

Chapitre I : Cycle de l'eau et bilan hydrologique

1. Hydrologie

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. L'hydrologie de surface

Est la science qui traite essentiellement des problèmes qualitatifs et quantitatifs des écoulements à la surface des continents. Ces problèmes se ramènent généralement à des prévisions (associer à une date une certaine grandeur) ou des prédéterminations (associer à une grandeur une certaine probabilité) de débits ou de volume en un point ou sur une surface.

3. Domaines d'applications

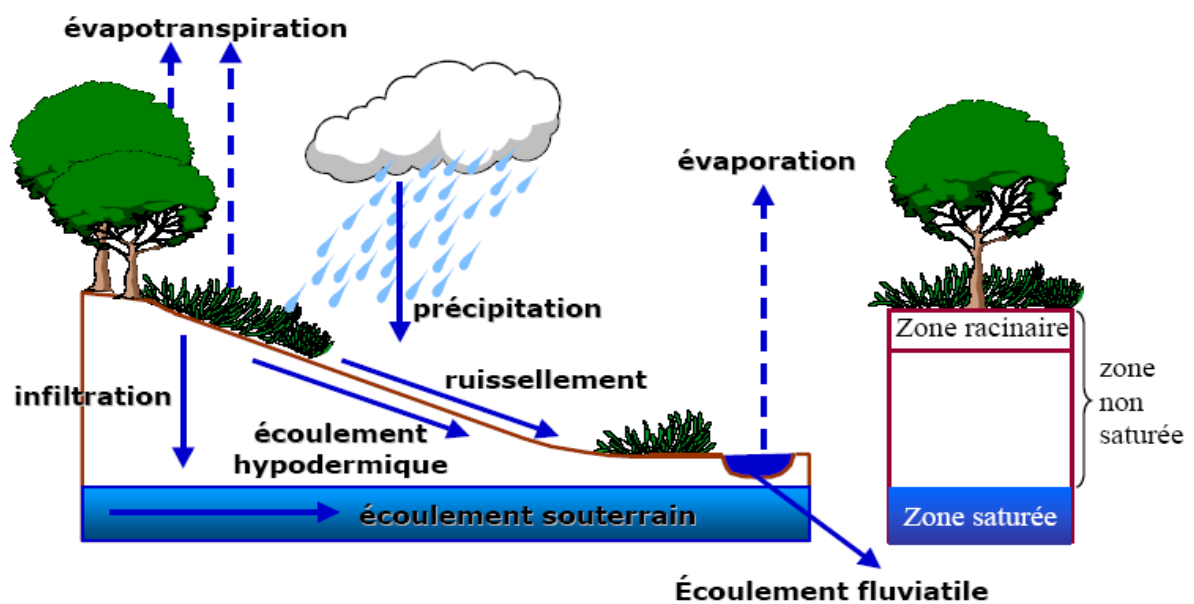
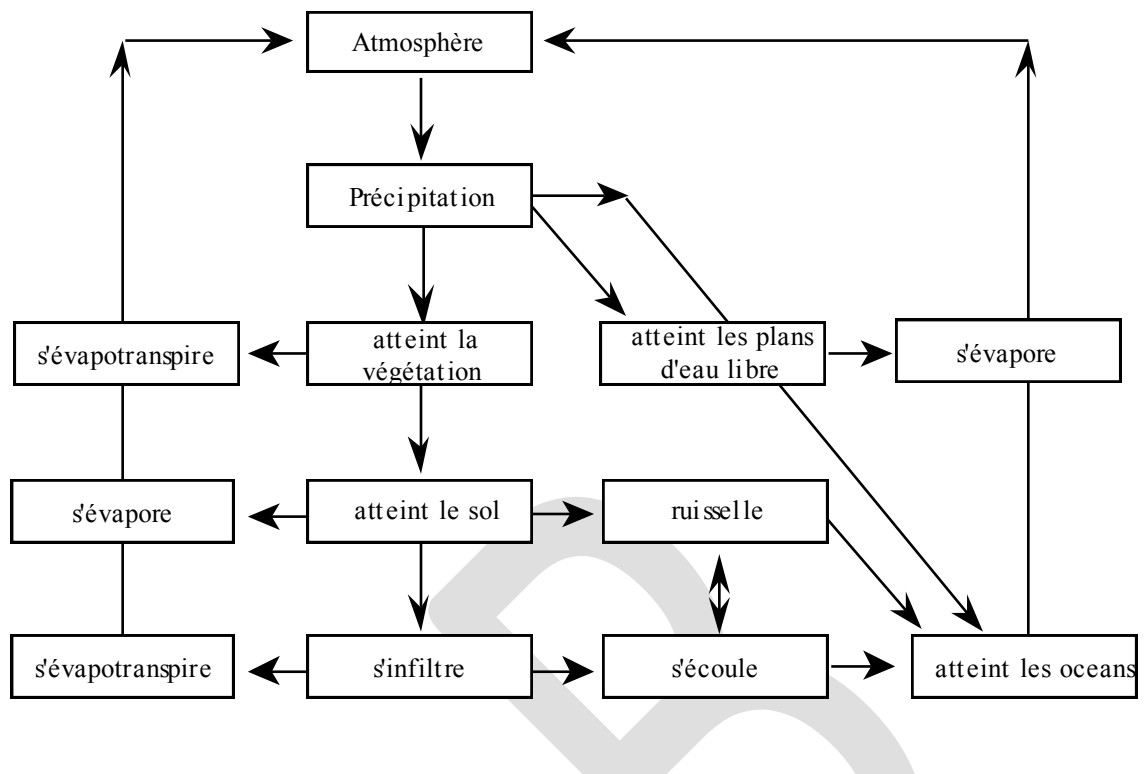
Les domaines d'application de l'hydrologie de surface sont également très variés. Parmi les plus importants et les plus classiques, on notera :

- l'agriculture : irrigation, drainage ;
- l'étude des ressources en eaux : eau potable, eau pour l'industrie ;
- la lutte contre la pollution ;
- le transport solide (dépôt ou érosion) ;
- la sécurité des biens et des personnes : protection contre les crues...

4. Le cycle de l'eau sur le bassin versant

Le cycle de l'eau, appelé aussi cycle hydrologique, est l'ensemble des cheminements que peut suivre une particule d'eau. Ces mouvements, accompagnés de changements d'état, peuvent s'effectuer dans l'atmosphère, à la surface du sol et dans le sous-sol. Chaque particule n'effectue qu'une partie de ce cycle et avec des durées très variables : une goutte de pluie peut retourner à l'océan en quelques jours alors que sous forme de neige, en montagne, elle pourra mettre des dizaines d'années.

Le cycle hydrologique met en jeu plusieurs compartiments qui sont l'atmosphère, le sol, les nappes phréatiques, les cours d'eau et plans d'eau, les mers et les océans.



Cycle hydrologique schématique

4.1. Les paramètres du cycle de l'eau

Les éléments qui composent le cycle de l'eau sont respectivement :

- Les précipitations : eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, sous forme liquide (pluie, averse) et / ou solide (neige, grêle) ainsi que les précipitations déposées ou occultes (rosée,...).
- L'évaporation : passage de la phase liquide à la phase vapeur, il s'agit de l'évaporation physique.
- L'évapotranspiration : englobe les processus d'évaporation et de transpiration de la végétation

4.2. Calcul du bilan hydrologique

Il est intéressant de noter que dans chacune des phases on retrouve respectivement un transport d'eau, un emmagasinement temporaire et parfois un changement d'état. Il s'ensuit que l'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut se faire à l'aide d'une équation appelée "hydrologique" qui est le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace et dans le temps.

Au niveau de l'espace, il est d'usage de travailler à l'échelle d'un bassin versant mais il est possible de raisonner à un autre niveau (zone administrative, entité régionale, etc.).

L'équation du bilan hydrique se fonde sur l'équation de continuité et peut s'exprimer comme suit, pour une période et un bassin donnés :

$$P + S = R + E + (S \pm \Delta S)$$

Avec :

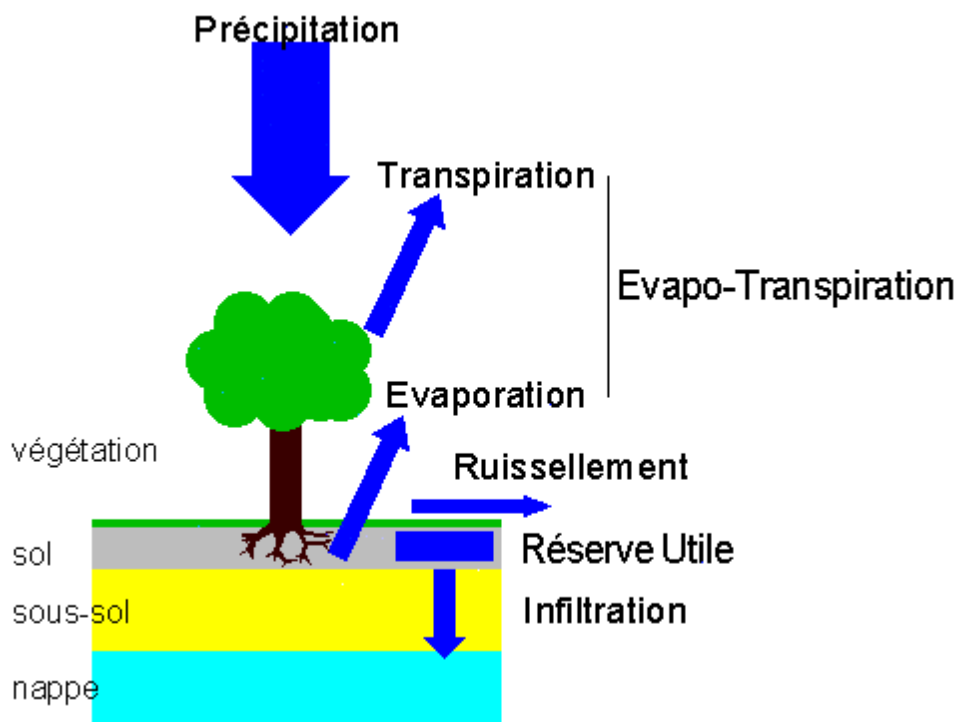
P : précipitations [mm] ;

S : ressources disponibles à la fin de la période précédente [mm] ;

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm] ;

E : évaporation (y compris évapotranspiration) ;

S+/-DS : ressources accumulées à la fin de la période étudiée [mm].



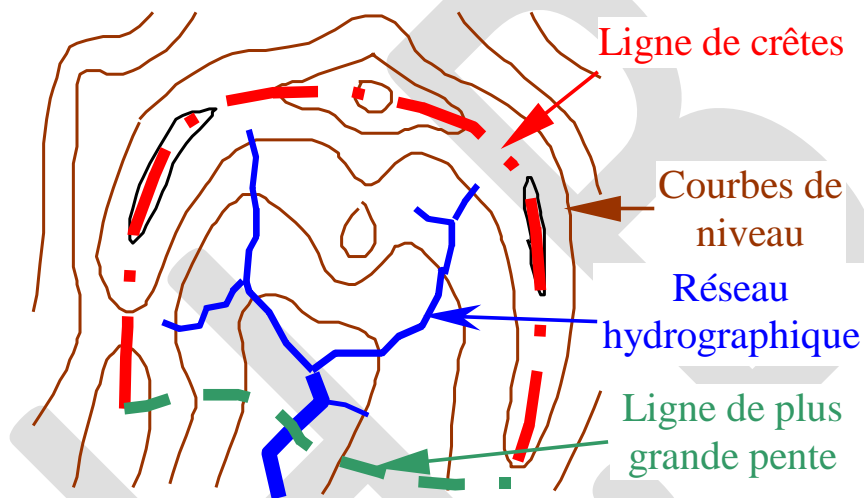
Chapitre II : Bassin versant

1. Définition d'un bassin versant

Le bassin versant en une section d'un cours d'eau est défini comme la surface drainée par ce cours d'eau et ses affluents en amont de la section. Tout écoulement prenant naissance à l'intérieur de cette surface doit donc traverser la section considérée, appelée exutoire, pour poursuivre son trajet vers l'aval. Selon la nature des terrains, nous serons amenés à considérer deux définitions.

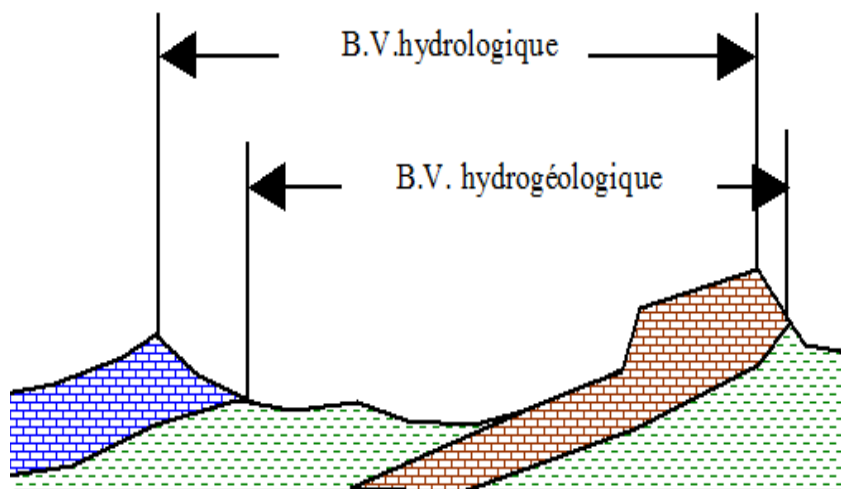
1.1. Bassin versant topographique

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 comme le montre la figure ci-jointe.



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.

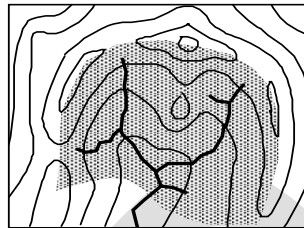


2. Caractéristiques morphométriques

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.

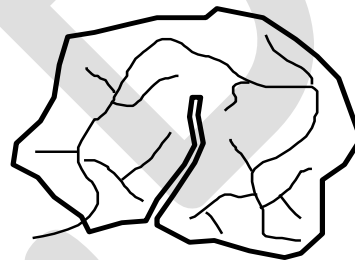


2.1.2. Longueur

On utilise différentes caractéristiques de longueur ; la première et une des plus utilisées est le "périmètre P du bassin versant".



Schématisme du périmètre d'un bassin



Ajout d'un périmètre fictif pour un bassin versant replié

Le périmètre est curvimétré sur carte cartographique mais, selon l'échelle de la carte, les détails sont plus ou moins nombreux et il en résulte des différences de mesures, il faut donc procéder à une schématisation des limites du bassin.

Le périmètre P n'est généralement pas utilisé directement mais le plus souvent à travers des valeurs qui en dérivent, comme la "longueur L du rectangle équivalent". On définit le rectangle équivalent comme le rectangle de longueur L et de largeur l qui a même surface et même périmètre que le bassin versant, soit à l'aide de :

$$P = 2 \cdot (L + l) \text{ et } A = L \cdot l$$

L'inconvénient de cette méthode est que l'on peut rencontrer des bassins plus compacts qu'un carré ; l'équation n'a alors plus de racines réelles !

A la suite de ces remarques critiques sur l'utilisation du périmètre comme critère de longueur, il a fallu définir d'autres caractéristiques et en particulier :

La caractéristique de forme la plus utilisée est le "coefficient K_c de Gravelius". Il se définit comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant même surface (appelée aussi coefficient de capacité) :

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

A : surface et P : périmètre du bassin versant

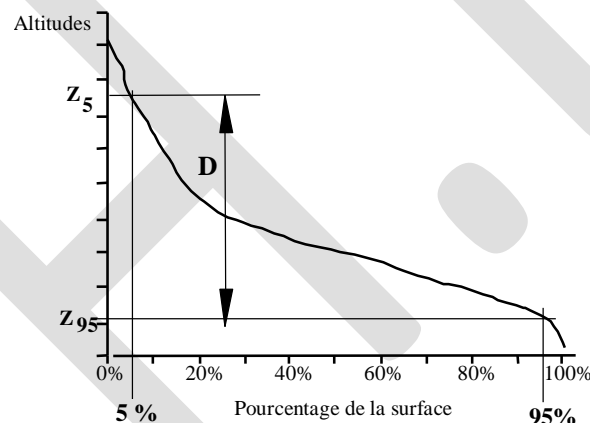
On utilise également pour caractériser la forme d'un bassin, son "rectangle équivalent" (défini plus haut) et le rapport de la plus grande longueur à la plus grande largeur perpendiculaire.

2.2. Caractéristiques des altitudes (hypsométrie)

En général, on ne s'intéresse pas à l'altitude moyenne mais plutôt à la dispersion des altitudes. 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.

On définit la "dénivelée D " comme étant la différence de cote entre $H_5\%$ et $H_{95}\%$:

$$D = H_5\% - H_{95}\%$$



2.3. Les indices 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.

$$I_g = \frac{D}{L}$$

Avec :

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. pour des bassins versants dont la surface est de l'ordre de 25 km^2 :

R1	Relief très faible	$I_g < 0,002$
R2	Relief faible	$0,002 < I_g < 0,005$
R3	Relief assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
R4	Relief modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
R5	Relief assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
R6	Relief fort	$0,05 < I_g < 0,1$
R7	Relief très fort	$I_g > 0,1$

3. Caractéristiques du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est constitué de l'ensemble des chenaux qui drainent les eaux de surface vers l'exutoire du bassin versant. 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.

La différenciation d'un réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs :

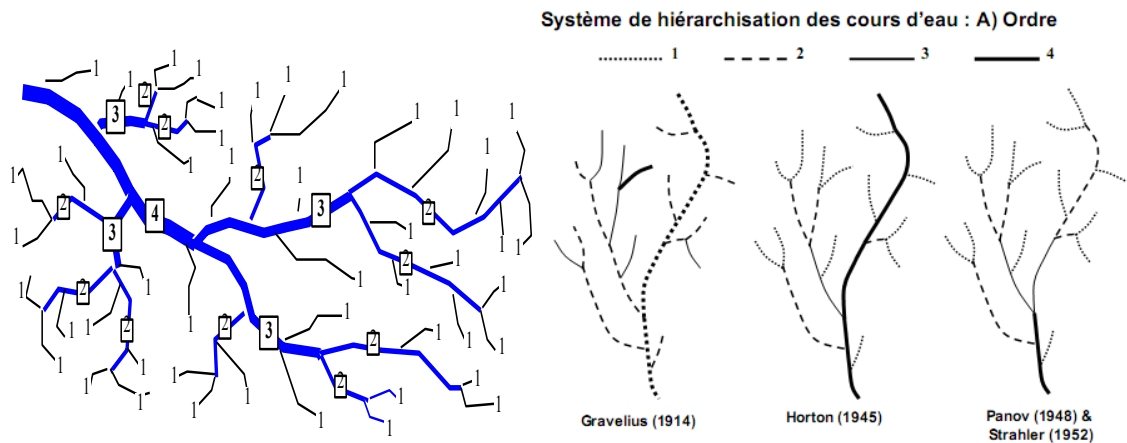
- La géologie : nature du substratum, failles, plissements ;
- Le climat : densité de drainage régions humides ;
- La pente du terrain : lit du cours d'eau en érosion ;
- La présence humaine : drainage des terres agricoles, barrages, endiguements, Protection des berges, correction des cours d'eau.

3.1. 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 :

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



4. 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.

5. 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.

Chapitre III : Les Précipitations

1. Définition :

Les précipitations constituent la principale « entrée » des principaux systèmes hydrologique, englobent toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre tant sous forme liquide que sous forme solide.

Sont le facteur essentiel des régimes hydrologiques puisqu'elles constituent la matière première des débits des cours d'eau, elles sont provoquées par un changement de température et de pression, exprimées en lame précipitée (mm) ou en intensités (mm/h).

2. Définition de la hauteur de précipitation

Epaisseur, comptée suivant la verticale, de la lame précipitée qui s'accumulerait sur une surface horizontale, si toutes les précipitations relevées par celle-ci s'y trouveraient immobilisées.

2.1. Mesure de la hauteur d'eau précipitée :

Quelle que soit la forme de la précipitation, liquide ou solide, on mesure la quantité d'eau tombée durant un certain laps temps.

Les principaux instruments de mesures des précipitations sont le « Pluviomètre et le Pluviographe ».

2.2. Les réseaux de mesure et la collecte de donnée :

Les données sont récolté au cours de la journée pour les différents paramètres et sont reporté sur les fiche journalier qui une fait donnant des fiches mensuelles et ensuite annuelles.

2.3. Erreurs de la mesure des précipitations

- Erreurs d'observation (erreurs de lecture, fuites, évaporation, débordement, ...);
- Erreurs de transcription et de calcul ;
- Erreurs de copie (dans les centres de collecte des données).

3. Mesure et la collecte des données :

La lecture se fait tous les 6h du matin. On appelle pluie du jour i la pluie tombée entre 6h du matin du jour i et 6h du jour $i+1$. Si plusieurs lectures sont faites, alors la pluie journalière représentera le cumul des lectures faites au cours d'une même journée.

La pluie maximale journalière annuelle: C'est la hauteur de pluie la plus forte enregistrée en 24h sur 365 jours de l'année. On calcule aussi les pluies ou modules pluviométriques mensuels et annuels à partir des pluies journalières.

Le module pluviométrique mensuel P_m : C'est la hauteur d'eau tombée mensuellement en mm

Le module pluviométrique annuel P_a : C'est la hauteur d'eau tombée annuellement en mm.

3.1. La fraction pluviométrique mensuelle: C'est le rapport entre le module mensuel et le module annuel en %. Elle permet de comparer les pluviosités enregistrées dans différentes stations au cours des 12 mois.

3.2. Le module pluviométrique inter annuel: C'est la moyenne arithmétique des modules pluviométriques annuels calculés sur N années.

4. Evaluation régionale des précipitations

L'analyse spatiale tient compte des mesures issues de plusieurs stations et a pour but le calcul des précipitations moyennes à l'échelle d'un bassin versant. Parmi les méthodes utilisées: la moyenne arithmétique, la méthode des polygones de Thiessen et la méthode des isohyètes.

4.1.La moyenne arithmétique

Cette méthode est utilisée quand le réseau de mesure a une répartition homogène consiste à calculer la moyenne arithmétique des valeurs. S'applique uniquement si les stations sont bien réparties et si le relief du bassin est homogène.

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

Avec :

P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin ;

P_i : précipitations enregistrée dans les stations pluviométriques ;

n : nombre de stations pluviométriques.

4.2.La méthode des polygones de Thiessen

Cette méthode appelée encore moyenne pondérée est utilisée quand le réseau de mesure a une répartition non homogène. 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. Le facteur de pondération est une surface ou aire d'influence déterminée par découpage géométrique du bassin sur une carte topographique

$$P_{moy} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n A_i P_i$$

Avec :

P_{moy} : Précipitation moyenne à l'échelle du bassin,

A_i : Surface du polygone associé à la station i ,

A : Surface totale du bassin ($=\sum A_i$).

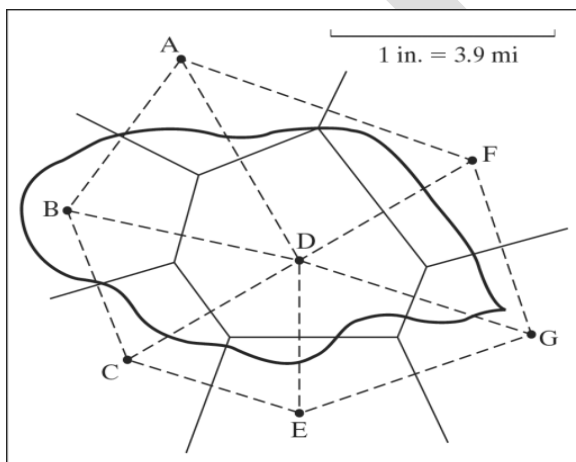
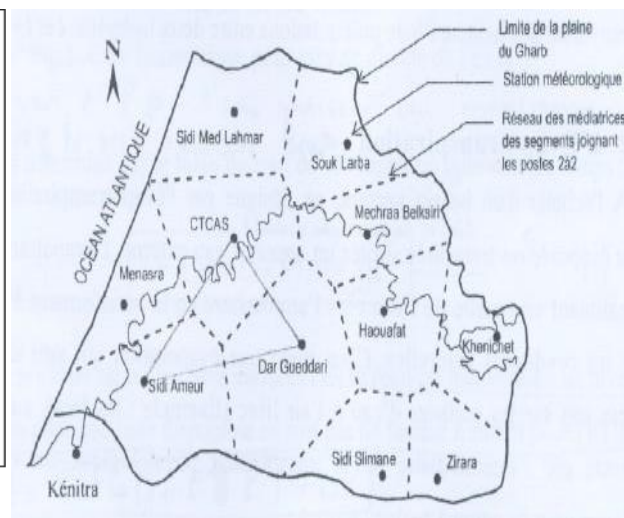


Figure E1.4(b)



4.3.La méthode des isohyètes (isovaleurs)

Les isohyètes sont des lignes de même pluviosité (isovaleurs de pluies annuelles, mensuelles, journalières, etc.). Elles sont construites grâce aux valeurs pluviométriques acquises aux stations du bassin et aux autres stations avoisinantes. Les méthodes d'interpolation sont nombreuses. Les plus sophistiqués font appel à des notions mathématiques et statistiques rigoureuses comme la méthode de splines ou de krigeage. Ces méthodes sont intégrées dans les systèmes SIG et donc le travail peut se faire de manière automatique. La pluie moyenne est alors calculée de la manière suivante:

$$P_{moy} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^k A_i P_i \quad \text{Avec : } P_i = \frac{h_i + A_{i+1}}{2}$$

Avec :

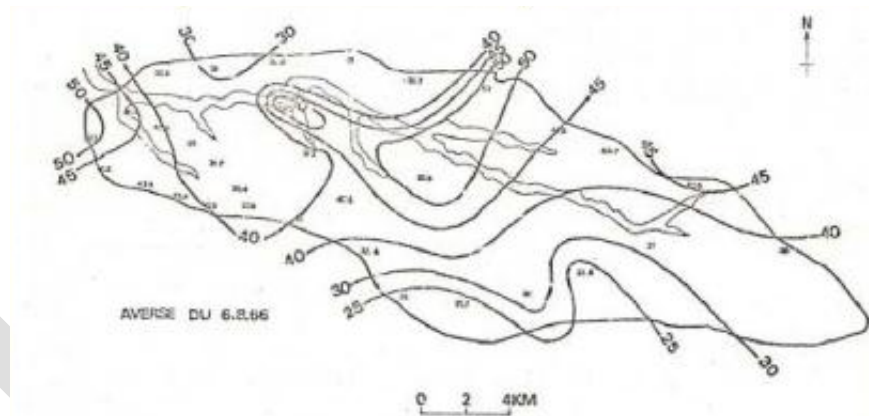
P_{moy} : Précipitation moyenne à l'échelle du bassin ;

K : nombre total d'isohyètes

A_i : Surface du polygone associé à la station i ;

A : Surface totale du bassin ($=\sum A_i$) ;

P_i : moyenne des hauteurs h de précipitations entre deux isohyètes i et i+1.



Chapitre IV : Mesures Hydrologique

1. Définitions :

Évaporation

Pertes en eau, chauffées par le soleil, les molécules superficielles de l'eau emmagasinent suffisamment d'énergie pour se libérer de l'attraction qui les lie entre elles, puis elles s'évaporent et montent dans l'atmosphère sous forme de vapeur invisible.

Transpiration

Les feuilles des plantes dégagent aussi de la vapeur d'eau par le phénomène de la transpiration. Une plante en croissance transpire ainsi chaque jour de 5 à 10 fois la quantité d'eau qu'elle peut contenir.

Évapotranspiration

On appelle évapotranspiration ou évaporation totale (ET) l'ensemble des phénomènes d'évaporation (processus physiques) et de transpiration (phénomènes biologiques).

perdes en eau par retour direct à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau

Evaporation

Surface d'eau libre
Humidité du sol
Pluie

Transpiration

Végétaux

Evapotranspiration

2. Facteurs conditionnent le taux d'évaporation

Deux facteurs conditionnent le taux d'évaporation :

- Les paramètres caractérisant l'état de l'atmosphère au voisinage de la surface évaporante et son aptitude à provoquer l'évaporation. Les facteurs principaux du pouvoir évaporant : l'insolation, température de l'air, la vitesse et la turbulence du vent, le déficit de saturation de l'atmosphère et la pression barométrique ;
- Les paramètres caractérisant la nature et l'état de la surface évaporante (surface d'eau libre, sol nu, végétation) ainsi que son aptitude à alimenter l'évaporation et à répondre plus au moins rapidement aux variations du pouvoir évaporant de l'atmosphère.

3. Estimation de l'évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle ou de référence (ET_o), utilisée dans le calcul des besoins en eau des plantes, peut être estimée par des formules empiriques utilisant des paramètres climatiques disponibles:

- Température ;

- vitesse du vent ;
- humidité de l'air et radiation.

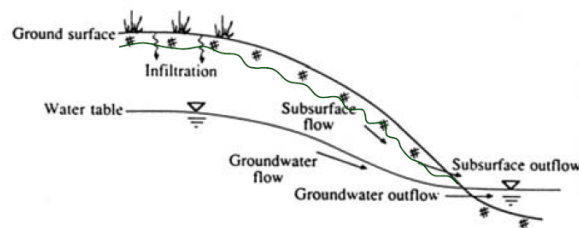
4. Infiltration

L'infiltration désigne en hydrologie et sciences de la terre, le processus par lequel l'eau pénètre le sol ou un autre substrat à partir de la surface du sol ou du substrat.

Si le taux de précipitations dépasse le taux d'infiltration (et d'évaporation-évapotranspiration, l'évapotranspiration potentielle), un phénomène de ruissellement se produit habituellement, sauf s'il existe une barrière physique. Cette dernière va former une retenue d'eau (naturelle ou artificielle), laquelle peut, si son fond n'est pas imperméable, jouer un rôle tampon en alimentant plus durablement le phénomène d'infiltration (et donc l'alimentation de la nappe phréatique et les sources qu'elle génère le cas échéant). L'infiltration est liée à la conductivité hydraulique à saturation du sol près de la surface.

= passage de l'eau de la surface du sol à l'intérieur de celui-ci

- Pénétration d'eau dans le sol → stock d'humidité
- Ecoulement hypodermique ou insaturé
- Ecoulement souterrain ou saturé



4.1. Facteurs d'influence sur l'infiltration

- Nature du sol ;
- Pente ;
- Température ;
- Durée et intensité de la pluie ;
- Végétation ;
- Sous couche (drainage).

Une information pluviométrique :

- peut contenir des valeurs observées erronées;
- peut être constituée par des séries non homogènes;
- peut manquer de quelques valeurs observées;
- peut être courte ne permettant pas d'extraire des paramètres statistiques significatifs.

Ainsi avant toute étude hydrologique, il est recommandé de vérifier si la série des pluies annuelles est homogène (l'échantillon fait bien partie de la même population ou non). Il est nécessaire de faire.

Un examen attentif à « l'oeil » des bordereaux et fichiers de données; Des tests graphiques, numériques et statistiques indispensables pour mettre en évidence l'existence d'erreurs systématiques.

L'objectif de toute analyse de contrôle de qualité des données de pluie est de former des séries homogènes fiables et étalées sur une période de temps maximale. Plusieurs procédés d'analyse des données pluviométriques peuvent être utilisés:

- Contrôle des erreurs: des tests de contrôle statistique et graphiques ;
- Correction des hétérogénéités: des procédés graphiques et numériques d'homogénéisation ;
- Reconstitution ou comblement de données manquantes: Approches d'estimation ou régression linéaire simple ;
- L'extension ou maximisation des séries courtes: Approche par corrélation.

Le comblement des données manquantes

Exemple de station illustrant l'ampleur des données manquantes: Station Mdour dans le bassin Loukous

Année	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Févr	Mars	Avr	Mar	Juin	Juil
1970	(M)	(M)	(M)	117	250	16	189	325	95	25	M
1971	0	6	110	100	231	182	157	51	96	22	M
1972	39	M	23	52	102	54	79	1	50	(M)	M
1973	(M)	10	11	269	46	99	72	195	11	12	M
1974	(M)	19	19	(M)	99	102	198	58	32	12	M
1975	0	6	23	162	53	126	97	129	73	0	1
1976	10	206	35	331	335	153	21	2	12	9	6
1977	0	74	47	198	129	167	51	162	114	24	M
1978	3	1	16	253	204	282	125	57	3	2	6
1979	0	162	50	32	55	34	91	50	137	4	M
1980	25	77	196	43	8	19	82	166	66	6	M
1981	6	6	0	268	110	117	50	100	6	1	3
1982	4	118	146	61	(M)	112	29	43	6	M	M
1983	1	6	324	309	40	39	124	47	208	10	M
1984	3	23	241	18	118	122	33	59	47	3	M
1985	3	M	190	124	145	225	89	80	2	1	M
1986	5	12	101	53	302	199	2	54	4	2	17
1987	2	55	119	167	167	28	33	57	30	8	M
1988	(M)	88	123	33	66	179	76	121	18	0	2
1989	12	46	358	239	105	(M)	41	111	5	0	0
1990	3	93	108	213	5	172	179	38	4	14	M
1991	51	93	43	64	2	54	33	141	9	45	M
1992	3	89	7	54	26	24	62	147	96	2	M
1993	35	164	191	15	88	149	0	63	18	0	0
1994	10	79	64	0	60	21	31	43	0	37	11
1995	14	0	104	254	551	84	83	98	166	16	M
1996	47	113	92	549	250	(M)	1	64	12	16	3
1997	60	77	418	278	76	218	7	41	57	16	M
1998	44	12	(M)	94	96	61	28	12	23	0	M
1999	17	178	88	(M)	(M)	(M)	10	149	67	0	0

Plusieurs méthodes d'approche:

- A- remplacer les données manquantes par celles observées à la station la plus proche (vérifier la proximité et la position en altitude des deux stations) ;
- B- estimer la donnée manquante par la moyenne arithmétique des stations voisines (méthode fiable lorsque les précipitations ne sont pas très irrégulières d'un poste à l'autre « on peut tolérer une différence de 10% ») ;
- C- pondérer les précipitations observées dans les stations voisines par l'inverse des carrés des distances Di qui séparent ces stations avec la station où les données manquent ;
- D- la reconstitution se fait par le biais de procédé de la régression linéaire simple ;
- E- Estimer par la tendance annuelle des stations pluviométriques à l'échelle de la région : Ainsi on peut calculer la valeur manquante P(x,m) en fonction de:

a. Le comblement des données manquantes:

$$P_{x,m} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \underbrace{\frac{P_{i,m}}{P_{i,a}}}_{\alpha_i} P_{x,a} \quad \text{Pour } i \neq x$$

Avec :

Pi,a: Précipitation annuelle à la station i

$P_{i,m}$: Précipitation mensuelle à la station i
 $P_{x,a}$: Précipitation annuelle à la station x
 $P_{x,m}$: Précipitation manquante mensuelle à la station x
 n : est le nombre de stations existantes.
 α_i : représente la tendance annuelle entre les stations i et x

Exemple de calcul

On connaît aux stations X, A, B, C les précipitations inter annuelles. Les précipitations sont connues aux stations A, B et C. On voudrait estimer la donnée manquante à la station X.

Station	P mensuelle (mm)	P annuelle (mm)
X	P_X	37,9
A	4,1	43,8
B	3,7	36,6
C	5,1	41,9

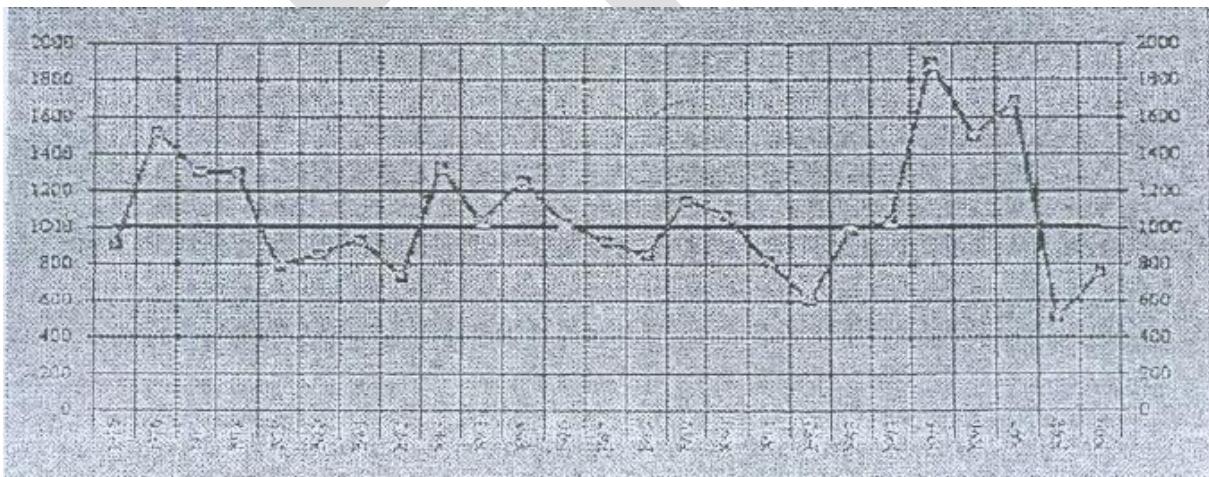
$$P_{x,m} = \frac{1}{3} [P_{x,a} \left[\frac{P_A}{P_{A,a}} + \frac{P_B}{P_{B,a}} + \frac{P_C}{P_{C,a}} \right]]$$

$$P_{x,m} = \frac{1}{3} [37,9 \left[\frac{4,1}{43,8} + \frac{3,7}{36,6} + \frac{5,1}{41,9} \right]]$$

$$P_{x,m} = 4\text{mm}$$

b. Méthodes graphiques de contrôle et d'homogénéisation.

La représentation graphique de la série chronologique de la pluie annuelle donne une idée sur la tendance pluviométrique et permet de ressortir les excédents et les déficits d'apports pluviométriques (années humides et années sèches) enregistrées en une station donnée.



Les techniques graphiques existent et permettent de vérifier et confirmer l'existence d'une hétérogénéité dans une série pluviométrique. Parmi ces méthodes on a:

b1. Contrôle par le cumul des écarts à la moyenne ou à l'écart type

b2. La méthode du double cumul : L'homogénéisation par cette technique graphique nécessite la connaissance d'une série de données annuelles et homogènes et observées dans une station de référence dite station témoin ou station de base, voisine et régionale avec la station à corriger. La méthode du double cumul est une méthode bidimensionnelle. Elle est employée pour évaluer, s'il y a lieu, la présence d'une anomalie dans la série étudiée pour la corriger.

Principe de la méthode:

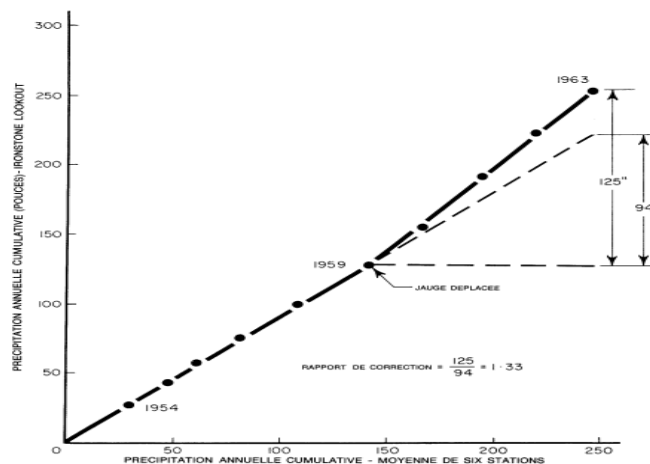
Il s'agit de comparer la tendance de la station étudiée par rapport à celle de la station témoin, en traçant le graphe des données cumulées à la station étudiée par rapport aux données cumulées de la station témoin.

La méthode est fondée sur le principe suivant:

En l'absence d'anomalie, deux stations A, B, voisines mesurent chaque année une pluviométrie annuelle dans un rapport sensiblement constant d'une année à l'autre, que l'année soit sèche ou humide. Soit:

$$\frac{P_A(i)}{P_B(i)}$$

En conséquence les points M(i) de coordonnées les pluies cumulées calculées à chaque station A et B jusqu'à l'année i sont pratiquement alignés. En revanche si une erreur systématique à la station étudiée s'est produite alors la droite des doubles cumuls présenterait une cassure de sa pente à l'année de l'introduction de l'erreur.



Procédure de l'homogénéisation:

Comment procéder à la correction?

La procédure de correction des données de la portion du graphe non fiable se fait en prolongeant la pente la plus fiable selon la formule:

$$P_{\text{corrigé}} = \frac{S_{\text{ajusté}}}{S_{\text{observé}}} P_{\text{observé}}$$

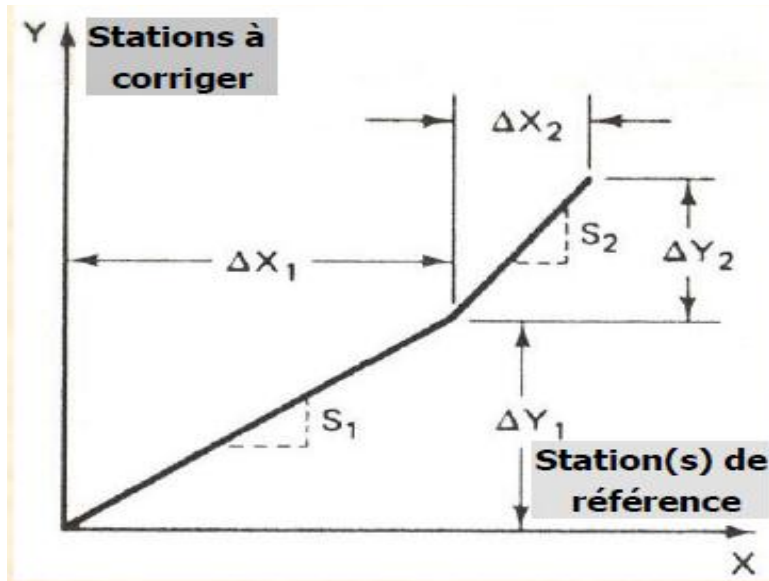
Avec :

$P_{\text{observé}}$ est la précipitation mesurée

$P_{\text{corrigé}}$ est la précipitation corrigée

$S_{\text{ajusté}}$ est la pente de la portion du graphe fiable

$S_{\text{observé}}$ est la pente de la portion du graphe à corriger

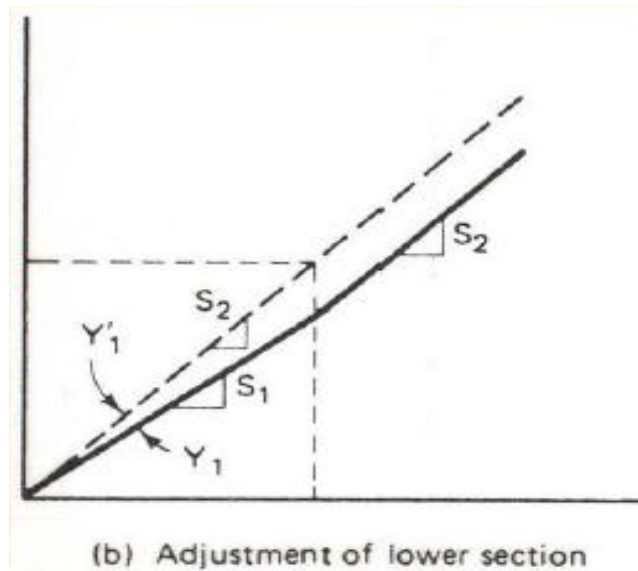


Corrélation des doubles cumuls peut renseigner sur la qualité des données des Précipitations par changement de pente

Si correction partie inférieur:

$$Y'_1 = \frac{S_2}{S_1} Y_1$$

$$S_i = \frac{\Delta Y_i}{\Delta X_i}$$



Si correction partie Supérieur:

$$Y_2' = \frac{S_1}{S_2} Y_2$$

