Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Mohamed Boudiaf -M'sila-

Institut : Gestion des Techniques Urbains-GTU-

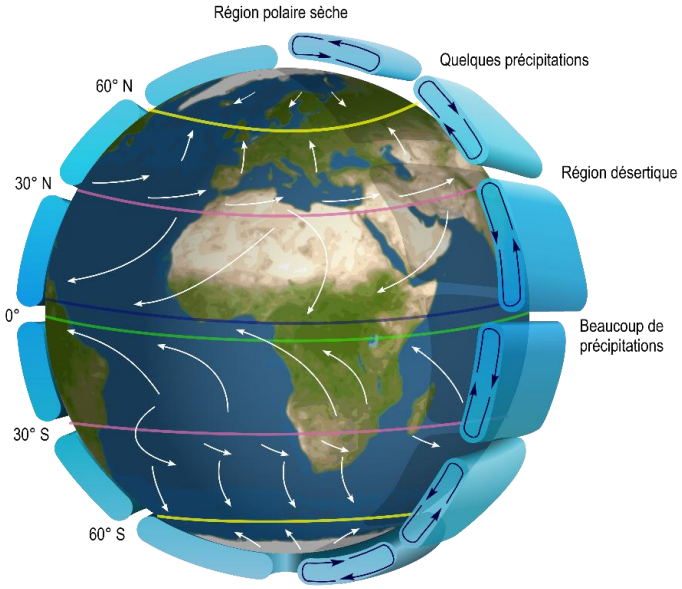
Département : Génie Urbain.

Polycopié intitulé :

CLIMATOLOGIE

Destiné aux étudiants de 2ème année Master.

Spécialité : Risques Urbains Et Résilience (RUR).



Préparer par :

Dr HOUBIB Hanane.

Année Universitaire : 2025-2026.

3- Semestre 3 :

Unité d'Enseignement	VHS	V.H hebdomadaire				Total	Coeff	Crédits	Mode d'évaluation	
	14-16 sem	C	TD	TP	Autres				Continu	Examen
UE fondamentales UEF 3							12	18		
UEF1 (O/P)										
Matière 1 : **ATELIER 3**	90				6	6	4	6	100%	
Matière 2 : **Notions et connaissances de base NBC 3**	45	1h30	1h30			3	2	3	34%	66%
Matière 3 : **Outils et méthodes OM 3**	45	1h30	1h30			3	2	3	34%	66%
UEF2 (O/P)										
Matière 1 : **Cours 1 d'appui à l formation CAF 3**	45	1h30	1h30			3	2	3	34%	66%
Matière 2 : **Cours 2 d'appui à l formation CAF 3**	45	1h30	1h30			3	2	3	34%	66%
UE méthodologie UEM 3							5	9		
Matière 1 : **Économie urbaine**	22h30	1h30				1h30	2	4		100%
Matière 2 : **Séminaire ouvert**	45				3	3	3	5	100%	
UE découverte / transversale UEDT 3							3	3		
Matière 1 : **Finances et fiscalité**	45	1h30	1h30			3	3	3	34%	66%
Total Semestre 3	376h30	9h	7h30		9h	25h30	20	30		

Contenu de la matière 4 d'enseignement/THÉMATIQUE
Thématique 1 : *Risques et résilience urbaine*
Intitulé de la matière CAF3 /UEF2/S3/1
Climatologie

Objectif d'apprentissage

- Etude et analyse des éléments climatologiques (fonctionnement et interactions), notamment les paramètres relatifs au cycle de l'eau.
- Illustration de certains champs d'application de la climatologie, principalement ceux qui sont en liaison à la prévention des risques associés.

Contenu :

Introduction :

1- Généralités.
2- Principaux phénomènes associés au cycle de l'eau.

Axe numéro 1 (Les structures nuageuses) :

1- Définition d'un nuage.
2- Noyaux de condensation atmosphériques.
3- Mécanismes de formation des nuages.
4- Classification des nuages.
5- Distribution mondiale des nuages.

Axe numéro 2 (l'évapo-transpiration de l'eau) :

1- Généralités

2- L'évaporation.
2-1 L'évaporation des eaux en surfaces libres.
2-2 Eléments influençant l'évaporation des eaux en surfaces libres.
2-3 L'évaporation des eaux contenues dans le sol.

3- La transpiration
3-1 Eléments influençant la transpiration des végétaux
3-2 Processus de transfert de l'eau dans un végétal.

Axe numéro 3 (Les précipitations) :

1- Généralités
2- Eléments climatologiques influençant la précipitation.
3- Typologie de précipitations :
3-1 Précipitationsstratiformes

3-2 Précipitationsconvectives.

4- Formes de précipitations
   4-1Précipitations solides
   4-2 Précipitations liquides.
4-3 Précipitations verglaçantes.

5- Formation des précipitations (structures nuageuses, chute des charges par influence de la gravité, friction atmosphérique, vitesse des précipitations…..ect)
6- Classification des précipitations :
   6-1 Précipitation de convection.
   6-2 Précipitation orographique.
   6-3 Précipitationcyclonique.
7- Mesures de précipitations
   7-1 Pluviomètre, pluviographe.
   7-2 Le réseau pluviométrique.
   7-3 Utilisation des données hydrologiques dans des projet.

Axe numéro 4 (Les Bilans hydrologiques) :

1- Détermination des paramétres du bilan hydrologique.
   1-1 les précipitations P
   1-2 L'évapotranspiration potentielle ETP.
   1-3 L'évapotranspiration réelle ETR.
   1-4 La réserve. R.
   1-5 L'excédant en ruissellement EX.
   1-6 Le déficit agricole DA

2- Détermination de la liaison entre les phénomènes associés au cycle de l'eau et l'établissement du bilan hydrologique.

Références & Bibliographie

- Garnier E., 2010. Les dérangements du temps, 500 ans de chaud et de froid en Europe. Paris Plon.
- Jeandel C., Mosseri R. (dir.), 2011. Le climat à découvert, outils et méthodes en recherche climatique. Paris, CNRS éditions.
- Le Treut H., 2009. Nouveau climat sur la Terre, Paris, Flammarion.
- Orsenna É., Petit M. (présentateurs d'un ensemble d'interventions), 2011. Climat : une planète et des hommes. Paris, Le Cherche Midi.
- Société de Géographie, 2010. Faut-il s'inquiéter pour la Terre ? La Géographie, Paris.
- J.maley .1973 Mécanismes des changements climatiques en basses latitudes

Objectif de Module :

L'étude de la climatologie occupe une place centrale dans l'analyse des risques urbains, en raison de l'interaction croissante entre les dynamiques climatiques et le développement urbain. Dans un contexte marqué par le changement climatique et une urbanisation rapide, il devient indispensable d'intégrer les paramètres climatiques dans les démarches d'aménagement du territoire et de gestion urbaine.

Ce module a pour objectif de doter les étudiants des bases théoriques et méthodologiques de la climatologie. Il met l'accent sur la compréhension des processus atmosphériques et des éléments du climat, l'analyse et le traitement des données climatiques, ainsi que l'utilisation des indices et des méthodes de synthèse climatique. Il vise également à permettre l'identification et la caractérisation des régimes climatiques et des aléas associés, notamment les précipitations extrêmes et les périodes de sécheresse, afin de contribuer à l'analyse des risques urbains, à la gestion durable des ressources en eau et à la planification territoriale résiliente.

Module Objective :

The study of climatology occupies a central role in the analysis of urban risks, due to the increasing interaction between climatic dynamics and urban development. In a context marked by climate change and rapid urbanization, it has become essential to integrate climatic parameters into spatial planning and urban management approaches.

This module aims to provide students with the theoretical and methodological foundations of climatology. It emphasizes the understanding of atmospheric processes and climate elements, the analysis and processing of climatic data, as well as the use of indices and methods of climatic synthesis. It also seeks to enable the identification and characterization of climate regimes and associated hazards, particularly extreme precipitation events and drought periods, in order to contribute to urban risk analysis, sustainable water resource management, and resilient territorial planning.

Cours N° 1 : Atmosphère et pression atmosphérique : ……...……13 - 19

Introduction :

1. Composition et structure verticale de l'atmosphère

1.1. La troposphère.

1.2. La stratosphère.

1.3. La mésosphère.

1.4. La thermosphère (ionosphère).

1.5. L'exosphère.

Conclusion :

Cours N° 2 : Les éléments de climatologie :……..…..20 - 35

Introduction :

1. Les facteurs du climat :

1.1. Les facteurs cosmiques et planétaires :

- A. Facteurs cosmiques.
- B. Facteurs planétaires.

1.2. Les facteurs géographiques :

- A. Facteurs physiques.
- B. Facteurs anthropiques.

2. Le système climatique :

- L'atmosphère.
- L'hydrosphère.
- La cryosphère.
- La lithosphère.

- La biosphère (et anthroposphère).

2. Concepts fondamentaux en climatologie :

3.1. Le temps météorologique.

3.2. Le climat.

- Étymologie et définition scientifique.
- Échelles spatiales et temporelles.

3.3. La météorologie :

3.4. La climatologie :

3.5. Différence entre météorologie et climatologie

4. Les éléments du climat :

4.1. Les précipitations.

4.2. La température de l'air.

4.3. La pression atmosphérique.

4.4. Le rayonnement solaire.

4.5. L'humidité de l'air.

4.6. Le vent.

5. Les stations météorologiques :

6. Choix du site d'implantation d'une station météorologique :

Cours N° 3 : La conception des réseaux d'observation climatique et météorologique :…….36 – 44

Introduction :

1. Généralités sur les stations météorologiques :

1.1.Définition et rôle des stations météorologiques.

1.2.Importance des stations dans les réseaux d'observation climatique et la gestion des risques.

2. Typologie des stations météorologiques :

2.1. Classification selon le mode de fonctionnement :

- Stations manuelles.

- Stations automatiques.

2.2. Classification selon la finalité des observations :

- Stations synoptiques.
- Stations climatologiques.

2.3. Classification selon le mode d'alimentation et d'exploitation :

- Stations raccordées au réseau.
- Stations de mesure autonomes.

3. Choix du site d'implantation des stations météorologiques :

3.1. Critères géographiques et topographiques.

3.2. Normes et recommandations de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM).

4. Contraintes environnementales et anthropiques :

4.1. Contraintes naturelles.

4.2. Contraintes liées à l'urbanisation et aux activités humaines.

5. Représentativité et fiabilité des mesures :

5.1. Notion de représentativité climatique.

5.2. Facteurs influençant la fiabilité des mesures.

6. Densité et distribution spatiale des stations :

6.1. Notion de densité des réseaux climatologiques.

7. Densité recommandée selon les types de régions et les paramètres observés.

8. Représentativité spatiale et planification des réseaux :

8.1. Adaptation des réseaux aux différents milieux.

9. Compromis entre densité optimale et contraintes techniques et financières.

Cours N° 4 : Les Précipitations……...45 - 56

Introduction

1. Notions fondamentales en climatologie et météorologie

2. Les précipitations :

2.1. Définition et classification.

2.2. Mécanismes de formation.

2.3. Mesure des précipitations.

3. Mécanismes physiques de formation :

4. Types de précipitations :

4.1. Précipitations convectives.

4.2. Précipitations orographiques.

4.3. Précipitations frontales ou cycloniques.

4.4. Évolution d'une perturbation cyclonique.

Cours N°5 :

Traitement et analyse des données climatiques.

Partie N°1 :

Homogénéisation des données pluviométriques……57 - 70

Introduction :

1. Contrôle de qualité des données climatiques :

1.1. Identification des erreurs possibles :

- Erreurs d'observation.
- Erreurs instrumentales.
- Erreurs de transcription.
- Effets de l'environnement.

1.2. Détection des valeurs aberrantes :

1.3. Vérification de la cohérence :

- Cohérence temporelle.
- Cohérence spatiale.

1.4. Tests statistiques de contrôle (aperçu) :

2. Homogénéité des séries pluviométriques :

2.1. Notion d'homogénéité d'une série climatique.

3. Vérification de l'homogénéité de la station de référence :

3.1. Principe de l'homogénéisation.

3.2. Test de la médiane.

3.3. Conditions d'acceptation de l'homogénéité.

3.4. Application sur une série pluviométrique réelle.

4. Détection des ruptures d'homogénéité ; Méthode du double cumul (double masse) :

4.1. Principe de la méthode.

4.2. Construction du graphique de double cumul.

4.3. Interprétation graphique.

5. Correction des ruptures d'homogénéité :

5.1. Principe de la correction.

5.2. Calcul du coefficient de correction.

6. Validation de la série correction :

Conclusion :

Cours N° 6 :

Traitement et analyse des données climatiques.

Partie N°2 :

Le comblement des lacunes et extension des séries par la méthode de la régression linéaire…….71 - 80

Introduction :

1. Les lacunes dans une série pluviométrique :

1.1. Définition des lacunes pluviométriques.

1.2. Origines des données manquantes.

1.3. Conséquences des lacunes sur l'analyse hydrologique.

2. Méthodes de comblement des lacunes :

- Critères de choix de la méthode.
- Principales méthodes de comblement.
- Méthode de la moyenne arithmétique.
- Méthode du rapport normal.
- Méthodes d'interpolation spatiale.
- Méthodes de régression.

3. La méthode de la régression linéaire :

3.1. Équation de la droite de régression :

- Détermination des coefficients a et b.
- Méthode des moindres carrés.

3.2. Analyse graphique (diagramme de dispersion) :

- Construction du diagramme de dispersion.
- Analyse de la relation entre les stations.
- Interprétation du coefficient de détermination r2 .
- Justification du recours à la régression linéaire.

3.3. Le coefficient de corrélation linéaire :

- Définition et rôle du coefficient de corrélation.
- Formule du coefficient de corrélation de Pearson.
- Interprétation des valeurs de r.
- Limites du coefficient de corrélation.

3.4. Extension des séries et calcul du gain :

- Notion d'extension de série.
- Définition du gain d'information.
- Efficacité relative de corrélation (méthode de R. Véron).

- Formule de l'efficacité E.
- Interprétation.
- Le calcul de l'efficacité de corrélation.

3.5. Calcul du nombre d'années efficaces N′.

4. Vérification de la qualité des données

Conclusion :

Cours N° 7 :

Analyse spatiale des précipitations……85 – 92

Introduction

1. Méthodes de calcul de la précipitation moyenne de bassin :

1.1. Méthode de la moyenne arithmétique.

1.2. Méthode des polygones de Thiessen.

1.2.1. Construction des polygones.

1.2.2. Calcul de la précipitation moyenne pondérée.

1.3 . Méthode des isohyètes :

1.3.1. Construction du réseau d'isohyètes.

1.3.2. Calcul de la précipitation moyenne.

Conclusion.

Cours N° 8 :

La synthèse climatique……..……..93 - 106

Introduction :

1. Notions fondamentales :

1.1. La synthèse climatique.

1.2. L’aridité climatique.

2. Indices caractéristiques de synthèse climatique :

2.1. Indice de Lang (facteur pluviothermique de Lang).

2.2. Amplitude thermique annuelle.

2.3. Indice d’aridité climatique annuel de Emmanuel de Martonne.

2.4. Indice d’aridité climatique mensuel de De Martonne.

2.5. Indice pluviométrique annuel de Moral.

2.6. Indice pluviométrique mensuel de Moral.

2.7. Diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls.

2.8. Indice d’Emberger (climagramme d’Emberger).

Conclusion.

Cours N°1 :

Atmosphère et Pressions

Atmosphériques :

Le lien de cours :

https://drive.google.com/file/d/19iEVBlhioh4tF12ye1Ksr4r45vlxLFdE/view?usp=drive_link

Objectif du cours :

À la fin de ce cours, l'étudiant devra :

- **Comprendre la structure verticale de l'atmosphère** :

Identifier les différentes couches (troposphère, stratosphère, etc.) et leurs caractéristiques essentielles (température, altitude, composition…), utiles pour analyser les dynamiques atmosphériques en contexte urbain.

- **Connaître la composition verticale de l'atmosphère :**

Comprendre la répartition des gaz selon l'altitude et leur rôle dans les phénomènes climatiques, la qualité de l'air et les enjeux de pollution urbaine.

- **Identifier la couche météorologique active (troposphère) :**

Localiser la zone où se produisent les principaux phénomènes météorologiques (pluie, vent, orages) et analyser leurs impacts sur les milieux urbains vulnérables.

Donner à l'étudiant les connaissances fondamentales sur l'atmosphère et les pressions atmosphériques afin de mieux comprendre, analyser et anticiper les aléas météorologiques et climatiques susceptibles d'affecter les milieux.

Introduction :

Face aux nombreux problèmes environnementaux, de plus en plus récurrents dans le monde, la climatologie joue un rôle de premier plan dans l'univers des sciences de nos jours. Le réchauffement de la planète et les changements climatiques deviennent des sujets préoccupants. A travers le monde, on observe une récurrence des phénomènes météorologiques extrêmes : ici et là, ce sont des cyclones, sécheresses, inondations, etc. En même temps que ce fléau engendre une hausse du niveau des océans, ils entraînent par ailleurs une rareté sans précédente des eaux douces à la surface de la terre. Pour une meilleure compréhension du phénomène, il faut des disciplines transversales avec la Climatologie est l'Hydrologie en tête de file. La Climatologie devient par conséquent une science incontournable de nos jours.

L'atmosphère est la couche d'air qui entoure la terre. Elle repose donc sur toute la surface du globe terrestre. Du point de vue de la physique, l'atmosphère obéit aux mêmes lois que l'eau car c'est un fluide ; la seule différence est que sa densité est plus faible que celle de l'eau.

1. La Composition et la Structure Verticale de l'Atmosphère :

L'atmosphère terrestre a une structure pelliculaire si l'on compare son épaisseur au diamètre de la terre. Il est difficile de lui donner une épaisseur mathématique car le système est ouvert vers le « ciel ». L'atmosphère est constituée essentiellement d'un mélange gazeux. Elle comprend 78% d'azote (N2, important pour la vie et la nutrition des plantes), 21% d'oxygène (O2, indispensable à la respiration), près de 1% d'argon (Ar), de l'ordre de 0,03% de dioxyde de carbone ou gaz carbonique (CO2), et des quantités proportionnellement infimes d'hélium, d'hydrogène, de krypton, de méthane, de monoxyde de carbone, de néon, d'ozone et de xénon. Le mélange reste à peu près constant, sauf vers 30 à 40 km d'altitude où se concentre l'ozone (O3) dans ce qu'on appelle « la couche d'ozone ».

La proportion de ces différents éléments varie avec l'altitude et cela détermine la variation verticale des paramètres climatiques comme la température, l'humidité, la pression. Notons que dans l'atmosphère, l'eau est le seul corps rencontré sous les trois états de la matière : (a) gazeux (vapeur d'eau), (b) liquide (gouttelettes nuageuses) et (c) solide (cristaux nuageux). D'autres corps solides, comme les poussières, cendres et cristaux de sel marin sont présents en quantité variable selon leur source. Ils jouent un rôle important dans la condensation et l'absorption du rayonnement solaire. Cependant, compte tenu de la variation des températures, de la proportion de certains gaz et de la pression atmosphérique, (voir Fig.1).

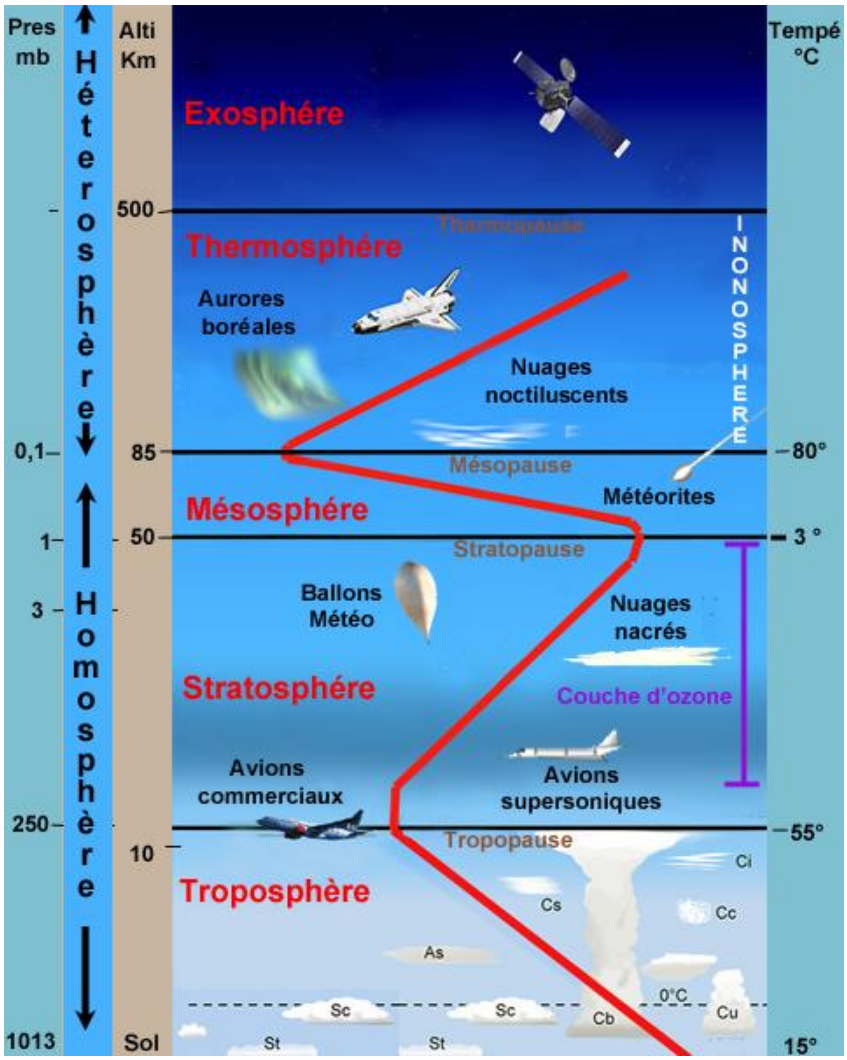


Fig N° 1 : Structure de l'Atmosphère.

1.1. La Troposphère :

Ou basse atmosphère s'étend de 0 à 12-16 km : c'est la partie la plus agitée de l'atmosphère avec la présence de mouvements horizontaux et verticaux. En effet, la plupart des phénomènes météorologiques s'y développent. Elle contient les ¾ de la masse atmosphérique, toute l'eau et les corps solides. Sa température baisse régulièrement de 0,65°C par 100 m (environ 6°C tous les 1000m) à partir de 3 km. La troposphère n'est pas homogène : la couche de base ou géographique (0 à 3 km) et la couche libre (3 à 12-16 km). Notons que la troposphère est plus mince aux pôles (6 à 9 km) qu'aux moyennes latitudes (environ 11 km) ou à l'équateur (12 à 16 km). Sa limite supérieure s'appelle tropopause.

1.1. La Stratosphère :

La stratosphère est la deuxième couche de l'atmosphère, située entre 12–16 km et 50 km d'altitude. Elle se caractérise par une augmentation de la température avec l'altitude, due à l'absorption des rayons ultraviolets (UV) par la couche d'ozone, présente entre 15 et 40 km.

L'air y est très sec, avec peu de mouvements verticaux, ce qui explique l'absence de nuages et de précipitations. Cette couche joue un rôle protecteur essentiel en filtrant les UV nocifs, préservant ainsi la vie sur Terre.

Elle influence aussi l'équilibre thermique de l'atmosphère et a des applications en aéronautique (vol des avions dans la basse stratosphère). Enfin, les variations de l'ozone stratosphérique peuvent affecter les circulations atmosphériques et donc les conditions climatiques urbaines, un enjeu majeur en risque urbain et résilience.

1.2. La Mésosphère :

La mésosphère est la troisième couche de l'atmosphère, située entre 50 km et 80 km d'altitude, au-dessus de la stratosphère et en dessous de la thermosphère. Elle se caractérise par une forte baisse de la température avec l'altitude, atteignant des valeurs très basses, jusqu'à –90 °C au sommet. L'air y est extrêmement raréfié et dépourvu de vapeur d'eau, ce qui rend cette couche hostile à toute forme de vie et de météorologie classique. Bien qu'elle n'ait pas d'impact direct sur les phénomènes météorologiques au sol, elle joue un rôle dans la désintégration des météorites, qui brûlent en traversant cette couche. Elle reste peu influente dans les dynamiques urbaines, mais importante pour la compréhension globale de l'équilibre atmosphérique.

1.3. La Thermosphère :

Ou Ionosphère ou encore haute atmosphère s'étend de 80 à 800 km. 800 km est la limite où on a 106 atomes/cm3 d'air (contrairement à 20*106 *109 molécules/cm3 d'air au sol) ; ces substances ne sont pas considérées comme des gaz. Les températures y sont élevées (environ 1000°C). On parle aussi d'Ionosphère car il s'y produit une ionisation de l'air ou dissociation atomique (modifications du nombre d'électrons de l'atome) en électrons libres. L'ionisation est due aux rayons ultraviolets et rayons X électrisés venant du soleil. Vers 80 km, la mésopause limite l'ionosphère.

Il existe 4 couches principales dans la structure verticale de l'atmosphère, avec parfois une 5eme couche :

1.1. L'Exosphère :

L'exosphère est la couche la plus externe de l'atmosphère, située au-dessus de la thermosphère, à partir d'environ 800 km d'altitude jusqu'à 10 000 km ou plus. C'est une zone de transition entre l'atmosphère terrestre et l'espace interplanétaire.

Elle est constituée de particules très rares (principalement hydrogène et hélium) qui peuvent s'échapper dans l'espace en raison de la faible gravité. L'exosphère ne contient presque plus d'air, ni d'activité météorologique. C'est dans cette région que se déplacent les satellites artificiels.

Elle a peu d'influence sur les phénomènes météorologiques ou climatiques, mais elle marque la limite supérieure de l'atmosphère terrestre.

Conclusion :

Ce cours met en évidence l'importance fondamentale de la composition de l'atmosphère et de sa structure verticale dans la compréhension des phénomènes climatiques affectant le milieu urbain. L'atmosphère, à travers ses composants gazeux, la vapeur d'eau et les particules en suspension, constitue le milieu dans lequel se développent la majorité des processus météorologiques à l'origine des risques naturels auxquels les villes sont confrontées.

La troposphère joue un rôle central dans la genèse des risques urbains, puisqu'elle renferme l'essentiel de la vapeur d'eau et des polluants atmosphériques, et qu'elle est le siège des phénomènes météorologiques extrêmes tels que les pluies intenses, les tempêtes, les vagues de chaleur et de froid. L'urbanisation rapide et l'intensification des activités anthropiques modifient les caractéristiques physiques et chimiques de cette couche, contribuant ainsi à l'aggravation de risques tels que les inondations urbaines, la pollution de l'air et le phénomène d'îlot de chaleur urbain.

Par ailleurs, la variation des concentrations de certains gaz, notamment les gaz à effet de serre, perturbe l'équilibre thermique de la Terre et accentue les changements climatiques,

augmentant la vulnérabilité des systèmes urbains face aux événements extrêmes. Dans ce contexte, l'étude de la composition de l'atmosphère ne relève pas uniquement d'un cadre théorique, mais constitue un fondement scientifique essentiel pour comprendre les mécanismes du risque, développer des outils de prévision et améliorer l'efficacité des systèmes d'alerte précoce.

En conclusion, l'intégration des connaissances climatologiques, et en particulier celles relatives à l'atmosphère, représente un levier majeur pour la gestion des risques urbains et le renforcement de la résilience des villes, à travers une planification urbaine durable fondée sur l'anticipation, la prévention et l'adaptation aux changements climatiques futurs.

Cours °2 :

Les éléments de climatologie.

Le lien de cours :

https://drive.google.com/file/d/1yawMRkxVQ5MiHB1iQUMncrs74FkRRHt9/view?usp=drive_link

Objectif du cours :

Présenter les fondements scientifiques de la climatologie à travers l'étude des facteurs du climat, du système climatique, des concepts fondamentaux, des principaux éléments climatiques, ainsi que des dispositifs de mesure météorologique et des critères d'implantation des stations.

Introduction :

La planète Terre est constituée de plusieurs enveloppes, communément appelées *sphères*, parmi lesquelles on distingue la lithosphère, la pédosphère, la biosphère, ainsi que l'atmosphère et l'hydrosphère. Ces deux dernières constituent respectivement les principaux champs d'étude de la climatologie et de l'hydrologie.

La climatologie est la science qui étudie le climat, ses mécanismes, sa variabilité spatio-temporelle, ses extrêmes, ainsi que ses impacts sur les milieux naturels et les sociétés humaines, notamment en matière de santé, de sécurité et de bien-être des populations.

Au sens strict, le climat correspond à l'ensemble des conditions météorologiques moyennes observées en un lieu donné sur une période suffisamment longue, généralement de trente ans.

La caractérisation du climat repose sur l'analyse statistique de plusieurs éléments atmosphériques fondamentaux, tels que la température de l'air, les précipitations, la pression atmosphérique, l'humidité et le vent. Elle peut également s'appuyer sur l'identification de types de temps récurrents ou de phénomènes climatiques caractéristiques à différentes échelles spatiales, allant du local au global.

1. Les facteurs du climat :

Les facteurs du climat regroupent l'ensemble des éléments naturels qui déterminent la répartition, l'intensité et la dynamique des conditions climatiques à la surface de la Terre. Ils sont qualifiés de *facteurs générateurs du climat*, car ils conditionnent la quantité d'énergie reçue par le système Terre et les mécanismes de redistribution de cette énergie.

On distingue principalement trois grandes catégories de facteurs climatiques :

- Les facteurs cosmiques.
- Les facteurs planétaires.
- Les facteurs géographiques.

1.1. Les facteurs cosmiques et planétaires :

Ces facteurs exercent une influence déterminante sur le climat à l'échelle globale, en agissant principalement sur l'apport énergétique et les grands équilibres du système climatique.

A. Les facteurs cosmiques :

Les facteurs cosmiques sont liés aux interactions entre la Terre et son environnement spatial. Ils comprennent principalement :

- Le Soleil, qui constitue la source quasi exclusive de l'énergie du système climatique terrestre. Le rayonnement solaire reçu par la Terre conditionne l'ensemble des processus atmosphériques et océaniques ;
- Les variations de l'activité solaire, bien que faibles, peuvent induire des fluctuations climatiques à long terme ;
- La constante solaire, dont la valeur moyenne est estimée à environ 1361 W/m², présente de légères variations susceptibles d'influencer le climat sur des échelles de temps longues.

B. Les facteurs planétaires :

Les facteurs planétaires correspondent aux caractéristiques propres à la Terre en tant que planète et aux mouvements qu'elle effectue dans l'espace. Contrairement aux facteurs cosmiques, ils sont intrinsèques au système Terre.

Ils incluent notamment :

- La rotation de la Terre sur elle-même, responsable de l'alternance jour/nuit et de la mise en place de la force de Coriolis, qui influence la circulation atmosphérique et océanique.
- La révolution de la Terre autour du Soleil, à l'origine de la succession des saisons.
- Les paramètres orbitaux décrits par les cycles de Milankovitch (excentricité, obliquité et précession), qui modifient périodiquement la distribution de l'énergie solaire reçue par la Terre. Ces variations jouent un rôle majeur dans l'alternance des grandes phases climatiques, notamment les périodes glaciaires et interglaciaires.

L'ensemble de ces facteurs conditionne la quantité et la répartition de l'énergie solaire à la surface du globe, constituant ainsi une base fondamentale du fonctionnement et de l'évolution du climat terrestre.

1.2. Les facteurs géographiques :

Contrairement aux précédents, ces facteurs modifient les caractéristiques climatiques à des échelles locales ou régionales, selon les propriétés physiques ou les activités humaines.

➤ Au niveau physique :

- Le relief : le relief joue un rôle essentiel ; l'altitude influence la température (en moyenne -0,6 °C tous les 100 m) et provoque des effets orographiques sur les précipitations (versant au vent humide et versant sous le vent sec).
- Les océans, mers et lacs : régulent les températures locales grâce à leur inertie thermique ; ils emmagasinent la chaleur en été et la restituent en hiver.
- La végétation et les types de sols : influencent l'albédo (réflectivité), l'évapotranspiration et donc la température et l'humidité de l'air.
- Les circulations atmosphériques et océaniques : (comme les cellules de Hadley, courants de jet, courants marins comme le Gulf Stream) redistribuent la chaleur sur la planète et déterminent des régimes climatiques spécifiques.

➤ Au niveau anthropique :

- L'activité humaine : a un impact croissant sur le climat :
- Urbanisation : elle modifie les surfaces (îlots de chaleur urbains).
- Agriculture : intensive et déforestation modifient les bilans hydriques et énergétiques.
- Transports et industries : émettent des gaz à effet de serre (GES), contribuant à l'augmentation du forçage radiatif. Les principaux GES sont le CO_2, CH_4 (méthane), N_2O (protoxyde d'azote), qui renforcent l'effet de serre naturel.
- Le changement d'usage des sols : (imperméabilisation, désertification, artificialisation) modifie les flux énergétiques, perturbe les équilibres hydriques et accentue les risques climatiques locaux (sécheresse, inondations…).

2. Le système climatique :

Le système climatique est un ensemble complexe et dynamique constitué de cinq grandes composantes interconnectées, qui interagissent en permanence par des échanges d'énergie et de matière.

• **L'atmosphère :**

Enveloppe gazeuse entourant la Terre, composée principalement d'air sec, de vapeur d'eau, de gaz à effet de serre (dioxyde de carbone, méthane, ozone, etc.) ainsi que d'aérosols d'origines naturelle et anthropique.

• **L'hydrosphère :**

Ensemble des masses d'eau à l'état liquide présentes à la surface et dans le sous-sol de la Terre, incluant les océans, les mers, les fleuves, les rivières, les lacs et les nappes souterraines.

- **La cryosphère :**

Partie de la surface terrestre où l'eau est présente à l'état solide, comprenant les calottes polaires et glaciaires, les glaciers de montagne, la banquise, les neiges permanentes et les glaces de mer.

- **La lithosphère :**

Enveloppe rocheuse externe de la Terre, constituée des continents, des reliefs et des sols, jouant un rôle essentiel dans les échanges thermiques, hydriques et biogéochimiques avec l'atmosphère et l'hydrosphère.

- **La biosphère :**

Ensemble des êtres vivants, incluant la végétation, la faune et les micro-organismes, ainsi que leurs interactions avec les autres composantes du système climatique. Les activités humaines, souvent regroupées sous le terme d'anthroposphère, influencent aujourd'hui de manière significative le fonctionnement du système climatique.

Ces composantes sont présentées ici selon leur influence globale décroissante sur le climat à l'échelle planétaire. Toutefois, à l'échelle locale ou régionale, chacune d'elles peut exercer une influence déterminante sur les conditions climatiques.

3. Définitions de quelques concepts lies au climat :

3.1. Définition du temps (météorologique) :

Le temps désigne l'état momentané des conditions atmosphériques observées en un lieu donné à un instant donné.

Il correspond à un ensemble de phénomènes physiques mesurables, tels que la température de l'air, la pression atmosphérique, l'humidité, la vitesse et la direction du vent, la nébulosité, les précipitations, etc., qui caractérisent l'atmosphère à court terme (de quelques minutes à quelques jours).

Selon Peyraud (2001), le temps est « l'expression instantanée de l'atmosphère, variable dans le temps et dans l'espace, et accessible à la perception humaine et à la mesure instrumentale ».

D'un point de vue scientifique, le temps résulte des interactions complexes entre les différentes couches de l'atmosphère, la surface terrestre (continent, océan, végétation), le rayonnement solaire, et les mouvements de l'air. Il est fortement influencé par la dynamique de la troposphère (la couche atmosphérique la plus basse), où se produisent la majorité des phénomènes météorologiques. L'observation du temps repose sur des mesures ponctuelles ou continues à l'aide d'instruments météorologiques (stations météo, satellites, radars), et son évolution est décrite par les prévisions météorologiques, qui utilisent des modèles numériques complexes basés sur les équations de la physique de l'atmosphère (modèles de prévision déterministe ou probabiliste).

3.2. Le climat :

- **Étymologie du mot "climat"** :

Le mot *climat* trouve son origine dans le grec ancien *klíma* (κλίμα), qui signifie « inclinaison » ou « pente », dérivé du verbe *klínein* (κλίνειν), « incliner ». Repris en latin sous la forme *clima*, le terme désignait une région terrestre définie par sa latitude et l'inclinaison des rayons solaires.

Introduit en français au Moyen Âge, le mot *climat* a d'abord désigné des zones influencées par l'exposition solaire, avant de prendre progressivement son sens actuel, lié aux conditions atmosphériques moyennes observées dans une région donnée.

- **Définition du climat :**

Le terme *climat* désigne à la fois l'état moyen de l'atmosphère sur une période donnée et l'évolution de ces conditions dans le temps. Les définitions scientifiques modernes intègrent ces deux dimensions : elles s'appuient sur l'analyse statistique des conditions atmosphériques instantanées observées sur une longue durée (Peyraud, 2001).

Selon l'Organisation météorologique mondiale (OMM), le climat d'une région se définit comme l'ensemble des statistiques météorologiques moyennes, calculées sur une période d'au moins trente ans, pour divers paramètres tels que la température, les précipitations, la pression atmosphérique, l'humidité et la vitesse du vent (OMM, 2017).

Ces caractéristiques climatiques moyennes peuvent être étudiées à plusieurs échelles temporelles (annuelle, mensuelle, quotidienne) et spatiales (globale, régionale, locale). Par

exemple, à l'échelle planétaire, la température moyenne à la surface de la mer est estimée à environ 15 °C, tandis que la précipitation annuelle moyenne, généralement équilibrée par l'évaporation avoisine les 1 000 mm (Demangeot, 1990).

À l'échelle régionale, les spécificités climatiques permettent de distinguer divers types de climats. Le climat tropical, par exemple, se caractérise par l'absence d'un hiver thermique marqué, tandis que le climat méditerranéen est défini par des étés chauds et secs, contrastant avec des hivers doux et relativement humides (Brunet, Ferras & Théry, 1993).

Ainsi, l'étude du climat repose non seulement sur l'analyse des moyennes, mais aussi sur l'examen des variations saisonnières, interannuelles et des phénomènes extrêmes, qui jouent un rôle déterminant dans la dynamique des milieux naturels et des systèmes environnementaux.

- **Les échelles spatiales en climatologie :**

En climatologie, la définition précise des échelles spatiales et temporelles d'analyse est fondamentale, car les caractéristiques climatiques observées dépendent étroitement de la durée d'observation et de l'étendue géographique considérées.

On distingue généralement quatre grandes échelles spatio-temporelles, chacune associée à un type de climat et à des processus physiques spécifiques.

a) Échelle globale (ou planétaire) – Climat global :

- **Temps :** de la saison à plusieurs décennies.
- **Espace :** > 10 000 km (échelle du globe).

Cette échelle permet l'étude des processus climatiques planétaires tels que la circulation générale de l'atmosphère, le bilan radiatif Terre–atmosphère, les échanges océaniques à grande échelle et les variations climatiques globales.

b) Grande échelle (ou échelle synoptique) – Climat régional :

- **Temps :** 1 à 7 jours.
- **Espace :** 1 000 à 5 000 km.

Elle concerne les systèmes météorologiques de grande extension (dépressions, anticyclones, fronts), influençant le climat régional.

Les effets du relief de la continentalité ou de la proximité maritime y jouent un rôle important.

c) Moyenne échelle (ou méso-échelle) – Climat local / topo climat :

- **Temps :** 1 à 24 heures.
- **Espace :** 1 à 100 km.

À cette échelle, les conditions climatiques sont fortement influencées par la topographie locale. Elle permet l'analyse de phénomènes tels que les brises de vallée, les brises marines, les orages convectifs ou les effets d'exposition des versants.

d) Petite échelle (ou micro-échelle) – Microclimat :

- **Temps :** de quelques secondes à 1 heure.
- **Espace :** < 1 km.

Cette échelle correspond aux variations climatiques très localisées, observées à proximité immédiate du sol ou des objets (végétation, bâtiments, plans d'eau), et dominées par des processus thermiques, radiatifs et turbulents.

3.3. La météorologie :

La météorologie est la discipline scientifique qui analyse les phénomènes atmosphériques et leur dynamique à court terme, en s'appuyant sur des observations in situ, des données satellitaires et des modèles numériques, dans le but de prévoir l'état du temps (température, précipitations, vent, pression, etc.) à des échéances allant de quelques heures à quelques jours.

3.4. La climatologie :

La climatologie est la science qui étudie les composantes, les mécanismes et les variations du climat à moyen et long terme. Elle repose sur l'analyse statistique des paramètres météorologiques observés sur de longues périodes, généralement d'au moins trente ans, afin de caractériser les conditions climatiques moyennes et leur variabilité spatiale et temporelle.

Elle s'intéresse particulièrement aux facteurs géographiques et physiques tels que la latitude, l'altitude, la répartition des continents et des océans, le relief et la circulation atmosphérique générale, afin d'expliquer la diversité des climats à la surface de la Terre.

3.5. Différence entre météorologie et climatologie :

La principale différence entre la météorologie et la climatologie réside dans l'échelle temporelle d'analyse. Alors que la météorologie se concentre sur l'étude et la prévision du temps à court terme, la climatologie vise à comprendre le comportement moyen et les variations du climat sur des périodes longues.

Le climat décrit ainsi l'état moyen de l'atmosphère au-dessus d'un lieu donné, caractérisé par des conditions relativement stables à l'échelle de plusieurs décennies, tandis que le temps météorologique est par nature variable et peut changer rapidement d'une heure à l'autre ou d'un jour à l'autre (Doutreloup, 2016).

En règle générale, le climat d'une région donnée évolue peu à l'échelle du siècle. Toutefois, à l'échelle des temps géologiques, des changements climatiques majeurs peuvent se produire. L'étude des climats passés relève de la paléoclimatologie, discipline qui s'appuie sur des indicateurs naturels tels que les carottes glaciaires, les sédiments ou les cernes de croissance des arbres (Félice, 2006).

4. Les éléments du climat :

Le climat est caractérisé par un ensemble d'éléments climatiques qui traduisent l'état moyen de l'atmosphère sur une longue période. Parmi les principaux éléments du climat figurent notamment la température de l'air, les précipitations, l'humidité, la pression atmosphérique, le vent, l'ensoleillement…….etc.

4.1. Les précipitations :

Les précipitations constituent l'un des éléments fondamentaux du climat. Elles correspondent à l'ensemble des formes d'eau, liquide ou solide, issues de la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique et tombant à la surface de la Terre sous l'effet de la gravité.

Elles peuvent se présenter sous différentes formes, telles que la pluie, la neige, la grêle ou le grésil, selon les conditions thermiques et dynamiques de l'atmosphère.

Les précipitations sont mesurées à l'aide de pluviomètres, qui permettent de quantifier les hauteurs de pluie, et de pluviographes, qui enregistrent leur évolution temporelle. Elles sont

généralement exprimées en millimètres (mm), notés P (mm), correspondant à une hauteur d'eau recueillie sur une surface donnée.



Fig N° 1 : Pluviomètre et son schéma descriptive.

4.2. La température de l'air :

La température de l'air est un élément climatique fondamental qui traduit l'état thermique de l'atmosphère en un lieu et à un moment donné. Elle résulte principalement des échanges d'énergie entre la surface terrestre et l'atmosphère, notamment à travers les processus de rayonnement, de conduction et de convection.

Dans les stations météorologiques, on distingue généralement :

La Température minimale (Tmin) : observée au cours de la nuit ou au lever du jour.

La Température maximale (Tmax) : enregistrée en début ou milieu d'après-midi,

- **La Température moyenne (Tmoy) :** calculée à partir des valeurs extrêmes ou par moyennage des observations horaires.
- La température de l'air est mesurée à l'aide de thermomètres installés dans des conditions normalisées, généralement à l'intérieur d'un abri météorologique, à environ 1,5 à 2 m au-dessus du sol, afin d'éviter l'influence directe du rayonnement solaire.

Les principaux instruments de mesure comprennent les thermomètres à minima et à maxima, les thermographes, ainsi que les capteurs thermiques modernes (sondes thermoélectriques ou thermistances) permettant un enregistrement continu et un affichage numérique. Les températures sont exprimées en degrés Celsius (°C).

4.3. Pression Atmosphérique :

La pression atmosphérique est un élément fondamental du climat. Elle correspond à la force exercée par la masse de l'air sur une unité de surface**,** sous l'effet de la gravité terrestre. Elle dépend principalement de la densité de l'air et de l'altitude.

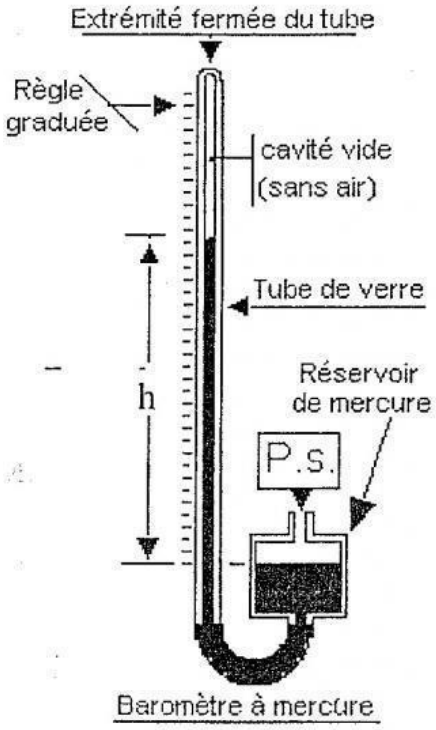
Au niveau moyen de la mer, la pression atmosphérique normale est équivalente à celle exercée par une colonne de mercure de 76 cm de hauteur**,** soit une valeur moyenne de :

- 1013,25 hPa.
- 101,325 kPa.
- 101 325 Pa.
- 1013,25 millibars (mb).

Avec 1 hPa = 1 mb**.**

La pression atmosphérique diminue avec l'altitude et varie dans l'espace et dans le temps en fonction des conditions thermiques et dynamiques de l'atmosphère. Ces variations sont à l'origine de la circulation atmosphérique et des systèmes météorologiques tels que les dépressions et les anticyclones.

La pression atmosphérique est mesurée à l'aide de baromètres, notamment les baromètres à mercure et les baromètres anéroïdes. Son enregistrement continu est assuré par des barographes**,** tandis que les stations météorologiques automatiques utilisent aujourd'hui des capteurs de pression électroniques permettant un suivi en temps réel.



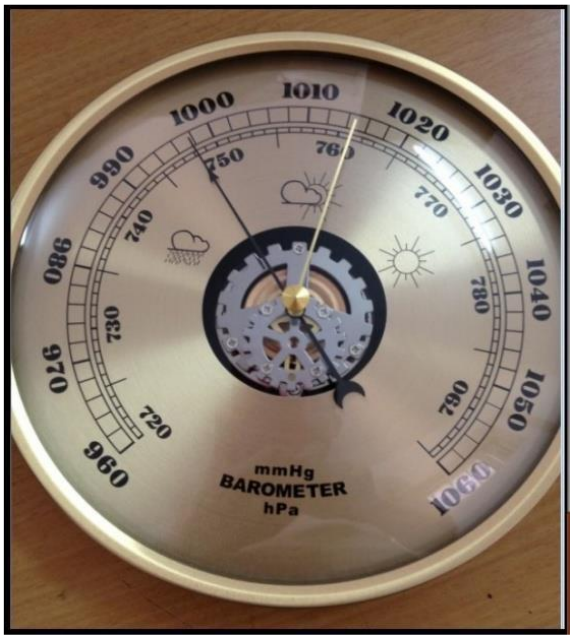


Fig N° 2: Baromètre à mercure **Fig N° 3:** Baromètres anéroïdes

4.4. Le rayonnement solaire :

Le rayonnement solaire représente l'ensemble de l'énergie électromagnétique émise par le Soleil et reçue par la Terre. Il constitue la source principale d'énergie du système climatique et conditionne la température de l'air, l'évaporation, la circulation atmosphérique et le cycle de l'eau.

Une partie de ce rayonnement est absorbée par la surface terrestre et l'atmosphère, tandis qu'une autre partie est réfléchie vers l'espace, phénomène caractérisé par l'albédo**.** Le rayonnement reçu au sol se compose d'un rayonnement direct et d'un rayonnement diffus.

Le rayonnement solaire est mesuré à l'aide du Pyrhéliomètre (rayonnement direct) et du Pyranomètre (rayonnement global). Il est généralement exprimé en watts par mètre carré (W/m).





Fig N° 4 : Pyrhéliomètre **Fig N° 5 :** Pyranomètre.

4.5. L'humidité de l'air :

L'humidité de l'air est un élément climatique qui caractérise la teneur en vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère. Elle joue un rôle essentiel dans les processus de condensation, de formation des nuages et des précipitations, ainsi que dans le confort thermique et les phénomènes de pollution atmosphérique.

On distingue principalement :

- **L'humidité absolue**, qui exprime la masse de vapeur d'eau contenue dans un volume d'air,
- **L'humidité relative**, qui représente le rapport entre la quantité de vapeur d'eau présente dans l'air et la quantité maximale qu'il peut contenir à une température donnée. Cette dernière est la plus utilisée en climatologie.

L'humidité relative est exprimée en pourcentage (%) et mesurée à l'aide du psychromètre, de l'hygromètre et de l'hydrographe **(**instrument enregistreur).





Fig N° 6 : Hygromètre **Fig N° 7 :** Hygrographe.

4.6. Le vent :

Le vent est un élément climatique fondamental qui traduit le mouvement horizontal de l'air dans l'atmosphère. Il résulte principalement des différences de pression atmosphérique : l'air se déplace des zones de haute pression (anticyclones) vers les zones de basse pression (dépressions), sous l'influence combinée du gradient de pression, de la force de Coriolis et du frottement avec la surface terrestre.

Le vent est caractérisé par deux grandeurs principales :

- **La direction** : qui indique d'où souffle le vent,
- **La vitesse** : qui exprime son intensité.

Dans les stations météorologiques, la vitesse du vent est mesurée à l'aide d'anémomètres, tandis que la direction est déterminée par une girouette. Les dispositifs modernes permettent un enregistrement continu des données. En hydrologie, et en l'absence de phénomènes extrêmes, l'utilisation d'anémomètres totalisateurs peut être suffisante.



Fig N° 8 : Anémomètre



Fig N° 9 : Girouette.

L'étude des éléments du climat et des instruments de mesure associés souligne l'importance de données fiables et normalisées pour l'analyse climatologique. Ces acquis fondamentaux servent de socle pour les chapitres suivants, consacrés au traitement des données climatiques, à l'analyse des précipitations et à l'évaluation des risques climatiques et urbain.

Cours N° 3 :

La conception des réseaux d'observation climatique et météorologique.



Le lien de cours :

https://drive.google.com/file/d/1ZXBcujXg65otb78LJXpOCCvUK0DR8kqX/view?usp=drive_link

Objectif du cours :

Ce cours a pour objectif de permettre aux étudiants de comprendre le rôle fondamental des réseaux d'observation climatique et météorologique dans la production de données fiables et représentatives. Il vise à doter les apprenants des connaissances nécessaires pour identifier les différents types de stations météorologiques, analyser leurs modes de fonctionnement et leurs finalités, et maîtriser les critères techniques et normatifs régissant leur implantation, conformément aux recommandations de la Organisation Météorologique Mondiale.

À l'issue de ce cours, les étudiants seront capables d'évaluer la représentativité spatiale et la fiabilité des mesures météorologiques, d'identifier les principales sources d'erreurs affectant les observations, et d'apprécier l'importance de la densité des réseaux de mesure dans les études climatologiques, hydrologiques et l'analyse des risques urbains.

Introduction :

Les réseaux d'observation climatique et météorologique constituent la base essentielle de la collecte de données fiables et représentatives, permettant d'analyser le climat et de prévoir le temps à différentes échelles. La qualité et la précision des mesures dépendent non seulement de la performance des instruments, mais aussi de leur implantation et de la densité des stations.

Une conception rigoureuse de ces réseaux prend en compte plusieurs critères : la typologie des stations (manuelles, automatiques, synoptiques, climatologiques), les normes d'implantation recommandées par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), la représentativité spatiale, ainsi que les contraintes environnementales et anthropiques.

La mise en place de réseaux d'observation fiables est particulièrement critique, car elle permet de suivre les phénomènes climatiques extrêmes, d'anticiper les risques pour les populations et les infrastructures, et de soutenir la gestion et la planification urbaine résiliente.

Dans ce chapitre, nous présenterons donc les principes de conception**,** les critères d'implantation et les recommandations techniques pour établir des réseaux de mesure efficaces, adaptés à l'étude du climat et à l'évaluation des risques urbains.

1. Définition des stations météorologiques :

Une station météorologique est une installation destinée à l'observation, à la mesure et à l'enregistrement des paramètres atmosphériques fondamentaux tels que la température de l'air, les précipitations, la pression atmosphérique, l'humidité, le vent et le rayonnement solaire. Ces observations sont réalisées selon des protocoles normalisés afin de garantir la comparabilité des données dans le temps et dans l'espace.

Les stations météorologiques constituent un maillon essentiel des réseaux d'observation climatique et météorologique. Elles fournissent les données de base nécessaires à la prévision météorologique, à l'analyse climatologique, à l'étude des risques naturels (inondations, canicules, tempêtes) et à l'aménagement du territoire, en particulier en milieu urbain.

2. Typologie des stations météorologiques :

Les stations météorologiques peuvent être classées selon plusieurs critères complémentaires, notamment le mode de fonctionnement, la finalité des observations et le mode d'alimentation et d'exploitation. Cette approche permet une description rigoureuse et non ambiguë des différents types de stations.

2.1. Classification selon le mode de fonctionnement :

Cette classification repose sur la manière dont les observations météorologiques sont réalisées.

- **Stations manuelles** :

Les mesures météorologiques sont effectuées par un observateur humain à des heures fixes et normalisées. Bien que ce type de station tende à disparaître, il demeure utilisé dans certains réseaux climatologiques historiques afin d'assurer la continuité des séries d'observations à long terme.

- **Stations automatiques** :

Les mesures sont réalisées automatiquement à l'aide de capteurs électroniques reliés à un système d'acquisition de données, sans intervention humaine directe. Ces stations assurent un enregistrement continu ou quasi continu des paramètres météorologiques avec une meilleure résolution temporelle et une plus grande régularité des observations.

2.2. Classification selon la finalité des observations :

Cette typologie est fondée sur l'objectif principal pour lequel les données météorologiques sont collectées.

- **Stations synoptiques** :

Intégrées aux réseaux météorologiques nationaux et internationaux, ces stations fournissent des observations normalisées destinées principalement à la prévision météorologique à court terme. Les mesures sont réalisées à des horaires synoptiques définis et respectent des normes strictes en matière d'instrumentation et d'implantation.

- **Stations climatologiques** :

Elles sont dédiées à l'étude des caractéristiques et des variations du climat à long terme. La continuité, la stabilité et l'homogénéité des conditions de mesure constituent des exigences fondamentales afin de garantir la fiabilité des analyses climatiques.

2.3. Classification selon le mode d'alimentation et d'exploitation :

Cette classification concerne les conditions matérielles et énergétiques de fonctionnement des stations.

- **Stations raccordées au réseau** :

Ces stations sont alimentées par le réseau électrique et fonctionnent généralement dans des zones urbaines ou facilement accessibles. Elles peuvent être manuelles ou automatiques selon leur mode de fonctionnement.

- **Stations de mesure autonomes** :

Les stations autonomes constituent une sous-catégorie des stations météorologiques automatiques. Elles sont conçues pour fonctionner sans présence humaine permanente et sans raccordement aux réseaux énergétiques classiques. Elles disposent d'une source d'énergie autonome, généralement assurée par des panneaux solaires et des batteries, ainsi que de systèmes de stockage et de transmission des données. Grâce à leur autonomie énergétique et fonctionnelle, elles sont particulièrement adaptées aux zones isolées ou difficiles d'accès et jouent un rôle essentiel dans la surveillance climatique, environnementale et la gestion des risques naturels.

Une station météorologique peut appartenir simultanément à plusieurs catégories. Par exemple, une station peut être automatique, autonome et climatologique à la fois, chaque classification correspondant à un critère distinct.

3. Choix du site d'implantation d'une station météorologique :

3.1. Critères géographiques et topographiques :

Le choix du site d'implantation d'une station météorologique conditionne fortement la qualité et la représentativité des mesures. Le site doit être situé sur un terrain dégagé, relativement

plat et homogène, à l'écart des obstacles susceptibles d'influencer les paramètres mesurés (bâtiments, arbres, reliefs marqués).

L'altitude, la pente, l'exposition et la nature du sol doivent être prises en compte, car ils influencent directement la température, le vent et l'humidité. En milieu urbain, il est essentiel de considérer l'effet d'îlot de chaleur urbain et la rugosité de surface.

3.2. Normes et recommandations de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) :

L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) a établi des normes précises concernant l'implantation et l'exploitation des stations météorologiques. Parmi les principales recommandations figurent :

- Les capteurs de température et d'humidité doivent être installés dans un abri météorologique normalisé, à une hauteur comprise entre 1,5 et 2 m au-dessus du sol**,** afin d'éviter l'influence directe du rayonnement solaire et du sol.
- Les pluviomètres doivent être positionnés sur un terrain horizontal et dégagé, à distance suffisante de tout obstacle susceptible de perturber la collecte des précipitations.
- La mesure du vent doit être réalisée à une hauteur standard de 10 m au-dessus du sol**,** sur un site exposé de manière représentative aux vents dominants.
- Le site d'implantation doit être éloigné des obstacles (arbres, bâtiments, reliefs proches). En règle générale, la distance minimale entre la station et un obstacle doit être au moins égale à quatre fois la hauteur de cet obstacle**.**
- La surface d'implantation des instruments en particulier celle des pluviomètres doit être rigoureusement horizontale ; Un écart d'inclinaison de 1° peut entraîner des erreurs de mesure de l'ordre de 1 %.
- La station doit être représentative du secteur étudié**,** en évitant les situations locales atypiques susceptibles de biaiser les mesures.
- Dans le cas des stations manuelles, l'implantation à proximité de la résidence de l'observateur peut être retenue, à condition que les critères de représentativité et de conformité aux normes soient respectés.
- Enfin, une maintenance régulière des instruments et un étalonnage périodique des capteurs sont indispensables pour garantir la fiabilité et la continuité des observations.

Le respect de ces normes garantit l'homogénéité et la comparabilité des données à l'échelle nationale et internationale.

4. Contraintes environnementales et anthropiques :

L'environnement immédiat de la station peut introduire des biais dans les mesures. Les contraintes environnementales incluent la végétation, la nature du sol, la topographie locale et les conditions climatiques extrêmes.

Les contraintes anthropiques concernent principalement l'urbanisation, les activités industrielles, la circulation routière et les sources de chaleur artificielle.

En milieu urbain, ces contraintes sont particulièrement marquées et doivent être soigneusement évaluées afin de limiter les perturbations sur les mesures météorologiques.

5. Représentativité et fiabilité des mesures :

La représentativité d'une station météorologique correspond à sa capacité à refléter fidèlement les conditions climatiques de la zone qu'elle est censée caractériser. Elle dépend à la fois du choix du site, du respect des normes d'implantation et de la qualité des instruments.

La fiabilité des mesures repose sur :

- La précision des capteurs.
- La continuité des observations.
- La maintenance régulière du matériel
- Le contrôle de la qualité des données.

Ces éléments sont essentiels pour garantir l'utilisation des données météorologiques dans les études climatologiques, hydrologiques et dans l'évaluation des risques urbains.

6. La densité des stations climatologiques :

La densité et la distribution des stations climatologiques à établir dans un réseau terrestre donné dépendent des éléments météorologiques à observer, de la topographie et de l'usage des données climatiques concernés. Pour certains phénomènes, un réseau clairsemé suffit, alors

qu'un réseau très dense est nécessaire pour étudier des variables comme les précipitations, le vent, le gel et le brouillard, notamment dans les régions à topographie significative.

Tableau N° 1 : la densité de réseau pluviométrique :

Type de région	**La Surface en Km^2**	
	Conditions Normales	Conditions Très difficiles
Région non montagneuse de climat tempéré méditerranéenne et tropical.	600 – 900	900-3000
Région montagneuse de climat tempéré méditerranéenne et tropical.	100 – 250	250 – 1000
Petites iles très montagneuse.	25	/
Région aride et Polaire.	1500 – 10 000	/

7. Représentativité spatiale des stations :

Les stations doivent être situées de façon à fournir des caractéristiques climatiques représentatives qui soient compatibles avec tous les types de terrains tels que les plaines, les régions montagneuses, les plateaux, les côtes et les îles, ainsi qu'avec les surfaces terrestres telles que les forêts, les zones urbaines, les zones agricoles et les déserts dans la zone concernée. La densité des stations doit être déterminée par les objectifs des observations et l'usage des données.

Lors de la planification d'un réseau terrestre, des compromis doivent souvent être effectués entre la densité idéale des stations et les ressources disponibles pour installer, exploiter et administrer les stations.

8. La liste des erreurs possible dans les mesures :

Le principal facteur d'erreur est l'action du vent sur la trajectoire des gouttes d'eau. L'importance de l'erreur dépend de l'intensité du vent et de la hauteur de l'appareil de mesure par rapport au sol.

L'exploitation des stations pluviométriques donnent lieu à un certain nombre d'erreurs :

8.1. Erreurs d'observation :

- Lecteur peu consciencieux : depuis celui qui lit le pluviomètre tous les 5 à 6 jours jusqu'à celui qui invente purement et simplement les résultats.
- Erreurs fortuites lors de la lecture de l'éprouvette.
- Erreurs dues à l'évaporation.
- Débordement du pluviomètre lors de pluies très intenses.
- Pluviomètre percé.
- Pluviomètre placé sous un arbre.

8.2. Erreurs de transcription et de calcul.

8.3. Erreurs systématiques :

- Changement dans l'exploitation du pluviomètre dû à son déplacement.
- Modification de l'environnement immédiat du pluviomètre.

Les réseaux d'observation climatique et météorologique constituent un pilier essentiel de l'analyse du climat et de la compréhension des phénomènes atmosphériques. La qualité des données produites dépend étroitement du choix des stations, de leur implantation, du respect des normes internationales et de la prise en compte des contraintes environnementales et anthropiques.

Ce chapitre a mis en évidence l'importance d'une conception rigoureuse des réseaux de mesure, intégrant à la fois la typologie des stations, leur densité, leur représentativité spatiale et la maîtrise des sources d'erreurs potentielles.

Dans un contexte de changement climatique et d'urbanisation croissante, des observations fiables et homogènes sont indispensables pour le suivi des aléas climatiques, l'évaluation des risques urbains et l'élaboration de stratégies de planification territoriale résiliente.

Ainsi, la maîtrise des principes d'implantation et d'exploitation des stations météorologiques constitue une compétence clé pour les futurs spécialistes en climatologie, hydrologie et gestion des risques.

Cours N° 4 :

Les Précipitations.

Le lien de cours :

https://drive.google.com/file/d/183z1G8Ym30dlR404IG_URLqzhi2NhYof/view?usp=drive_link

Objectif de cours :

L’objectif de ce cours est de comprendre les précipitations dans toutes leurs dimensions : leur définition, leurs mécanismes de formation, leurs différents types (convectives, orographiques, frontales), ainsi que leurs formes liquides, solides et occultes. Le cours vise à permettre aux étudiants de maîtriser la variabilité spatiale et temporelle des précipitations, d’évaluer leur rôle dans le cycle hydrologique et la gestion des ressources en eau, et de comprendre leur impact sur les risques climatiques et hydrologiques, notamment les inondations et les sécheresses.

Introduction :

Les précipitations constituent l'un des éléments fondamentaux du climat et jouent un rôle central dans le cycle hydrologique, l'alimentation des ressources en eau et la genèse de nombreux risques naturels, notamment les inondations, les sécheresses et les aléas liés aux événements extrêmes. Leur étude est ainsi essentielle en climatologie, en hydrologie et dans les disciplines liées à la gestion des territoires et des risques urbains.

Du point de vue physique, les précipitations résultent de processus complexes impliquant la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique, la formation et la croissance des hydrométéores au sein des nuages, ainsi que les mouvements verticaux de l'air. Ces mécanismes dépendent étroitement des conditions thermodynamiques de l'atmosphère, de la présence de noyaux de condensation et de la dynamique des masses d'air.

L'objectif de ce cours est de présenter les précipitations sous leurs différents aspects : leur définition, leurs mécanismes de formation, leurs principaux types selon l'origine dynamique des ascendances atmosphériques, ainsi que les formes solides associées aux conditions climatiques froides. Cette approche permet de mieux comprendre la variabilité spatiale et temporelle des précipitations et leur importance dans l'analyse des risques climatiques et hydrologiques.

1. Quelques notions en climatologie et météorologie :

- **La brume :**

La brume est une suspension de très fines gouttelettes d'eau dans l'air, réduisant légèrement la visibilité (entre 1 et 5 km). Elle se forme près du sol par condensation de la vapeur d'eau, sans qu'il y ait précipitation.

Le brouillard :

Le brouillard est un nuage au contact du sol, constitué de fines gouttelettes d'eau en suspension dans l'air, réduisant la visibilité horizontale à moins de 1 km. Il résulte de la condensation de la vapeur d'eau dans des conditions de refroidissement de l'air.

- **L’averse :**

Une averse est une précipitation liquide ou solide, de forte intensité, de courte durée et de faible extension spatiale, généralement associée aux nuages convectifs (cumulonimbus).

- **La neige :**

La neige est une précipitation solide constituée de cristaux de glace formés par condensation et congélation de la vapeur d’eau à des températures inférieures à 0 °C. Les cristaux s’agglomèrent pour former des flocons de tailles variables.

- **Le grésil :**

Le grésil est une précipitation constituée de petits granules de glace blanche et opaque, résultant de la congélation de gouttelettes d’eau surfondue ou de flocons partiellement fondus traversant une couche d’air froid.

- **La grêle :**

La grêle est une précipitation solide formée de grêlons constitués de couches successives de glace, se développant dans les nuages convectifs de type cumulonimbus sous l’effet de forts courants ascendants.

- **La rosée :**

La rosée est une précipitation occulte résultant de la condensation de la vapeur d’eau sous forme de gouttelettes déposées sur les surfaces froides, généralement durant les nuits calmes et claires.

- **La gelée :**

La gelée correspond à l’abaissement de la température de l’air ou du sol au-dessous de 0 °C, entraînant la congélation de l’eau. Elle n’est pas une précipitation, mais un phénomène thermique.

- **Le givre blanc :**

Le givre blanc est un dépôt de glace formé par la cristallisation directe de la vapeur d’eau sur des surfaces refroidies à une température inférieure à 0 °C, en présence de brouillard ou d’air humide.

2. Les précipitations :

Les précipitations désignent l'ensemble des eaux météoriques qui atteignent la surface terrestre sous forme liquide, solide ou déposée. Elles comprennent les précipitations liquides (bruine, pluie, averse), les précipitations solides (neige, grésil, grêle), ainsi que les précipitations dites occultes ou déposées (rosée, gelée blanche, givre).

Les précipitations résultent principalement de la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique, consécutive au refroidissement de l'air jusqu'au point de rosée, le plus souvent par ascendance et détente adiabatique. La formation des gouttelettes nécessite la présence de noyaux de condensation microscopiques, autour desquels la vapeur d'eau se condense.

Ces noyaux peuvent être d'origine :

- **Océanique** : constitués principalement de chlorures, notamment le chlorure de sodium (NaCl) issu de l'évaporation marine.
- **Continentale** : tels que les poussières, fumées et particules minérales ou organiques.
- **Cosmique** : représentés par des poussières météoriques.

Le déclenchement effectif des précipitations est favorisé par la croissance des hydrométéores, notamment par coalescence des gouttelettes ou par agglomération des cristaux de glace. Lorsque leur poids devient suffisant pour vaincre les mouvements ascendants et la turbulence atmosphérique, les particules d'eau ou de glace atteignent le sol, à condition que leur trajectoire ne conduise pas à une évaporation totale.

Les précipitations sont exprimées soit en :

- **Intensité** (mm/h).
- **Lame d'eau précipitée (mm)** correspondant à la hauteur d'eau recueillie uniformément sur une surface donnée.

3. Mécanismes de formation des précipitations :

Le nuage est un aérosol constitué d'air, de vapeur d'eau, de fines gouttelettes d'eau liquide et/ou de cristaux de glace. Les dimensions des gouttelettes nuageuses sont très faibles : leur diamètre est généralement compris entre 5 et 30 µm, avec un espacement moyen de l'ordre du

millimètre. Leur vitesse de chute en air calme est de quelques millimètres par seconde. Or, les nuages sont animés de mouvements turbulents et de courants ascendants dont les vitesses peuvent atteindre plusieurs mètres par seconde.

Pour qu'il y ait précipitation, la vitesse de chute des particules d'eau ou de glace doit devenir nettement supérieure à celle des courants ascendants. Il est admis qu'une goutte doit atteindre un diamètre d'environ 0,5 mm pour pouvoir provoquer une pluie effective. La formation d'une telle goutte nécessite l'agrégation d'environ 10^6 gouttelettes élémentaires (Pardé, 1961).

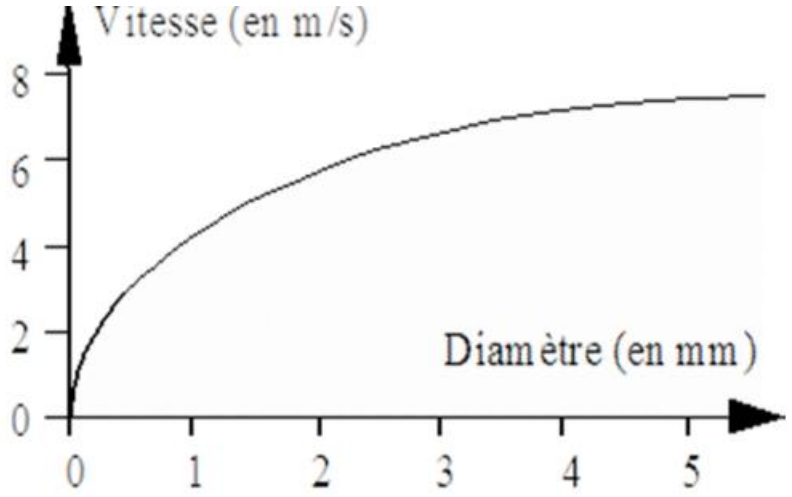


Fig N° 1 : Vitesse de chute en fonction du diamètre de gouttelette (Réméniéras, 1963).

Dans le cas d'un nuage froid, où coexistent des cristaux de glace et des gouttelettes d'eau surfondue, la différence de tension de vapeur saturante entre l'eau liquide et la glace entraîne une évaporation préférentielle de l'eau surfondue au profit des cristaux de glace. Ce mécanisme, connu sous le nom de processus de Bergeron–Findeisen**,** permet une croissance rapide des cristaux. À une température d'environ –10 °C, l'ensemble de l'eau liquide d'un nuage peut ainsi se déposer sur les cristaux de glace en une vingtaine de minutes, lorsque leur densité est de l'ordre de 1 cristal/cm^3, conduisant à la formation de particules d'environ 0,1 mm de diamètre.

En l'absence de cristaux de glace, la croissance des gouttelettes s'effectue par coalescence, les gouttes plus grosses grossissant par collision et capture de gouttelettes plus fines. Une fois amorcée, la goutte augmente progressivement de volume et de vitesse au cours de sa chute, jusqu'à atteindre une taille suffisante pour constituer une précipitation (Réméniéras, 1963).

4. Types de précipitations :

Il est parfois avancé que les nuages se formeraient essentiellement au-dessus des océans, avant d'être transportés par les vents et de précipiter sur les continents. Cette hypothèse est cependant incorrecte. En réalité, seule une faible part des précipitations continentales provient directement de l'humidité océanique, tandis que la majeure partie résulte de l'évaporation et du recyclage de la vapeur d'eau au-dessus des continents eux-mêmes (Réméniéras, 1963).

Par ailleurs, l'observation de précipitations intenses, dépassant fréquemment 20 mm en un court laps de temps, montre qu'un nuage ne peut produire de telles quantités d'eau sans être continuellement réalimenté. Cette réalimentation s'effectue grâce à des mouvements ascendants qui acheminent vers la zone de formation du nuage des masses d'air humide, initialement non saturées.

De telles conditions se rencontrent principalement dans trois situations atmosphériques fondamentales, qui permettent de distinguer trois grands types de précipitations.

4.1. Les précipitations de convection (Les précipitations convectives) :

Les précipitations convectives résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont généralement :

- Orageuses.
- Courte durée (souvent inférieure à une heure).
- Forte intensité.
- Faible extension spatiale.

Ce type de précipitations est caractéristique des régions équatoriales, mais il se rencontre également dans les zones tempérées, notamment durant la période estivale, sous forme d'orages.

Lorsque l'air se réchauffe au voisinage du sol, le gradient vertical de température augmente, ce qui engendre une instabilité atmosphérique et l'apparition de cellules de convection. L'air chaud et humide, devenu plus léger, s'élève, se détend et se refroidit. Lorsqu'il atteint le point de rosée, la condensation s'amorce et un nuage de type cumulus se forme. Si l'ascendance est suffisamment intense et durable, le nuage peut évoluer jusqu'à une altitude permettant le déclenchement des précipitations, voire la formation de cumulonimbus (Godart, 2006).

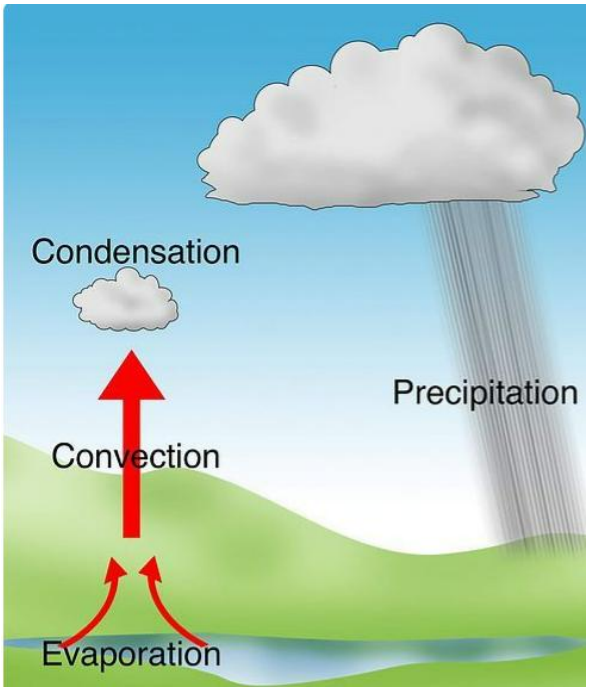


Fig N° 2 : La formation des précipitations convective.

4.2. Les précipitations orographiques :

Comme l'indique leur appellation (du grec ***oros***, montagne), les précipitations orographiques sont liées à la présence d'un obstacle topographique, tel qu'une chaîne de montagnes. Elles sont donc spatialement localisées et peu mobiles.

Leurs caractéristiques dépendent principalement de :

- L'altitude.
- La pente.
- L'orientation du relief par rapport aux vents dominants.

En général, elles se caractérisent par une :

- Intensité modérée.
- Fréquence relativement régulière.

Lorsque des masses d'air humides se déplacent horizontalement et rencontrent un relief, elles sont contraintes de s'élever. Cette ascendance entraîne une détente et un refroidissement de l'air, conduisant à la condensation de la vapeur d'eau et à la formation de précipitations, sous forme de pluie ou de neige lorsque l'altitude est suffisante.

Les précipitations se produisent essentiellement sur les versants exposés au vent (versant au vent). En revanche, sur le versant opposé, dit sous le vent, l'air, ayant perdu une grande partie de son humidité, redescend, se comprime et se réchauffe. Il en résulte des vents chauds et secs, phénomène connu sous le nom d'**effet de Foehn.**

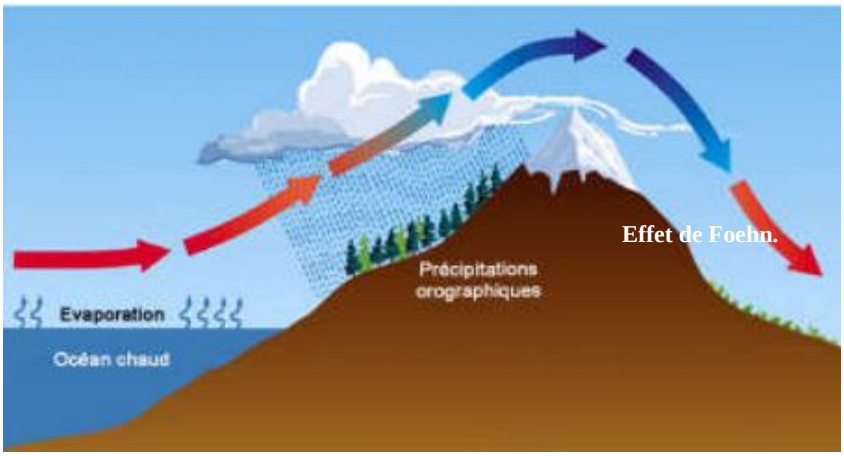


Fig N° 3 : Les précipitation Orographique et l'effet de Foehn.

4.3. Les précipitations frontales ou cycloniques :

Les précipitations frontales, également appelées précipitations cycloniques, sont associées aux zones de contact entre des masses d'air aux caractéristiques différentes, notamment en termes de :

- Température.
- Humidité.
- Densité.
- Vitesse de déplacement.

Ces zones de discontinuité sont appelées fronts.

Lorsque deux masses d'air d'origine différente se rencontrent, elles ne se mélangent généralement pas, en particulier lorsque leurs températures diffèrent sensiblement. L'air froid, plus dense et plus lourd, s'insinue sous l'air chaud, plus léger, provoquant son soulèvement. Cette ascendance favorise la condensation de la vapeur d'eau et la formation de précipitations.

Les précipitations frontales se caractérisent généralement par une :

- Durée longue.
- Extension spatiale importante.
- Fréquence élevée.
- Intensité modérée.

Elles constituent le type de précipitations dominant dans les climats tempérés.

À la limite entre deux masses d'air, on observe une discontinuité de température et d'humidité appelée surface frontale, dont la projection au sol est désignée sous le terme de front.

Selon la nature et le mouvement relatif des masses d'air, on distingue plusieurs types de fronts, notamment les fronts froids, les fronts chauds et les fronts occlus.



Fig N° 4 : Les précipitations frontales ou cycloniques.

a) Les fronts froids :

On parle de front froid lorsqu'une masse d'air froid, plus dense, progresse et s'insinue sous une masse d'air chaud, qu'elle soulève brutalement. La vitesse moyenne de déplacement d'un front froid est de l'ordre de 50 km/h.

La surface frontale présente une pente relativement forte, de l'ordre de 1/10, ce qui entraîne une ascendance rapide de l'air chaud. Il en résulte des précipitations généralement :

- Intenses,
- De courte durée,
- De faible extension spatiale souvent accompagnées d'orages.

b) Les fronts chauds :

Un front chaud se forme lorsqu'une masse d'air chaud progresse au-dessus d'une masse d'air froid, qu'elle repousse progressivement. Sa vitesse de déplacement est plus faible, de l'ordre de 20 km/h, et la pente de la surface frontale est beaucoup plus douce (1/100 à 1/1000).

Les ascendances sont lentes et étendues, ce qui engendre des précipitations :

- Faibles à modérées,
- Continues,
- À grande extension spatiale.

La durée des perturbations associées à un front chaud est généralement plus longue que celle liée à un front froid, en raison de la progression plus lente de la masse d'air chaud.

c) Les fronts occlus :

Le front occlus correspond à une situation dans laquelle une masse d'air chaud est entièrement soulevée et emprisonnée entre deux masses d'air froid. Ce type de front est souvent associé à :

- Des précipitations abondantes.
- Une baisse marquée des températures.
- Des vents soutenus.

On distingue également le front stationnaire qui correspond à une zone frontale dont le déplacement est très lent ou quasi nul.

5. Évolution d'une perturbation cyclonique :

Une perturbation cyclonique passe généralement par cinq stades :

- **Déformation initiale (stades I et II) :** le front commence à se plier et à se structurer.

- **Formation des fronts chaud et froid (stade III) : un front chaud précède** un front froid le front froid rattrape progressivement le front chaud en se déplaçant vers l'est.
- **Occlusion (stade IV) :** le front chaud est soulevé et isolé du sol, marquant le début de l'occlusion.
- **Affaiblissement (stade V) :** la perturbation perd de l'intensité, ne laissant qu'un faible tourbillon dans l'air froid avant de disparaître complètement.

Les précipitations représentent un élément clé du climat et jouent un rôle déterminant dans l'hydrologie et la gestion des risques naturels. Leur étude permet de comprendre les processus atmosphériques à l'origine de l'eau tombant sur les bassins versants, qu'il s'agisse de pluie, de neige ou de phénomènes solides et occultes.

La connaissance des différents types de précipitations et des mécanismes qui les produisent est essentielle pour :

- Prévoir et gérer les ressources en eau.
- Analyser les risques liés aux crues, sécheresses et intempéries.
- Planifier les infrastructures et les aménagements territoriaux.

L'évolution des perturbations cycloniques et la variabilité spatiale et temporelle des précipitations soulignent l'importance d'un réseau de mesures pluviométriques fiable et dense, ainsi que l'usage de méthodes d'estimation adaptées pour une représentation précise des conditions climatiques

Cours N°5 :

Traitement et analyse des données climatiques.

Partie N°1 :

Homogénéisation des données pluviométriques.



Le lien de cours :

https://drive.google.com/file/d/1pNfvJPmDAFQf4yd3TUiP7heVKCSVt1Kp/view?usp=drive_link

Objectif du cours :

Ce cours a pour objectif de doter l'étudiant des bases méthodologiques nécessaires au traitement et à l'analyse des données climatiques, en particulier des données pluviométriques.

Il vise à développer une compréhension approfondie des notions de contrôle de qualité**, d'**homogénéité des séries climatiques et de correction des ruptures non climatiques**.**

À travers l'utilisation de méthodes statistiques et graphiques, notamment la méthode du double cumul, l'étudiant sera en mesure d'évaluer la fiabilité des séries climatiques et de les préparer à une exploitation rigoureuse dans les études climatologiques, hydrologiques et dans la gestion des risques naturels.

Introduction :

Les données climatiques constituent la base fondamentale de toute étude en climatologie, en hydrologie et en gestion des risques naturels. Elles permettent d'analyser le fonctionnement du climat, d'évaluer ses variabilités spatiale et temporelle, et d'anticiper les phénomènes extrêmes tels que les sécheresses, les inondations ou les vagues de chaleur. Toutefois, ces données sont souvent affectées par des erreurs de mesure, des lacunes, ou des ruptures d'homogénéité liées à des changements d'instrumentation, de localisation des stations ou de leur environnement.

Avant toute analyse statistique ou modélisation, il est donc indispensable de procéder à un traitement rigoureux des séries climatiques. Ce traitement comprend le contrôle de qualité des données, l'homogénéisation des séries afin de garantir leur cohérence temporelle, le comblement des données manquantes pour assurer la continuité des observations, ainsi que l'extension des séries lorsque la durée des enregistrements est insuffisante pour certaines applications.

Ce cours a pour objectif de présenter les principes, les méthodes et les outils utilisés pour le traitement et la valorisation des données climatiques. Il met l'accent sur les approches statistiques les plus couramment employées et sur leurs limites, tout en proposant des exemples d'application adaptés aux études climatologiques et hydrologiques. À l'issue de ce cours, l'étudiant sera en mesure d'évaluer la qualité d'une série climatique et d'appliquer les méthodes appropriées pour son exploitation scientifique et opérationnelle.

1. Contrôle de qualité des données climatiques :

Le contrôle de qualité des données climatiques constitue une étape essentielle avant toute analyse statistique ou modélisation. Il vise à identifier, corriger ou éliminer les données erronées afin de garantir la fiabilité et la représentativité des séries climatiques. Cette étape permet de limiter les biais susceptibles d'affecter l'interprétation des résultats et les décisions qui en découlent.

1.1. Identification des erreurs possibles :

Les données climatiques peuvent être affectées par plusieurs types d'erreurs, notamment :

- Les erreurs d'observation.
- Les erreurs instrumentales.
- Les erreurs de transcription et de calcul.
- Les erreurs liées à l'environnement de mesure.

L'identification de ces erreurs repose sur l'analyse des conditions de mesure, du fonctionnement des instruments et des pratiques d'observation.

1.2. Détection des valeurs aberrantes :

Les valeurs aberrantes sont des observations qui s'écartent de manière significative du comportement habituel d'une série climatique.

Leur détection repose principalement sur la méthode du double cumul (ou double masse)**,** qui consiste à comparer les cumuls progressifs des données d'une station étudiée avec ceux d'une ou plusieurs stations de référence voisines et homogènes.

Une rupture de pente ou une déviation marquée par rapport à la tendance linéaire du graphique de double cumul traduit une anomalie dans la série, liée à des erreurs de mesure, des changements instrumentaux ou des modifications de l'environnement.

1.3. Vérification de la cohérence temporelle et spatiale :

La méthode du double cumul permet également de vérifier la cohérence temporelle des séries par l'analyse de la continuité des pentes dans le temps, ainsi que la cohérence spatiale par la comparaison avec les stations voisines. Toute divergence significative peut indiquer une incohérence nécessitant une investigation approfondie.

1.4. Tests statistiques de contrôle :

Les tests statistiques constituent une étape complémentaire au contrôle graphique. Ils permettent de confirmer objectivement les anomalies ou ruptures mises en évidence par la méthode du double cumul. Ces tests incluent notamment les tests d'homogénéité et de rupture, fournissant une base quantitative pour la validation ou la correction des séries climatiques.

2. Homogénéisation des séries climatiques :

2.1. Notion d'homogénéité d'une série climatique :

Une série climatique est dite homogène lorsque ses variations résultent exclusivement des fluctuations naturelles du climat. En revanche, toute rupture ou modification due à des facteurs non climatiques, tels que le déplacement de la station, le changement des instruments de mesure, la modification de l'observateur ou l'évolution de l'environnement immédiat de la station, rend la série inhomogène et peut affecter la précision et la fiabilité des analyses statistiques et hydrologiques.

Dans le cadre de l'étude de l'homogénéité des séries pluviométriques, l'analyse repose sur la comparaison des données d'une station donnée avec celles d'une ou de plusieurs stations voisines ayant fonctionné sur une même période. La station de référence est celle qui présente une stabilité et une fiabilité suffisantes des mesures, tandis que l'autre série constitue l'objet de l'étude et de la vérification, en raison de la présence possible d'erreurs.

L'analyse de l'homogénéité s'effectue généralement en deux étapes principales. La première consiste à vérifier l'homogénéité de la série de la station de référence à l'aide du test de la médiane, afin de s'assurer de l'absence de ruptures d'origine non climatique. La seconde étape vise à détecter les erreurs systématiques éventuelles dans la série étudiée et, le cas échéant, à les corriger en utilisant la méthode du double cumul (ou double masse), reconnue comme l'une des méthodes les plus couramment employées et les plus efficaces pour le traitement des inhomogénéités dans les séries climatiques.

3. Vérification de l'homogénéité de la station de référence :

3.1. Principe de l'homogénéisation :

L'homogénéisation des données climatiques consiste à identifier les séries pluviométriques susceptibles de contenir des inhomogénéités et à vérifier l'existence éventuelle d'erreurs systématiques. Lorsque de telles erreurs sont détectées, elles doivent être corrigées afin d'assurer la fiabilité de l'information climatique**.**

Cette étape est indispensable avant l'utilisation d'une station comme station de référence pour l'analyse d'autres séries.

3.2. Test de la médiane :

Le test de la médiane est un test non paramétrique couramment utilisé pour vérifier l'homogénéité d'une série climatique. Il repose sur l'analyse de la répartition des valeurs par rapport à la médiane de la série.

On considère une série de référence composée de NNN observations Xi. Chaque valeur est classée selon sa position par rapport à la médiane mmm :

- Le signe **(+)** est attribué lorsque Xi>m (La médiane).
- Le signe **(−)** est attribué lorsque Xi<m (La médiane).

Deux statistiques sont alors définies :

- **Ns :** nombre total de signes consécutifs de même type (+ ou −) dans la série.
- **Ts :** longueur maximale de la plus grande séquence consécutive de signes identiques (+ ou −).

Sous l'hypothèse d'homogénéité :

- La statistique Ns suit approximativement une loi normale.
- La statistique Ts suit une loi binomiale.

Pour un seuil de signification compris entre 91 % et 95 % les conditions du test s'écrivent :

$$N_s > \frac{1}{2}(N+1-U_{1-\frac{\alpha}{2}}\sqrt{N+1}).$$

$$Ts < 3.3Log_{10}(N)+1.$$

- **N :** est le nombre total d'observations de la série de référence ;
- **α :** est le risque d'erreur ;
- $U_{1-\frac{\alpha}{2}}$: *e*st la valeur de la loi normale centrée réduite correspondant au niveau de confiance choisi.

Lorsque ces deux conditions sont vérifiées, la série est considérée comme homogène au seuil de confiance 1−α.

Exemple :

Les données utilisées dans cette étude correspondent aux précipitations annuelles fournies par l'Office National de la Météorologie (ONM)**.** Elles ont été relevées à la station de Dar El Beida, considérée comme station de référence (ou station de base), et à la station d'Alger**,** supposée être la station à étudier. Les données couvrent une période de 20ans**,** s'étendant de 1999 à 2018**.**

La série pluviométrique de la station d'Alger-Port présente toutefois des lacunes durant la période comprise entre 1999 / 2001 et 2016/2018.

N = 20 (la longueur de la série).

m : La médiane = 588 mm.

$\mathbf{U_{1-\frac{\alpha}{2}}}$ = 1.96 (lu sur la Table de gausse pour un seuil de signification 1−α = 95%).

Ns = 10 (déterminé sur la série)> 6.01(calculé).

Ts = 5 (déterminé sur la série) < 7.59 (calculé).

Tableau N°1. Données pluviométriques utilisées dans cette étude.

Année	X	Y	X classé	Ns	Ts
1999	390	/	317	-	-
2000	520	/	390	-	-
2001	470	/	408	-	-
2002	708	628	430	+	+
2003	565	469	470	-	-
2004	608	400	520	+	-+
2005	582	495	520	-	-
2006	843	688	554	+	
2007	640	480	565	+	
2008	619	587	582	+	
2009	317	251	594	-	
2010	554	462	608	-	
2011	778	689	619	+	
2012	408	356	640	-	
2013	520	220	646	-	
2014	646	301	707	+	
2015	762	305	708	+	
2016	430	/	762	-	
2017	594	/	778	+	
2018	707	/	843	+	

3.3. Conditions d'acceptation de l'homogénéité :

La série de référence est donc considérée comme homogène. L'homogénéité de cette série étant vérifiée, elle servira de base pour la détection des erreurs systématiques au sein de la série à étudier.

Toutefois, les stations pluviométriques auxquelles se rapportent les séries analysées doivent appartenir aux mêmes conditions climatiques.

Il est en effet indispensable d'identifier une station de base ou station de référence afin de pouvoir détecter et corriger les éventuelles erreurs affectant la série de la station étudiée.

4. Détection des ruptures d'homogénéité : méthode du double cumul (double masse) :

4.1. Le principe de la méthode :

La méthode du double cumul, aussi appelée méthode de la double masse, est une méthode graphique utilisée pour vérifier l'homogénéité d'une série climatique en comparant ses cumuls progressifs à ceux de la station de référence voisines, supposées homogènes et soumises aux mêmes conditions climatiques.

- **En abscisse :** cumul progressif des données de la station de référence.
- **En ordonnée :** cumul progressif des données de la station étudiée

Si la relation entre les deux cumuls est linéaire, la série est considérée comme homogène.

Tableau N° 2 : le cumul des données pluviométrique.

Année	X	Y	X	Y	X cum	Y cum
1999	390	/	708	628	708	628
2000	520	/	565	469	1273	1097
2001	470	/	608	400	1881	1497
2002	708	628	582	495	2463	1992
2003	565	469	843	688	3306	2680
2004	608	400	640	480	3946	3160
2005	582	495	619	587	4565	3747
2006	843	688	317	251	4882	3998
2007	640	480	554	462	5436	4460
2008	619	587	778	689	6214	5149
2009	317	251	408	356	6622	5505
2010	554	462	520	220	7142	5725
2011	778	689	646	301	7788	6026
2012	408	356	762	305	8550	6331
2013	520	220				
2014	646	301				
2015	762	305				
2016	430	/				
2017	594	/				
2018	707	/				

4.2. Construction du graphique de double cumul :

Les étapes sont les suivantes :

- Choisir une station de référence proche, fiables et homogènes.
- Calculer, pour chaque période (mensuelle ou annuelle), les cumuls progressifs des données de la station étudiée.
- Calculer les cumuls progressifs moyens des stations de référence.
- Tracer le graphique du cumul de la station étudiée en fonction du cumul de la station de référence.

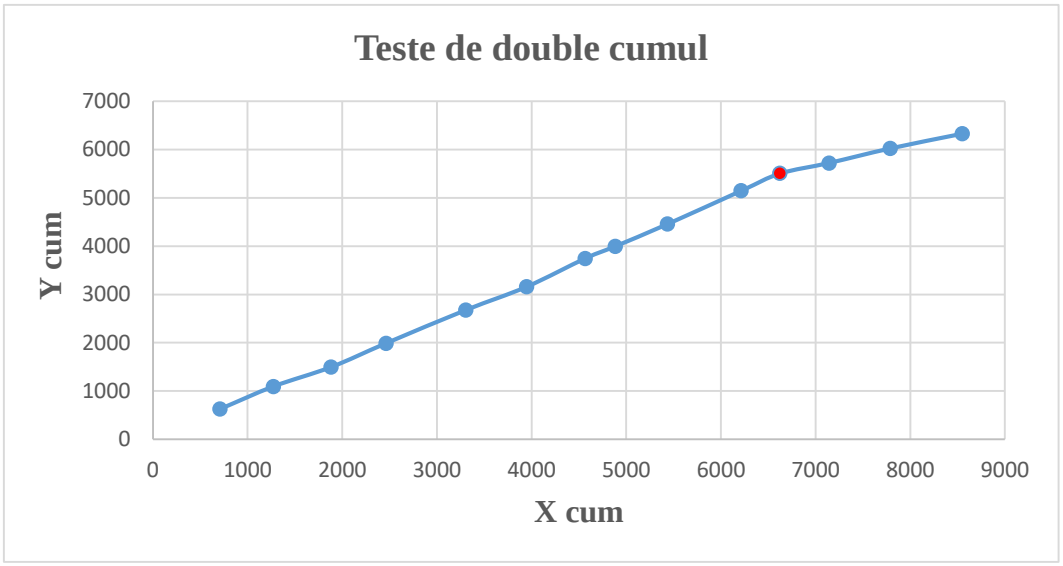


Fig N° 1 : La représentation graphique des données cumulées.

4.3. Interprétation du graphique :

- Droite unique et continue : série homogène.
- Changement de pente : rupture d'homogénéité à la date correspondante.
- Cassure brutale : erreur importante ou modification soudaine (instrument, déplacement).

La date du changement de pente correspond généralement à un événement non climatique affectant la mesure.

5. Correction des ruptures par la méthode du double cumul :

5.1. Principe de la correction :

Lorsqu'une rupture est détectée, la série doit être corrigée afin de rétablir son homogénéité.

La correction repose sur l'hypothèse que :

- La période référence (jugée fiable) est homogène.
- Les données de la période affectée doivent être ajustées pour retrouver la même pente.

5.2. Calcul du coefficient de correction :

On calcule la pente (tan α) avant et après la cassure ; On détermine :

- **m1** : pente avant la rupture. Donc : $\mathbf{m1} = \frac{\Delta \mathbf{Y}}{\Delta \mathbf{X}}$

m1= 0.82

- **m2** : pente après la rupture. $Donc$: $\mathbf{m2} = \frac{\Delta \mathbf{Y}}{\Delta \mathbf{X}}$

m2=0.43

Le coefficient de correction est donné par :

$$S=\frac{m1}{m2} \quad \text{ou} \quad S=\frac{m2}{m1}$$

$$S=\frac{0.82}{0.43} = \mathbf{1.91}$$

Les valeurs de la période inhomogène sont alors corrigées par :

P corrigé=S×P observé.

Tableau N° 3 : la correction des données.

X	Y	X cum	Y cum	Y cor	Y cor Cum
708	628	708	628	628	628
565	469	1273	1097	469	1097
608	400	1881	1497	400	1497
582	495	2463	1992	495	1992
843	688	3306	2680	688	2680
640	480	3946	3160	480	3160
619	587	4565	3747	587	3747
317	251	4882	3998	251	3998
554	462	5436	4460	462	4460
778	689	6214	5149	689	5149
408	356	6622	5505	356	5505
520	220	7142	5725	**420.2**	5925.2
646	301	7788	6026	**574.91**	6500.11
762	305	8550	6331	**582.55**	7082.66

6. Validation de la correction :

Après correction :

- Le graphique de double cumul doit redevenir linéaire.
- La cohérence temporelle et spatiale doit être rétablie.
- La série corrigée peut être utilisée pour les analyses climatiques et hydrologiques.

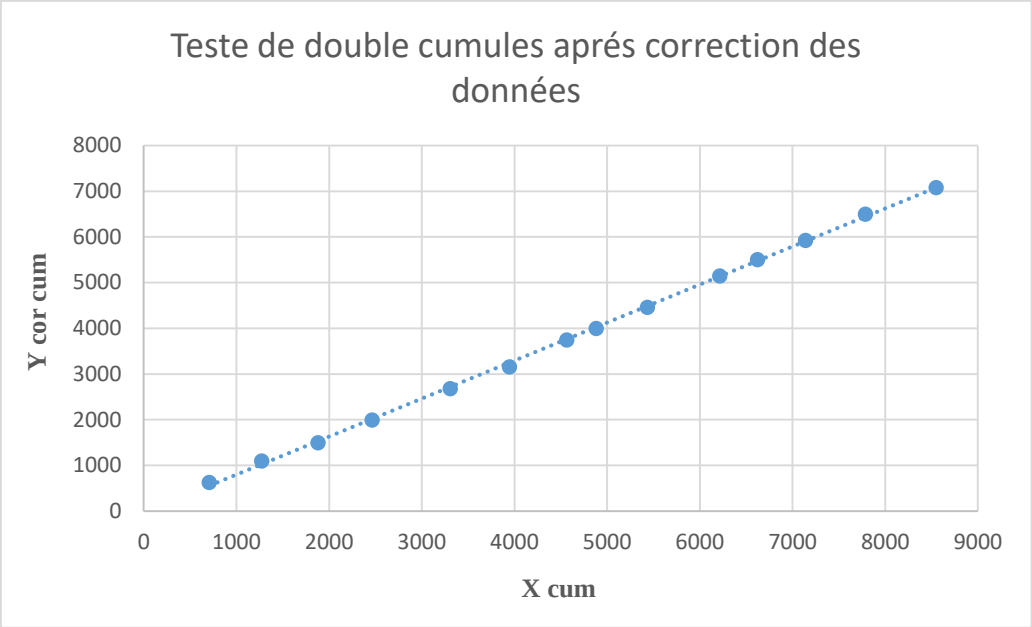


Fig.2 : Les données après correction.

La méthode du double cumul constitue un outil fondamental pour l'homogénéisation des séries climatiques. Elle permet d'identifier, localiser et corriger les ruptures d'homogénéité, garantissant ainsi la fiabilité des séries utilisées dans les études climatologiques, hydrologiques et environ

Cours N° 6 :

Partie N°2 :

II- le comblement des lacunes et extension des series par la méthode de la regression linéaire.

Le lien de cours:

https://drive.google.com/file/d/13BbqyW_xyGb85TgMKi9ZZBpoZwi6tbDi/view?usp=drive_link

L’objectif de cours :

Ce cours a pour objectif de fournir les bases théoriques et pratiques nécessaires au comblement des lacunes dans les séries pluviométriques, en hydrologie. Il vise à familiariser l’étudiant avec les méthodes statistiques les plus couramment utilisées, en particulier la régression linéaire, et à lui permettre d’évaluer la pertinence et la qualité des séries pluviométriques complétées.

Introduction :

Les séries pluviométriques constituent une base essentielle pour l'analyse hydrologique, la gestion des ressources en eau et la conception des ouvrages hydrauliques. Toutefois, ces séries sont fréquemment affectées par des lacunes dues à des défaillances techniques, des interruptions d'observation ou l'arrêt temporaire des stations de mesure.

La présence de données manquantes peut altérer la fiabilité des analyses statistiques et compromettre l'interprétation des phénomènes hydrologiques. Il devient donc indispensable de recourir à des méthodes de comblement adaptées afin d'assurer la continuité et la cohérence des séries pluviométriques.

Ce cours présente les principales méthodes de comblement des lacunes utilisées en hydrologie, avec un accent particulier sur la méthode de la régression linéaire. Cette approche, fondée sur l'existence d'une forte corrélation entre stations voisines, est largement utilisée en raison de sa simplicité, de sa robustesse et de son efficacité lorsque les conditions climatiques sont similaires.

1. Les lacunes dans une série pluviométrique :

Les séries de données pluviométriques annuelles sont souvent incomplètes. L'absence de données au niveau d'une station peut être due à plusieurs causes, telles qu'une panne de l'appareil de mesure, l'absence de l'observateur ou l'arrêt temporaire de la station.

Dans le cas le plus simple, le comblement d'une lacune de pluie journalière peut être effectué en remplaçant la valeur manquante par celle observée à la station pluviométrique la plus proche. Toutefois, il est nécessaire de vérifier la similitude des conditions physiographiques entre les deux stations, notamment leur position en altitude. La pluie manquante peut également être estimée à partir de la moyenne des précipitations enregistrées dans les stations voisines.

Cette méthode est considérée comme fiable lorsque les précipitations ne présentent pas de fortes irrégularités spatiales d'un poste à l'autre ; une différence relative inférieure ou égale à 10 % est généralement tolérée. Dans le cas contraire, il est préférable de recourir à des méthodes basées sur la tendance annuelle des précipitations observée à l'échelle régionale (Serhir, 2013).

2. Méthodes de comblement des lacunes :

Il existe plusieurs méthodes statistiques permettant de combler les lacunes dans les séries pluviométriques. Le choix de la méthode repose essentiellement sur la disponibilité des données, le nombre de stations voisines et le degré de similarité climatique entre les postes.

Parmi les méthodes les plus couramment utilisées, on peut citer :

- Le nombre de stations voisines.
- Le degré de similarité climatique entre les postes.

Parmi les méthodes les plus couramment utilisées, on peut citer :

- **La méthode de la moyenne arithmétique :**

Consiste à remplacer la valeur manquante par la moyenne des précipitations observées dans les stations voisines.

- **La méthode du rapport normal :**

Cette méthode tient compte des différences entre les moyennes pluviométriques des stations et est recommandée lorsque ces différences sont significatives

- **La méthode de l'interpolation spatiale :**

  Exploitent la distribution spatiale des précipitations à partir de plusieurs stations environnantes.

- **Les méthodes de régression :**

Dans ce cours, l'accent est porté sur la méthode de la régression linéaire, en raison de sa simplicité d'application et de son efficacité lorsque les stations présentent une forte corrélation. Cette méthode repose sur l'hypothèse d'une relation linéaire entre les précipitations de la station à compléter et celles d'une station de référence voisine, évoluant sous des conditions climatiques similaires.

3. La régression linéaire :

Le comblement des données pluviométriques manquantes constitue une étape essentielle pour assurer la continuité et la fiabilité des séries climatiques, notamment en hydrologie, en gestion des ressources en eau et en planification des ouvrages hydrauliques.

La régression linéaire est une méthode statistique qui permet de modéliser la relation entre une variable dépendante et une ou plusieurs variables indépendantes**.**

Dans le cas du comblement des lacunes, elle repose sur l'existence d'une relation linéaire entre les précipitations de la station à compléter et celles d'une station de référence voisine.

Le but de la régression linéaire simple est d'expliquer une variable Y (précipitation manquante de la station étudiée) à l'aide d'une variable X (précipitation observée à la station de référence).

- **Variable dépendante (variable à expliquer) :** C'est la variable Y.
- **Variable indépendante (variable explicative)** : c'est la variable X.

La méthode de la régression linéaire repose sur l'hypothèse de l'existence d'une relation linéaire entre les précipitations observées à deux stations soumises à des conditions climatiques similaires.

3.1. La droite de la régression linéaire :

Cette relation est exprimée par l'équation de la droite :

$$Y=aX+b$$

Où :

- **Y :** représente la précipitation à estimer (valeur manquante de la station étudiée).
- **X :** représente la précipitation observée à la station de référence.
- **a :** est le coefficient directeur (pente) de la droite traduisant le degré de variation de Y en fonction de X.
- **b :** est l'ordonnée à l'origine représentant la valeur de Y lorsque X=0.

Les coefficients a et b sont déterminés à partir des données communes aux deux stations, en minimisant la somme des carrés des écarts entre les valeurs observées et les valeurs estimées (méthode des moindres carrés).

Le calcul de a et b :

$$a=\frac{N\sum XY-(\sum X)(\sum Y)}{N\sum X^2-(\sum X)^2}$$

$$b=\frac{(\sum Y\sum X^2)-(\sum X\sum XY)}{N\sum X^2-(\sum X)^2}$$

N : nombre total d'observations de la série, correspondant au nombre d'années considérées.

Tableau N° 1 : Le calcul de a et b.

Année	X	Y	X	Y	XY	X^2
1999	390	/	708	628	444624	501264
2000	520	/	565	469	264985	319225
2001	470	/	608	400	243200	369664
2002	708	628	582	495	288090	338724
2003	565	469	843	688	579984	710649
2004	608	400	640	480	307200	409600
2005	582	495	619	587	363353	383161
2006	843	688	317	251	79567	100489
2007	640	480	554	462	255948	306916
2008	619	587	778	689	536042	605284
2009	317	251	408	356	145248	166464
2010	554	462	**8550**	**7082.66**	**218504**	**270400**
2011	778	689				
2012	408	356				
2013	520	/				
2014	646	/				
2015	762	/				

$$a=\frac{N\sum XY-(\sum X)(\sum Y)}{N\sum X^2-(\sum X)^2}$$

$$a=\frac{63588559.4-60556743}{76717200-73102500}$$

$$a=\frac{3031816.44}{3614700}$$

a=0.8387

$$b = \frac{(\sum Y \sum X^2) - (\sum X \sum XY)}{N \sum X^2 - (\sum X)^2}$$

$$b = \frac{388115602268 - 38834441658}{76717200 - 73102500}$$

$$b = \frac{-22881390}{3614700}$$

b = -6.3301

La droite de régression régissant la relation Y en X est :

$P_{an}Y = 0.8387 (P_{an}X) - 6.33$

3.2. Diagramme de dispersion :

Les couples de valeurs (X, Y) correspondant à la même période d'observation sont projetés sur un diagramme de dispersion afin d'analyser la relation entre les deux stations. La représentation des précipitations annuelles met en évidence une structuration des points autour d'une tendance linéaire marquée, traduisant l'existence d'une forte corrélation linéaire entre les deux stations.

Cette relation est confirmée par la valeur élevée du coefficient de détermination r^2 = 0,93 indiquant que la majeure partie de la variabilité des précipitations observées à la station étudiée est expliquée par celles de la station de référence. La relation linéaire entre les deux séries apparaît ainsi particulièrement nette et justifie l'utilisation de la méthode de la régression linéaire.

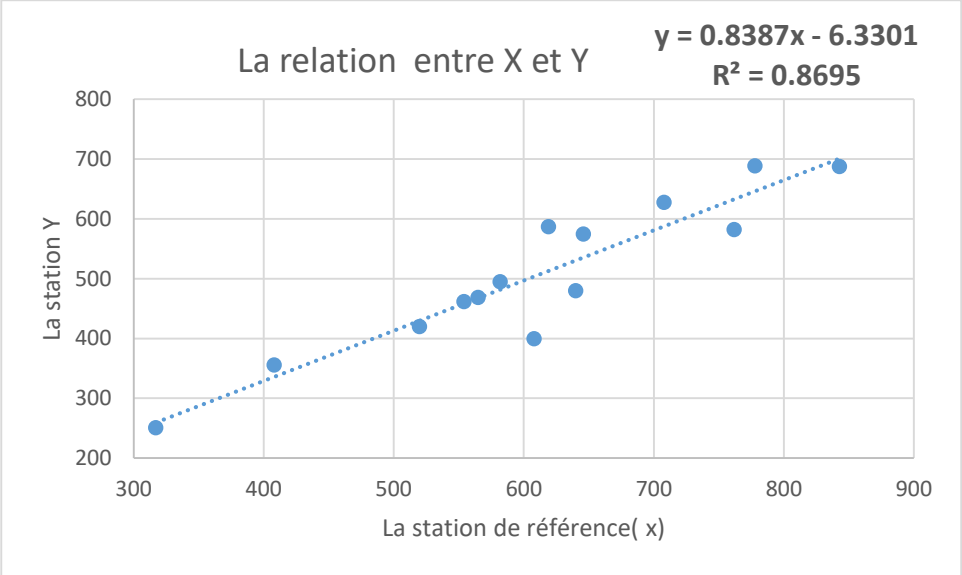


Fig N°1 : La relation entre X et Y.

Cette droite va permettre de faire l'extension de la série Y c'est - à dire combler les lacunes.

Une fois la relation établie, l'équation de régression permet d'estimer les précipitations manquantes de la station étudiée à partir des données disponibles de la station de référence. Cette méthode est particulièrement efficace lorsque le coefficient de corrélation linéaire entre les deux séries est élevé indiquant une forte dépendance statistique.

3.3. Le coefficient de corrélation linéaire :

Le coefficient de corrélation est un indicateur statistique qui mesure l'intensité et le sens (positif ou négatif) de la relation linéaire entre deux variables. Il permet d'évaluer le degré de liaison linéaire existant entre ces variables et, par conséquent, la capacité de prédire une variable à partir de l'autre à l'aide d'un modèle linéaire.

$$r = \frac{n\sum x.y - (\sum x).(\sum y)}{\sqrt{n\sum x^2 - \left(\sum x\right)^2}.\sqrt{n\sum y^2 - \left(\sum y\right)^2}}$$

Où :

- **x, y :** valeurs observées des variables x et y .
- **n :** nombre total d'observations communes.

Le coefficient de corrélation r prend des valeurs comprises entre **−1 et +1** :

- **r = + 1** : corrélation linéaire positive parfaite**.**
- **r = − 1 :** corrélation linéaire négative parfaite**.**
- **r = 0 :** absence de corrélation linéaire.
- **0 < r < 1 :** corrélation linéaire positive, d'intensité variable.
- **−1 < r < 0 :** corrélation linéaire négative, d'intensité variable.

Une corrélation forte indique que la méthode de régression linéaire peut être utilisée de manière fiable pour le comblement des lacunes pluviométriques.

3.4. Le calcule de coefficient de corrélation linéaire :

$$r = \frac{n\sum x.y - (\sum x).(\sum y)}{\sqrt{n\sum x^2 - \left(\sum x\right)^2}.\sqrt{n\sum y^2 - \left(\sum y\right)^2}}$$

$$r = \frac{63588559.4 - 60556743}{1901.23644 - 1710.109}$$

$$r = \frac{30311816.44}{3251322.24}$$

r=0.9324

Il convient de noter que le coefficient de corrélation mesure uniquement la liaison linéaire et ne traduit pas nécessairement une relation de causalité entre les variables.

3.4. Extension de la et calcul du gain :

Avant de procéder au comblement des lacunes, il est nécessaire de déterminer la taille de la nouvelle série, c'est-à-dire d'évaluer le gain apporté par l'extension.

En effet, lorsque les séries présentent des longueurs différentes, il est difficile d'étendre la série la plus courte à la série la plus longue sans connaître au préalable le nombre maximal de valeurs pouvant être estimées de manière fiable.

Le bénéfice de l'extension de la série Y à l'aide de la série X pour une meilleure connaissance de la série Y augmente avec le coefficient de corrélation krxy entre les deux séries.

Ce bénéfice a été formalisé par R.Véron à travers la notion d'efficacité relative de corrélation notée E.

3.5. L'efficacité de corrélation :

$$\boldsymbol{e = 1 + (1 - \frac{K}{N}) \frac{1 - (K-2)r^2}{K-3}}$$

- **E** : Efficacité de la corrélation (ou efficacité relative).
- **K** : Nombre d'observations communes aux deux séries.
- **N** : Nombre total d'observations de la série de référence.
- **r^2** : carré du coefficient de corrélation linéaire.

Le calcul de l'efficacité de corrélation :

$$\boldsymbol{E = 1 + (1 - \frac{14}{20}) \frac{1 - (14-2)0.9342^2}{14-3}}$$

E=0.745

Ce bénéfice est exprimé à travers l'indicateur E, qui traduit le gain réel d'information apporté par l'extension de la série.

Ce gain est quantifié à l'aide du nombre d'années efficaces ou fictives noté N′ auquel correspond l'échantillon étendu de la série Y.

La valeur de N′ varie de K à N, où K représente le nombre d'observations communes aux deux séries et N la longueur totale de la série de référence.

Le gain est maximal lorsque la liaison entre X et Y est fonctionnelle, c'est-à-dire lorsque le coefficient de corrélation atteint sa valeur maximale (r = 1).

3.6. Le nombre d'années efficaces ou fictives :

$$\mathrm{N}' = \frac{K}{E}$$

$$N' = \frac{14}{0.745}$$

N′=18.79 c'est-à-dire 19 ans.

Lors du calcul de l'efficacité de la corrélation et des années fictives, au lieu de considérer 20 valeurs, on retiendra N′=19 valeurs. Il est donc nécessaire d'ajouter des données correspondant à cinq années supplémentaires.

4. Vérification de la qualité des données :

Tableau N° 2 : l'extension de la série et la vérification de la qualité des données.

Année	X	Y	Y (extension)	X cum	Y cum
1999	390	/	/	390	316.8239
2000	520	/	424.67	910	741.5218
2001	470	/	383.25	1380	1124.7747
2002	708	628	628	2088	1752.7747
2003	565	469	469	2653	2221.7747
2004	608	400	400	3261	2621.7747
2005	582	495	495	3843	3116.7747
2006	843	688	688	4686	3804.7747
2007	640	480	480	5326	4284.7747
2008	619	587	587	5945	4871.7747
2009	317	251	251	6262	5122.7747
2010	554	462	462	6816	5584.7747
2011	778	689	689	7594	6273.7747
2012	408	356	356	8002	6629.7747
2013	520	420.2	420.2	8522	7049.9747
2014	646	574.91	574.91	9168	7624.8847
2015	762	582.55	582.55	9930	8207.4347
2016	430	/	350.10	10360	8557.5316
2017	594	/	486.04	10954	9043.5681
2018	707	/	579.70	11661	9623.2703

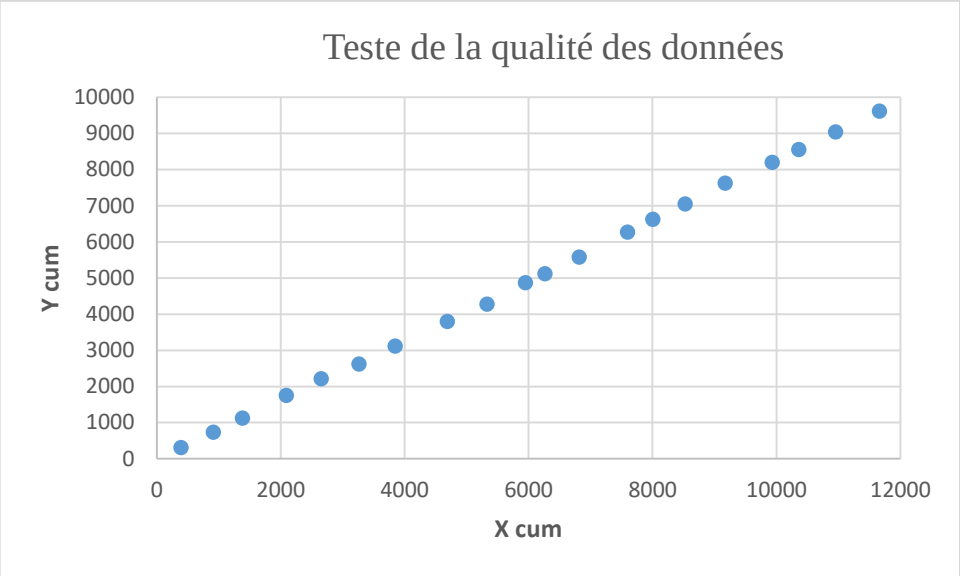


Fig N°2 : la qualité des données.

Les résultats obtenus sont jugés très acceptables, et les données présentent une bonne cohérence ainsi qu'une homogénéité satisfaisante.

Le comblement des lacunes constitue une étape fondamentale dans l'analyse hydrologique, car il permet d'assurer la continuité, la cohérence et la fiabilité des séries pluviométriques nécessaires à l'étude des écoulements, à la gestion des ressources en eau et à la conception des ouvrages hydrauliques. Parmi les différentes approches existantes, la méthode de la régression linéaire présente l'avantage d'être simple à mettre en œuvre et efficace lorsque les stations considérées présentent une forte corrélation et des conditions climatiques similaires. Toutefois, son application reste limitée dans les cas de faible corrélation ou de forte variabilité spatiale des précipitations. Ainsi, la qualité des résultats dépend étroitement du choix judicieux de la station de référence, du niveau de corrélation entre les séries et de la qualité des données disponibles, éléments essentiels pour garantir la pertinence des estimations réalisées.

Cours N° 7 :

Analyse spatiale des précipitations.

Précipitation moyenne représentative d'un bassin versant.

Le lien de cours

https://drive.google.com/file/d/1d1gk9OPtNybLc_Bxri8-yO6k2lLzo16z/view?usp=drive_link

Objectif de cours :

L'objectif de ce cours est de présenter et comparer les principales méthodes d'analyse spatiale des précipitations afin d'estimer la précipitation moyenne représentative d'un bassin versant.

Introduction :

Pour un bassin versant ou une région donnée, les stations pluviométriques constituent un réseau d'observation essentiel. Les données recueillies par ces stations sont cruciales pour :

- L'analyse statistique du climat.
- La planification.
- La gestion des ressources en eau.
- La conception et la réalisation des projets de construction.

La conception et la densité des réseaux d'observation doivent tenir compte :

- Du phénomène observé.
- Des objectifs des mesures.
- De la précision souhaitée.
- De la topographie.
- Des facteurs économiques.

La représentativité des précipitations mesurées dépend directement du réseau d'observation : plus celui-ci est dense, plus les données sont fiables et représentatives de la lame d'eau tombée sur la surface étudiée.

L'ingénieur chargé de la planification du réseau doit s'appuyer sur son expérience de terrain, en prenant en considération le relief et le type de précipitations (frontales, orographiques ou convectives). Il doit également veiller à la facilité d'accès aux stations, ainsi qu'à la fiabilité du contrôle et de la transmission des données, que ce soit par intervention humaine ou par télétransmission (téléphone, satellite, etc.).

Considérons un réseau pluviométrique de n stations dans un bassin donné. Notons Pi(x,y,t) les précipitations relevées à la station i. Parmi les méthodes couramment utilisées pour calculer la moyenne des précipitations à partir de mesures ponctuelles, le choix dépend notamment de la longueur des séries disponibles, de la densité du réseau et du degré d'hétérogénéité du champ pluviométrique. Les méthodes les plus connues incluent notamment :

1. Les méthodes de calcules des précipitations moyenne de bassin versant :

1.1. Méthode de la moyenne arithmétique :

Lorsque la topographie du bassin n'est pas trop accidentée et que la répartition des stations pluviométriques est suffisamment homogène, la moyenne arithmétique peut être utilisée pour estimer la précipitation moyenne sur le bassin versant.

Cette méthode consiste à calculer la moyenne des précipitations observées sur une même période à l'ensemble des n stations du bassin.

$$Pmoy = \frac{\Sigma\, pi}{n}$$

Où :

- **P**moy : précipitation moyenne du bassin versant (mm).
- **Pi :** précipitation observée à la station iii sur la période considérée (mm).
- **n :** nombre total de stations pluviométriques.

Cette méthode est simple à mettre en œuvre et s'applique uniquement lorsque les stations sont bien réparties spatialement et que le relief du bassin est relativement homogène.

Toutefois, elle présente une limite importante **:** elle ne tient pas compte de la répartition spatiale des stations ni des variations locales des précipitations.

De ce fait, elle est considérée comme peu rigoureuse dans les bassins présentant une forte hétérogénéité topographique ou pluviométrique.

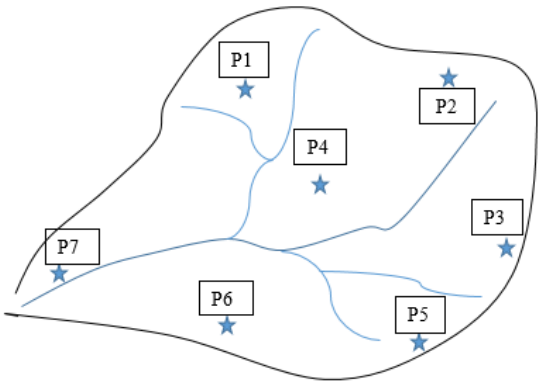


Fig N°1 : La répartition des stations dans le bassin versant.

1.2. Méthode des polygones de Thiessen :

La méthode des polygones de Thiessen, également appelée méthode de la moyenne pondérée**,** permet d'estimer la précipitation moyenne sur un bassin versant en tenant compte de la répartition spatiale des stations pluviométriques.

Elle est particulièrement adaptée lorsque le réseau de mesure est irrégulièrement réparti**,** c'est-à-dire lorsque les pluviomètres ne sont pas distribués de manière homogène sur le bassin.

Le principe de cette méthode repose sur l'attribution à chaque station pluviométrique d'une zone d'influence, appelée polygone de Thiessen. L'aire de ce polygone représente le facteur de pondération de la station considérée. Les zones d'influence sont déterminées par un découpage géométrique du bassin versant réalisé sur une carte topographique.

1.2.1. Construction des polygones de Thiessen :

La construction des polygones s'effectue selon les étapes suivantes :

1. Délimiter le bassin versant et reporter la position des pluviomètres situés à l'intérieur du bassin ainsi que ceux proches de ses limites.
2. Relier les stations deux à deux par des segments de droite afin de former un réseau de triangles.
3. Tracer les médiatrices (bissectrices perpendiculaires) des côtés des triangles.
4. Relier les médiatrices pour former les polygones autour de chaque station ; lorsque ces polygones dépassent la limite du bassin, celle-ci constitue la frontière de la zone d'influence.
5. Déterminer la surface de chaque polygone.
6. Calculer la précipitation moyenne du bassin à l'aide de la formule correspondante.

1.2.2. Calcul de la précipitation moyenne pondérée :

La précipitation moyenne pondérée du bassin versant est obtenue en effectuant la somme des précipitations observées à chaque station, pondérées par la surface de leur zone d'influence, puis rapportée à la surface totale du bassin :

$$Pmoy = \frac{\Sigma Ai\ pi}{A}$$

Où :

- **Pmoy :** précipitation moyenne sur le bassin (mm).
- **Pi** : précipitation enregistrée à la station i (mm).
- **Ai** : superficie du polygone de Thiessen associé à la station i.
- **A** : surface totale du bassin (A=∑Ai).

Cette méthode offre une estimation plus réaliste de la précipitation moyenne que la moyenne arithmétique lorsque la répartition des stations est non homogène. Toutefois, elle suppose que la précipitation est uniforme à l'intérieur de chaque polygone et ne tient pas compte des effets du relief ou des gradients pluviométriques marqués.

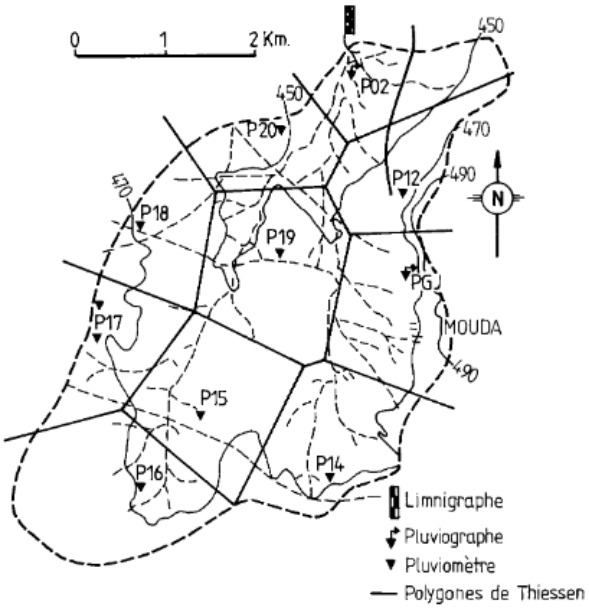


Fig N° 2 : Méthode des polygones de Thiessen.

1.3. Méthode des isohyètes:

La méthode des isohyètes est une approche graphique et spatiale permettant d'estimer la précipitation moyenne sur un bassin versant. Elle repose sur la connaissance et le tracé des isohyètes qui sont des lignes joignant les points recevant la même quantité de précipitation (annuelle, mensuelle ou journalière).

Les isohyètes sont établies à partir des mesures pluviométriques enregistrées aux stations du bassin et aux stations avoisinantes. Leur tracé repose sur une interpolation du champ pluviométrique, tenant compte de la configuration régionale, de la densité du réseau et de la

qualité des données. Actuellement, ce tracé peut être réalisé manuellement ou à l'aide de méthodes automatiques intégrées aux systèmes d'information géographique (SIG), telles que les méthodes de splines ou de krigeage**.**

1.3.1. Construction des isohyètes :

La construction du réseau d'isohyètes s'effectue généralement en trois étapes :

- Recueillir les hauteurs de précipitations mesurées et les localiser géographiquement.
- Interpoler les valeurs de précipitations entre les stations.
- Tracer les lignes reliant les points d'égale hauteur de précipitation.

Une fois le réseau d'isohyètes établi, les surfaces comprises entre deux isohyètes successives à l'intérieur du bassin versant sont délimitées et mesurées.

1.3.2. Calcul de la précipitation moyenne :

La précipitation moyenne du bassin est calculée en pondérant la précipitation moyenne de chaque bande isohyétique par sa surface correspondante :

$$Pmoy = \frac{\Sigma Ai\ pi}{A} \qquad Pi = \frac{\Sigma p1 + p2}{2}$$

Où :

- **Pmoy** : précipitation moyenne sur le bassin (mm).
- **A** : surface totale du bassin.
- **Ai** : surface comprise entre deux isohyètes successives iii et i+1i+1i+1.
- **Pi** : précipitation moyenne entre deux isohyètes successives.

Les précipitations calculées par la méthode des isohyètes est considérée comme l'une des plus précises pour l'estimation de la précipitation moyenne sur un bassin, car elle tient compte de la variation spatiale des précipitations. Toutefois, elle reste dépendante de la qualité du réseau de mesure et du choix de la méthode d'interpolation, ce qui peut introduire une part de subjectivité dans le tracé des isohyètes.

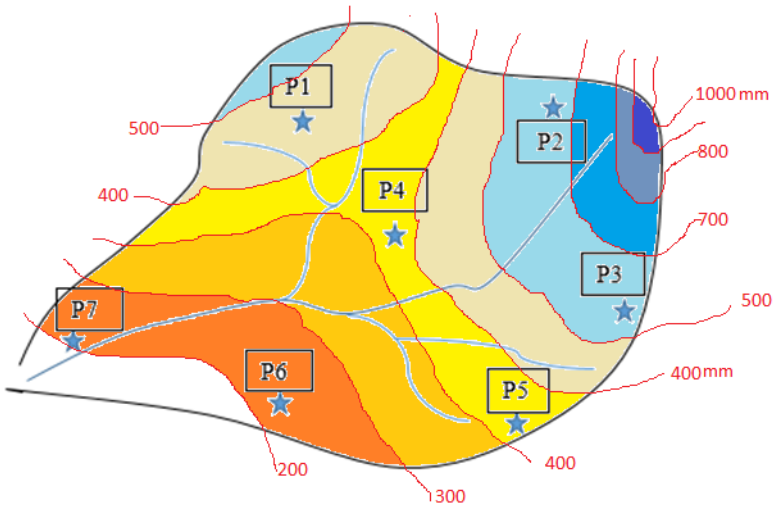


Fig N° 3 : La méthodes des Isohyètes.

L'estimation de la précipitation moyenne représentative d'un bassin versant constitue une étape fondamentale en climatologie et en hydrologie, notamment pour l'analyse des écoulements, la gestion des ressources en eau et la conception des ouvrages hydrauliques.

Les méthodes de calcul de cette précipitation moyenne diffèrent par leur degré de complexité et de précision. La méthode de la moyenne arithmétique, bien que simple, reste limitée aux bassins homogènes. Les méthodes des polygones de Thiessen et des isohyètes offrent une meilleure prise en compte de la variabilité spatiale des précipitations, mais nécessitent un réseau de mesure plus dense et des données de qualité.

Ainsi, le choix de la méthode doit être effectué avec discernement, en tenant compte des caractéristiques du bassin, de la disponibilité des données et des objectifs de l'étude.

Cours N° 8 :

La synthèse climatique.

Le Lien de cours :

https://drive.google.com/file/d/19HComz7PVvnEgDH9sV6JvgcCY5vMCbl9/view?usp=drive_link

Objectifs du cours :

À l'issue de ce cours, l'étudiant sera en mesure de comprendre le concept de synthèse climatique et d'en apprécier l'intérêt dans l'analyse des climats**,** de définir et de distinguer l'aridité climatique de la sécheresse, ainsi que d'en analyser les implications environnementales et hydrologiques.

Il saura calculer et interpréter les principaux indices climatiques (Lang, De Martonne, Moral, Gaussen et Emberger) aux échelles annuelle et mensuelle, et analyser la variabilité saisonnière du climat à partir des indices d'aridité et des diagrammes ombrothermique.

Le cours permettra également à l'étudiant d'évaluer les relations entre le climat, l'aridité et le fonctionnement hydrologique des bassins versants**,** et de choisir de manière critique l'indice climatique le plus adapté en fonction du contexte climatique, de la disponibilité des données et des objectifs de l'étude.

Introduction :

Le climat joue un rôle essentiel dans la disponibilité des ressources en eau, le fonctionnement des écosystèmes et la gestion des territoires. Cependant, l'analyse directe des données climatiques brutes est souvent complexe en raison de leur variabilité spatiale et temporelle.

La climatologie a ainsi développé des outils de synthèse climatique**,** fondés principalement sur les précipitations et les températures, permettant de caractériser les régimes climatiques et le degré d'aridité ou d'humidité d'une région.

Ce cours présente les principaux indices climatiques de synthèse, tels que ceux de Lang, De Martonne, Moral, Gaussen et Emberger, en mettant en évidence leurs principes de calcul, leur interprétation et leur intérêt pour l'analyse climatologique et hydrologique.

1. Notions fondamentale :

1.1. La synthèse climatique :

La synthèse climatique correspond à une présentation globale et structurée des caractéristiques climatiques d'un lieu ou d'une région, basée sur l'analyse des séries de données météorologiques (température, précipitations, humidité, vent, etc.).

Elle permet de résumer l'information climatique pour faciliter la compréhension des conditions locales et leur utilisation dans l'agriculture, l'hydrologie, la planification urbaine ou la gestion des ressources en eau.

La synthèse climatique permit de :

- Décrire le climat d'un site de manière globale et compréhensible.
- Identifier les variations saisonnières (saisons humides/sèches, périodes chaudes/froides).
- Mettre en évidence les extrêmes climatiques (crues, sécheresses, gelées, vagues de chaleur).
- Faciliter la comparaison entre différentes régions ou périodes.
- Servir de base à des études hydrologiques, agricoles ou environnementales.

La synthèse climatique est un outil de résumé et d'interprétation du climat, permettant de transformer de nombreuses données brutes en informations utiles pour la recherche, la planification et la gestion des ressources.

1.2. L'aridité climatique :

L'aridité climatique se définit comme l'état d'un climat caractérisé par une insuffisance durable des précipitations par rapport aux besoins climatiques**,** principalement liés à l'évapotranspiration.

Autrement dit, un climat est dit aride lorsque les apports en eau (pluies) sont inférieurs aux pertes dues à l'évaporation et à la transpiration des plantes, ce qui entraîne un déficit hydrique permanent ou fréquent**.**

L'aridité se distingue de la sécheresse en ce sens qu'elle constitue une caractéristique structurelle et permanente du climat**,** alors que la sécheresse est un phénomène temporaire et exceptionnel**.**

Elle est généralement évaluée à l'aide d'indices climatiques fondés sur la relation entre précipitations et températures (ou évapotranspiration), et se manifeste par :

- Une végétation rare ou adaptée,
- Des écoulements faibles et irréguliers,
- Une forte contrainte sur les ressources en eau.

2. Les indices caractéristiques de synthèse climatique :

Les indices de synthèse climatique visent à caractériser le climat d'une région à partir de paramètres simples, principalement les précipitations et les températures.
Les indices d'aridité considèrent les précipitations annuelles comme la source d'eau disponible, tandis que la température constitue un indicateur de la capacité d'évaporation du climat, donc des pertes en eau (Croitoru *et al.*, 2012).

2.1. Indice de Lang (facteur pluviothermique de Lang) :

L'indice de Lang permet d'apprécier le degré d'aridité ou d'humidité d'un climat à partir du rapport entre les précipitations et la température moyenne annuelle. Il est défini par l'expression suivante :

$$I = \frac{P}{T}$$

Où : P : précipitation moyenne annuelle (mm).

T : température moyenne annuelle (°C).

Tableau N°1 : Classification climatique selon l'indice de Lang.

Valeur de I	**Zone**
0 -20	Désertique
20 -40	Aride
40 -60	semi-aride (Steppe et la savane)
60 -100	Semi-humide (Forêt clair)
100 -160	Humide (Grandes forêts)
> 160	Hyper humide (prairies et toundras)

Cet indice est simple à calculer et permet une première approche du régime climatique, bien qu'il ne prenne pas explicitement en compte l'évapotranspiration réelle.

2.2. L'amplitude thermique :

L'amplitude thermique annuelle correspond à la différence entre la température moyenne du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid.

Elle constitue un indicateur fondamental de la continentalité du climat et permet d'apprécier indirectement le niveau de l'évapotranspiration.

Elle s'exprime par :

$$\mathbf{A = M - m}$$

- **M** : Température moyenne du mois le plus chaud (°C).

- **m :** Température moyenne du mois le plus froid (°C).

Selon la classification proposée par Debrach (1953), la valeur de l'amplitude thermique permet de distinguer plusieurs types de climats.

Tableau N° 2 : Classification de l'amplitude thermique selon Debrach (1953).

Amplitude thermique annuelle (°C)	**Type de climat**
< 5	Climat hyperocéanique
5 – 10	Climat océanique
10 – 15	Climat subocéanique ou de transition
15 – 20	Climat subcontinental
20 – 25	Climat continental
> 25	Climat hyper continental

- **Amplitude faible (< 10 °C) :** Forte influence maritime, climat doux, faibles contrastes saisonniers.
- **Amplitude élevée (> 20 °C) :** Influence continentale marquée, étés chauds et hivers froids, contrastes saisonniers importants (cas des régions intérieures, notamment en Algérie).

2.3. Indice d'aridité climatique annuel de Emmanuel De Martonne :

Sur la base de considérations essentiellement géographiques et climatologiques, Emmanuel de Martonne a proposé un indice simple permettant de caractériser le degré d'aridité du climat, en mettant en relation les précipitations et la température moyenne annuelle. Cet indice, largement utilisé en climatologie descriptive et en géographie physique, est défini par l'expression suivante :

$$\mathbf{IDM} = \frac{\mathbf{P}}{\mathbf{T} + \mathbf{10}}$$

Où :

- **P** : précipitation moyenne annuelle (mm).
- **T** : température moyenne annuelle (°C).

Tableau N° 3 : Classification climatique d'après Martonne

Valeur de I	Type de Climat	Signification
< 5	Aridité absolue	désert sans culture
5 à 10	Désert (aride)	Désert et steppe ; aucune culture sans irrigation.
10 à 20	Semi-aride	Formations herbacées, steppes ou savanes. Irrigation nécessaire pour les cultures exigeant de l'humidité
20 à 30	Semi-humide	Prairie naturelle ; irrigation généralement non nécessaire.
30 à 40	Humide	Les arbres jouent un rôle de plus en plus grand dans le paysage.
> 40	Hyper Humide	La forêt est partout la formation climatique. Les cultures de céréales tendent à être remplacées par les herbages.

L'indice d'aridité de De Martonne repose sur l'hypothèse selon laquelle le pouvoir évaporant de l'air est principalement contrôlé par la température, l'évaporation étant considérée comme une fonction linéaire de celle-ci. L'ajout du terme constant 10 au dénominateur permet d'éviter l'obtention de valeurs négatives de l'indice dans les régions froides et d'assurer une meilleure stabilité numérique de l'expression.

Bien que ce choix puisse paraître arbitraire à première vue, il s'agit d'un ajustement empirique qui confère à l'indice une cohérence climatologique et hydrographique satisfaisante, comme l'a souligné **Coutagne (1943)**.

La simplicité de formulation et l'interprétation intuitive de cet indice expliquent son large usage en géographie climatique, notamment pour des études régionales ou comparatives.

D'un point de vue interprétatif, l'aridité augmente lorsque la valeur de l'indice diminue. Ainsi, des valeurs élevées de l'indice correspondent à des climats humides, caractérisés par des précipitations abondantes et/ou des températures modérées, tandis que des valeurs faibles traduisent des conditions arides à semi-arides, associées à de faibles précipitations et à des températures élevées.

De Martonne a ainsi proposé une classification climatique fondée sur les valeurs annuelles de l'indice, permettant de distinguer plusieurs grands types de climats, allant des climats arides aux climats humides.

2.4. Indice d'aridité climatique mensuel de De Martonne :

Selon Emmanuel de Martonne, l'indice d'aridité peut être décliné à l'échelle mensuelle, ce qui permet d'analyser la variabilité intra-annuelle de l'aridité et d'identifier les périodes sèches et humides au cours de l'année.

Le principe de calcul reste identique à celui de l'indice annuel, mais il est adapté aux valeurs mensuelles de précipitations et de température.

Afin de rendre les résultats comparables à l'indice annuel, la valeur mensuelle est multipliée par 12.

L'indice d'aridité mensuel s'exprime donc par :

$$P = \frac{12\ Pm}{Tm + 10}$$

Où :

- $\mathbf{P_m}$: précipitation moyenne du mois considéré (mm).
- $\mathbf{T_m}$: température moyenne du mois considéré (°C).

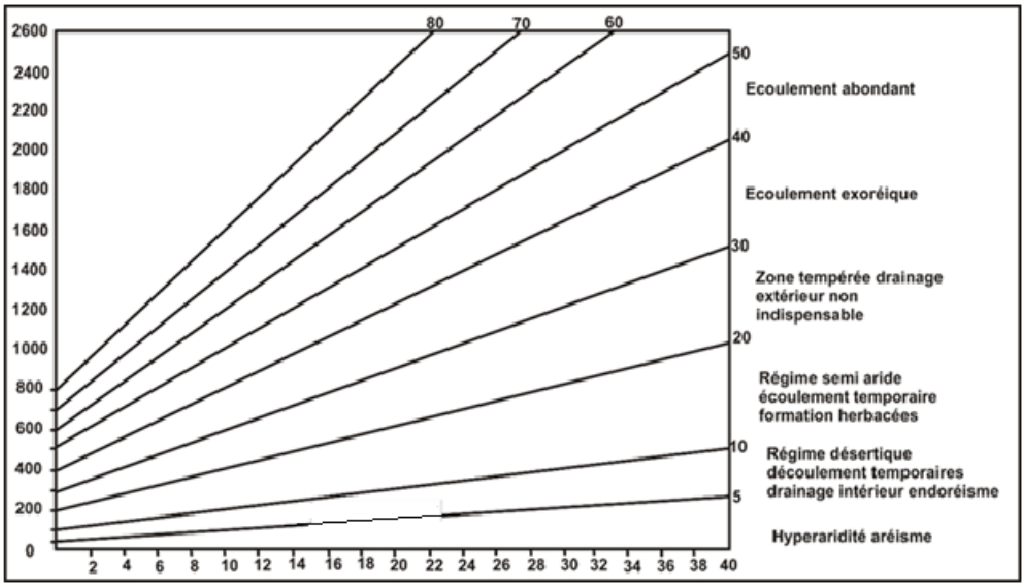


Fig N° 1 : Diagramme de l'indice d'aridité climatique de De Martonne.

Le graphique distingue plusieurs domaines climatiques fonctionnels**,** directement liés aux valeurs de l'indice de De Martonne :

- **I < 5 : Hyperaridité (désertisme).**

Absence quasi totale d'écoulement, drainage interne endoréique.

- **5 ≤ I < 10 : Régime désertique.**

Écoulements temporaires et très rares.

- **10 ≤ I < 20 : Régime semi-aride.**

Écoulements temporaires, drainage intérieur dominant.

- **20 ≤ I < 30 : Zone tempérée à drainage extérieur non indispensable.**

Écoulements intermittents à saisonniers.

- **30 ≤ I < 40 : Écoulement exoréique**.

Réseau hydrographique fonctionnel, écoulement plus régulier.

- **I ≥ 40 : Écoulement abondant.**

Climat humide à très humide, écoulements permanents et bien structurés.

Ce graphique illustre de manière synthétique que :

L'aridité n'est pas uniquement fonction des précipitations**,** mais résulte de la combinaison entre précipitations et température**,** cette dernière contrôlant le pouvoir évaporant de l'air.

Il met également en évidence le lien étroit entre climat, aridité et fonctionnement hydrologique des bassins versants**,** ce qui confère à l'indice de De Martonne une valeur hydrologique et géographique importante, notamment pour :

- La classification climatique,
- L'analyse des écoulements,
- La gestion des ressources en eau,
- L'étude des milieux arides et semi-arides.

L'indice d'aridité de De Martonne constitue un outil synthétique efficace pour relier les conditions climatiques (pluie–température) au fonctionnement hydrologique des milieux naturels.

2.5. Indice pluviométrique annuel de Moral (1954) :

L'indice pluviométrique annuel de Moral (1954) est utilisé pour la classification des climats**,** en particulier dans les régions intertropicales, où la distinction entre climats secs et humides repose essentiellement sur la quantité annuelle de précipitations.

Il est défini par la relation suivante :

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

Où :

P : précipitations moyennes Annuelles (mm).

T : températures moyennes Annuelles (°C).

IM < 1 ⟶ Climat Sec

IM > 1 ⟶ Climat Humide.

2.6. Indice pluviométrique mensuel de Moral (1954) :

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

$$\text{Im} = \frac{p}{0.1t^2 - t + 20}$$

Où :

$\boldsymbol{p}$: précipitations moyennes mensuelles (mm).

$\boldsymbol{t}$: températures moyennes mensuelles (°C).

Tableau N° 4 : Classification de Moral.

Valeur de Im	Type de mois
$p > 0{,}1t^2 + t + 30$	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) :

Cette méthode repose sur l'idée que l'importance climatique d'une année ne dépend pas uniquement de la quantité totale de pluie, mais aussi de la répartition des mois secs et humides au cours de l'année.

Chaque mois est donc classé selon son état pluviométrique, puis pondéré par un coefficient numérique appelé poids (p). La somme de ces poids sur les 12 mois permet d'obtenir un indice pluviométrique annuel (I).

À chaque type de mois est attribué un poids numérique reflétant son rôle hydrologique :

Tableau N° 5 : Classification des mois selon leur état pluviométrique et pondération associée.

Type de mois	Symbole	Etat de pluie	Poids (p)	Signification climatique
Mois pluvieux	P	pluies abondantes	**+2**	Apport hydrique important
Mois humide	H	pluies suffisantes	**+1**	Apport hydrique modéré
Mois sec	S	déficit pluviométrique	**0**	Équilibre ou déficit léger
Mois aride	A	très faible ou absence de pluie	**-1**	Déficit hydrique marqué

2.7. Diagrammes Ombrothermique de Gaussen et Bagnols :

Le diagramme ombrothermique de Gaussen constitue l'un des outils les plus utilisés pour caractériser la sécheresse climatique. Il se base sur les moyennes mensuelles des précipitations (P en mm) et des températures (T en °C), afin de mesurer la sécheresse estivale en durée et intensité**.**

La sécheresse est évaluée à partir d'un indice ombrothermique défini par la différence entre les courbes P et T sur les mois les plus secs.

- Un mois est dit sec lorsque P < 2T ; c'est-à-dire lorsque l'évapotranspiration potentielle (ETP) dépasse les précipitations.
- Inversement P > 2T indique un mois humide.

Pour mieux repérer les périodes sèches d'une localité, on utilise les diagrammes ombrothermique (Gaussen), qui superposent les courbes mensuelles de température et de précipitations.

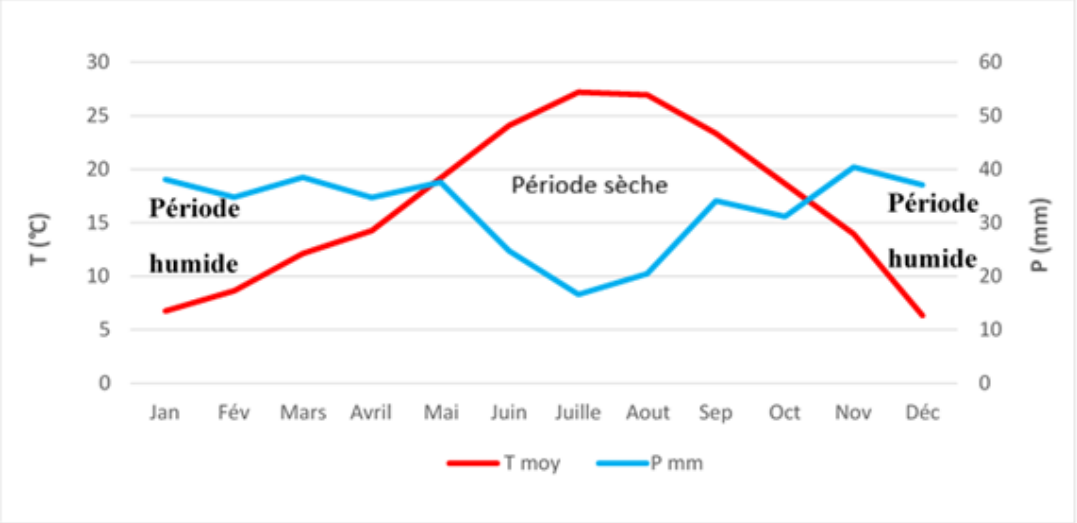


Fig N° 2 : Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnole.

2.8. L'indice d'Emberger ou climagramme d'Emberger :

L'indice d'Emberger**,** également appelé climagramme d'Emberger**,** est un indice bioclimatique largement utilisé pour la classification des climats méditerranéens et semi-arides, notamment en Afrique du Nord. Il a été proposé par Louis Emberger dans le cadre de l'étude des relations entre le climat et la végétation.

Cet indice repose sur la combinaison de deux paramètres climatiques fondamentaux :

- **Les précipitations annuelles** : représentent l'apport en eau.
- **Les températures extrêmes** : qui traduisent le pouvoir évaporant du climat.

L'indice est exprimé par la relation suivante :

$$Q = \frac{1000P}{M^2 - m^2}$$

Où :

- **P :** précipitation moyenne annuelle (en mm).
- **M :** moyenne des températures maximales du mois le plus chaud (en K).
- **m :** moyenne des températures minimales du mois le plus froid (en K).

Les températures doivent être exprimées en Kelvin.

$$Q = 3.43 \frac{P}{M - m}$$

Où :

P : la précipitation annuelle (mm).

M : la température moyenne maximale du mois le plus chaud (en °C).

m : la température moyenne minimale du mois le plus froid (en °C).

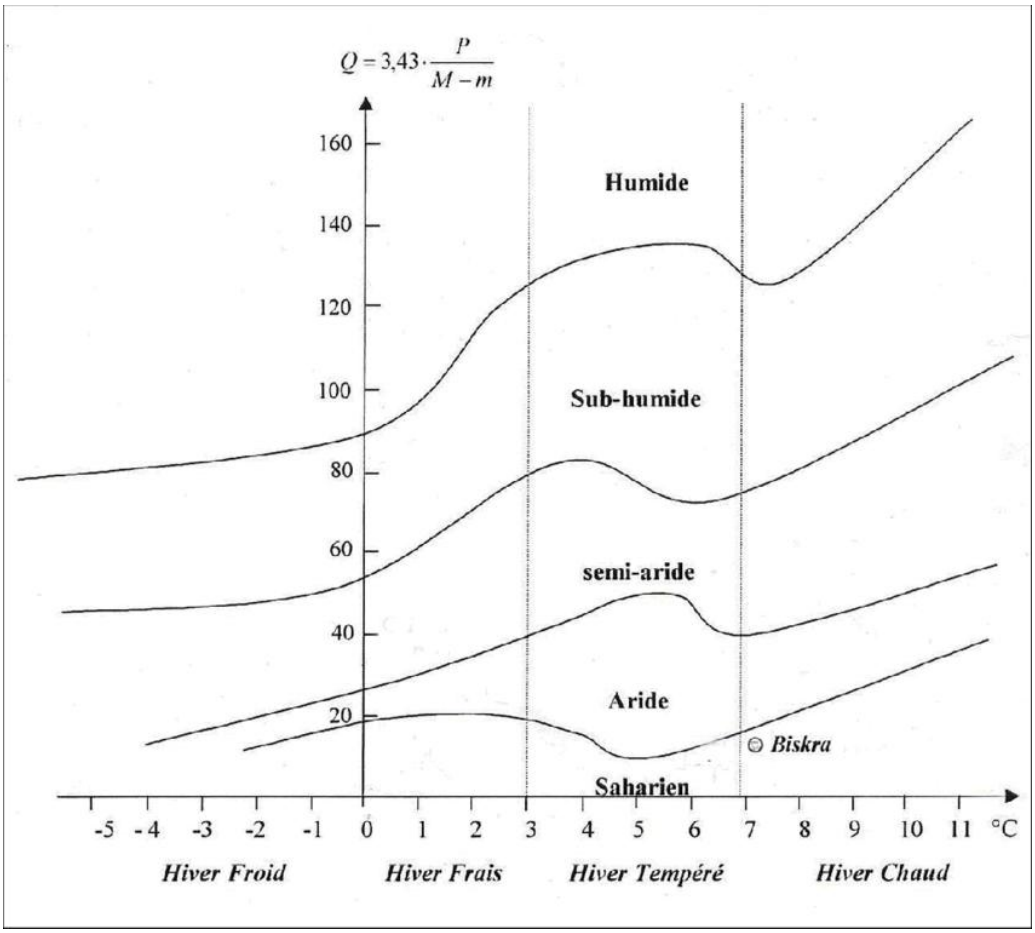


Fig N° 3: Climagramme d'Emberger

Les indices de synthèse climatique constituent des outils essentiels pour résumer, comparer et interpréter les conditions climatiques d'une région. Bien que fondés sur des paramètres simples (précipitations et températures), ils permettent d'appréhender l'aridité, la continentalité et le

fonctionnement hydrologique des milieux naturels. Le choix de l'indice doit être adapté au contexte climatique, à l'échelle d'analyse et aux objectifs de l'étude.

Références bibliographiques :

1. Alexandersson, H. (1986). A homogeneity test applied to precipitation data.
2. Arnell, N. W. (2004). Climate change and global water resources. *Global Environmental Change*, 14(1), 31–52.
3. Barry, R. G., & Chorley, R. J. (2010). *Atmosphere, Weather and Climate* (9th ed.). London: Routledge.
4. Brunet, R., Ferras, R., & Théry, H. (1993). *Les concepts de la géographie humaine*. Paris: La Documentation Française.
5. Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*. New York: McGraw-Hill.
6. Conrad, V., & Pollak, L. (1950). *Methods in Climatology*.
7. De Martonne, E. (1926). *Traité de géographie physique*. Paris: Armand Colin.
8. Demangeot, J. (1990). *L'homme et la nature dans la zone intertropicale*. Paris: Armand Colin.
9. Dingman, S. L. (2015). *Physical Hydrology* (3rd ed.). Long Grove: Waveland Press.
10. Emberger, L. (1955). Une classification biogéographique des climats. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 240, 2056–2059.
11. FAO (2012). *Coping with Water Scarcity: An Action Framework*. Rome: FAO.
12. Gaussen, H. (1938). *Les climats, la végétation et l'homme*. Paris: Armand Colin.
13. Godard, A. (2006). *Climatologie générale*. Paris: Armand Colin.
14. IPCC / GIEC (2021). *Sixth Assessment Report – Working Group I*. https://www.ipcc.ch
15. IPCC (2023). *Sixth Assessment Report – Synthesis Report*. https://www.ipcc.ch
16. Kundzewicz, Z. W. (2012). Changes in flood risk in Europe. *Hydrological Sciences Journal*, 57(1), 1–10.
17. NASA (2020). *Global Climate Change: Vital Signs of the Planet*. https://climate.nasa.gov
18. Oke, T. R. (1987). *Boundary Layer Climates* (2nd ed.). London: Routledge.
19. Oke, T. R., Mills, G., Christen, A., & Voogt, J. A. (2017). *Urban Climates*. Cambridge: Cambridge University Press.
20. OMM (2017). *Guide to Climatological Practices (WMO-No. 100)*. Genève: Organisation météorologique mondiale.
21. Petit, M. (2005). *Climat et société*. Paris: CNRS Éditions.
22. Peyraud, J. (2001). *Climatologie générale*. Paris: Dunod.
23. Richard, Y., & Labbé, M. (2014). *Climatologie*. Paris: Armand Colin.
24. Stewart, I. D., & Oke, T. R. (2012). Local climate zones for urban temperature studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(12), 1879–1900.
25. Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate.
26. Trenberth, K. E. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47, 123–138.
27. UNESCO (1979). *Map of the World Distribution of Arid Regions*.
28. UN-Habitat (2020). *World Cities Report*.
29. Von Storch, H., & Zwiers, F. W. (1999). *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge: Cambridge University Press.
30. Wilks, D. S. (2011). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences* (3rd ed.). Academic Press.
31. World Bank (2021). *Climate Risk Country Profile: Algeria*.
32. WMO (2021). *State of the Global Climate 2021*. Genève: Organisation météorologique mondiale.

33. Zhang, X., et al. (2011). Indices for monitoring changes in extremes. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(6), 851–780.