	0.30	0.50	0.60	0.70	0.13	0.20	0.25	0.30
Grande forêts primaire	0.20	0.25	0.30	0.40	0.15	0.18	0.22	0.25

Coefficient de ruissellement dans la méthode rationnelle

2.3. Transformation pluie débit

2.3.2. Les méthodes probabilistes exemple la méthode du Gradex.

Cette méthode suppose que lorsqu'on est proche de la saturation, **l'infiltration est limitée et à partir d'un certain débit, tout ce qui tombe ruisselle.** **L'intérêt de la méthode est de déduire la loi des débits à partir de celle des pluies dont l'échantillon est plus long et offre par conséquent plus de précision.** **Le débit, à partir duquel, toutes les précipitations qui tombent ruissellent est appelé débit de référence (Q_0).** En général cette méthode s'applique aux **bassins versants d'une superficie jusqu'à 5000 km²** et un temps de concentration compris entre 1h et 4 jours.

Méthodologie

a. Ajustement statistique de la loi de Gumbel : Il a été démontré, à travers plusieurs études fréquentielles sur les précipitations et les débits journalières maximales, que la loi de Gumbel s'ajuste bien avec cette variable hydrologique. Ce qui donne :

$$dP = Gy + x$$

- dP : Fonction caractérisant l'ajustement par la loi de Gumbel.

- G : pente de la droite de Gumbel (ou de la courbe représentative).

- $y(T)$: **variable de Gumbel** s'exprimant comme suit :

$$y(T) = -\log[-\log(F(T))]$$

- T : temps de retour

- $F(T)$ est la **fréquence au non dépassement** et s'exprime comme suit :

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

Ainsi, un débit $Q(T)$ sera aussi linéaire par rapport à " y " à partir de la période de retour T_0 , puisque au-delà de T_0 , le supplément de pluie et le supplément de débit seront égaux.

2.3. Transformation pluie débit

2.3.2. La méthode du Gradex

Méthodologie

b. Calcul du Gradex de la pluie :

Le Gradex des pluies pour la durée t_c est calculé en fonction du Gradex des pluies de 24 heures par la formule :

$$G_p(t_c) = G(24h) \left(\frac{t_c}{24} \right)^{0.33}$$

- $G_d(t_c)$: Gradex des débits pour la durée t_c (m³/s).
- $G_p(t_c)$: Gradex des pluies pour une durée t_c (mm).
- S : Surface du bassin (km²).
- t_c : temps de concentration (heures).

c. Calcul du Gradex des débits : Avec une homogénéité des unités, le Gradex des débits pour la durée de t_c se calcule par:

$$G_d(t_c) = G_p(t_c) \left(\frac{S}{3.6t_c} \right)$$

d. Calcul du débits moyen $Q(T)$ par la méthode du Gradex s'énonce comme suit :

$$Q_{\text{moy}}(T) = G_d(t_c) [y(T) - y(T_0)] + Q_0$$

- $G_d(t_c)$: Gradex des débits pour la durée t_c (m³/s)
- $y(T)$: Variable de Gumbel pour la période de retour (T)
- Q_0 : Débit de référence de (m³/s)
- T_0 : Période de référence (10ans)

Le débit de pointe de référence Q_0 (T_0) (pivot du Gradex) est pris égale au débit décennal résultant de la méthode rationnelle.

e. Calcul du débits de pointe : Pour chercher les débits de points de crues d'un cours d'eau, il faudra associer ces débits moyens à un coefficient de passage (r_p).

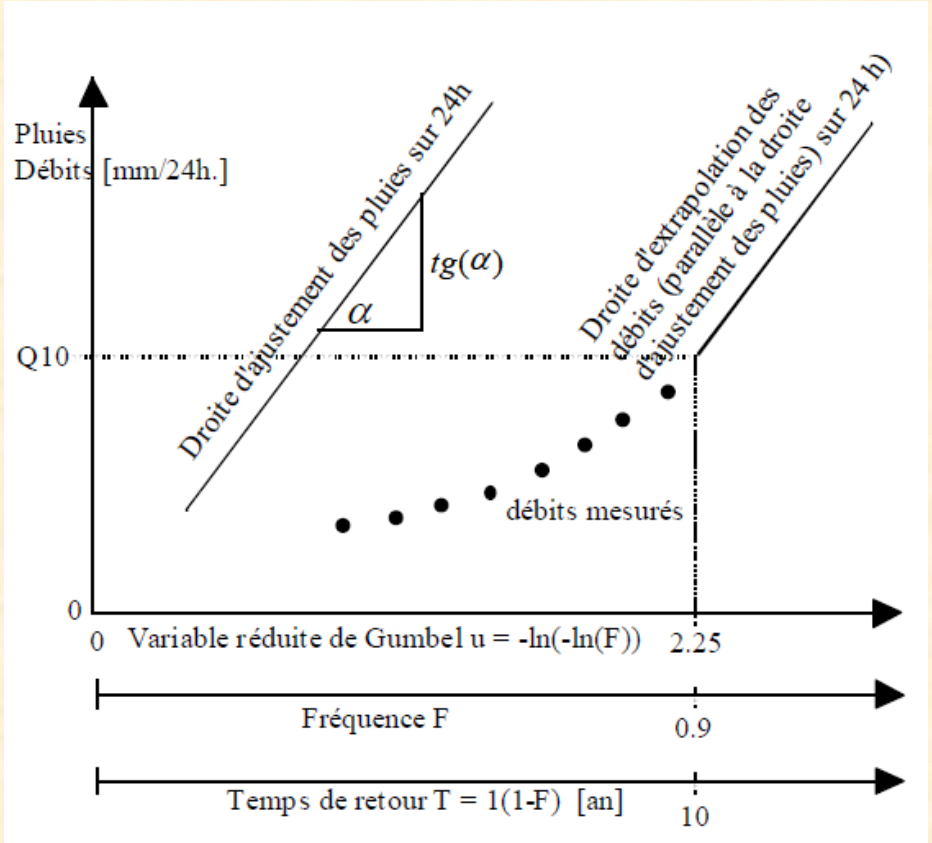
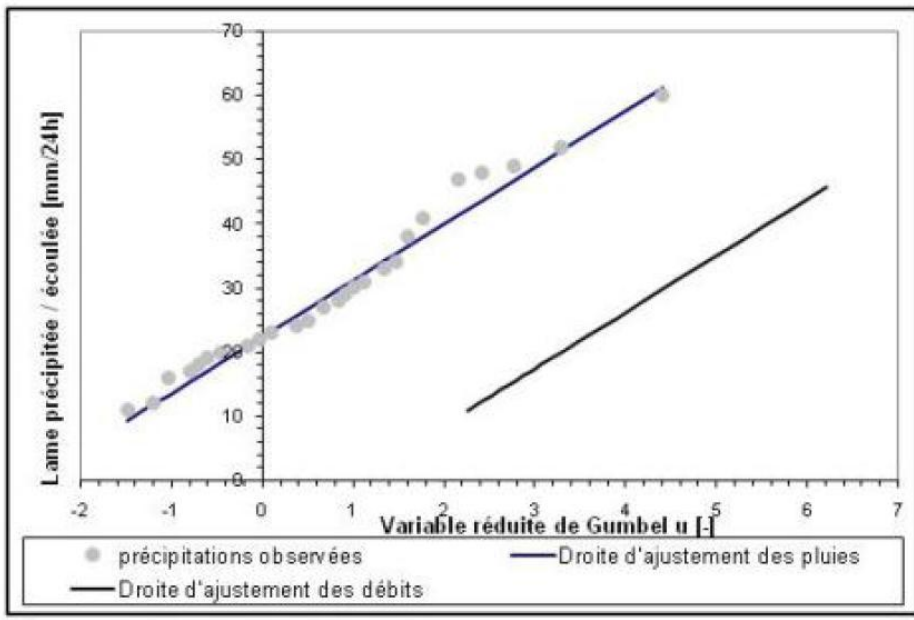
$$Q_{\text{pointe}}(T) = r_p Q_{\text{moy}}(T)$$

- Q_{pointe} : Débit de pointe (m³/s).
- r_p : Coefficient de pointe égal à 1.5 dans les régions atlasiques
- Q_{moy} : Débit moyen pour une période de retour T(m³/s).

Méthode à appliquer : Méthode du GRADEX

La méthode du GRADEX a pour but de rechercher les débits maximaux de crues pour des fréquences d'apparition rares à très rares (temps de retour de plus de 100 ans). Elle s'applique notamment lorsque l'on dispose d'une longue série de pluie et d'une courte série de débit (env.10 ans) sur le bassin.

Le principe de la méthode est de considérer que la droite de distribution des débits est parallèle à partir du seuil (Pivot), correspondant au temps de retour 10 ans, à celle des pluies.



Méthode à appliquer : Méthode du GRADEX

Cette méthode s'appuie sur différentes hypothèses :

- 1. Les débits maximums recherchés sont provoqués uniquement par des pluies maximales, uniformément réparties sur le bassin.**
- 2. Les pluies maximales et les débits correspondants (débits maximaux) suivent une même loi de distribution statistique, dite des "extrêmes" en raison de la nature du phénomène recherché (crues rares).**
- 3. Ceci exprime surtout le fait qu'à partir d'une certaine valeur de pluie, le comportement asymptotique du débit sera identique à celui des pluies. Selon les auteurs de cette méthode, ce seuil représente le taux de saturation du bassin qui est atteint après un événement pluviométrique qui provoque un débit décennal ($T = 10$ ans).**

L'application de la méthode du GRADEX implique plusieurs contraintes :

- 1. La durée des pluies considérées doit strictement correspondre à celle des débits (même Δt et en général 24 h). Elle est conditionnée par le temps de concentration des eaux du bassin au point d'intérêt.**
- 2. Les unités des pluies et des débits doivent être identiques, si l'on procède à l'application de cette méthode en utilisant la loi de Gumbel (en mm/24h).**
- 3. Les limites d'application de cette méthode sont conditionnées par des temps de concentration t_c variant de 1 heure à 4 jours. La méthode ne peut donc s'appliquer qu'à des bassins versants de 5000 km² au maximum.**

Il convient encore de signaler que les résultats obtenus par extrapolation sont des débits maximaux moyens qui résultent de pluies maximales moyennes. Il s'agit donc de multiplier ces valeurs de débits par le coefficient de pointe moyen (coefficient de pointe = débit de pointe/débit moyen) pour obtenir le débit maximum instantané.

Exemple

Années	P maximales journalières mm
1930	46
1931	47
1932	39
1933	49
1934	47
35	--
36	--
37	54
38	40
39	38
40	66
41	31
42	49
43	69
44	54
45	65
46	55
47	36
48	36
49	29
50	65
51	47
52	33
53	51
54	73
55	46
56	58
57	37
58	49
59	48
60	56
61	25
62	30
63	48
64	38
65	33
66	37
67	58
68	43
69	40
70	43
71	29
72	30
73	32
74	36
75	76

Les données de pluies journalières maximales annuelles de 1930 à 1975 pour le bassin *Mouhoun* à *Boromo* de 300 km² sont données dans le tableau , on vous demande de répondre aux questions suivantes:

- 1- Ajuster une série de pluies maximales à une loi de Gumbel.
- 2- Utiliser la méthode GRADEX pour estimer les précipitations pour des temps de retour de 20, 50, 100 et 500 ans

En pratique

Il s'agit essentiellement d'estimer la probabilité de non dépassement $F(x_i)$ qu'il convient d'attribuer à chaque valeur x_i . Il existe de nombreuses formules d'estimation de la fonction de répartition $F(x)$ à l'aide de la fréquence empirique. Elles reposent toutes sur un tri de la série par valeurs croissantes permettant d'associer à chaque valeur son rang r . Des simulations ont montré que pour la loi de Gumbel, il faut utiliser la fréquence empirique de Hazen $F(x_r)$:

$$F(x_r) = \left(\frac{r - 0.5}{n} \right)$$

où r est le rang dans la série de données classée par valeurs croissantes,
 n est la taille de l'échantillon, $x[r]$ la valeur de rang r .

Démarche et résultats

Etape 1 : Préparation de la série de données des précipitations maximales journalières annuelles de pointe.

➡ Trier les valeurs dans l'ordre croissant.

➡ Attribuer un rang à chaque valeur.

Etape 2 : Calcul de la fréquence empirique pour chaque rang (Hazen, équation).

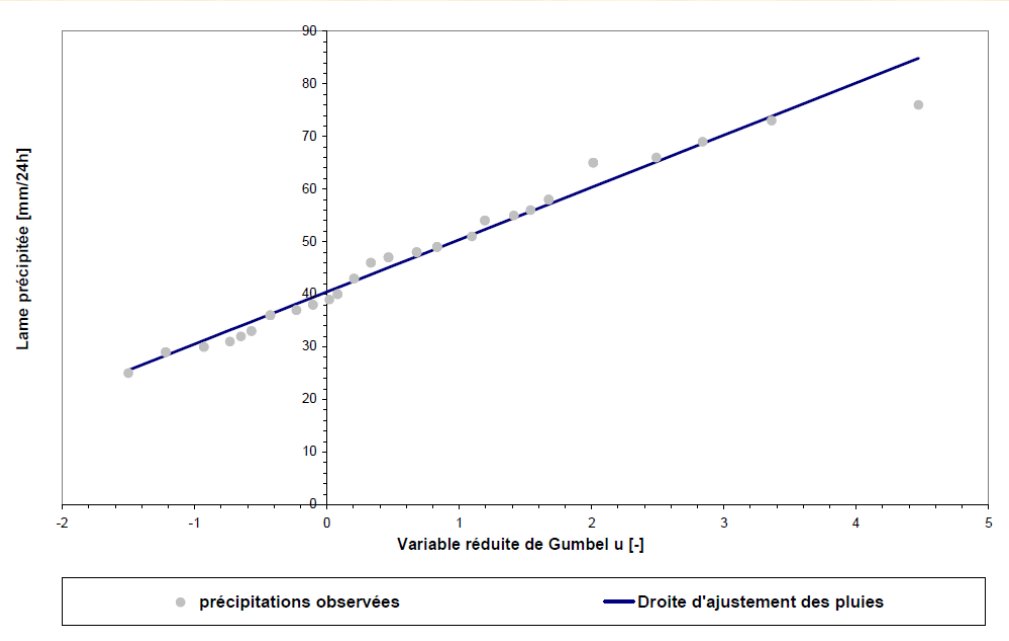
Etape 3 : Calcul de la variable réduite « u » du Gumbel).

Etape 4 : Représentation graphique des couples (u_i, x_i) de la série à ajuster.

Années	P mm/j
1930	46
1931	47
1632	39
1933	49
1934	47
35	--
36	--
37	54
38	40
39	38
40	66
41	31
42	49
43	69
44	54
45	65
46	55
47	36
48	36
49	29
50	65
51	47
52	33
53	51
54	73
55	46
56	58
57	37
58	49
59	48
60	56
61	25
62	30
63	48
64	38
65	33
66	37
67	58
68	43
69	40
70	43
71	29
72	30
73	32
74	36
75	76

année	précipitations maximales journalières annuelles	rang	fréquence empirique selon Hazen	variable réduite de Gumbel u	précipitations maximales journalières annuelles	précipitations estimées
	[mm/24 h]	[-]	[-]	[-]	[mm/24 h]	[mm/24h]
1961	25	1	0,011	-1,50	25	25,1
1949	29	2	0,034	-1,22	29	27,9
1971	29	2	0,034	-1,22	29	27,9
1962	30	4	0,080	-0,93	30	30,8
1972	30	4	0,080	-0,93	30	30,8
1941	31	6	0,125	-0,73	31	32,7
1973	32	7	0,148	-0,65	32	33,6
1952	33	8	0,170	-0,57	33	34,3
1965	33	8	0,170	-0,57	33	34,3
1947	36	10	0,216	-0,43	36	35,7
1948	36	10	0,216	-0,43	36	35,7
1974	36	10	0,216	-0,43	36	35,7
1957	37	13	0,284	-0,23	37	37,7
1966	37	13	0,284	-0,23	37	37,7
1939	38	15	0,330	-0,10	38	38,9
1964	38	15	0,330	-0,10	38	38,9
1932	39	17	0,375	0,02	39	40,2
1938	40	18	0,398	0,08	40	40,8
1969	40	18	0,398	0,08	40	40,8
1968	43	20	0,443	0,21	43	42,0
1970	43	20	0,443	0,21	43	42,0
1930	46	22	0,489	0,33	46	43,3
1955	46	22	0,489	0,33	46	43,3
1931	47	24	0,534	0,47	47	44,6
1934	47	24	0,534	0,47	47	44,6
1951	47	24	0,534	0,47	47	44,6
1959	48	27	0,602	0,68	48	46,7
1963	48	27	0,602	0,68	48	46,7
1933	49	29	0,648	0,83	49	48,3
1942	49	29	0,648	0,83	49	48,3
1958	49	29	0,648	0,83	49	48,3
1953	51	32	0,716	1,10	51	50,8
1937	54	33	0,739	1,19	54	51,8
1944	54	33	0,739	1,19	54	51,8
1946	55	35	0,784	1,41	55	54,0
1960	56	36	0,807	1,54	56	55,2
1956	58	37	0,830	1,68	58	56,6
1967	58	37	0,830	1,68	58	56,6
1945	65	39	0,875	2,01	65	59,9
1950	65	39	0,875	2,01	65	59,9
1940	66	41	0,920	2,49	66	64,7
1943	69	42	0,943	2,84	69	68,1
1954	73	43	0,966	3,36	73	73,3
1975	76	44	0,989	4,47	76	84,3

Ajustement graphique du modèle (calcul des paramètres « a » et « b » de la droite d'ajustement de Gumbel par la méthode graphique)



Etape 5 : Ajustement d'une relation linéaire de type $x_q = a + bu_q$ aux couples (u_i, x_i) . Avec un ajustement de type graphique (à l'œil), on a alors une estimation des paramètres a et b (a= 40.5 et b = 9.9). La pente b de cette droite n'est autre que le Gradient Exponentielle des pluies.

Coefficients a et b - PLUIE						
Méthode des Moments						
			moyenne =	45,7	[mm]	
			Ecart Type =	12,7	[mm]	
b	a₁					
9,9	40,0					
		periode de retour T =	10	20	50	100
						500 [an]
=1-(1/T)	probabilité de non dépassement de P _p =	0,9	0,95	0,98	0,99	0,998
=-LN(-LN(Pp))	variable réduite de Gumbel u _q =	-2,25	-2,97	-3,90	-4,60	-6,21
=bu _q +a	P _{moy} pour periode de retour T =	62,3	69,4	78,7	85,6	101,6 [mm]

Question 2. Déterminer les débits de pointe à l'exutoire du bassin pour des temps de retour de 20, 50, 100 et 500 ans.

L'exercice porte sur le même bassin versant du Mouhoun à Boromo (Burkina-Faso) dont les données débitmétriques recueillies sur le bassin de 1922 à 1964 sont présentés dans le tableau ci-après.

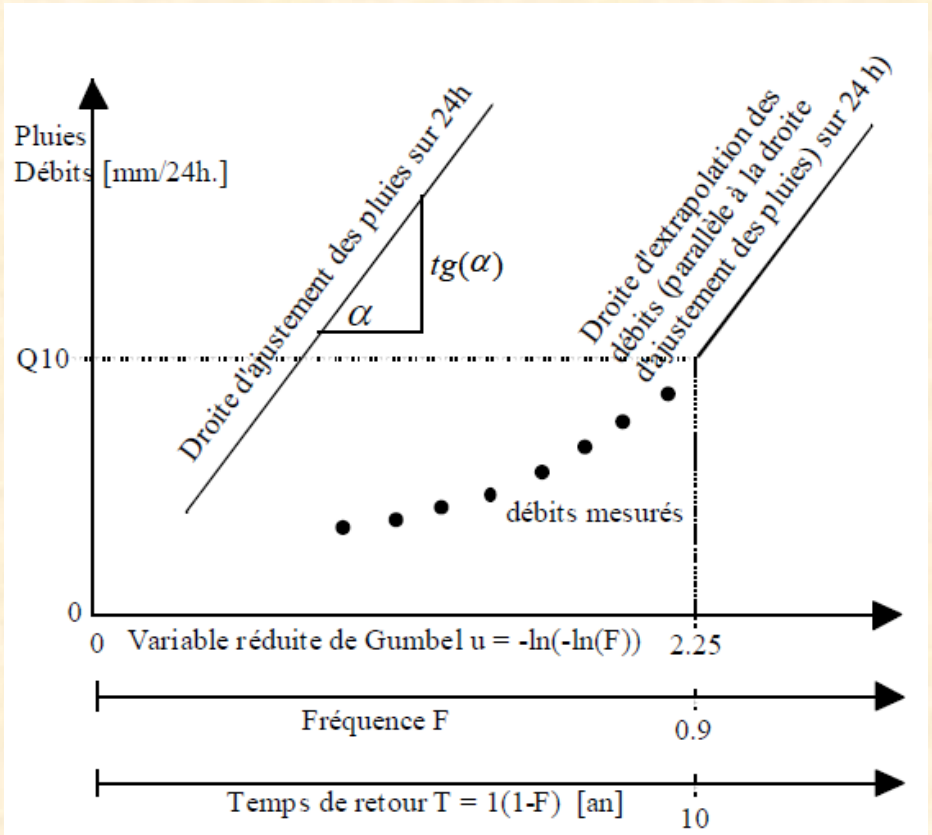
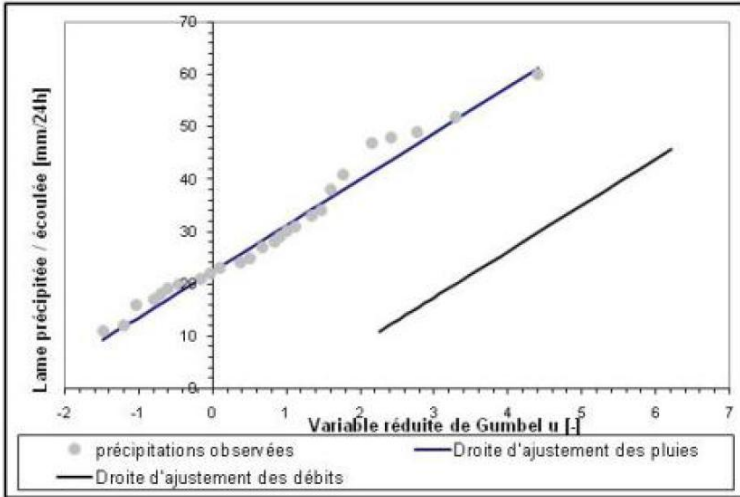
Surface	300	(km²)
Temps de concentration du bassin	24	(h)
Débit moyen journalier pour T= 10ans (Pivot de Gradex)	150	(m³/s)
Coefficient de pointe moyen	1.6	

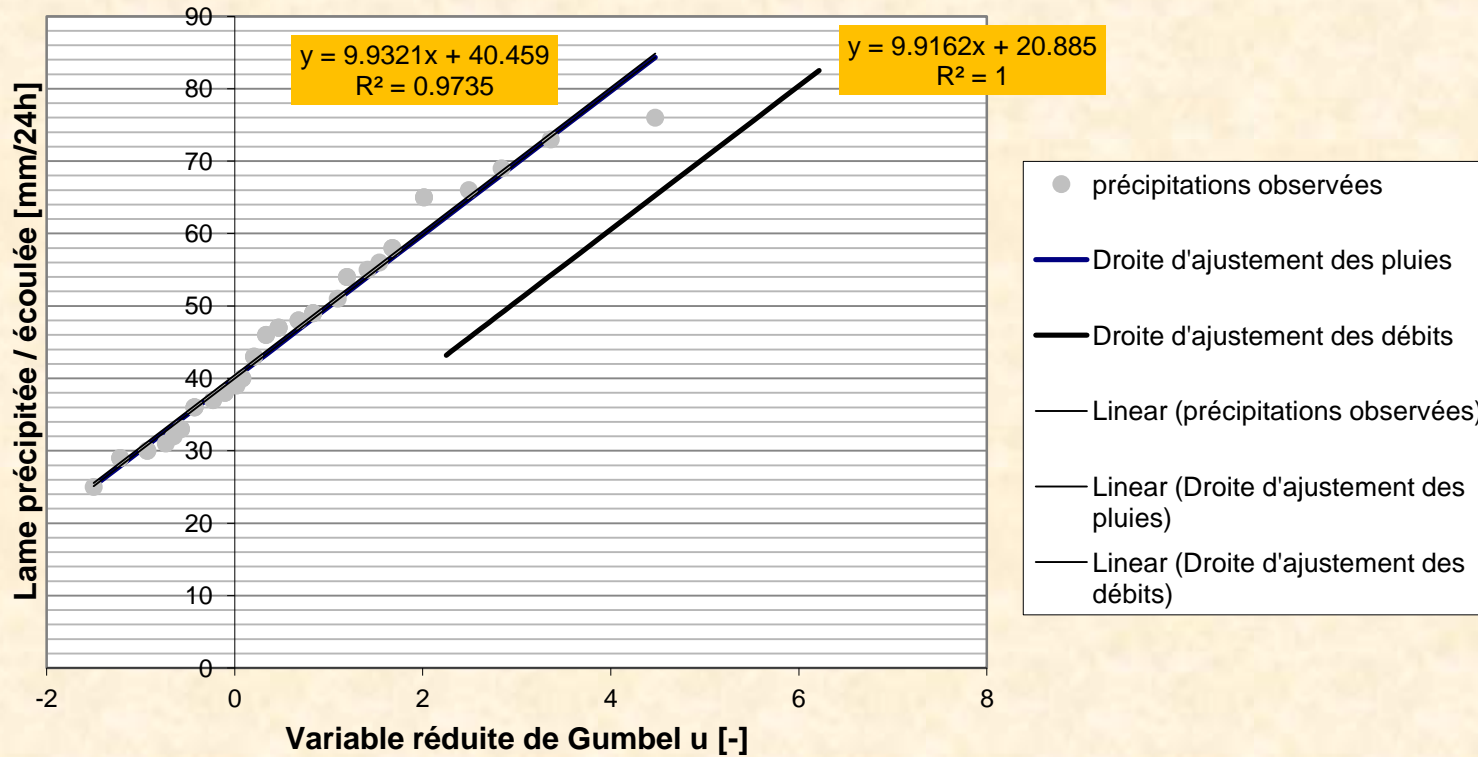
Données débitmétriques recueillies sur le bassin versant du Mouhoun à Boromo de 1922 à 1964

Méthode à appliquer : Méthode du GRADEX

La méthode du GRADEX a pour but de rechercher les débits maximaux de crues pour des fréquences d'apparition rares à très rares (temps de retour de plus de 100 ans). Elle s'applique notamment lorsque l'on dispose d'une longue série de pluie et d'une courte série de débit (env.10 ans) sur le bassin.

Le principe de la méthode est de considérer que la droite de distribution des débits est parallèle à partir du seuil (Pivot), correspondant au temps de retour 10 ans, à celle des pluies.





Ajustement graphique pour les pluies et droite d'extrapolation pour les débits.

Coefficients a et b de la droite d'extrapolation des débits		
b (pluie)	a	
9,92	20,88	$a_2 = q_{10} - (b \cdot u)$

Résultats :

L'ajustement des précipitations selon la loi de Gumbel étant fait, on peut alors tracer la fonction de répartition de la loi de distribution des débits moyens journaliers maximaux, comme la parallèle à la droite des pluies ($b_2 = b_1 = 9.9$) et passant par le point pivot correspondant au débit moyen journalier de temps de retour 10 ans. Il ne faut pas oublier de convertir les valeurs de débit journalier (en m^3/s) en lame écoulée (en mm) afin de pouvoir appliquer la méthode du GRADEX (ici, $Q_p(10) = 150 m^3/s = 43.2 mm/24h$).

En appliquant la loi d'ajustement extrapolée des débits pour les temps de retour 20, 50, 100 et 500 et en faisant la conversion adéquate pour avoir des valeurs en m^3/s , on obtient des valeurs de débits moyens journaliers. Il faut encore calculer les débits de pointe en multipliant les valeurs de débits trouvées précédemment par le coefficient de pointe.

2. débit moyen journalier maximal annuel pour T=10 ans en mm/24h			
	Surface du bassin =	300	[km ²]
Temps de retour	débits moyens maximaux journalier annuels	débits moyens journaliers maximaux annuels	
	[m ³ /s]	[mm/24h]	
10	150,0	43,2	

$Q \text{ moy max} * 3,6 * 24 / \text{surface}$
 $150 * 10^9 * 60 * 60 * 24 / 300 * 10^{12} = 43.2$

3. Calcul des débits extrapolés par la méthode du GRADEX

						Coeff. de pointe =	1,6	[-]
	Point Pivot =	10	[ans]					
Temps de retour	fréquence empirique selon Hazen	variable réduite de Gumbel u	précipitations estimées	débits moyen extrapolés	débits moyen extrapolés		débits de pointe extrapolés	
[ans]	[-]	[-]	[mm/24h]	[mm/24h]	[m ³ /s]		[m ³ /s]	
10	0,900	2,25	62,3	43,2	150		240	
11	0,905	2,30	62,8	43,7	152		243	
12	0,910	2,36	63,4	44,3	154		246	
13	0,915	2,42	64,0	44,9	156		249	
14	0,920	2,48	64,6	45,5	158		253	
15	0,925	2,55	65,3	46,2	160		257	
16	0,930	2,62	66,0	46,9	163		261	
17	0,935	2,70	66,8	47,7	165		265	
18	0,940	2,78	67,6	48,5	168		269	
19	0,945	2,87	68,5	49,4	171		274	
20	0,950	2,97	69,4	50,3	175		280	
	0,955	3,08	70,5	51,4	179		286	
	0,960	3,20	71,7	52,6	183		292	
	0,965	3,33	73,0	54,0	187		300	
	0,970	3,49	74,6	55,5	193		308	
40	0,975	3,68	76,4	57,3	199		319	
50	0,980	3,90	78,7	59,6	207		331	
	0,985	4,19	81,6	62,5	217		347	
100	0,990	4,60	85,6	66,5	231		369	
200	0,995	5,30	92,5	73,4	255		408	
250	0,996	5,52	94,7	75,6	263		420	
	0,997	5,81	97,6	78,5	272		436	
500	0,998	6,21	101,6	82,5	286		458	

$$f = 1 - (1/\text{temps retour})$$

$$u = -\text{LN}(-\text{LN}(f))$$

$$p = bu + a$$

$$q = bu + a_2$$

$$Q_{\text{extr}} = 1000 * q / (60 * 60 * 24)$$

$$Q_{\text{pointe}} = Q_{\text{extr}} * 1.6$$

Coefficients a et b de la droite d'extrapolation des débits

b (pluie)

a₂

9,92

20,88

$$a_2 = q_{10} - (b * u)$$

T (ans)	F(x)	u	Q_T (mm/24h)	Q_T (m³/s)	Q_P (m³/s)
10	0.900	2.25	43.2	150	240
20	0.950	2.97	50.3	175	280
50	0.980	3.90	59.6	207	331
100	0.990	4.60	66.5	231	370
500	0.998	6.21	82.6	287	459

**Débits moyens maximums journaliers et débit de pointe de temps de retour
10, 20, 50, 100 et 500 ans**

L'étude hydrologique vise, principalement, à estimer les débits de pointe (Qp), pour différentes périodes de retour, au niveau du bassin versant.

1- Données disponibles :

Station	N°IRE	Oued	Longueur Talweg au droit de la station (km)	Surface BV contrôlée (km²)	Pjmax		Qmax	
					Période disponible	Nombre années mesurées	Période disponible	Nombre années mesurées
Zelten	401/52	Zelten	55	446	--	--	1975-2006	31

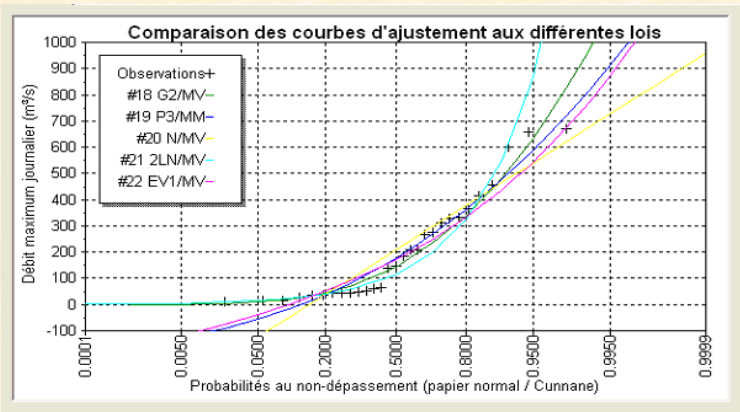
Station hydrométrique retenue pour l'étude hydrologique – Oued Zelten

Le tableau montre que seules les séries de débits sont disponibles. De ce fait le calcul des débits de crues pour les différentes périodes de retour, (10ale, 20ale, 50ale et 100ale) procédera comme suit :

- Analyse des données de débits de crues au droit de la station Zelten.
- Calculs des débits de crues au droit du site étudié.
- Etude des hydrogrammes de crues
- Estimations des volumes de crues au droit du site concerné.

2- Analyses des données de débits au droit de la station Zelten:

Modèle	P (Mi/x)	BIC	AIC
Gamma (Maximum de vraisemblance)	58.67	374.58	371.84
Lognormale (Maximum de vraisemblance)	41.23	375.28	372.55
Gumbel (Maximum de vraisemblance)	0.08	387.67	384.93
Pearson type III (Méthode des moments)	0.01	391.30	387.20
Normale (Maximum de vraisemblance)	0.00	395.73	392.99



Résultats d'ajustement aux différentes lois des Qmax du poste Zelten

Comparaison des courbes d'ajustement aux différentes lois des Qmax

La loi Gamma qui présente les coefficients BIC et AIC les plus faibles et la probabilité a posteriori la plus grande. Aussi la figure illustre également que c'est cette loi qui s'ajuste le mieux aux données de la station Zelten sur l'oued Zelten.

période de retour (ans)	Fréq. au Nœud droit	Loi d'ajustement retenue	Q _{Pointe} retenu (m ³ /s)	Intervalle de confiance à 95%		Surface BV (Km ²)	Q _p retenu par l'ABHT(m ³ /s)
				552.56	1402.07		
100 _{ale}	0.99	Gamma	977.31	552.56	1402.07	446	1010
50 _{ale}	0.98	Gamma	828.87	478.8	1178.93		850
20 _{ale}	0.95	Gamma	632.86	377.9	887.81		640
10 _{ale}	0.9	Gamma	484.84	297.7	671.98		490

Les débits de pointes pour le bassin versant sont ainsi calculés

Station	SBV (Km ²)	Loi d'ajustement retenue	Q _p spécifique en (m ³ /s/Km ²)			
			T = 10 ans	T = 20 ans	T = 50 ans	T = 100 ans
Zelten	446	Gamma	1.09	1.42	1.86	2.19

Les débits spécifiques pour le bassin versant sont ainsi calculés

3- Estimations des débits de crues

Site	Superficie du BV au droit du site (km ²)	Temps de concentration t _c (en h)							Valeur retenue
		GIANDOTTI	VENTURA	TURAZZA	SOGREAH	DUJARDIN	KIRIPCH	ESPAGNOLE	
Sidi Jazouli	520.63	8.78	15.01	17.01	4.28	6.29	5.94	12.23	7.67

Temps de concentrations au droit du site (en Heure)

Période de retour (ans)	Q (m ³ /s) Station Zelten	S _{BV} (km ²) zelten	Coef Francou Rodier K(T)	S _{BV} (km ²) au droit du site	Q (m ³ /s) Francou-Rodier (Site)	Q (m ³ /s) Débits spécifiques (Site)	Q (m ³ /s) Retenu (Site)
100 _{ale}	977	446		562			
50 _{ale}	829	446		562			
20 _{ale}	633	446		562			
10 _{ale}	485	446		562			

Estimation des débits de crues au droit du site de Sidi Jazouli

période de retour (ans)	Fréq. au Nœud droit	Loi d'ajustement retenue	Q _{Pointe} retenu (m ³ /s)	Intervalle de confiance à 95%		Surface BV (Km ²)	Q _p retenu par l'ABHT(m ³ /s)
100 _{ale}	0.99	Gamma	977.31	552.56	1402.07	446	1010
50 _{ale}	0.98	Gamma	828.87	478.8	1178.93		850
20 _{ale}	0.95	Gamma	632.86	377.9	887.81		640
10 _{ale}	0.9	Gamma	484.84	297.7	671.98		490

Les débits de pointes pour le bassin versant sont ainsi calculés

Station	SBV (Km ²)	Loi d'ajustement retenue	Q _p spécifique en (m ³ /s/Km ²)			
			T = 10 ans	T = 20 ans	T = 50 ans	T = 100 ans
Zelten	446	Gamma	1.09	1.42	1.86	2.19

Les débits spécifiques pour le bassin versant sont ainsi calculés

3- Estimations des débits de crues

Site	Superficie du BV au droit du site (km ²)	Temps de concentration t _c (en h)							Valeur retenue
		GIANDOTTI	VENTURA	TURAZZA	SOGREAH	DUJARDIN	KIRIPCH	ESPAGNOLE	
Sidi Jazouli	520.63	8.78	15.01	17.01	4.28	6.29	5.94	12.23	7.67

Temps de concentrations au droit du site (en Heure)

Période de retour (ans)	Q (m ³ /s) Station Zelten	S _{BV} (km ²) zelten	Coef Francou Rodier K(T)	S _{BV} (km ²) au droit du site	Q (m ³ /s) Francou-Rodier (Site)	Q (m ³ /s) Débits spécifiques (Site)	Q (m ³ /s) Retenu (Site)
100 _{ale}	977	446	4.23	562	934	903	918
50 _{ale}	829	446	4.09	562	810	798	804
20 _{ale}	633	446	3.87	562	618	609	614
10 _{ale}	485	446	3.65	562	473	467	470

Estimation des débits de crues au droit du site de Sidi Jazouli

4- Hydrogrammes et volumes des crues

Les hydrogrammes de crues présentent une forme générale de courbe en cloche dissymétrique comprenant :

- La partie correspondant à la concentration de la crue (courbe de concentration)
- La zone entourant le maximum (le pointe)
- Celle afférent à diminution progressive de débit (décru)

Pour définir un hydrogramme type pour les crues d'un oued, on "adimensionalise" les crues les plus représentatives inventoriées par leurs temps de pointe et débit de pointe et on les superpose aux hydrogrammes types.

Plusieurs types sont adoptés lors de la construction d'un hydrogramme de crue.

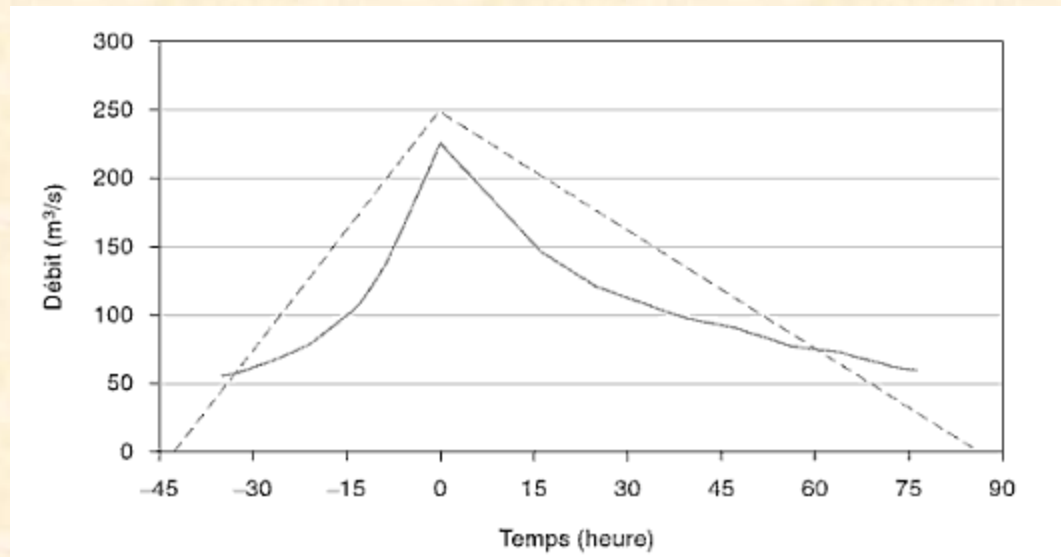
On cite :

➤ L'hydrogramme triangulaire

Avec t_b est le temps de base.

$$t_b = at_c$$

Sachant que le temps de la remontée est égal à la durée caractéristique de la crue, une descente de crue deux fois moins rapide et un débit de pointe centennal estimé directement à partir de l'ajustement fréquentiel sur les débits.



4- Hydrogrammes et volumes des crues

➤ **Méthode de l'USSCS** (SCS : Soil Conservation Service): Cette méthode, très employée en hydrologie, permet de faire intervenir directement l'état du sol pour le calcul de l'excès de précipitation. Elle consiste à considérer l'hypothèse suivante : à un instant "t" donné, le rapport entre l'infiltration cumulée jusqu'à cet instant "t" et l'infiltration potentielle de débit d'épisode est égale au rapport entre le ruissellement et la pluie cumulée.

$$\frac{P(t) - R(t)}{J} = \frac{R(t)}{P(t)}$$

P(t) : hauteur de pluie tombée entre 0 et t ;
R(t) : lame nette écoulée entre 0 et t ;
J : capacité maximale d'infiltration ;
P(t)-R(t) : infiltration cumulée entre 0 et t.

Pendant lorsque la pluie commence à tomber, il n'y a pas de ruissellement immédiat. Des études ont montré que l'on pouvait estimer cette rétention initiale à 0.25J.

En remplaçant donc P(t) par P(t)-0.25J, on obtient la fonction dite de production :

$$R(t) = \frac{(P(t) - 0.25J)^2}{P(t) + 0.8J} \quad \text{avec} \quad J = 25.4 \frac{1000}{CN - 10}$$

CN (Curve Number) est un **coefficient de ruissellement** qui dépend de la nature du sol et de l'antécédent pluviométrique :

CN = f(sol, couverture, conditions hydrologiques...)

Il existe 4 classes types :

- A correspondant à un sol de « haute infiltration »
- B correspondant à un sol de « moyenne infiltration »
- C correspondant à un sol de « petite infiltration »
- D correspondant à un sol de « très petite infiltration »

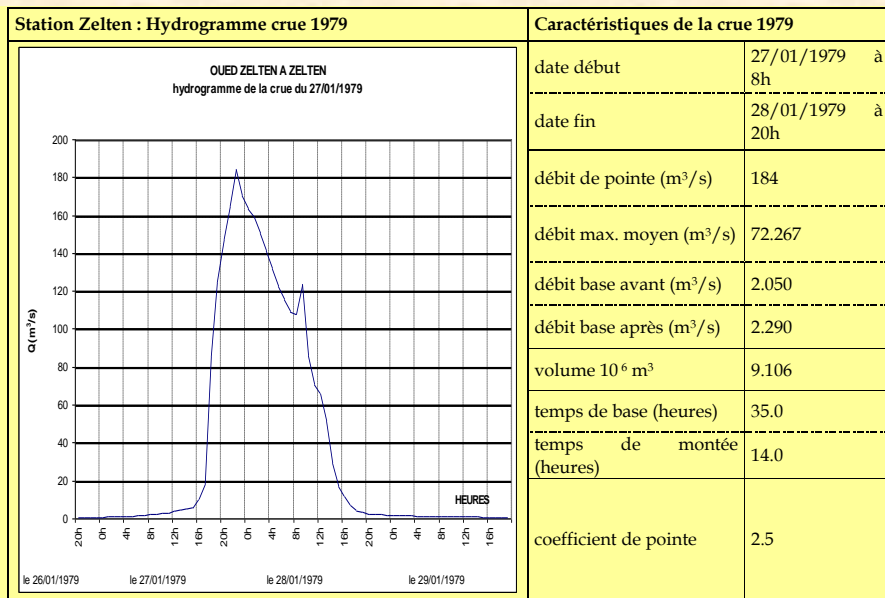
➤ **L'hydrogramme exponentiel : ne tenant pas compte de temps de base il est sensiblement proche de l'hydrogramme de l'USSCS lorsqu'on a $t_b \geq 5 \cdot t_c$**

$$Q_b / Q_P = (t_b / t_p)^4 e^{(4-4(t/t_p))}$$

Pour déterminer la Valeur retenue du t_c il faut corrélérer les hydrogrammes des crues majeures sélectionnés pour la station hydrologique dont on dispose, ainsi que leurs superpositions aux différents hydrogrammes adimensionnels.

Hydrogramme adimensionnel de l'USSCS

t_b/t_p	q_b/q_p	t_b/t_p	q_b/q_p
0.00	0.000	2.60	0.130
0.10	0.015	2.70	0.114
0.20	0.075	2.80	0.098
0.30	0.160	2.90	0.087
0.40	0.280	3.00	0.075
0.50	0.430	3.10	0.067
0.60	0.600	3.20	0.059
0.70	0.770	3.30	0.052
0.80	0.890	3.40	0.044
0.90	0.970	3.50	0.036
1.00	1.000	3.60	0.032
1.10	0.980	3.70	0.029
1.20	0.920	3.80	0.025
1.30	0.840	3.90	0.022
1.40	0.750	4.00	0.018
1.50	0.660	4.10	0.016
1.60	0.560	4.20	0.014
1.70	0.490	4.30	0.013
1.80	0.420	4.40	0.011
1.90	0.370	4.50	0.009
2.00	0.320	4.60	0.008
2.10	0.280	4.70	0.007
2.20	0.240	4.80	0.006
2.30	0.210	4.90	0.005
2.40	0.180	5.00	0.004
2.50	0.155		
		t_p : temps de pointe	q_p : débit de pointe



Station	Année	Date	Qp (m3/s)	Vp (Mm3)	tp(h)	tb(h)	tb/tp
Zelten	1979	27/01/1979	184	9.106	14	35	2.5
Zelten	1980	08/11/1980	413	5.339	8	15	1.875
Zelten	1985	07/01/1985	660	10.449	2	16	8
Zelten	2000	22/12/2000	140.5	1.675	8	14	1.75
Zelten	2001	24/12/2001	600	8.29	2	15.5	7.75
Nbre mesures			5	5	5	5	5
Moyenne			399.5	6.972	6.8	19.1	4.4
S (écart type)			235.5	3.5	5.0	8.9	3.2
min			140.5	1.675	2	14	1.75
max			660	10.449	14	35	8

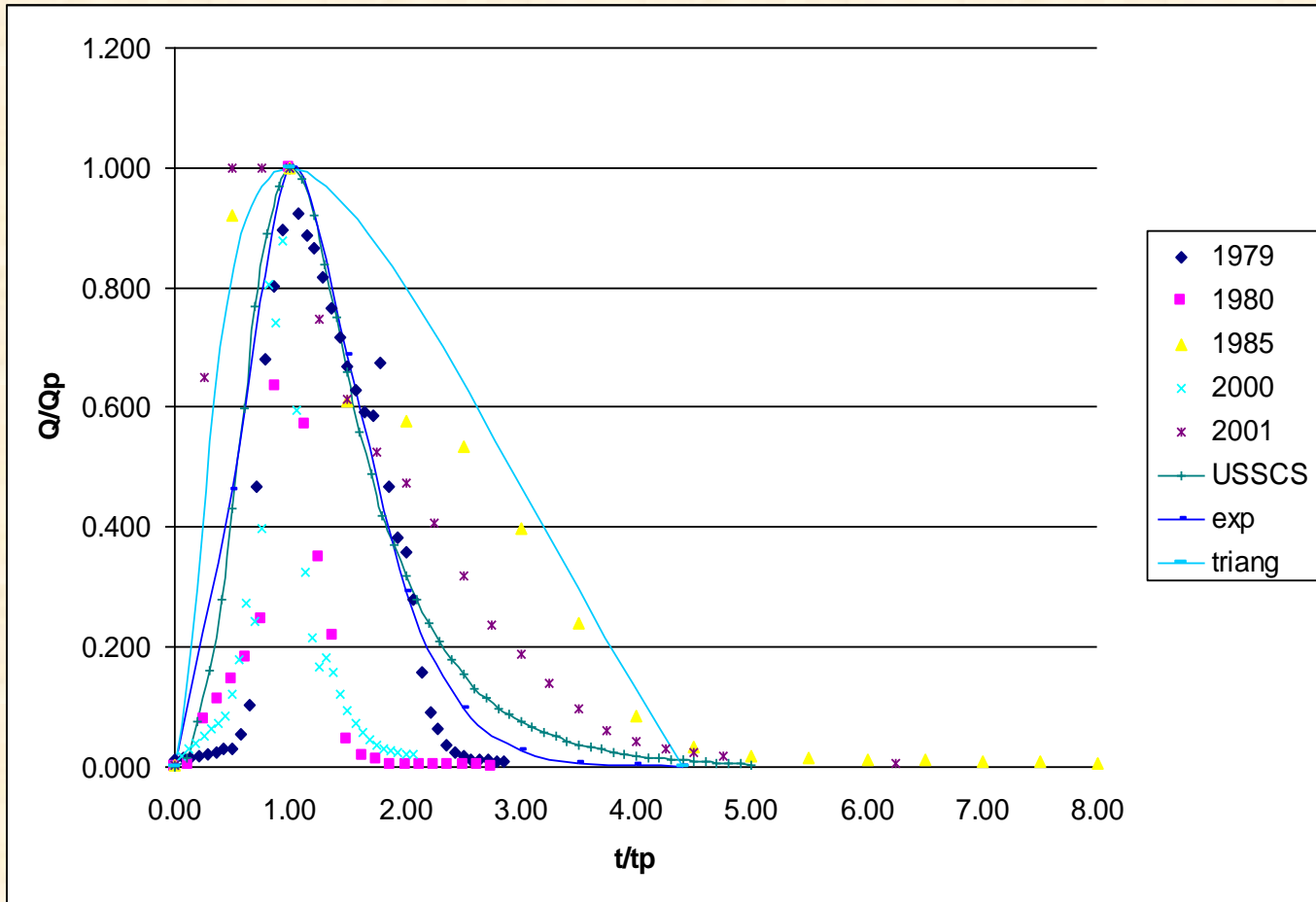
Caractéristiques des hydrogrammes majeurs – Station Zelten sur oued Zelten

Q_p : Débit de pointe
V_p : Volume de la crue
t_p : Temps de pointe
t_b : Temps de base

Le temps de pointe est en moyenne égale à 6.8 et le temps de base moyen est de l'ordre de 19.1 soit 2.8 fois le temps de pointe.

Giandotti heures	Ventura heures	Turaza heures	Kiripch heures
8.55	16.66	19.46	5.94

Station Zelten - temps de concentration par différentes formules empiriques:

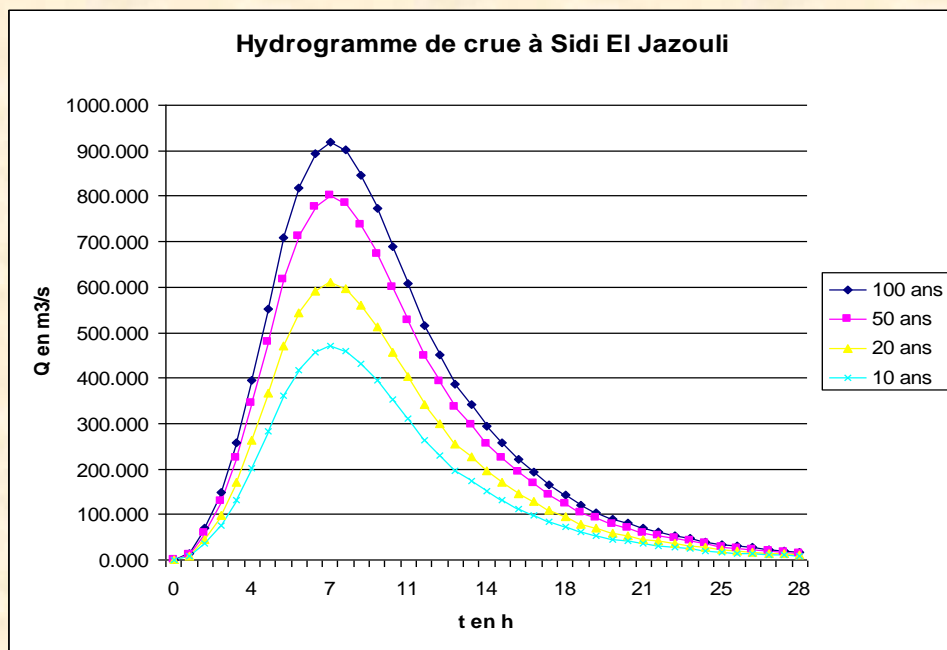


Hydrogrammes adimensionnels à Zelten

5- Calcul des volumes des crues en utilisant les hydrogrammes types – Station Zelten

Année	V _{pointe} (Mm3)	V _{triangulaire} (Mm3)	V _{exponentiel} (Mm3)	V _{USSCS} (Mm3)	V _{t_{riang}} /V _{crue}	V _{exp} /V _{crue}	V _{USSCS} /V _{crue}
1979	9.106	11.592	11.518	11.580	1.27	1.26	1.27
1980	5.339	11.151	13.312	13.078	2.09	2.49	2.45
1985	10.449	19.008	6.081	6.436	1.82	0.58	0.62
2000	1.675	3.541	4.37	4.289	2.11	2.61	2.56
2001	8.29	16.740	5.528	5.851	2.02	0.67	0.71
Nbre mesures	5	5	5	5	5	5	5
Moyenne	6.972	12.406	8.162	8.247	1.86	1.52	1.52
S (écart type)	3.50	5.98	3.98	3.84	0.35	0.98	0.93
Min	1.68	3.54	4.37	4.29	1.27	0.58	0.62
Max	10.45	19.01	13.31	13.08	2.11	2.61	2.56

Il ressort que la forme de l'hydrogramme adimensionnel de l'USSCS représente bien la forme des crues du bassin versant de la station de Zelten. Donc c'est cette forme d'hydrogramme qu'on va adopter pour le site de Sidi Jazouli.



Site	Surface (km ²)	V _c (Mm ³)			
		100 _{ale}	50 _{ale}	20 _{ale}	10 _{ale}
Sidi El Jazouli	521	29.79	25.91	19.76	15.22