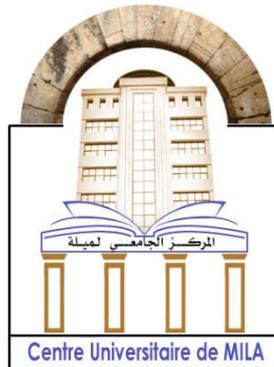


REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Centre universitaire Abdelhafid Boussouf - Mila

Institut des sciences et technologies

Département de génie civil et hydraulique



Polycopié intitulé :

Cours Hydrologie I

Présenté par :

Dr KOUSSA Miloud

Année universitaire 2021-2022

AVANT PROPOS

L'hydrologie (du grec: "hýdōr" signifiant "eau"; et "lógos" signifiant "étude") est la science qui s'intéresse à tous les aspects du cycle de l'eau, et en particulier aux échanges entre la mer, l'atmosphère (océanographie, climatologie...), la surface terrestre (limnologie) et le sous-sol (hydrogéologie), sur terre (ou potentiellement sur d'autres planètes). L'hydrologue contribue à la connaissance et gestion des ressources en eau et à leur durabilité en rapport avec les bassins versants environnementaux.

L'hydrologue utilise les outils et concepts des sciences de la Terre et des sciences de l'environnement, et notamment de la géographie physique, de la géologie ou du génie civil et environnemental¹.

Grâce à diverses méthodes et moyens analytiques il collecte et analyse des données, et le cas échéant modélise afin d'aider à résoudre les problèmes liés à l'eau (surexploitation, pollution, salinisation, dégradation environnementales affectant le cycle de l'eau, prévention et gestion des conséquences des catastrophes technologiques et naturelles

Ce cours est destiné aux étudiants du niveau **L2 filière hydraulique**. L'objectif de ce cours est de permettre aux étudiants de comprendre le fonctionnement et le comportement hydrologique de divers systèmes (bassins versants)

Le programme comprend cinq chapitres :

- ✓ Introduction à l'hydrologie
- ✓ Le bassin versant
- ✓ Evaporation et infiltration
- ✓ Les précipitations
- ✓ Hydrométrie

Sommaire	Page
Chapitre 1 : Introduction à l'hydrologie	
1. Définitions	01
2. Objectifs de l'hydrologie	01
3. Sciences utilisées	01
4. Définition et composantes du cycle hydrologique	02
4.1. Définition	02
4.2. Les précipitations	03
4.3. L'évaporation/l'évapotranspiration	03
4.4. L'évapotranspiration réelle	03
4.5. l'évapotranspiration de référence	03
4.6. L'interception et le stockage dans les dépressions	04
4.7. L'infiltration et la percolation	04
4.8. Les écoulements	04
Chapitre 2 Le bassin versant	
1. Définition du bassin versant	05
1.1. Bassin versant topographique	06
1.2. Bassin versant hydrogéologique	06
2. Le temps de concentration	06
Caractéristique morphométriques	07
2.1. Caractéristiques de la disposition dans le plan	07
2.1.1. Surface A	07
2.1.2. Longueur	07
2.1.3. Rectangle équivalent	08
2.1.4. Caractéristiques des altitudes (hypsométrie)	09
3.1. Les indices de pente	10
3.2. Dénivelée spécifique D_s :	10
3.3. Les Modèles Numériques de Terrain	11
4. Caractéristiques du réseau hydrographique	12
4.1. Hiérarchisation du réseau	12
4.2. Les lois de Horton	13
4.3. La densité de drainage D_d	14
5. Caractéristiques géologiques	15
6. Le couvert végétal	15

7. Caractéristiques glaciologiques	15
------------------------------------	----

Chapitre 3 :Evaporation et infiltration

Introduction	16
1. Evaporation	16
1.1. Mesure des paramètres physiques conditionnant l'évaporation	16
1.2. Mesure des températures	16
1.2.1. Dépouillement des mesures :	17
1.3. Mesures de l'évaporation	18
<u>1.3.1. Mesures de l'évaporation à partir d'une surface libre</u>	18
<u>1.3.1.1. Bacclasse A (du Weather Bureau, U.S.A.)</u>	18
<u>1.3.1.2. Les atmomètre:</u>	18
1.3.1.3. Nappes d'eau naturelles	19
1.3.1.4. Les formules empiriques	19
<u>A) Formule Turc</u>	19
<u>B) Formule de Thornthwaite</u>	21
2. Infiltration	21
2.1. Paramètres descriptifs de l'infiltration	21
2.2. Facteurs influençant l'infiltration	22
2.3. Modélisation du processus d'infiltration	23
3. Relations empiriques	23
3.1. La formule de Horton	
3.2. La formule de l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux de l'EPFL	23
4. Modèles à base physique	23

Chapitre 4 : Les précipitations

1. Définition des précipitations	26
2. Types de précipitations	26
2.1. Les précipitations convectives	26
2.2. Les précipitations orographiques	26
2.3. Les précipitations frontales ou de type cyclonique.	27
3. Mesure des précipitations	27
3.1. Mesures de la hauteur d'eau précipitée :	27
3.2. Les différents instruments permettant la mesure des précipitations	28
3.2.1. Pluviomètre	28
4 .Réseau d'observation et publication des données	29

4.1. Le réseau d'observation	29
4.2 Publication des données pluviométriques	30
5. Analyse ponctuelle	30
5.1. Notion d'averses et d'intensités	31
5.2. La courbe des hauteurs de pluie cumulées	31
5.3. L'hyétogramme	31
5.4 .Statistique descriptive des séries chronologiques	32
6. Notion de temps de retour	32
7. Passage des pluies ponctuelles aux pluies moyennes sur une surface	32
7.1.Méthode de la moyenne arithmétique	33
7.2 .Calcul de la moyenne pondérée - méthode des polygones de Thiessen	33
7.3.La méthode des isohyètes (isovaleurs)	34

Chapitre 5 : Hydrométrie

Introduction	36
1.Acquisition des débits en fonction du temps	36
2.Les méthodes de jaugeages	37
2.1.Réservoirs étalonnés	37
2.2.Déversoirs	38
2.3. Les méthodes physico-chimiques (dite par dilution)	39
2.3.1. La méthode à débit constant	40
2.3.2. La méthode par injection instantanée	41
2.4. Le jaugeage au flotteur	42
2.5. Le jaugeage par exploration du champ de vitesse	43
2.5.1. Matériel de jaugeage	43
2.5.2. Dépouillement des jaugeages au moulinet et calcul des débits	44
2.5.2.1. Choix des positions des verticales de mesure	44
2.5.2.2. Profondeurs de mesure des vitesses du courant	45
2.5.2.4 .Exploration des champs des vitesses par la méthode des paraboles et calcul du débit	46

Chapitre 1
Introduction à l'hydrologie

1. Définitions

Hydrologie est la sciences qui s'intéresse à l'étude des eaux de surface, leurs origines, leur qualité et leur gestion pour des fins d'utilisation dans les différentes activités humaines et leur maîtrise pendant lors des phénomènes extrêmes (inondations, sécheresse, ...).

L'hydrologie peut se définir comme l'étude du cycle de l'eau et l'estimation de ses différents flux.

L'hydrologie au sens large regroupe :

- ✓ La climatologie, pour la partie aérienne du cycle de l'eau (précipitations, retour à l'atmosphère, transferts, *etc.*) ;
- ✓ L'hydrologie de surface au sens strict, pour les écoulements à la surface des continents ;
- ✓ L'hydrodynamique des milieux non saturés pour les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines (infiltration, retour à l'atmosphère à partir des nappes, *etc.*) ;
- ✓ L'hydrodynamique souterraine (*sensu stricto*) pour les écoulements en milieux saturés.

2 .Objectifs de l'hydrologie

Parmi les objectifs de l'hydrologie on cite :

- Aménagements hydrauliques : Barrages et autres ouvrages d'arts pour l'alimentation en eau potable, l'irrigation et l'industrie
- Aménagement de l'espace pour lutter contre les inondations dans les zones rurales et (bassins versants) et dans les zones urbaines
- Planifier gérer les ressources en eau de surface à long terme

3.Sciences utilisées :

L'hydrologie de surface est une science appliquée qui fait appel à des connaissances dans des domaines très divers. (tableau 1)

Sciences et techniques	Domaines d'application
Météorologie et Climatologie	Etude des pluies et du retour à l'atmosphère
Géologie, géographie et pédologie	Analyse du comportement hydrologique du bassin
Hydraulique	Mesure et étude des écoulements à surface libre
statistique	Traitement des données, simulations
Calcul numérique	Propagation de crue, modélisations et optimisations
Informatique	Instrument de travail pour les calculs numériques, le stockage des données

Tableau 1 : Domaines d'application de différentes disciplines de l'hydrologie

4. Définition et composantes du cycle hydrologique

4.1. Définition

Le cycle hydrologique est un concept qui englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement des eaux sur la terre (Figure 1.).

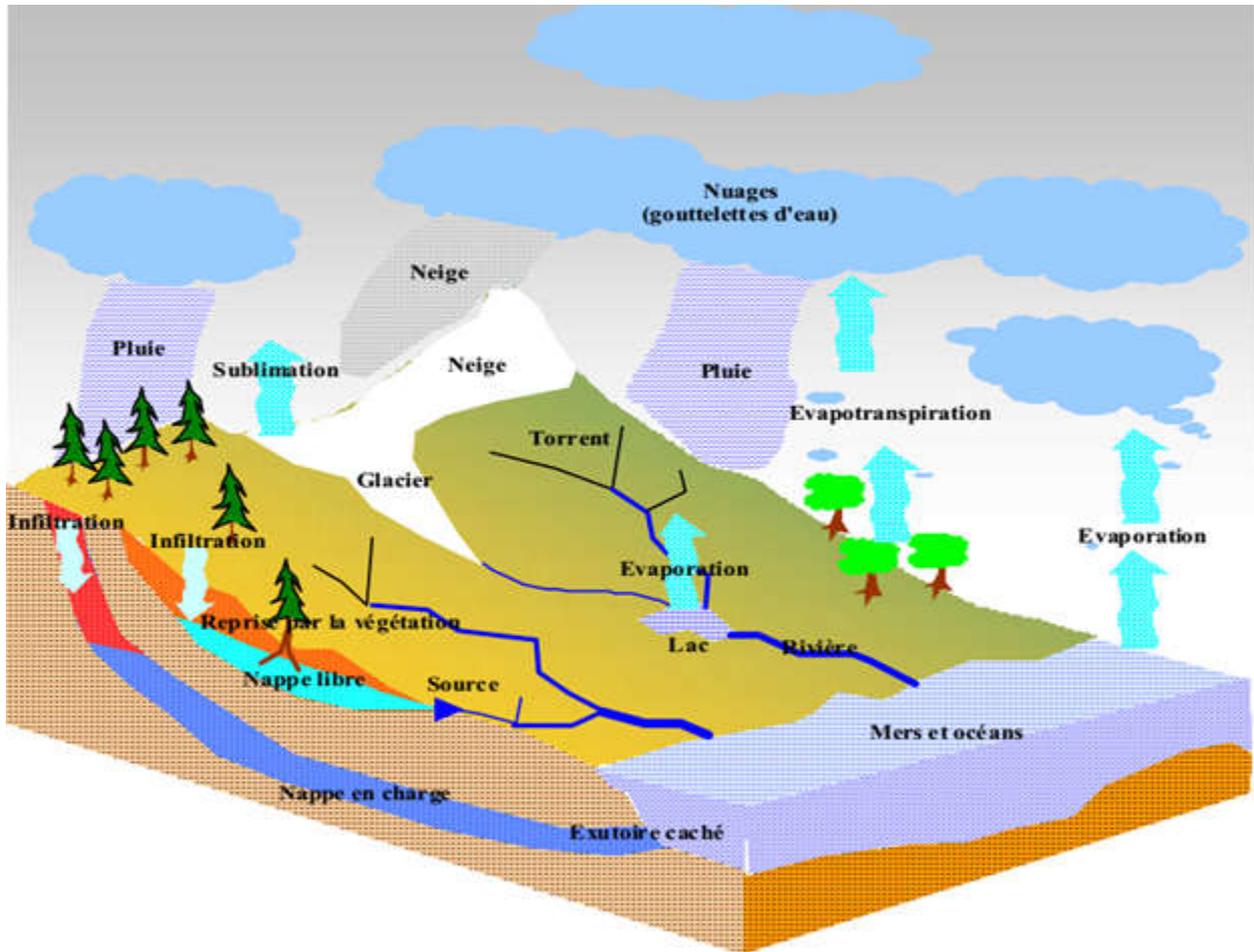


Figure 1 : Composantes de cycle hydrologique

Sous l'effet du rayonnement solaire, l'eau évaporée à partir du sol, des océans et des autres surfaces d'eau, entre dans l'atmosphère. L'élévation d'une masse d'air humide permet le refroidissement général nécessaire pour l'amener à saturation et provoquer la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes constituant les nuages, en présence de noyaux de condensation. Puis la vapeur d'eau, transportée et temporairement emmagasinée dans les nuages, est restituée par le biais des précipitations aux océans et aux continents. Une partie de la pluie qui tombe peut être interceptée par les végétaux puis être partiellement restituée sous forme de vapeur à l'atmosphère. La pluie non interceptée atteint le sol. Suivant les conditions données, elle peut alors s'évaporer directement du sol, s'écouler en surface jusqu'aux cours d'eau (ruissellement de surface) ou encore s'infiltrer dans le sol. Il peut aussi y avoir emmagasinement temporaire de l'eau infiltrée sous forme d'humidité dans le sol, que peuvent utiliser les plantes. Il peut y avoir

percolation vers les zones plus profondes pour contribuer au renouvellement des réserves de la nappe souterraine. Un écoulement à partir de cette dernière peut rejoindre la surface au niveau des sources ou des cours d'eau. L'évaporation à partir du sol, des cours d'eau, et la transpiration des plantes complètent ainsi le cycle.

Le cycle de l'eau est donc sujet à des processus complexes et variés parmi lesquels nous citerons les précipitations, l'évaporation, la transpiration (des végétaux), l'interception, le ruissellement, l'infiltration, la percolation, l'emménagement et les écoulements souterrains qui constituent les principaux chapitres de l'hydrologie. Ces divers mécanismes sont rendus possibles par un élément moteur, le soleil, organe vital du cycle hydrologique.

4.2. Les 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 sont exprimées en intensité (mm/h) ou en lame d'eau précipitée (mm) (rapport de la quantité d'eau précipitée uniformément répartie sur une surface).

4.3. L'évaporation/l'évapotranspiration

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

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

4.4. L'évapotranspiration réelle (ETR) : somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique.

4.5. L'évapotranspiration de référence (ET_0) (anciennement évapotranspiration potentielle) : quantité maximale d'eau susceptible d'être perdue en phase vapeur, sous un climat donné, par un couvert végétal continu spécifié (gazon) bien alimenté en eau et pour un végétal sain en pleine croissance. Elle comprend donc l'évaporation de l'eau du sol et la transpiration du couvert végétal pendant le temps considéré pour un terrain donné.

L'évaporation est une des composantes fondamentales du cycle hydrologique et son étude est essentielle pour connaître le potentiel hydrique d'une région ou d'un bassin versant.

4.6. L'interception et le stockage dans les dépressions

La pluie (ou dans certains cas la neige) peut être retenue par la végétation, puis redistribuée en une partie qui parvient au sol et une autre qui s'évapore. La partie n'atteignant jamais le sol forme l'interception. Son importance est difficile à évaluer et souvent marginale sous nos climats, donc souvent négligée dans la pratique. Le stockage dans les dépressions est, tout comme l'interception, souvent associé aux pertes. On définit l'eau de stockage comme l'eau retenue dans les creux et les dépressions du sol pendant et après une averse

La quantité d'eau susceptible d'être interceptée varie considérablement. Si la végétation offre une grande surface basale ou foliaire, donc un important degré de couverture, la rétention d'eau peut atteindre jusqu'à 30% de la précipitation totale pour une forêt mixte, 25% pour les prairies et 15% pour les cultures.

4.7. L'infiltration et la percolation

L'infiltration désigne le mouvement de l'eau pénétrant dans les couches superficielles du sol et l'écoulement de cette eau dans le sol et le sous-sol, sous l'action de la gravité et des effets de pression.

La percolation représente plutôt l'infiltration profonde dans le sol, en direction de la nappe phréatique. Le taux d'infiltration est donné par la tranche ou le volume d'eau qui s'infiltrer par unité de temps (mm/h ou m³/s). La capacité d'infiltration ou l'filtrabilité est la tranche d'eau maximale qui peut s'infiltrer par unité de temps dans le sol et dans des conditions données. L'infiltration est nécessaire pour renouveler le stock d'eau du sol, alimenter les eaux souterraines et reconstituer les réserves aquifères.

De plus, en absorbant une partie des eaux de précipitation, l'infiltration peut réduire les débits de ruissellement.

4.8. Les écoulements

De par la diversité de ses formes, on ne peut plus aujourd'hui parler d'un seul type d'écoulement mais bien des écoulements. On peut distinguer en premier lieu les écoulements rapides des écoulements souterrains plus lents. Les écoulements qui gagnent rapidement les exutoires pour constituer les crues se subdivisent en **écoulement de surface** (mouvement de l'eau sur la surface du sol) et **écoulement de sub-surface** (mouvement de l'eau dans les premiers horizons du sol). **L'écoulement souterrain** désigne le mouvement de l'eau dans le sol. On peut encore ajouter à cette distinction les écoulements en canaux ou rivières qui font appel à des notions plus hydrauliques qu'hydrologiques (à l'exception des méthodes de mesures comme nous le verrons ultérieurement).

Chapitre 2

Le bassin versant

1. Définition du bassin versant

1. Le bassin versant représente, en principe, l'unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique et de ses effets.
2. le bassin versant qui peut être considéré comme un " système " est une surface élémentaire hydrologiquement close, c'est-à-dire qu'aucun écoulement n'y pénètre de l'extérieur et que tous les excédents de précipitations s'évaporent ou s'écoulent par une seule section à l'exutoire.
3. 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*

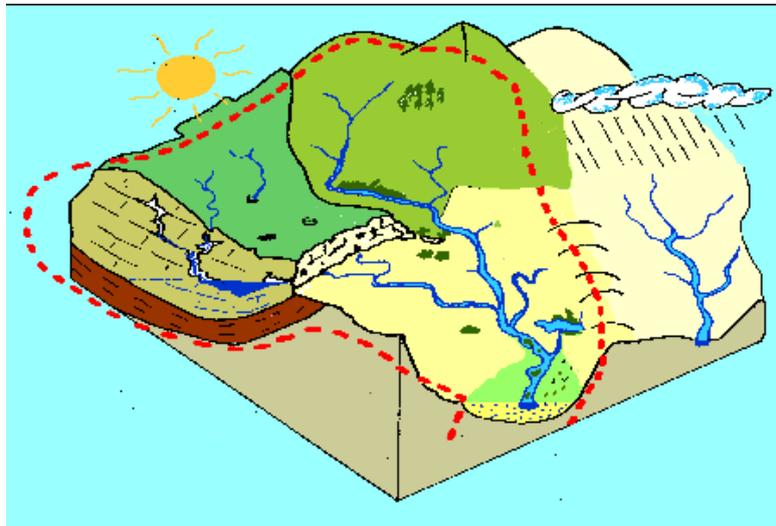


Figure 1 : Délimitation du bassin versant

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 Fig. Le bassin versant est alors différent du bassin versant délimité strictement par la topographie. Il est appelé dans ce cas **bassin versant réel**.(Voir figure 2)

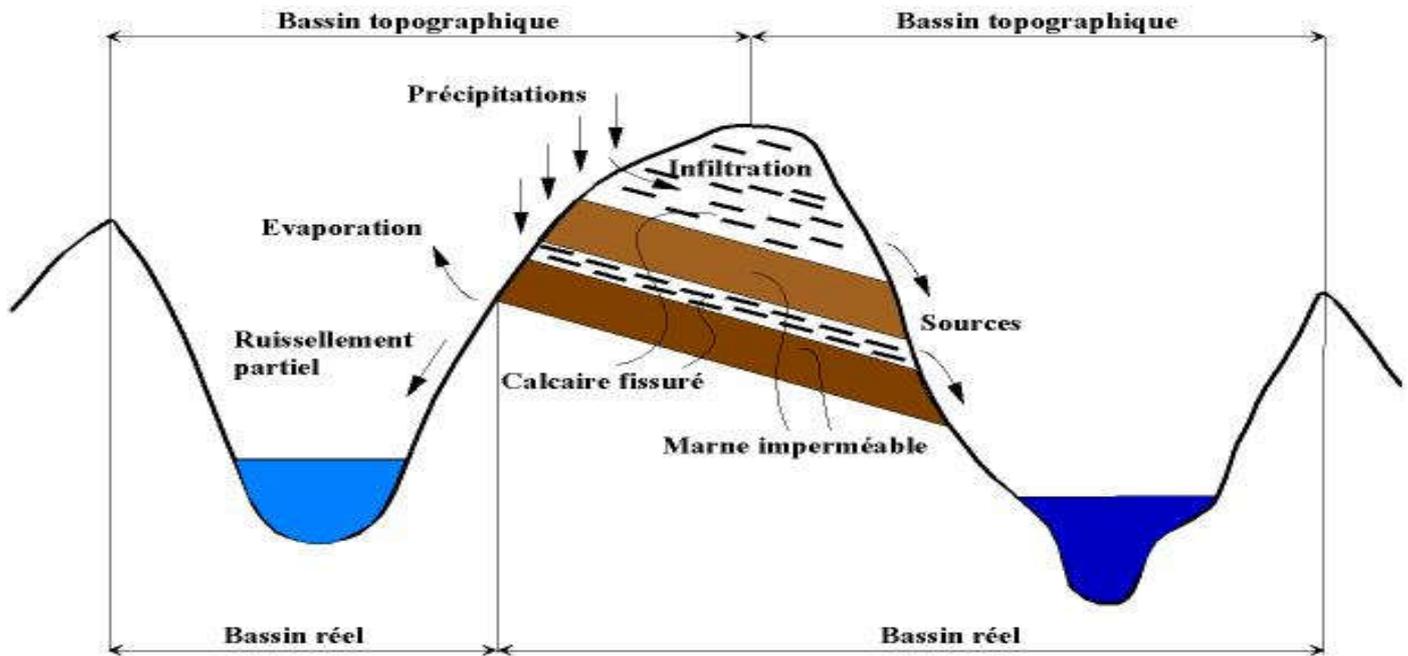


Figure 2 :Type des bassins versants

1.1. Bassin versant topographique

Si le sous-sol est imperméable, le cheminement de l'eau ne sera déterminé que par la topographie. Le bassin versant sera alors limité par des lignes de crêtes et des lignes de plus grande pente

1.2. Bassin versant hydrogéologique

Dans le cas d'une région au sous-sol perméable, il se peut qu'une partie des eaux tombées à l'intérieur du bassin

topographique s'infilte puis sorte souterrainement du bassin (ou qu'à l'inverse des eaux entrent souterrainement dans le bassin). Dans ce cas, nous serons amenés à ajouter aux considérations topographiques des considérations d'ordre géologique pour déterminer les limites du bassin versant.

2. Le temps de concentration

Le temps de concentration t_c des eaux sur un bassin versant se définit comme le maximum de durée nécessaire à une goutte d'eau pour parcourir le chemin hydrologique entre un point du bassin et l'exutoire de ce dernier.

Il est composé de trois termes différents :

- t_h : Temps d'*humectation*. Temps nécessaire à l'imbibition du sol par l'eau qui tombe avant qu'elle ne ruisselle.
- t_r : Temps de *ruissellement* ou *d'écoulement*. Temps qui correspond à la durée d'écoulement de l'eau à la surface ou dans les premiers horizons de sol jusqu'à un système de collecte (cours d'eau naturel, collecteur).

- t_a : Temps d'acheminement. Temps mis par l'eau pour se déplacer dans le système de collecte jusqu'à l'exutoire.

Le temps de concentration t_c est donc égal au maximum de la somme de ces trois termes, soit :

$$t_c = \max(\sum t_h + t_r + t_a)$$

Théoriquement on estime que t_c est la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement. Pratiquement le temps de concentration peut être déduit de mesures sur le terrain ou s'estimer à l'aide de formules le plus souvent empiriques.

Caractéristique morphométriques

L'utilisation de caractéristiques morphométriques a pour but de condenser en un certain nombre de paramètres chiffrés, la fonction $h = f(x,y)$ à l'intérieur du bassin versant (h altitude, x et y coordonnées d'un point du bassin versant).

Nous utiliserons trois types différents de paramètres morphométriques.

2.1. Caractéristiques de la disposition dans le plan

2.1.1. Surface A

La surface du bassin versant est la première et la plus importante des caractéristiques. Elle s'obtient par planimétrage sur une carte topographique après que l'on y ait tracé les limites topographiques et éventuellement hydrogéologiques. La surface A d'un bassin s'exprime généralement en km².

2.1.2. Longueur

On utilise différentes caractéristiques de longueur ; la première et une des plus utilisées est le "périmètre P du bassin versant". Le périmètre est curvimétré sur carte cartographique mais, selon l'échelle de la carte. En revanche, les bassins en forme d'éventail (bv_1), présentant un temps de concentration plus court (t_{c1}), auront les plus forts débits de pointe, comme le montre la figure suivante :

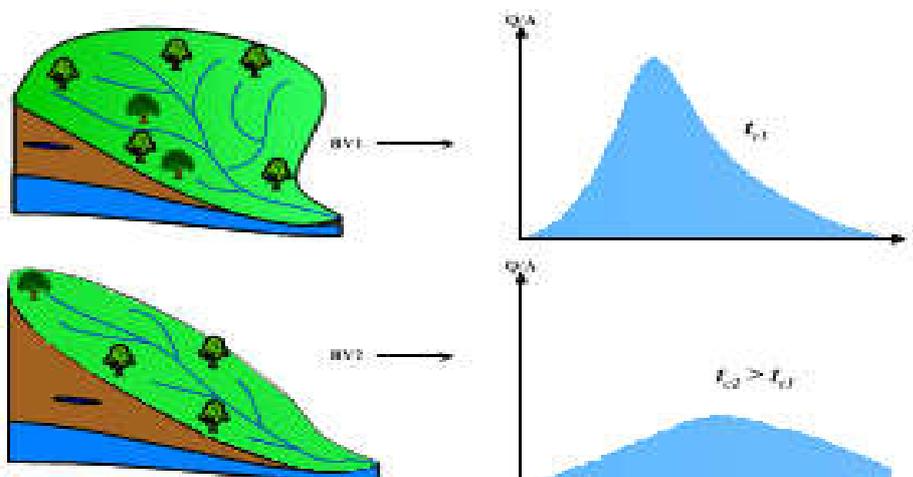


Figure 3 : Relation entre la forme du bassin versant et le débit de la crue

2.1.3. Rectangle équivalent

C'est une notion que nous avons introduite pour pouvoir comparer facilement des bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement. On suppose que l'écoulement sur un bassin donné est approximativement le même, à conditions climatologiques égales, que sur un rectangle de même superficie, ayant même coefficient de **Gravelius** (*(1861-1938), professeur à l'Université de Dresde (Allemagne), a proposé en 1914 le coefficient de compacité ("compactness coefficient") défini comme le rapport du périmètre du bassin à celui d'un cercle de même surface*)) et même répartition hypsométrique, étant entendu que la distribution des sols et de la végétation et la densité de drainage sont respectées dans les différentes aires comprises entre les courbes de niveaux. Il s'agit donc d'une transformation purement géométrique dans laquelle le contour du bassin devient un rectangle de même périmètre, les courbes de niveaux des droites parallèles aux petits côtés du rectangle et l'exutoire un des petits côtés du rectangle que nous avons appelé rectangle équivalent.

Soit l et L la largeur et la longueur du rectangle. .

P et A le périmètre et l'aire du bassin versant, On a, d'après les définitions ci-dessus :

$$K_C = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

$$2(L + l) = P = \frac{K \sqrt{A}}{0.28}$$

$$L \times l = A$$

$$L = \frac{K \sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K} \right)^2} \right]$$

$$l = \frac{K \sqrt{A}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K} \right)^2} \right]$$

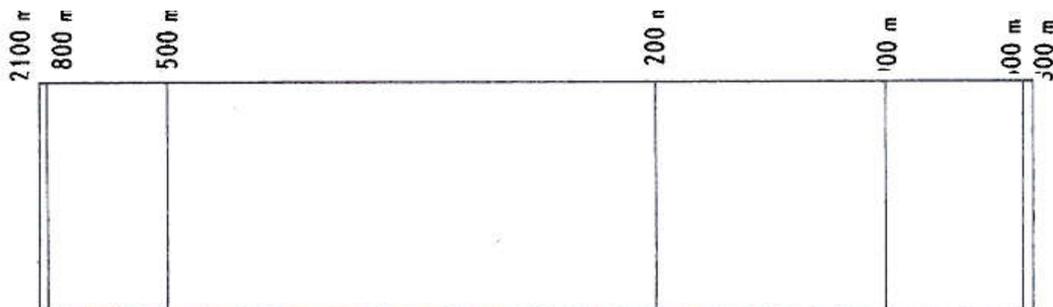


Figure 4 : Exemple d'un rectangle équivalent

Cet indice se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface. Il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée, tel qu'illustré par la figure 5

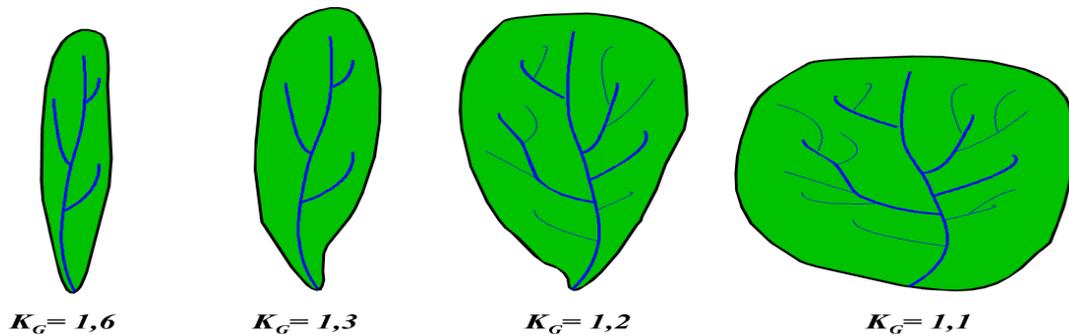


Figure 5 : Relation entre K_G et la forme du bassin versant

2.1.3. Caractéristiques des altitudes (hypsométrie)

L'étude statistique permet de tracer la « courbe hypsométrique ». Cette courbe donne la surface s (en km^2 ou en % de la surface totale) où les altitudes sont supérieures à une cote h donnée. Cette courbe est établie en planimétrant pour différentes altitudes les surfaces situées au-dessus de la courbe de niveau correspondante.

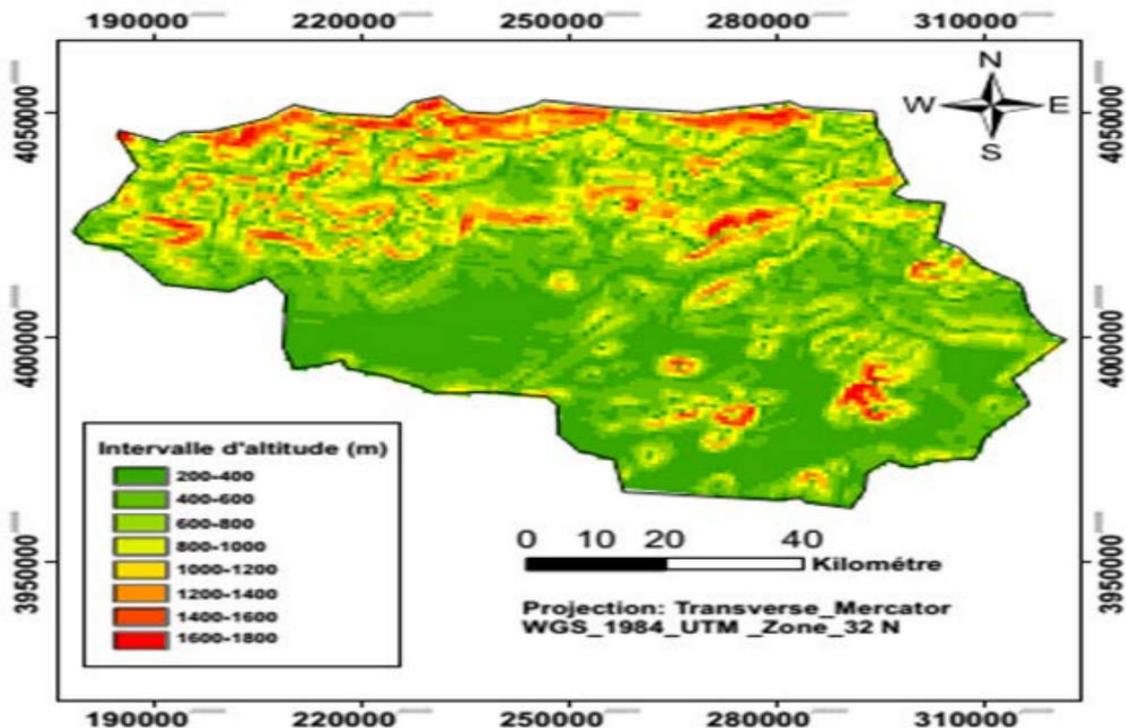


Figure 6: Carte hypsométrique du bassin versant de Beni Haroun

On définit la dénivelée D comme étant la différence de cote entre $H5\%$ et $H95\%$: $D = H5\% - H95\%$

Classes altitude (m)	centre classe(m)	Surface partielle(km2)	Surface partielle en (%)	Surface cumulée %
1600-1734	1667	0,81	0,01	0,01
1400-1600	1500	11,75	0,14	0,15
1200-1400	1300	143,10	1,71	1,86
1000-1200	1100	901,00	10,79	12,65
800-1000	900	3732,00	44,69	57,35
600-800	700	2220,00	26,59	83,93
400-600	500	881,80	10,56	94,49
200-400	300	440,20	5,27	99,77
140-200	170	19,58	0,23	100,00
		Total=8350,24	Total =100	

Tableau 1 : Répartition de la surface partielle en fonction d'altitude du bassin versant de Beni Haroun

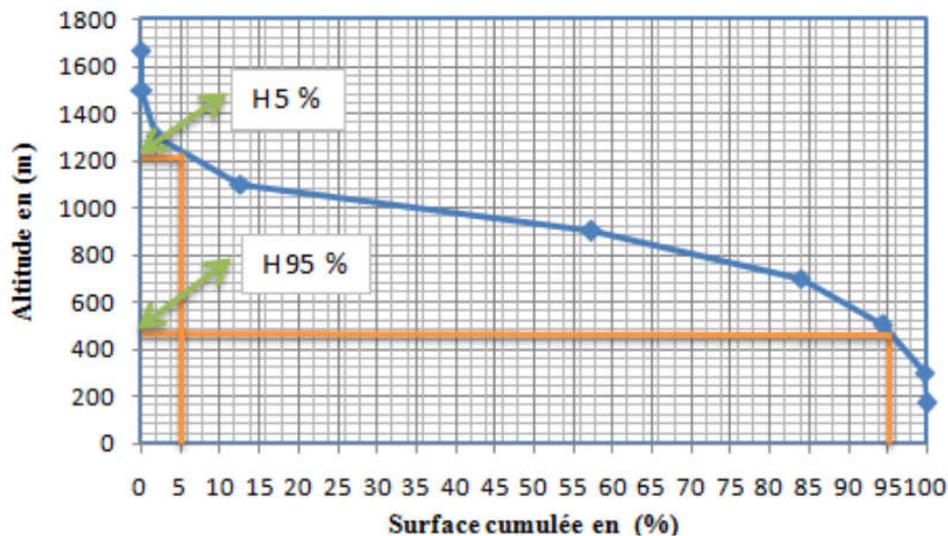


Figure 7 : Courbe hypsométrique du bassin versant de Beni Haroun

3.1. Les indices de pente

La pente moyenne : Si L_c : est la longueur totale des courbes de niveau équidistante de D , la pente moyenne

I a pour expression :
$$I = \frac{D L_c}{A}$$

Indice de pente globale I_g : L'indice de Roche étant cependant trop long à évaluer pour des études rapides,

on a proposé un indice encore plus simple : la pente globale...
$$I_g = \frac{D}{l}$$

D étant la dénivelée $h_{5\%} - h_{95\%}$, définie sur la courbe hypsométrique ou même directement à l'œil sur la carte topographique ; L étant la longueur du rectangle équivalent.

Cet indice, très facile à calculer, est des plus utilisés. Il sert de base à une des classifications **O.R.S.T.O.M** (Office de la recherche scientifique et technique outre-mer), pour des bassins versants dont la surface est dès l'ordre de 25 km^2 :

R ₁	Relief très faible		$I_g <$	0,002
R ₂	Relief faible	0,002	$< I_g <$	0,005
R ₃	Relief assez faible	0,005	$< I_g <$	0,01
R ₄	Relief modéré	0,01	$< I_g <$	0,02
R ₅	Relief assez fort	0,02	$< I_g <$	0,05
R ₆	Relief fort	0,05	$< I_g <$	0,1
R ₇	Relief très fort	0,1	$< I_g$	

3.2. Dénivelée spécifique D_s :

L'indice **I_g** décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il était donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes.

La dénivelée spécifique **D_s** ne présente pas cet inconvénient : elle dérive de la pente globale **I_g** en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à **A** :

$$\sqrt{A} : D_s = I_g \sqrt{A} = \frac{D}{L} \sqrt{LI} = D \sqrt{\frac{I}{L}}$$

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ($D = H5\% - H95\%$) et de la forme du bassin (I/L). Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M., indépendante des surfaces des bassins :

R ₁	Relief très faible		$D_s <$	10 m
R ₂	Relief faible	10 m	$< D_s <$	25 m
R ₃	Relief assez faible	25 m	$< D_s <$	50 m
R ₄	Relief modéré	50 m	$< D_s <$	100 m
R ₅	Relief assez fort	100 m	$< D_s <$	250 m
R ₆	Relief fort	250 m	$< D_s <$	500 m
R ₇	Relief très fort	500 m	$< D_s$	

3.3. Les Modèles Numériques de Terrain

Depuis les années 1990, la puissance des micros ordinateurs a permis le large développement des Modèles Numériques de Terrain. Sous ce vocable on confond souvent l'ensemble de programme permettant de traiter de la topographie d'une zone (le M.N.T. au sens strict)

le M.N.T. permet de calculer automatiquement tous les paramètres classiques tels que pente, orientation des versants... Il peut également déduire de la topographie et à partir d'un point exutoire donné, retrouver les contours d'un bassin versant, le réseau hydrographique etc.

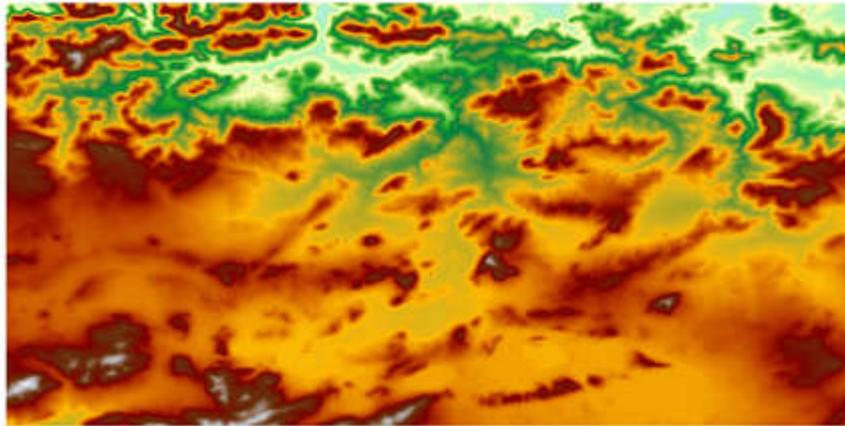


Figure 8 : Modèles Numériques de Terrain

4.Caractéristiques du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique peut se caractériser par trois éléments : sa hiérarchisation, son développement (nombres et longueurs des cours d'eau) et son profil en long.

4.1.Hiérarchisation du réseau

Pour chiffrer la ramification du réseau, chaque cours d'eau reçoit un numéro fonction de son importance. Cette numérotation, appelée ordre du cours d'eau, diffère selon les auteurs. Parmi toutes ces classifications, nous adopterons celle de Strahler :

- tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1,
- au confluent de deux cours d'eau de même ordre n , le cours d'eau résultant est d'ordre $n + 1$,
- un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre, ce qui se résume par :

$$n + n = n + 1 \text{ et } n + m = \max (n,m)$$

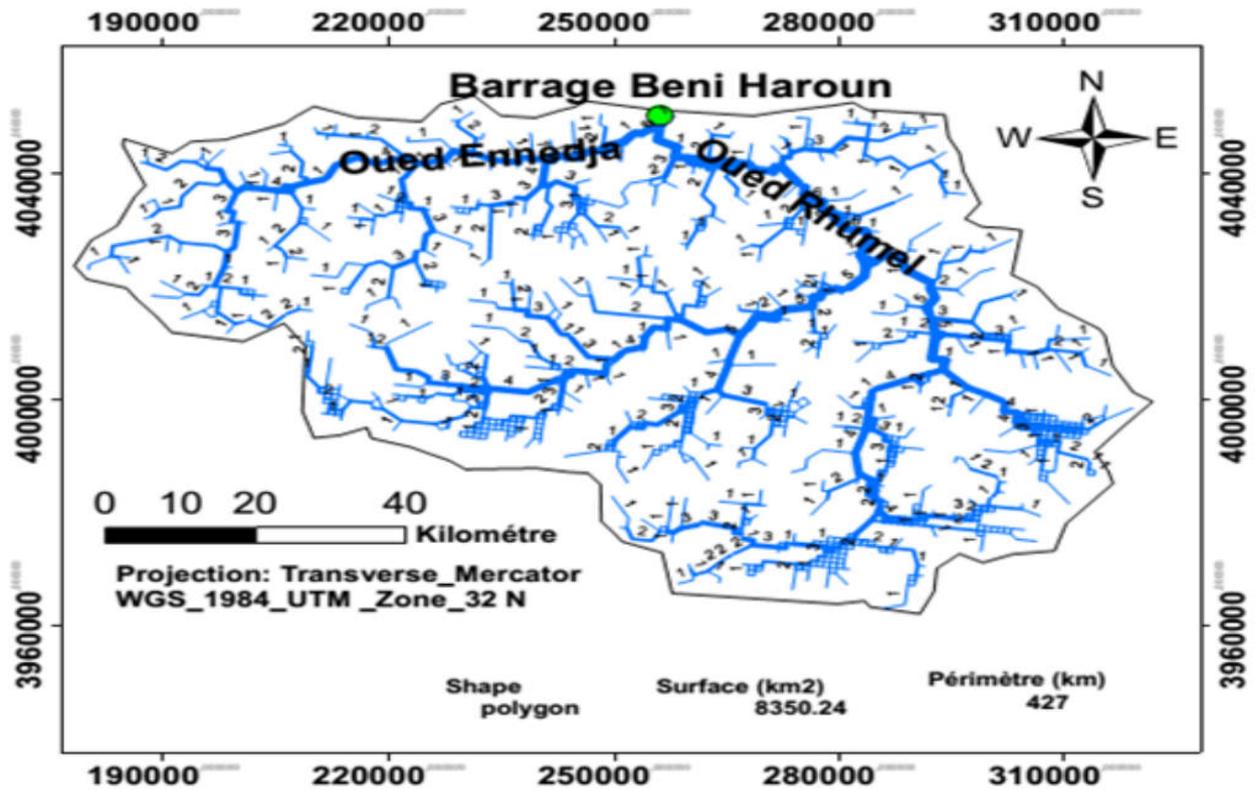


Figure 9 :La carte de réseau hydrographique de bassin versant de Beni Haroun

4.2. Les lois de Horton

Ces "lois" empiriques relient le nombre, la longueur moyenne et l'ordre des cours d'eau. On constate que pour un bassin versant homogène, le "rapport de confluence" R_c , rapport du nombre N_i de cours d'eau d'ordre i au nombre N_{i+1} de cours d'eau d'ordre $i + 1$, est sensiblement constant :

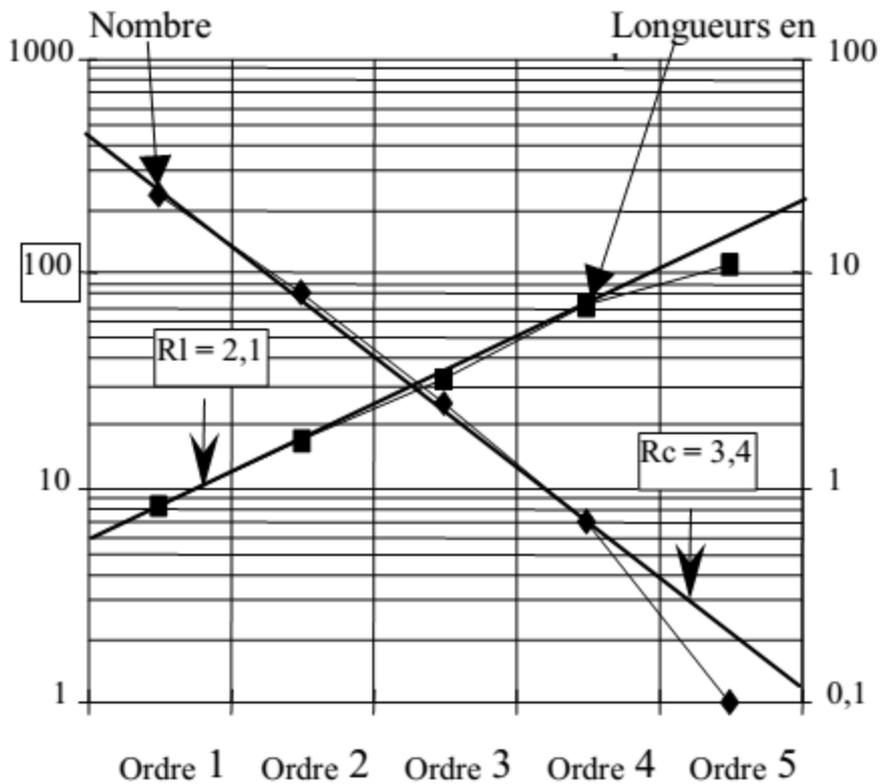
$$R_c \approx \frac{N_i}{N_{i+1}} \approx Cte$$

Il en est de même du "rapport des longueurs moyennes" :

$$R_l \approx \frac{l_i}{l_{i-1}} \approx Cte$$

(l_i : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre i).

La détermination de R_c et R_l se fait par voie graphique en portant N_i , l_i et i sur un graphique semi-logarithmique comme le montre la figure jointe. La pente de la droite moyenne permet de déterminer la raison de la progression géométrique



4.3. La densité de drainage Dd

Elle se définit par le rapport de la longueur totale des cours d'eau à la surface du bassin versant :

$$D_d = \frac{\sum l_i}{A} (km^{-1})$$

4.4. Profils en long

Ces profils sont établis en portant en abscisses les longueurs développées à partir d'un point de référence et en ordonnées les cotes de l'eau dans le cours d'eau principal

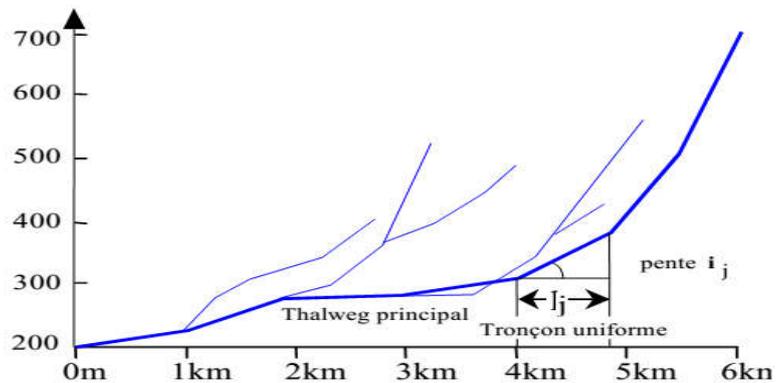


Figure 10 : Profil en long

Les profils en long permettent d'estimer la pente moyenne du cours d'eau. Cette pente moyenne sert surtout dans l'évaluation des temps de concentration d'un bassin versant,

5. Caractéristiques géologiques

La géologie d'un bassin versant est un facteur très important du régime des cours d'eau qui drainent ce bassin. En période de crue, les volumes écoulés seront d'autant plus grands que le bassin sera plus imperméable. En période de basses eaux, les débits seront d'autant plus forts que les nappes sont plus nombreuses et importantes. Enfin, la géologie influe indirectement sur l'évapotranspiration par l'effet thermique dû à la couleur des sols et par le développement de la végétation en fonction des sols

Classe	Intitulé	Exemple
P1	Perméable à aquifère drainant ou non drainé	Formation gréseuse dont les exutoires sont à l'extérieur du bassin
P2	Perméable à aquifère drainé	Formation gréseuse dont les sources alimentent le réseau
P3	Perméabilité moyenne ou faible	Alternance de marnes et calcaires
P4	Karstique	Formation calcaire, perméabilité de fissures et développement d'un réseau souterrain
P5	Imperméable	Terrain marneux, cristallin, <i>etc.</i>

6. Le couvert végétal

Le couvert végétal influe beaucoup sur les quantités d'eau disponibles pour l'écoulement de surface. En effet, l'évapotranspiration par les végétaux est très importante et elle varie selon la nature des végétaux (forêts, cultures, prairies, *etc.*).

Par ailleurs, la végétation joue également un rôle atténuateur important en période de crue : en effet, lorsque la végétation est développée, le ruissellement est retardé et la pointe de crue est atténuée. Par ailleurs, l'écoulement étant plus long, la part d'eau reprise par l'évapotranspiration augmente et le volume de la crue diminue.

7. Caractéristiques glaciologiques

Dans certains cas particuliers, le bassin versant peut être envahi en partie par des glaciers ou des manteaux neigeux permanents. Pour caractériser ceci, on utilise bien souvent le pourcentage et la surface occupée par les neiges et les glaciers.

Chapitre 3
Evaporation et infiltration

Introduction

Le retour de l'eau à l'atmosphère peut se faire de différentes manières, soit directement par évaporation à partir d'une surface d'eau libre (mer, lac, cours d'eau, *etc.*), soit le plus souvent à partir d'un sol ou par l'intermédiaire des végétaux. On parle dans ce deuxième cas d'évapotranspiration. Pour l'évaporation, la quantité d'eau qui repart dans l'atmosphère dépend uniquement des paramètres physiques tels que la température de l'air, de l'eau, de la vitesse du vent, de l'ensoleillement, *etc.* L'évapotranspiration, elle, dépend en plus du couvert végétal et de son stade de développement ; sa mesure en est rendue d'autant plus difficile.

1. Évaporation

1.1. Mesure des paramètres physiques conditionnant l'évaporation

Ces mesures sont généralement faites par les services météorologiques. Cependant, dans certains cas particuliers, les données ne sont pas disponibles à proximité du site envisagé ; dans ce cas, l'hydrologue peut être amené à installer des stations climatologiques plus ou moins complètes.

1.2. Mesure des températures

Un thermomètre quel qu'il soit ne mesure que sa propre température. Il faut donc prendre un soin particulier pour qu'il soit en équilibre thermique avec le milieu dont on veut mesurer la température. Que ce soit pour la mesure de la température de l'air ou de l'eau, il convient donc de protéger l'appareil des rayonnements solaires directs ou indirects.

Pour les relevés périodiques, on utilise des thermomètres à mercure au 1/10° C. La longueur de ces thermomètres les rend particulièrement fragiles. Il est parfois intéressant, pour réduire la casse lors de transports difficiles, de les faire réaliser en deux éléments (par exemple : 00 C° à 10 C° à 30 C° et 60 C°).

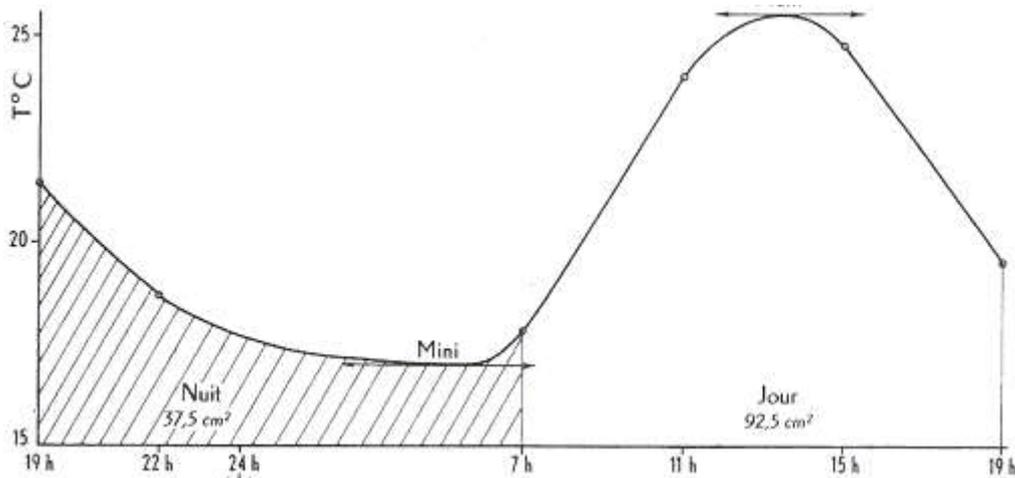


Figure 1 : Abri météorologique

1.2.1. Dépouillement des mesures

Dans nos stations d'évaporation, la mesure de la température de l'air est faite à 7 h, 11 h, 15 h, 19 h et 22 h (heure locale). On relève d'autre part le thermomètre à minimums à 7 h et le thermomètre à maximums à 19 h. Les résultats sont portés sur un tableau.

Exemple de dépouillement :



Date	Température de l'air en °C					T min	T max
	7h	11h	15h	19h	22h	en °C	en °C
1				21.4	18.7		
2	17.6	24.0	24.7	19.5		17.0	25.5

Figure 2 : Les observations sont portées sur un graphique

On sait que la température minimale se produit aux environs de 6 h, au lever du soleil : on la représente par un trait qui devra être une tangente horizontale à la courbe de variation de la température. De même pour le maximum, qu'on obtient généralement entre 13 et 15 h. Soit une température moyenne diurne de 27,7° C

La température moyenne journalière sera de 22,9° C.

1.3. Mesures de l'évaporation

Les mesures de "l'évaporation" peuvent se faire de différentes façons selon les buts poursuivis : estimation de l'évaporation à partir d'un réservoir, estimation de l'évaporation potentielle.

Parfois on souhaite même évaluer l'ensemble de l'évaporation et de la transpiration par le système sol - végétaux, c'est à dire directement l'évapotranspiration réelle.

1.3.1. Mesures de l'évaporation à partir d'une surface libre

Différents types d'appareils ont été conçus mais avec leurs défauts et leurs qualités. Les plus utilisés sont :

1.3.1.1. Bac classe A (du Weather Bureau, U.S.A.)

Ce bac est constitué d'un cylindre métallique de 121,9 cm de diamètre et de 25,4 cm de hauteur. Dans ce cylindre, on maintient une épaisseur d'eau de 17,5 à 20 cm. Le cylindre est supporté par un caillebotis à 15 cm du sol. Le caillebotis doit permettre une bonne aération sous le bac. Ce bac universellement répandu ne satisfait que très partiellement l'hydrologue car, du fait de sa disposition par rapport au sol, il est très sensible aux variations de température.

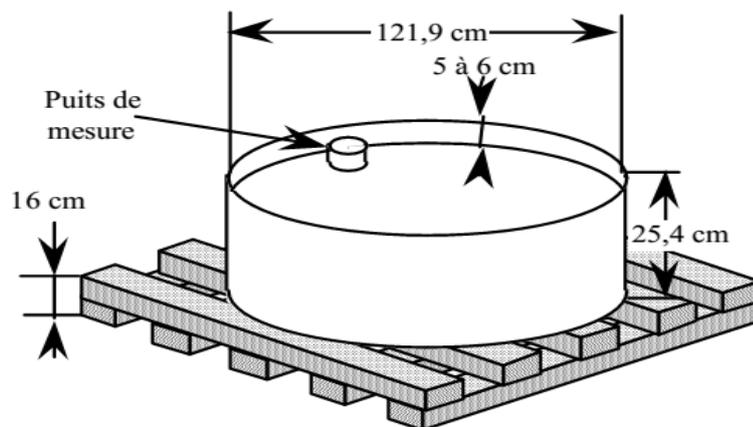


Figure 3 : Bac classe A (du Weather Bureau, U.S.A.)

Pour mesurer la hauteur d'eau évaporée depuis la mesure précédente, on verse un volume d'eau connu jusqu'à l'affleurement de la pointe : un litre d'eau représente 1 mm d'évaporation.

1.3.1.2. Les atmomètre

Ces appareils sont destinés à mesurer le pouvoir évaporateur de l'air ou évaporation latente définie comme l'évaporation maximale d'une surface saturée, plane, horizontale, noire, exposée aux conditions météorologiques de l'énergie solaire et céleste, du vent, de la température et de la pression de vapeur telles qu'elles existent dans le milieu écologique végétal ou animal étudié.

1.3.1.3. Nappes d'eau naturelles

L'étude directe des nappes d'eau naturelles est délicate. Elle est pourtant indispensable si l'on veut obtenir des coefficients permettant de passer de l'évaporation mesurée sur les bacs à celle des réservoirs naturels.

Le problème ne peut être abordé qu'en établissant le bilan hydrologique complet du lac ou de la retenue étudiée. Les termes de ce bilan, effectué sur une période de durée déterminée, sont :

- Le volume d'eau reçu par le réservoir V_a
- Le volume évacué par l'exutoire V_e
- Les pertes par infiltration V_i
- Les apports dus aux précipitations tombées directement sur la retenue durant la période V_p par la retenue durant la période V_p .
- Le stockage ou le déstockage subi par la retenue durant la période. On le désignera par V_s en lui attribuant une valeur négative en cas de déstockage
- Si l'on désigne par E le volume d'eau évaporé, l'équation du bilan donne :

$$E = V_a + V_p - V_e - V_i - V_s$$

1.3.1.4. Les formules empiriques

A) Formule Turc

$$E_{tp} = 0,4 \times \frac{t}{t + 15} \times (I_g + 50) \times k$$

E_{tp} : Evaporation potentielle mensuelle en (mm)

T : température moyenne mensuelle de l'air en (C°)

I_g : radiation moyenne mensuelle reçue au sol en (calorie /cm²/jour)

K : un coefficient égal 1 si l'humidité relative h_r est supérieure à 50 % si non

$$k = 1 + \frac{50 - h_r}{70}$$

Si la radiation n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation h par la formule :

$$I_g = I_g A \left[0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right]$$

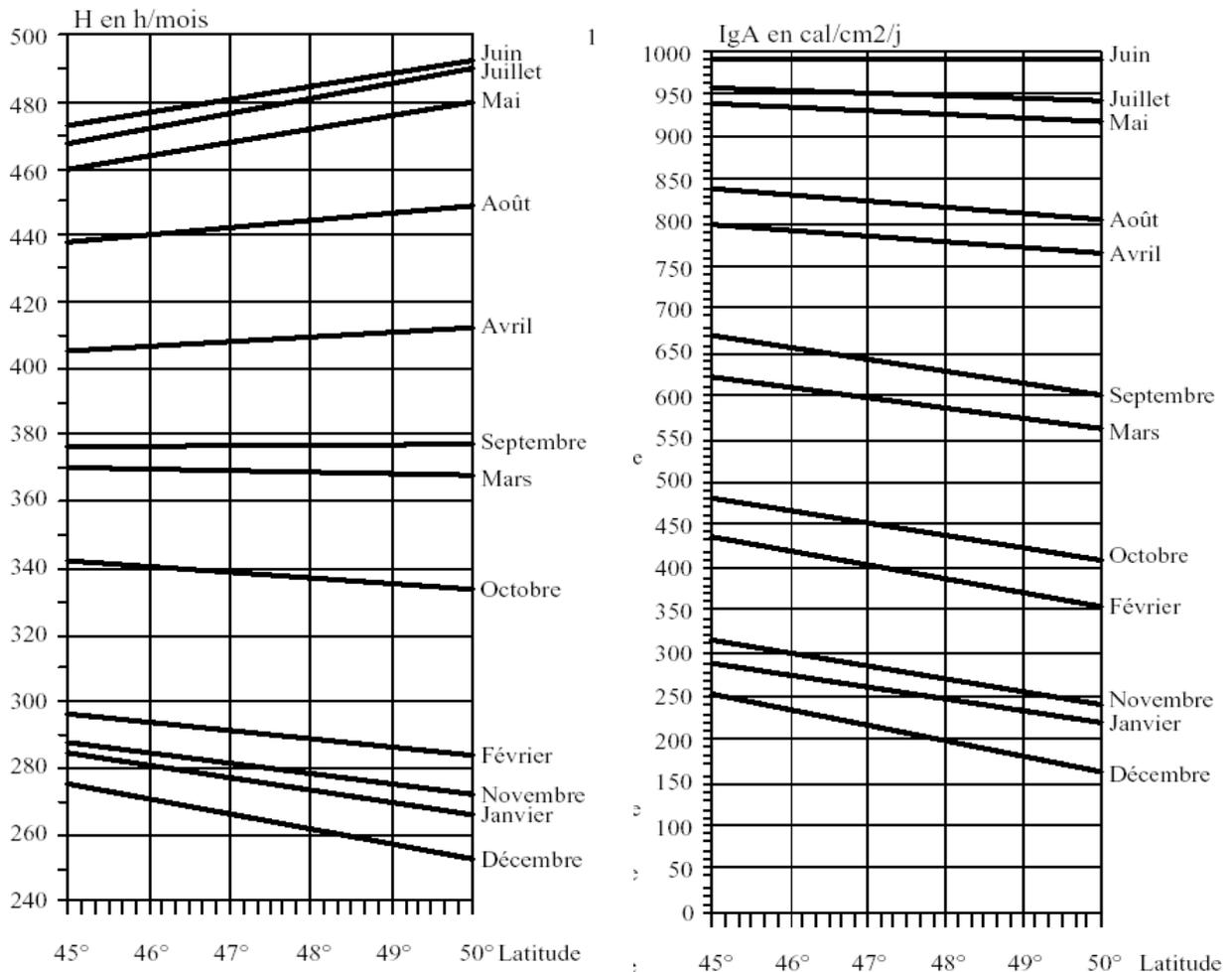
Avec :

Chapitre 3. Evaporation et infiltration

IgA : radiation globale théorique en (calorie /cm²/jour)

H : durée théorique des jours du mois

Les abaques et formule suivants permettent d'évaluer IgA et H en fonction de latitude et du mois dans les mêmes unités (cosinus d'angles en ° et en numérotant les mois de 1 (janvier) à 12 (décembre)).



Les abaques et formules ci dessus permettent d'évaluer IgA et H en fonction de la latitude et du mois dans les mêmes unités (cosinus d'angles en °) et en numérotant les mois de 1 (janvier) à 12 (décembre).

$$H = 362,7 + 0,201 \times lat + (4,085 \times lat - 80,99) \cos(30,01 \times i - 188,9)$$

$$IgA = 1035 - 9,078 \times lat + (7,050 \times lat + 49,90) \cos(29,92i - 182,5)$$

B) Formule de Thornthwaite

Thornthwaite a proposé également une formule basée essentiellement sur les températures de l'air :

$$Etp = 16 \times \left(10 \frac{t}{I}\right)^a K$$

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,5}$$

$$I = \sum_I^{12} i$$

$$a = \frac{1,6}{100} I + 0,5$$

t est la température moyenne mensuelle du mois considéré

Etp est l'évaporation potentielle du mois considéré (en mm d'eau)

K est un coefficient d'ajustement mensuel

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
K	0,73	0,78	1,02	1,15	1,32	1,33	1,33	1,24	1,05	0,91	0,75	0,70

2. Infiltration

Introduction

L'infiltration est le mouvement de l'eau pénétrant dans un milieu poreux depuis la surface du sol. L'estimation de l'importance du processus d'infiltration permet de déterminer quelle fraction de la pluie va participer à l'écoulement de surface, et quelle fraction va alimenter les écoulements souterrains et donc aussi participer à la recharge des nappes souterraines

2.1. Paramètres descriptifs de l'infiltration

L'**infiltration** qualifie le transfert de l'eau à travers les couches superficielles du sol, lorsque celui-ci reçoit une averse ou s'il est exposé à une submersion. L'eau d'infiltration remplit en premier lieu les interstices du sol en surface et pénètre par la suite dans le sol sous l'action de la gravité et des forces de succion. L'infiltration influence de nombreux aspects de l'hydrologie, du génie rural ou de l'hydrogéologie. Afin d'appréhender le processus d'infiltration, on peut définir :

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

$$I(t) = \int_{t=t_0}^t i(t).dt$$

Avec :

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

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

2.2. Facteurs influençant l'infiltration

L'infiltration est conditionnée par les principaux facteurs ci-dessous :

- **Le type de sol** (structure, texture, porosité) - Les caractéristiques de la matrice du sol influencent les forces de capillarité et d'adsorption dont résultent les forces de succion, qui elles-mêmes, régissent en partie l'infiltration.
- **La compaction de la surface du sol** due à l'impact des gouttes de pluie (battance) ou à d'autres effets (thermiques et anthropiques) - L'utilisation de lourdes machines agricoles dans les champs peut par exemple avoir pour conséquence la dégradation de la structure de la couche de surface du sol et la formation d'une croûte dense et imperméable à une certaine profondeur (sensible au labour). La figure 5.3 montre à titre d'exemple les différentes évolutions du régime d'infiltration au cours du temps selon le type de sol.
- **La couverture du sol** - La végétation influence positivement l'infiltration en ralentissant l'écoulement de l'eau à la surface, lui donnant ainsi plus de temps pour pénétrer dans le sol. D'autre part, le système racinaire améliore la perméabilité du sol. Enfin, le feuillage protège le sol de l'impact de la pluie et diminue par voie de conséquence le phénomène de battance.
- **La topographie et la morphologie** - La pente par exemple agit à l'opposé de la végétation. En effet, une forte pente favorise les écoulements au dépend de l'infiltration.
- **Le débit d'alimentation** (intensité de la précipitation, débit d'irrigation).
- **La teneur en eau initiale du sol** (conditions antécédentes d'humidité) - L'humidité du sol est un facteur essentiel du régime d'infiltration, car les forces de succion sont aussi fonction du taux d'humidité du sol. Le régime d'infiltration au cours du temps évolue différemment selon que le sol est initialement sec ou humide. L'humidité d'un sol est généralement appréhendé en étudiant les précipitations tombées au cours d'une certaine période précédant un événement pluvieux. Les Indices de Précipitations

Antécédentes(IPA) sont souvent utilisés pour caractériser les conditions d'humidité antécédentes à une pluie (cf. chapitre 2 « bassin versant »).

Finalement, les facteurs les plus influents, pour une même topographie, sont le type de sol, sa couverture et son taux initial d'humidité.

2.3. Modélisation du processus d'infiltration

Parmi les nombreux modèles existants, on peut retenir deux grandes approches, à savoir :

- une approche basée sur des relations empiriques, à 2, 3 ou 4 paramètres,
- une approche à base physique.

3. Relations empiriques

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

$$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) \cdot e^{-rt} \quad (3 \text{ paramètres})$$

Avec :

$i(t)$: capacité d'infiltration au temps t [mm/h],

i_0 : capacité d'infiltration respectivement initiale dépendant surtout du type de sol [mm/h],

i_f : capacité d'infiltration finale [mm/h],

t : temps écoulé depuis le début de l'averse [h],

e^{-rt} : constante empirique, fonction de la nature du sol [min^{-1}].

3.2. La formule de l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux de l'EPFL –

La relation est légèrement différente de celle de Horton (seulement deux paramètres). Elle est du type :

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

Avec $i(t)$:

capacité d'infiltration au temps t [mm/h],

i_f : capacité d'infiltration finale [mm/h],

a et b : coefficients d'ajustement.

4. Modèles à base physique

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

- **Le modèle de Philip** - Philip a proposé une méthode de résolution de l'équation de l'infiltration verticale pour certaines conditions initiales et limites (tableau 5.1). Ce modèle introduit la notion de **sorptivité** qui représente la capacité d'un sol à absorber l'eau lorsque l'écoulement se produit uniquement sous l'action du gradient de pression. La sorptivité est définie par la lame infiltrée I en écoulement horizontal. Elle dépend des conditions initiales et des conditions aux limites du système. Elle est fonction des teneurs en eau initiale du sol θ_i et imposée en surface θ_0 .
- **Le modèle de Green et Ampt** - Un autre modèle tout aussi connu que le précédent est celui de Green et Ampt (tableau 5.1). Ce modèle repose sur des hypothèses simplificatrices qui impliquent une schématisation du processus d'infiltration
- Tableau 5.1 - Principales fonctions d'infiltration utilisées (D'après Jaton, 1982).

Auteur	Fonction	Légende
Horton	$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) \cdot e^{-rt}$	$i(t)$: capacité d'infiltration au cours du temps [cm/s] i_0 : capacité d'infiltration initiale [cm/s] i_f : capacité d'infiltration finale [cm/s] g : constante fonction de la nature du sol [min ⁻¹]
Kostiakov	$i(t) = i_0 \cdot t^{-\alpha}$	a : paramètre fonction des conditions du sol
Dvorak-Mezencev	$i(t) = i_0 + (i_1 - i_f) \cdot t^{-b}$	i_1 : capacité d'infiltration au temps $t=1$ min [cm/s] t : temps [s] b : constante
Holtan	$i(t) = i_f + c \cdot w \cdot ((IMD) - F)^n$	c : facteur variant de 0,25 à 0,8 w : facteur d'échelle de l'équation de Holtan n : exposant expérimental proche de 1,4

Chapitre 3. Evaporation et infiltration

Philip	$i(t) = \frac{1}{2} \cdot s \cdot t^{-0.5} + A$	<p>s : sorptivité [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-0.5}$]</p> <p>$A$: composante gravitaire fonction de la conductivité hydraulique à saturation [cm/s]</p>
Dooge	$i(t) = a \cdot (F_{\max} - Ft)$	<p>a : constante</p> <p>F_{\max} : capacité de rétention maximale</p> <p>Ft : teneur en eau au temps t</p>
Green&Ampt	$i(t) = K_s \left(1 + \frac{h_0 - h_f}{z_f(t)} \right)$	<p>K_s : conductivité hydraulique à saturation [mm/h]</p> <p>h_0 : charge de pression en surface [mm]</p> <p>h_f : charge de pression au front d'humidification [mm]</p> <p>z_f : profondeur atteinte par le front d'humidification [mm]</p>

Chapitre 4

Les précipitations

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.

2. Types de précipitations

Il existe différents types de précipitations : les précipitations convectives, les précipitations orographiques et les précipitations frontales :

2.1. Les précipitations convectives

Elles résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont associées aux cumulus et cumulo-nimbus, à développement vertical important, 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.

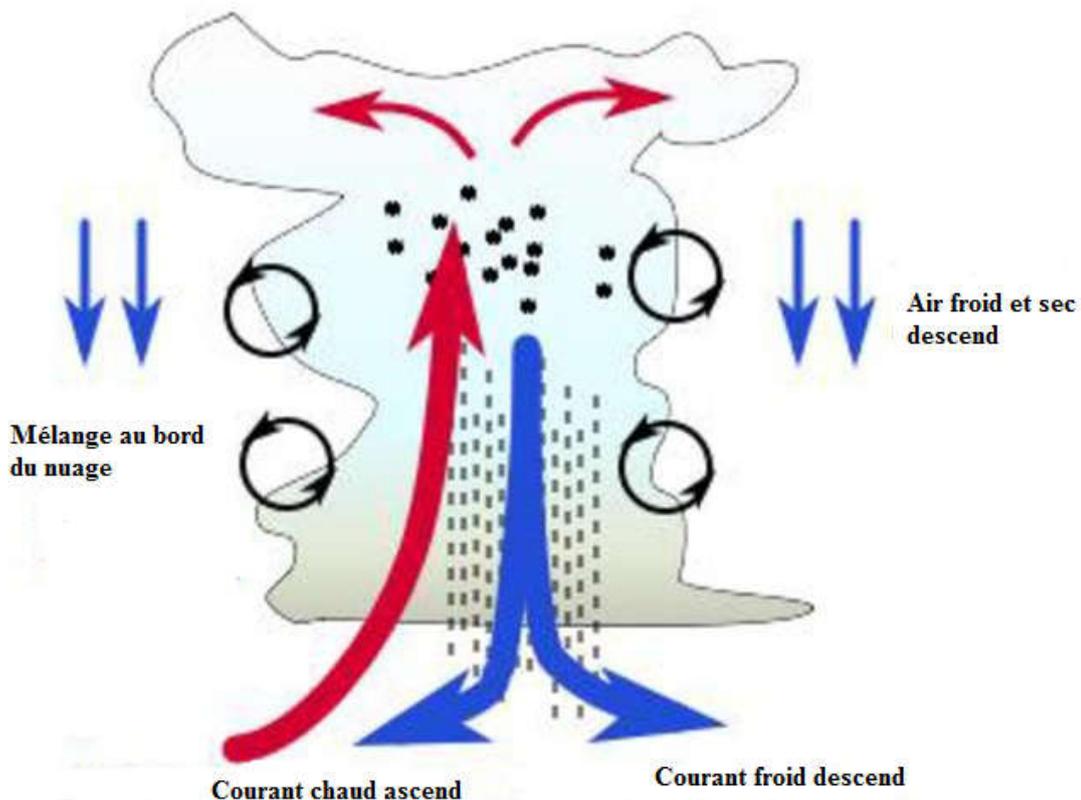


Figure 1 : Schéma représentatif des précipitations convectives

2.2. Les précipitations orographiques

Comme son nom l'indique (du grec oros, montagne), ce type de précipitations résulte de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique particulière. 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

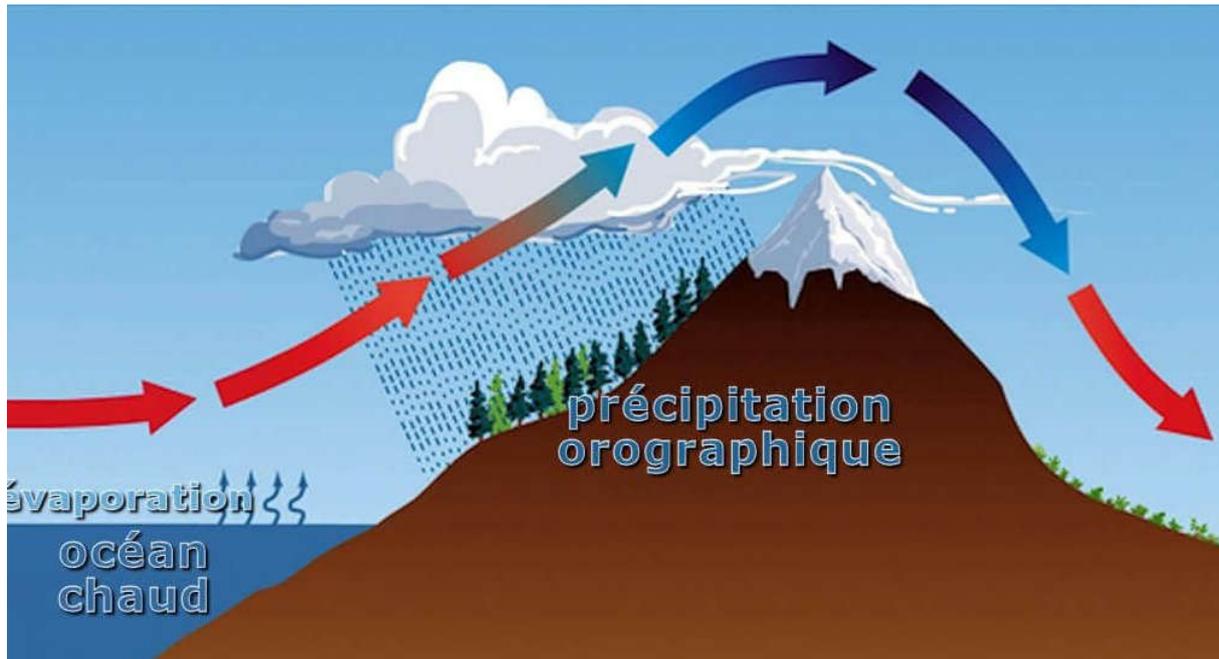


Figure 2 : Schéma représentatif des précipitations orographiques

2.3. Les précipitations frontales ou de type cyclonique

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

3. Mesure des précipitations

3.1. 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.

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

3.2. Les différents instruments permettant la mesure des précipitations

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

3.2.1. Pluviomètre

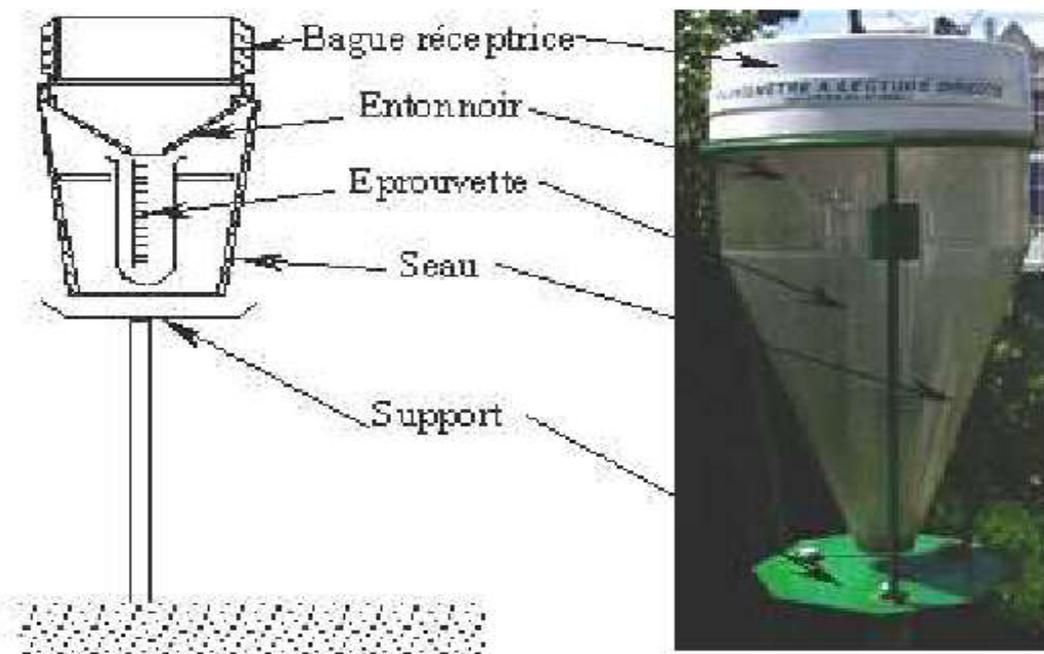


Figure 3 : Pluviomètre7

3.2.2. Pluviographe

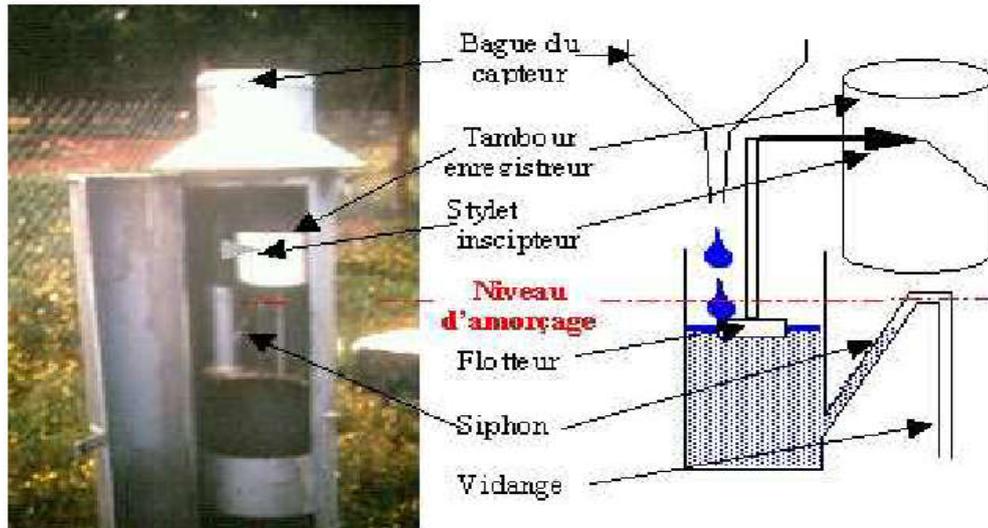


Figure 4 : Pluviographe

4. Réseau d'observation et publication des données

4.1. Le réseau d'observation

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

Les données relatives aux stations sont d'une haute importance pour les statistiques climatiques, la planification et la gestion des ressources et les projets de construction ; la nature et la densité des réseaux doivent donc tenir compte du phénomène observé, du but des observations, de la précision désirée, de la topographie, de facteurs économiques ou d'autres encore.

La représentativité des précipitations par les mesures est fonction du réseau d'observation. Plus celui-ci est dense, meilleure est l'information et plus l'ensemble des mesures est représentatif de la lame d'eau tombée sur une surface donnée. Cependant le réseau est le résultat d'un compromis entre la précision désirée et les possibilités ou charges d'exploitation. Le réseau devra donc être planifié



Figure 5 : Exemple de station climatologique

4.2. Publication des données pluviométriques

La publication des données pluviométriques est du ressort des services publics (stations météorologiques)

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

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

5. Analyse ponctuelle

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

5.1. 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 :

$I_m = h/t$ 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 et le hyétogramme.

5.2. 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.

5.3. 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

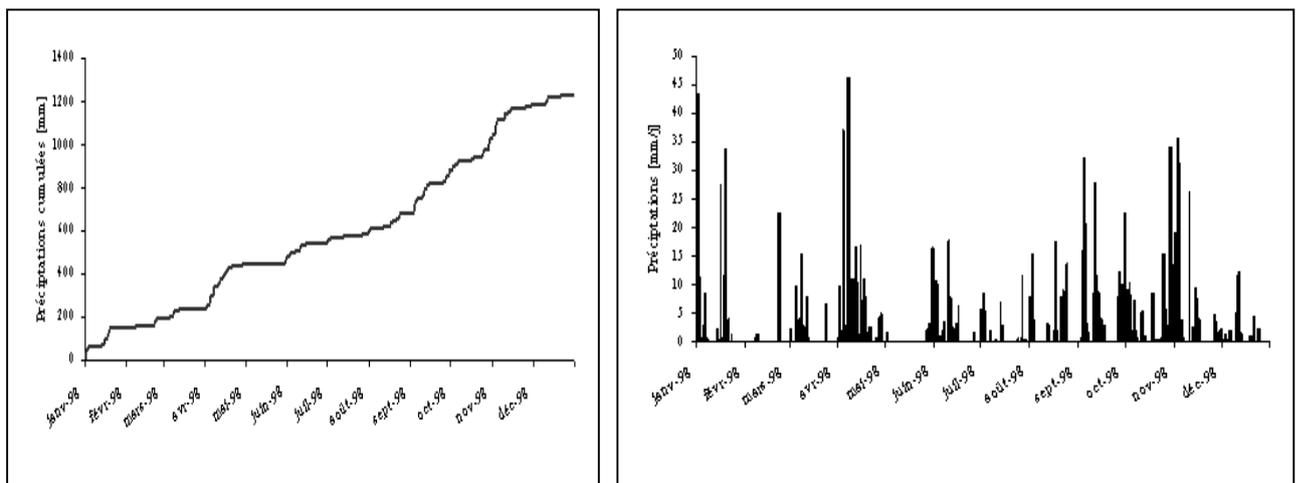


Figure 6 : Courbe des pluies cumulées et hyétogramme

5.4. 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

6. Notion de temps de retour

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

Lorsque l'on étudie des grandeurs comme les précipitations (caractérisées à la fois par leur hauteur et leur durée) ou les débits de crue d'un point de vue statistique, on cherche donc et, en règle générale, à déterminer par exemple la probabilité pour qu'une intensité i ne soit pas atteinte ou dépassée (i.e. soit inférieure ou égale à une valeur x_i).

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

$$F(x) = P(i \leq x_i)$$

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

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

$$T = \frac{1}{1 - f(x_i)}$$

7. 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

7.1. Méthode 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.

$$P_{moy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n p_i$$

P_{moy} : Précipitation moyennes sur le BV

p_i : Précipitation enregistrée dans les stations pluviométriques

n_i : nombre de stations pluviométriques

Cette méthode est souvent peu recommandée car peu représentative

7.2. 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 topographique¹ (voir figure 3.8). 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 :

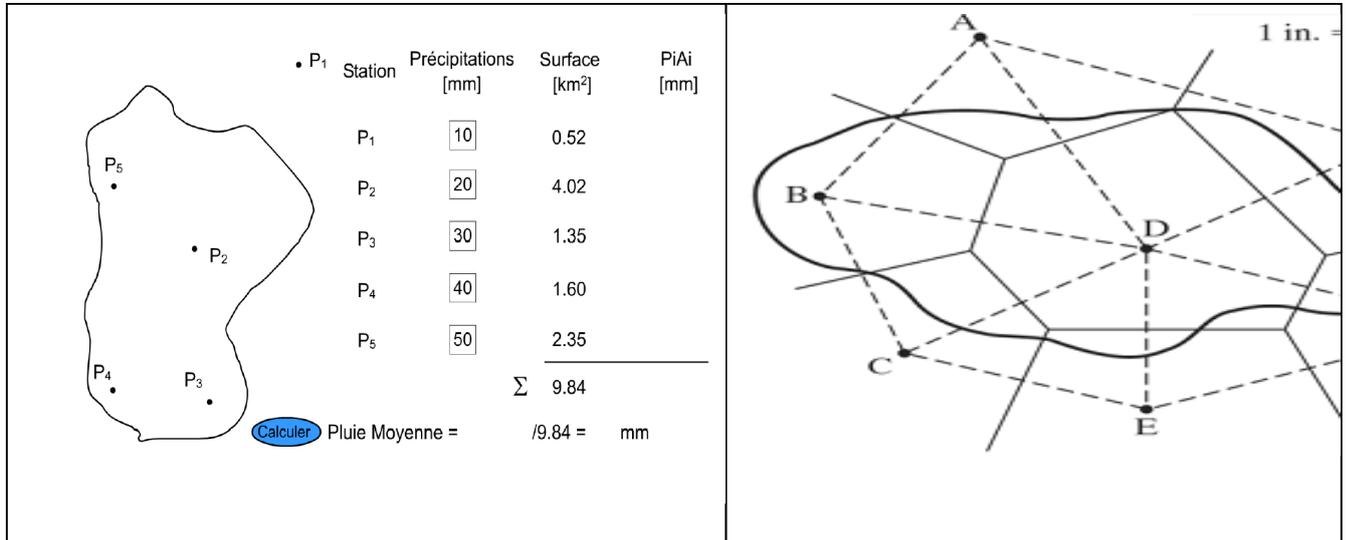
$$P_{moy} = \frac{\sum A_i P_i}{A}$$

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 .



Les stations disponibles étant reportées sur une carte géographique, on trace une série de segments de droites reliant les stations adjacentes. On élève des perpendiculaires au centre de chacune des droites (médiatrices); les intersections de ces perpendiculaires déterminent des polygones. Dans chaque polygone, la hauteur de précipitation choisie est celle relevée à la station située à l'intérieur de celui-ci. Les côtés des polygones et/ou la ligne de partage des eaux représentent les limites de l'aire (et du poids) accordée à chaque station. L'aire de chaque polygone A_i est déterminée par planimétrie ou numériquement.

7.3. La méthode des isohyètes (isovaleurs)

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

- Il 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 :

$$P_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^k A_i P_i}{A}, \text{ avec } P_i = \frac{h_1 + h_2}{2}$$

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 $i+1$.

Chapitre 5

Hydrométrie

Introduction

Les débits des cours d'eau varient en fonction du temps. Certaines études nécessitent des mesures instantanées de ces débits ; on exécute alors des jaugeages aux instants choisis. Dans la plupart des cas, c'est l'évolution des débits en fonction du temps qui nous intéresse ; on installe alors des stations hydrométriques (appelées également stations de jaugeage).

1. Acquisition des débits en fonction du temps

- on enregistre en un point du cours d'eau (la station hydrométrique), la hauteur d'eau H en fonction du temps. Cet enregistrement $H(t)$ est appelé "**limnigramme**"
- A différents instants $t = t_1, t_2, \dots, t_n$, on pratique des mesures instantanées de débits $Q_{t1}, Q_{t2}, \dots, Q_{tn}$; ces mesures correspondent à des enregistrements de hauteur synchrone $H_{t1}, H_{t2}, \dots, H_{tn}$.
- Dans certaines conditions hydrauliques, comme le passage en "section critique", il existe une relation biunivoque entre la hauteur d'eau et les débits. Dans ces conditions, les différents jaugeages (Q_{ti}, H_{ti}) permettent d'établir la relation hauteur-débit appelée **courbe de tarage** : **$Q(H)$** .
- en combinant **la courbe de tarage $Q(H)$** et le **limnigraphe $H(t)$** , on obtient aisément l'évolution du débit en fonction du temps **$Q(t)$** appelé **hydrogramme**.



Figure 1 : limnimètre

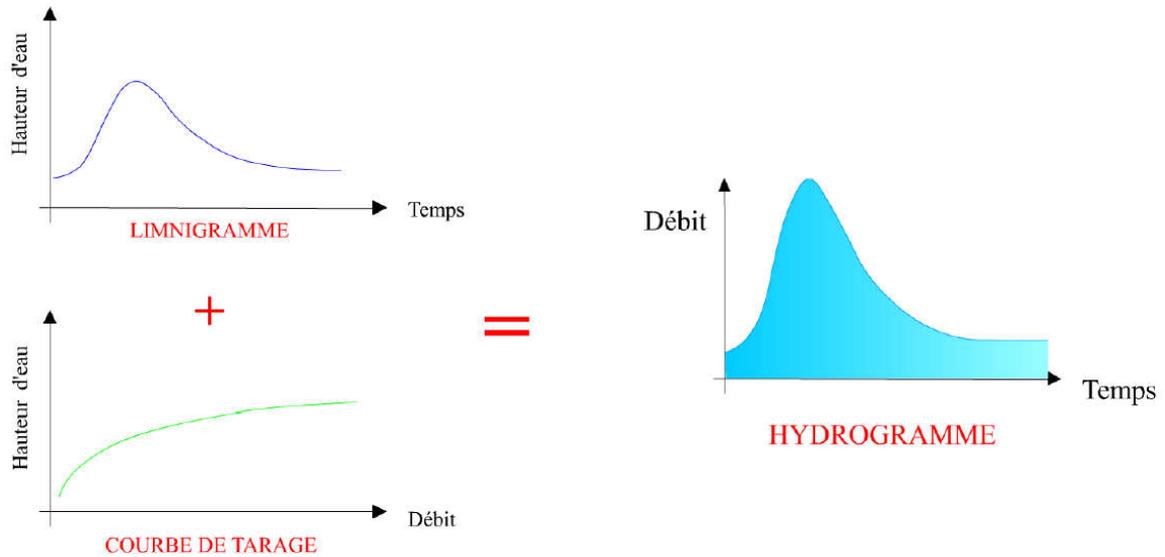


Figure 2 : Passage d'un limnigramme à un hydrogramme par l'intermédiaire de la courbe de tarage

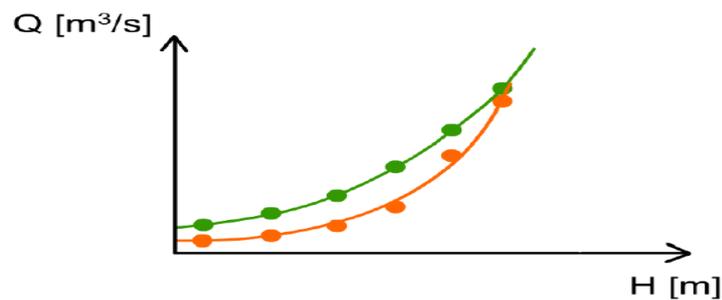


Figure 3 : Courbe de tarage pour différentes sections d'un même cours d'eau.

2. Les méthodes de jaugeages

Un jaugeage est donc une mesure quasiment instantanée du débit d'un cours d'eau. Les techniques utilisées sont nombreuses et généralement complémentaires ; elles s'appuient sur des principes très différents selon les cas.

2.1. Réservoirs étalonnés

Cette technique simple consiste à mesurer le temps nécessaire Δt , pour remplir un récipient de volume V . On obtient le débit Q par la relation suivante : $Q = V/\Delta t$. Cette méthode est surtout utilisée pour jauger des sources ou de très petits cours d'eau (débits de l'ordre de quelques litres par seconde au maximum). Le récipient peut être un seau de 10 litres ou un bac plastique de 100 litres par exemple. La seule condition est de pouvoir faire rentrer l'eau dans le récipient ce qui nécessite, soit une chute naturelle, soit de pouvoir aménager cette chute par une gouttière en plastique par exemple

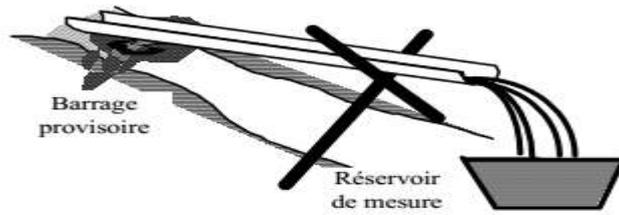


Figure 4 : Réservoirs étalonnés

2.2. Déversoirs

Le débit d'un cours d'eau peut être mesuré en utilisant des déversoirs sur des orifices normalisés. Ces techniques, adaptées surtout aux petits débits, utilisent les résultats de l'hydraulique classique mais dans des conditions bien souvent éloignées de celles rencontrées en laboratoire

Différents types de déversoirs sont utilisés mais on rencontre principalement des déversoirs triangulaires dont la relation hauteur-débit théorique est :

$$Q = ah^b \text{ généralement on utilise : } Q = 1.32tg\left(\frac{\alpha}{2}\right)h^{2,47}$$

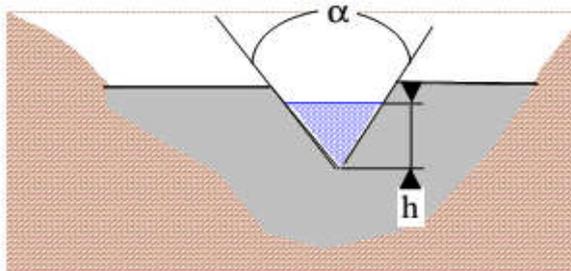


Figure 5 : Déversoirs

Dans la pratique, il est prudent de réaliser quelques jaugeages de contrôle permettant de déterminer les valeurs **a** et **b** dans les conditions réelles d'installation. Il en est de même pour les autres types de déversoirs rectangulaires avec ou sans contraction, à large seuil ou profilés. Dans la quasi-totalité des cas, on utilise des déversoirs fixés à demeure dans le cours d'eau. Cette technique n'intéresse donc que des stations où l'on est disposé à réaliser un certain investissement. Par ailleurs, l'installation d'un déversoir ne peut se faire que si la pente est suffisante pour permettre un relèvement de la ligne d'eau amont sans conséquences néfastes ; d'autre part, le ralentissement provoqué à l'amont entraîne des sédimentations qui peuvent modifier progressivement la relation hauteur-débit.

2.3) Les méthodes physico-chimiques (dite par dilution)

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

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. Cette dilution est une fonction du débit, supposé constant le long du tronçon, et dans certaines conditions il est possible d'obtenir une relation linéaire entre le débit Q [l.s¹] de la rivière et le rapport $C1/C2$ de la concentration $C1$ [g.l⁻¹] de la solution injectée à la concentration $C2$ [g.l⁻¹] d'échantillons prélevés à l'aval du point d'injection dans la rivière :

$$Q = k \times \left(\frac{C1}{C2} \right)$$

k étant un coefficient caractéristique du procédé et du matériel utilisé. Ce type de jaugeage est à privilégier dans le cas d'écoulements turbulents car le bon mélange du traceur nécessite de la turbulence. Les conditions suivantes sont nécessaires pour que les méthodes par intégration ou dilution puissent être appliquées :

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

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

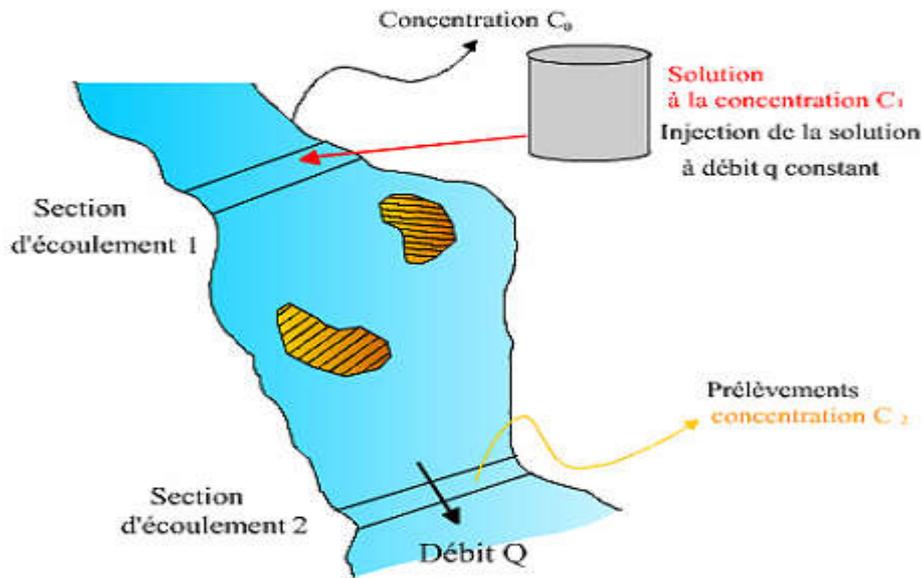


Figure 6 : principe de jaugeage par dilution

Deux méthodes d'injection sont utilisées :

2.3.1. La méthode à débit constant

La méthode de l'injection à débit constant consiste à injecter dans le cours d'eau un débit constant connu q d'une solution de traceur, à la concentration C_1 (solution mère), pendant un temps déterminé. La durée de l'injection doit être telle que la concentration C_2 du traceur à la section de prélèvement reste constante pendant un certain laps de temps, appelé « palier ». A partir des hypothèses suivantes :

- le débit Q du cours d'eau est constant pendant la mesure (régime permanent),
- le débit q du traceur à la section de prélèvement est égal à celui de l'injection (pas de pertes), et négligeable devant Q ,
- le mélange est homogène à la section de prélèvement,

Alors, et dans l'hypothèse de la conservation de la masse de traceur, on a :

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



Figure 7 : jaugeage à débit constant

2.3.2. La méthode par injection instantanée

Cette méthode consiste à injecter en un point du cours d'eau un volume V de traceur en solution concentrée C_1 . Au terme d'un parcours suffisamment long pour que le mélange avec l'eau de la rivière soit bon, des échantillons sont prélevés, et cela pendant toute la durée T de passage du nuage de traceur. Les prélèvements sont effectués en plusieurs points de la section d'échantillonnage de façon à fournir une valeur moyenne de la concentration C_2 qui évolue en fonction du temps et du point de prélèvement.

L'intégration au cours du temps des différentes valeurs de concentration $C_2(t)$ donne une valeur moyenne \bar{C}_2

Dans l'hypothèse de la conservation de la masse du traceur, on peut exprimer le débit comme suit :

$$Q = \frac{M}{\int_0^T C_2(t) dt} = \frac{V \times C_1}{T \times \bar{C}_2}$$

Avec :

Q : débit du cours d'eau [l/s ou m³/s] ;

M : masse de traceur injecté [g] ; $M = V \cdot C_1$;

V : volume de la solution lâchée dans le cours d'eau [l ou m³] ;

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

\bar{C}_2 : concentration moyenne du traceur dans les échantillons, obtenue par intégration [g/l] ;
 $C_2(t)$: concentration de l'échantillon prélevé au temps t [g/l] ;
 T : durée du prélèvement [s].

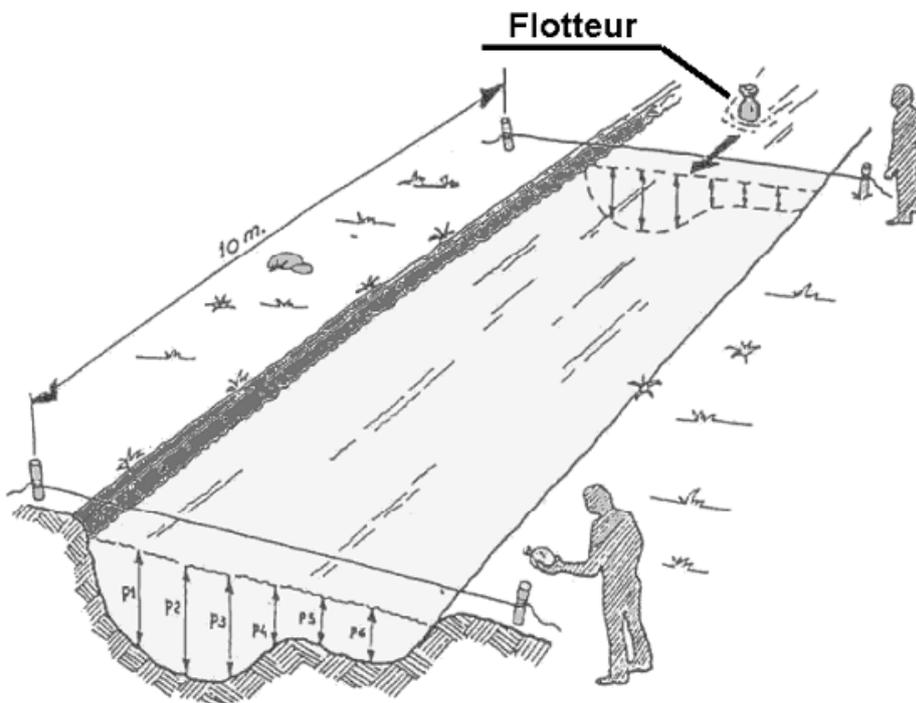
Ces méthodes sont utilisables dans les rivières où un mélange rapide et homogène peut-être obtenu (notion de distance de "bon mélange", écoulement turbulent) et où il ne se produit ni perte ni arrivée de traceur ou d'eau entre les points d'injection et d'échantillonnage.

2.4. Le jaugeage au flotteur

Il s'agit dans cette méthode de mesurer uniquement des vitesses de surface, ou plus exactement les vitesses dans la tranche superficielle de l'écoulement (les 20 premiers centimètres environ). Les flotteurs peuvent être soit artificiels (bouteilles en plastiques) soit naturels (arbres, grosses branches, etc.).

Le déplacement horizontal d'un flotteur de surface durant un temps t permet de déterminer la vitesse de l'écoulement de surface. Plusieurs mesures de vitesse du flotteur doivent être réalisées. La moyenne de ces mesures est ensuite multipliée par un coefficient approprié pour obtenir la vitesse moyenne de l'élément de section. En général, la vitesse moyenne dans la section est de l'ordre de 0,4 à 0,9 fois la vitesse de surface.

Cette méthode donne de bonnes approximations du débit, parfois suffisantes pour les études envisagées



Mesure de la vitesse

Figure 8 : Jaugeage au flotteur

2.5. Le jaugeage par exploration du champ de vitesse

Le jaugeage d'un cours d'eau consiste à mesurer la vitesse du courant. Cette vitesse varie latéralement d'une berge à l'autre et verticalement de la surface de l'eau au fond du lit. C'est pourquoi pour chercher la vitesse moyenne du courant, il faut faire plusieurs mesures en différents points de la section mouillée.

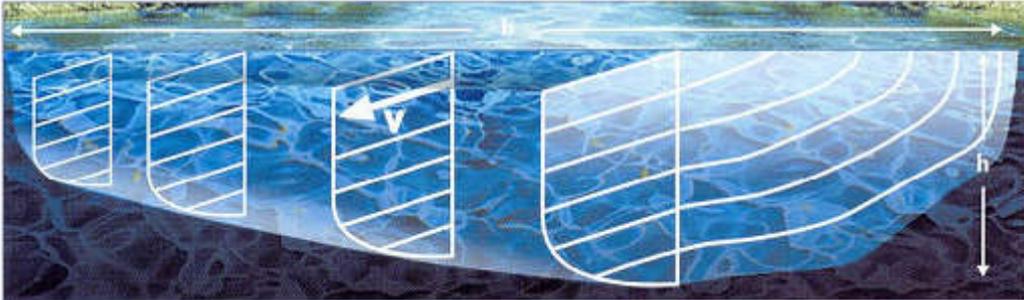
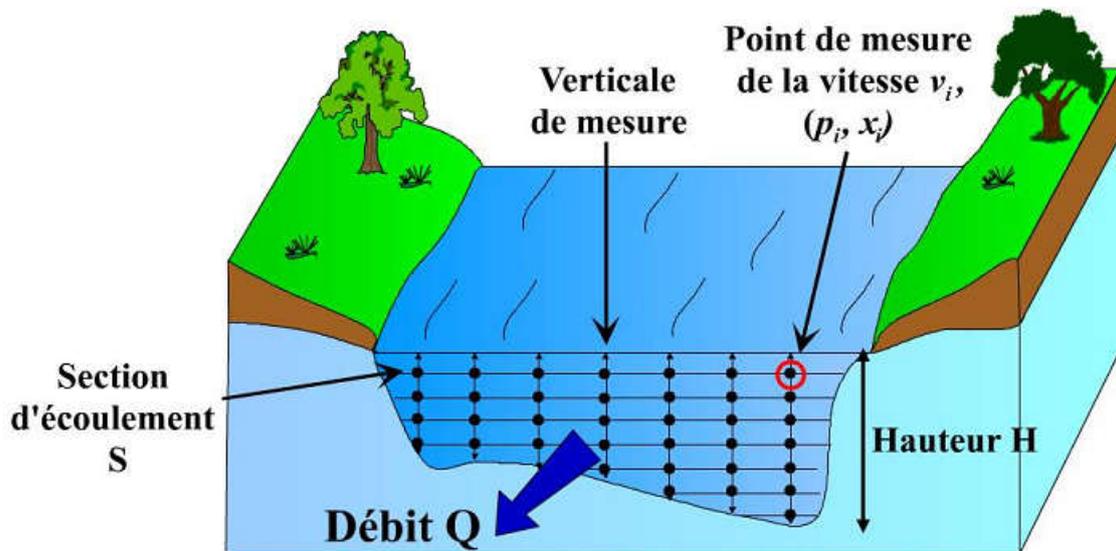


Figure 9 : représentation du débit à une rivière



2.5.1. Matériel de jaugeage

Le moulinet est un appareil de mesure de la vitesse d'un mouvement fluide. Il est composé d'une hélice qui détecte la vitesse du courant et transmet les indications à un compteur (figure.4). Les moulinets sont montés sur des perches pour jaugeer les basses eaux ; et sont montés sur des saumons pour jaugeer les hautes eaux et les crues.

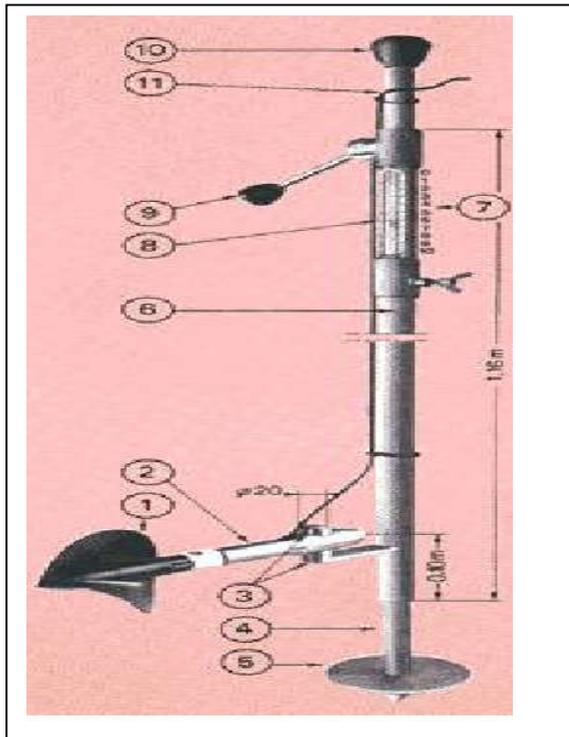
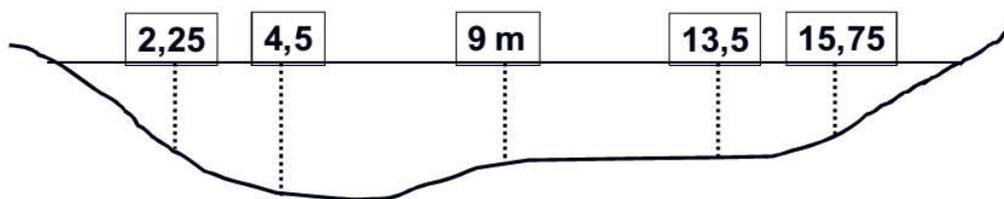


Figure 10 : Appareil de moulinet

2.5.2. Dépouillement des jaugeages au moulinet et calcul des débits

2.5.2.1. Choix des positions des verticales de mesure

Les verticales de mesure sont souvent choisies dans la largeur de la section mouillée de façon à condenser davantage les mesures vers les berges ; pour cela on adopte une méthode qui consiste à choisir tout d'abord le milieu de la section, puis les quarts, les huitièmes...etc. en direction des berges. Le nombre des verticales à choisir dépendra de la largeur de la section (5, 7, 9...verticales). Par exemple, pour une section transversale de 18 m de largeur, il y aura une verticale de mesure à 9 m de la berge, puis à 4,5 et 13,5 m, ensuite à 2,25 et 15,75 m.



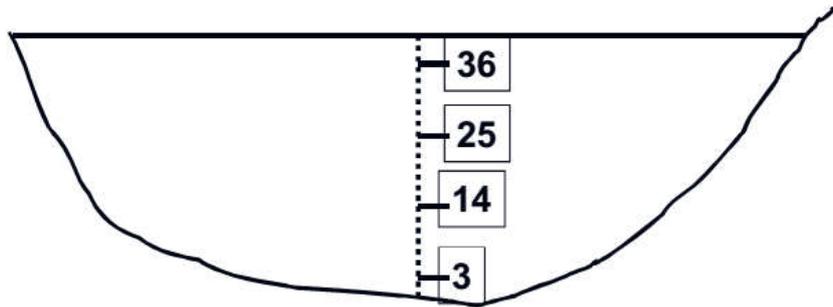
Remarque : Il arrive de choisir des verticales équitablement espacées ; dans ce cas, pour la section de 18 m de largeur, les verticales seront à 3, 6, 9, 12 et 15 m de la première berge.

2.5.2.2. Profondeurs de mesure des vitesses du courant

Selon la profondeur, on effectue généralement 3 à 5 mesures par verticale. - Pour les jaugeages au micro-moulinet (basses eaux), on commence à 3 cm au-dessus du fond, et on terminera au moins à 3 cm sous la surface de l'eau. Pour choisir n points de mesure, on

applique la règle : $(Pt - 6)/(n - 1)$

pt est la profondeur totale (ou hauteur d'eau) Si la hauteur d'eau est de 40 cm et on veut effectuer 4 points de mesure par exemple : $40 - 6 = 34$ et $34 / 3 = 11,3$ qu'on peut arrondir à 11 , on choisira alors les points espacés de 11 cm, soit les hauteurs : 3, 14, 25 et 36 cm.



Pour choisir 5 points de mesure sur la verticale, on divise par 4 et on applique la même règle. On aura les hauteurs 3, 11, 20, 28 et 37 cm.

2.5..2.3 Exemple de jaugeage au micro-moulinet

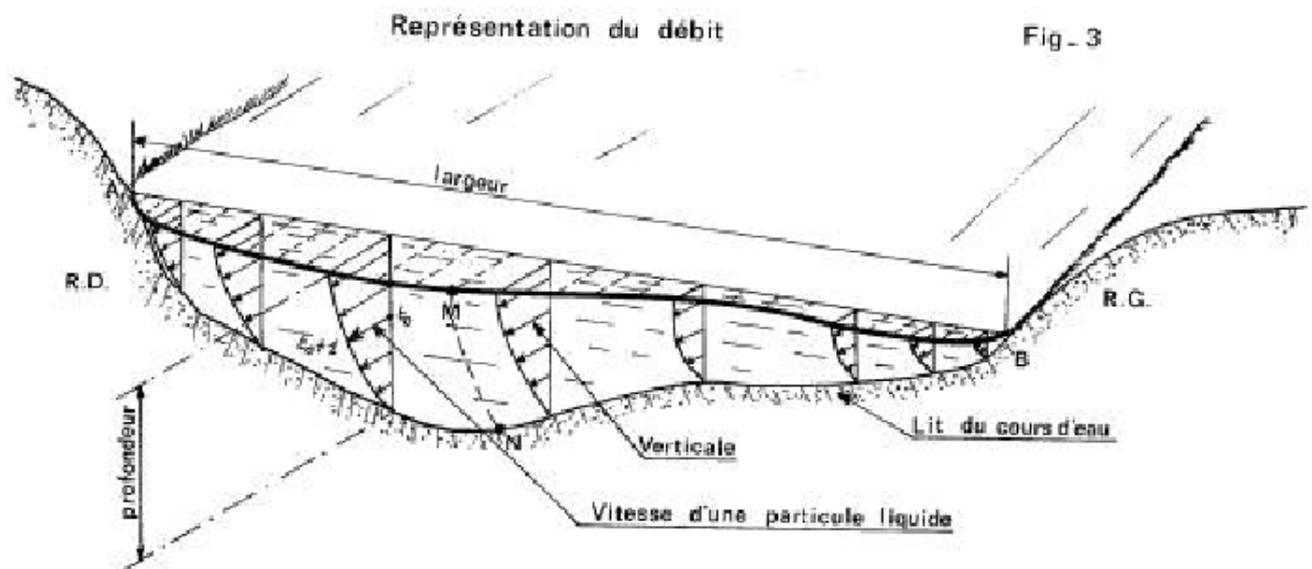
On se propose de jaugeer sur une section large de 2 m (soit 200 cm). Les verticales de mesure seront positionnées à 25, 50, 100, 150 et 175 cm de la rive. Les résultats du jaugeage sont sur le tableau suivant, sachant que la formule de l'hélice qui donne la vitesse du courant est : $V = 0.056 n + 0,035$ (n est le nombre de tour par seconde).

Distance (cm)	Hauteur d'eau(cm)	Nombre de tops	Temps (s)	Vitesse (m/s)
0	0	0		
25	15			
-	3	57	30	0.141
-	6	64	30	0.154
-	9	87	30	0.197
-	12	96	30	0.214
50	18			
-	3	47	30	0.123
-	6	59	30	0.145
-	9	63	30	0.153
-	12	69	30	0.164
-	15	72	30	0.169

Distance (cm)	Hauteur d'eau(cm)	Nombre de tops	Temps (s)	Vitesse (m/s)
100	15			
-	3	93	30	0.209
-	6	109	30	0.238
-	9	112	30	0.244
-	12	99	30	0.220
150	15			
-	3	53	30	0.134
-	6	64	30	0.154
-	9	72	30	0.169
-	12	84	30	0.192
175	9			
-	3	37	30	0.104
-	6	42	30	0.113
200	0			

2.5.2.4 Exploration des champs des vitesses par la méthode des paraboles et calcul du débit

On trace pour chaque verticale la courbe des vitesses en fonction de la profondeur (dite parabole des vitesses).

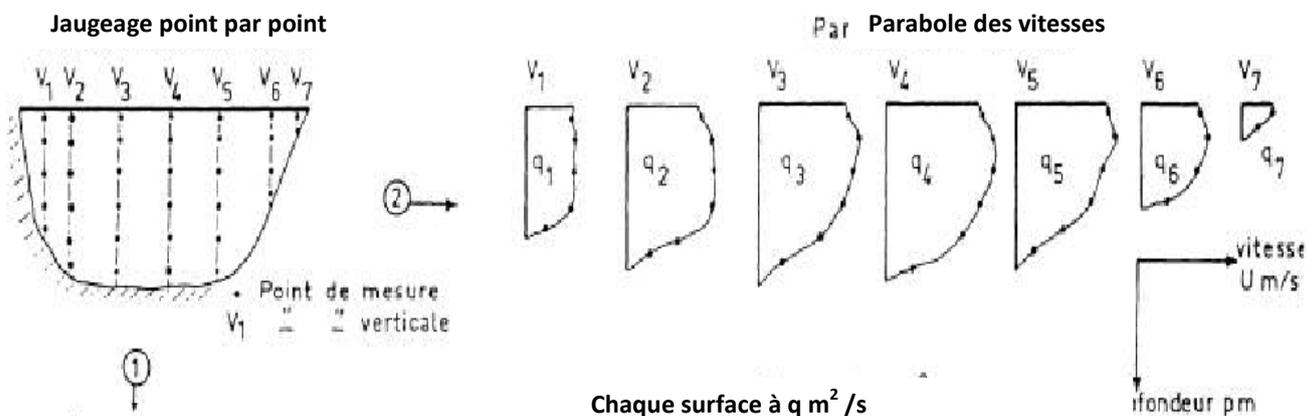


Remarque :

La vitesse du fond est calculée à partir de la vitesse du 1er point de mesure à 3 cm au dessus de ce fond :

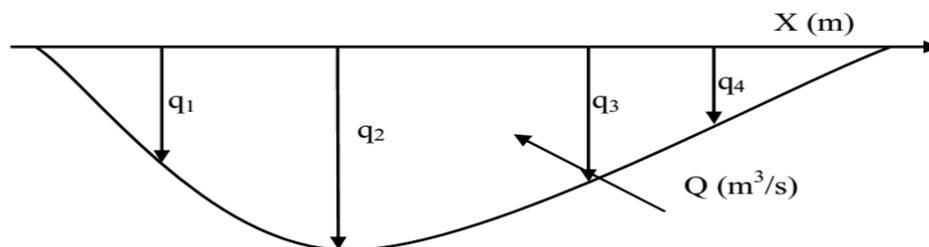
$V_f = 0,8 * V$ à 3 cm de hauteur d'eau. La vitesse à la surface du plan d'eau est légèrement inférieure ou égale à la vitesse au point qui est juste en dessous.

Le planimétrage de chaque surface obtenue donne le débit par unité de largeur au droit de la verticale considérée.



On l'appelle débit unitaire (pu) et il est exprimé en m^2/s .

On trace ensuite la courbe de variation de ces débits unitaires suivant la largeur de la section. Le planimétrage de l'aire délimitée par cette courbe donne le débit en m^3/s .



Références bibliographiques

Références bibliographiques :

Audenet M: hydrométrie appliquée aux cours d'eau, Eyrolles, 454p.

Dubreuil P. (1974) : Initiation à l'analyse Hydrologique, Masson et Cie Edition Paris

Gilman, CS (1964) : Rainfall, section 9 in Handbook of Hydrology, VT Chow Editor , Mc Braw Hill Book Company New York

Grisoni, M., Decrous, J. (1972): Cours d'Hydrologie Superficielle , Initiation à l'Hydrologie, SES, Secretariat D'état à l'Hydraulique, Alger.

Laborde J.P: Eléments d'hydrologie de surface 192p

Réménieras G.: L'hydrologie de l'ingénieur, Eyrolles, 465p.

Roche M. (1963) : Hydrologie de surface, Gauther- Villars Edition Paris.

Sari Ahmed : Initiation à l'hydrologie de surface, Université de Bab Ezzouar, Alger.
Edition Distribution Houma

Webographie :

<https://echo2.epfl.ch/e-drologie/>