

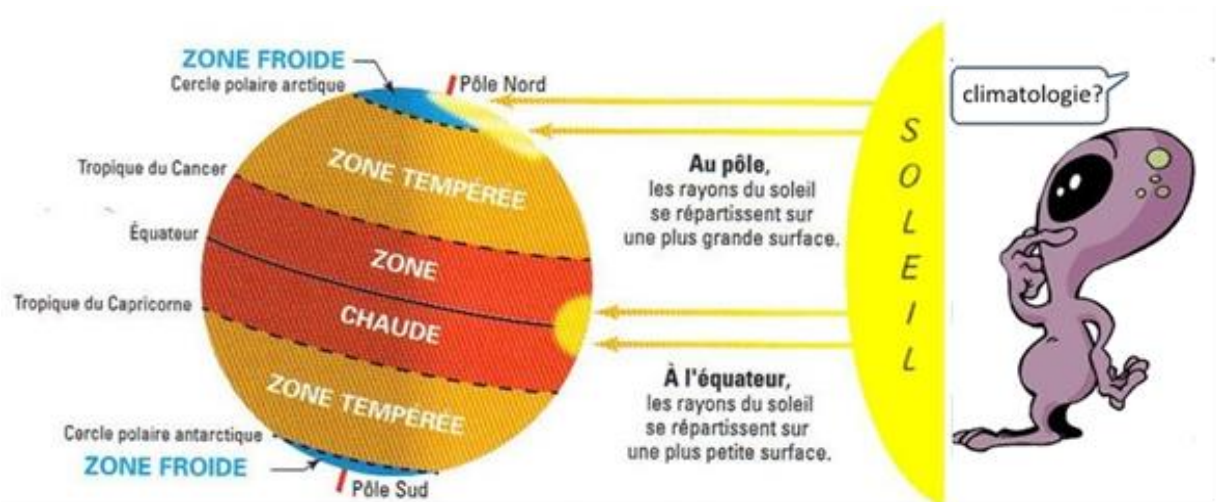


**Polycopié intitulé :**

## **CLIMATOLOGIE**

**« COURS ET TD »**

Destiné aux étudiants de 3<sup>ème</sup> année Licence, Spécialité Géologie appliquée



Préparé par

Dr. OTMANE Abdelkader

2022 - 2023

## **Avant - propos**

Ce cours est structuré en cinq chapitres. L'on a préféré commencer par un chapitre introductif, afin de comprendre la notion du climat et distinguer entre climatologie et météorologie.

Le chapitre II : vise la structure atmosphérique, les types des nuages, la composition de l'atmosphère, les flux de l'énergie solaire dans l'atmosphère, ainsi que la circulation générale des masses d'air.

Le chapitre III : aborde le processus de déclenchement des précipitations, les différents types de pluies, ainsi que les appareillages de mesure des précipitations.

Le chapitre IV : présente l'évapotranspiration. Ce chapitre vise à doter les étudiants des connaissances et compétences pour les rendre capable à : comprendre l'évaporation et la transpiration ; distinguer entre l'évapotranspiration potentielle, maximale et réelle ; déterminer les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle et potentielle.

Le chapitre V : traite l'étude climatique. Cette partie du cours aborde les caractéristiques des climats du monde, le phénomène de réchauffement climatique, ainsi que les différentes méthodes utilisées pour la détermination du régime climatique.

Donc dans ce cours de climatologie : L'étudiant sera en mesure de comprendre : le processus de déclenchement des précipitations, les différents phénomènes météorologiques qui contrôlent le climat (leurs mesures et leurs interactions), et surtout de maîtriser les méthodes de détermination du régime climatique.

## Table des matières

Avant - propos

Sommaire, listes des figures et liste des tableaux

### *Chapitre I : Généralités*

<b>1. Définitions</b> .....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
<b>2. Quelle est la différence entre climatologie et météorologie ?</b> .....	<b>1</b>
<b>3. Les climats du monde</b> .....	<b>1</b>
<b>4. Le cycle de l'eau et le bilan hydrologique</b> .....	<b>2</b>
<b>4.1. Stocks, flux et renouvellement</b> .....	<b>3</b>
<b>4.2. Inertie de système</b> .....	<b>4</b>
<b>4.3. Éléments du bilan hydrologique</b> .....	<b>5</b>
<b>4.3.1. Infiltration</b> .....	<b>5</b>
<b>4.3.2. Transpiration et évaporation</b> .....	<b>6</b>
<b>4.3.3. Recharge profonde</b> .....	<b>6</b>
<b>4.3.4. Ruissellement de surface</b> .....	<b>6</b>
<b>4.3.5. Ruissellement de sub-surface (Débit latéral)</b> .....	<b>7</b>
<b>4.3.6. Débit de base</b> .....	<b>7</b>
<b>4.3.7. Les précipitations</b> .....	<b>7</b>
<b>4.4. Etude de la pluie dans l'espace</b> .....	<b>8</b>
4.4.1. Méthode de la moyenne arithmétique .....	<b>8</b>
4.4.2. Méthode des polygones de Thiessen .....	<b>9</b>
4.4.3. Méthode des isohyètes.....	<b>9</b>
<b>Travaux dirigés</b> .....	<b>11</b>
<b>TD 1 : Evolution temporelle de la pluie</b> .....	<b>11</b>
<b>TD 2 : Analyse temporelle de la pluie</b> .....	<b>11</b>

### *Chapitre II : Atmosphère*

<b>1. Atmosphère terrestre</b> .....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
<b>2. La structure de l'atmosphère</b> .....	<b>15</b>
<b>3. Nuages</b> .....	<b>16</b>
<b>4. Constitution de l'atmosphère</b> .....	<b>18</b>
<b>4.1. Composition de l'atmosphère</b> .....	<b>18</b>
<b>4.1.1. Atmosphère sèche</b> .....	<b>18</b>
<b>4.1.2. Mélange air-eau</b> .....	<b>18</b>
<b>4.2. Champ vertical des pressions</b> .....	<b>19</b>
<b>4.3. Champ vertical des températures</b> .....	<b>19</b>
<b>4.3.1. Gradient vertical moyen</b> .....	<b>19</b>

4.3.2.	Gradient vertical de l'adiabatique sèche .....	19
4.3.3.	Gradient vertical de l'adiabatique humide .....	20
4.3.4.	Gradient vertical du point de rosée .....	20
5.	L'atmosphère collecteur de chaleur.....	20
5.1.	L'énergie solaire (rayonnement solaire).....	20
5.2.	Diffusion et absorption de l'énergie solaire dans l'atmosphère.....	20
5.2.1.	La diffusion .....	20
5.2.2.	L'absorption.....	21
5.3.	Rayonnement terrestre .....	21
6.	Les masses d'air.....	21
6.1.	Température pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé (t'w).....	21
6.1.1.	Masses d'air du type radiatif ;.....	22
6.1.2.	Masses d'air sont dites du type convectif : .....	22
6.2.	Température et humidité.....	22
7.	Circulation générale dans l'atmosphère .....	23
7.1.	Répartition méridienne.....	23
7.1.1.	La rotation terrestre.....	24
7.1.2.	Influence de la répartition des terres et des océans.....	24
7.2.	Les dépressions et les anticyclones :.....	24
7.3.	Les cyclones tropicaux .....	25
7.4.	Alizes.....	26
	Travaux dirigés.....	28
	TD 3 : Analyses des températures .....	28

<b><i>Chapitre III : Précipitations</i></b>
---

1.	Déclenchement des précipitations.....	31
2.	Les types des précipitations.....	32
2.1.	Précipitations de convection .....	32
2.2.	Précipitations orographiques : .....	33
2.3.	Précipitations de front : .....	33
2.3.1.	Les fronts froids :.....	34
2.3.2.	Les fronts chauds :.....	34
2.3.3.	Les fronts occlus : .....	35
3.	Précipitations solides.....	37
3.1.	La grêle.....	37
3.2.	La neige : .....	37
4.	Appareillages de mesure.....	38
4.1.	Les pluviomètres.....	38

4.2.	Les pluviographes.....	38
4.2.1.	Mesure de l'équivalent en eau des chutes de neige.....	40
4.2.2.	Précision des appareils.....	40
4.3.	Les nivomètres.....	41
4.3.1.	Mesures par sondage.....	41
4.3.2.	Mesures en continu du poids.....	41
4.3.3.	Nivomètres à rayonnement g.....	41
4.4.	Stations pluviométriques.....	42
4.4.1.	Le site.....	42
4.4.2.	Précautions d'installation.....	43
	Travaux dirigés.....	44
	TD 4 : Analyse spatiale des précipitations.....	44

<i>Chapitre IV : Interception, Evaporation et Evapotranspiration</i>
--

1.	Introduction.....	49
2.	Interception.....	49
3.	L'évaporation et la transpiration.....	49
3.1.	Processus physique de l'évaporation.....	50
4.	Mesure de l'évaporation.....	50
4.1.	Méthode directe.....	50
4.2.	Méthode empirique.....	51
4.3.	Méthode analytique.....	52
4.3.1.	Méthode du bilan hydrique.....	52
5.	Mesure de la transpiration.....	52
5.1.	Méthode hygrométrique.....	52
5.2.	Méthode utilisant les indicateurs.....	52
5.3.	Phytomètre.....	52
6.	Evapotranspiration Potentielle, maximale et réelle.....	53
6.1.	Mesures directes.....	54
6.2.	Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) :.....	55
6.2.1.	Formule de Turc.....	55
6.2.2.	Méthode de Thornthwaite.....	56
6.2.3.	Méthode de Penman-Monteith, 1948.....	56
6.3.	Estimation de l'Evapotranspiration réel (ETR).....	57
6.3.2.	A partir du bilan hydrique.....	57
7.	Mesures des paramètres physiques conditionnant l'évaporation.....	59
7.1.	Mesure des températures.....	59
7.2.	Mesure de l'humidité de l'air.....	59

7.2.1. Psychromètre .....	59
7.2.2. Hygromètre enregistreur .....	60
7.3. Mesure des pressions .....	60
7.4. Mesure du rayonnement solaire.....	60
7.5. Mesure du vent .....	61
Travaux dirigés.....	62
TD 5 : L'évapotranspiration réelle et le déficit d'écoulement .....	62
TD 6 : L'évapotranspiration potentielle .....	63

<i>Chapitre V : Régime climatique</i>
---------------------------------------

1. Introduction .....	66
2. Classification et caractéristiques climatiques .....	66
2.1. Climats locaux et microclimats .....	67
3. Changement et variabilité climatique .....	68
4. La sécheresse .....	68
5. La variabilité climatique.....	69
5.1. Indice Standardisé des Précipitations (SPI : Standardized Precipitation Index).....	69
5.2. Indices climatiques d'humidité (CMI : Climatic Moisture Index) .....	69
5.3. Tests de Détection des ruptures.....	70
5.3.1. Test de Pettitt .....	70
5.3.2. La méthode bayésienne .....	71
5.3.3. La procédure de segmentation d'Hubert .....	71
6. Le Changement climatique (réchauffement climatique) .....	72
6.1. Qu'est-ce qu'un gaz à effet de serre ?.....	73
6.2. Evolution de la concentration des gaz à effet de serre .....	73
6.2.1. La fumée noire .....	74
6.2.2. Les aérosols .....	75
6.2.3. Le dioxyde de soufre SO <sub>2</sub> .....	75
6.3. Qu'est-ce que l'effet parasol ? .....	76
6.4. Variations du climat et de la composition de l'air en fonction du temps.....	76
6.5. Quelles sont les conséquences probables du réchauffement climatique ? .....	77
7. Etude du régime climatique .....	78
7.1. Visualisation graphique : Méthode des courbes pluviothermiques .....	78
7.2. Les indices climatiques.....	79
Travaux dirigés.....	83
TD 7 : Le régime climatique .....	83
Références .....	88

## Liste des figures

<b>Chapitre I : Généralité</b>	
Figure I. 1. Climats du monde .....	2
Figure I. 2. Cycle hydrologique.....	3
Figure I. 3. Inertie de système .....	5
Figure I. 4. Processus verticaux du cycle hydrologique (Arnold et al., 1998) .....	5
Figure I. 5. Flux latéraux du cycle hydrologique (Arnold et al., 1998).....	7
Figure I. 6. Répartition des pluies à la surface du globe .....	8
Figure I. 7. Polygones de Thiessen (Brassel and Reif, 1979).....	9
Figure I. 8. Carte isohyète .....	10
<b>Chapitre II : Atmosphère</b>	
Figure II 1. Structure verticale de l'atmosphère.....	16
Figure II 2. Classification des nuages.....	17
Figure II 3. Circulation générale des masses d'air .....	23
Figure II 4. Dépressions et Anticyclones .....	25
Figure II 5. Cyclone tropical .....	26
Figure II 6. Les Alizes .....	27
<b>Chapitre III : Précipitations</b>	
Figure III 1. Vitesse de chute en fonction du diamètre de gouttelette (Réméniéras, 1963) .....	31
Figure III 2. Précipitations de convection .....	32
Figure III 3. Précipitations orographiques.....	33
Figure III 4. Précipitations de front (Laborde, 2007) .....	33
Figure III 5. Front froid .....	34
Figure III 6. Front chaud .....	35
Figure III 7. Front occlus.....	36
Figure III 8. Naissance et évolution d'une perturbation cyclonique .....	37
Figure III 9. Pluviomètre .....	38
Figure III 10. Pluviographe (à auget basculeur / à siphon) .....	39
Figure III 11. Nivomètre à rayonnement g .....	42
Figure III 12. Station climatique en montagne (CNRS Mont Lozère) .....	43
Figure III 13. Exemple d'installation d'une station climatologique (Bureau d'étude Russe, HAURAN, SYRIE).....	43

## ***Chapitre IV : Interception, Evaporation et Evapotranspiration***

Figure IV 1. Bac US Weather Bureau classe A.....	50
Figure IV 2. Bac Colorado .....	51
Figure IV 3. Hygromètre .....	52
Figure IV 4. Phytomètre .....	53
Figure IV 5. Mesure directe de l'ETR .....	54
Figure IV 6. Psychromètre .....	59
Figure IV 7. Baro-Thermo-hygrographe .....	60
Figure IV 8. Héliographe de Campbell-Stockes.....	61
Figure IV 9. Anémomètre girouette et enregistreur .....	61

## ***Chapitre V : Régime climatique***

Figure V 1. La combustion de carburants fossiles et l'effet de serre .....	72
Figure V 2. Rayonnement infrarouge terrestre intercepté par les gaz à effet de serre.....	72
Figure V 3. La température et l'effet de serre .....	73
Figure V 4. Evolution depuis 1850 des teneurs atmosphériques de plusieurs gaz à effet de serre (CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O et CFC) .....	74
Figure V 5. Les émissions anthropiques de SO <sub>2</sub> (en millions de tonnes de soufre par an) .....	75
Figure V 6. Impact des effets de serre et parasol sur le bilan énergétique de la terre .....	76
Figure V 7. Variation temporelle de CH <sub>4</sub> , CO <sub>2</sub> et climat depuis des milliers d'années .....	77
Figure V 8. Conséquences de réchauffement climatique .....	78
Figure V 9. Diagramme de Bagnouls-Gaussen .....	78
Figure V 10. Diagramme de E. De Martonne .....	80
Figure V 11 Diagramme d'Emberger .....	81

### ***Liste des tableaux***

Tableau I 1. Répartition des eaux sur le globe terrestre (Gleick, 1993) .....	3
Tableau II 1. Composition de l'atmosphère sèche .....	18
Tableau V 1. Caractéristiques des principaux climats dans le monde (Amyotte, 1995) .....	66
Tableau V 2. Classification de la sécheresse en rapport avec la valeur SPI (Wu et al., 2001).....	69



## Généralités



*A la fin de ce chapitre l'étudiant sera capable de :*

- *Comprendre la notion du climat et distinguer entre climatologie et météorologie ;*
- *Identifier les climats du monde ;*
- *Déterminer les différents éléments du bilan hydrologique ;*
- *Evaluer, élaborer et interpréter l'évolution spatio-temporelle de la pluie ;*

### 1. Définitions

La climatologie est l'étude du climat et de l'état moyen de l'atmosphère, c'est-à-dire la succession des conditions météorologiques sur de longues périodes dans le temps (OMM, 2017). La climatologie s'appuie sur des relevés météorologiques historiques, comme sur des mesures relevées par satellite, mais aussi l'épaisseur du manteau neigeux, le recul des glaciers, l'analyse chimique de l'air emprisonné dans la glace, etc. La connaissance de nombreux paramètres, comme la température à différentes altitudes, l'influence des gaz à effet de serre, l'humidité relative, l'évaporation océanique, est nécessaire pour produire des modèles climatiques numériques et anticiper les changements du climat que l'on peut prévoir à plus ou moins long terme (30 ans). Si la climatologie s'intéresse essentiellement à l'étude et à la classification des climats existants sur terre, une partie de la discipline traite aussi de l'interaction entre climat et société ; que ce soit l'influence du climat sur l'Homme ou de l'Homme sur le climat (Hufty, 2001; Félice, 2006).

### 2. Quelle est la différence entre climatologie et météorologie ?

La climatologie étudie les composantes et les variations des climats sur la surface de la terre. Elle se préoccupe alors davantage des facteurs géographiques (répartition des terres et des mers, volumes de relief...) pour expliquer les irrégularités et définir les différents types de climat.

Le climat définit et explique les conditions de l'atmosphère au-dessus d'un lieu à moyen et long terme (mesurés sur trente ans) avec des caractères relativement constants, alors que la météorologie s'intéresse au court terme et notamment aux prévisions sur quelques jours, car la météo est susceptible de changer d'une heure à l'autre et d'un jour à l'autre (Doutreloup, 2016). En règle générale, le climat ne varie pas, ou assez peu, en un endroit donné du globe, sur une durée de l'échelle du siècle. Mais sur des temps géologiques, le climat peut changer considérablement. L'étude des climats passés est la paléoclimatologie (Félice, 2006).

### 3. Les climats du monde

Les régions continentales du globe connaissent un climat (un régime météorologique) qui dépend de leur latitude (positionnement nord-sud), de leur altitude et de la distance qui les sépare des principaux plans d'eau de la Terre (mers et océans) (Clozier, 1941). La carte ci-dessous montre un découpage des continents selon 8 différents types de régimes météorologiques (Fig. I 1).

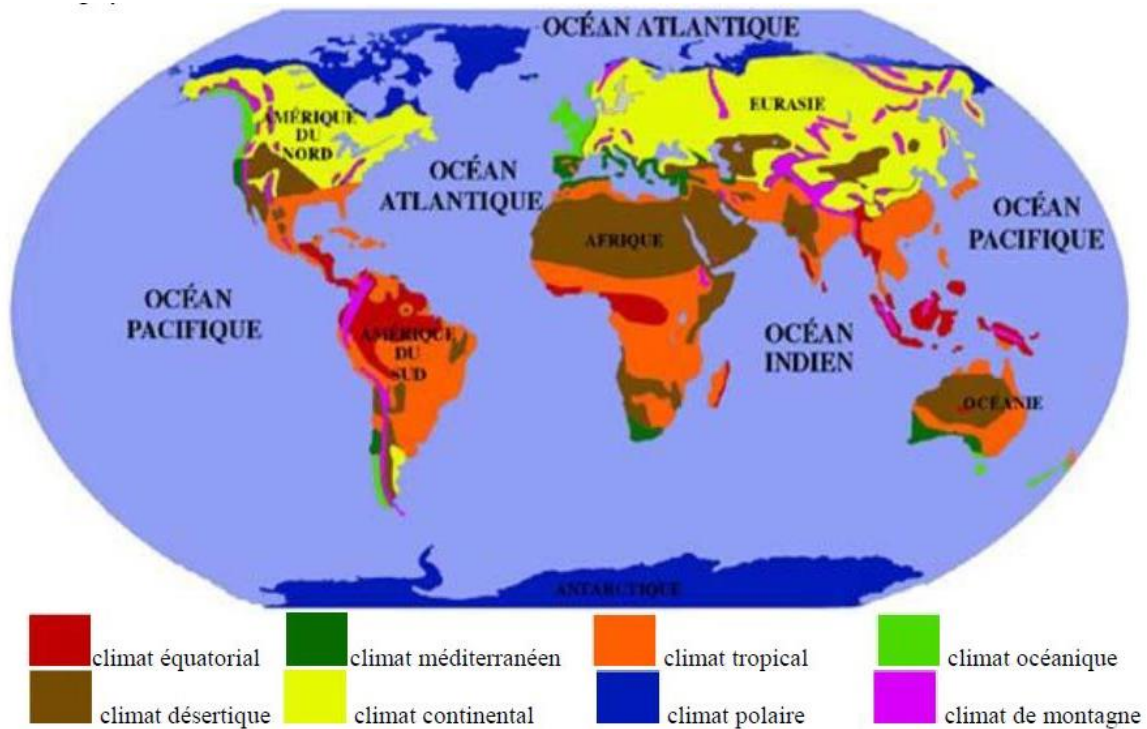


Figure I. 1. Climats du monde d'après l'OMM (2017)

#### 4. Le cycle de l'eau et le bilan hydrologique

Le cycle de l'eau, appelé aussi cycle hydrologique, est l'ensemble des cheminements que peut suivre une particule d'eau (Fig. I 2). 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 (Laborde, 2007).

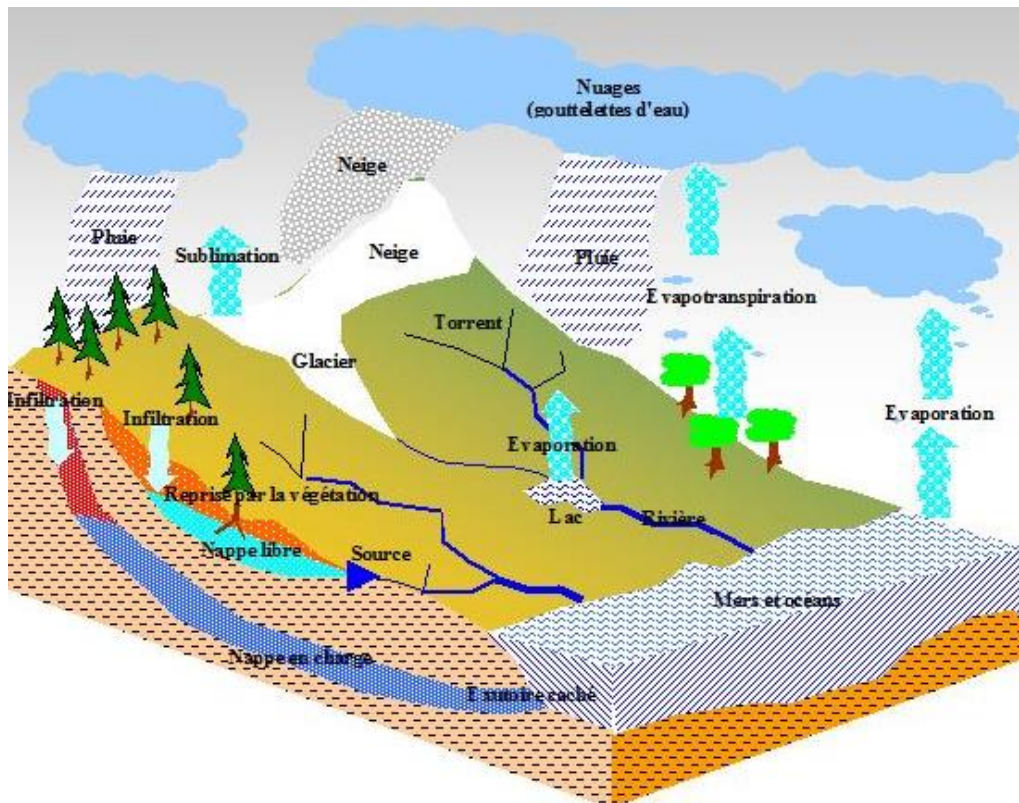


Figure I. 2. Cycle hydrologique d'après Laborde (2007)

#### 4.1.Stocks, flux et renouvellement

En surface, les terres émergées ne représentent que 146 106 km<sup>2</sup> sur une surface totale de la planète de 510 106 km<sup>2</sup> (soit sensiblement 1/4). Cette disparité entre océans et terres est beaucoup plus accentuée entre eaux douces et eaux salées.

Le bilan des eaux sur le globe a été établi approximativement dans le Tableau 1.1

Tableau I 1. Répartition des eaux sur le globe terrestre (Gleick, 1993)

Lieux	Volumes (1000 km <sup>3</sup> )	% du volume total
Lacs d'eau douce	125	0.620
Rivières	1.25	
Humidité du sol	65	
Eaux souterraines	8250	
Lacs salés	105	0.008
Atmosphère	13	0.001
Calotte glaciaire et neige	29200	2.100
Mers et océans	1320 000	97.250
<b>Total</b>	<b>1360 000</b>	<b>100.00</b>

D'après ce bilan, seulement 2.8% environ du total constituent le volume d'eau douce. L'homme ne peut contrôler et exploiter qu'une part très faible de cette eau douce.

## 4.2. Inertie de système

On appelle "taux de renouvellement" le rapport du stock au flux qui l'alimente et "temps de séjour" l'inverse du taux de renouvellement. Plus le temps de séjour est important, plus l'inertie du système est importante : c'est par exemple le cas des eaux souterraines où il atteint couramment, pour des nappes importantes, 10 à 50000 ans ; en revanche la quasi-totalité des eaux continentales ont un temps de séjour relativement limite, de l'ordre de quelques jours à un an.

Avant d'aborder ce sujet, il est indispensable de répondre aux questions suivantes :

- a) D'où vient l'eau de sources et des rivières ?
- b) D'où provient l'eau de la pluie ?
- c) Pourquoi la mer ne se remplit pas ?

La réponse à ses questions dépend des échelles de temps et de l'espace.

A l'échelle planétaire ou continentale, l'eau s'évapore des océans pour former des nuages. Ces derniers se déplacent vers les continents et se transforment partiellement en pluie. Ces précipitations alimentent les rivières et les nappes aquifères dont un notable volume retourne à son point de départ, les océans, pour boucler ce que l'on appelle « le cycle hydrologique » (Fig. I 2). Ce cycle est perturbé par l'homme (barrages, irrigation, pollution)

Sous l'effet du rayonnement solaire, l'eau évaporée (E) 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 (P) 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 R) ou encore s'infiltrer dans le sol. Il peut aussi y avoir emmagasinement temporaire de l'eau infiltrée (I) 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 (Fig. I 3).

Ces divers mécanismes sont rendus possibles par un élément moteur, le soleil, organe vital du cycle hydrologique.

Le bilan hydrologique peut s'exprimer par l'équation suivante :

$$P = E + R + I \tag{I. 1}$$

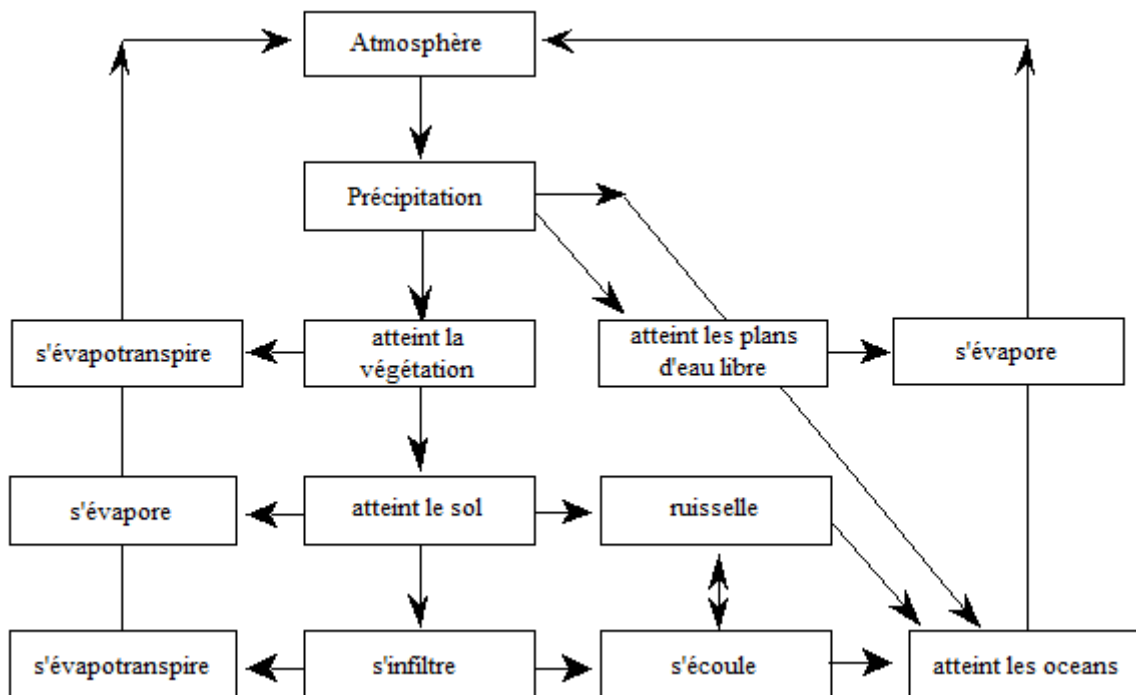


Figure I. 3. Inertie de système d'après Laborde (2007)

### 4.3.Éléments du bilan hydrologique

#### 4.3.1. Infiltration

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 (Fig. I 4). Le taux d'infiltration est donné par la tranche ou le volume d'eau qui s'infiltré par unité de temps (mm/h ou m<sup>3</sup>/s). La capacité d'infiltration est la tranche d'eau maximale qui peut s'infiltrer par unité de temps dans le sol et dans des conditions données.

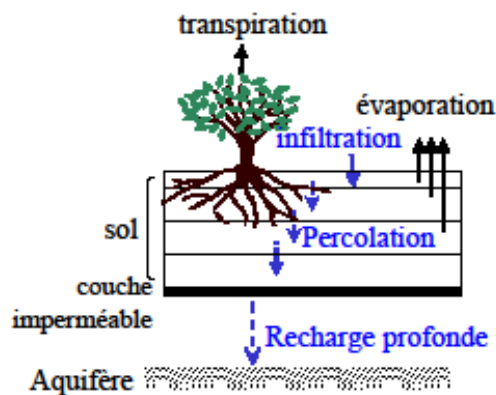


Figure I. 4. Processus verticaux du cycle hydrologique (Arnold et al., 1998)

### 4.3.2. Transpiration et évaporation

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 :

a) *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.

b) *L'évapotranspiration de référence (ET0) :*

Anciennement évapotranspiration potentielle, c'est la quantité maximale d'eau susceptible d'être perdue en phase vapeur, sous un climat donné, par un couvert végétal continu spécifié 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. En général, des analyses spécifiques d'évaporation devront être faites pour des études de bilan et de gestion de l'eau par les plantes.

### 4.3.3. Recharge profonde

La recharge de l'aquifère superficiel est fonction des caractéristiques géologiques de l'aquifère et des écoulements profonds à la base du profil de sol. Une fraction de cette recharge peut être acheminée vers l'aquifère profond. De l'eau peut quitter l'aquifère superficiel via évaporation vers les couches sus-jacentes sèches et via pompage racinaire directement dans l'aquifère. Le mouvement de l'eau vers les couches sus-jacentes se représente comme une fonction de la demande d'évapotranspiration et d'un facteur « d'évaporation ».

### 4.3.4. Ruissellement de surface

La détermination de ce flux est obtenue généralement par la méthode du Curve Number (CN), quant à elle, permet le calcul direct du ruissellement de surface. Elle est basée sur une relation empirique (établie à partir de plus de 20 années d'analyse des relations pluie / ruissellement sur des bassins versants différents) d'estimation des volumes de ruissellement sous des occupations du sol et des types de sol variés.

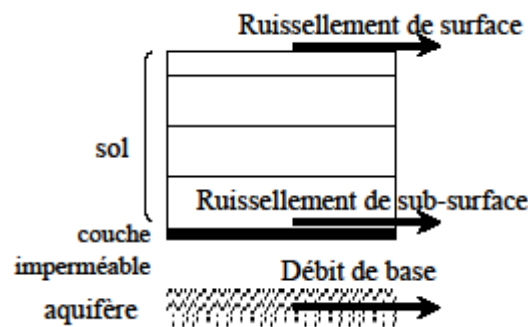


Figure I. 5. Flux latéraux du cycle hydrologique (Arnold et al., 1998)

#### 4.3.5. Ruissellement de sub-surface (Débit latéral)

L'eau percole jusqu'à la base du profil de sol (assimilée à une couche imperméable ou semi-imperméable) où, en s'accumulant, elle peut former une zone saturée (nappe perchée). En se basant sur l'équation de conservation de la masse et en utilisant l'hypothèse de l'approximation de l'onde cinématique (les lignes de flux sont parallèles à la couche imperméable et le gradient hydraulique est égal à la pente), l'écoulement latéral de cette nappe est calculé comme une fonction de la pente et de la longueur du sous bassin, ainsi que de l'humidité, la porosité et la conductivité du sol.

#### 4.3.6. Débit de base

L'aquifère superficiel ne contribue au débit du cours d'eau que si la quantité d'eau stockée dans cet aquifère dépasse une valeur seuil. Le débit issu du réservoir profond est fonction de sa constante de récession.

#### 4.3.7. Les précipitations

Pour un bassin versant ou une région donnée, les stations pluviométriques forment un réseau d'observations. Les données relatives aux stations sont d'une haute importance pour : les statistiques climatiques, la planification, 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...

La représentativité des précipitations par les mesures est fonction du réseau d'observation. Plus celui-ci est dense, l'information est meilleure et plus l'ensemble des mesures est représentatif de la lame d'eau tombée sur une surface donnée.

L'ingénieur devra donc faire appel à son expérience de terrain pour planifier un réseau. Il tiendra compte du relief et du type de précipitations (frontales, orographiques, convectives). Il s'assurera également des facilités d'accès, de contrôle et de transmission des informations (par l'homme ou par télétransmission : téléphone, satellite, etc.).



#### 4.4. Etude de la pluie dans l'espace

L'apparition de précipitations est liée au mouvement des masses d'air (Fig. I 6) ; or, leur déplacement est fortement influencé par le relief et cela à différentes échelles, par exemple le massif montagneux (effet de foehn) ou le relief de côte (phénomène d'abris).

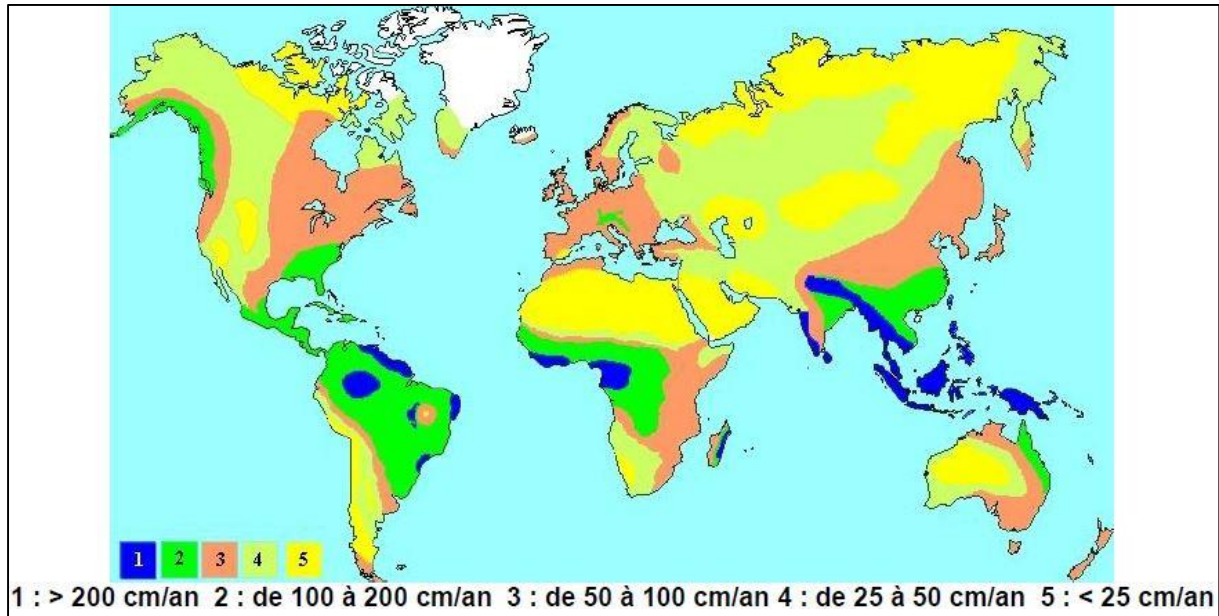


Figure I. 6. Répartition des pluies à la surface du globe d'après Carto-mondo (2014)

Etudier la pluie dans l'espace ne peut donc généralement se faire qu'en tenant compte du relief à moins que la densité de pluviomètres soit suffisante, ce que l'on rencontre rarement et que sur de petites surfaces.

Considérons un réseau pluviométrique de  $n$  stations dans un bassin donné. Notons  $P_i(x,y,t)$  les pluies relevées à chaque station  $i$ . 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.

##### 4.4.1. Méthode de la moyenne arithmétique

Cette méthode est utilisée quand le réseau de mesure a une répartition homogène. Elle 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.

$$P_{moyenne} = \left(\frac{1}{n}\right) \sum P_i \quad (\text{I. 2})$$

Cette méthode n'est pas très rigoureuse car elle ne tient pas compte de la répartition spatiale des stations sur le bassin.

#### 4.4.2. Méthode des polygones de Thiessen

Cette méthode appelée encore moyenne pondérée est utilisée quand le réseau de mesure a une répartition non homogène (Fig. I 7). La précipitation moyenne pondérée  $P_{\text{moy}}$  pour le bassin, se calcule alors en effectuant la somme des précipitations  $P_i$  de chaque station, multipliées par leur facteur de pondération ( $\alpha_i$ ), 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 (Brassel et Reif, 1979)

$$\bar{P}_{BV} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i S_i}{\sum_{i=1}^n S_i} = \sum_{i=1}^n \alpha_i P_i \quad \text{Avec} \quad \alpha_i = \frac{S_i}{\sum_{i=1}^n S_i} \quad (\text{I. 3})$$

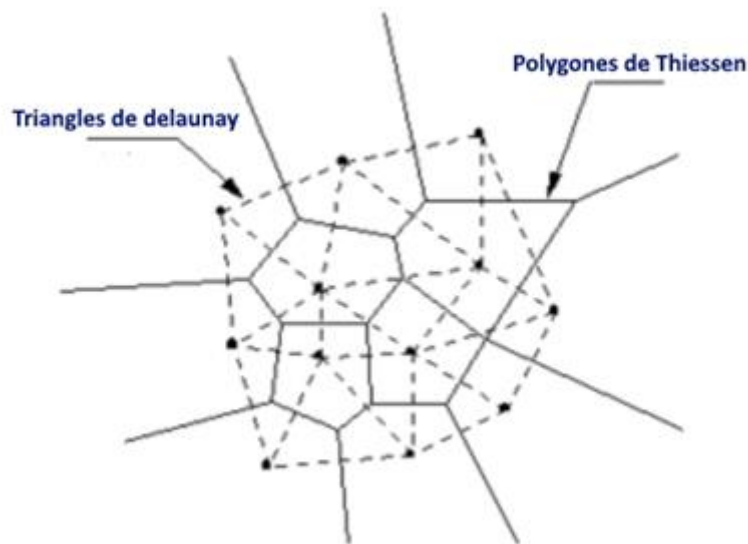


Figure I. 7. Polygones de Thiessen (Brassel et Reif, 1979)

On remarque alors que les termes  $\alpha_i$  appelés coefficients de Thiessen ne dépendent que de la répartition spatiale des postes par rapport au bassin versant. Ils ne dépendent pas de la pluie, donc la construction géométrique est à faire une fois pour toutes et on appliquera  $\alpha_i$  à toutes les averses à étudier.

#### 4.4.3. Méthode des isohyètes

Les isohyètes sont des lignes de même pluviosité (iso-valeurs de pluies annuelles, mensuelles, Journalières, etc.). Elles sont construites grâce aux valeurs pluviométriques acquises aux stations du bassin et aux autres stations avoisinantes (Fig. I 8). Les méthodes d'interpolation sont nombreuses (Jain and Singh, 2005). 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 :

$$P_{moy} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^k A_i P_i \quad \text{Avec} \quad P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \quad (\text{I. 4})$$

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

$K$  : nombre total d'isohyètes ;

$A_i$  : Surface entre deux isohyètes  $i$  et  $i+1$  ;

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

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

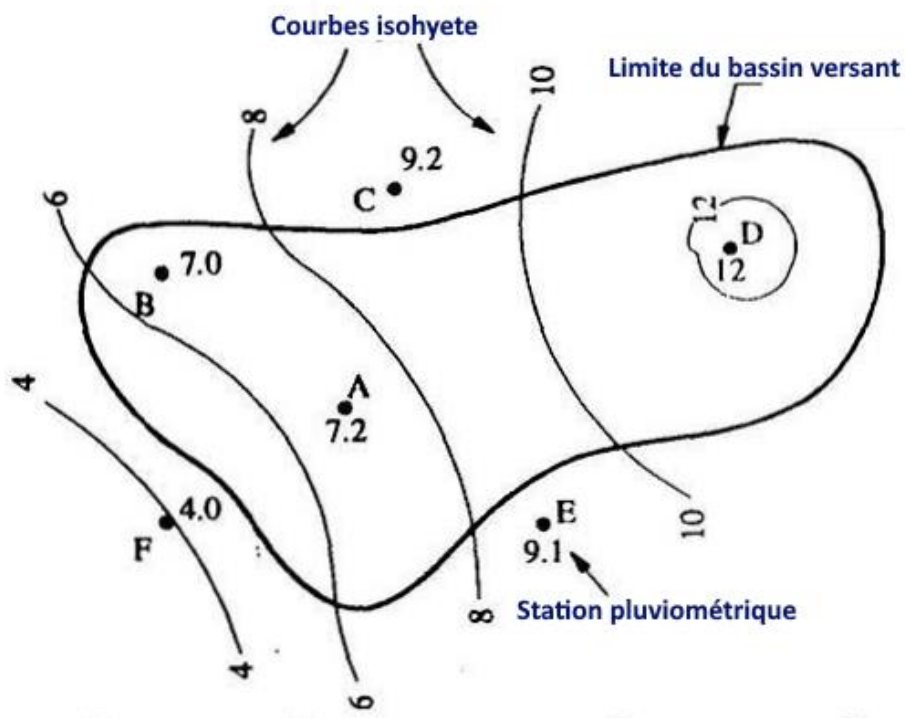


Figure I. 8. La carte isohyète

## Travaux dirigés

### TD 1 : Evolution temporelle de la pluie

Soit la répartition pluviométrique annuelle de la station (Y), présentée dans le tableau (X) :

Années	Pluie en (cm)
<b>1984</b>	32
<b>1985</b>	43
<b>1986</b>	28
<b>1987</b>	56
<b>1988</b>	38
<b>1989</b>	41
<b>1990</b>	37
<b>1991</b>	50

- 1- Calculer la moyenne annuelle des précipitations ?
- 2- Tracer la courbe de la variation annuelle des précipitations ?
- 3- Déterminer les années sèches avec le pourcentage de déficit ?
- 4- Montrer l'année la plus sèche ?

### TD 2 : Analyse temporelle de la pluie

Les valeurs moyennes mensuelles de la pluviométrie (mm) de la station A (1988/89-1998/99).

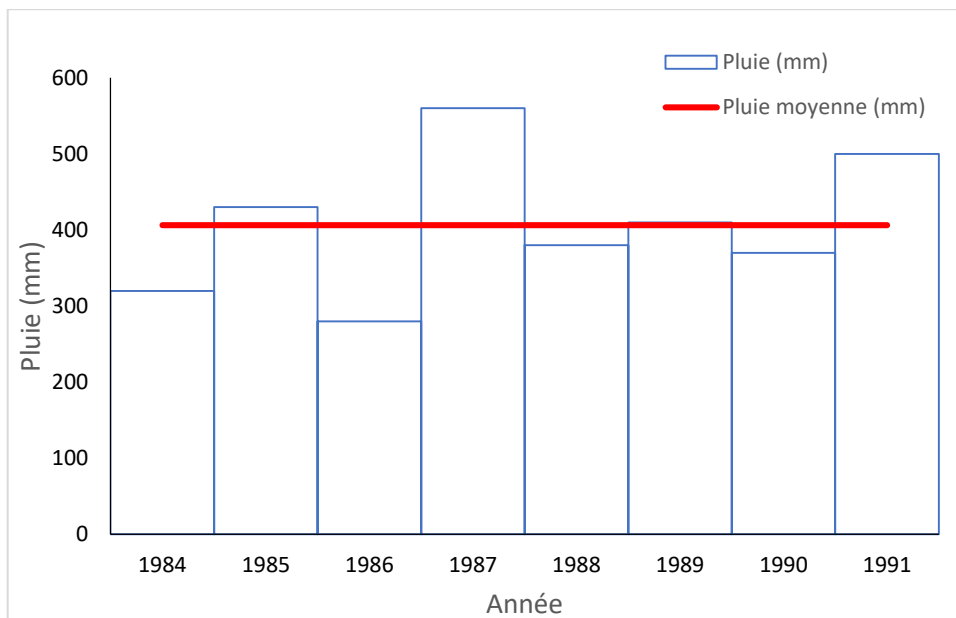
Année	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
<b>1988-1989</b>	29,1	10,4	41,7	12,1	13,5	16,8	161,7	58,9	16,9	8,1	4,2	1,8
<b>1989-1990</b>	11,9	6,3	33,4	6,4	109,9	0	16	37,3	92,5	20,4	0,9	3,9
<b>1990-1991</b>	32,5	17,5	31,5	77,4	39,5	52,4	187,2	6,1	11,8	6	4,8	9,3
<b>1991-1992</b>	16	46,5	17,3	19,9	9	121,4	63,8	78,8	11,1	3,1	0	0
<b>1992-1993</b>	0	5,9	33,6	74	0	74,2	13,8	53,4	75	3,6	0,4	2,5
<b>1993-1994</b>	12,9	32	46,9	20,3	101,2	48,3	4,2	41,9	25,2	0,3	23	0,8
<b>1994-1995</b>	44,6	22,5	26,4	29,3	30,5	58	136,3	36,2	1,9	12,1	0	4,6
<b>1995-1996</b>	18,2	70,8	12,1	71,2	96,4	106,6	80,3	50,9	46,8	22,8	12,1	12,7
<b>1996-1997</b>	17,3	15,7	0,6	19,5	147,4	0	14,1	56,5	18,7	1	2,8	19,7
<b>1997-1998</b>	51,7	31,1	40,8	36,6	34,5	42,7	22,5	20,8	53,7	0	0	4,2
<b>1998-1999</b>	13	10,5	40	8,1	78	51,2	74,6	0	0,9	0	0	0

- 1- Calculer la moyenne annuelle ?
- 2- Calculer la moyenne mensuelle ?
- 3- Calculer la moyenne saisonnière ?
- 4- Tracer les graphes de la variation des précipitations mensuelles et saisonnières ?

**Corrigé type (TD-1) Evolution temporelle de la pluie**

Année	Pluie (cm)	Pluie (mm)
<b>1984-1985</b>	32	320
<b>1985-1986</b>	43	430
<b>1986-1987</b>	28	280
<b>1987-1988</b>	56	560
<b>1988-1989</b>	38	380
<b>1989-1990</b>	41	410
<b>1990-1991</b>	37	370
<b>1991-1992</b>	50	500

1. La moyenne annuelle des précipitations est **406.2mm**.
2. La courbe de la variation annuelle des précipitations



3. Les années sèches avec le pourcentage de déficit :

Année	Pluie (mm)	Pluie moyenne (mm)	Déficit pluviométrique (mm)	Pourcentage de déficit pluviométrique
<b>1984-1985</b>	320	406.2	86.2	<b>21.2%</b>
<b>1986-1987</b>	280	406.2	126.2	<b>31.1%</b>
<b>1988-1989</b>	380	406.2	26.2	<b>06.5%</b>
<b>1990-1991</b>	370	406.2	36.2	<b>08.9%</b>

4. L'année la plus sèche est **1986-1987 avec un pourcentage de déficit de 31.1%**

**Corrigé type (TD-2) Analyse temporelle de la pluie**

La pluie moyenne annuelle durant la période 1988/89-1998/99 est **283 mm** (tableau ci-dessous)

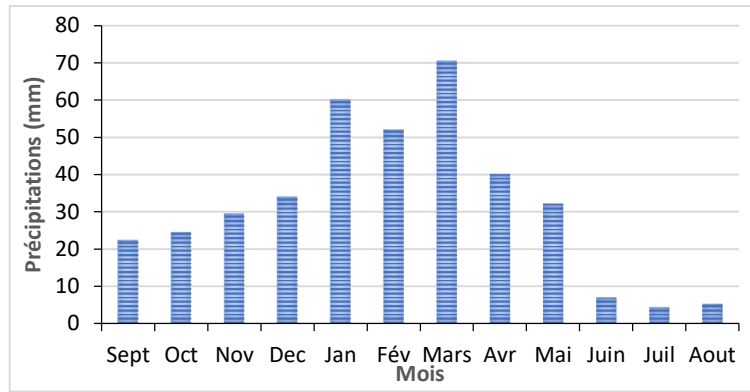
Année	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Pluie annuelle
<b>1988-1989</b>	29.1	10.4	41.7	12.1	13.5	16.8	161.7	58.9	16.9	8.1	4.2	1.8	<b>375.2</b>
<b>1989-1990</b>	11.9	6.3	33.4	6.4	109.9	0	16	37.3	92.5	20.4	0.9	3.9	<b>338.9</b>
<b>1990-1991</b>	32.5	17.5	31.5	77.4	39.5	52.4	187.2	6.1	11.8	6	4.8	9.3	<b>476</b>
<b>1991-1992</b>	16	46.5	17.3	19.9	9	121.4	63.8	78.8	11.1	3.1	0	0	<b>386.9</b>
<b>1992-1993</b>	0	5.9	33.6	74	0	74.2	13.8	53.4	75	3.6	0.4	2.5	<b>336.4</b>
<b>1993-1994</b>	12.9	32	46.9	20.3	101.2	48.3	4.2	41.9	25.2	0.3	23	0.8	<b>357</b>
<b>1994-1995</b>	44.6	22.5	26.4	29.3	30.5	58	136.3	36.2	1.9	12.1	0	4.6	<b>402.4</b>
<b>1995-1996</b>	18.2	70.8	12.1	71.2	96.4	106.6	80.3	50.9	46.8	22.8	12.1	12.7	<b>600.9</b>
<b>1996-1997</b>	17.3	15.7	0.6	19.5	147.4	0	14.1	56.5	18.7	1	2.8	19.7	<b>313.3</b>
<b>1997-1998</b>	51.7	31.3	40.8	36.6	34.5	42.7	22.5	20.8	53.7	0	0	4.2	<b>338.8</b>
<b>1998-1999</b>	13	10.5	40	8.1	78	51.2	74.6	0	0.9	0	0	0	<b>276.3</b>
<b>La pluie moyenne annuelle</b>													<b>383 mm</b>

La pluie moyenne mensuelle (Pmoy. Mens) durant la période 1988/89-1998/99 est calculée comme suite :

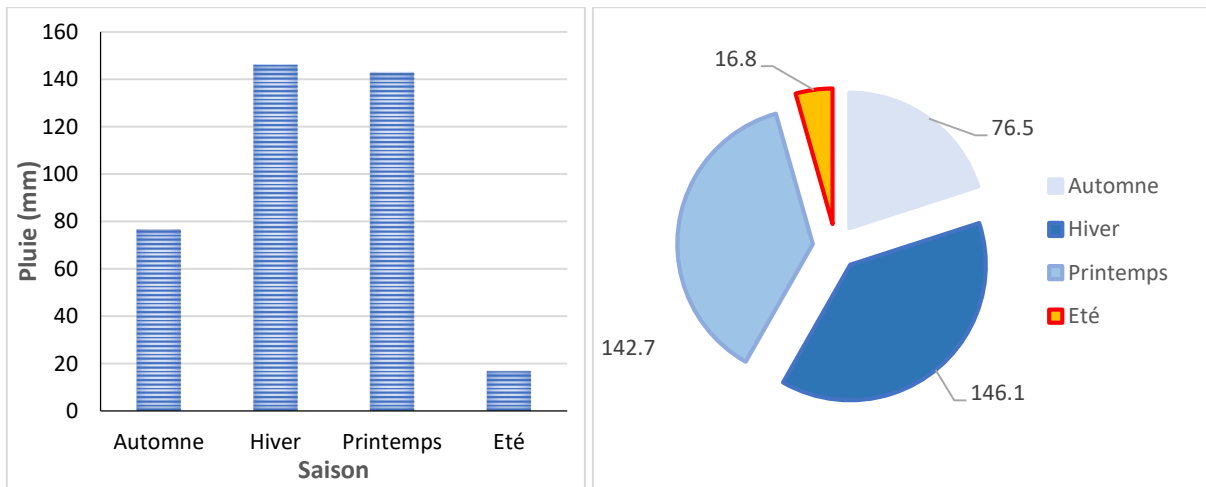
Année	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
<b>1988-1989</b>	29.1	10.4	41.7	12.1	13.5	16.8	161.7	58.9	16.9	8.1	4.2	1.8
<b>1989-1990</b>	11.9	6.3	33.4	6.4	109.9	0	16	37.3	92.5	20.4	0.9	3.9
<b>1990-1991</b>	32.5	17.5	31.5	77.4	39.5	52.4	187.2	6.1	11.8	6	4.8	9.3
<b>1991-1992</b>	16	46.5	17.3	19.9	9	121.4	63.8	78.8	11.1	3.1	0	0
<b>1992-1993</b>	0	5.9	33.6	74	0	74.2	13.8	53.4	75	3.6	0.4	2.5
<b>1993-1994</b>	12.9	32	46.9	20.3	101.2	48.3	4.2	41.9	25.2	0.3	23	0.8
<b>1994-1995</b>	44.6	22.5	26.4	29.3	30.5	58	136.3	36.2	1.9	12.1	0	4.6
<b>1995-1996</b>	18.2	70.8	12.1	71.2	96.4	106.6	80.3	50.9	46.8	22.8	12.1	12.7
<b>1996-1997</b>	17.3	15.7	0.6	19.5	147.4	0	14.1	56.5	18.7	1	2.8	19.7
<b>1997-1998</b>	51.7	31.3	40.8	36.6	34.5	42.7	22.5	20.8	53.7	0	0	4.2
<b>1998-1999</b>	13	10.5	40	8.1	78	51.2	74.6	0	0.9	0	0	0
Pmoy. Mens	22.5 mm	24.5 mm	29.5 mm	34.1 mm	60 mm	52 mm	70.4 mm	40.1 mm	32.2 mm	07 mm	04.4 mm	05.4 mm

La pluie moyenne saisonnière (1988-1999) dans la station A est calculée comme suite :

Année	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
<b>1988-1999</b>	Automne			Hiver			Printemps			Eté		
Pluie mensuelle	22.5	24.5	29.5	34.1	60	52	70.4	40.1	32.2	07	04.4	05.4
<b>Pluie saisonnière</b>	<b>76.5 mm</b>			<b>146.1 mm</b>			<b>142.7 mm</b>			<b>16.8 mm</b>		

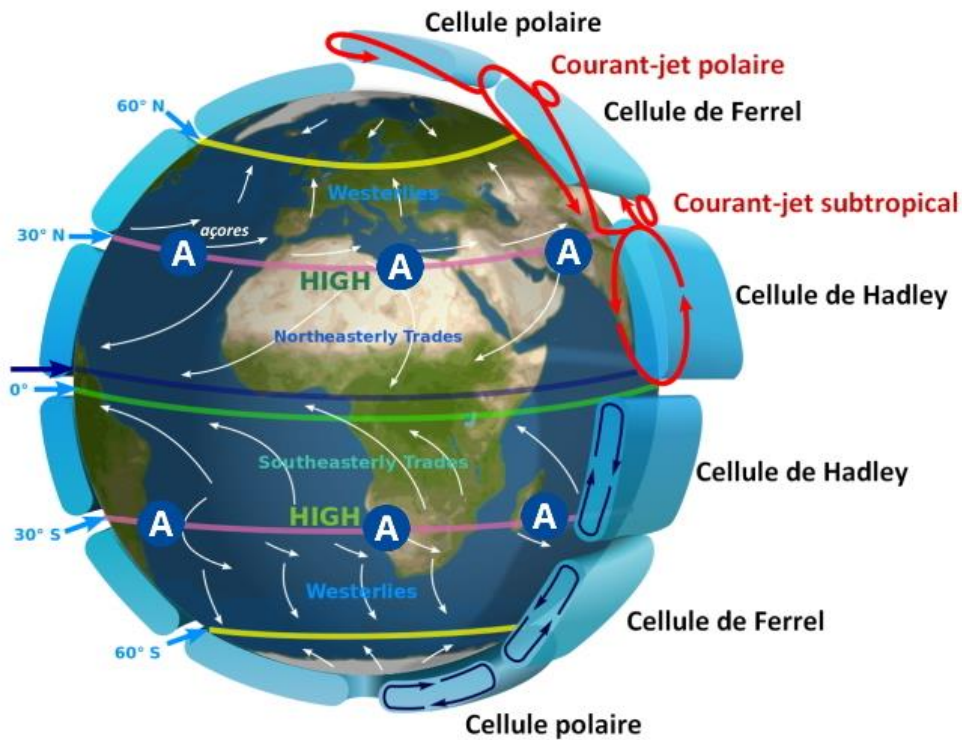


Variation mensuelle des précipitations durant la période (1988-1999) dans la station A



Variation saisonnière des précipitations durant la période (1988-1999) dans la station A

# Atmosphère



Ce chapitre vise à doter les étudiants des connaissances et compétences pour les rendre capable à :

- Identifier les caractéristiques de chaque couche de la structure atmosphérique ;
- Distinguer entre les différents types des nuages ;
- Comprendre la composition de l'atmosphère (sèche et humide), ainsi que le gradient vertical de la pression et la température ;
- Déterminer les flux de l'énergie solaire dans l'atmosphère et le rayonnement terrestre ;
- Maîtriser la circulation générale des masses d'air (Anticyclone, dépression, cyclones tropicaux et les Alizés).



### 1. L'atmosphère terrestre

L'atmosphère est l'enveloppe gazeuse, entourant la Terre, que l'on appelle air. L'atmosphère protège la vie sur Terre en filtrant le rayonnement solaire ultraviolet, en réchauffant la surface par la rétention de chaleur (effet de serre) et en réduisant partiellement les écarts de température entre le jour et la nuit. Les nuages, parfois liquides, parfois solides, ne sont pas considérés comme des constituants de l'atmosphère (Poitou, 2013).

L'atmosphère joue un rôle essentiel dans l'apparition de phénomènes hydrologiques. Le comportement de l'atmosphère nous intéresse à trois niveaux (Laborde, 2007) :

- L'atmosphère constitue un stock d'air et d'eau. L'eau de l'atmosphère est sous forme de vapeur, sous forme liquide (fines gouttelettes) ou sous forme solide (cristaux de glaces en suspension). Cependant, on admet que la hauteur d'eau moyenne condensable ne représente qu'environ 20mm.
- La terre est soumise à des échanges continuels d'énergie avec l'espace. L'atmosphère constitue un collecteur de chaleur provenant soit du soleil, soit du sol. Les échanges varient d'une façon très importante en fonction du temps (à l'échelle saisonnière et à l'échelle journalière) et aussi en fonction du lieu. Ces différences provoquent des mouvements importants des masses d'air (et d'eau).
- L'atmosphère joue donc un rôle de transport d'eau. Les vitesses de ces transports varient de quelques dizaines de kilomètres par heure au sol à plus de 400 km/h pour les "jet-streams" en altitude.

Nous allons évoquer successivement ces trois rôles joués par l'atmosphère.

### 2. La structure de l'atmosphère

L'atmosphère terrestre actuelle est constituée par une série de couches dont la seule, assez dense pour permettre la vie aérobie, porte le nom de troposphère (Fig. II 1) :

- *La troposphère (0 à 12 Km)* : Siège des phénomènes météorologiques. La température décroît jusqu'à la tropopause (9 Km au pôle et 17 à l'équateur) de 13 °C à -56 °C ;
- *La stratosphère (12 à 50 Km)* : La température y augmente de -56 °C à -5 °C, à cause de l'absorption du rayonnement solaire par l'ozone. C'est en effet dans la stratosphère que se concentre l'ozone qui joue le rôle de bouclier antiradiation (ozonosphère) ;
- *La mésosphère (50 à 80 Km)* : Entre tropopause et mésopause où la température diminue jusqu'à - 80°C ;
- *La thermosphère (Au-delà de 80 km)* : Où la température s'élève et varie en fonction de l'activité solaire et influence ainsi le climat terrestre.

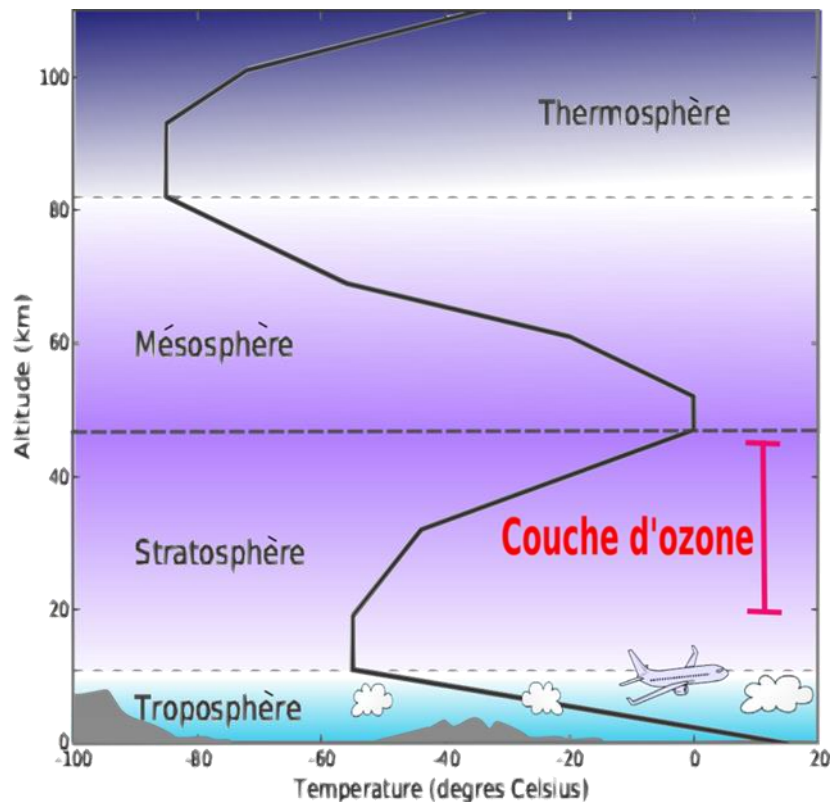


Figure II 1. Structure verticale de l'atmosphère d'après Asaphon (2007)

La structure et les propriétés physiques de l'atmosphère conditionnent les caractéristiques du flux solaire. De nombreuses radiations, incompatibles avec la vie terrestre, sont arrêtées par l'ionosphère, la magnétosphère, puis par la couche d'ozone située vers la tropopause, c'est-à-dire à la limite entre la troposphère et la stratosphère. Une partie importante des photons ou des infrarouges en provenance du soleil sont réfléchis, réfractés ou absorbés par l'air et la vapeur d'eau qu'il contient. Ces échanges thermiques ou photiques vont largement conditionner les climats terrestres, la direction ou la force des vents, ceux des courants marins, etc. C'est dans la troposphère, dont les mouvements des masses d'air sont très intenses, tant horizontalement que verticalement, que se produisent l'ensemble des phénomènes météorologiques. C'est aussi dans la troposphère qu'on peut observer des formations nuageuses (André, 2001).

### 3. Nuages

En 1803, Luke Howard (1772-1864), un pharmacien anglais passionné de météorologie a publié une classification établie sur trois types fondamentaux (cirrus, cumulus et stratus), deux types intermédiaires (cirrocumulus et cirrostratus) et deux types composés (cumulostratus et cumulocirrostratus) (Raynal, 2004). La classification d'Howard connaît un succès immédiat. Cette terminologie latine décrit les nuages en termes évocateurs : les cirrus (filament ou boucle de cheveux) d'aspect fibreux, les cumulus (monceau) séparés ou bourgeonnants, et enfin, les stratus (étendu ou stratifié). Cette classification sera progressivement enrichie et adoptée par la

communauté météorologique internationale, notamment grâce à l'Atlas international des nuages publié en 1896 par Hildebrandsson et Abercomby (Hildebrandsson, 1903).

Il existe 10 genres de nuages, classés en fonction de leur altitude :

- A l'étage supérieur (5 à 12 km d'altitude), on retrouve le cirrus, le cirrocumulus et le cirrostratus, composés de cristaux de glace ;
- A l'étage moyen (2 à 7 km d'altitude), l'altocumulus et l'altostratus ;
- A l'étage inférieur (du sol à 2000 m d'altitude), le stratus et le stratocumulus ;
- Le nimbostratus, le cumulus et le cumulonimbus sont des nuages à développement vertical important et occupent donc plusieurs "étages".

Le cumulonimbus présente une extension verticale considérable en forme de montagnes ou d'énormes tours. Son sommet atteint la limite de la troposphère (12 km environ) qu'il ne peut traverser pour se développer davantage, les éléments peuvent se déchaîner : fortes pluies, grêle, coups de foudre, violentes rafales... le cumulonimbus est le seul nuage à provoquer des orages.

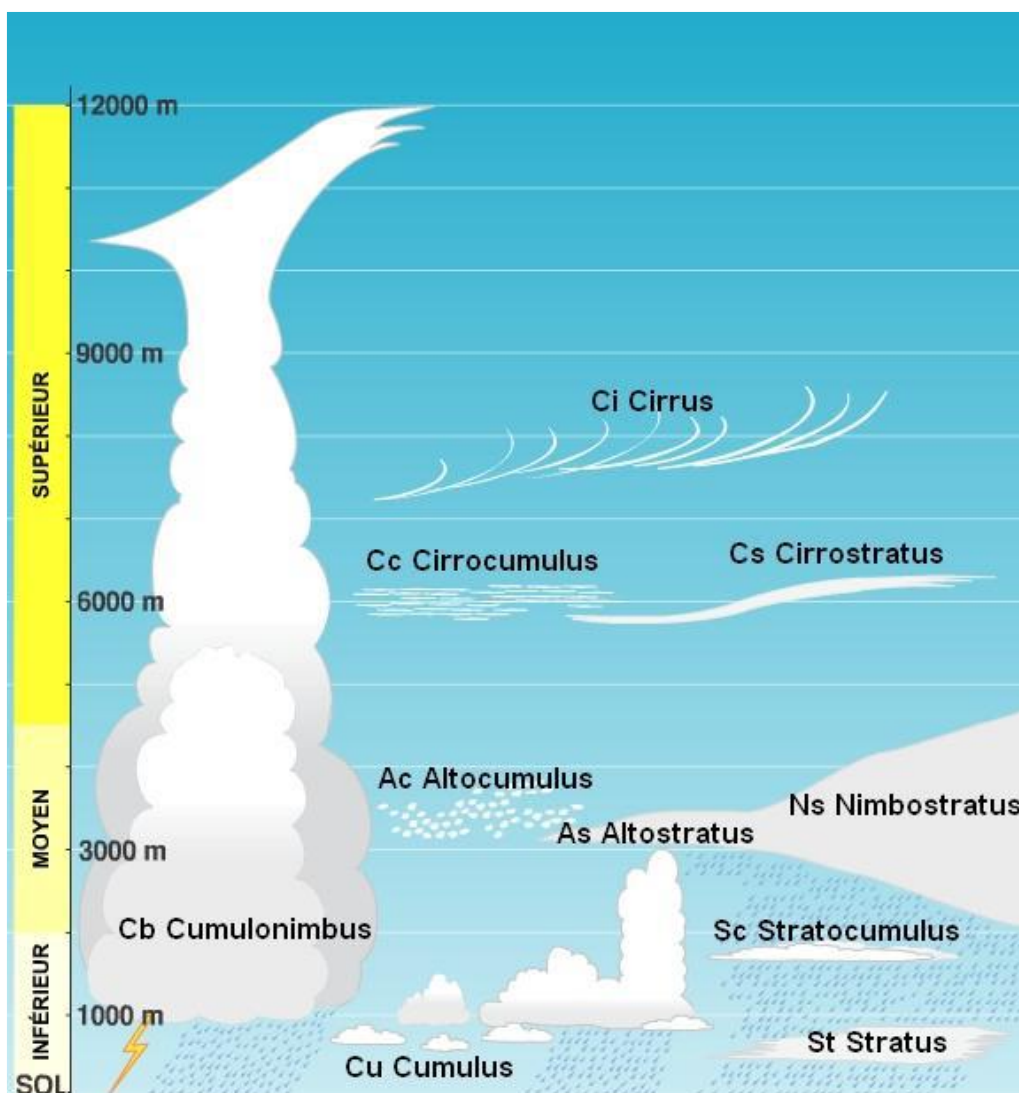


Figure II 2. Classification des nuages d'après l'atlas international des nuages (1975)

#### 4. Constitution de l'atmosphère

On peut caractériser l'atmosphère par sa *composition*, sa *pression* et sa *température*. A partir de ces trois éléments, on pourra expliquer la plupart des phénomènes atmosphériques. Avant d'aborder la description de ces trois paramètres, il convient de faire les remarques suivantes :

- La moitié de la masse atmosphérique est renfermée dans les cinq premiers kilomètres ;
- Les 9/10 sont dans les vingt premiers kilomètres ;
- Enfin, il ne reste que moins du millième de la masse totale au-delà de 60 km d'altitude ;
- Les gradients verticaux sont beaucoup plus forts que les gradients horizontaux (de 1 000 à 10 000 fois pour les températures et les pressions) ;
- Les écoulements aériens sont essentiellement horizontaux mais les singularités topographiques peuvent perturber gravement ces écoulements.

Par la suite, on pourra ne s'intéresser qu'à ce qui se passe dans les quinze premiers kilomètres d'altitude.

##### 4.1. Composition de l'atmosphère

L'atmosphère est un mélange d'air et d'eau en proportion variable (André, 2001).

###### 4.1.1. Atmosphère sèche

En absence d'eau, on admet que la composition moyenne la plus probable est la suivante :

Tableau II 1. Composition de l'atmosphère sèche d'après André (2001)

Eléments	Volume %	Environ %
<b>Azote (N)</b>	78.09	78%
<b>Oxygène (O)</b>	20.95	21%
<b>Argon (A<sub>r</sub>)</b>	0.93	1%
<b>Dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>)</b>	0.03	
<b>Néon (N<sub>e</sub>)</b>	1.8 10 <sup>-3</sup>	
<b>Hélium (H<sub>e</sub>)</b>	5.2 10 <sup>-4</sup>	
<b>Krypton (K<sub>r</sub>)</b>	1.0 10 <sup>-4</sup>	
<b>Hydrogène (H)</b>	5.0 10 <sup>-5</sup>	
<b>Xénon (X<sub>e</sub>)</b>	0.8 10 <sup>-6</sup>	

Cette composition est pratiquement invariable et l'atmosphère sèche peut être assimilée à un gaz parfait de masse moléculaire  $M = 29 \text{ g}$  ( $1,29 \text{ kg/m}^3$  dans les conditions standards).

###### 4.1.2. Mélange air-eau

A ce "gaz parfait" s'ajoute la vapeur d'eau en quantité très variable. La pression partielle de la vapeur d'eau dans ce mélange est appelée "*tension de vapeur*". Elle ne peut, théoriquement, dépasser un certain seuil, appelé "*tension de vapeur saturante*", qui ne dépend que de la température. Au-delà de ce seuil, il y aura *condensation* sous forme de fines gouttelettes et création de *nuages*.

La condensation d'un gramme d'eau libère 600 calories, ce qui permet d'élever de 1°C un mètre-cube d'air dans les conditions standards. Le passage de ce même gramme d'eau à l'état solide à 0°C ne libère que 80 calories. Enfin, à 0°C, la chaleur latente de sublimation de la glace est de 675 cal/g (Laborde, 2007).

Pour caractériser le mélange air-eau, on utilise différents paramètres dont :

- *L'humidité absolue ( $ha$ )* : C'est la masse de vapeur d'eau par unité de volume ;
- *L'humidité relative ( $hr$ )* : C'est le rapport de la tension de vapeur effective ( $e$ ) à la tension de vapeur saturante ( $e_s$ ) ;
- *Le rapport de mélange ( $r$ )* : Rapport de la masse de vapeur d'eau à la masse d'air sec ;
- *Le point de rosée ( $Tr$ )* : C'est la température à laquelle se forme la rosée (condensation).

#### **4.2. Champ vertical des pressions**

En général, les pressions décroissent exponentiellement avec l'altitude.

Pour rendre compte de l'évolution des pressions, on est amené à tracer des cartes isobares, cartes qui donnent le lieu des points d'égale pression au sol (ramené au niveau de la mer). Pour étudier les phénomènes météorologiques, il faut également connaître la pression en fonction de l'altitude ; aussi utilise-t-on des isohypses qui sont des lignes de niveau des surfaces isobares (700, 500, 300 millibars).

Pour l'hydrologue intéressé par l'étude des pluies de front, prennent naissance vers 3000 m, on utilisera les isohypses de 700 millibars. Par contre, pour les problèmes de grêle qui apparaissent vers 5000 m, on utilisera les isohypses de 500 millibars.

#### **4.3. Champ vertical des températures**

##### **4.3.1. Gradient vertical moyen**

La "couche turbulente" constitue les trois premiers kilomètres, les températures varient "n'importe comment". Au-delà, on observe jusque vers 10 km, une décroissance des températures avec un gradient de 0,5°C à 0,65°C par 100 m. Cependant, cette décroissance moyenne supporte des exceptions (croissance de la température avec l'altitude).

Les variations de gradients des températures dans la troposphère peuvent être très rapides (sur 1/4 d'heure à 1/2 heure).

##### **4.3.2. Gradient vertical de l'adiabatique sèche**

Supposons que l'on déplace adiabatiquement une particule d'air sec. Nous pouvons appliquer à ce "pseudo-gaz parfait" les lois de la thermodynamique. On trouve alors que le gradient vertical est sensiblement constant et de l'ordre de -1°C/100 m. Ce résultat est encore valable pour un mélange air-eau non saturé.

### 4.3.3. Gradient vertical de l'adiabatique humide

Si l'air maintenant est saturé en eau (présence d'eau liquide), il y aura évaporation ou condensation lors des variations de température. La chaleur latente de changement d'état jouera un rôle modérateur et les gradients seront plus faibles. A la différence de l'adiabatique sèche, le gradient de l'adiabatique humide dépend à la fois de la température et de la pression (donc de l'altitude). Il croît avec la température et décroît avec la pression.

### 4.3.4. Gradient vertical du point de rosée

A mélange constant, le point de rosée varie avec l'altitude. Le gradient vertical est de l'ordre de  $-0^{\circ}2 \text{ C}/100 \text{ m}$ .

## 5. L'atmosphère collecteur de chaleur

L'atmosphère joue un rôle de collecteur de chaleur en captant sélectivement les radiations venant du soleil ou de la terre (André, 2001).

### 5.1.L'énergie solaire (rayonnement solaire)

A la distance moyenne terre-soleil, on admet que cette énergie est de  $1,396 \text{ kW}/\text{m}^2$ .

Dans le temps, l'énergie solaire arrivant aux confins de l'atmosphère subit des variations :

- *Saisonnieres* qui sont dues d'une part à la modification de la distance terre-soleil entre l'hiver et l'été et d'autre part, à la variation de l'incidence moyenne des rayons solaires ;
- *Journalières* dues à l'incidence variable des rayons solaires durant le jour et à leur absence durant la nuit.

Ce flux d'énergie est composé de radiations de différentes longueurs d'ondes. Le spectre s'étend très largement de l'ultraviolet à l'infrarouge. On peut admettre la répartition suivante des puissances émises : 8 % dans l'ultraviolet ( $L < 0,4 \mu$ ), 41 % dans le visible ( $0,4 < h < 0,7 \mu$ ) et 51 % dans l'infrarouge ( $h > 0,7 \mu$ ).

### 5.2.Diffusion et absorption de l'énergie solaire dans l'atmosphère

Ce n'est qu'une faible partie de l'énergie solaire qui arrive au sol après avoir traversé l'atmosphère. Cette diminution est due d'une part à l'absorption et à la diffusion d'autre part.

#### 5.2.1. La diffusion

Est due aux divers constituants de l'air (diffusion moléculaire surtout pour les faibles longueurs d'ondes), aux particules en suspension dans l'air (dans toutes les gammes de longueurs d'ondes), et aux nuages.

L'importance de la diffusion dépend surtout de l'épaisseur d'atmosphère traversée et de la nébulosité. Une partie du rayonnement solaire est diffusée vers l'espace et l'autre vers le sol (radiation diffuse). L'affaiblissement est au minimum de l'ordre de 10 % et peut atteindre 60 %.

### 5.2.2. L'absorption

L'absorption est assez sélective. On constate que les couches hautes de l'atmosphère riche en ozone absorbent une très grande partie des rayonnements ultraviolets. La vapeur d'eau, elle, absorbe principalement les radiations infrarouges. Enfin, les gouttelettes d'eau des nuages et les poussières, constituent un tapis très absorbant et contribuent au réchauffement de la base de l'atmosphère.

Sur l'ensemble de l'énergie solaire, on peut retenir la répartition suivante des énergies :

- 43 % sont interceptés par l'atmosphère puis diffusés vers l'espace et constituent "l'albédo" de la terre ;
- 12 % sont transformés en chaleur par la vapeur d'eau ;
- 05 % sont absorbés par l'ozone, le CO<sub>2</sub>, les poussières et les nuages ;
- 40 % arrivent au sol et représentent la radiation globale (radiation directe + radiation diffuse).

### 5.3. Rayonnement terrestre

La terre émet en permanence un rayonnement propre surtout dans l'infrarouge. Celui-ci est de faible puissance (au maximum de l'ordre de 0,35 kW/m<sup>2</sup>) et se trouve en presque totalité absorbée par l'humidité de l'atmosphère. Durant le jour, la terre émet un rayonnement réfléchi qui peut varier grandement selon la nature du sol

$$\text{albédo} = \frac{\text{rayonnement réfléchi}}{\text{rayonnement incident}} \quad (\text{II. 1})$$

Exemples	Neige (0.50 à 0.90)	Sol cultivé (0.07 à 0.14)	Mer (0.05 à 0.40)
----------	---------------------	---------------------------	-------------------

## 6. Les masses d'air

Pour expliquer les variations brutales des conditions atmosphériques (température, humidité, etc.), on admet que l'atmosphère est hétérogène : il y a juxtaposition de très grandes masses d'air de caractéristiques différentes de l'une à l'autre, mais sensiblement constantes à l'intérieur de cette masse (Phillips, 1956).

Pour différencier entre les masses d'air, plusieurs caractéristiques peuvent être utilisées, mais les plus importantes de ces caractéristiques sont : la température et l'humidité

### 6.1. Température pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé (t'w)

Cette température reste la même pour une particule qui se déplace adiabatiquement. S'il y a, à l'intérieur de la masse d'air, des échanges de chaleur, t'w ne sera plus constant et on constatera des gradients t'w, t'w décroissant dans le sens de propagation de la chaleur. Par ailleurs, on constate des différences très nettes de t'w entre les différentes masses d'air.

*La température pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé permet donc non seulement de différencier les masses d'air, mais également de préciser leur évolution.*

### **6.1.1. Masses d'air du type radiatif ;**

t' $w$  augmente avec l'altitude. Ce cas se rencontre lorsqu'une masse d'air se trouve au contact du sol plus froid et à la fin de la nuit ; la masse d'air se refroidit par la base. Supposons le refroidissement suffisamment long ; les tranches d'air au voisinage du sol se refroidissent et atteignent le point de rosée ; il y a alors formation de brouillards et éventuellement de brume. La température augmentant avec l'altitude, l'air est stable, ce qui explique la persistance de ce type de temps jusque tard dans la journée. Les échanges de chaleur se font essentiellement par rayonnements ;

### **6.1.2. Masses d'air sont dites du type convectif :**

t' $w$  diminue avec l'altitude. Les échanges de chaleur se font alors dans le sens terre-atmosphère. Si ce réchauffement est amorcé par rayonnement, très vite les gradients de température seront tels que la masse d'air sera instable. Il y aura alors création de courant de convection. Les échanges de chaleur seront ainsi accélérés. Cette évolution entraîne la formation de nuages du type cumulus qui peuvent donner lieu à des averses intenses de pluies, voire de grêle.

## **6.2. Température et humidité**

En dehors de ces types des masses d'air définis par les échanges de chaleurs, on distingue les masses suivant leur humidité (continentale ou océanique) et leur température (polaire ou tropicale). Elles sont issues de zones géographiques appelées région sources, où la masse d'air se déplace lentement au-dessus d'une vaste zone ayant des caractéristiques de température et d'humidité à peu près constantes :

- Les masses d'air polaires continentales et arctiques entraînera un temps très instable, froid et sec sous des cumulus peu ou pas producteurs de pluie ;
- La masse d'air polaire maritime entraînera, en hiver, un temps doux et pluvieux sous de lourds stratus producteurs de pluie ou de neige et un temps plutôt frais en été, sous des altocumulus, peu producteurs au moins sur la façade Atlantique ;
- Les masses d'air tropicales maritimes entraînera un temps chaud très humide (crachin et bruine en hiver, pluies cévenoles en septembre octobre sur le Nord de l'Afrique et le sud de la France par exemple, fortes averses et gros orages en été, brouillards denses en mer) ;
- Les masses d'air tropicales sahariennes et tropicales continentales entraîneront des temps chauds et secs avec effet de foehn sur les massifs montagneux. (Parfois très chargé de poussières en suspension).



**Remarque :**

Lorsqu'une masse d'air froide rencontre une masse d'air chaude, la confrontation se fait au contact de ce que l'on nomme un **front**. C'est d'ailleurs au niveau du front que s'observe le changement de temps, par exemple, en offrant à l'observateur une typologie nuageuse caractéristique.

**7. Circulation générale dans l'atmosphère**

L'ordre de grandeur de l'énergie disponible au sol est donc la suivante :

- Puissance reçue à la limite supérieure de l'atmosphère
- Puissance moyenne par une unité de surface terrestre :  $0.14 \text{ kw/m}^2$

Cette énergie est à la base de toutes les phases du cycle hydrologique : évaporation, transport, condensation, précipitations. Cette énergie disponible est cependant très variable en fonction du **lieu** (différence d'albédo de la terre, latitude => incidence des rayons solaires) et du **temps** (nébulosité, jour et nuit, saisons). Il en résulte *des différences de pressions de température et d'humidité entre les masses d'air et par conséquent des déséquilibres entraînant le mouvement des masses d'air* (Taibi, 2016).

**7.1.Répartition méridienne**

Pour expliquer la circulation générale dans l'atmosphère, différents météorologistes dont Hadley, dès 1735 (Brillouin, 1900), adoptent l'hypothèse des trois cellules atmosphériques (théoriques) dans chaque hémisphère séparé par des fronts : polaire, de Ferrel et de Hadley (Fig. II 3).

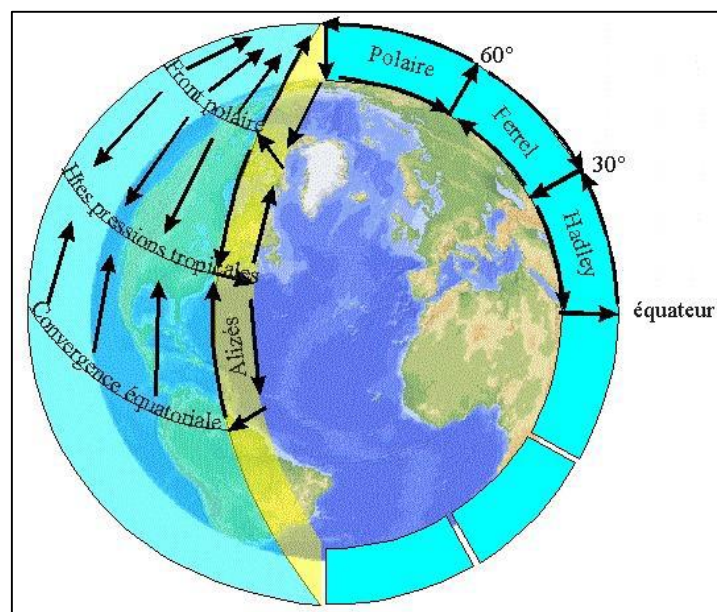


Figure II 3. Circulation générale des masses d'air d'après Pinpin (2015)

Parmi les paramètres influençant la circulation des masses d'air, on cite l'effet de la rotation terrestre et la répartition des terres et des océans

### 7.1.1. La rotation terrestre

Tout corps en mouvement a la vitesse  $V$  subit une force  $\overrightarrow{FC}$ , appelée **force de Coriolis**, due à la rotation de la terre :

$$\overrightarrow{FC} = -2\overrightarrow{\Omega V} \quad (\text{II } 2)$$

$\overrightarrow{\Omega}$  : Est le vecteur de rotation instantané  $\overrightarrow{\Omega} = 7.3 \cdot 10^{-5} \text{ rad/s}$

Il en résulte que les vents n'ont plus une direction méridienne mais, dans l'hémisphère nord, sont détournés vers leur droite.

- Une zone de basses pressions équatoriales siège d'ascendance constante et alimentée par des vents au sol, les "**alizés**", de secteur E-N-E ;
- Une zone hautes pressions subtropicales où redescendent les masses d'air équatoriales, transportées par des vents d'altitude, les "**contre-alizés**", de secteur W-S-W ;
- Une zone de hautes pressions polaires (entre les latitudes  $60^\circ$  N et le pôle) ;
- Enfin, entre les latitudes  $40^\circ$  et  $60^\circ$ , une zone où l'écoulement se fait vers l'est, la zone des "**Westerlies**". A partir des frontières de cette zone (front polaire et front tropical), des masses d'air froid ou chaud pénètrent dans les westerlies et provoquent des perturbations qui se propagent vers l'est. Les surfaces de discontinuité entre ces masses d'air forment des fronts dont le passage détermine les changements de type de temps dans les régions tempérées.

### 7.1.2. Influence de la répartition des terres et des océans

A ce schéma général vient se superposer l'influence de la répartition des terres et des océans. En effet, l'inertie thermique des terres est plus faible que celle des océans. En hiver, les continents sont relativement plus froids et en été plus chauds. L'hiver, les centres de hautes pressions sont plus intenses sur les continents (continent Nord-Américain et Sibérie) ; en été au contraire, le front polaire remonte vers le nord et les centres de dépression se renforcent sur les continents.

### 7.2. Les dépressions et les anticyclones :

L'installation d'un anticyclone sur une région est plutôt synonyme de beau temps durable. Au contraire, l'arrivée d'une dépression est signe de pluie et de ce qu'il est convenu d'appeler du mauvais temps. Les anticyclones se caractérisent par des pressions atmosphériques maximales en leur centre (1020 à 1050 hPa) et diminuant vers la périphérie. Par contre les dépressions se

caractérisent par des pressions basses en leur centre (980 à 1000 hPa) et augmentant vers la périphérie (Fig. II 4).

Les vents soufflent toujours tangentiuellement aux isobares (lignes de même valeur de la pression atmosphérique) de la dépression ou de l'anticyclone. Dans l'hémisphère nord Ils soufflent du centre de l'anticyclone vers la périphérie dans le sens des aiguilles d'une montre et de la périphérie d'une dépression vers son centre dans le sens inverse des aiguilles d'une montre.

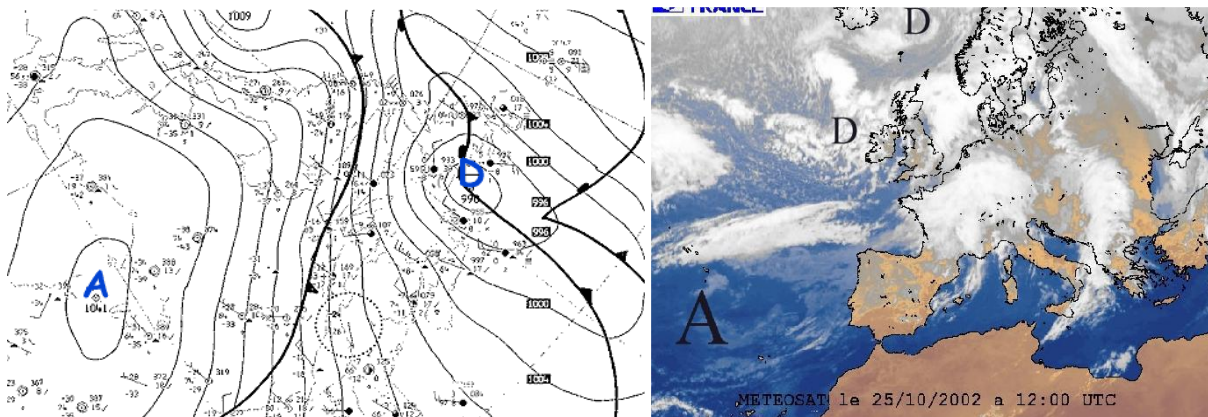


Figure II 4. Dépressions et Anticyclones

La pression atmosphérique est produite, en un lieu donné et pour une surface considérée, par le poids de la colonne d'air se trouvant au-dessus. La pression normale au niveau de la mer est de 1013 hPa. L'air chaud, plus léger, s'élève et la pression diminue. L'air froid, plus lourd, se comprime et la pression s'élève. Entre les anticyclones et les dépressions, des forces horizontales s'établissent. Elles sont dirigées de l'anticyclone vers la dépression. Ces forces sont déviées par la rotation de la Terre (force de Coriolis) vers la droite dans l'hémisphère Nord (vers la gauche dans l'hémisphère Sud). Le vent est la résultante de ces forces. Un vent sera d'autant plus fort que les différences de pression seront importantes dans un espace réduit. La force du vent horizontal est généralement atténuée par les frottements que les masses d'air en mouvement subissent sur la surface du globe (Taibi, 2016).

### 7.3. Les cyclones tropicaux

Les cyclones tropicaux (ouragans, typhons) se distinguent des dépressions extratropicales d'abord par leur emprise horizontale moins importante (2 à 300 kilomètres), par une chute très importante de la pression atmosphérique ce qui induit des vents très violents (jusqu'à 350 kilomètres à l'heure) et par des pluies diluviennes. Les cyclones tropicaux tournent dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère sud et dans le sens contraire dans l'hémisphère nord (Fig. II 5).

Ils se déplacent relativement lentement (10 à 40 km/h) sur une trajectoire théoriquement parabolique autour de l'anticyclone associé. En réalité, souvent cette trajectoire est imprévisible

et rend la prévision météorologique et l'alerte aux populations difficiles. Au centre du cyclone, l'oeil, dont le diamètre atteint 50 km, est une zone de calme avec un ciel dégagé et de très basses pressions (jusqu'à 870 hP). Autour de l'œil, se dresse le mur de l'œil constitué d'une énorme masse de cumulo-nimbus de 20 à 50 km de largeur, siège des vents les plus violents et des précipitations considérables provoquent des inondations, des glissements de terrains. Les cyclones s'accompagnent d'une marée de tempête. Il s'agit d'une élévation temporaire du niveau de la mer en une vague qui peut dépasser 12 mètres et s'avérer à la fois dévastatrice pour l'environnement et le bâti et particulièrement meurtrière.



Figure II 5. Cyclone tropical (NOAA, 2004)

Il faut qu'un certain nombre de conditions soient satisfaites pour qu'un cyclone se développe :

- Une situation dépressionnaire initiale ;
- Des vents stables dont la vitesse et la direction varient peu avec l'altitude (alizés),
- Une température de l'eau de mer supérieure à 25 - 26° C sur une lame d'eau d'au moins 50 mètres (réserve énergétique) ;
- Une situation météorologique favorisant les courants ascendants (divergence).

En effet, une situation dépressionnaire initiale, nourrie par l'eau chaude qu'elle survole et poussée des vents stables, se creuse progressivement (la pression baisse et la rotation de la terre [forces de Coriolis] resserre le développement horizontal de la dépression). Les vents se renforcent. Lorsque leur vitesse atteint **63 km/h**, on parle de **tempête tropicale**. On parle de **cyclone** quand les vents **dépassent 118 km/h**.

Quand le cyclone, dans son déplacement, *quitte son réservoir énergétique* (eaux chaudes marines pour les terres émergées plus froides), *il meure*.

#### 7.4. Alizes

La première explication de la formation des vents alizés est due au physicien britannique George Hadley (1735). En effet, les alizés résultent de la circulation générale de l'atmosphère entre l'équateur thermique et les régions subtropicales (Talagrand, 2013). À l'équateur thermique, le fort réchauffement solaire donne naissance à une importante convection ; celle-ci

est accompagnée d'une zone de basse pression permanente vers laquelle se déplacent des masses d'air en provenance des anticyclones subtropicaux situés au nord et au sud. La force de Coriolis dévie la trajectoire de ces masses d'air vers l'ouest dans les deux hémisphères (Moreau, 2020). Les vents alizés sont des vents permanents et réguliers (20 à 30 km/h) qui soufflent, dans les couches basses de l'atmosphère (< 2000 m) du nord-est vers le sud-ouest dans l'hémisphère nord "alizés de nord-est" et du sud-est vers le nord-ouest dans l'hémisphère sud "alizés de sud-est" (Fig. II 6).

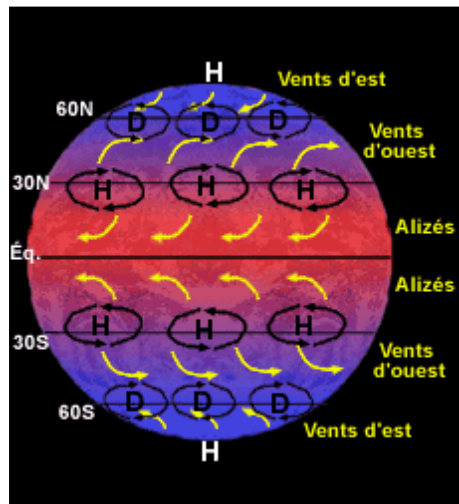


Figure II 6. Les Alizés d'après Pinpin (2015)

La région de convergence de ces deux types d'alizés est donc centrée sur l'équateur thermique et prend généralement le nom de zone de convergence intertropicale (ZCIT). Comme la zone de convergence intertropicale ne coïncide pas avec l'équateur géographique, il existe des régions où les alizés peuvent changer d'hémisphère et subir les effets d'une force de Coriolis inversée.

Les alizés de nord-est ou de sud-est subissent de longs parcours au-dessus des océans et se chargent en humidité "*cumulus d'alizés*". Les précipitations associées : En présence de conditions particulières de convection forcée et entretenue (présence de montagnes, de vallées, etc.) en donnant des pluies intenses. Ainsi, la pluviométrie des côtes Est des régions intertropicales est-elle beaucoup plus importante que celle des côtes Ouest et de l'intérieur des continents aux mêmes latitudes. Une exception importante à cette règle se produit dans les régions où les alizés franchissent l'équateur et se mettent à souffler avec une composante ouest, où ces situations dites de mousson apportent des pluies extrêmement abondantes.

## Travaux dirigés

### TD 3 : Analyses des températures

Soit la répartition des températures journalières de la station (Y), présentée dans le tableau (X) :

Jours	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1	10,8	12,3	13	8,7	18	25	18,8	25	25,2	23	19	10,5
2	9,8	14	7,5	7	12,5	23	20	27,8	22,5	26	15	10,5
3	10,8	11	12	7,5	8,5	20,5	23,5	25,7	25,5	25,5	15	10
4	7,5	8	4,5	4	10	15,5	25,5	27,5	26,5	25,5	14	11,5
5	4,8	8,2	5	10,7	13	15	23,4	29	27,3	24,5	13,3	13
6	3,5	7	4,5	13,5	8,5	15	24	27,7	21,5	23	16,5	16
7	3,5	4,16	3	10	6,5	15,2	21,3	24,5	21,3	18	18	11
8	6,5	8,2	2,5	11,3	8	13,2	20,5	24	23,5	19,8	16,8	9
9	7,8	9,5	5,5	15	9,3	13,7	22,7	23	27,7	15	12	9
10	5,5	11,5	11,5	13,3	9	18	23,7	24	27,2	15	0	10,5
11	6,5	12	15	9	10	20,2	24,2	21,8	26,5	19	1,8	8
12	6	13,6	13	5	15	25,5	22,5	24,5	27,4	20,2	2	7,5
13	7	13,1	14,5	6,8	18	25	23,5	35	29,5	18	5,8	8,5
14	7,5	12	10,5	8,3	20	25,5	22,5	23,5	27,5	19,3	5,5	9
15	5	8,7	14	7,5	24	27,5	21,5	20,5	28,6	18,5	3	11
16	3,6	9,5	10	10	26,5	30	24,2	23,5	28	21,8	8	7,7
17	3,5	8,5	7,5	12,8	22	32	25,5	23,5	28,2	24	10,5	6
18	3	7	11,5	12	15	28,5	24	23,5	28,6	22	9,5	6
19	4,3	5	15,5	11,5	17	29,5	23,5	24,3	28,7	23,7	8	4,5
20	6,5	6	18	11,5	19	26,7	25	24	28	18	10,3	5,8
21	8	7,8	18,5	12,5	19,8	26,5	28	24,3	24,5	18,5	11,5	9
22	9	8	20	11	18,2	26	25	23,5	18,5	22	12,5	11,5
23	10	9,7	20,5	13	12,5	25	24	23,5	18,2	23,2	13,8	11
24	7,5	9,5	17,5	13	15	25	23	20	19	23	10	10
25	8,5	11	17,5	14,5	17	27,5	23,5	19,8	23,7	21,5	7,3	7
26	9,5	11	15,5	16,5	16,5	31	27,1	23	22	18,5	7,3	5,1
27	10	12	16	18,5	17	30,5	32	19,5	25	20,7	9	5
28	11	12,8	15	18	16,5	28,5	30	24,3	23	19,7	9,5	6
29	10,5		11,5	18	18,5	24,5	30,5	24,5	21	25	8,3	6,5
30	15		16	16,5	21	20	26,5	24,2	22,8	23	10	12
31	10,5		14,5		25		25,5	24		21		12,5

- 1- Calculer la moyenne des températures mensuelles.
- 2- Calculer la moyenne des températures saisonnières.
- 3- Calculer la température moyenne annuelle.

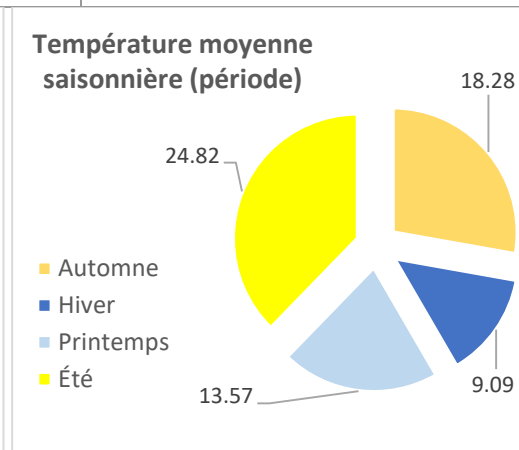
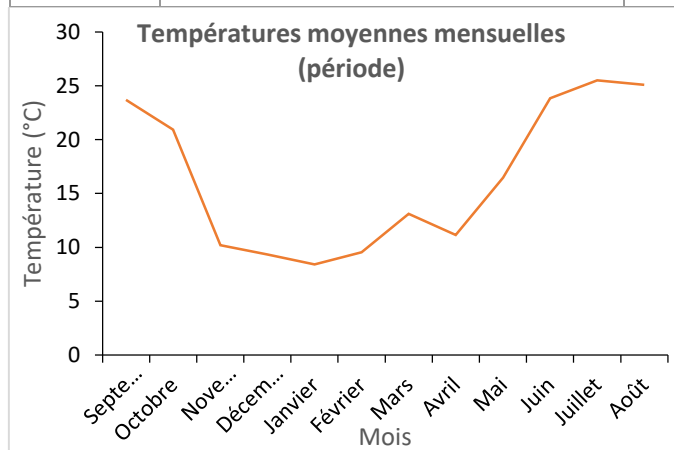
**Corrigé type (TD-3) Analyse des températures**

Soit la répartition des températures journalières de la station (Y) :

Jours	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
<b>Moyen</b>	8.4	9.54	13.1	11.15	16.47	23.85	25.5	25.1	23.71	20.94	10.21	9.33

Le tableau suivant présente la moyenne des températures mensuelles et saisonnières

Mois	Température moyenne mensuelle (°C)	Saison	Température moyenne saisonnière (°C)
Septembre	23.71	Automne	18.28
Octobre	20.94		
Novembre	10.21		
Décembre	9.33	Hiver	9.09
Janvier	8.4		
Février	9.54		
Mars	13.1	Printemps	13.57
Avril	11.15		
Mai	16.47		
Juin	23.85	Été	24.82
Juillet	25.5		
Août	25.1		



La température moyenne annuelle de la station (Y) est **16.44°C**

## *Précipitations*



*A l'issu de ce chapitre l'apprenant sera capable à maitriser :*

- *Le processus de déclenchement des précipitations ;*
- *Les différents types de pluies (Convection, orographique et front) ;*
- *Les fronts (froid, chaud et occlus) ;*
- *Les précipitations solide (grêle et neige) ;*
- *Les appareillages de mesure des précipitations ;*
- *Les critères et les précautions adoptés lors d'installation d'une station climatique.*



### 1. Déclenchement des précipitations

Le nuage est un aérosol pouvant être constitué d'air, de vapeur d'eau, de gouttelettes d'eau liquides et de cristaux de glace. Les dimensions des gouttelettes sont très faibles. On admet que leur diamètre est de l'ordre de 5 à 30  $\mu$  et leur espacement de 1mm. Leur vitesse de chute en air calme serait de quelques millimètres par seconde ; or, les nuages sont animés de turbulences dont les vitesses instantanées sont sans aucune commune mesure (plusieurs mètres par seconde).

Pour qu'il y ait chute des particules d'eau, il faut que leur vitesse soit très nettement supérieure à la vitesse des courants ascendants. Sur la figure III 1, on constate que les gouttes doivent avoir au moins un diamètre de 0,5mm pour pouvoir provoquer une pluie. Pour former une goutte de pluie, il faut donc environ 106 gouttelettes élémentaires !(Pardé, 1961).

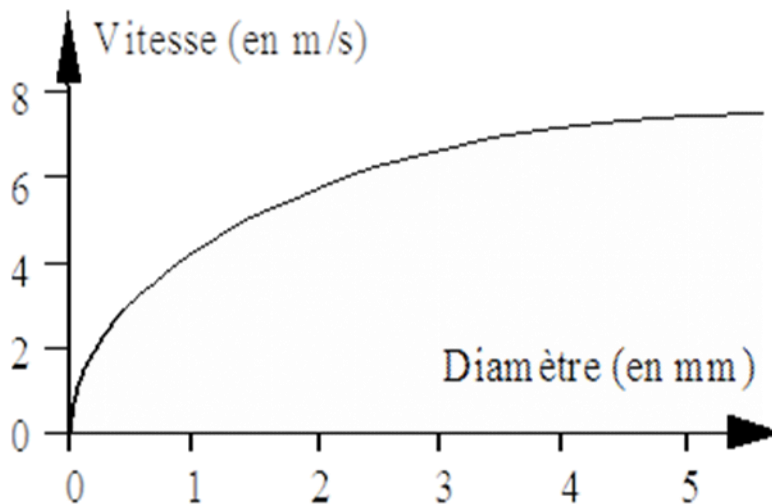


Figure III 1. Vitesse de chute en fonction du diamètre de gouttelette (Réméniéras, 1963)

Supposons un "nuage froid" dans lequel on rencontre à la fois des *cristaux de glace* et de *l'eau surfondue*. La tension de vapeur saturante étant différente dans ces deux cas, la goutte d'eau surfondue va se vaporiser au profit des cristaux de glace. TOR-BERGERON ont pu montrer qu'à  $-10^{\circ}$ , toute l'eau liquide d'un nuage peut se réunir en **20 mn** sur les cristaux de glace lorsque leur densité est de 1 cristal/cm<sup>3</sup>. On obtient ainsi des gouttes de **0,1 mm** environ de diamètre.

Dans les autres cas où il n'y a pas présence de cristaux de glace, les météorologistes pensent que le rôle des cristaux serait joué par des germes tels que des cristaux de sel, des poussières, etc.

Ainsi, les gouttes peuvent atteindre un diamètre de 0,1 mm et acquérir une vitesse de chute suffisante pour grossir par "balayage" d'autres gouttelettes. La goutte ainsi amorcée va augmenter de volume lors de sa chute et accroître sa vitesse (Réméniéras, 1963).

## 2. Les types des précipitations

L'hypothèse dit que les nuages prendraient naissance au-dessus des océans, puis poussés par les vents tomberaient en pluie sur les continents, est **faux**. En effet, ce n'est qu'au plus de 20 mm qui proviennent des océans et 80 mm qui viennent de l'atmosphère au-dessus des continents (Réméniéras, 1963).

Par ailleurs, on constate des averses dépassant fréquemment 20mm. Il faut donc que le nuage soit continuellement réalimenté en eau. Ceci se produit lorsqu'il y a des vents ascendants qui entraînent des masses d'air humide mais non saturé vers la zone de formation du nuage. De telles conditions se présentent lorsque l'on rencontre un ou plusieurs de ces trois cas principaux :

### 2.1.Précipitations de convection

Si une masse d'air se réchauffe au voisinage du sol, le profil de température va évoluer en augmentant son gradient. Il y aura alors instabilité et apparition de cellules de convection. L'air humide et chaud va monter, se détendre et se refroidir. Lorsque le point de rosée est atteint, il se forme un nuage (cumulus) et si l'ascendance est suffisante, il pourra atteindre une altitude suffisante pour déclencher les précipitations (Godart, 2006).

Ce type de pluie correspond à la plupart des précipitations des régions équatoriales ; on le rencontre également en climat tempéré sous forme d'orages d'été (Fig. III 2).

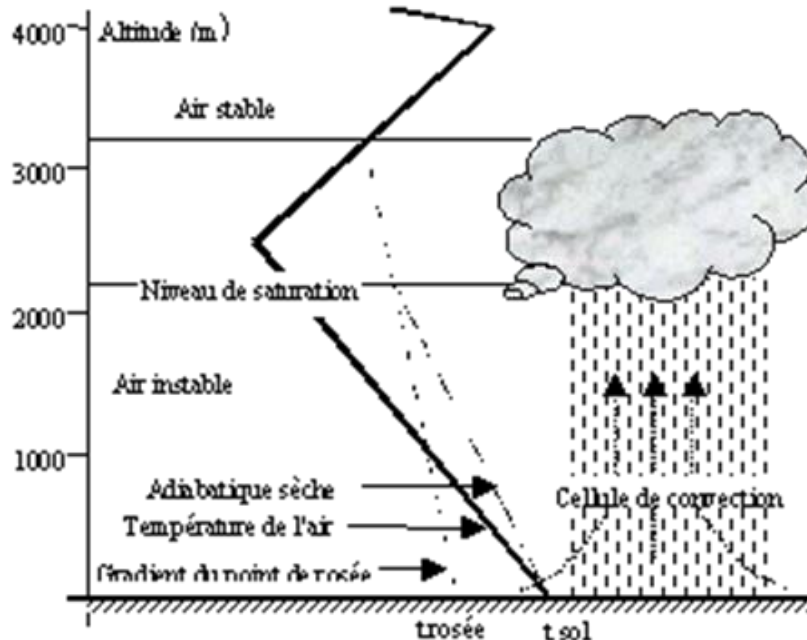


Figure III 2. Précipitations de convection (Laborde, 2007)

### 2.2. Précipitations orographiques :

Si une masse d'air se déplaçant horizontalement rencontre un obstacle topographique (chaîne de montagnes par exemple), il s'ensuit une élévation des masses d'air et par conséquent leur refroidissement. Comme précédemment, on obtient des précipitations sous forme de pluie mais aussi, si l'altitude est suffisante, de la neige. Après le passage de la chaîne, l'air va redescendre, se comprimer et se réchauffer. On a alors des vents chauds et secs (effet de "foehn") (Fig. III 3).

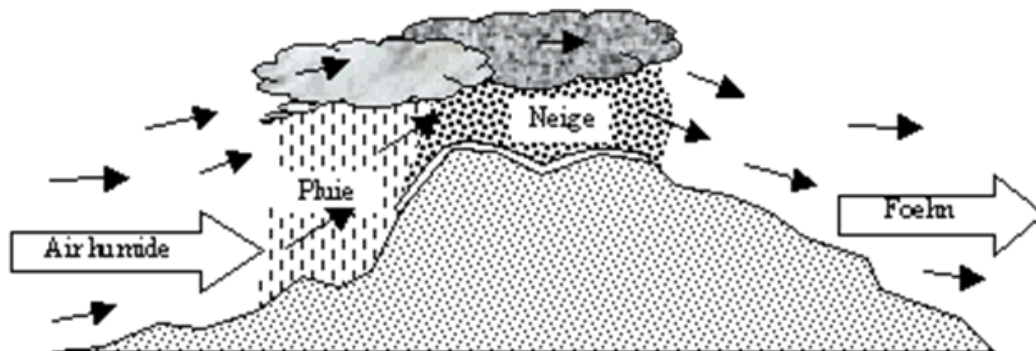


Figure III 3. Précipitations orographiques (Laborde, 2007)

### 2.3. Précipitations de front :

Lorsque deux masses d'air d'origine différente se rencontrent, en général, elles ne se mélangent pas, surtout si leurs températures sont différentes, car ces températures différentes sont à l'origine de densités différentes de l'air qui les constitue. L'air froid plus lourd s'insinue sous l'air chaud plus léger. L'affrontement entre deux masses d'air s'appelle un front.

Ces précipitations sont les plus importantes, les plus longues et les plus fréquentes sous les climats tempérés (Fig. III 4).



Figure III 4. Précipitations de front (Safa, 2011)

A la limite de deux masses d'air, on constate une discontinuité de température et d'humidité. Cette limite est appelée "surface frontale" et sa trace au sol porte le nom de "front". Suivant les positions et les directions des masses d'air, on distingue différents fronts :

### 2.3.1. Les fronts froids :

On parle de front froid quand une masse d'air froid s'engage sous une masse d'air chaud et qu'elle la repousse en la soulevant. La vitesse de déplacement de tels fronts est de l'ordre 50 km/h en moyenne (Fig. III 5). La surface frontale est assez raide (une pente de l'ordre de 1/10). Il s'ensuit une ascendance rapide des masses d'air, ce qui provoque des pluies souvent intenses mais peu étendues.

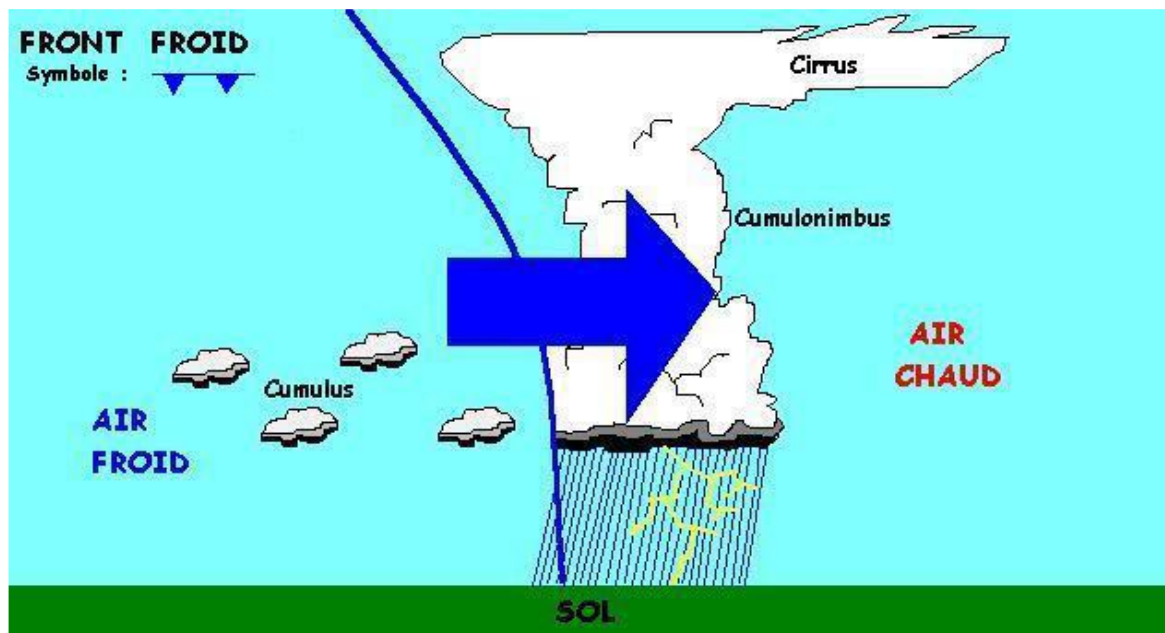


Figure III 5. Front froid (Safa, 2011)

### 2.3.2. Les fronts chauds :

On parle de front chaud quand une masse d'air chaud recouvre une masse d'air froid et qu'elle la repousse progressivement. La vitesse de déplacement de la masse d'air chaud est de l'ordre de 20 km/h (plus lente que précédemment), et la pente de la surface frontale est plus faible (1/100 à 1/1000). Les ascensions sont plus lentes ; les surfaces intéressées par les précipitations sont plus vastes et les intensités plus faibles (Fig. III 6).

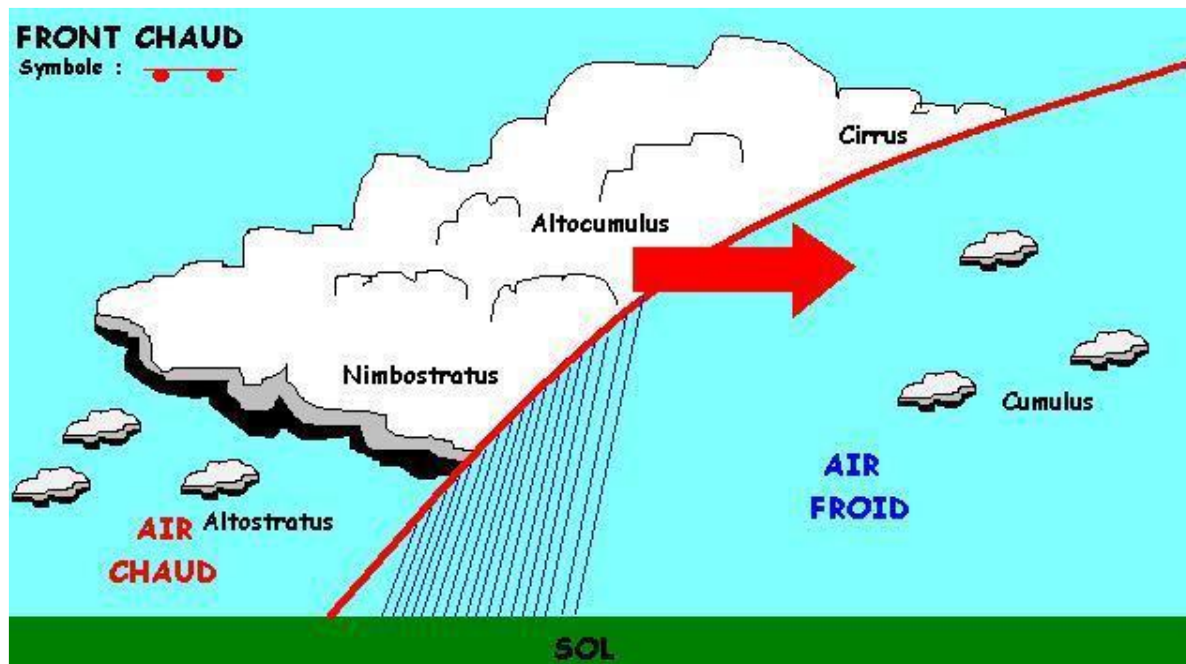


Figure III 6. Front chaud (Safa, 2011)

La durée de la perturbation d'un front chaud est plus longue que celle due à un front froid parce que le déplacement de la masse d'air chaud est environ deux fois moins rapide que celle des masses d'air froid d'un front froid.

### 2.3.3. Les fronts occlus :

Le front occlus désigne la situation où deux masses d'air froid emprisonnent une masse d'air chaud en la soulevant. Généralement, ce type de front donne des pluies extrêmement abondantes, des températures très en baisse, des vents forts et assez peu l'envie de sortir (Fig. III 7). Le front stationnaire comme son nom l'indique est un front qui ne se déplace guère ou alors très lentement.

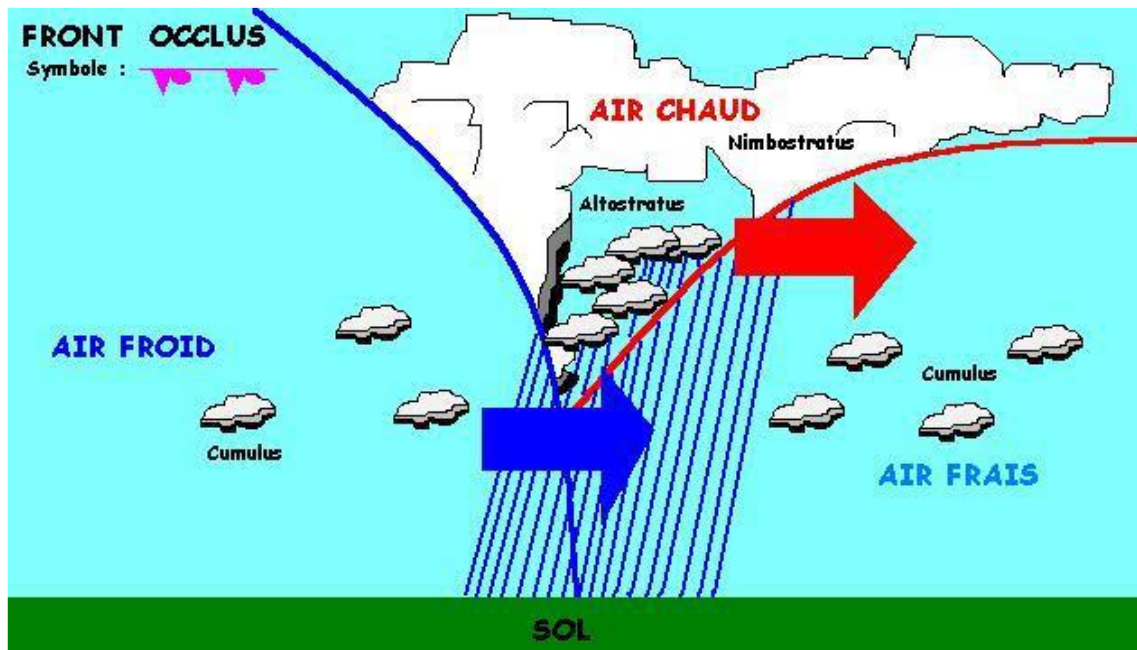


Figure III 7. Front occlus (Safa, 2011)

L'évolution d'une perturbation cyclonique passe par cinq stades (Fig. III 8) :

- Stades I et II : Le front présente une déformation ;
- Stade III : Une succession d'un front chaud puis d'un front froid. Au cours de cette évolution dans le temps et l'espace (vers l'est), le front froid va progressivement rattraper le front chaud ;
- Stade IV : Une partie du front chaud est déjà occluse. L'occlusion va se poursuivre ; les fronts changeant d'orientation dans le sens contraire des aiguilles d'une montre ;
- Dans le dernier stade : nous sommes quasiment revenus à la situation initiale, un faible tourbillon persistant encore dans l'air froid avant de disparaître.

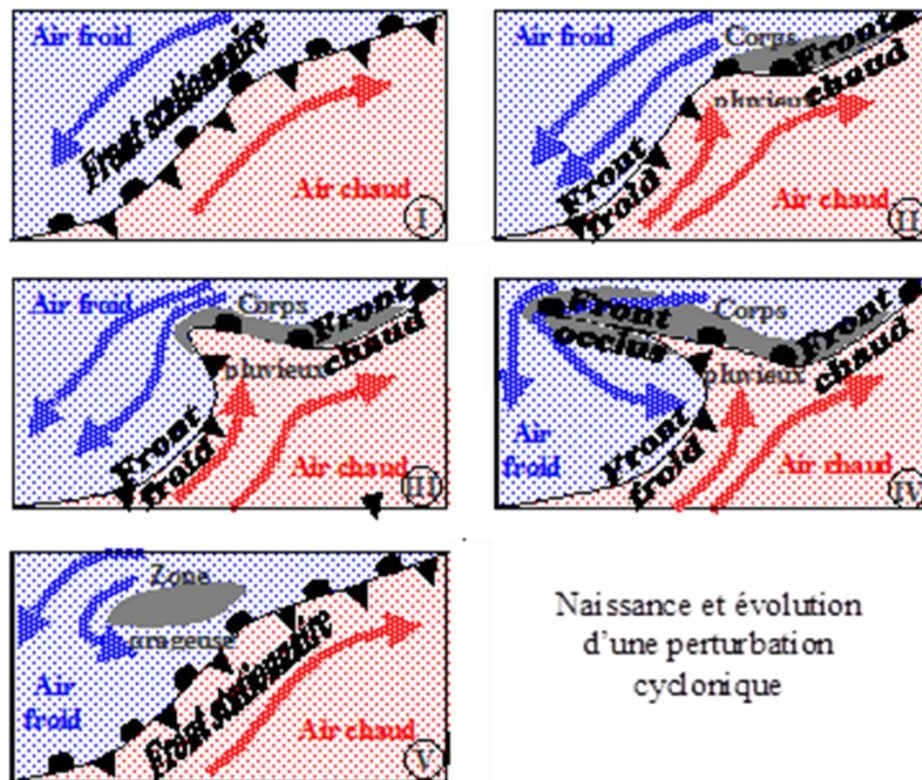


Figure III 8. Naissance et évolution d'une perturbation cyclonique

### 3. Précipitations solides

Elles se produisent essentiellement sous deux formes :

#### 3.1. La grêle

Elle se forme dans les cumulo-nimbus vers 5 000 m d'altitude avec de fortes turbulences. Les quantités d'eau surfondues que peuvent contenir ces nuages se solidifient brusquement au contact de cristaux de glaces. D'après l'OMM, Ce phénomène est relativement mal connu. Son extension géographique est généralement faible (par exemple : 1 à 2 km sur 10 à 15 km).

#### 3.2. La neige :

C'est la principale forme de précipitations solides. Elle résulte d'une condensation lente et progressive de la vapeur d'eau à une température voisine de 0° C. Cette condensation se fait initialement en cristaux en forme d'étoile à six branches. Si les cristaux subissent une fusion partielle, ils s'agglomèrent au cours de leur chute pour former les flocons (Laborde, 2007).

Le chutes de neige sont essentiellement dues :

- À des dépressions atmosphériques liées à des vents du sud-ouest ; elles sont accompagnées d'un relèvement de la température. Ces neiges, appelées "neige de redoux", apportent la plus grande part des neiges hivernales en montagnes,
- À des invasions d'air polaire. Accompagnées de vent de secteur nord ou nord-ouest, ces chutes de neiges sont les plus fréquentes en plaine.

## 4. Appareillages de mesure

### 4.1. Les pluviomètres

Le pluviomètre est un appareil très simple qui comporte une surface réceptrice limitée par une collerette cylindrique ; l'eau traversant cette surface est dirigée par un entonnoir vers un seau récepteur (Fig. III 9). Si durant un certain intervalle de temps  $\Delta t$ , on a récupéré un volume  $V$  à travers la surface réceptrice  $S$ , la hauteur de pluie  $H(\Delta t)$  tombée est  $H(\Delta t) = V/S$ .

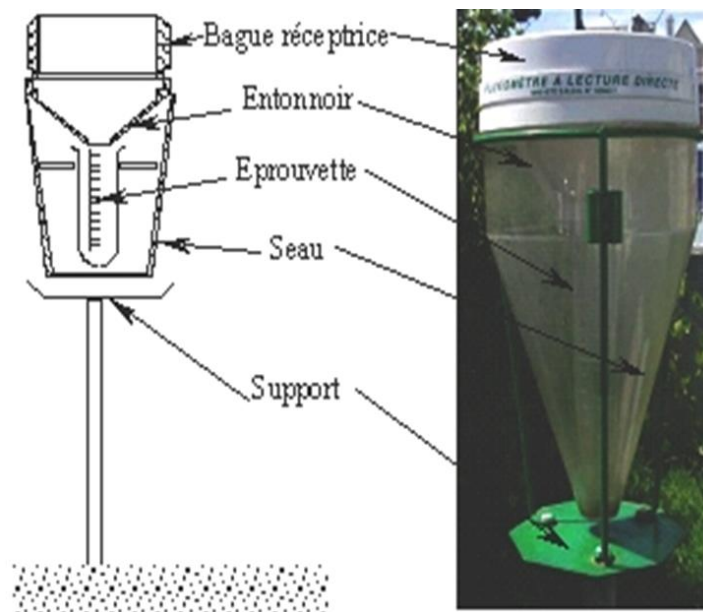


Figure III 9. Pluviomètre

Dans la pratique, on adjoint à chaque pluviomètre une éprouvette graduée (fonction de la surface réceptrice  $S$ ) qui permet la lecture directe de  $H(\Delta t)$  en  $1/10^{\text{ième}}$  mm

L'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) préconise de faire les mesures à 1 m du sol et on voit se développer des appareils de  $400 \text{ cm}^2$  en plastique dont le seau transparent est gradué et possède une éprouvette incorporée.

En général, les pluviomètres sont relevés par un observateur une ou deux fois par jour à 6 h et 18 h T.U.

### 4.2. Les pluviographes

Ces appareils sont destinés à l'enregistrement de la hauteur de pluie cumulée en fonction du temps. Deux types principaux ont eu un certain développement : les pluviographes à augets basculeurs et ceux à siphons (Fig. III 10).



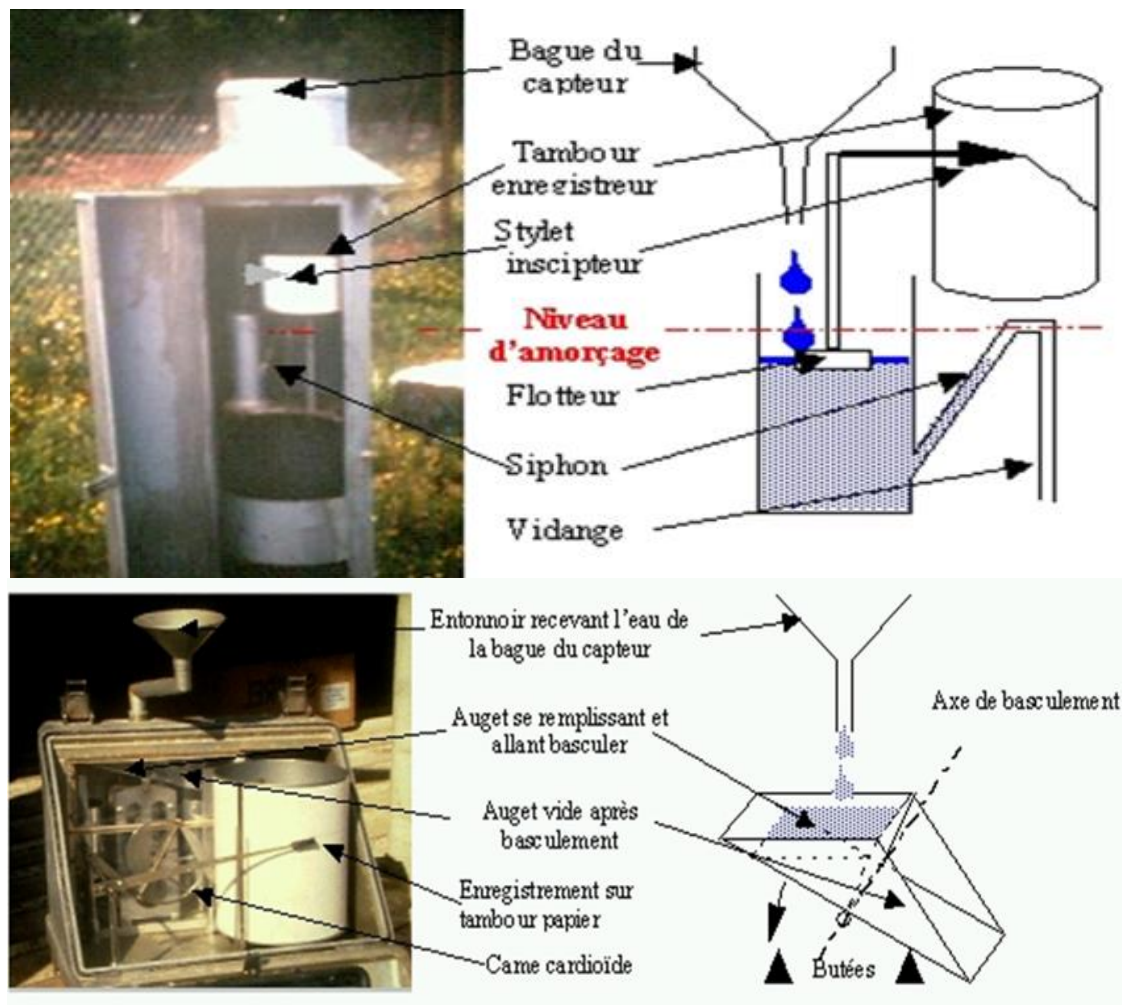


Figure III 10. Pluviographe (à auget basculeur / à siphon)

Les pluviographes à augets basculeurs ont la partie captante commune avec les pluviomètres ; ils en diffèrent par la partie réceptrice en aval de l'entonnoir. L'eau est dirigée par un court tube vers les augets de mesures. Ceux-ci sont disposés symétriquement par rapport à un axe de rotation horizontal. Dans la figure III 10, l'auget de gauche est en train de se remplir alors que celui de droite s'est déjà vidé.

Lors du remplissage, le centre de gravité de l'ensemble des deux augets se déplace vers la gauche jusqu'à dépasser la verticale de l'axe de rotation ; l'ensemble bascule alors vers la gauche et l'auget plein se vide alors que celui de droite est venu en position de remplissage. Les augets sont tarés de façon à ce que le basculement se produise lorsqu'ils contiennent 20 g d'eau. La partie captante ayant des surfaces de 2000 cm<sup>2</sup>, 1000 cm<sup>2</sup> ou 400 cm<sup>2</sup>, un basculement correspond à 0,1 mm, 0,2 mm ou 0,5 mm de pluie (Les deux dernières surfaces sont celles préconisées par l'O.M.M.).

Pour comptabiliser les basculements, deux systèmes sont possibles :

*a) Enregistrement mécanique*

Chaque basculement provoque, par un système d'ancre, l'échappement d'une roue dentée. La rotation de cette roue entraîne mécaniquement le déplacement d'un stylet inscripteur sur un cylindre entraîné lui-même par un mouvement d'horlogerie. Un système de came cardioïde permet de modifier en limite du papier le sens du déplacement du stylet.

La vitesse d'entraînement du tambour est variable ; un système de démultiplication permet d'établir une rotation complète en un jour, une semaine, deux semaines ou un mois. En fonction de ces vitesses, l'intervalle de temps minimum sur lequel on peut effectuer une lecture varie de quelques minutes à une heure.

L'ensemble de l'appareillage est assez volumineux, ce qui nécessite de placer sous la partie réceptrice un boîtier cylindrique protégeant l'appareillage. L'importance du boîtier perturbe le vent et affecte donc la mesure de la pluie.

*b) Pluviographe transducteur d'impulsions*

Dans ce type d'appareil, les basculements des augets sont convertis en impulsions électriques : une ampoule contenant du mercure est fixée aux augets. A chaque mouvement, le mercure ferme un contact électrique en se déplaçant. Cette impulsion électrique est aisément transmissible à distance, soit vers un chrono-totalisateur qui enregistre les impulsions sur papier, soit vers un enregistreur magnétique. L'avantage de ce type d'appareil est de réduire quasiment au volume des augets, l'appareillage à installer sous la bague réceptrice ; on réussit alors à construire un coffret de protection d'encombrement analogue à celui d'un pluviomètre.

**4.2.1. Mesure de l'équivalent en eau des chutes de neige**

Tous les pluviographes sont aptes à mesurer l'équivalent en eau des précipitations sous forme solide qui atteignent le capteur. En effet, il suffit de leur adjoindre un système de réchauffage pour que la neige ou la grêle fonde au contact de l'entonnoir. Pour les pluviographes mécaniques, on leur adjoint généralement un chauffage au gaz propane, la bouteille, le brûleur et le thermostat prenant place dans la cabine. Pour les appareils à transducteur, la place réduite conduit à utiliser un chauffage électrique.

Notons tout de suite que néanmoins, ces appareils ne donnent qu'une estimation très grossière des chutes de neige car les flocons sont très soumis aux vents qui perturbent les appareils.

**4.2.2. Précision des appareils**

Les pluviographes présentent l'inconvénient de sous-estimer systématiquement les fortes intensités. Les gouttes de pluie éclaboussent vers l'extérieur des augets lorsque l'ensemble est à l'horizontale ; l'inertie de l'appareillage fait que, durant le basculement, les gouttes continuent d'arriver et font déborder l'auget. Enfin, l'appareillage perturbe le champ des vitesses du vent.

Malgré des améliorations constantes, la sous-estimation varie de 4 à 10 % pour des intensités de 75 à 250 mm/h.

La prudence minimale veut que l'on adjoigne un seau qui récupère l'eau à la sortie du pluviographe. La mesure de l'eau qu'il contient permet de vérifier que l'appareil ne s'est pas détaré (basculement pour un poids différent de 20 g) ou en cas de panne totale, de connaître la hauteur totale de pluie durant la période séparant de la dernière visite.

### **4.3. Les nivomètres**

Les pluviographes permettent d'avoir une vague idée de l'équivalent en eau des précipitations neigeuses. Cela n'est pas suffisant, surtout en zone de montagne où il est intéressant de connaître à la fois l'importance quantitative du manteau neigeux mais aussi son état (prévision d'avalanches, prévision de crues, etc.).

#### **4.3.1. Mesures par sondage**

Une des premières techniques de mesure qui a été développée est d'envoyer sur le terrain un opérateur qui procède à un carottage du manteau neigeux. On pèse alors la carotte pour obtenir l'équivalent en eau. Bien évidemment, ce système est très contraignant pour le personnel qui doit opérer dans des zones d'accès difficiles et par des conditions météorologiques défavorables.

#### **4.3.2. Mesures en continu du poids**

Plusieurs techniques ont été développées ; elles sont basées essentiellement, soit sur la mesure directe du poids de la neige par un système de balance installé à la surface du sol (table à neige) ou par l'enregistrement de la pression régnant dans un coussin gonflé d'un fluide antigel et disposé à la surface du sol (coussin à neige). Ces techniques semblent être de plus en plus abandonnées devant le développement des appareils à rayonnement radioactif.

#### **4.3.3. Nivomètres à rayonnement g**

Ces appareils permettent simultanément de mesurer la hauteur de neige et l'équivalent en eau des différentes couches. Le principe en est le suivant : un émetteur de rayon g (Cesium 137) envoie un faisceau horizontal en direction d'un récepteur ; l'affaiblissement du rayonnement dépend de la quantité d'eau entre l'émetteur et le récepteur (Fig. III 11).

D'un point de vue pratique, l'émetteur et le récepteur sont disposés dans des mâts creux en fibre de verre distants de 50 cm environ. A l'intérieur des mâts, l'émetteur et le récepteur peuvent se déplacer verticalement par un système de câbles, poulies et moteur d'entraînement. La mesure démarre soit par un mécanisme d'horlogerie, soit à la demande de l'opérateur. L'équipage mobile se déplace de bas en haut à une vitesse proportionnelle à l'intensité du rayonnement reçu.

Tous les 10 cm, l'appareillage envoie une impulsion électrique ; le temps séparant deux impulsions mesure donc la densité de la neige sur 10 cm d'épaisseur. Lorsque l'émetteur émerge

de la neige, le rayonnement reçu devient maximum et l'équipage mobile retourne à son point de départ. Le nombre d'impulsions permet donc de connaître l'épaisseur de la neige à 10 cm près au maximum.



*Figure III 11. Nivomètre à rayonnement g*

La transmission de la mesure se fait généralement par radio (sites peu accessibles), mais elle peut également se faire par câble.

#### **4.4.Stations pluviométriques**

##### **4.4.1. Le site**

Le site d'implantation d'un pluviomètre comme d'un nivomètre doit répondre à certains critères :

- Être représentatif du secteur en étant exposé "normalement" aux vents ;
- Être éloigné de toute singularité trop proche. On admet en général une distance minimum de quatre fois la hauteur de l'obstacle.

Ces règles ne sont pas toujours faciles à respecter en particulier en montagne et en forêt. Par ailleurs, si les appareils autonomes peuvent être installés a priori à n'importe quel point, les pluviomètres imposent de les installer à proximité de la résidence de l'observateur. Le choix d'un site est donc un compromis entre des impératifs techniques, économiques et humains. Il garde donc un côté subjectif important.



Figure III 12. Station climatique en montagne (CNRS Mont Lozère, 2003)

#### 4.4.2. Précautions d'installation

Les pluviomètres nouvellement installés auront une surface réceptrice normalisée : 400 ou 1000 cm<sup>2</sup> (plus la section est grande, plus la pluie captée est importante). Les pluviomètres seront installés à 1 m du sol. Si un ancien pluviomètre (situé à 1,5 m) doit être remplacé, il est prudent de le laisser fonctionner durant un an concurremment avec le nouveau calé à 1,0 m.

Après chaque installation, il convient d'établir une fiche descriptive du site avec croquis et photos, ce qui permettra dans les années à venir, de mettre en évidence les évolutions progressives du site (constructions, développement des arbres, etc.) (Fig. III 13).

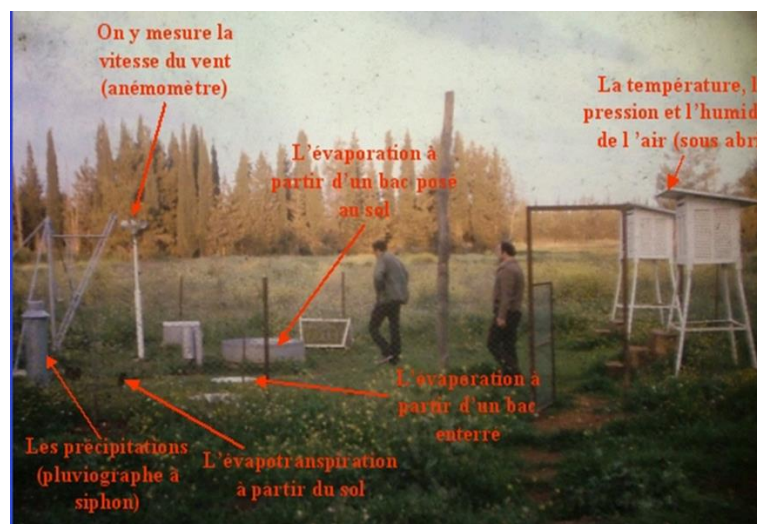


Figure III 13. Exemple d'installation d'une station climatologique (Bureau d'étude Russe, HAURAN, SYRIE)

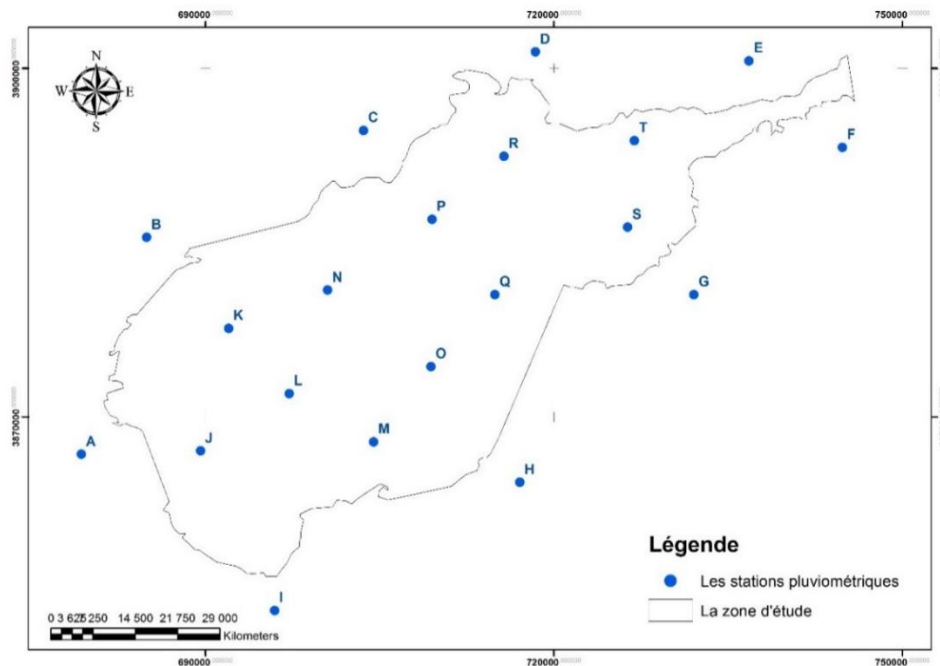
## Travaux dirigés

**TD 4 : Analyse spatiale des précipitations**

A : 1050 ; B : 1285 ; C : 1002 ; D : 1011 ; E : 504 ; F : 310 ; G : 201 ; H : 236 ; I : 336 ; J : 370 ; K : 600 ; L : 489 ; M : 465 ; N : 314 ; O : 308 ; P : 509 ; Q : 310 ; R : 509 ; S : 511 ; T : 270.

A : Poste pluviométrique et hauteur moyenne annuelle des précipitations exprimées en mm

Surface du bassin : 1183.13 km<sup>2</sup>.



1. Calculer le volume des précipitations en portant de la moyenne pluviométrique ?

$$P_m = \sum P_i / n, \quad V = P_m \cdot S \text{ (en } 10^6 \text{ m}^3/\text{an)}$$

$P_m$  : Précipitations moyennes en mm ;

$n$  : Le nombre de postes pluviométrique ;

$S$  : La surface du bassin ;

$V$  : Le volume des apports par les précipitations en 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/an.

2. Calculer la lame d'eau tombée sur le bassin par la méthode de Thiessen ?

On calcule le volume d'eau tombé sur chaque section ( $S_i$ ) délimitée par les médiatrices

à l'aide de la relation  $V_i = P_i \cdot S_i$

3. Estimer la lame d'eau par la méthode des isohyètes ?

On calcule le volume d'eau sur chaque surface comprise entre deux courbes d'isohyètes.

4. Quelle est la meilleure méthode d'estimation des apports par les précipitations ?

5. Calculer l'écart type de la série ainsi que le coefficient de variation ?

6. Estimer l'erreur dans l'étude des précipitations à l'aide de la relation  $E_r = \frac{C_v}{\sqrt{n}}$  ?

7. Déterminer le nombre de poste nécessaire pour déterminer les précipitations avec un pourcentage d'erreur de l'ordre de 10%

**Corrigé type (TD-4) : Analyse spatiale des précipitations****1. Le volume des précipitations en portant de la moyenne pluviométrique**

Stations pluviométriques	Précipitations (mm)	Stations pluviométriques	Précipitations (mm)
A	1050	K	600
B	1285	L	489
C	1002	M	465
D	1011	N	314
E	504	O	308
F	310	P	509
G	201	Q	310
H	236	R	509
I	336	S	511
J	370	T	270

$$P_m = \sum P_i / n = 10590 / 20 = \mathbf{529.5 \text{ mm/an}}$$

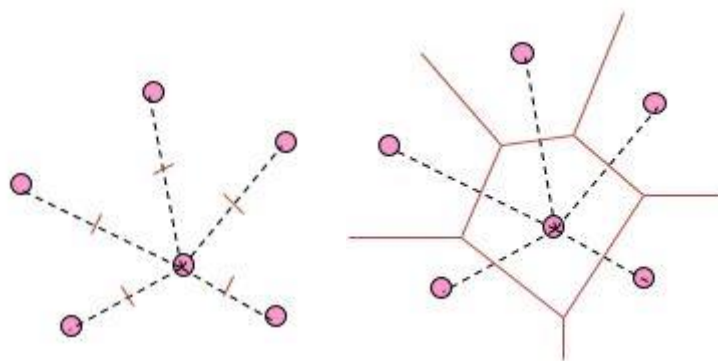
Pour calculer le volume des précipitations en Million ( $10^6$ ) de  $\text{m}^3/\text{an}$ , on applique l'équation suivante (il faut faire attention aux unités) :  $V = P_m * S$

Avec  $S = 1183.13 \text{ km}^2$  ( $1183.13 * 10^6 \text{ m}^2$ ), et  $P_m = 529.5 \text{ mm}$  ( $0.5295 \text{ m}$ ) :

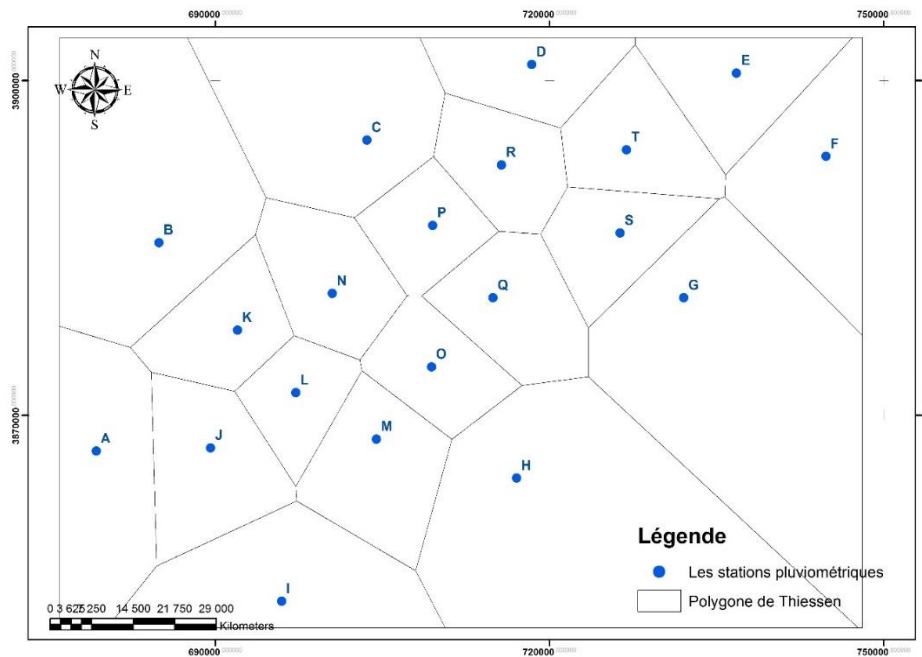
$$V = 1183.13 * 10^6 * 0.5295 = \mathbf{626.5 \text{ millions de m}^3/\text{an}}$$

**2. La lame d'eau tombée sur le bassin par la méthode de Thiessen**

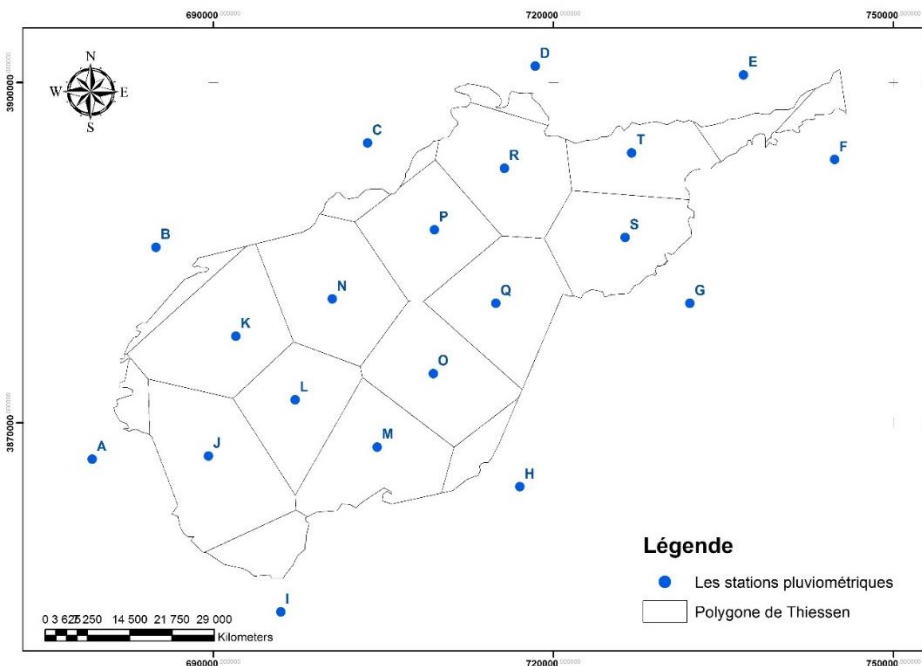
La méthode de Thiessen est basée sur la triangulation de Delaunay utilisant la méthode des médiatrices entre deux stations.



- On applique cette méthode pour notre zone d'étude, on obtient la figure suivante :



- On trace les limites de notre zone d'étude, et on efface tous qui sont à l'extérieur (voir la figure ci-dessous).



*Evolution spatiale de la pluie à l'aide de la méthode de Thiessen*

- **Le calcul des surfaces partielles (chaque polygone) :**

Avec l'utilisation d'un papier-calque, un papier millimétrique et la surface globale du bassin (1183.13 km<sup>2</sup>), on peut déterminer les surfaces partielles des polygones (méthode de triangulation).

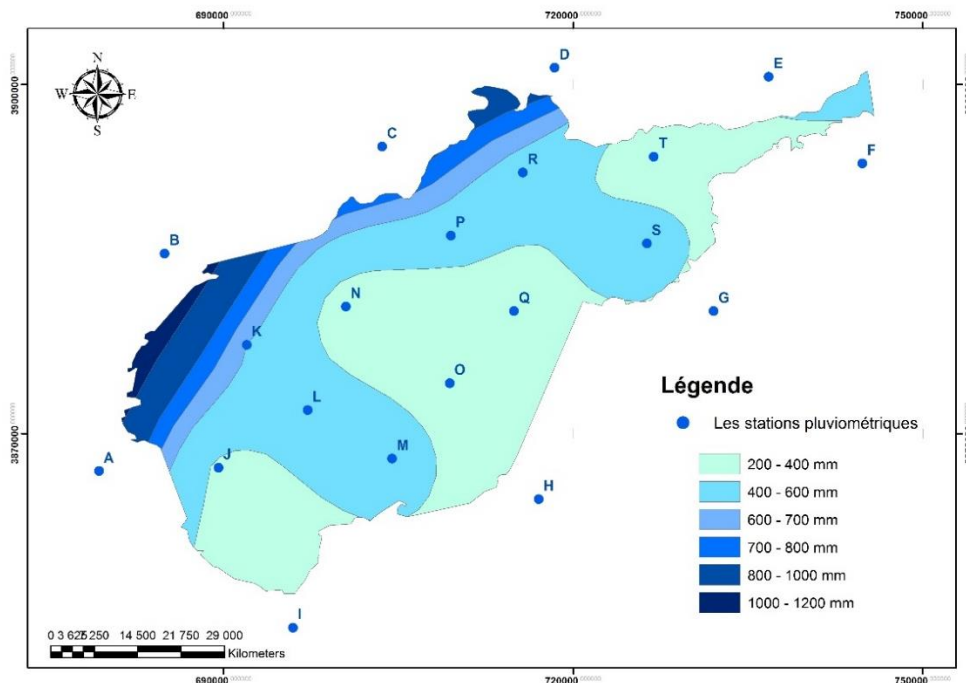


Polygone	Surface (m <sup>2</sup> )	Précipitation (m)	Volume (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> /an)	Polygone	Surface (m <sup>2</sup> )	Précipitation (m)	Volume (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> /an)
A	13165290	1.050	13.82	K	108566000	0.600	65.14
B	15103490	1.285	19.41	L	80004460	0.489	39.12
C	14361130	1.002	14.39	M	96401280	0.465	44.83
D	12168610	1.011	12.3	N	109606200	0.314	34.42
E	18517680	0.504	9.33	O	97369140	0.308	29.99
F	12800700	0.310	3.97	P	85998310	0.509	43.77
G	82002.17	0.201	0.016	Q	95263360	0.310	29.53
H	18800200	0.236	4.44	R	97198560	0.509	49.47
I	30148650	0.336	10.13	S	87963380	0.511	44.95
J	121584700	0.370	45	T	68025730	0.270	17.37

Alors, la lame d'eau tombée sur le bassin par la méthode de Thiessen est la somme des volumes tombés dans chaque polygone. Egale **531.4 millions de m<sup>3</sup>/an**

### 3. Estimation de la lame d'eau par la méthode des isohyètes

L'établissement de la carte isohyète se fait exactement comme la carte piézométrique, mais dans notre cas les courbes iso-valeurs représentent des hauteurs d'eau précipitée (100 mm, 200 mm...).



Evolution spatiale de la pluie à l'aide de la méthode Isohyète

- Avec la même procédure que la méthode de Thiessen, on calcule le volume d'eau sur chaque surface comprise entre deux courbes isohyètes.

Isohyètes	Surface (m <sup>2</sup> )	Précipitation moyenne (m)	Volume (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> /an)
200 – 400 mm	505750700	0.3	151.73
400 – 600 mm	470923500	0.5	235.46
600 – 700 mm	76888260	0.65	49.98
700 – 800 mm	53935090	0.75	40.45
800 – 1000 mm	60239420	0.9	54.21
1000 – 1200 mm	15386950	1.1	16.93

Alors, la lame d'eau tombée sur le bassin par la méthode des isohyètes est la somme des volumes d'eaux sur chaque surface comprise entre deux courbes isohyètes. Egale **548.76 millions de m<sup>3</sup>/an**

- La meilleure méthode d'estimation des apports par les précipitations **est la méthode de Thiessen**
- L'écart type de la série ainsi que le coefficient de variation

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^{n*20} (P_i - \bar{P})^2} = \mathbf{309.97 \text{ mmm}}$$

Avec,  $\sigma$  : l'écart type,  $\bar{P}$  : Précipitation moyenne et  $P_i$  : Pluie de la station i

$$Cv = \frac{\sigma}{\bar{P}} = \frac{309.97}{529.5} = \mathbf{0.58}$$

Avec,  $Cv$  : Coefficient de variation

- Estimation de l'erreur dans l'étude des précipitations

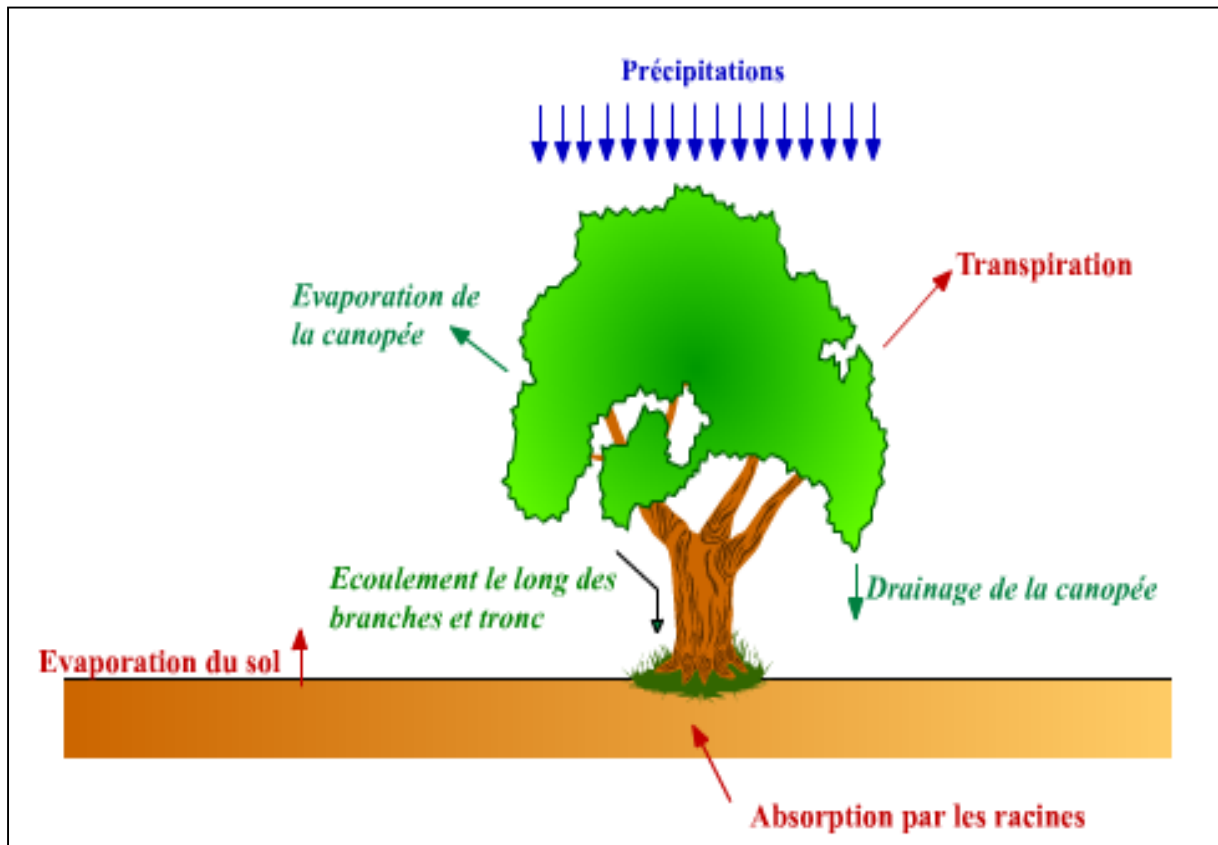
$$E_r = \frac{C_v}{\sqrt{n}} = \frac{0.58}{\sqrt{20}} = 0.13 = \mathbf{13\%}$$

Avec, n : Nombre du poste

- Le nombre de poste nécessaire pour déterminer les précipitations avec un pourcentage d'erreur de l'ordre de 10%

$$n = \left(\frac{C_v}{E_r}\right)^2 = \left(\frac{0.58}{0.1}\right)^2 = 33.58 \approx \mathbf{34 \text{ postes}}$$

## *Interception, Evaporation et Evapotranspiration*



Ce chapitre vise à doter les étudiants des connaissances et compétences pour les rendre capable à :

- *Identifier les différentes méthodes adoptées pour la mesure de l'évaporation et la transpiration ;*
- *Distinguer entre l'évaporation et la transpiration ;*
- *Différencier entre l'évapotranspiration Potentielle, maximale et réelle ;*
- *Déterminer les moyens, ainsi que les méthodes utilisées pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle et potentielle ;*
- *Déterminer les paramètres physiques conditionnant l'évaporation.*

## 1. 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, du degré hygrométrique, 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 (Tanner et Jury, 1976).

## 2. Interception

Interception ou l'interception évaporée est une fraction non négligeable de l'eau des précipitations qui n'atteint pas le sol. Cette eau peut être interceptée par des obstacles au cours du trajet vertical mais aussi horizontal de l'eau.

Les pertes par interception s'expriment par la relation suivante :

$$I = P_i - (P_s + P_t) \quad (\text{IV } 1)$$

Où :

**I** : Interception (pluie n'atteignant jamais le sol) [mm] ;

**P<sub>i</sub>** : Pluie incidente [mm] ;

**P<sub>s</sub>** : Pluie atteignant le sol drainé au travers du couvert végétal (canopée) [mm] ;

**P<sub>t</sub>** : Pluie atteignant le sol par écoulement le long des branches et des troncs [mm].

*L'interception et l'évapotranspiration sont donc intimement liées*

## 3. L'évaporation et la transpiration

La transpiration et l'évaporation sont des processus qui se produisent naturellement dans l'atmosphère et qui diffèrent l'un de l'autre. **L'évaporation** représente la transformation de l'eau de son état liquide à son état gazeux. Elle diffère de la transpiration car il s'agit d'un processus **physique** qui se produit non seulement dans les organismes vivants, mais aussi dans les entités non vivantes. Par contre, la **transpiration** est un processus **biologique** lent qui entraîne la perte d'eau des parties aériennes des plantes (les feuilles, les tiges et les fleurs). Elle aide à réguler la température des plantes en les refroidissant et en pompant l'eau et les minéraux des racines vers les feuilles pour réaliser la photosynthèse (processus qui implique la préparation de la nourriture à l'aide de la lumière du soleil, de l'eau et de l'oxygène) (Tanner and Jury, 1976).

En hydrologie : on utilise le terme **d'évapotranspiration** pour prendre en compte la combinaison de ces deux processus.

### 3.1. Processus physique de l'évaporation

Dalton (1802) exprime le taux d'évaporation d'un plan d'eau en fonction du déficit de saturation de l'air et de la vitesse du vent  $u$  en utilisant la relation suivante (McMahon et al., 2016) :

$$E = f(u) \cdot (e_z - e_a) \quad (\text{IV } 2)$$

Avec :

$E$  : Taux d'évaporation (ou flux d'évaporation ou vitesse d'évaporation), (mm/jour)

$e_a$  : Pression effective ou actuelle de vapeur d'eau dans l'air, (KPa).

$e_z$  : Pression de vapeur d'eau à saturation à la température de la surface. (KPa)

$f(u)$  : Constante de proportionnalité (avec vitesse du vent  $u$ ).

### 4. Mesure 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.

#### 4.1. Méthode directe

La mesure de l'évaporation se fait généralement au moyen de bac d'évaporation. Parmi les bacs les plus employés, on peut citer :

- Bac classe A (d'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 (Fig. IV 1).

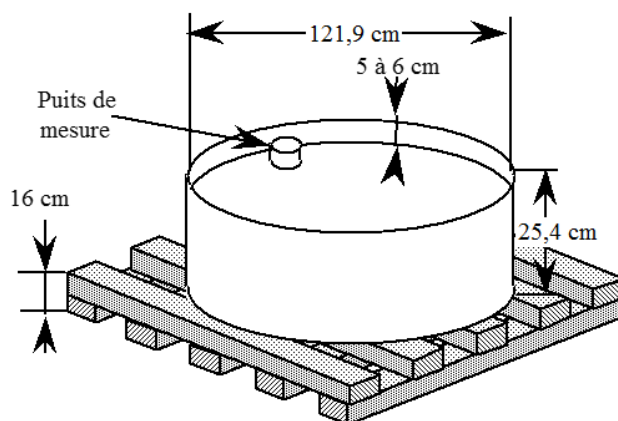


Figure IV 1. Bac US Weather Bureau classe A

- Bac Colorado et Bac ORSTOM sont des bacs de section carrée de 92,5 cm de côté (1 m pour le bac ORSTOM), d'une hauteur de 60 cm et enterré de 50 cm. L'eau est maintenue à 10 cm environ du rebord, soit sensiblement au niveau du sol. Cet appareil étant enterré

et avec une plus grande épaisseur d'eau, il possède une plus grande inertie thermique et se rapproche plus des conditions naturelles (Fig. IV 2).

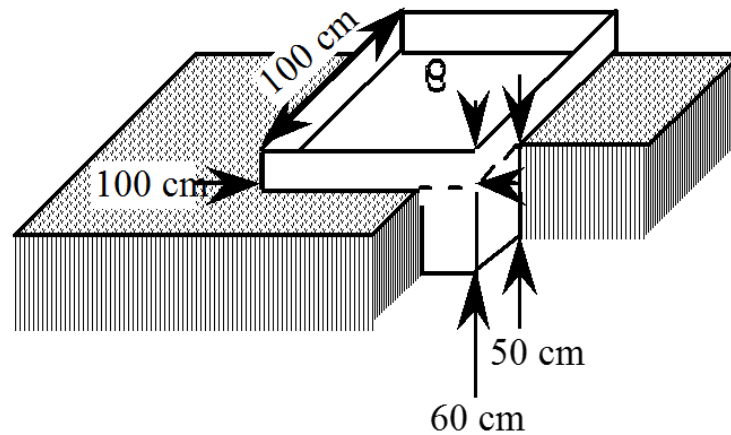


Figure IV 2. Bac Colorado

#### 4.2.Méthode empirique

La grande majorité des relations empiriques sont établies d'après l'équation de Dalton.

Dans l'absence de mesures directes, on pourra évaluer l'évaporation mensuelle à partir de réservoirs de grandes dimensions, par des formules telles celles :

- de Meyer:

$$E_{(\text{pouces/mois})} = 11. (e_{st}^- - e^-) \cdot \left( 1 + \frac{V_{(\frac{\text{miles}}{h} \text{ à } 25 \text{ pieds})}}{10} \right)$$

$e_{st}^-$  et  $e^-$  désignent la tension de vapeur saturante à la température moyenne de l'air et la tension moyenne réelle de vapeur (en pouces de Hg)

- du Service Hydrologique d'U.R.S.S. :

$$E_{(\frac{\text{mm}}{\text{mois}})} = 0.15. (e_{st}^- - e^-) \cdot \left( 1 + 0.072V_{(\frac{m}{s} \text{ à } 2m)} \right)$$

$e_{st}^-$  et  $e^-$  désignent la tension de vapeur saturante à la température moyenne de l'eau en surface et la tension moyenne réelle de vapeur à 2 m au-dessus de la surface (en millibars)

- de Lugeon:

$$E_{(\frac{\text{mois}}{\text{moisdenjours}})} = 0.398. n. (e_{st}^- - e^-) \cdot \frac{273 + \bar{t}_{max}}{273} \cdot \frac{760}{P_a - e_{st}^-}$$

$e_{st}^-$  et  $e^-$  désignent la tension de vapeur saturante à la température moyenne de l'air et la tension moyenne réelle de vapeur (en pouces de Hg),  $P_a$  la pression barométrique moyenne.

### 4.3.Méthode analytique

#### 4.3.1. Méthode du bilan hydrique

L'équation du bilan hydrologique d'un réservoir est donnée par l'expression :

$$P + R_1 - R_2 + R_3 - E - T_r - I = \Delta S \quad (\text{IV } 3)$$

P : Précipitations pendant un intervalle de temps  $\Delta t$

$R_1$  et  $R_2$  : respectivement ruissellements superficiels d'entrée et de sortie pendant  $\Delta t$

$R_3$  : apport au ruissellement provenant de la nappe phréatique.

E : évaporation

$T_r$  : Transpiration de la couverture végétale ;

I : volume total d'infiltration,

$\Delta S$  : Changement d'emménagement du réservoir.

## 5. Mesure de la transpiration

### 5.1.Méthode hygrométrique

Elle consiste à placer une plante dans un contenant fermé et à mesurer la variation d'humidité, à intervalles réguliers à l'aide d'un hygromètre (Fig. IV 3).



Figure IV 3. Hygromètre

### 5.2.Méthode utilisant les indicateurs

Les indicateurs sont des substances chimiques qui changent de couleur en contact avec l'humidité des feuilles. (Chlorure de cobalt).

### 5.3.Phytomètre

L'évaluation de la transpiration se fait par le changement de masse de tout l'appareil. Appareil pour mesurer la transpiration, consistant en un vase contenant du sol dans lequel une ou plusieurs plantes sont enracinées et scellées de sorte que l'eau ne peut s'échapper que par la transpiration des plantes (Fig. IV 4)

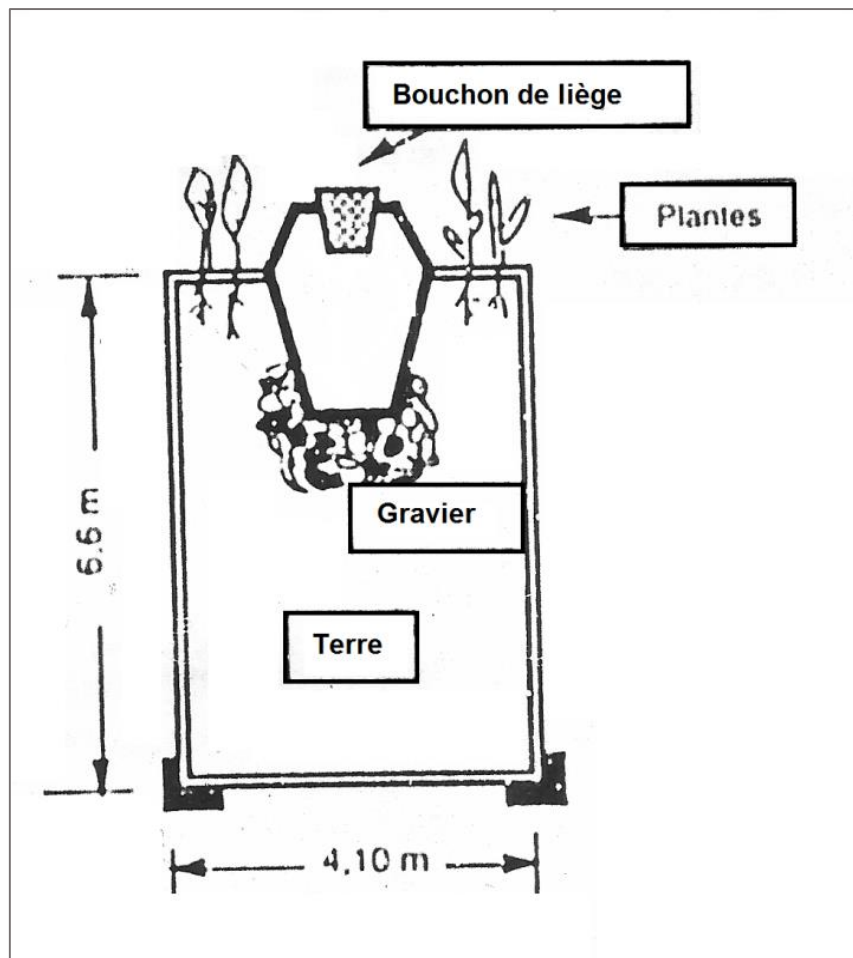


Figure IV 4. Phytomètre (Brenner, 1973)

### 6. Evapotranspiration Potentielle, maximale et réelle

L'évapotranspiration c'est un phénomène physique qui voit se transformer un liquide en vapeur. Elle est fonction de la température et de la pression. La somme de toutes les pertes par retour à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau nous donne l'évapotranspiration, cette dernière s'exprime en épaisseur d'eau évaporée pendant un certain temps (Bouchet, 1963).

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée à partir d'un stock d'eau libre, dans des conditions d'alimentation excédentaires (Bouchet, 1963). Elle dépend de plusieurs facteurs bioclimatiques qui sont variables dans l'espace et dans le temps, notamment de l'ensoleillement, de la température, des précipitations, de l'humidité, du vent et du couvert végétal...

L'évapotranspiration maximale (ETM) d'une culture donnée est définie à différents stades de développement végétatif, lorsque l'eau est en quantité suffisante et que les conditions agronomiques sont optimales (sol fertile, bon état sanitaire, ...).



L'évapotranspiration réelle (ETR) est considérée comme la somme des quantités de vapeur d'eau réellement 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.

### 6.1. Mesures directes

Les mesures directes d'ETP ou d'ETR se font surtout en agronomie où on étudie chaque type particulier de cultures. Les résultats de ces mesures sont difficiles à utiliser en hydrologie car il y a une très importante différence d'échelle entre la surface de la parcelle d'essai (quelques mètres carrés) et celle d'un bassin versant.

La mesure d'ETR peut être faite sur une case lysimétrique. On isole un bloc du sol de quelques mètres-carrés de surface sur environ 2 m d'épaisseur. Cet échantillon de terrain est drainé à sa base et on enregistre les débits **D** sortant par les drains. En surface, un collecteur fait le tour de la parcelle et récupère les eaux de ruissellement dont le débit **Q** est également enregistré. Les apports d'eau par la pluie **P** sont mesurés avec un pluviomètre. Enfin, on évalue le stock d'eau **R** contenu dans la case, soit par une mesure à la sonde à neutron des teneurs en eau dans le sol, soit en montant la case sur un système de bascule.

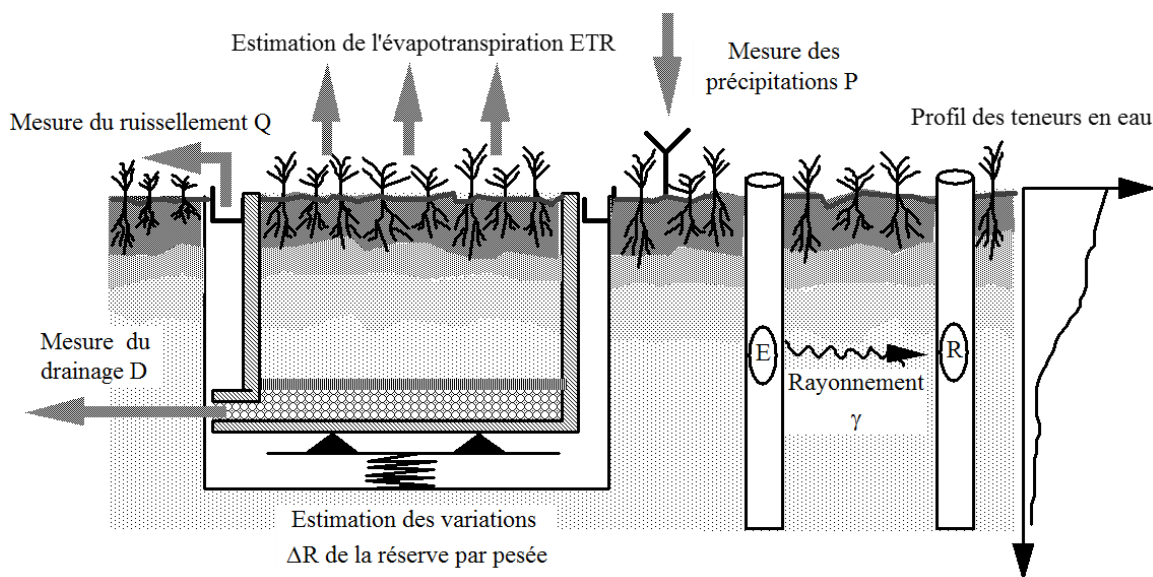


Figure IV 5. Mesure directe de l'ETR (Laborde, 2007)

Un bilan très simple permet d'évaluer l'ETR sur un intervalle de temps  $\Delta t$  puisque l'on doit avoir la relation suivante :

$$P = [Q + D + ETR] + \Delta R$$

$$\text{Entrée} = [\text{sorties}] + \text{variation de la réserve}$$

Le même système que la case lysimétrique, mais on parle alors "d'évapotranspiromètre", permet de mesurer l'ETP. Il suffit alors de maintenir un niveau d'eau dans les drains pour que l'eau

disponible ne soit plus un facteur limitant de l'ETR. On mesure ETP en écrivant le même bilan que précédemment mais le terme D pouvant être positif ou négatif.

### 6.2. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) :

Plusieurs formules permettent d'évaluer l'ETP à partir de différentes mesures climatologiques. La plus complète et la plus complexe est certainement la formule de Penman basée sur la notion de bilan énergétique. Cependant, le nombre de paramètres utilisés par cette formule (différentes températures, hygrométrie, rayonnement global, albédo, etc.) font que son emploi est rarement possible compte tenu des mesures disponibles.

#### 6.2.1. Formule de Turc

La formule de Turc, qui dérive en la simplifiant de la formule de Penmann, ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'insolation. Cette formule est la suivante :

$$ETP = 0.4 \cdot \frac{t}{t+15} \cdot (I_g + 50) \cdot K \quad (\text{IV } 4)$$

ETP : évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm d'eau) ;

$t$  : température moyenne mensuelle de l'air (en °C) ;

$I_g$  : radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (en calorie/cm<sup>2</sup>/jour) ;

$K$  : un coefficient égal à 1 si l'humidité relative  $hr$  est supérieure à 50 % (généralement le cas sous nos climats) ;

$$K = 1 + \frac{50 - hr}{70}$$

Si la radiation globale  $I_g$  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 :

$I_g A$  Radiation globale théorique (en cal/cm<sup>2</sup>/jour) ;

$H$  Durée théorique des jours du mois.

Les abaques et formules permettent d'évaluer  $I_g A$  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).

### 6.2.2. Méthode de Thornthwaite

$$i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1.514} \quad (\text{IV } 5)$$

$$ETP = 16 \left(\frac{T}{I} * 10\right)^a, \text{ ou } I = \sum i \text{ et } a = 0.016I + 0.5$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle en (mm).

T : Température moyenne mensuelle en (°C).

i : Indice thermique mensuel.

I : La somme des indices mensuels de l'année

a : Indice liée à la température

L'évapotranspiration potentielle mensuelle corrigée est obtenue à partir de la formule suivante :

$$ETP_{\text{corrigée}} = ETP \cdot k$$

Avec,

k : Coefficient de correction, qui dépend de la latitude

### 6.2.3. Méthode de Penman-Monteith, 1948

Penman propose d'évaluer l'ETP à partir d'un bilan énergétique simple :

$$R_n = A + S + E * L$$

**R<sub>n</sub>** : représente la radiation nette reçue au sol ;

**A** : représente le flux de chaleur au bénéfice de l'atmosphère ;

**S** : le flux de chaleur résultant des échanges thermiques avec le sol ;

**E** : le flux évaporé ;

**L** : la chaleur latente.

La formule développée prend la forme suivante :

$$\lambda E_0 = \frac{\Delta * (H_{net} - G) + \rho_{air} * C_p * \frac{e_z^0 - e_z}{r_a}}{\Delta + \gamma * \frac{1 + r_c}{r_a}} \text{ et } r_c = \frac{r_1}{0.5 * LAI} \quad (\text{IV } 6)$$

avec  $\lambda$  : la chaleur latente de vaporisation (MJ kg<sup>-1</sup>) ;  $E_0$  : l'ETP (mmj<sup>-1</sup>) ;  $\gamma$  : la constante psychrométrique (kPa °C<sup>-1</sup>) ;  $H_{net}$  : le rayonnement net (MJ m<sup>-2</sup>j<sup>-1</sup>) ;  $G$  : le flux de chaleur dans le sol (MJ m<sup>-2</sup>j<sup>-1</sup>) ;  $\rho_{air}$  : la densité de l'air (kg m<sup>-3</sup>) ;  $C_p$  : la chaleur spécifique à pression constante (MJ kg<sup>-1</sup>°C<sup>-1</sup>) ;  $e_z^0$  : la pression de vapeur saturante de l'air à la hauteur  $z$  (kPa) ;  $e_z$  : la pression de vapeur d'eau de l'air à la hauteur  $z$  (kPa) ;  $r_c$  : la résistance de la canopée (s m<sup>-1</sup>) ;  $r_a$  : la résistance aérodynamique (s m<sup>-1</sup>) ;  $r_1$  : la résistance minimale foliaire (s m<sup>-1</sup>) et  $LAI$  l'indice de surface foliaire.

### 6.3. Estimation de l'Evapotranspiration réel (ETR)

#### 6.3.1. Méthodes empiriques

##### - Méthode de Turc

$$E_r = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (\text{IV } 7)$$

Avec :  $L = 300 + 25T + 0.05T^3$

ETR : Evapotranspiration réelle annuelle en (mm) ;

P : Précipitations moyenne annuelles en (mm) ;

T : Température moyenne annuelles en (°C).

##### - Méthode de Coutagne

Cette méthode fait intervenir les températures et les précipitations. Elle s'écrit de la manière suivante :

$$D = ETR = P - \gamma P^2, \text{ avec } \gamma = \frac{I}{0.8 + 0.14T} \quad (\text{IV } 8)$$

Avec :

D : Déficit d'écoulement (ETR), en mm ;

P : Précipitations moyenne annuelles en (m) ;

T : Température moyenne annuelles en (°C).

L'application de cette formule est conditionnée par la relation suivante :  $\frac{1}{8\gamma} < P < \frac{1}{2\gamma}$

#### 6.3.2. A partir du bilan hydrique

Bilan Hydrique (bilan d'eau) fondé sur le principe que pendant un certain intervalle de temps, le total des apports à un bassin versant ou à une formation aquatique doit être égal au total des sorties plus la variation positive ou négative du volume d'eau stocké dans le bassin ou la formation.

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

$$P + S = R + E + (S \mp \Delta S) \quad (\text{IV } 9)$$

P : Précipitations (liquide et solide) [mm] ;

S : Ressources (accumulation) de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm] ;

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

E : Evaporation (y compris évapotranspiration) [mm] ;

$S \mp \Delta S$  : Ressources accumulées à la fin de la période [mm].

Bilan hydrique selon Thornthwaite

Cette méthode se base sur la notion de RFU (réserve en eau facilement utilisable). On admet que le sol est capable de stocker une certaine quantité d'eau (la RFU), cette eau peut être reprise par l'évaporation par l'intermédiaire des plantes.

La quantité d'eau emmagasinée dans la RFU varie entre 0 (la RFU vide) et 200 mm (RFU max) suivant la nature des sols et sous-sols considérés, avec une moyenne de l'ordre de 100mm.

**Ce bilan est fondé sur l'hypothèse suivante :**

Satisfaction du pouvoir évaporant  $ETR=ETP$ , c'est-à-dire avant qu'il y ait un écoulement quelconque, il faut d'abord satisfaire l'ETP. Par ailleurs, la complétion de la RFU est également prioritaire sur l'écoulement.

**On établit ainsi un bilan à l'échelle mensuelle, à partir de la pluie du mois P, de l'ETP et de la RFU.**

Si  $P > ETP$ , alors :

- $ETR = ETP$
- Il reste un excédent  $(P - ETP)$  qui est affecté en premier lieu à la RFU, et si la RFU est complète, à l'écoulement Q

Si  $P < ETP$  : On évapore toute la pluie et on prend à la RFU (jusqu'à la vider) l'eau nécessaire pour satisfaire l'ETR soit :

- $ETR = P + \min(RFU, ETP-P)$
- $RFU = 0$  où  $RFU + P - ETP$

Si  $RFU = 0$ , la quantité  $(Da = ETP - ETR)$  représente le déficit agricole, c'est-à-dire sensiblement la quantité d'eau qu'il faudrait apporter aux plantes pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse.

## 7. Mesures des paramètres physiques conditionnant l'évaporation

### 7.1. Mesure des températures

L'appareil doit être protégé contre les rayonnements solaires directs ou indirects. L'air étant un très mauvais conducteur de la chaleur, il faut renouveler l'air au contact du thermomètre ; l'abri devra donc être aéré. Par ailleurs, l'abri sera peint en blanc, brillant si possible, de façon à limiter son échauffement. Enfin, la mesure de température se fera à environ 1,5 m du sol.

Pour la mesure des températures de l'eau en vue de l'estimation de l'évaporation, on utilise un simple thermomètre à mercure, Il est inventé en 1724 par le physicien allemand Daniel Gabriel Fahrenheit, il fonctionne avec un tube de verre contenant du mercure, un élément chimique à l'apparence liquide dont la longueur dépend de la température.

### 7.2. Mesure de l'humidité de l'air

La mesure directe de l'humidité de l'air est difficile ; on utilise le plus souvent des mesures indirectes :

#### 7.2.1. Psychromètre

Le psychromètre se compose de deux thermomètres à mercure, l'un normal dit "sec" et l'autre dit "humide" dont le réservoir est entouré d'une mousse humidifiée par de l'eau. Le thermomètre sec indique alors la température de l'air ambiant ( $t$ ) alors que le thermomètre humide enregistre une température plus faible ( $t'$ ) due à l'évaporation de l'eau de la mousse.

Evidemment, pour que la mesure soit représentative, il faut éviter que la vapeur émise par la mousse humide ne stagne autour du thermomètre ce qui perturberait la mesure. On utilise donc de préférence des psychromètres à ventilation forcée où l'air est introduit dans l'appareil par une petite turbine actionnée par un moteur à ressort. L'avantage de ce type d'appareil est de permettre des mesures tout à fait reproductibles et indépendantes de l'aération de l'abri ou du tour de main de l'observateur (Fig. IV 6).

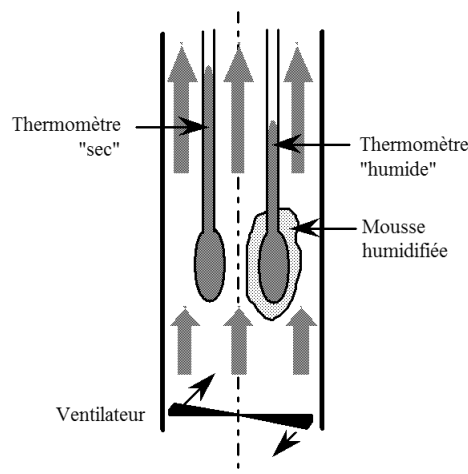


Figure IV 6. Psychromètre (Sonntag, 1989)

### 7.2.2. Hygromètre enregistreur

Les psychromètres se prêtent mal à un enregistrement en continu du degré de saturation de l'air. On a recours alors à des hygromètres organiques utilisant la propriété de certains corps de s'allonger lorsque l'humidité relative croît. Le plus souvent, c'est une mèche de cheveux qui sert de "capteur" ; leur dilatation relative est amplifiée et rendue linéaire en fonction de l'humidité relative. Les mouvements sont transmis à une plume qui enregistre les variations sur un diagramme entraîné par un mouvement d'horlogerie.

### 7.3. Mesure des pressions

La mesure des pressions est indispensable en météorologie. Les appareils le plus souvent utilisés sont des *barographes métalliques à capsules anéroïdes*. Certains types d'appareils comme celui permettent l'enregistrement en "parallèle" de la température, de l'humidité et de la pression (Fig. IV 7).

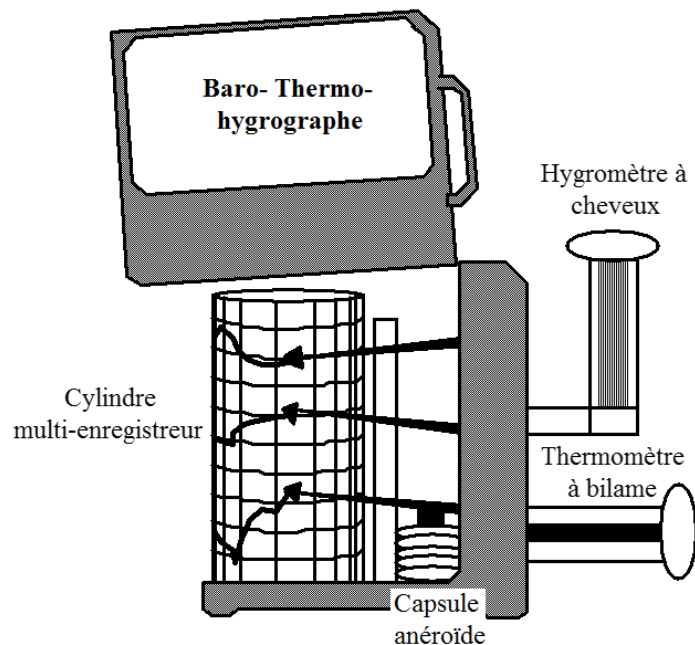


Figure IV 7. Baro-Thermo-hygrographe (Sonntag, 1989)

### 7.4. Mesure du rayonnement solaire

Les appareils diffèrent selon l'objectif :

- Appareils mesurent le rayonnement direct (Phyrhéliomètre) ;
- Appareils mesurent le rayonnement global (Pyranomètre).

Par ailleurs, il existe une mesure indirecte mais beaucoup plus simple du rayonnement solaire est celle de la durée d'insolation. L'appareil le plus utilisé est *l'héliographe de Campbell-Stockes*. Il se compose d'une sphère de cristal qui joue le rôle d'une loupe, focalise les rayons du soleil. A la distance focale de la sphère, on dispose à l'opposé du soleil une feuille de papier sensible. Lorsque le soleil brille, le papier se consume et la brûlure progresse avec le

mouvement apparent du soleil. Chaque soir, on relève le papier qui est convenablement gradué, permet de mesurer la durée quotidienne d'insolation.

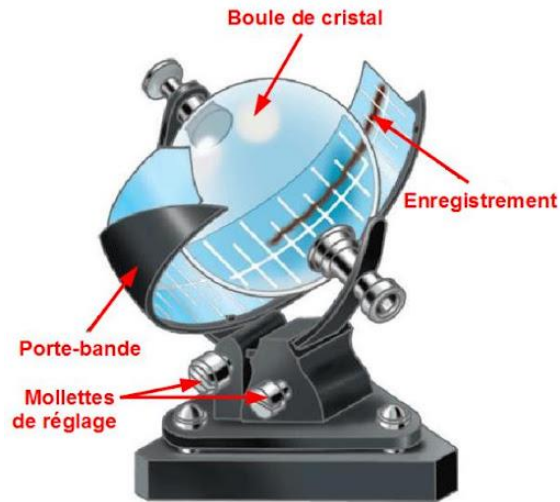


Figure IV 8. Héliographe de Campbell-Stockes

### 7.5. Mesure du vent

La mesure du vent est faite dans les stations météorologiques par des anémomètres enregistreurs des vitesses instantanées, doublés d'une girouette donnant la direction du vent.

La vitesse du vent variant d'une façon sensible au voisinage du sol, on dispose généralement les anémomètres à 10 m au-dessus d'un sol plat et à une distance de tout obstacle égale au moins à dix fois la hauteur de cet obstacle.



Figure IV 9. Anémomètre girouette et enregistreur



## Travaux dirigés

### TD 5 : L'évapotranspiration réelle et le déficit d'écoulement

Le tableau ci-dessous représente les précipitations et les températures de la station Es-Sénia pour la période 1930-1992. Il s'agit-là des moyennes mensuelles.

<i>Mois</i>	<i>Précipitations</i>	<i>T°min.</i>	<i>T°max.</i>	<i>T° moyenne</i>
<i>Septembre</i>	13.5	17.2	29.2	
<i>Octobre</i>	36.5	13.2	24.7	
<i>Novembre</i>	45.7	9.1	20.2	
<i>Décembre</i>	62.8	6.3	16.8	
<i>Janvier</i>	57.5	5.5	16	
<i>Février</i>	49.5	6.2	17.2	
<i>Mars</i>	45.4	9.7	20.8	
<i>Avril</i>	37	9.8	21.1	
<i>Mai</i>	25	12.6	23.9	
<i>Juin</i>	7.9	16.2	27.3	
<i>Juillet</i>	1.3	18.8	30.5	
<i>Août</i>	2.2	19.4	31.4	

1. Calculez l'évapotranspiration réelle par la méthode de Turc, suivant la relation :

$$E_r = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Avec :  $L = 300 + 25T + 0.05T^3$

2. Etablir le tableau du bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite. On prendra les réserves utiles égales à 80mm.
3. Calculez le déficit d'écoulement par la méthode de Coutagne :

$$D = P - \gamma P^2 ; \gamma = \frac{I}{0.8 + 0.14T}$$

4. Calculez le déficit d'écoulement à l'aide de l'abaque de P. Verdeil et celle de Wundt ?
5. Comparez les résultats obtenus par les différentes méthodes ?

**TD 6 : L'évapotranspiration potentielle**

Calculez l'évapotranspiration potentielle non corrigée et corrigée ?

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Moy
T (°C)	25.06	19	15	11	8.49	11.21	13.05	15.2	17.96	23	25	26	
<b>I</b>													
<b>ETP non cor</b>													
<b>K</b>	1.03	0.97	0.86	0.86	0.88	0.85	1.03	1.09	1.2	1.2	1.22	1.16	
<b>ETP cor</b>													

**Corrigé type (TD-5) : L'évapotranspiration réelle et le déficit d'écoulement**

1. Calcule de l'évapotranspiration réelle par la méthode de Turc, suivant la relation :

$$E_r = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Avec :  $L = 300 + 25T + 0.05T^3$

Mois	Précipitations	T° <sub>min</sub>	T° <sub>max</sub>	T
Septembre	13.5	17.2	29.2	23.2
Octobre	36.5	13.2	24.7	18.95
Novembre	45.7	9.1	20.2	14.65
Décembre	62.8	6.3	16.8	11.55
Janvier	57.5	5.5	16	10.75
Février	49.5	6.2	17.2	11.7
Mars	45.4	9.7	20.8	15.25
Avril	37	9.8	21.1	15.45
Mai	25	12.6	23.9	18.25
Juin	7.9	16.2	27.3	21.75
Juillet	1.3	18.8	30.5	24.65
Août	2.2	19.4	31.4	25.4
<b>Moyen</b>	<b>384.3</b>	<b>12</b>	<b>23.26</b>	<b>17.63</b>

$$E_r = \frac{384.3}{\sqrt{0.9 + \frac{(384.3)^2}{(300 + 25(17.63) + 0.05(17.63)^3)^2}}}$$

$$E_r = 376.4 \text{ mm}$$

**2. Etablir le tableau du bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite.**

- **Etape 1 : L'indice thermique mensuel « i »**

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1.514}$$

- **Etape 2 : L'évapotranspiration potentielle**

**ETP non cor** : Evapotranspiration non corrigé

$$ETP_{NON\ CORR} = 16 \left(\frac{10 \cdot t}{I}\right)^a$$

Avec,  $a = 0.016 * I + 0.5 = 1.83$

**I** : est la somme des indices thermiques mensuels « i » (**I = 83.36**)

**ETP cor** : Evapotranspiration corrigé

$$ETP_{corr} = k * ETP_{non\ corr}$$

Le facteur de correction (k) est tiré par le tableau A (fichier ci-joint)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
<b>T (°C)</b>	23.2	18.95	14.65	11.55	10.75	11.7	15.25	15.45	18.25	21.75	24.65	25.4
<b>I</b>	10.21	7.52	5.09	3.55	3.18	3.62	5.41	5.52	7.10	9.26	11.19	11.71
<b>ETP non cor</b>	104.14	71.91	44.9	29.06	25.5	29.75	48.32	49.49	67.12	92.54	116.36	122.92
<b>K</b>	1.03	0.97	0.86	0.84	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16
<b>ETP Cor</b>	107.26	69.75	38.61	24.41	22.17	25.29	49.77	54.44	81.22	112.9	144.3	142.6

- **Etape 3 : Bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite**

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Année
P (mm)	13.5	36.5	45.7	62.8	57.5	49.5	45.4	37	25	7.9	1.3	2.2	<b>384.3</b>
ETP (mm)	107.26	69.75	38.61	24.41	22.17	25.29	49.77	54.44	81.22	112.9	144.3	142.6	<b>872.72</b>
RFU (mm)	0	0	7.09	45.48	80	80	75.63	58.19	1.97	0	0	0	<b>80</b>
ETR (mm)	13.5	36.5	38.61	24.41	22.17	25.29	49.77	54.44	81.22	9.87	1.3	2.2	<b>359.28</b>
Déficit agricole (mm)	93.76	33.25	0	0	0	0	0	0	0	103.03	143	140.4	<b>513.44</b>
Ecoulement (mm)	0	0	0	0	0.81	24.21	0	0	0	0	0	0	<b>25.02</b>

**3. Le déficit d'écoulement par la méthode de Coutagne :**

$$D = P - \gamma P^2$$

Avec : D : Déficit d'écoulement (en m),

P : lame précipitée moyenne annuelle (en m),

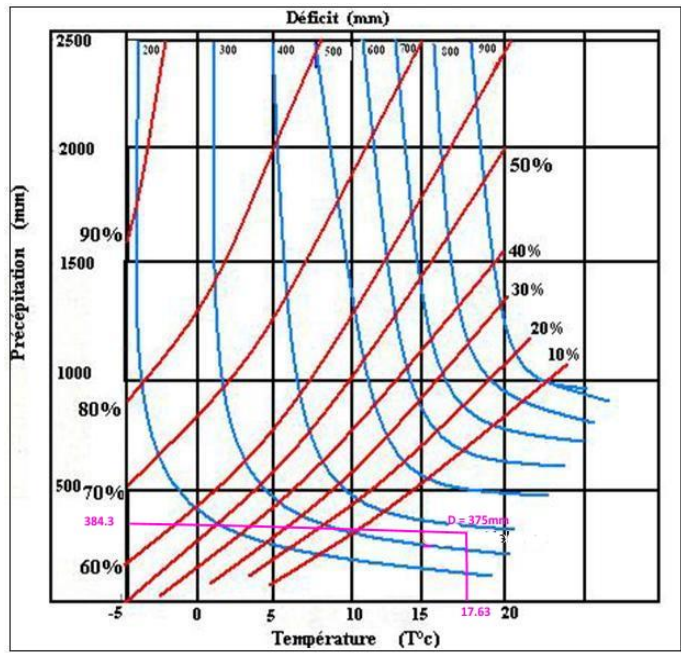
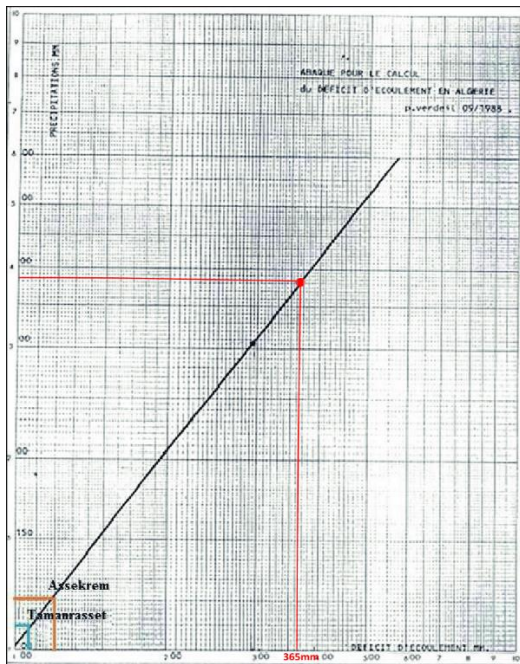
$\gamma$  : Coefficient régional =  $1 / (0,8 + 0,14 \cdot T)$ .

T : Température moyenne annuelle (°C),

Donc, **D = 0.339m = 339mm**

**4. Le déficit d'écoulement à l'aide de l'abaque de P. Verdeil et celle de Wundt.**

- Le déficit d'écoulement à l'aide de l'abaque de P. Verdeil est **365mm**
- Le déficit d'écoulement à l'aide de l'abaque de Wundt est **375mm** (l'écoulement < 10%)



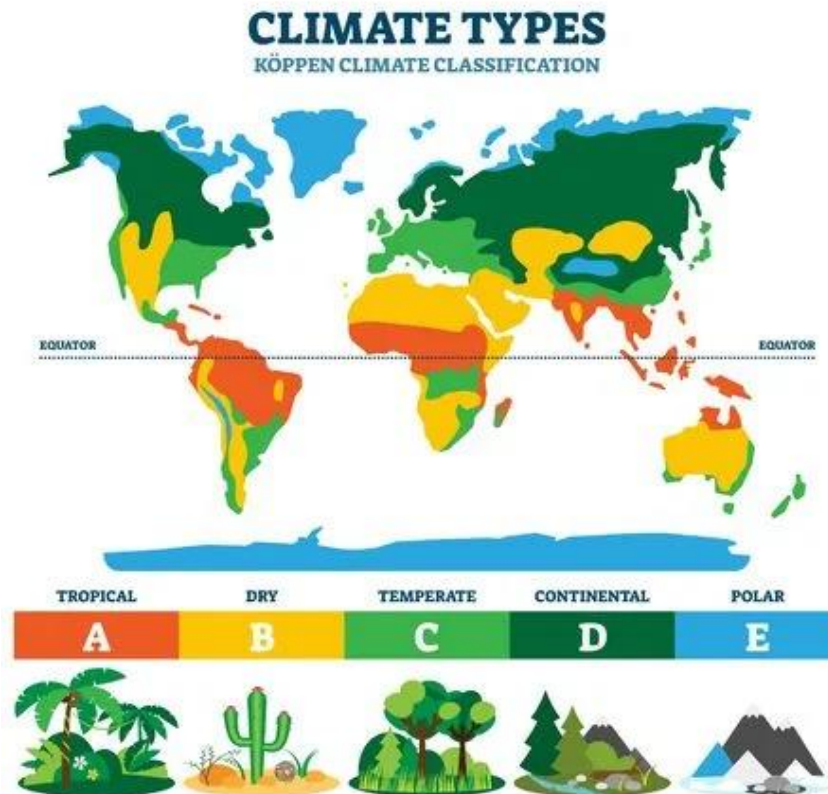
**5. La méthode de Thornthwaite est la meilleure technique pour préciser la somme de différents paramètres hydrologiques**

**Corrigé type (TD-6) : L'évapotranspiration potentielle**

L'évapotranspiration potentielle non corrigée et corrigée

Année	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Moy
T (°C)	25.06	19.0	15.0	11.0	8.49	11.21	13.05	15.2	17.96	23.0	25.0	26.0	17.5
I	11.47	7.54	3.29	3.29	2.22	3.39	4.27	5.38	6.39	10.07	11.43	12.13	80.9
ETP non cor	119.84	72.21	26.56	27	17	27	36.31	48	65.14	102.43	119.31	128.2	788.57
K	1.03	0.97	0.86	0.86	0.88	0.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	
ETP cor	123.43	40.75	22.84	22.84	14.5	23.36	37.39	52.32	78.16	122.91	145.55	148.7	832.79

## Régime climatique



*Ce chapitre vise à doter les étudiants des connaissances et compétences pour les rendre capable à maîtriser :*

- *Les principales caractéristiques des climats du monde ;*
- *Les climats locaux et microclimats ;*
- *La différence entre variabilité, changement climatique et sécheresse ;*
- *La méthodologie adoptée pour déterminer le phénomène de la variabilité climatique (les indices statistiques et les tests de détection de ruptures) ;*
- *Le phénomène de réchauffement climatique ;*
- *Les différentes méthodes utilisées pour la détermination du régime climatique d'une région donnée.*

## 1. Introduction

Le climat est la distribution statistique des conditions de l'atmosphère terrestre dans une région donnée pendant une période donnée (André, 2001). La caractérisation du climat est effectuée à partir de mesures statistiques annuelles et mensuelles sur des données atmosphériques locales : température, pression atmosphérique, précipitations, ensoleillement, humidité, vitesse du vent. Ces analyses permettent de classer les climats des différentes régions du monde selon leurs caractéristiques principales.

Le climat a fortement varié au cours de l'histoire de la Terre sous l'influence d'une pluralité de phénomènes astronomiques, géologiques, etc., et plus récemment sous l'effet des activités humaines (réchauffement climatique).

## 2. Classification et caractéristiques climatiques

Il existe de nombreuses méthodes de classification des climats. L'une des plus connues est la classification de Köppen (Tab. V 1).

Tableau V 1. Caractéristiques des principaux climats dans le monde (Amyotte, 1995)

Climats	Caractéristiques
<b>Climat équatorial</b>	Concerne les régions voisines de l'équateur. Il se caractérise par une seule saison, de fortes précipitations (formation de nuages cumulo-nimbus), ainsi qu'une température élevée quasiment constante toute l'année, dont la moyenne est de 28 °C.
<b>Climats tropicaux humides</b>	Caractérise les régions situées jusqu'à 15 à 25 degrés de latitude nord et sud. La température mensuelle est toute l'année au-dessus de 18 °C. On distingue une saison sèche et une saison humide. Plus l'on s'approche de l'équateur et plus la saison humide s'allonge.
<b>Climat désertique</b>	Caractérisé par une évaporation supérieure aux précipitations. La végétation est parfois absente. Il s'étend entre 10 et 35 degrés de latitude nord et sud.
<b>Climat subtropical</b>	Situé à des latitudes comprises entre 25 et 45°. Ces climats subissent l'influence de masses d'air tropicales pendant les mois d'été, leur apportant de fortes chaleurs. En revanche, ils connaissent une vraie saison froide, même si celle-ci est modérée, sous l'influence de masses d'air polaire. Généralement deux types de climats peuvent être qualifiés de subtropicaux : le climat méditerranéen et le climat subtropical humide.

<b>Climat océanique</b>	Influencé par la proximité des océans, avec des étés chauds et orageux et des hivers très froids et plutôt secs. Il est marqué par une amplitude thermique faible (moins de 18 °C). Les précipitations sont en général de l'ordre du mètre et surtout bien réparties. Certains auteurs parlent de climat hyperocéanique où l'amplitude thermique annuelle moyenne est très faible (moins de 10 °C).
<b>Climat continental</b>	Représente par une amplitude thermique plus forte (dépassant les 23 °C). Les régions présentant une amplitude thermique intermédiaire entre climat océanique et climat continental (autour des 20 °C) sont appelés climat océanique dégradé ou climat semi-continental. Certains auteurs parlent de climat hypercontinental (amplitude supérieure à 40 °C) où seule la terre influence le climat.
<b>Climat méditerranéen</b>	Est caractérisé par des étés chauds et très secs, et des hivers doux et humides avec des précipitations violentes. Ce climat doit son nom à la proximité de la Méditerranée mais peut se rencontrer dans d'autres parties du monde (Afrique du Sud, Chili, etc.).
<b>Climat subtropical humide</b>	Aussi appelé « nuance chinoise » est caractérisé par des étés chauds, des hivers très froids, une forte amplitude thermique, de fortes précipitations (supérieure à 1000-1500 mm/an) en particulier l'été. Ce climat est typique de l'Est de l'Asie.
<b>Climats subarctiques</b>	Correspond à l'appellation « climat tempéré froid sans saison sèche avec aucun mois chaud (+22 °C) ». On ne retrouve ce type de climat que dans l'hémisphère nord : partie centrale de tout le Canada, majeure partie de la Russie et nord-est de la Chine.
<b>Climats polaires</b>	Est sec caractérisé par des températures froides toute l'année. Vent fort et persistant.

### 2.1. Climats locaux et microclimats

La présence de reliefs (climat montagnard...) et d'étendues aquatiques induisent des climats spécifiques. En fond de vallée par exemple, au lever du jour, la température sera beaucoup moins élevée qu'au sommet des versants, pourtant situé à quelques kilomètres de là. La circulation, les échanges entre masses d'air locales ne seront ainsi pas les mêmes que dans la vallée voisine, peut être orientée différemment par rapport au soleil.

Ces particularités peuvent avoir une origine humaine. Il s'agit essentiellement de microclimat urbain ou être entretenues par un milieu naturel tel qu'un rivage marin ou lacustre, ou encore une forêt (Doutreloup, 2016).

L'échelle microclimatique concerne des sites peu étendus (d'une centaine de mètres carrés), parfois beaucoup moins. Les traits spécifiques de la topographie et de l'environnement à petite échelle (bâtiments et obstacles divers, couvert végétal, niches rocheuses...) modifient dans ce cas sur des aires réduites, mais de façon parfois très notable, les caractéristiques générales du courant aérien, de l'ensoleillement, de la température et de l'humidité

### 3. Changement et variabilité climatique

*Les changements climatiques* désignent une variation statistiquement significative de l'état moyen du climat ou de sa variabilité persistant pendant de longues périodes (généralement, pendant des décennies ou plus). La *Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques (CCNUCC)* fait une distinction entre les "changements climatiques" qui peuvent être attribués aux activités humaines altérant la composition de l'atmosphère, et la "variabilité climatique" due à des causes naturelles (variations de l'activité solaire, évolution naturelle de la composition atmosphérique, éruptions volcaniques, impacts de météorites...).

D'après *Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*, le phénomène de changement climatique peut se traduire par des événements climatiques plus extrêmes, tels que des tempêtes plus violentes, la fréquence accrue de fortes pluies et des périodes de sécheresse plus longues (GIEC / IPCC, 2007 in Otmane et al., 2017).

### 4. La sécheresse

La sécheresse peut se définir comme un phénomène naturel récurrent du climat lié essentiellement à l'absence de précipitations que reçoit une région dans un laps de temps déterminé (GIEC / IPCC, 2007 in Otmane et al., 2018).

Ainsi, la préparation et l'élaboration des plans d'intervention contre les risques de sécheresse ont retenu l'attention de plusieurs chercheurs dans le monde (Lubes-Niel et al., 1998 ; Amidou et al., 2010 ; Djellouli et al., 2016 ; Radia et al., 2021).



## 5. La variabilité climatique

Pour caractériser la variabilité climatique dans une région donnée, il est indispensable d'utiliser les indices statistiques (SPI, CMI...) et les tests de détection de ruptures.

### 5.1. Indice Standardisé des Précipitations (SPI : Standardized Precipitation Index)

L'indice standardisé des précipitations, mis au point par MCKEE et al., (1993) permet de mesurer la sécheresse météorologique. Il s'agit d'un indice de probabilité qui repose seulement sur les précipitations. Les probabilités sont standardisées de sorte qu'un SPI de 0 indique une quantité de précipitation médiane (par rapport à une climatologie moyenne de référence, calculée sur 30 ans). L'indice est négatif pour les sécheresses, et positif pour les conditions humides.

Cet indice a été utilisé par plusieurs chercheurs dans le monde (Wu et al., 2001 ; Giddings et al., 2005 ; Faye et al., 2015), est donné par la relation suivante (Lamb, 1982) :

$$SPI = (P_i - P_m) / \sigma_i \quad (V 1)$$

Où  $P_i$  Pluviométrie de l'année  $i$ ,  $P_m$  est la Pluviométrie moyenne inter annuelle de la période d'observation et  $\sigma_i$  l'écart type de la pluviométrie inter annuelle de la période d'observation.

Pour déterminer l'ampleur de la sécheresse (ou de l'humidité) pour chacune des années de la série chronologique, il est nécessaire d'utiliser les classes standard des valeurs des indices SPI (Tab. V 2).

Tableau V 2. Classification de la sécheresse en rapport avec la valeur SPI (Wu et al., 2001)

Classe de SPI	Phénomène climatique
<b>SPI &gt; 2</b>	Humidité extrême
<b>1 &lt; SPI &lt; 2</b>	Humidité forte
<b>0 &lt; SPI &lt; 1</b>	Humidité modérée
<b>-1 &lt; SPI &lt; 0</b>	Sécheresse modérée
<b>-2 &lt; SPI &lt; -1</b>	Sécheresse forte
<b>SPI &lt; -2</b>	Sécheresse extrême

Cette classification a été adoptée par plusieurs chercheurs dans le monde. Il est possible avec cette classification de déterminer le pourcentage d'années par classe SPI et en conséquence la signification correspondante en termes d'ampleur de phénomène climatique.

### 5.2. Indices climatiques d'humidité (CMI : Climatic Moisture Index)

Pour avoir une image plus précise des changements éventuels sur le régime climatique, il est judicieux d'étudier l'évolution du CMI. Ce dernier, prend en compte l'évapotranspiration potentielle et la pluie annuelle pour avoir un indice compris entre -1 et 1,

$$CMI = (P/ETP) - 1 \text{ si } (P < ETP) ; CMI = 1 - (ETP/P) \text{ si } (P > ETP) \quad (V 2)$$

Les valeurs du CMI se rangent comme celle du SPI en trois classes représentant trois phénomènes climatiques (Otmane et al., 2018 ; Vörösmarty et al., 2005). Donc il est nécessaire

de déterminer le pourcentage d'années par classe CMI pour savoir quel type de climat règne dans le bassin pour un laps de temps déterminé.

$$\begin{cases} CMI > 0 & \text{Climat humide} \\ -0.6 < CMI < 0 & \text{Climat semi aride} \\ CMI < -0.6 & \text{Climat aride} \end{cases}$$

### 5.3. Tests de Détection des ruptures

D'après Brunet-Moret (1977), Buishand (1982) et Lubes-Niel et al (1998), une "rupture" peut être définie de façon générale par un changement dans la loi de probabilité d'une série chronologique (soit un changement significatif de moyenne, soit un changement de variance). Il est également possible que les deux types de changements statistiques, de moyenne aussi bien que de variance, se manifestent à partir d'un certain moment le plus souvent inconnu. Les modalités possibles de changements climatiques sont souvent associées avec les procédures de vérification de la stationnarité ou du caractère aléatoire de la série des données. Généralement, la détection des changements de moyenne est effectuée en utilisant les tests de Lee-Henghinian, et Pettitt. De même, le test de Hubert a été employé pour détecter des multiples sauts dans la moyenne (Lubes-Niel et al., 1998). Ces tests sont réputés pour leur robustesse et leur puissance et ont fait l'objet de plusieurs applications dans différentes régions d'Afrique.

Le code de calcul Khronostat développé à l'IRD-HSM de Montpellier a été particulièrement utile dans la mise en œuvre des procédures statistiques.

#### 5.3.1. Test de Pettitt

Le test de Pettitt (1979), non paramétrique, a servi pour détecter le changement de stationnarité. Ce test, reconnu par sa robustesse, dérive du test de Mann-Whitney (Sebbar et al., 2011). Il est plus particulièrement sensible à un changement de moyenne. L'absence de rupture dans une série chronologique ( $X_i$ ) de taille  $N$  constitue l'hypothèse nulle. La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant " $t$ " compris entre 1 et  $N$ , les séries chronologiques ( $X_i$ ),  $i=1$  à  $t$  et  $t+1$  à  $N$  appartiennent à la même population. La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable  $U_{t,N}$  définie par :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad (V 3)$$

Où  $D_{ij} = \text{sgn}(X_i - X_j)$ , avec  $\text{sgn}(x) = 1$  si  $(x > 0)$ ,  $0$  si  $(x = 0)$ ,  $-1$  si  $(x < 0)$ .

Si l'hypothèse nulle est rejetée, une estimation de la date de rupture est donnée par l'instant  $t$  définissant le maximum en valeur absolue de la variable  $U_{t,N}$ .

### 5.3.2. La méthode bayésienne

La méthode bayésienne de Lee et Heghinian (1977) est une approche paramétrique qui requiert une distribution normale des variables étudiées. L'absence de rupture dans la série constitue l'hypothèse nulle. La méthode établit la distribution de probabilité a posteriori de la position dans le temps d'un changement. La procédure repose sur le modèle suivant :

$$\begin{aligned} X_i &= \mu + \varepsilon_i \quad (i = 1, \dots, \tau) \\ X_i &= \mu + \delta + \varepsilon_i \quad (i = \tau + 1, \dots, n) \end{aligned} \quad (\text{V } 4)$$

Où les  $\varepsilon_i$  sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance  $\delta^2$ .

Les variables  $\tau$ ,  $\mu$  et  $\delta$  sont des paramètres inconnus.  $\tau$  et  $\delta$  représentent respectivement la position de la rupture dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel sur la moyenne. La procédure bayésienne se fonde sur la distribution marginale a posteriori de  $\tau$  et  $\delta$ . Lorsque la distribution est unimodale, la date de la rupture est estimée par le modèle avec d'autant plus de précision que la dispersion de la distribution est faible.

### 5.3.3. La procédure de segmentation d'Hubert

Contrairement aux tests de Pettitt et la méthode bayésienne, la procédure de segmentation initiée par Hubert et al., (1989) a pour principe de découper la série en  $m$  segments ( $m > 1$ ) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit nettement différente de la moyenne des segments voisins. Pour un ordre donné, la segmentation retenue est celle qui minimise l'écart quadratique entre la moyenne du segment et celle de la série.

Toute série  $X_i$ ,  $i = i_1, i_2$ , avec  $i_1 \geq 1$  et  $i_2 \leq N$  où ( $i_1 < i_2$ ), constitue un segment de la série initiale des  $(X_i)$ . Toute partition de la série initiale en  $m$  segments est une segmentation d'ordre  $m$  de cette série. À partir d'une segmentation particulière d'ordre  $m$  pratiquée sur la série initiale, on définit :  $i_k$ ,  $k = 1$  à  $m$ , le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale de  $k^{\text{ième}}$  segment ;  $mx_k$ , la moyenne du  $k^{\text{ième}}$  segment ;  $D_m$ , l'écart quadratique entre la série et la segmentation considérée :

$$D_m = \sum_{k=1}^{k=m} d_k \quad \text{avec} \quad d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - mx_k)^2 \quad (\text{V } 5)$$

La segmentation retenue au terme de la mise en œuvre de la procédure doit être telle que pour un ordre  $m$  de segmentation donné, l'écart quadratique  $D_m$  soit minimum et que les moyennes de deux segments contigus soient significativement différentes.

**6. Le Changement climatique (réchauffement climatique)**

Appelé également réchauffement planétaire ou réchauffement global, est un phénomène d'augmentation de la température moyenne des océans et de l'atmosphère, mesuré à l'échelle mondiale et sur plusieurs années.

Certaines de ces causes sont d'origines humaine, comme la déforestation et la production de dioxyde de carbone par combustion de matière fossile (Fig. V 1). D'autres sont naturelles, comme l'activité solaire ou les émissions volcaniques.

Pour en savoir plus sur ce phénomène, il est très important de consulter les travaux de Dr. ROBERT Kandel, Directeur de Recherche au CNRS (Robert, 2002).

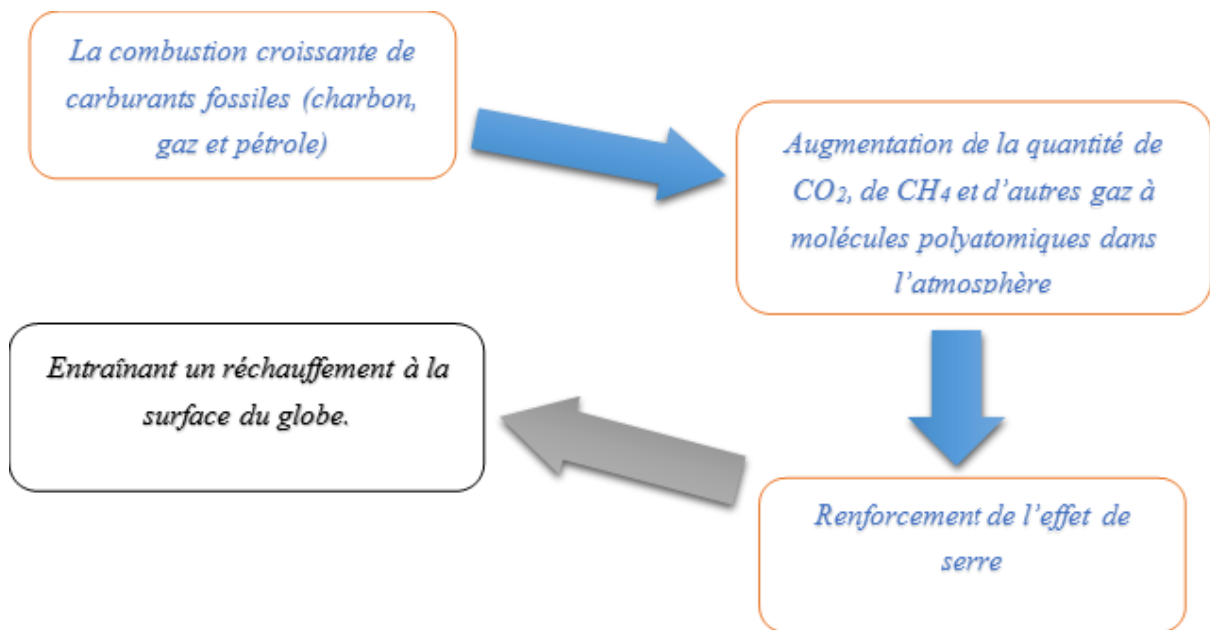


Figure V 1. La combustion de carburants fossiles et l'effet de serre (Robert, 2002)

Le rayonnement infrarouge terrestre n'est pas entièrement rediffusé vers l'espace. Une grande partie est interceptée par certains gaz de l'atmosphère : les gaz dits à effet de serre (Fig. V 2).

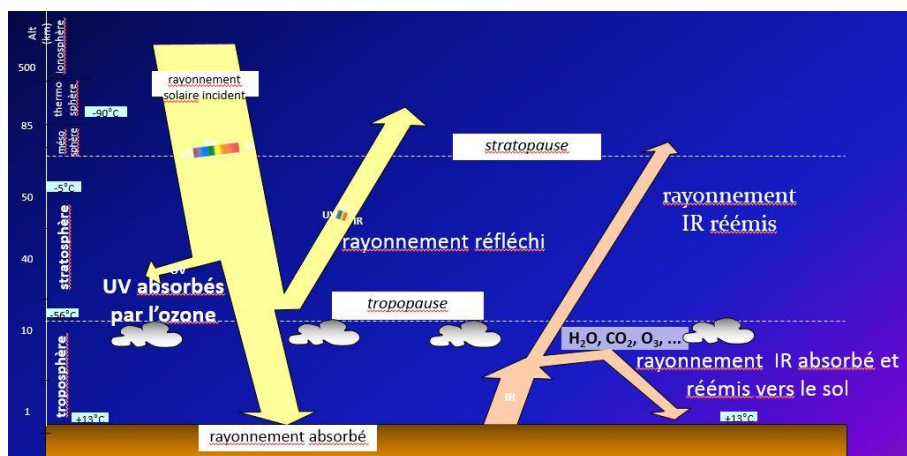


Figure V 2. Rayonnement infrarouge terrestre intercepté par les gaz à effet de serre (Parlons science., 2022)

### 6.1. Qu'est-ce qu'un gaz à effet de serre ?

C'est un gaz dont les molécules sont susceptibles d'absorber une partie du rayonnement infrarouge qu'il reçoit de la Terre. Les principaux gaz à effet de serre sont la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, le méthane, les oxydes nitreux et l'ozone, etc.

Les gaz à effet de serre forment une couverture autour de la Terre. Cette couverture permet de garder la chaleur dans l'atmosphère et d'avoir une température vivable sur Terre.

L'effet de serre est un phénomène naturel lié à la présence de gaz à effet de serre qui piègent le rayonnement infrarouge émis par la Terre vers l'atmosphère. Cet effet de serre permet à l'atmosphère (troposphère) de se maintenir à une température moyenne de 15 °C, et sans lui, la température moyenne serait de l'ordre de - 18 °C. Mais les activités humaines rejettent trop de gaz à effet de serre comme du dioxyde de carbone, du méthane, de l'oxyde nitreux, des CFC. Cela conduit à une augmentation de l'effet de serre. La température augmente alors : c'est le réchauffement planétaire (Fig. V 3).



Figure V 3. La température et l'effet de serre (Parlons science., 2022)

### 6.2. Evolution de la concentration des gaz à effet de serre

L'analyse de données de la concentration des gaz à effet de serre (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O et CFC) depuis 1850 (Fig. V 4), nous montre une croissance flagrante à savoir :

- La croissance du dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), particulièrement depuis 1957 ;
- L'augmentation de la concentration du méthane, qui a plus que doublé, passant de 800ppb en 1850 à plus que 1700ppb aujourd'hui ;
- Le protoxyde d'azote (N<sub>2</sub>O) : Ces émissions proviennent des sols agricoles (l'utilisation massive d'engrais chimiques), de l'alimentation de bétail et de l'industrie chimique ;
- Les chlorofluorocarbures CFC : Sont des composés gazeux qui contiennent des molécules avec des atomes de carbone liés avec du fluor et du chlore. Les CFC sont utilisés, par exemple, en tant que réfrigérant. Ces composés ont une très longue durée

de vie. L'implication des CFC dans la destruction de l'ozone ( $O_3$ ) a conduit à l'adoption en 1987 du protocole de Montréal, mettant fin à leur production.

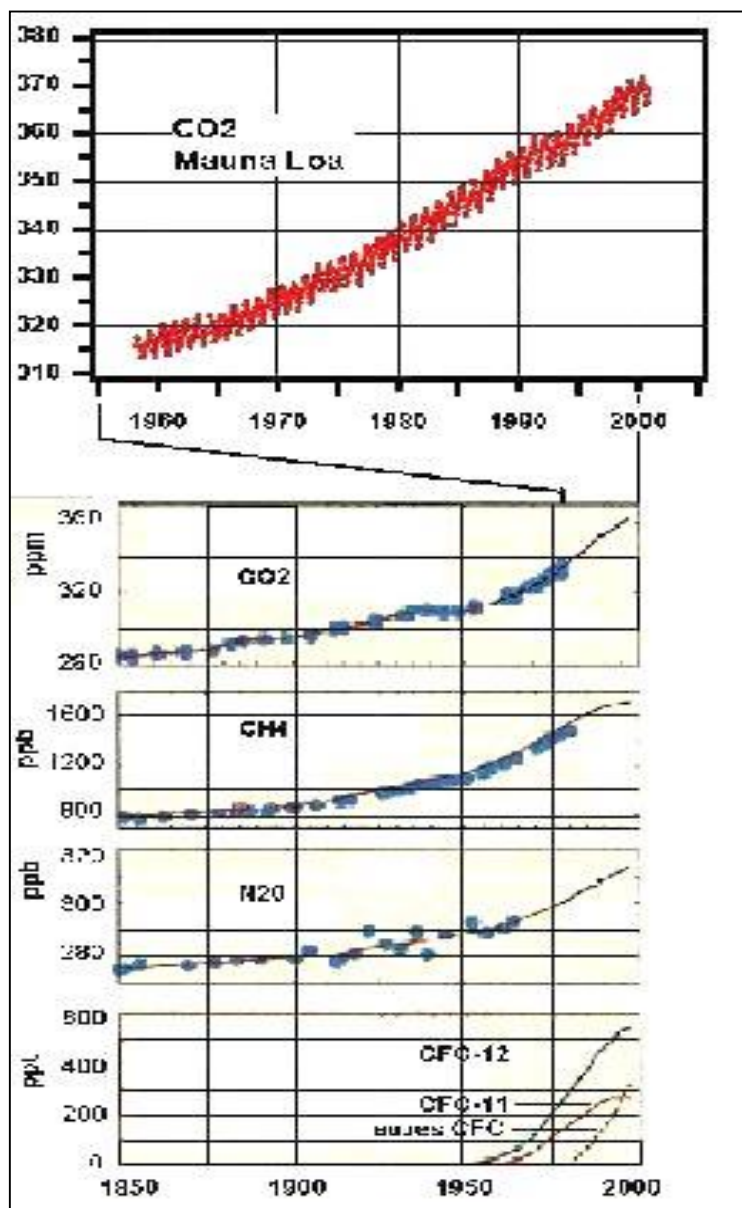


Figure V.4. Evolution depuis 1850 des teneurs atmosphériques de plusieurs gaz à effet de serre ( $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$  et CFC) d'après Robert (2002)

### 6.2.1. La fumée noire

Résulte des feux de forêt, cheminées d'habitations ou d'usines (la mise à feu par les Irakiens des puits de pétrole du Koweït en 1991, affectent des régions étendues pendant des périodes limitées). L'atmosphère est lourdement chargée d'aérosols carbonés.

Ces particules ne restent pas longtemps dans l'air, étant lessivées par les précipitations.

### 6.2.2. Les aérosols

Sont des particules en suspension solides et liquides. Certains sont d'origine naturelle : poussières désertiques emportées par le vent, cristaux de sel des embruns, aérosols formés à partir du  $\text{SO}_2$  volcanique .... Mais d'autres aérosols résultent d'activités humaines : aérosols de sulfates formés à partir du  $\text{SO}_2$  anthropique ainsi que les suies.

### 6.2.3. Le dioxyde de soufre $\text{SO}_2$

Les émissions de ce gaz dépendent à la fois de processus naturels (éruptions volcaniques) et de la combustion de charbon ou de pétrole contenant des impuretés de soufre. Dans l'atmosphère, le  $\text{SO}_2$  se transforme en particules acides, notamment en gouttelettes d'acide sulfurique, particules rapidement lessivées par les précipitations (la cause principale de l'augmentation des pluies acides).

Les activités humaines altèrent l'atmosphère avec la pollution par le dioxyde de soufre ( $\text{SO}_2$ ), qui tend à renforcer l'effet parasol sur certaines régions du globe. En effet, les émissions anthropiques de  $\text{SO}_2$  augmentent fortement en Asie depuis 1980, elles diminuent en Europe et en Amérique du Nord (Fig. V 5).

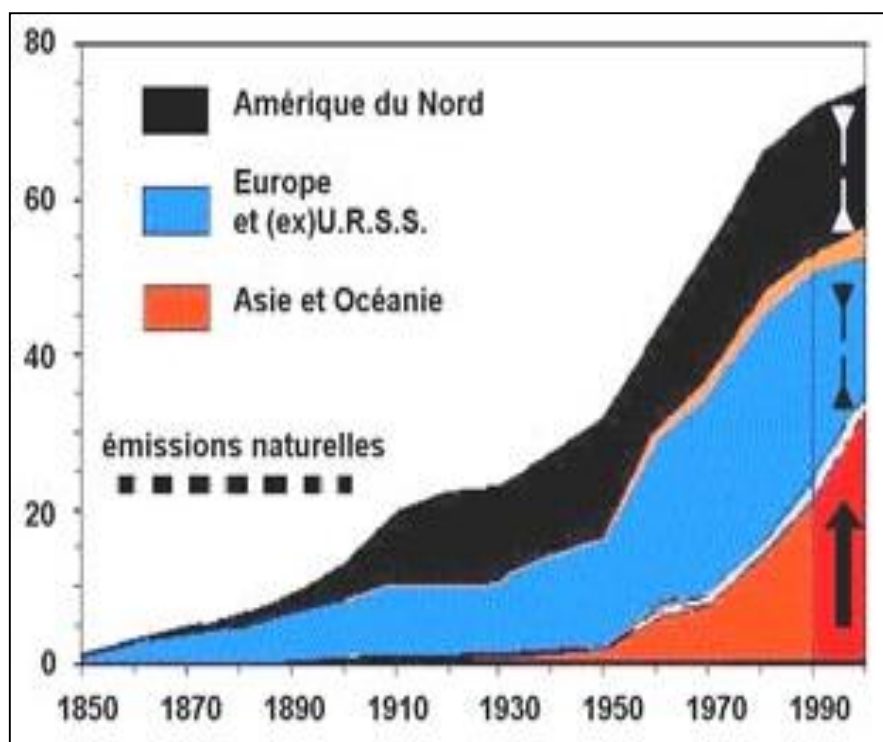


Figure V 5. Les émissions anthropiques de  $\text{SO}_2$  (en millions de tonnes de soufre par an)  
d'après Robert (2002)

### 6.3. Qu'est-ce que l'effet parasol ?

L'effet parasol se résume comme un effet qui refroidit l'atmosphère en rejetant les rayons lumineux chauffant du soleil. En étant refroidisseur de l'atmosphère, le phénomène se place donc à l'opposé de celui plus connu d'effet de serre.

Environ un tiers de rayonnement solaire est renvoyé vers l'espace, soit par réflexion, soit par diffusion par les nuages et les particules en suspension dans l'atmosphère : c'est l'effet parasol (Fig. V 6).

L'énergie restante est absorbée, soit par l'atmosphère, soit par la surface de la Terre et transformée en chaleur. La surface terrestre, ainsi chauffée par le Soleil, renvoie un rayonnement infrarouge vers l'atmosphère. Mais dans le même temps la quantité de particules dans l'atmosphère augmente également, d'où un accroissement de l'effet parasol qui va dans le sens du refroidissement.

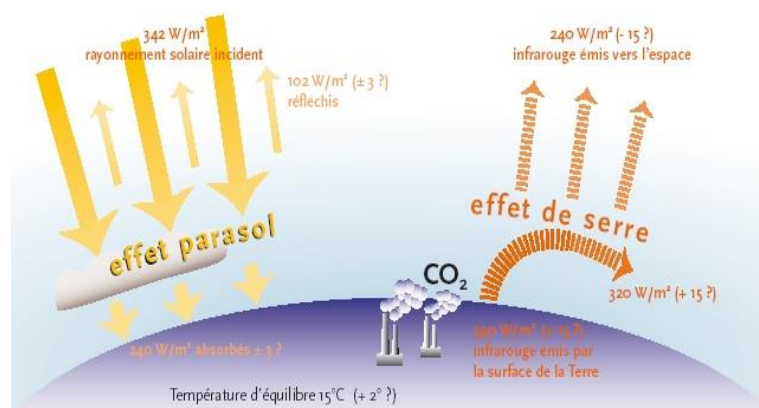


Figure V 6. Impact des effets de serre et parasol sur le bilan énergétique (NASA, 2014)

### 6.4. Variations du climat et de la composition de l'air en fonction du temps

Les analyses faites au Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (Grenoble), de la composition de bulles d'air piégées dans les glaces de Vostok (Antarctique) montrent que le  $\text{CO}_2$  et le  $\text{CH}_4$  ont varié en même temps que le climat. Les variations de la température et les alternances glaciaires-interglaciaires dans le volume des glaces sont déterminées à partir des rapports des isotopes d'hydrogène et d'oxygène.

La figure ci-dessous montre la relation proportionnelle entre l'évolution temporelle de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  et climat, observés depuis 400 milliers d'années, et ceux attendus au 21<sup>ème</sup> siècle (Fig. V 7).



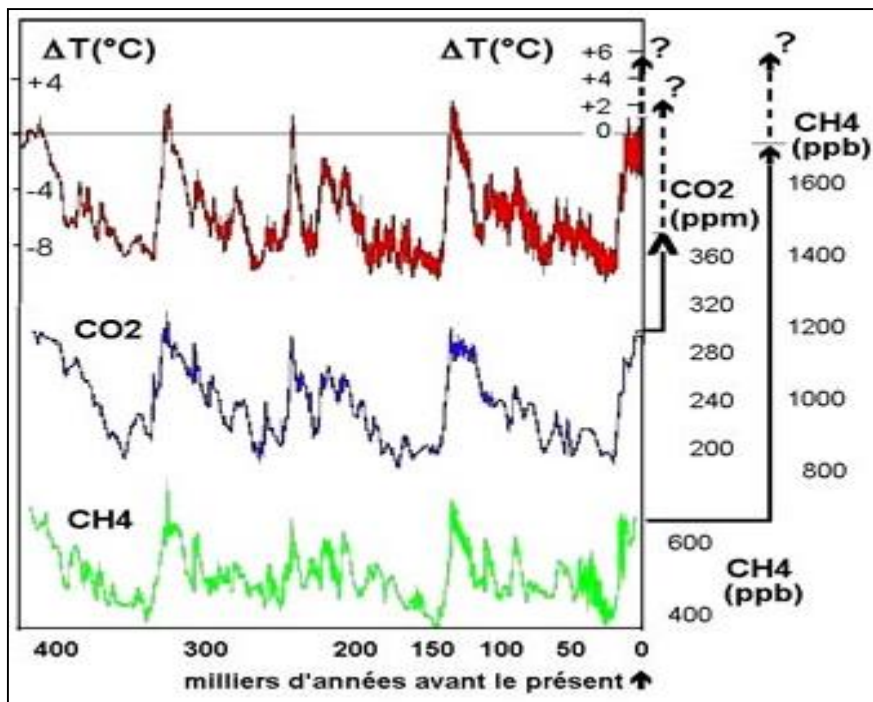


Figure V 7. Evolution temporelle de  $CH_4$ ,  $CO_2$  et climat depuis des milliers d'années (Robert, 2002)

Selon les prévisions actuelles des modèles climatiques, la hausse des températures devrait se poursuivre au cours du 21<sup>ème</sup> siècle à cause des gaz à effet de serre. On prévoit que : Plus on émettra de gaz à effet de serre, plus la planète se réchauffera. Plus le réchauffement sera important et rapide, plus les conséquences seront néfastes.

### 6.5. Quelles sont les conséquences probables du réchauffement climatique ?

Un réchauffement global fort implique une modification du cycle de l'eau. Cette modification comporte une augmentation de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique et donc un renforcement de sa contribution à l'effet de serre.

- Retrait des glaciers ;
- Fonte de la banquise ;
- Élévation du niveau moyen des océans, les risques d'inondation des plaines côtières ;
- Les infiltrations d'eaux salées dans des nappes phréatiques côtières vont augmenter, ce qui compliquera encore plus le problème d'approvisionnement en eau potable dans maintes régions très peuplées ;
- Sécheresses, etc.



Figure V 8. Conséquences de réchauffement climatique

## 7. Etude du régime climatique

### 7.1. Visualisation graphique : Méthode des courbes pluviothermiques

#### - Les Diagrammes BAGNOULS-GAUSSSEN

$$P = 2T$$

Cette relation permet d'établir un diagramme pluviothermique sur lequel les températures sont portées à l'échelle double des précipitations.

- Si la courbe des T° passe au-dessus de celle des précipitations c'est une période déficitaire
- Si la courbe des T° passe au-dessous de celle des précipitations c'est une période Excédentaire

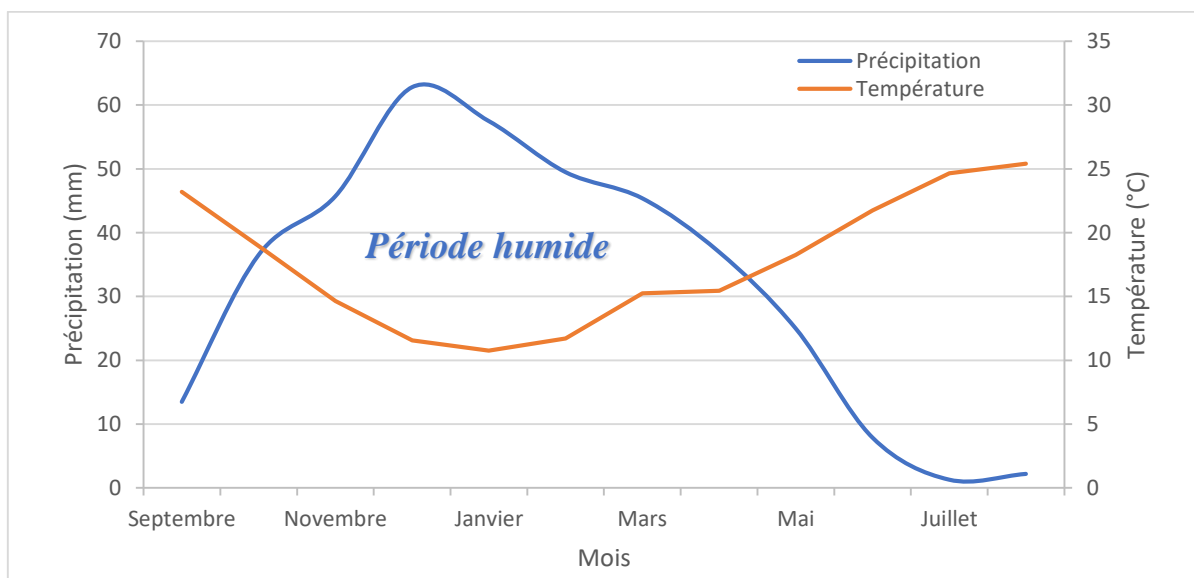


Figure V 9. Diagramme de Bagnouls-Gaussen

- Les Diagrammes d'EUVERTE

Euverte modifie le diagramme en adoptant une échelle logarithmique pour les précipitations, et les températures évoluent arithmétiquement. Où, le calcul du rapport P/T permet d'établir quatre types de régimes :

- Un régime très sec où  $P/T \leq 1$  ;
- Un régime sec où  $1 \leq P/T \leq 2$  ;
- Un régime subhumide où  $2 \leq P/T \leq 3$  ;
- Un régime humide où  $P/T \geq 3$ .

**7.2.Les indices climatiques**- Indice d'aridité annuel

De Martonne (1923) a défini un indice d'aridité I, donné par la relation :

$$I = \frac{P}{(T + 10)}$$

Où :

P : précipitations moyennes annuelles (mm) ;

T : températures moyennes annuelles (° C).

Pour

$20 < I < 30$	climat tempéré
$10 < I < 20$	climat semi-aride
$7,5 < I < 10$	climat steppique.
$5 < I < 7,5$	climat désertique
$I < 5$	climat hyperaride

- Indice d'aridité mensuel

Cet indice est donné par la relation :

$$i = \frac{12p}{t + 10}$$

Où :

p : précipitations moyennes mensuelles (mm) ;

t : températures moyennes mensuelles (°C).

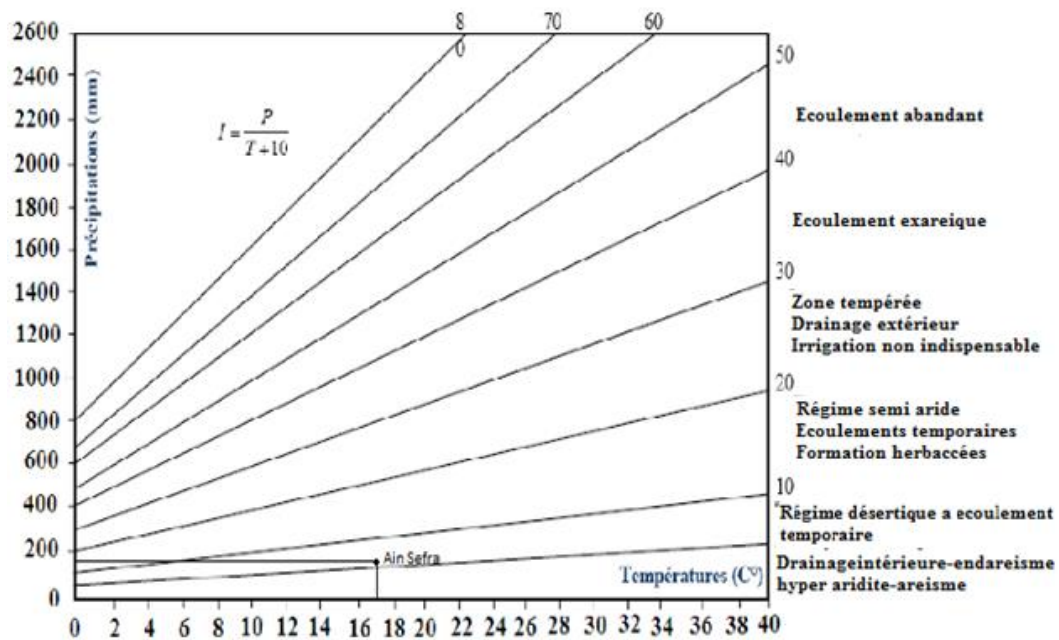


Figure V 10. Diagramme de E. De Martonne

- Indice de Moral (1964)

Moral avait établi un indice d'aridité annuel pouvant servir de limites entre l'humidité de la sécheresse. Cet indice est donné par la relation :

$$I_M = \frac{P}{(T^2 - 10T + 200)}$$

Où :

**P** : précipitations moyennes Annuelles (mm) ;

**T** : températures moyennes Annuelles (°C) ;

**I<sub>M</sub>** : Indice marque la limite entre l'humidité et la sécheresse.

L'indice mensuel permettant de distinguer les mois secs est donné par la relation :

$$I_m = \frac{p}{0,1t^2 - t + 20}$$

Où :

**p** : précipitations moyennes mensuelles (mm) ;

**t** : températures moyennes mensuelles (°C).

$p > 0,1t^2 + t + 30$                       mois pluvieux

$0,1t^2 + t + 30 > p > 0,1t^2 - t + 20$                       mois humide

$0,1t^2 - t + 20 > p > 0,05t^2 - t + 10$                       mois sec

$p < 0,05t^2 - t + 10$                       mois aride

Chaque mois est affecté d'un certain poids (p) fonction de son type (t) :

Mois pluvieux	p= 2.
Mois humide	h=1.
Mois sec	s=0.
Mois aride	a= -1.

La somme de ces valeurs constitue l'Indice pluviométrique annuel (I), basé sur la fréquence des types de mois.

- Indice climatique de L. EMBERGER

Indice appliqué au climat méditerranéen

$$Q_2 = \frac{1000 \times P}{\left(\frac{M + m}{2}\right) \times (M - m)}$$

Où :

$P$  : moyenne annuelle des précipitations (mm) ;

$M$  : moyenne des maxima du mois le plus chaud (°K) ;

$m$  : moyenne des minima du mois le plus froid (°K).

Sur le diagramme d'Emberger, la valeur de  $Q_2$  en ordonnées et celle de la moyenne des minima du mois le plus froid (°C) en abscisse.

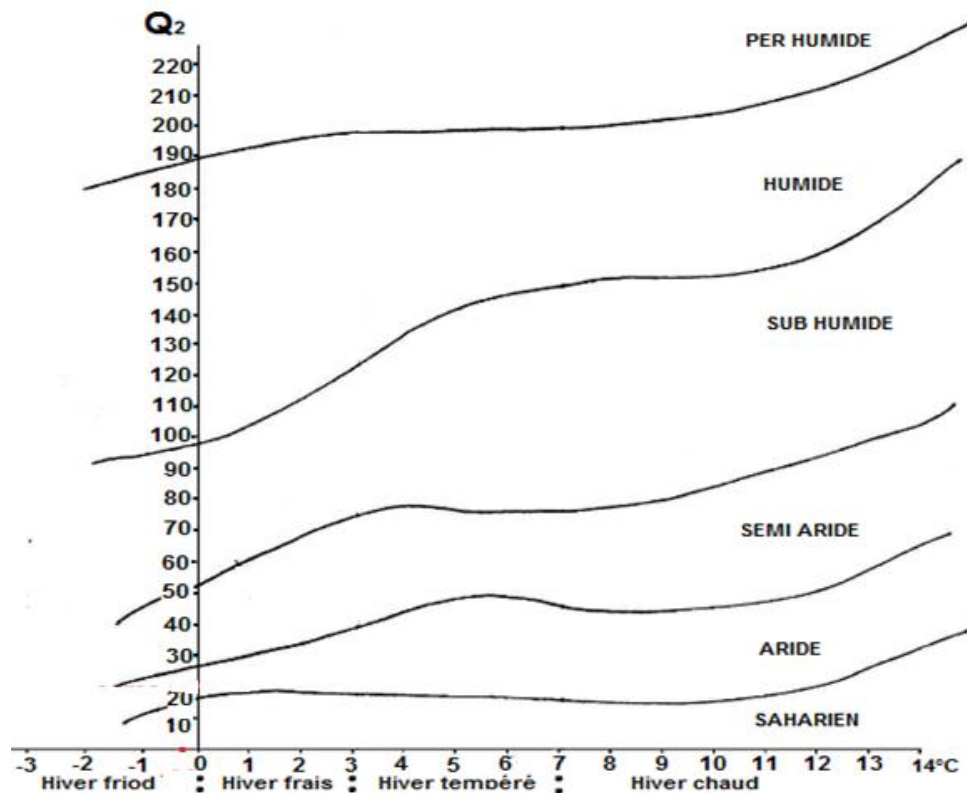


Figure V 11 Diagramme d'Emberger

- Indice de continentalité de KERNER

$$I_k = 100 \times \frac{(T_0 - T_a)}{A}$$

Où :

A : Amplitude entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid (°C) ;

 $T_0$  : Température du mois d'Octobre (°C) ; $T_a$  : Température du mois d'Avril (°C) ;

Les indices de continentalité diminuent au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la mer.

- Indice de Stewart

Ce coefficient a pour objectif de mettre en évidence la sécheresse globale d'une station à travers des valeurs moyennes annuelles et que le climat est d'autant plus sec que ce quotient est plus petit, cet indice est donné par la relation :

$$Q_2 = \frac{3.43P}{M + m}$$

Avec

M : la moyenne des températures du mois le plus chaud en °K ;

m : la moyenne des températures du mois le plus frais en kelvin ;

P : pluviométrie annuelle en mm

Pour

 $10 \leq Q_2 \leq 50$  : climat semi-aride $2 \leq Q_2 \leq 10$  : climat désertique $Q_2 \leq 2$  : climat insaturé**NB** : 1°C = 274.1500K

## Travaux dirigés

### TD 7 : Le régime climatique

Le tableau ci-dessous représente les précipitations et les températures de la station Es-Sénia pour la période 1930-1992. Il s'agit-là des moyennes mensuelles.

Mois	Précipitations	T°min.	T°max.	T° moyenne	i
<b>Septembre</b>	13.5	17.2	29.2		
<b>Octobre</b>	36.5	13.2	24.7		
<b>Novembre</b>	45.7	9.1	20.2		
<b>Décembre</b>	62.8	6.3	16.8		
<b>Janvier</b>	57.5	5.5	16		
<b>Février</b>	49.5	6.2	17.2		
<b>Mars</b>	45.4	9.7	20.8		
<b>Avril</b>	37	9.8	21.1		
<b>Mai</b>	25	12.6	23.9		
<b>Juin</b>	7.9	16.2	27.3		
<b>Juillet</b>	1.3	18.8	30.5		
<b>Août</b>	2.2	19.4	31.4		

1. Calculez les indices climatiques suivants :

- L'indice d'aridité annuel et les indices mensuels de De Martonne à l'aide des relations :

$$I = \frac{P}{T+10}, \quad i = \frac{12p}{t+10}$$

2. Déterminez sa valeur à l'aide de l'abaque.

3. L'indice pluviométrique annuel de Moral selon la relation :

$$I = \frac{P}{T^2 - 10T + 200}$$

4. Etablir le diagramme pluviométrique à la station en prenant :  $P=2T$  (méthode de Gaussen). Calculer par planimétrie le déficit et l'excédent.

5. Etablir la courbe ombrothermique (méthode d'Euverte). Quelle sera alors la valeur du déficit et celle de l'excédent.

**Corrigé type (TD-7) : Le régime climatique**

1. Les indices mensuels de De Martonne sont présentés dans le tableau suivant :

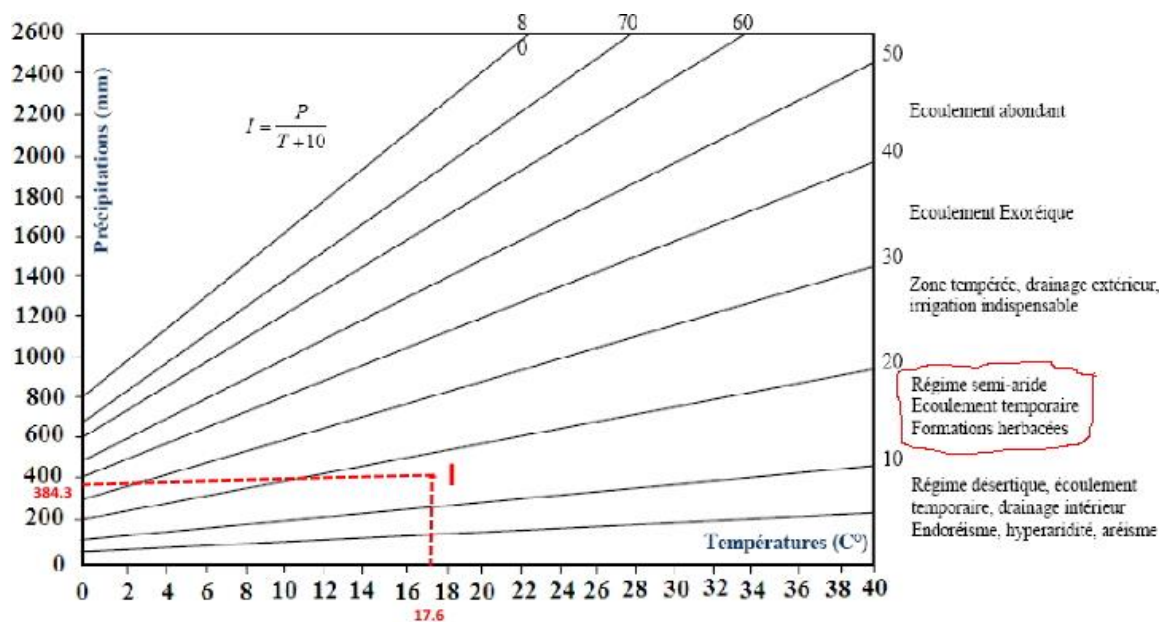
Mois	Précipitations	T° <sub>min</sub>	T° <sub>max</sub>	T	i
Septembre	13.5	17.2	29.2	23.2	4.87
Octobre	36.5	13.2	24.7	18.95	15.12
Novembre	45.7	9.1	20.2	14.65	22.24
Décembre	62.8	6.3	16.8	11.55	34.97
Janvier	57.5	5.5	16	10.75	33.25
Février	49.5	6.2	17.2	11.7	27.37
Mars	45.4	9.7	20.8	15.25	21.57
Avril	37	9.8	21.1	15.45	17.44
Mai	25	12.6	23.9	18.25	10.61
Juin	7.9	16.2	27.3	21.75	2.98
Juillet	1.3	18.8	30.5	24.65	0.45
Août	2.2	19.4	31.4	25.4	0.74
<b>Moyen</b>	<b>384.3</b>	<b>12</b>	<b>23.26</b>	<b>17.63</b>	

- L'indice d'aridité annuel de De Martonne :

$$I = \frac{P}{T + 10} = \frac{384.3}{17.63 + 10} = 13.91$$

Alors, le climat de la zone d'étude est semi-aride, car  $10 < I < 20$

2. L'abaque de De Martonne :



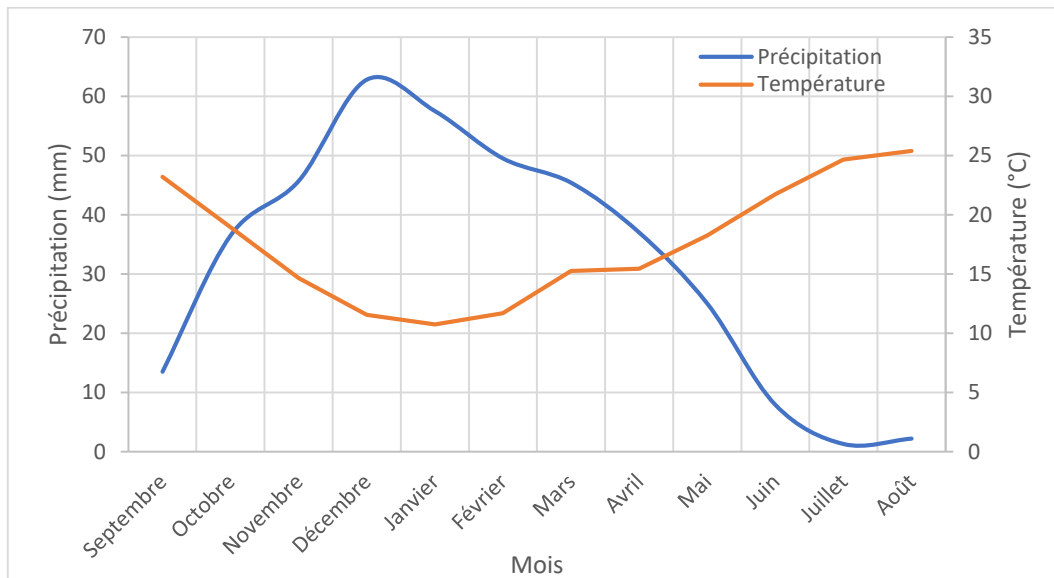
Abaque de L'indice d'aridité annuel De Martonne



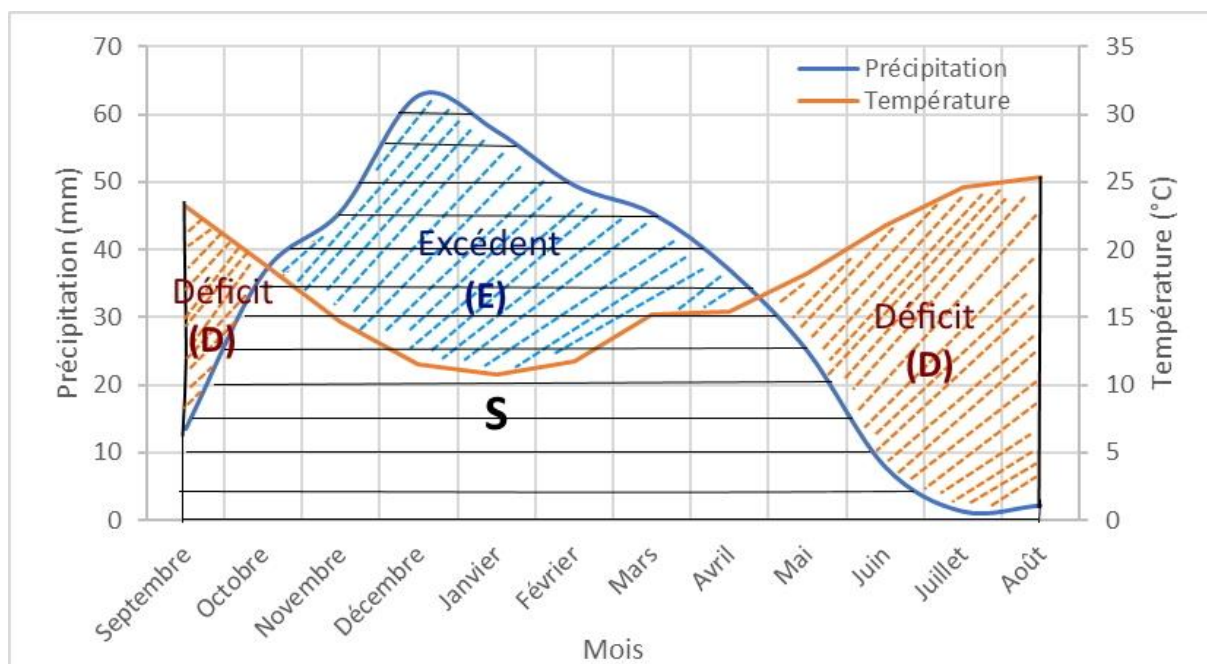
**3. L'indice pluviométrique annuel de Moral**

$$I = \frac{P}{T^2 - 10T + 200} = \frac{348.3}{17.6^2 - (10 * 17.6) + 200} = 1.15$$

**4. Le diagramme pluviométrique en prenant : P=2T (méthode de Gausсен)**



**- Planimétrage de déficit et l'excédent**



- En premier temps, on calcule le nombre de centimètres 'S' de la fonction de précipitation (sur un papier millimétrique)

$$S = 45 \text{ cm}^2 = 384.3 \text{ mm (la pluie moyenne annuelle)}$$

- Ensuite, on calcule le nombre de centimètres 'D' compris entre la courbe de température et celle de précipitation

$$D = 31 \text{ cm}^2$$

- En utilisant la méthode de triangulation pour déterminer le déficit

45 → 384.3mm

31 → D

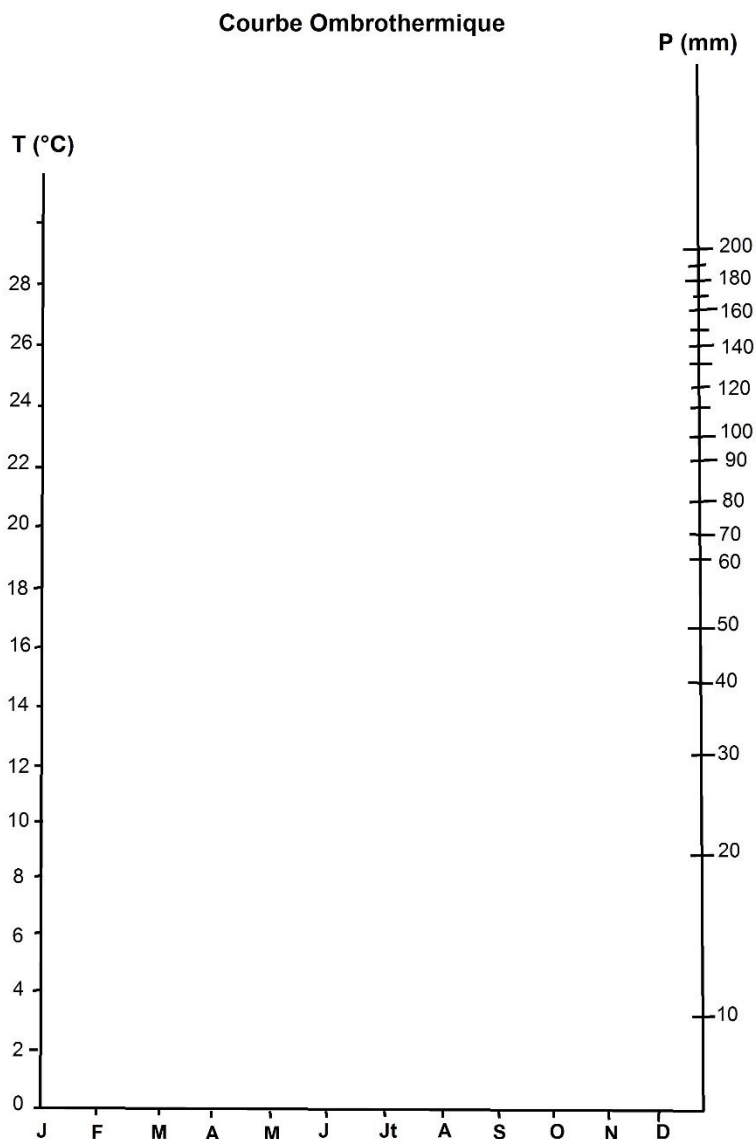
$D = (31 * 384.3) / 45 = 264.74\text{mm}$

Enfin, l'excédent (E) = la pluie moyenne annuelle – le déficit (D) = 119.56mm

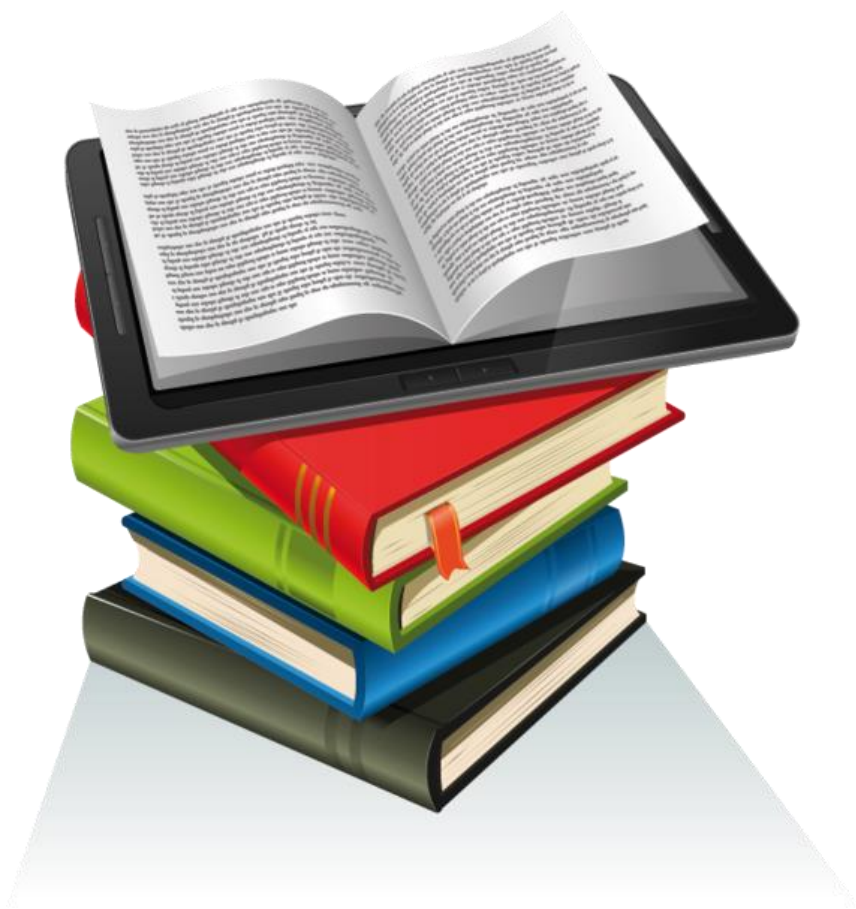
**5. La courbe ombrothermique (méthode d'Euverte).**

Veillez utiliser le diagramme d'Euverte (ci-dessous) pour tracer les courbes T et P, et suivre les mêmes étapes précédentes pour calculer le déficit et l'excédent.

Comparer les résultats (méthode de Gausсен et Euverte) ?



## *Références bibliographiques*



**Références**

- Amidou, D., Bamory, K., Adama, M., Albert, G.B.T., Luc, S., Bokar, M.H., Issiaka, S., 2010. Variabilité climatique et réponse hydrologique du bassin versant transfrontalier de Kolondièba au sud du Mali. *Eur. J. Sci. Res.* 43, 435–44.
- Amyotte, H., 1995. Étude des variations climatiques (1921-1990) des Prairies canadiennes à partir de la classification de Köppen : une application des SIG dans l'étude des changements environnementaux. University of Ottawa (Canada).
- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., Williams, J.R., 1998. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development 1. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 34, 73–89.
- Asaphon, 2007. Couches de l'atmosphère, Own work. Apparaître sur le site : [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Couches\\_de\\_l%27atmosphère.png](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Couches_de_l%27atmosphère.png)
- Atlas international des nuages, volume I, 1975, Organisation météorologique mondiale, 183 p.
- Bouchet, R., 1963. Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *Int Assoc Sci Hydro Pub* 62, 134–142.
- Brassel, K.E., Reif, D., 1979. A procedure to generate Thiessen polygons. *Geogr. Anal.* 11, 289–303.
- Brenner, R. P. (1973). A hydrological model study of a forested and a cutover slope. *Hydrological Sciences Journal*, 18(2), 125-144.
- Brillouin, M., 1900. Mémoires originaux sur la circulation générale de l'atmosphère. G. Carré & C. Naud.
- Carto-mondo.2014 Carte Distribution annuelle des pluies (1928-2014). Apparaître sur le site : <http://www.carto-mondo.fr/carte/carte-distribution-annuelle-des-pluies>
- Clozier, R., 1941. Pour préparer un cours de climatologie. *Inf. Géographique* 5, 58–61.
- Djellouli, F., Bouanani, A., Baba-Hamed, K., 2016. Efficiency of some meteorological drought indices in different time scales, case study: Wadi Louza basin (NW-Algeria). *J. Water Land Dev.* 31, 33.
- Doutreloup, S., 2016. Climatologie et météorologie : les notions de base. *Rev. GEO* N° 80 2-2016 ISSN 1780-5945.
- Robert, K., 2002. Le réchauffement climatique : Le grand risque. Presses Universitaire de France, Collection Que sais-je, 127 p., 2002. VertigO- Rev. Électronique En Sci. Environ.

- Faye, C., Sow, A.A., Ndong, J.B., 2015. Étude des sècheresses pluviométriques et hydrologiques en Afrique tropicale : caractérisation et cartographie de la sècheresse par indices dans le haut bassin du fleuve Sénégal. *Physio-Géo Géographie Phys. Environ.* 17–35.
- FÉLICE, P. de, 2006. L’histoire de la climatologie.
- Giddings, L., SOTO, M., Rutherford, B., Maarouf, A., 2005. Standardized precipitation index zones for Mexico. *Atmósfera* 18, 33–56.
- Gleick, P.H., 1993. Water and conflict: Fresh water resources and international security. *Int. Secur.* 18, 79–112.
- Godart, A., 2006. Climatologie des pluies en zone de relief marqué. *Rapp. TFE ENTPE.*
- Hildebrandsson, H.H., 1903. Rapport sur les observations internationales des nuages au Comité international météorologique. Impr. Wretman.
- Hubert, P., Carbonnel, J.P., Chaouche, A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques—application à des séries de précipitations et de débits de l’Afrique de l’ouest. *J. Hydrol.* 110, 349–367.
- Hufty, A., 2001. Introduction à la climatologie. e De Boeck Université. Laval Can.
- Hufty, André, 2001. Introduction à la climatologie : le rayonnement et la température, l’atmosphère, l’eau, le climat et l’activité humaine. Presses Université Laval.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2007) : Fourth assessment report: climate change (AR4). URL : [http://www.ipcc.ch/publications\\_and\\_data/ar4/syr/fr/contents.html](http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/syr/fr/contents.html)
- Jain, S.K., Singh, V.P., 2005. Isohyetal method. *Water Encycl.* 4, 290–292.
- Laborde, J.P., 2007. *Eléments d'hydrologie de surface.* Ecole polytechnique de l'université de Nice - SOPHIA ANTIPOLIS.
- Lee, A.F., Heghinian, S.M., 1977. A Shift Of The Mean Level In A Sequence Of Independent Normal Random Variables—A Bayesian Approach—. *Technometrics* 19, 503–506.
- Lubes-Niel, H., Masson, J.-M., Paturol, J.-E., Servat, E., 1998. Variabilité climatique et statistiques. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l’homogénéité de chroniques. *Rev. Sci. Eau* 11, 383–408.
- McMahon, T., Finlayson, B., Peel, M., 2016. Historical developments of models for estimating evaporation using standard meteorological data. *Wiley Interdiscip. Rev. Water* 3, 788–818.
- Moreau, R., 2020. L’air et l’eau: Alizés, cyclones, Gulf Stream, tsunamis et tant d’autres curiosités naturelles.

- NASA., 2014. *The NASA Earth's Energy Budget Poster*, [archive du 21 avril 2014], NASA (consulté le 20 avril 2014).
- Organisation météorologique mondiale, « Climatologie », Glossaire météorologique, Eumetcal (consulté le 26 février 2017)
- Otmane, A., 2019. Impacts de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau du bassin versant de l'oued Mekerra (NW algérien (PhD Thesis). Université de Tlemcen-Abou Bekr Belkaid.
- Otmane, A., Baba-Hamed, K., Bouanani, A., Kebir, L., 2018. Mise en évidence de la sécheresse par l'étude de la variabilité climatique dans le bassin versant de l'oued Mekerra (Nord-Ouest algérien). *Tech. Sci. Méthodes* 23–37.
- Otmane, A., Baba-Hamed, K., Bouanani, A., Safa, A., 2017. Prédétermination des valeurs de crues extrêmes et contribution de la plaine de Sidi Bel-Abbès dans le bilan hydrologique du bassin versant de l'oued Mekerra. *Tech. Sci. Méthodes* 7, 27–48.
- Pardé, M., 1961. Réméniéas (G.). *Eléments d'Hydrologie appliquée*. *Rev. Géographie Alp.* 49, 211–216.
- Parlons science. (August 1, 2022). Qu'est-ce que l'effet de serre? [Online]. Available: <https://parlonssciences.ca/ressources-pedagogiques/activites-pratiques/quest-ce-que-leffet-de-serre>
- Pinpin, 2015. Image:Atmospheric circulation, own work made with inkscape. Available at: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Atmospheric\\_circulation.svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Atmospheric_circulation.svg)
- Phillips, N.A., 1956. The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 82, 123–164.
- Poitou, J., 2013. Composition atmosphérique et bilan radiatif. *Reflète Phys.* 28–33.
- Radia, G., Kamila, B.-H., Abderrazak, B., 2021. Highlighting drought in the Wadi Lakhdar Watershed Tafna, Northwestern Algeria. *Arab. J. Geosci.* 14, 984.
- Raynal, C., 2004. Luke Howard, pharmacien, étudie et classe les nuages: Richard Hamblyn, L'Invention des nuages. *Rev. Hist. Pharm.* 92, 338–340.
- Réméniéras, G., 1963. Rapport général [Question V Quelques types particuliers de bulles et gouttes]. *Journ. Hydraul.* 7, 301–310.
- Safa, A., 2011. Rappel sur l'hydrologie et la climatologie des zones arides et semi-arid, Université d'Oran, Algérie
- Sonntag, D. 1989. WMO Assmann aspiration Psychrometer intercomparison. *Instruments and Observing Methods Rep. No. 34*, WMO/TD-No. 289. World Meteorological Organization, 1990, 340-344.

- Sebbar, A., Badri, W., Fougrach, H., Hsaine, M., Saloui, A., 2011. Étude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Sci. Chang. Planétaires Sècheresse* 22, 139–148.
- Taibi, S., 2016. Influence de la circulation atmosphérique générale sur les précipitations du Nord de l'Algérie (PhD Thesis). Ecole nationale supérieure d'hydraulique-Arbaoui Abdellah Blida.
- Talagrand, O., 2013. Rotation terrestre et mouvements atmosphériques. *Bibnum Textes Fond. Sci.*
- Tanner, C., Jury, W., 1976. Estimating evaporation and transpiration from a row crop during incomplete cover 1. *Agron. J.* 68, 239–243.
- Vörösmarty, C.J., Douglas, E.M., Green, P.A., Revenga, C., 2005. Geospatial indicators of emerging water stress: an application to Africa. *AMBIO J. Hum. Environ.* 34, 230–236.
- Wu, H., Hayes, M.J., Weiss, A., Hu, Q., 2001. An evaluation of the Standardized Precipitation Index, the China-Z Index and the statistical Z-Score. *Int. J. Climatol. J. R. Meteorol. Soc.* 21, 745–758.