

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة سعيدة – د. الطاهر مولاي

UNIVERSITÉ DESAÏDA – Dr MOULAY TAHAR – Faculté des Sciences et de la Technologie

Département de Génie Civil & Hydraulique



MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du Diplôme de **MASTER en Hydraulique**

Spécialité : « Hydraulique Urbaine »

THEME

Variabilité des précipitations dans le contexte du changement climatique, cas du bassin versant de Mekerra Aval

Présenté par :

Boucherit djihad

Benachir yasmine lina

Membres du jury

Dr. Zairi Souad

Dr. Rekrak Zakaria

Dr. Ouis Saliha

Maître de conférences B

Maître de conférences B

Maître de conférences B

Université Dr. Moulay Tahar de Saida

Université Dr. Moulay Tahar de Saida

Université Dr. Moulay Tahar de Saida

Président

Examineur

Encadrant

Année Universitaire : 2024 – 2025

Dédicace

*À ceux qui ont consacré leur vie à entendre le mot
« réussite » : mes chers parents.*

*À nos biens les plus précieux et à notre plus grand
soutien : notre famille, frères et sœurs.*

À tous nos amis et proches.

*À tous ceux qui nous ont tendu la main, de près ou de
loin.*

*À vous tous, nous adressons nos salutations pleines
de respect et de gratitude.*

Remerciements

- ◇ *Nous remercions Dieu Tout-Puissant de nous avoir bénis de connaissances et de nous avoir permis d'achever ce modeste travail.*

- ◇ *Nous exprimons notre plus profonde gratitude et notre reconnaissance à notre professeure superviseure, le Dr Ouis Saliha, pour ses précieux conseils académiques et son soutien inestimable.*

- ◇ *Un grand merci à tous ceux qui nous ont enseigné, même par lettre... à mes estimés professeurs.*

- ◇ *Et à tous ceux qui nous ont aidés et encouragés à achever ce travail, nous vous remercions du fond du cœur.*

Résumée :

La variabilité pluviométrique est un des aspects les plus sensibles des changements climatiques, particulièrement dans les régions semi-arides comme le bassin versant de Mekerra Aval, situé dans le nord-ouest de l'Algérie. Cette région, qui joue un rôle essentiel dans les activités agricoles et hydriques, est fortement impactée par les fluctuations climatiques. De ce fait, cette étude est basée sur les données chronologiques recueillies auprès de 5 postes pluviométriques situés dans le bassin versant de Mekerra Aval, Nous avons examiné les principales évolutions ayant affecté le régime pluviométrique en utilisant des méthodes statistiques telles que la moyenne mobile et l'indice standardisé des précipitations (SPI), afin de mettre en évidence les tendances observées.

Mots clés :

Mekerra Aval, variabilité, semi-aride, changement climatique.

Abstact:

Rainfall variability is one of the most sensitive aspects of climate change, particularly in semi-arid regions such as the Lower Mekerra watershed, located in northwestern Algeria. This region plays a vital role in agricultural and water-related activities and is significantly affected by climatic fluctuations. Therefore, this study is based on chronological data collected from five rainfall stations located within the Lower Mekerra watershed, We analyzed the main changes affecting the rainfall regime by using statistical methods such as the moving average and the Standardized Precipitation Index (SPI) to detect trends.

Keywords:

Lower Mekerra, variability, semi-arid, climate change.

ملخص :

تُعدّ التغيرات في كمية الأمطار من أبرز الجوانب الحساسة للتغيرات المناخية، خاصة في المناطق شبه الجافة مثل الحوض السفلي لوادي الميكارا، الواقع في شمال غرب الجزائر. وتُعدّ هذه المنطقة ذات أهمية كبيرة في النشاطات الزراعية والمائية، حيث تتأثر بشكل كبير بالتقلبات المناخية. وبناءً على ذلك، تستند هذه الدراسة إلى بيانات زمنية تم جمعها من خمسة محطات لقياس الأمطار تقع داخل الحوض السفلي لوادي الميكارا، قمنا بتحليل التغيرات الرئيسية التي طرأت على نظام التساقطات المطرية باستخدام طرق إحصائية مثل المتوسط المتحرك ومؤشر التساقطات المعياري (SPI) للكشف عن الاتجاهات.

الكلمات المفتاحية: الميكارا السفلي، التغير، شبه جاف، التغير المناخي

Table des matières

	Page
Introduction générale	
Chapitre I : Le changement climatique, causes, effets et perspective mondiale	
I.1 Les changements climatiques, causes et conséquences	03
I.1.1 Définition	03
I.1.2 Les cause du changement climatique	03
I.1.2.1 Gaz à l'effet de serre	03
a) Causes naturelles	04
➤ Eruptions volcaniques	04
b) Causes liées à l'intervention humaine (Anthropiques)	05
➤ Gaz effet de serre	05
➤ L'eau H ₂ O	05
➤ Dioxyde de carbone (CO ₂)	06
➤ Le Méthane CH ₄	07
➤ L'oxyde d'azote N ₂ O	07
➤ Les chlorofluorocarbure plus connus sous le nom de CFCs	08
➤ L'ozone O ₃	9
➤ L'hexafluorure de soufre (SF ₆)	10
➤ Ozone troposphérique	10
I.1.2.2 Albédo	11
a) Le rôle de l'effet albédo dans le réchauffement climatique	12
➤ La fonte des glaces et la boucle de rétroaction	12
➤ Effet sur la régulation climatique	12
➤ Impacts globaux sur les écosystèmes et le climat	13
I.1.2.3 Causes liées à l'émission du dioxyde de soufre	13
➤ Origines du SO ₂	13
➤ Le SO ₂ résultant de la combustion de carburants fossiles	13
➤ Le SO ₂ d'origine volcanique	14
I.1.3 Réchauffement global: les prévisions de James Hansen, 30 ans plus tard	14
➤ Les Scénarios Climatiques de Hansen (1988)	14
1. Scénario A	15
2. Scénario B	15
3. Scénario C	15
I.1.4 Les conséquences de changement climatique	16
I.1.4.1 Sur l'environnement	16
➤ Température élevées	16
➤ Sécheresse et incendies	17
➤ Disponibilité d'eau douce	17
➤ Inondations	18
➤ Élévation du niveau de la mer et zones côtières	19
➤ Sols	19
I.1.4.2 Sur l santé	20
➤ Santé	20

Chapitre II : Présentation du bassin versant de l’oued Mekerra	
II.1 Situation géographique	23
II.2 Facteurs physiographiques du bassin versant de Mekerra	25
II.2.1 Caractéristiques géométriques	25
II.2.1.1 La forme du bassin versant	25
II.2.2 Caractéristique de relief	27
II.2.2.1 La courbe hypsométrique	27
II.2.2.2 Les altitudes caractéristiques de la courbe hypsométrique	29
II.2.2.3 La carte hypsométrique de bassin versant de l’Oued Mekerra	31
II.2.2.4 Indices de pente	32
a) Indice de pente de Roche Ip	32
b) Indice de pente globale Ig	33
c) Indice de pente moyenne (Ipm)	34
II.2.3 Caractéristiques Hydrographiques du bassin versant	35
II.2.3.1 Modèle de drainage	36
II.3 Géologie	38
II.4 Couvert végétal	39
Chapitre III : Analyse statistique des données pluviométriques	
III.1 Données disponibles	41
III .2 Le choix de période d’étude	41
III .3 Précipitations moyennes mensuelles	43
III .3.1 Station d’ Ain El Berd	43
III .3.2 Station de Sidi Bel Abbes	44
III .3.3 Station de Tessala	45
III .3.4 Station de Lamtar aval	46
III .3.5 Station de Hassi Daho	47
III .4 Caractéristiques statistiques des pluies annuelles de 1974 à 2010	48
III .5 Caractéristiques statistiques de pluies mensuelles	49
III .5.1 Station d’ Ain El Berd	49
III .5.2 Station de Sidi Bel Abbes	50
III .5.3 Station de Tessala	51
III .5.4 Station de Lamtar aval	53
III .5.5 Station de Hassi Daho	54
III .6 Caractéristiques statistiques de pluies saisonnières	56
III .6.1 Station d’ Ain El Berd	56
III .6.2 Station de Sidi Bel Abbes	57
III .6.3 Station de Tessala	58
III .6.4 Station de Lamtar aval	59
III .6.5 Station de Hassi Daho	60
III .7 Evolution interannuelle des précipitations	61
III .7.1 Station d’ Ain El Berd	61
III .7.2 Station de Sidi Bel Abbes	62
III .7.3 Station de Tessala	63
III .7.4 Station de Lamtar aval	63
III .7.5 Station de Hassi Daho	64

III.8. Test de normalité de Kolmogorov-Smirnov	65
III.8.1 Application de test de normalité pour les séries pluviométriques annuelles	65
III.8.2 Application de test de normalité pour les séries pluviométriques saisonnières	66
➤ Station d'Ain El Berd	66
➤ Station de Sidi Bel Abbes	67
➤ Station de Tessala	68
➤ Station de Lamtar aval	68
➤ Station de Hassi Dahou	69
Chapitre IV : Analyse de la variabilité des précipitations dans le bassin versant de mekerra aval	
IV.1 Généralités et méthodes utilisées	71
IV.1. Définition de la stationnarité	71
IV.1.2 Les méthodes utilisées	72
IV.1.2.1 La méthode de la moyenne Mobile	72
IV.1.2.2 Indice Standardisé des Précipitations (IPS)	72
IV.1.2.3 Tendence générale de la pluviométrie dans les séries chronologiques	74
IV.2 Résultats et interprétation	75
IV.2.1 Par la méthode de moyenne mobile pondérée à 3 années	75
a) À l'échelle annuelle	75
b) À l'échelle saisonnière	76
➤ La station d'Ain El Berd	76
➤ La station de Sidi Bel Abbes	77
➤ La station de Tessala	78
➤ La station de Lamtar aval	79
➤ La station de Hassi Dahou	80
IV.2.2 Evolution des Indices Pluviométriques Standardisés (IPS)	81
a) À l'échelle annuelle	81
➤ À la station d'Ain El Berd	81
➤ À la station de Sidi Bel Abbes	82
➤ À la station de Lamatar Aval	83
➤ À la station de Hassi Dahou	84
➤ À la station de Tessala	85
b) À l'échelle saisonnière	86
➤ À la station d'Ain El Berd	86
➤ À la station de Sidi Bel Abbes	87
➤ À la station de Tessala	88
➤ À la station de Lamatar Aval	89
➤ À la station de Hassi Dahou	90
IV.2.3 Recherche de la tendance par la méthode de des moindres carrés	91
a) À l'échelle annuelle	91
➤ La station d'Ain El berd	91
➤ La station de Sidi Bel Abbes	91
➤ La station de Tessala	92
➤ La station de Lamtar aval	93
➤ La station de Hassi Dahou	94

b) À l'échelle saisonnière	95
➤ La station d'Ain El berd	95
➤ La station de Sidi Bel Abbes	96
➤ La station de Tessala	97
➤ La station de Lamtar aval	98
➤ La station de Hassi Daho	100
Conclusion générale	101
Annexe	105

Liste des tableaux

	Page
Chapitre II : Présentation du bassin versant de l’oued Mekerra	
Tableau II.1 : Les caractéristiques morphologiques du bassin versant de l’Oued Mekerra (la surface, le périmètre, l’indice de compacité)	26
Tableau II.2 : Répartition hypsométrique du bassin versant de l’Oued Mekerra	28
Tableau II.3 : Les altitudes caractéristiques du bassin versant de l’Oued Mekerra	30
Tableau II.4 : Les étapes de calcul de la pente de Roche	33
Tableau II.5 : Classification des reliefs d'après l'ORSTOM	34
Chapitre III : Analyse statistique des données pluviométriques	
Tableau III.1 : Liste des stations pluviométriques retenues	41
Tableau III.2 : Caractéristiques statistiques des pluies annuelles (1974-2010)	48
Tableau III.3 : Les caractéristiques statistiques de pluies mensuelles d’Ain El Berd (1974-2010)	49
Tableau III.4 : Caractéristiques statistiques de pluies mensuelles de Sidi Bel Abbes (1974-2010)	51
Tableau III.5 : Caractéristiques statistiques de pluies mensuelles de Tessala (1974-2010)	52
Tableau III.6: Caractéristiques statistiques de pluies mensuelles de Lamtar aval(1974-2010)	53
Tableaux III.7: Caractéristiques statistiques de pluies mensuelles de Hassi Daho (1974-2010)	55
Tableau III.8: Caractéristiques statistiques de pluies saisonnières d’Ain El Berd(1974-2010)	56
Tableau III.9: Caractéristiques statistiques de pluies saisonnières de Sidi Bel Abbes (1974-2010)	57
Tableaux III.10: Caractéristiques statistiques de pluies saisonnières de Tessala (1974-2010)	58
Tableau III.11: Caractéristiques statistiques de pluies saisonnières de Lamtar aval (1974-2010)	59

Tableau III.12: Caractéristiques statistiques de pluies saisonnières de Hassi Daho (1974-2010)	60
Tableau III.13 : Le résultat de test de normalité par le test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle annuel	66
Tableau III.14 : Le résultat de test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle saisonnière à la station d'Ain El Berd (1974-2012)	67
Tableau III.15 : Le résultat de test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle saisonnière à la station de Sidi Bel Abbes (1974-2023)	67
Tableau III.16 : Le résultat de test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle saisonnière à la station de Tessala (1974-2011)	68
Tableau III.17 : Le résultat de test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle saisonnière à la station de Lamtar aval (1974-2011)	68
Tableau III.18 : Le résultat de test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle saisonnière à la station de Hassi Daho (1974-2010)	69
Chapitre IV : Analyse de la variabilité des précipitations dans le bassin versant de mekerra aval	
Tableau IV.1 : Les principales causes de la non-stationnarité des séries chronologiques	72
Tableau IV.2 : Valeurs de l'indice d'IPS	73

Liste des figures

	Page
Chapitre I : Le changement climatique, causes, effets et perspective mondiale	
Figure I.1: Évolution des gaz à effet de serre à l'état de traces : CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O, au cours du dernier millénaire. Comparaison avec l'évolution démographique	9
Figure I.2: Changement de température globale et les scénarios A, B et C	15
Chapitre II : Présentation du bassin versant de l'oued Mekerra	
Figure II.1: Situation géographique de la zone d'étude	24
Figure II.2: Le sous-bassin de bassin versant de Mekerra. 1 : Mekerra aval, 2 : Mekerra moyen, 3 : Mekerra amont	24
Figure II.3: Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Mekerra	27
Figure II.4: Carte hypsométrique de bassin versant de l'Oued Mekerra.	31
Figure II.5: Hiérarchisation du réseau hydrographique du sous bassin versant de l'oued Mekerra	37
Figure II.6: Modèle de drainage du sous bassin versant de l'Oued Mekerra	37
Chapitre III : Analyse statistique des données pluviométriques	
Figure III.1: Localisation des stations pluviométriques retenues	42
Figure III.2: Période d'observation des stations pluviométriques annuelles	42
Figure III.3: Évolution mensuels des précipitations à Ain El Berd (1974-2012)	43
Figure III. 4: Évolution mensuels des précipitations à Sidi Bel Abbès (1974-2023)	44
Figure III.5: Évolution mensuels des précipitations à Tessala (1974-2011)	45
Figure III. 6: Évolution mensuels des précipitations à Lamtar aval (1974-2011)	46
Figure III. 7: Évolution mensuels des précipitations à Hassi Daho (1974-2010)	47
Figure III.8: Évolution mensuelle des précipitations moyennes à Ain El Berd (1974-2010)	50
Figure III.9: Évolution mensuelle des précipitations moyennes à Sidi Bel Abbès (1974-2010)	51

Figure III.10: Évolution mensuelle des précipitations moyennes à Tessala (1974-2010)	52
Figure III.11: Évolution mensuelle des précipitations moyennes à Lamtar aval (1974-2010)	54
Figure III.12: Évolution mensuelle des précipitations moyennes à Hassi Daho (1974-2010)	55
Figure III.13: Répartition saisonnière moyenne des pluies à Ain El Berd (1974-2010)	56
Figure III.14: Répartition saisonnière moyenne des pluies à Sidi Bel Abbès (1974-2010)	57
Figure III.15 : Répartition saisonnière moyenne des pluies à Tessala (1974-2010)	58
Figure III.16: Répartition saisonnière moyenne des pluies à Lamtar aval (1974-2010)	59
Figure III.17: Répartition saisonnière moyenne des pluies à Hassi Daho (1974-2010)	60
Figure III.18 : Variation des précipitations annuelles à Ain El Berd (1974-2012)	61
Figure III. 19: Variation des précipitations annuelles à Sidi Bel Abbès (1974-2023)	62
Figure III. 20 : Variation des précipitations annuelles à Tessala (1974-2011)	63
Figure III. 21: Variation des précipitations annuelles à Lamtar aval (1974-2011)	64
Figure III. 22: Variation des précipitations annuelles à Hassi Daho (1974-2010)	64
Figure IV.1 : Evolution de la moyenne mobile pondéré à 3 années des séries pluviométriques annuelles	75
Figure IV.2 : Evolution de la moyenne mobile de séries pluviométriques saisonnières de la station d'Ain El Berd (1974-2012)	76
Figure IV.3 : Evolution de la moyenne mobile de séries pluviométriques saisonnières de la station de Sidi Bel Abbès (1974-2023)	77
Figure IV.4 Evolution de la moyenne mobile de séries pluviométriques saisonnières de la station de Tessala (1974-2011)	78
Figure IV.5 : Evolution de la moyenne mobile de séries pluviométriques saisonnières	79

de la station de Lamtar aval (1974-2011)	
Figure IV.6 : Evolution de la moyenne mobile de séries pluviométriques saisonnières de la station de Hassi Dahou (1974-2010)	80
Figure IV.7 : Evolution annuelle des indices des précipitations standardisés de la station d'Ain El Berd (1974-2012)	81
Figure IV.8 : Evolution annuelle des indices des précipitations standardisés de la station de Sidi Bel Abbès (1974-2023)	82
Figure IV.9 : Evolution annuelle des indices des précipitations standardisés de la station de Lamtar aval (1974-2011)	83
Figure IV.10 : Evolution annuelle des indices des précipitations standardisés de la station de Hassi Dahou (1974-2010)	84
Figure IV.11 : Evolution annuelle des indices des précipitations standardisés de la station de Tessala (1974-2011)	85
Figure IV.12 : Evolution saisonnière des indices des précipitations standardisés de la station d'Ain El Berd (1974-2012)	86
Figure IV.13 : Evolution saisonnière des indices des précipitations standardisés de la station de Sidi Bel Abbès (1974-2023)	87
Figure IV.14 : Evolution saisonnière des indices des précipitations standardisés de la station de Tessala (1974-2011)	88
Figure IV.15 : Evolution saisonnière des indices des précipitations standardisés de la station de Lamtar aval (1974-2011)	89
Figure IV.16 : Evolution saisonnière des indices des précipitations standardisés de la station de Hassi Dahou (1974-2010)	90
Figure IV. 17: Évolution annuelle de la tendance à la station d'Ain El Berd (1974-2012)	91
Figure IV. 18: Évolution annuelle de la tendance à la station de Sidi Bel Abbès (1974-2023)	92

Figure IV.19 : Évolution annuelle de la tendance à la station de Tessala (1974-2011)	93
Figure IV.20 : Évolution annuelle de la tendance à la station de Lamtar aval (1974-2011)	93
Figure IV.21: Évolution annuelle de la tendance à la station de Hassi Daho (1974-2011)	94
Figure IV. 22: Évolution saisonnière de la tendance à la station d'Ain El Berd (1974-2012)	95
Figure IV.23: Évolution saisonnière de la tendance à la station de Sidi Bel Abbès (1974-2023)	96
Figure IV.24: Évolution saisonnière de la tendance à la station de Tessala (1974-2011)	97
Figure IV.25 : Évolution saisonnière de la tendance à la station de Lamtar aval (1974-2011)	99
Figure IV.26 : Évolution saisonnière de la tendance à la station de Hassi Daho (1974-2011)	100

Tableau des abréviations :

CO ₂	Dioxyde de carbone
SO ₂	Dioxyde de soufre
UV	Rayonnement ultraviolet
H ₂ O	L'eau
ppm	Parties par million
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
CH ₄	Méthane
ppbv	partie par milliard en volume
N ₂ O	Oxyde d'azote
CFCs	Les chlorofluorocarbure
HFC	Hydrofluorocarbures
O ₃	Ozone
NO	Oxyde d'azote
SF ₆	Hexafluorure de soufre
COV	Composés organiques volatils
NO _x	Oxydes d'azote
SO ₂	Dioxyde de soufre
H ₂ SO ₂	Acide sulfurique
GISS	Goddard Institute for Space Studies
NASA	National Aeronautics and Space Administration
Ip	Indice de pente de Roche
Ig	Indice de pente globale
Ipm	Indice de pente moyenne
ANRH	Agence Nationale des Ressources Hydriques
K-S	Kolmogorov-Smirnov
IPS	Indice Standardisé des Précipitations

Introduction Générale

Introduction générale :

Le climat de notre planète traverse une phase de bouleversements sans précédent. Les saisons deviennent de plus en plus imprévisibles, les vagues de chaleur se multiplient, les sécheresses s'intensifient et les ressources en eau deviennent de plus en plus rares. Ce constat alarmant n'est plus une simple hypothèse scientifique, mais une réalité vécue à l'échelle mondiale. Dans cette dynamique planétaire de changement, les régions semi-arides comme l'ouest algérien figurent parmi les plus vulnérables, où chaque variation des précipitations peut avoir des conséquences directes sur les ressources naturelles, l'agriculture, et la vie quotidienne des populations.

Dans ce contexte, l'étude des précipitations revêt une importance capitale. Le bassin versant de l'oued Mekerra, situé dans la wilaya de Sidi Bel Abbès, constitue un terrain d'observation idéal pour analyser les effets du changement climatique à l'échelle régionale. C'est à travers l'analyse des données pluviométriques enregistrées dans plusieurs stations réparties sur ce bassin que ce travail ambitionne de mieux comprendre les tendances climatiques locales, la variabilité interannuelle des pluies, et les signaux potentiels de modifications durables.

Ce travail s'articule autour de quatre chapitres principaux. Le premier aborde les fondements du changement climatique à travers ses causes, ses effets et les scénarios envisagés à l'échelle mondiale. Le deuxième présente les caractéristiques géographiques, géomorphologiques et environnementales du bassin versant de l'oued Mekerra. Le troisième est consacré à l'analyse statistique détaillée des données pluviométriques disponibles. Enfin, le dernier chapitre s'attache à évaluer la variabilité des précipitations et à identifier les tendances à long terme à l'aide de méthodes comme la moyenne mobile, l'indice pluviométrique standardisé (IPS), ou encore la régression linéaire.

À travers cette étude, nous cherchons à apporter des réponses concrètes sur l'évolution des régimes pluviométriques dans la région, et à contribuer à une meilleure gestion des ressources en eau dans un contexte de changement climatique de plus en plus préoccupant.

Chapitre I

Le changement climatique, causes, effets et perspective mondiale

I.1 Les changements climatiques, causes et conséquences :

I.1.1 Définition :

Depuis des millénaires, le climat terrestre a connu des variations selon les époques et les régions, avec des changements qui se sont souvent déroulés sur de longues périodes, ce qui rend difficile pour l'homme de percevoir ces évolutions à un moment donné. Toutefois, ces dernières années, les modifications climatiques semblent s'intensifier, ce qui suscite de nombreuses interrogations parmi la population concernant leur réalité, leurs causes, leurs perspectives futures, ainsi que les impacts immédiats et à long terme sur les modes de vie, la santé, les écosystèmes et l'économie.

Le changement climatique désigne une transformation à long terme du climat à l'échelle mondiale ou au niveau des différents climats régionaux. Bien qu'il puisse être influencé par des phénomènes naturels, tels que des variations de l'activité solaire, il est depuis le milieu du XIX^e siècle principalement causé par l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, en grande partie due aux activités humaines. La science peut offrir des réponses fiables à ces interrogations, bien que celles-ci puissent rester partielles ou temporaires, à condition que l'approche scientifique soit guidée par l'objectivité, un principe fondamental de toute démarche scientifique. (RAHHOU M., 2009)

I.1.2 Les causes du changement climatique :

I.1.2.1 Gaz à l'effet de serre :

La Terre reçoit en permanence de l'énergie du Soleil. Une partie de cette énergie est réfléchiée par l'atmosphère, notamment par les nuages, ainsi que par la surface terrestre. Le reste est absorbé par la surface terrestre, qui se réchauffe en conséquence. En retour, les surfaces et l'atmosphère émettent un rayonnement infrarouge, qui est plus intense lorsque les surfaces sont chaudes. Une partie de ce rayonnement est absorbée par certains gaz et nuages, ce qui contribue au phénomène du réchauffement climatique. L'autre partie est libérée dans l'espace, et la température de la Terre se

stabilise pour maintenir un équilibre entre l'énergie solaire absorbée et celle réémise sous forme de rayonnement infrarouge.

Cependant, l'augmentation des gaz à effet de serre causée par les activités humaines empêche une partie de ce rayonnement de s'échapper, piégeant ainsi la chaleur dans l'atmosphère. Cela provoque une élévation des températures de la surface de la Terre jusqu'à ce qu'un nouveau rééquilibrage se produise. C'est cette accumulation de gaz à effet de serre qui constitue la principale cause du réchauffement climatique observé au cours des dernières décennies (Ministère français de la Transition écologique ., 2016).

Les chercheurs du monde entier sont unanimes pour affirmer que le réchauffement climatique est bien réel et que ses causes sont directement liées aux gaz à effet de serre, tels que le CO₂, le CFC-14, le N₂O et le CH₄, qui emprisonnent la chaleur dans l'atmosphère. Dans des conditions normales, ces gaz jouent un rôle crucial en régulant la température de la Terre, permettant ainsi la vie sur notre planète. Leur fonctionnement peut être comparé à celui d'une couverture qui maintient une température stable : plus la couverture est large, plus la température augmente. Ainsi, à mesure que la concentration de ces gaz dans l'atmosphère augmente, la température de la Terre augmente également.

Depuis la création de la terre le climat a été affecté par plusieurs facteurs que ça soit naturels ou humains :

a) Causes naturelles :

➤ **Eruptions volcaniques :**

Des événements naturels, tels que les éruptions volcaniques, peuvent également avoir un impact significatif sur le climat. Lorsqu'un volcan entre en éruption, il éjecte d'énormes quantités de poussière et de gaz dans la haute atmosphère, incluant des volumes considérables de dioxyde de carbone (CO₂) et de dioxyde de soufre (SO₂). Ces gaz, sous l'effet du rayonnement ultraviolet (UV) du soleil, subissent une réaction photochimique qui les transforme en acide sulfurique et en particules de sulfates. (CHLIGHEM M et al., 2015).

Ces particules restent dans la stratosphère — la couche supérieure de l'atmosphère, au-dessus de 10 km — pendant plusieurs années avant de redescendre dans les couches inférieures sous forme de pluie acide. Tant qu'elles sont présentes dans la stratosphère, ces particules se dispersent à travers le globe, renvoyant une partie des rayons du soleil et refroidissant ainsi les couches inférieures de l'atmosphère.

Par exemple, en 1991, l'éruption du mont Pinatubo aux Philippines a émis plus de 20 millions de tonnes de dioxyde de soufre et d'énormes quantités de poussière, entraînant une réduction du rayonnement solaire d'environ 2%. Cette diminution a contribué à un léger refroidissement temporaire de la Terre. (CHLIGHEM M et al., 2015).

B) Causes liées à l'intervention humaine (Anthropiques):

➤ Gaz effet de serre :

Les gaz à effet de serre sont souvent pointés du doigt comme étant responsables du réchauffement climatique observé depuis le milieu du XIXe siècle, avec le dioxyde de carbone (CO₂), émis principalement par la combustion des combustibles fossiles, étant le principal responsable. Toutefois, parmi les contributeurs à l'effet de serre, l'eau est parfois négligée. Bien qu'elle soit présente sous forme de vapeur dans l'atmosphère, elle existe également sous forme condensée dans les nuages.

Ce polymorphisme, où l'eau se trouve sous les trois états (gazeux, liquide et solide), peut faire oublier qu'en tant que gaz, l'eau joue un rôle direct en tant que gaz à effet de serre. En effet, la vapeur d'eau contribue significativement à l'effet de serre, bien que son comportement soit influencé par d'autres gaz à effet de serre, comme le CO₂ (CHLIGHEM M et al., 2015).

➤ L'eau H₂O :

Sous forme de vapeur, l'eau est le gaz à effet de serre le plus important, tant par sa contribution significative que par sa présence en grande quantité dans l'atmosphère. La concentration moyenne de vapeur d'eau dans l'air est d'environ 2500 ppm (parties par million). Lorsque le sol terrestre émet un rayonnement infrarouge en raison de sa température, une partie de ce rayonnement est interceptée et absorbée par les

molécules de vapeur d'eau présentes dans l'atmosphère. Ensuite, le rayonnement absorbé est réémis dans toutes les directions, et statistiquement, environ la moitié de ce rayonnement retourné par les molécules d'eau est dirigée vers le sol.

En ce qui concerne les rayons émis par le soleil, les gaz à effet de serre, y compris la vapeur d'eau, absorbent également une partie du rayonnement infrarouge. Cela empêche la chaleur de s'échapper librement vers l'espace, contribuant ainsi à retenir la chaleur dans l'atmosphère. De plus, de grandes quantités de vapeur d'eau sont produites par diverses activités humaines, telles que la production d'énergie et la combustion de combustibles, ce qui accentue encore l'effet de serre.

➤ **Dioxyde de carbone (CO₂) :**

Le dioxyde de carbone (CO₂) est le principal accusé dans le réchauffement climatique, et c'est également celui dont les médias soulignent régulièrement les effets néfastes. Le GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) affirme que la concentration de CO₂ dans l'atmosphère augmente rapidement et qu'elle n'a jamais été aussi élevée depuis 800 000 ans. De plus, cette concentration devrait continuer à croître dans les années à venir si des mesures efficaces ne sont pas prises pour la limiter.

Cette situation découle principalement de l'exploitation des combustibles fossiles, tels que le pétrole, le charbon et le gaz naturel, utilisés pour produire de l'énergie. Ces activités ont un impact bien plus important sur l'atmosphère que n'importe quelle autre activité humaine. En effet, la production d'énergie est responsable de l'émission de 23 milliards de tonnes de CO₂ chaque année, soit plus de 700 tonnes par seconde.

Le charbon, en particulier, est extrêmement dommageable pour l'atmosphère, car il libère 70 % de CO₂ en plus par unité d'énergie produite par rapport à d'autres sources d'énergie. En parallèle, les forêts, qui jouent un rôle crucial dans l'absorption du CO₂ et la réduction des effets de la pollution, sont en train d'être détruites ou endommagées à un rythme alarmant, aggravant ainsi la situation climatique. (CHLIGHEM M et al., 2015).

➤ **Le Méthane CH₄ :**

La concentration moyenne de méthane dans l'atmosphère est aujourd'hui inférieure à 2 ppbv (partie par milliard en volume), mais elle a connu une augmentation notable au XXe siècle. Actuellement, elle est 2,5 fois plus élevée qu'elle ne l'était il y a 200 ans, bien qu'elle soit restée stable depuis les deux dernières décennies.

L'une des sources principales d'émission de méthane est la fermentation microbienne de matière organique en absence d'oxygène. Ce phénomène se produit notamment dans les marais et les marécages, mais aussi dans les décharges. Il se produit également dans le système digestif des bovins, d'où l'expression « les vaches pètent du méthane » le méthane peut aussi être émis par l'exploitation minière du charbon et du pétrole, ainsi que par les fuites dans les infrastructures liées à l'exploitation et la distribution du gaz naturel.

Bien que la présence de méthane dans l'atmosphère soit relativement faible comparée au CO₂, il ne peut être ignoré car c'est un gaz à effet de serre beaucoup plus puissant que le dioxyde de carbone, avec un potentiel de réchauffement global 20 fois plus élevé. Heureusement, le méthane ne reste pas longtemps dans l'atmosphère, car il se transforme en dioxyde de carbone (CO₂) après un certain temps. Cependant, son impact à court terme sur le réchauffement climatique demeure important. (CHLIGHEM M et al., 2015).

➤ **L'oxyde d'azote N₂O :**

L'oxyde nitreux (N₂O) a une concentration atmosphérique d'environ 300 ppbv. Il provient principalement de la dégradation de la matière organique azotée dans les sols et les océans, mais il peut également résulter de la transformation des engrais minéraux ainsi que des fumiers utilisés en agriculture.

Bien que sa concentration soit relativement faible comparée à d'autres gaz à effet de serre, il ne faut pas le négliger. En effet, une molécule d'oxyde nitreux est environ 300 fois plus efficace que le dioxyde de carbone (CO₂) en termes de potentiel

de réchauffement global. Cela signifie que même en petites quantités, l'oxyde nitreux a un impact considérable sur le réchauffement climatique (CHLIGHEM M et al., 2015).

➤ **Les chlorofluorocarbure plus connus sous le nom de CFCs :**

Les CFC (chlorofluorocarbures) étaient utilisés dans divers matériaux, tels que les climatiseurs, les réfrigérateurs, les bombes aérosols et la mousse d'isolation thermique, en raison de leur ininflammabilité et de leurs propriétés toxiques. Cependant, en 1987, ils ont été accusés de détruire la couche d'ozone stratosphérique, ce qui a conduit à leur interdiction.

Les CFC ont été remplacés par les HFC (hydrofluorocarbures), qui ne contiennent pas de chlore, et donc n'affectent pas la couche d'ozone. Cependant, bien que les HFC ne soient pas responsables de la destruction de l'ozone, ils ont un impact climatique majeur. Leur efficacité en termes d'effet de serre est de 5000 à 10000 fois plus grande que celle du CO₂. Heureusement, leur concentration dans l'atmosphère reste relativement faible, inférieure à 1 ppbv, ce qui limite pour l'instant leur impact global (CHLIGHEM M et al., 2015).

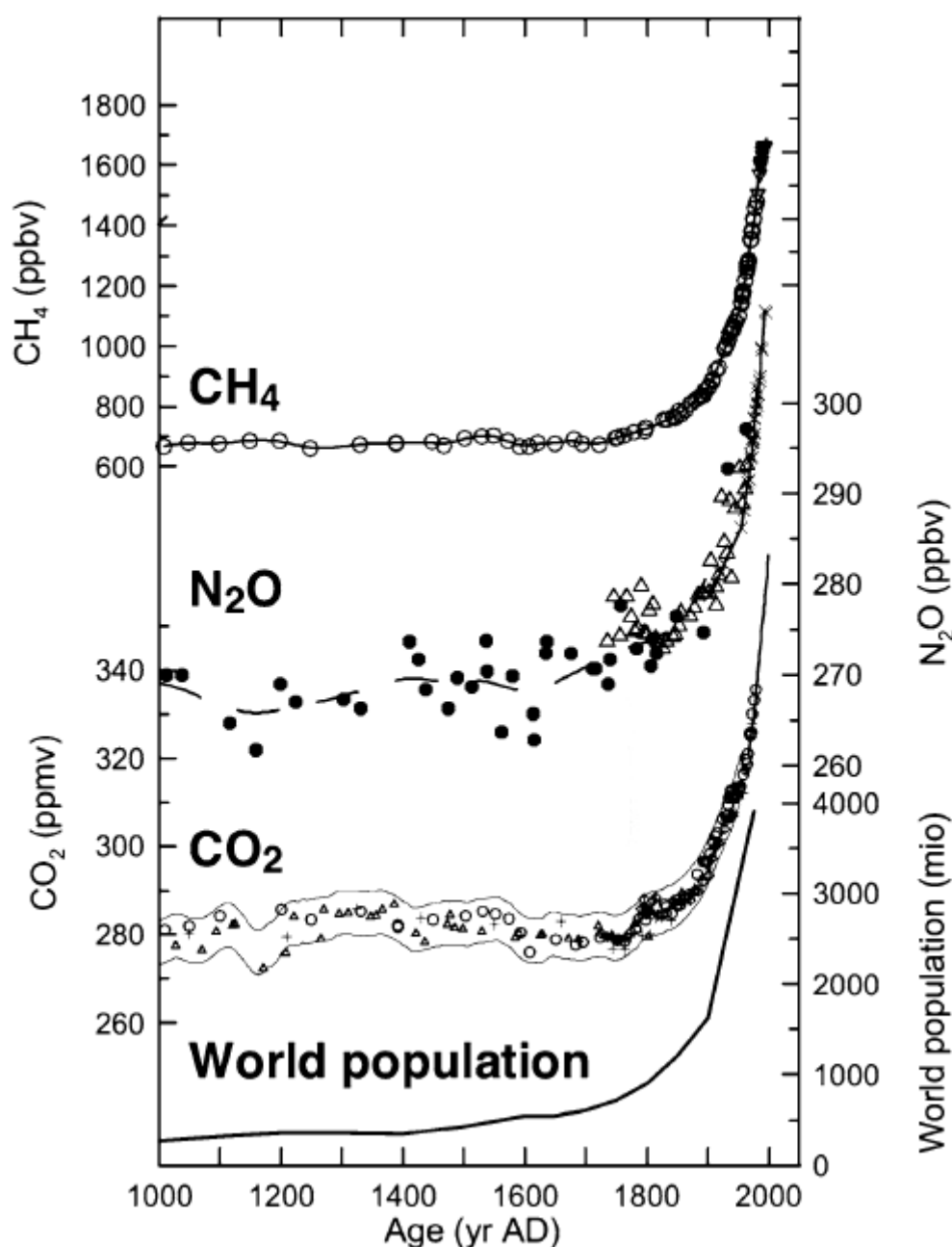


Figure I.1 Évolution des gaz à effet de serre à l'état de traces : CO_2 , CH_4 , N_2O , au cours du dernier millénaire. Comparaison avec l'évolution démographique

➤ **L'ozone O_3 :**

L'ozone se trouve à la fois dans la stratosphère et dans la basse atmosphère. L'ozone stratosphérique joue un rôle crucial en nous protégeant des rayonnements ultraviolets (UV) nocifs du soleil, tandis que l'ozone troposphérique est un indicateur de pollution, souvent associé à des conditions de mauvaise qualité de l'air.

La concentration d'ozone varie en fonction de l'altitude, se situant généralement entre 25 et 45 km au-dessus de la surface terrestre. Dans la stratosphère, le rayonnement ultraviolet transforme l'oxygène (O_2) en ozone (O_3), et sa concentration y est de l'ordre de 3 ppmv (parties par million en volume).

En revanche, l'ozone troposphérique, qui se trouve plus près de la surface de la Terre, résulte principalement de la pollution atmosphérique. La cause principale de son apparition est liée aux émissions des véhicules automobiles. La réaction chimique entre l'oxyde d'azote (NO), produit par les moteurs des véhicules, et les composés organiques imbrûlés, conduit à la formation de l'ozone dans la troposphère. Cela contribue à la pollution de l'air et a des effets néfastes sur la santé et l'environnement. (CHLIGHEM M et al., 2015).

➤ **L'hexafluorure de soufre (SF₆) :**

Le gaz en question est l'hexafluorure de soufre (SF₆), qui est principalement utilisé dans la fabrication d'équipements électroniques haute tension, tels que les interrupteurs et les disjoncteurs. Bien que son utilisation soit très limitée, ce qui rend sa concentration dans l'atmosphère relativement négligeable, son efficacité en termes d'effet de serre est extrêmement puissante. En effet, le SF₆ est environ 20 000 fois plus efficace que le dioxyde de carbone (CO₂) pour piéger la chaleur dans l'atmosphère.

De plus, le SF₆ a une durée de vie extrêmement longue dans l'atmosphère, ce qui signifie qu'une fois émis, il peut rester là pendant des siècles, aggravant son impact sur le réchauffement climatique. En raison de ces caractéristiques, le SF₆ figure dans le Protocole de Kyoto, un traité international visant à réduire les émissions de gaz à effet de serre, malgré sa faible concentration (CHLIGHEM M et al., 2015).

➤ **Ozone troposphérique :**

L'ozone troposphérique est un polluant atmosphérique majeur, ayant des effets considérables sur la santé humaine. Il résulte principalement des réactions chimiques entre les oxydes d'azote (NO_x) et les composés organiques volatils (COV) dans l'atmosphère, souvent à cause des activités humaines comme le trafic automobile et les industries. La dynamique complexe de sa formation, de sa distribution et de ses

impacts sur la santé met en lumière la nécessité d'une approche globale pour mieux comprendre ce polluant.

L'exposition à l'ozone troposphérique est bien documentée en tant que facteur de risque pour la santé, avec des effets graves, notamment sur le système respiratoire. Selon certaines estimations, environ 423 100 décès par an dans le monde sont attribués à l'exposition à l'ozone, ce qui souligne l'importance de mettre en place des stratégies pour réduire cette pollution atmosphérique. Les effets à long terme de l'ozone incluent des maladies pulmonaires, des exacerbations d'asthme et des risques accrus de maladies cardiovasculaires (DONZELLI G et al ., 2024).

I.1.2.2 Albédo :

L'effet albédo est un phénomène qui explique comment la surface de la Terre interagit avec la lumière solaire, ayant un impact direct sur les températures mondiales et le climat. En termes simples, l'albédo est la capacité d'une surface à réfléchir le rayonnement solaire dans l'espace.

Ce phénomène est mesuré par un indice compris entre 0 et 1, où 0 représente une absorption totale de la lumière solaire (comme une route asphaltée) et 1 représente une réflexion complète (comme la neige fraîche ou la glace).

Cette propriété de réflexion est cruciale pour la régulation de la température de la Terre. Par exemple, les surfaces claires, comme les calottes glaciaires ou la neige, renvoient une grande partie de l'énergie solaire vers l'espace, ce qui aide à refroidir la planète. À l'inverse, les surfaces sombres, comme les océans ou les routes asphaltées, absorbent davantage de chaleur, ce qui contribue à réchauffer l'atmosphère.

L'effet albédo a un rôle important dans l'étude du changement climatique, car une diminution de la couverture de glace ou de neige, liée au réchauffement global, réduit l'albédo de la Terre. Cela crée un cercle vicieux : moins de neige et de glace signifie plus d'absorption de chaleur par la surface terrestre, ce qui accélère encore le réchauffement de la planète (GREENFIELD E ., 2025).

a) Le rôle de l'effet albédo dans le réchauffement climatique :

L'effet albédo joue un rôle central dans l'intensification du réchauffement climatique en raison des mécanismes de rétroaction qui amplifient les changements climatiques. Voici un approfondissement de la manière dont l'effet albédo influence le système climatique de la Terre :

➤ La fonte des glaces et la boucle de rétroaction :

L'un des mécanismes les plus marquants est la fonte des glaces, en particulier dans les régions polaires. En raison du réchauffement climatique, les calottes glaciaires et la neige fondent, ce qui réduit l'albédo global de la Terre. Les surfaces sombres (e.g., les océans ou la terre) qui apparaissent à la place des surfaces blanches de neige ou de glace ont un albédo beaucoup plus faible, ce qui signifie qu'elles absorbent plus de chaleur du soleil. Cette absorption accrue d'énergie entraîne une élévation des températures, ce qui accélère encore la fonte de la glace. Cette boucle de rétroaction est particulièrement forte dans les régions polaires, mais elle a également des répercussions mondiales, contribuant à l'élévation du niveau de la mer et perturbant les écosystèmes aquatiques (GREENFIELD E., 2025).

➤ Effet sur la régulation climatique :

L'albédo global de la Terre joue un rôle essentiel dans la régulation de la température de la planète. Il permet à la Terre d'envoyer environ 30 % des radiations solaires entrantes dans l'espace, maintenant ainsi un équilibre thermique. Cet équilibre entre l'absorption de chaleur et l'émission d'énergie vers l'espace est crucial pour maintenir une température stable. Cependant, les modifications humaines des surfaces terrestres, qui modifient cet albédo, perturbent ce processus. Par exemple, la déforestation, le bétonnage des routes, et l'expansion urbaine, qui créent des surfaces sombres, réduisent la capacité de la Terre à réfléchir la lumière solaire et augmentent l'absorption de chaleur. Cela contribue à l'amplification du réchauffement climatique, car ces surfaces sombres ont un albédo faible, rendant la planète plus vulnérable à l'augmentation des températures (GREENFIELD E., 2025).

➤ **Impacts globaux sur les écosystèmes et le climat :**

La diminution de l'albédo à l'échelle mondiale affecte aussi bien le climat qu'une grande variété d'écosystèmes. Par exemple, l'augmentation de la température en raison de l'absorption accrue de la chaleur affecte la biodiversité terrestre et marine, modifie les schémas météorologiques et peut provoquer des changements dans les régimes de précipitations. Les écosystèmes dépendant de la glace, comme ceux des régions arctiques, sont particulièrement vulnérables. La diminution de la glace de mer perturbe les habitats de nombreuses espèces et perturbe les chaînes alimentaires (GREENFIELD E ., 2025).

I.1.2.3 Causes liées à l'émission du dioxyde de soufre :

➤ **Origines du SO₂ :**

Le dioxyde de soufre (SO₂) est un gaz incolore avec une odeur piquante et irritante, plus lourd que l'air. Il est soluble dans l'eau et réagit avec la vapeur d'eau pour former de l'acide sulfurique (H₂SO₂), un composant des pluies acides. Le SO₂ est le composé soufré le plus abondant dans l'atmosphère, provenant principalement des activités industrielles comme la combustion de combustibles fossiles, les émissions volcaniques, ainsi que certains processus industriels. Il contribue à la pollution de l'air et a des effets négatifs sur la santé humaine et l'environnement (CITEPA ., 2005).

➤ **Le SO₂ résultant de la combustion de carburants fossiles :**

Le dioxyde de soufre (SO₂) provient principalement de la combustion des combustibles fossiles, tels que le charbon et le fioul, où les impuretés soufrées présentes dans ces matériaux sont oxydées par l'oxygène de l'air. Ce polluant est émis par diverses sources, tant mobiles qu'industrielles, comme la fabrication d'acide sulfurique, le raffinage du pétrole, ou encore le traitement de minerais soufrés tels que la blende, la galène ou les pyrites. En général, la production thermique constitue la principale source d'émissions de dioxyde de soufre. Par exemple, la combustion d'une tonne de fioul lourd de qualité moyenne génère environ 50 kg de dioxyde de soufre. Ce gaz joue un rôle majeur dans la formation des pluies acides, lesquelles sont

responsables de la dégradation des écosystèmes et de l'altération des structures et des bâtiments (CITEPA ., 2005).

➤ **Le SO_2 d'origine volcanique :**

Une éruption volcanique est l'une des nombreuses causes naturelles pouvant avoir des effets dévastateurs sur l'environnement et la santé. Lorsqu'une éruption se produit, la pression sur le magma diminue à mesure qu'il remonte à la surface, ce qui permet la libération de gaz volcaniques, dont le dioxyde de soufre. Ce soufre peut pénétrer dans la stratosphère où il se combine avec des particules d'eau, formant des aérosols qui participent à la formation des pluies acides. Ces pluies acides peuvent nuire aux écosystèmes, à la qualité de l'eau, ainsi qu'à la santé des végétaux et des structures humaines (PRANA AIR ., (s.d.)).

I.1.3 Réchauffement global : les prévisions de James Hansen, 30 ans plus tard :

Le 23 juin 1988, une journée marquée par une chaleur extrême aux États-Unis, James Hansen, directeur du Goddard Institute for Space Studies (GISS) de la NASA, fut interrogé par une commission sénatoriale. Lors de cet entretien, il affirma que les températures anormalement élevées et la sécheresse prolongée n'étaient pas dues à des fluctuations climatiques naturelles, mais aux activités humaines. Selon lui, cette tendance allait inévitablement s'intensifier avec le temps. En affirmant avoir « 99 % de confiance » en ses conclusions, Jim Hansen fit sensation, une déclaration largement relayée par les médias et qui souligna la gravité des changements climatiques causés par l'homme (CHRISTY J ., 2018).

➤ **Les Scénarios Climatiques de Hansen (1988) :**

James Hansen est l'un des climatologues les plus influents et reconnus dans le domaine de l'étude du changement climatique. Il a dirigé le NASA Goddard Institute for Space Studies (GISS) de 1981 à 2013, avant d'être remplacé par Gavin Schmidt. Hansen a été un pionnier dans la défense de l'idée que le changement climatique est principalement causé par les activités humaines, et il a averti que ses conséquences seraient catastrophiques si aucune action n'était entreprise. Ses travaux ont joué un rôle clé dans la sensibilisation mondiale aux dangers du réchauffement climatique et ont

mis en lumière l'urgence de réduire les émissions de gaz à effet de serre pour éviter des impacts irréversibles sur les sociétés humaines et les écosystèmes (STOKES N., 2015).

En 1988 donc James Hansen produisit ce graphique :

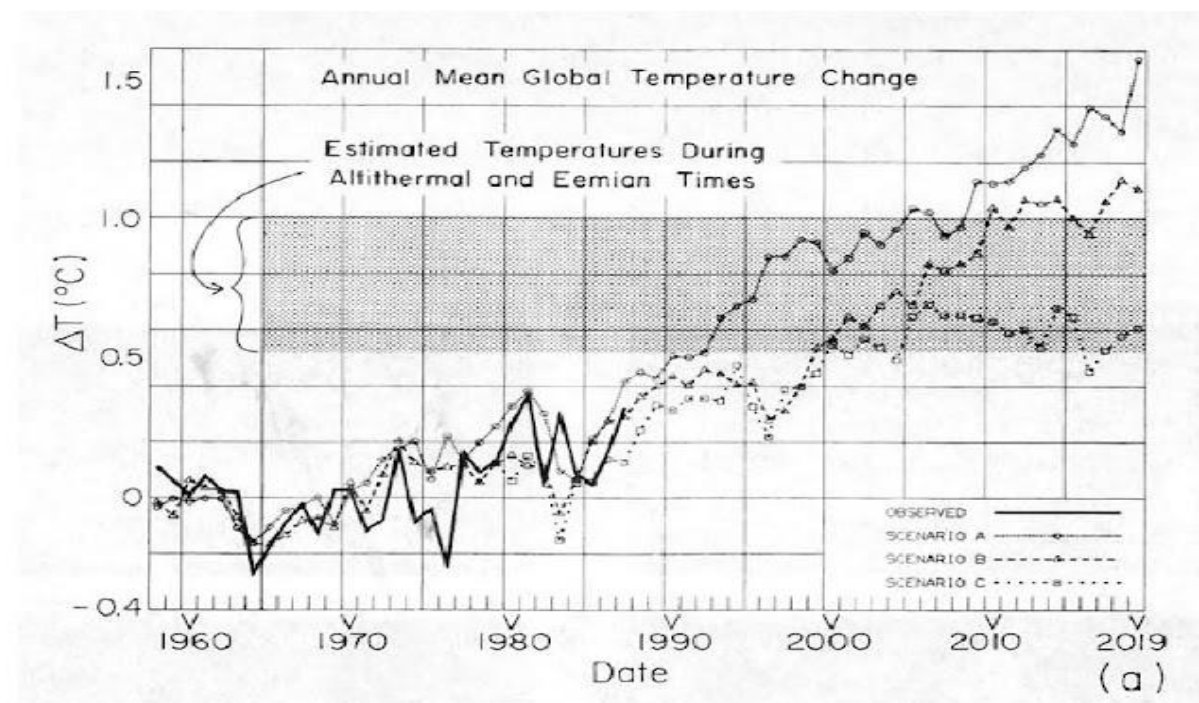


Figure I.2 Changement de température globale et les scénarios A, B et C,
(HANSEN *et al.*, 1988)

Les graphiques montrent les températures mesurées jusqu'en 1988 et trois projections basées sur différents scénarios d'émissions de CO₂ :

1. **Scénario A**: Émissions élevées de CO₂ (410 ppm en 2015), entraînant un réchauffement rapide.
2. **Scénario B**: Émissions moyennes de CO₂ (406 ppm en 2015), représentant une augmentation modérée de la température.
3. **Scénario C**: Émissions faibles de CO₂ (369,5 ppm en 2015), avec un réchauffement plus limité.

Les éruptions volcaniques sont également prises en compte, car elles peuvent affecter temporairement les températures. Depuis 1988, les températures mesurées se situent entre les scénarios B et C, ce qui montre que les émissions de CO₂ ont augmenté, mais pas autant que dans le scénario A.

Les climato-sceptiques, qui affirment qu'il n'y a pas de réchauffement depuis 18 ans, se basent souvent sur des périodes spécifiques où les températures sont relativement stables. Cependant, une analyse à long terme montre clairement une tendance générale au réchauffement.

Pour obtenir une image plus complète et plus précise du réchauffement climatique, il est essentiel de considérer également les autres types de mesures, comme celles des stations au sol, qui fournissent des données directement sur la température de surface, ainsi que les modèles climatiques basés sur des observations terrestres et des analyses plus détaillées de la dynamique atmosphérique. Ces diverses sources de données permettent de mieux comprendre l'évolution des températures et de comparer les tendances dans différents contextes géographiques et temporels (STOKES N., 2015).

I.1.4 Les conséquences de changement climatique :

Le changement climatique affecte l'ensemble de la planète. Les glaciers polaires fondent et le niveau des mers augmente. Certaines zones subissent des précipitations abondantes et des phénomènes météorologiques extrêmes plus fréquents, tandis que d'autres connaissent des vagues de chaleur et des sécheresses de plus en plus sévères. Il est impératif d'agir dès maintenant pour lutter contre le climat, sinon ces effets continueront de se renforcer.

Le changement climatique représente une menace très grave et ses conséquences ont une incidence sur de nombreux aspects différents de notre vie. Vous trouverez ci-dessous une liste des principales conséquences du changement climatique :

I.1.4.1 Sur l'environnement :

➤ Température élevées :

La crise climatique entraîne une augmentation de la température moyenne mondiale, provoquant des phénomènes météorologiques extrêmes, tels que les vagues de chaleur. Ces hausses de température ont des conséquences graves sur la santé, les infrastructures et la productivité, avec des impacts particuliers sur les populations

vulnérables. Les changements climatiques modifient la répartition des zones climatiques, affectant les espèces animales et végétales, qui sont déjà menacées par la perte d'habitat et la pollution.

Ces changements peuvent aussi augmenter la propagation des maladies et des espèces invasives. En outre, les rendements agricoles et les écosystèmes, notamment ceux assurant l'approvisionnement en eau et la purification de l'air, risquent de se dégrader. L'augmentation des températures accentue l'évaporation de l'eau, combinée à des sécheresses plus fréquentes, ce qui accroît le risque de pénuries d'eau (USBK., 2018).

➤ **Sécheresse et incendies :**

En raison du changement climatique, de nombreuses régions d'Europe font face à des sécheresses de plus en plus fréquentes, graves et durables. Une sécheresse est un manque temporaire d'eau causé par un déficit de précipitations et une évaporation accrue due aux températures élevées, contrairement à une pénurie d'eau qui résulte d'une consommation excessive tout au long de l'année.

Les sécheresses affectent divers secteurs, notamment l'agriculture, la sylviculture, l'approvisionnement en eau et la biodiversité, en réduisant les niveaux d'eau dans les rivières et les nappes phréatiques, en retardant la croissance des cultures et des arbres, en favorisant les attaques de nuisibles et en alimentant les incendies.

En Europe, elles entraînent des pertes économiques d'environ 9 milliards d'euros par an, principalement dans les secteurs de l'agriculture, de l'énergie et de l'eau. Avec une augmentation de 3°C de la température mondiale, les sécheresses deviendraient deux fois plus fréquentes, entraînant des pertes annuelles pouvant atteindre 40 milliards d'euros, avec des impacts plus graves dans les régions méditerranéenne et atlantique. Parallèlement, la saison des incendies s'allongerait, particulièrement dans le bassin méditerranéen, et des zones actuellement non exposées aux incendies pourraient également devenir des régions à risque (USBK., 2018).

➤ **Disponibilité d'eau douce :**

Avec le réchauffement climatique, plusieurs facteurs affectent la disponibilité de l'eau douce : les changements dans les régimes de précipitations, l'augmentation de l'évaporation, la fonte des glaciers et l'élévation du niveau de la mer. Ces transformations entraînent une probabilité accrue de sécheresses graves et fréquentes, ainsi qu'une élévation de la température de l'eau, ce qui risque de diminuer sa qualité. Ces conditions favorisent la prolifération d'algues et de bactéries toxiques, exacerbant la raréfaction de l'eau, déjà largement influencée par l'activité humaine.

De plus, les épisodes d'averses torrentielles peuvent également altérer la qualité de l'eau, en provoquant l'intrusion d'eaux usées non traitées dans les cours d'eau. En Europe, bien que 40 % de l'eau douce provienne des Alpes, les changements dans l'enneigement, les glaciers et les régimes de précipitations pourraient causer des pénuries temporaires d'eau douce à l'échelle du continent. Les variations des débits fluviaux dues à la sécheresse affecteraient aussi la navigation intérieure et la production d'hydroélectricité (USBK., 2018).

➤ **Inondations :**

Le changement climatique entraînera une augmentation des précipitations dans de nombreuses régions, avec des conséquences variées. Les précipitations sur de longues périodes provoqueront des crues, tandis que des averses torrentielles plus courtes entraîneront des inondations d'origine pluviale, sans débordement majeur d'eau. En Europe, les crues sont des catastrophes naturelles récurrentes, responsables de pertes humaines, de millions de victimes et de lourdes pertes économiques ces trente dernières années.

Le changement climatique risque d'aggraver la fréquence des inondations dans les années à venir. Les pluies torrentielles deviendront plus fréquentes et plus intenses en raison de l'augmentation des températures, et les crues soudaines seront plus courantes dans toute l'Europe. Dans certaines régions, les risques, comme les inondations au début du printemps, pourraient diminuer à court terme grâce à la réduction des chutes de neige en hiver. Toutefois, à moyen terme, l'augmentation des

crues soudaines, en particulier dans les zones montagneuses et la surcharge du réseau fluvial, pourrait neutraliser ces effets bénéfiques (USBK., 2018).

➤ **Élévation du niveau de la mer et zones côtières :**

Le niveau de la mer a augmenté au XXe siècle, et cette tendance s'est accélérée ces dernières décennies, principalement à cause de la dilatation thermique des océans due au réchauffement climatique. La fonte des glaciers et de la calotte glaciaire de l'Antarctique contribue également à cette élévation. Selon les prévisions, l'Europe pourrait connaître une élévation moyenne du niveau de la mer de 60 à 80 cm d'ici la fin du siècle, en fonction de la vitesse de fonte de la calotte glaciaire antarctique.

Environ un tiers de la population de l'Union vit à moins de 50 km des côtes, et ces zones génèrent plus de 30 % du PIB de l'Union. Les actifs économiques situés à moins de 500 m des côtes européennes sont évalués entre 500 et 1 000 milliards d'euros. L'élévation du niveau de la mer augmentera le risque d'inondations et d'érosion le long des côtes, menaçant les populations, les infrastructures, les entreprises et la nature dans ces zones.

L'élévation du niveau de la mer entraînera également une réduction de la quantité d'eau douce disponible, car l'eau salée s'infiltrera dans les nappes d'eau souterraines. Ce phénomène pourrait affecter l'agriculture et l'approvisionnement en eau potable. De plus, les habitats côtiers et la biodiversité seront impactés, car de nombreuses zones humides disparaîtront, mettant en danger des espèces d'oiseaux et de plantes uniques, et éliminant la protection naturelle contre les tempêtes que ces zones fournissent (USBK., 2018).

➤ **Sols :**

Le changement climatique peut exacerber plusieurs phénomènes négatifs liés aux sols, tels que l'érosion, la perte de matières organiques, la salinisation, la perte de biodiversité, ainsi que la désertification et les inondations. L'impact du changement climatique sur le stockage du carbone dans les sols est directement lié à l'augmentation des concentrations de CO₂ dans l'atmosphère, aux températures croissantes et aux changements dans les régimes de précipitations.

Les événements climatiques extrêmes, tels que des pluies intenses, la fonte rapide de la neige ou de la glace, des écoulements massifs des cours d'eau et des sécheresses fréquentes, ont un effet direct sur la dégradation des sols. En outre, des activités humaines comme la déforestation, l'agriculture et même certaines pratiques comme le ski contribuent également à la dégradation des sols.

Par ailleurs, avec l'élévation du niveau de la mer, les sols salins devraient s'étendre, particulièrement dans les zones côtières, en raison de l'intrusion d'eau salée et des faibles écoulements des cours d'eau (USBK., 2018).

I.1.4.2 Sur la santé :

➤ Santé :

Le changement climatique représente une menace majeure pour la santé humaine, animale et végétale. Bien qu'il ne génère pas nécessairement de nouvelles menaces inconnues, il exacerbe et intensifie les risques existants. Les principaux effets attendus du changement climatique sur la santé sont les suivants :

- **Augmentation de la mortalité et de la morbidité liées à la chaleur** : Les vagues de chaleur en été entraîneront davantage de décès et de maladies, surtout parmi les populations vulnérables.
- **Diminution des décès et maladies liées au froid en hiver** : Un réchauffement global pourrait réduire les effets négatifs du froid hivernal, notamment en matière de mortalité et de morbidité.
- **Accidents et impacts sur le bien-être général** : Les phénomènes météorologiques extrêmes comme les inondations, les incendies et les tempêtes pourraient causer des blessures et affecter la qualité de vie.
- **Modification de la répartition des maladies** : Les maladies transmises par les vecteurs (comme le paludisme), les maladies hydriques ou d'origine alimentaire pourraient se propager davantage en raison de changements dans les conditions climatiques.

- **Changements dans la saisonnalité des pollens allergènes** : De même, l'évolution des saisons pourrait affecter la répartition des pollens et l'émergence de virus et de maladies.
- **Maladies animales émergentes** : Les zoonoses et maladies vectorielles risquent d'affecter la santé animale et humaine, avec de nouveaux risques pour l'Europe.
- **Émergence d'organismes nuisibles aux végétaux** : L'augmentation des températures et des conditions climatiques propices pourrait favoriser l'apparition de nuisibles et de maladies affectant les plantes et les forêts.
- **Qualité de l'air et de l'ozone** : Des niveaux accrus de pollution atmosphérique et d'ozone pourraient entraîner des risques supplémentaires pour la santé, notamment respiratoire (USBK., 2018).

Chapitre II :

Présentation du bassin versant de l'oued Mekerra

II.1 Situation géographique :

Le bassin versant de l'oued Mekerra, qui fait partie du grand bassin versant de la Macta, est situé au Nord-Ouest de l'Algérie entre les latitudes Nord $35,4^{\circ}$ et $34,4^{\circ}$ et les longitudes Ouest $1^{\circ}00$ et $0,2^{\circ}$ (figure II.1). Il s'étend sur une superficie de 3616 km^2 , soit 25 % de la superficie totale du bassin de la Macta.

Le bassin a une forme allongée, s'étendant du Sud vers le Nord. Bien que le réseau hydrographique soit très développé, il est majoritairement constitué de cours d'eau temporaires. Les oueds sont alimentés par les précipitations ainsi que par des sources, dont la plus importante est celle de Ain-Skhouna, située à Sidi Ali Benyoub.

En raison de sa grande surface et de sa forme allongée, de direction SN, il se subdivise naturellement en trois sous bassins : 1 : Mekerra aval, 2 : Mekerra moyen et 3 : Mekerra amont (figure II.2).

L'oued Mekerra prend son origine dans les hauteurs de Ras El Ma (les hautes vallées de la steppe) à une cote avoisinant 1450 m d'altitude. Il est alimenté par plusieurs Oueds (Oued Mouzen (Tissaf) - Tedjmout - Farat Ezziét) aux pieds des monts des djebels Teniet El Baroud (1136 m), Djouazène (1356 m), Beghra (1414 m), Rokbet En Naama (1140 m) et débouche dans la partie nord de la ville de Sidi Bel Abbas où il rejoint Oued Sig pour se perdre dans les marécages de la Macta et enfin se jeter dans la mer (OTMANE M.A., 2015).

Le bassin versant est limité:

- Au Nord, par la chaîne montagneuse de Tessala (segment occidental de l'Atlas tellien);
- Au Sud, par la ride anticlinale des hauts plateaux du Ras-El-Ma (Bedeau) au Sud de laquelle commence le bassin versant du chott Ech –Chergui,
- À l'Est, par le sous-bassin d'Oued El Hammam (Macta),
- À l'Ouest, par le bassin de la Tafna et le bassin du côtier oranais central.

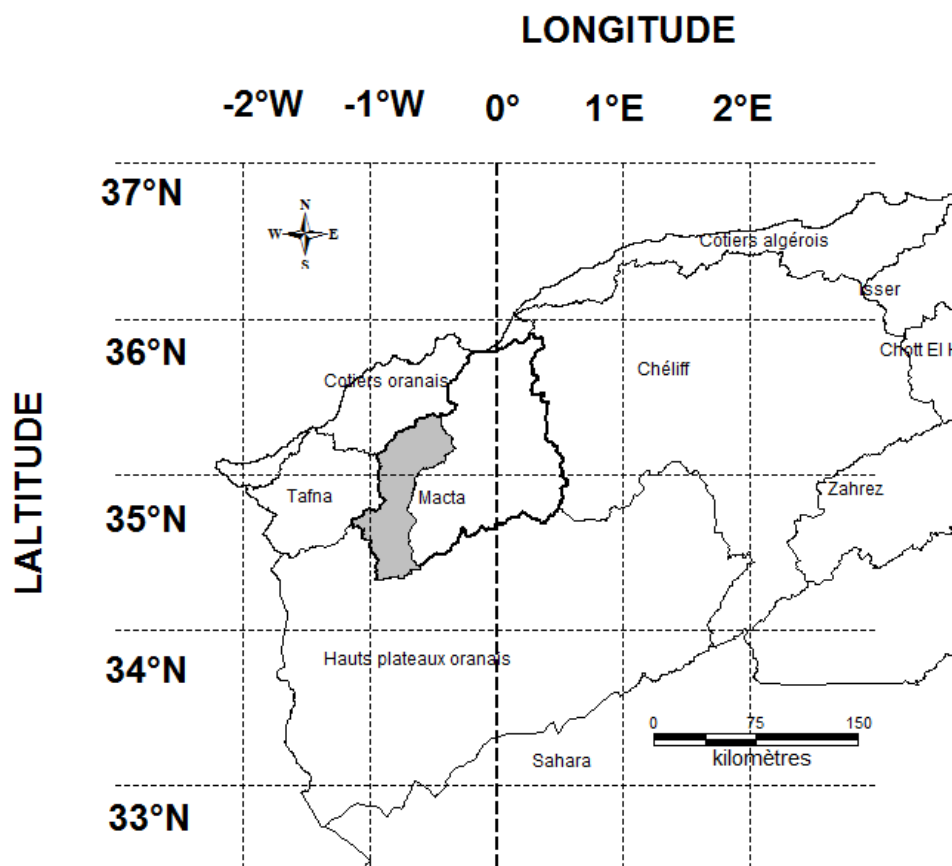


Figure II.1 Situation géographique de la zone d'étude

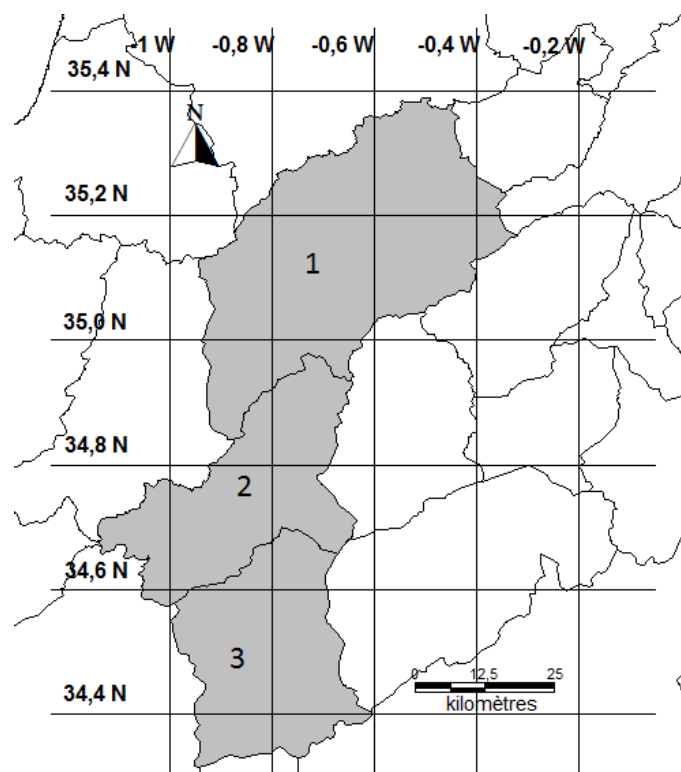


Figure II.2 Les sous-bassin de bassin versant de Mekerra.
1 : Mekerra aval, 2 : Mekerra moyen, 3 : Mekerra amont

II.2 Facteurs physiographiques du bassin versant de Mekerra:

Les facteurs physiographiques jouent un rôle clé dans la compréhension du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. Dans le cas du bassin versant de Mekerra, situé dans le nord-ouest de l'Algérie, ces facteurs influencent à la fois la circulation de l'eau, les processus d'érosion et de sédimentation, ainsi que les stratégies d'aménagement. Le relief, la pente, la géologie, les caractéristiques des sols, le climat et l'occupation du sol constituent un ensemble d'éléments étroitement liés, agissant sur la dynamique naturelle du bassin. Une analyse approfondie de ces composantes s'avère indispensable pour tout projet visant une gestion durable du territoire ou une protection efficace contre les risques hydro géomorphologiques.

II.2.1 Caractéristiques géométriques:

II.2.1.1 La forme du bassin versant :

La configuration géométrique d'un bassin versant est caractérisée par le coefficient de compacité de Gravelius, défini comme le rapport entre le périmètre du bassin et la circonférence d'un cercle ayant la même superficie. Ce coefficient permet d'évaluer la propension au ruissellement, en particulier en situation de crue, en tenant compte du temps de concentration et de la vitesse de montée des eaux. L'indice de compacité de Gravelius a été calculé à l'aide de la formule suivante:

$$K_c = 0,28 \times \frac{P}{\sqrt{A}} \dots\dots\dots(1)$$

Avec :

- A : La surface du bassin versant en km²
- P : Le périmètre du bassin versant en km,
- K_c : L'indice de compacité de Gravelius

Le bassin d'Oued Mekerra s'étend sur une superficie de 3616 Km², avec un périmètre de 415 Km. L'indice de compacité de Gravelius (Tableau II.1) enregistre une valeur de 1,95. Le bassin versant présente une forme globalement allongée, ce qui influence la dynamique des crues.

Par ailleurs, le bassin peut être approximé par une surface rectangulaire équivalente, ayant la même superficie, dont les dimensions caractéristiques permettent une meilleure estimation des paramètres hydrologiques.

La longueur du rectangle équivalent :

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

La largeur du rectangle équivalent :

$$l = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] \dots\dots\dots(3)$$

Le bassin versant de l'Oued Mekerra peut être représenté par un rectangle équivalent dont la longueur est $L = 190,08$ km et la largeur $l = 19,02$ km. Ce rectangle est défini de manière à avoir la même superficie et le même périmètre que le bassin réel.

Le nom du bassin	Superficie	Périmètre	Kc	Rectangle équivalent	
				Longueur	Largeur
	(km ²)	(km)		L (km)	l (km)
le bassin versant de l'Oued Mekerra	3616	415	1,95	190,08	19,02

Tableau II.1 : Les caractéristiques morphologiques du bassin versant de l'Oued Mekerra (la surface, le périmètre, l'indice de compacité)

II.2.2 Caractéristique de relief:

L'influence du relief sur l'écoulement s'explique aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques tels que les précipitations, la température, ou encore la morphologie du bassin varient en fonction de l'altitude. De plus, la pente du terrain joue un rôle déterminant dans la vitesse d'écoulement des eaux.

Le relief est caractérisé à travers différents indices morphométriques où, permettant d'en quantifier l'impact sur le fonctionnement hydrologique du bassin.

II.2.2.1 La courbe hypsométrique :

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique du relief de bassin. Cette courbe représente la répartition altitudinale d'un territoire. Elle représente le pourcentage de la surface du bassin versant situé au-dessus d'une altitude. Elle porte en abscisse le pourcentage de surface cumulée du bassin et en ordonnée l'altitude.

La courbe hypsométrique demeure un outil pratique pour comparer plusieurs bassins entre eux ou les diverses sections d'un seul bassin. Elles peuvent en outre servir à la détermination des altitudes caractéristiques du bassin (altitude moyenne, altitude médiane, altitude maximal et minimal...).

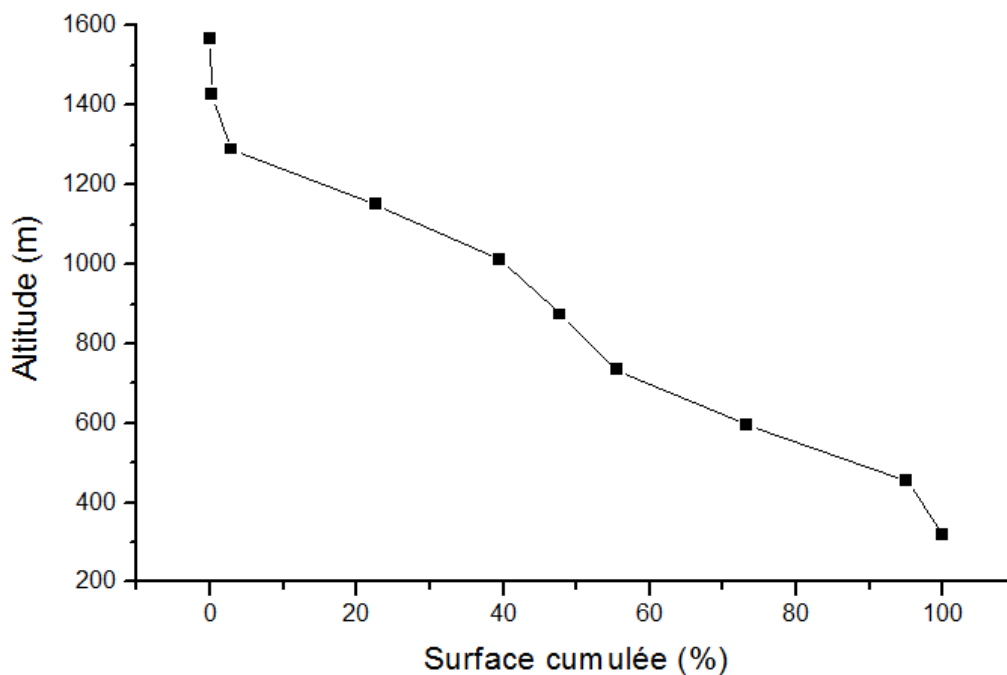


Figure II.3 Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Mekerra

Tranches d'altitudes	A _i (Km ²)	Altitude Moy		A _i cumulées (Km ²)	A _i	A _i %	% A _i cumulés
		h _i (moy)	h _i .A _i				
[1705,98-1567,19]	0,76	1636,6	1236,77	0,76	0,00	0,02	0,02
[1567,19-1428,39]	6,452	1497,8	9663,74	7,21	0,00	0,18	0,20
[1428,39-1289,59]	94,99	1359,0	129090,46	102,20	0,03	2,62	2,82
[1289,59-1150,79]	715,6	1220,2	873167,96	817,80	0,20	19,72	22,54
[1150,79-1011,99]	613,3	1081,4	663216,49	1431,10	0,17	16,90	39,44
[1011,99-873,19]	303,8	942,6	286358,84	1734,90	0,08	8,37	47,81
[873,19-734,391]	276,6	803,8	222328,45	2011,50	0,08	7,62	55,44
[734,391-595,591]	643,8	665,0	428121,21	2655,30	0,18	17,74	73,18
[595,591-456,792]	792,9	526,2	417217,24	3448,20	0,22	21,85	95,03
[456,792-317,979]	180,3	387,4	69845,61	3628,50	0,05	4,97	100,00
	3628,4977		3100246,77				

Tableau II.2 : Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Mekerra

D'après la figure II.3, on remarque que la forme de la courbe hypsométrique a une allure assez régulière, et présente un état d'équilibre. La courbe hypsométrique du bassin versant de Mekerra montre deux parties avec des caractéristiques différentes :

- Entre les altitudes de 1590 m et 1000 m, on observe une chute rapide de la courbe, indiquant une variation faible de l'altitude malgré une superficie relativement importante. Cette configuration suggère un relief marqué par la présence de plateaux situés à haute altitude. Cette zone correspond à la haute Mekerra (figure II.3).
- Entre 1000 m et 300 m d'altitude, la courbe révèle une variation plus progressive de l'altitude avec la surface. Elle traduit un état de maturité du bassin,

caractérisé par un équilibre morphologique. La forte pente observée dans les altitudes basses témoigne de la présence de plaines, notamment la plaine de Sidi Bel Abbès, représentant la basse Mekerra (figure II.3).

II.2.2.2 Les altitudes caractéristiques de la courbe hypsométrique :

L'hypsogramme et la courbe hypsométrique traduisent la répartition des altitudes à l'intérieur du bassin versant et permettent, en outre, de déterminer les altitudes caractéristiques suivantes :

- ♦ **Altitude la plus fréquente** : c'est le maximum de la courbe des fréquences altimétriques ou aussi c'est l'altitude de la plus grande surface élémentaire comprise entre deux courbes de niveau successives.
- ♦ **Altitude de fréquence 50%** : c'est l'altitude correspondant au point d'ordonnée 50% de la courbe hypsométrique.
- ♦ **Altitude de fréquence 5%** : c'est l'altitude correspondant au point d'ordonnée 5% de la courbe hypsométrique.
- ♦ **Altitude de fréquence 95%** : c'est l'altitude correspondant au point d'ordonnée 95% de la courbe hypsométrique (BOUDJEMA, M E., 2023).
- ♦ **L'altitude moyenne** :

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique.

On peut la définir comme suit :

$$H_{Moy} = \frac{\sum A_i \cdot h_i}{A} \dots\dots\dots(4)$$

Avec :

- H_{moy} : altitude moyenne du bassin [m] ;
- A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau [km²] ;
- h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m] ;
- A : superficie totale du bassin versant [km²].

Altitude max =	1705,98	m
Altitude min =	317,979	m
Altitude médiane (50%)=	872,75	m
Altitude moyenne =	854,416	m
Altitude 5% =	1367,54	m
Altitude 95% =	377,95	m
(Dénivelée) D=	1388,001	m

Tableau II.3 : Les altitudes caractéristiques du bassin versant de l’Oued Mekerra

Le bassin versant de l’Oued Mekerra présente une grande variabilité altitudinale, avec une altitude maximale de 1705,98 m et une altitude minimale de 317,979 m, soit une dénivelée de 1388 m. L’altitude moyenne s’établit à 854,416 m, légèrement inférieure à l’altitude médiane de 872,75 m, indiquant une répartition altitudinale légèrement asymétrique.

Les altitudes correspondant aux percentiles 5 % et 95 % présentent respectivement la surface se situe au-dessus de 1367,54 m et au-dessus de 377,95 m (figure II.2 et tableau II.3). La courbe hypsométrique du bassin montre un état d’équilibre au-dessus de 895 m, tandis qu’en dessous de cette altitude, la courbe est caractérisée par une plaine inondable dans la région de Sidi Bel Abbès (SEMARI K., 2016). Ainsi, la diversité altitudinale du bassin influence fortement le régime hydrologique, les processus d’érosion, le ruissellement, le transport des sédiments, et constitue un facteur clé pour la gestion des risques naturels, les aménagements hydrauliques et la planification des usages agricoles ou urbains.

II.2.2.3 La carte hypsométrique de bassin versant de l'Oued Mekerra:

La carte hypsométrique du bassin versant de l'Oued Mekerra a été analysée à l'aide du MapInfo. Il permet de créer à partir du Modèle Numérique de Terrain du bassin versant étudié (MNT), un ensemble de fichiers dérivés (pentes, altitude), utiles à la caractérisation géomorphologique du bassin.

Cette carte permet de visualiser clairement la structure topographique de la région étudiée, avec un gradient altitudinal nord-sud : Le nord est caractérisé par des terrains plats et bas, Le centre est une zone de transition en altitude, Le sud montre des montagnes élevées, représentant une barrière géographique et climatique importante face au désert. Cette répartition influence fortement les écoulements d'eau, la répartition de la végétation, l'occupation du sol et les dynamiques d'érosion/sédimentation dans la région.

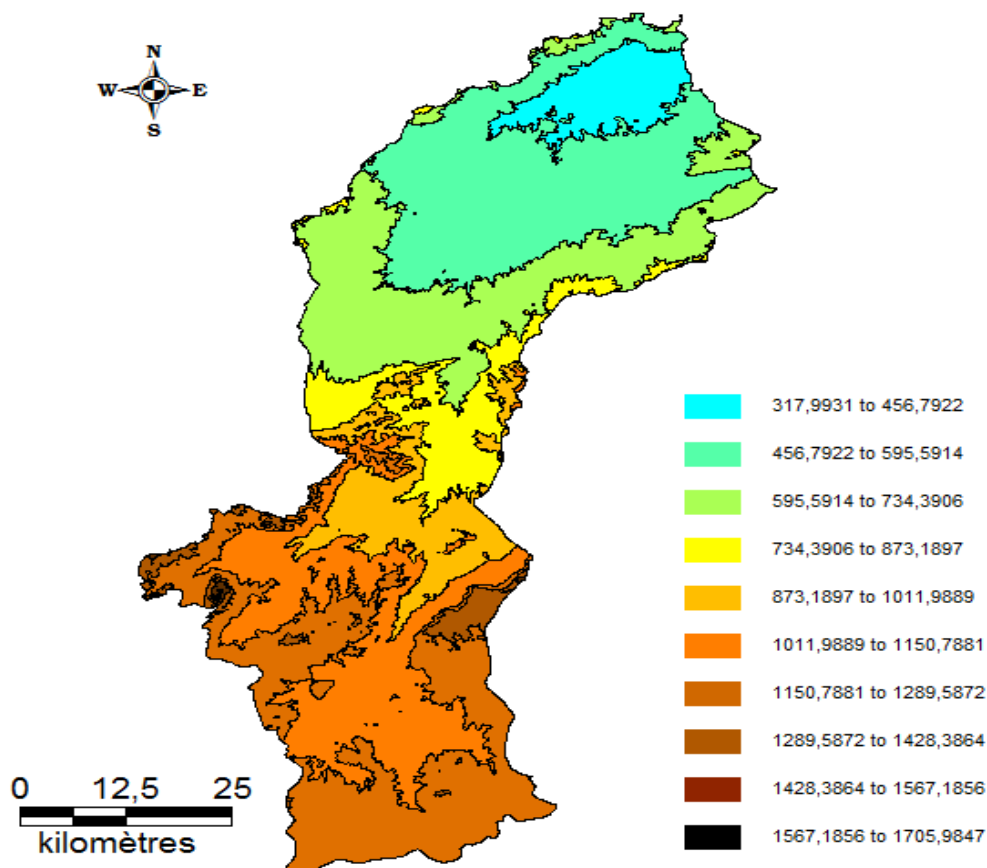


Figure II.4: Carte hypsométrique de bassin versant de l'Oued Mekerra

II.2.2.4 Indices de pente :

La pente topographique constitue un facteur fondamental dans le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. Elle influence directement la dynamique de l'écoulement des eaux, notamment la rapidité du ruissellement, la capacité d'infiltration et l'érosion des sols. En hydrologie, les indices de pente permettent de quantifier et de comparer les inclinaisons du terrain entre différents bassins, facilitant ainsi leur classification selon leur comportement hydrologique. (GOUSMANE A.I., 2022)

a) Indice de pente de Roche Ip :

Roche a proposé un indice de pente simplifié à calculer : l'indice I_p correspond à la moyenne des racines carrées des pentes, mesurées sur le rectangle équivalent du bassin, et pondérées en fonction des surfaces concernées.

$$I_p = L^{-1/2} \cdot \sum \sqrt{a_i \cdot d_i} \dots\dots\dots(5)$$

Avec :

- I_p : Indice de pente
- L : Longueur du rectangle équivalent
- a_i Représente la fraction en % de la surface A comprise entre deux courbes de niveau voisines distantes de $d_i = a_i - a_{i-1}$

Tranches d'altitudes	A _i (Km ²)	A _i cumulées (Km ²)	a _i	(h _i -h _{i-1})	a _i *(h _i - h _{i-1})	Racine (a _i *(h _i - h _{i-1}))
[1705,98-1567,19]	0,76	0,76	0,00	138,79	0,03	0,17
[1567,19-1428,39]	6,452	7,21	0,00	138,80	0,25	0,50
[1428,39-1289,59]	94,99	102,20	0,03	138,80	3,63	1,91
[1289,59-1150,79]	715,6	817,80	0,20	138,80	27,37	5,23
[1150,79-1011,99]	613,3	1431,10	0,17	138,80	23,46	4,84
[1011,99-873,19]	303,8	1734,90	0,08	138,80	11,62	3,41
[873,19-734,391]	276,6	2011,50	0,08	138,80	10,58	3,25
[734,391-595,591]	643,8	2655,30	0,18	138,80	24,63	4,96
[595,591-456,792]	792,9	3448,20	0,22	138,80	30,33	5,51
[456,792-317,979]	180,3	3628,50	0,05	138,81	6,90	2,63
	3628,5					32,41

Tableau II.4 : Les étapes de calcul de la pente de Roche**I_P**= 2,35 m/km =0,235 %**I_P**= 2,35 m/km**b) Indice de pente globale Ig:**

Cet indice, très simple à calculer, est l'un des plus couramment utilisés. Il sert de fondement à l'une des classifications de l'O.R.S.T.O.M. Cependant, comme l'indice de Roche est trop long à déterminer pour des études rapides, un indice encore plus simple a été proposé : la pente globale (GOUSMANE A.I ., 2022)

$$Ig = \frac{D}{L} \dots\dots\dots(6)$$

$$Ig = \frac{H5\% - H95\%}{L} = \frac{1367,54 - 377,95}{190,08} = \frac{989,64}{190,08} = 5,21 \text{ m/km}$$

Avec :

- **D** : La dénivelée ; $D = H_{5\%} - H_{95\%}$, en m.
- **L** : La longueur du rectangle équivalent, en km.

Type de relief	I_g (m/km)
Relief très faible	$I_g < 0,002$
Relief faible	$0.002 < I_g < 0,005$
Relief assez faible	$0.005 < I_g < 0,01$
Relief modéré	$0.01 < I_g < 0,02$
Relief assez fort	$0.02 < I_g < 0,05$
Relief fort	$0.05 < I_g < 0,5$
Relief très fort	$0,5 < I_g$

Tableau II.5 : Classification des reliefs d'après l'ORSTOM

c) Indice de pente moyenne (Ipm) :

La pente moyenne d'un bassin versant est une caractéristique essentielle qui renseigne sur sa topographie et influence directement le ruissellement et le débit de pointe lors d'averses. Elle est définie comme le rapport entre la dénivelée totale du rectangle équivalent et sa longueur.

$$I_{moy} = \frac{D \cdot L}{A} \dots\dots\dots (7)$$

$$D = H_{max} - H_{min} (m) \dots\dots\dots (8)$$

- I_{moy} : pente moyenne du cours d'eau [m/km] ;
- D : la différence d'altitude entre le point le plus éloigné et l'exutoire [m] ;
- L : longueur du cours d'eau principal [km], $L=115$ km (SEMARI K., 2016)
- A : Superficie totale du bassin versant (km²).

$$\Rightarrow I_{pm} = 44,14 \text{ m/Km}$$

L'analyse des différents indices de pente du bassin versant permet de caractériser sa morphologie et son comportement hydrologique. L'indice de pente de roche (I_p), d'une valeur de 2,35 m/km, indique que le relief est modérément incliné. Cette pente modérée favorise un écoulement relativement lent et une infiltration progressive de l'eau, limitant ainsi les phénomènes d'érosion intense.

L'indice de pente globale (I_g) est enregistrée une valeur de 5,21 m/km. Cette valeur relativement élevée traduit une forte différence d'altitude entre le point le plus haut et le point le plus bas du bassin, ce qui reflète un potentiel énergétique important en cas de ruissellement concentré, notamment dans les pentes marquées ou en amont du bassin. Enfin, l'indice de pente moyenne (I_{pm}), qui atteint 44,14 m/km, fournit une estimation réaliste de la pente générale en tenant compte des différentes surfaces altimétriques. Cette valeur confirme la dominance de pentes modérées sur l'ensemble du bassin.

En résumé, la combinaison de ces trois indices montre que le bassin possède un relief globalement équilibré, avec une dynamique hydrologique relativement stable et un risque érosif modéré à localement plus marqué selon les secteurs topographiques.

II.2.3 Caractéristiques Hydrographiques du bassin versant :

Le réseau hydrographique désigne l'ensemble des cours d'eau, qu'ils soient naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui contribuent à l'écoulement des eaux. Il constitue l'une des caractéristiques fondamentales d'un bassin versant.

La morphologie et l'organisation d'un réseau hydrographique dépendent de plusieurs facteurs déterminants, parmi lesquels :

- la géologie (structures plissées, nature du substrat, failles, etc.) ;
- les conditions climatiques (taux d'humidité, régime des précipitations...) ;
- la topographie, notamment la pente des terrains ;
- l'impact des activités humaines ;

II.2.3.1 Modèle de drainage:

Les principaux affluents de Oued Mekerra sont : oued Touifza, oued Tadjmount, oued Faid Et Taga, oued Mzi, oued Sekhana, oued El Khetoua, oued Ras El Ouidiane, oued Farat ezziét, oued Smar, oued Mouzen et oued Mellah.

L'ordre des cours d'eau du sous bassin de l'oued Mekerra varie entre 1 et 6. Le cours d'eau principal d'ordre 6 porte le nom de oued Mekerra, il est contrôlé par trois principales stations hydrométriques: station de Sidi Bel Abbès, de Sidi Ali Benyoub et de Hacaiba (figure II.5).

Le nombre des segments de cours d'eau d'ordre 1 du sous bassin de l'oued Mekerra est de 2401, une valeur importante qui augmente le coefficient de torrentialité. Les observations menées sur les cours d'eau d'ordre 1 à 6 du sous bassin de l'oued Mekerra vérifient la règle suivante:

Le nombre de segments d'ordre successivement croissant ainsi que leurs longueurs cumulées tendent à former une progression géométrique inverse. Par contre, leurs longueurs moyennes tendent à former une progression géométrique directe (Figure II.6). Le logarithme népérien de R_c , R_L et R_l , est égale à la valeur absolue de la pente de chaque droite trouvée par le modèle de drainage (SEMARI K., 2016).

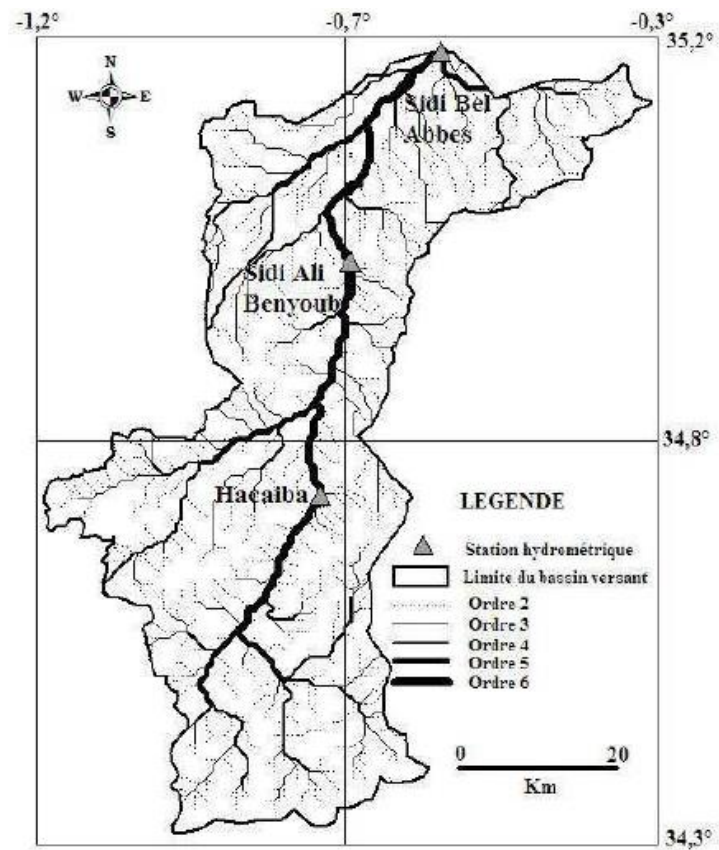


Figure II.5: Hiérarchisation du réseau hydrographique du sous bassin versant de l'oued Mekerra (SEMARI K., 2016)

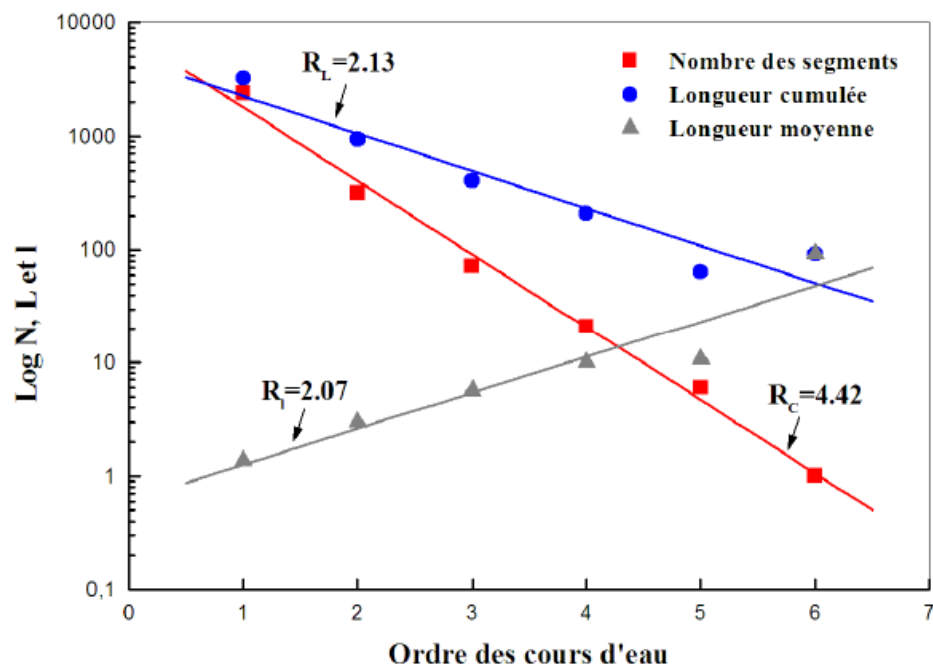


Figure II.6: Modèle de drainage du sous bassin versant de l'Oued Mekerra, (SEMARI K., 2016)

II.3 Géologie :

Le centre de la plaine de Sidi Bel Abbès est une cuvette à substratum Argilo-Marneux, gris et vert, daté du Miocène ou du pliocène. Les monts plissés du Tessala sont allongés du Sud-Est au Nord-Est avec une ossature crétacée et un recouvrement tertiaire très épais. Les monts de Tlemcen et de Saida sont formés en presque totalité de matériaux jurassique moyen et supérieur et crétacé inférieur et moyen. Le prolongement de Beni-Chougrane, par la série de Bouhanifia, atteint l'extrémité orientale de la plaine de Sidi Bel Abbès. Dans la vallée ; on observe un important remblaiement argileux-sableux quaternaire. (SEMARI K., 2016)

Le bassin versant de l'oued Mekerra présente différents aspects géologiques :

- Au Nord, à l'Est et au Sud - Est, de multiples collines marneuses et marno – gréseuses culminent entre 600 et 900 m (Djebel Ténira),
- Au Sud, d'importants massifs calcaires sont coiffés de sommets dépassant les 1000 mètres (Djebel Es Seigaa),
- Au Nord - Ouest des sommets calcaires atteignent environ 800 mètres (Djebel Kerroucha).

Les monts de Tessala constituent la bordure septentrionale du bassin versant. C'est une chaîne de reliefs, allongés en direction Sud - Ouest, Nord - Est, très plissés à ossature crétacés et à recouvrement tertiaire très épais.

La plaine de Sidi Bel Abbès occupe presque un tiers de la surface totale du bassin et située dans sa partie Nord, c'est une vaste cuvette à substratum argilo - marneux imperméable du Miocène et du Pliocène inférieur, et comblée de sédiments détritiques provenant de la désagrégation des reliefs environnants.

La bordure Sud de la plaine est constituée par les monts de Tlemcen - Saida, formés en totalité par les terrains secondaires du Jurassique moyen et supérieur et du crétacé inférieur. La bordure Ouest du bassin versant de la Mekerra a l'aspect d'une colline encroûtée formée de matériaux Plio - Quaternaires subhorizontaux. Alors que la bordure Est correspond à la topographie élevée des terrains Plio - Quaternaires et Pliocène. (SEMARI K., 2016)

II.4 Couvert végétal :

Dans le bassin de la Mekerra, les aires d'irrigation sont localisées principalement dans la plaine de Sidi Bel Abbès et celle de Sfisef. Les cultures pratiquées sont dominées par des cultures maraîchères et quelques vergers d'arbres fruitiers. Les forêts, les maquis et les broussailles occupent pratiquement toute la bande des monts situés dans la zone de la haute Mekerra (SEMARI K., 2016)

Seule une partie du sous bassin versant (19 %) est couvert de forêts, principalement au niveau des massifs montagneux de la région comprise entre Hacaiba et Moulay Slissen et peut s'étendre jusqu'à Sidi Ali Benyoub. Ces forêts sont constituées essentiellement de pins d'Alep, et de chênes verts. Cette faible couverture forestière n'assure pas une bonne régularisation des débits des cours d'eau dans notre sous bassin.

Près de 80 % du bassin est principalement occupé par des cultures céréalières (à l'amont de Ras El MA). Entre Ras el Ma et Hacaiba, où l'Alfa couvrait par le passé des surfaces importantes, a été remplacé ses dernières décennies par des cultures céréalières (SEMARI K., 2016)

Entre Sidi Ali Benyoub et Sidi Bel Abbès, dans la plaine de la Mekerra, où les cultures céréalières sont en général associées à des cultures secondaires de types vergers ou oliveries (HALLOUCHE. B, 2007).

Chapitre III :

Analyse statistique des données pluviométriques

III.1 Données disponibles :

Cette étude se base sur les données fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH) d'Oran. Nous avons sélectionné cinq stations pour mesurer les précipitations, réparties assez régulièrement dans le bassin versant de Mekerra aval. (tableau III.1 et figure III.1)

N°	Nom de la station	Code	Coordonnées		Altitude (m)	Période d'observation
			X(km)	Y(km)		
1	Ain El Berd	110315	208,4	234,3	492	1974-2012
2	Sidi Bel Abbès	110305	199,1	219,7	485,0	1974-2023
3	Tessala	110313	183,8	221,6	580,0	1974-2011
4	Lamtar aval	110310	185,2	205,3	576,0	1974-2011
5	Hassi Daho	110309	204,8	204,1	630,0	1974-2010

Tableau III. 1 : Liste des stations pluviométriques retenues

III .2 Le choix de période d'étude :

La figure ci-dessous illustre la période d'observation des précipitations pour les stations d'Ain El Berd, de Sidi Bel Abbès, de Tessala, de Lamtar Aval et d'Hassi Daho. La couleur bleu sombre illustre les enregistrements de précipitations (présence de donnée), tandis que la couleur blanche présente les absences de données (lacune).

On note une continuité quasi intégrale des enregistrements de 1974 à 2010. Depuis 2010, certaines stations présentent des manques de données. Pour cette raison nous avons choisi la période d'étude entre 1974 et 2010 (figure III.2).

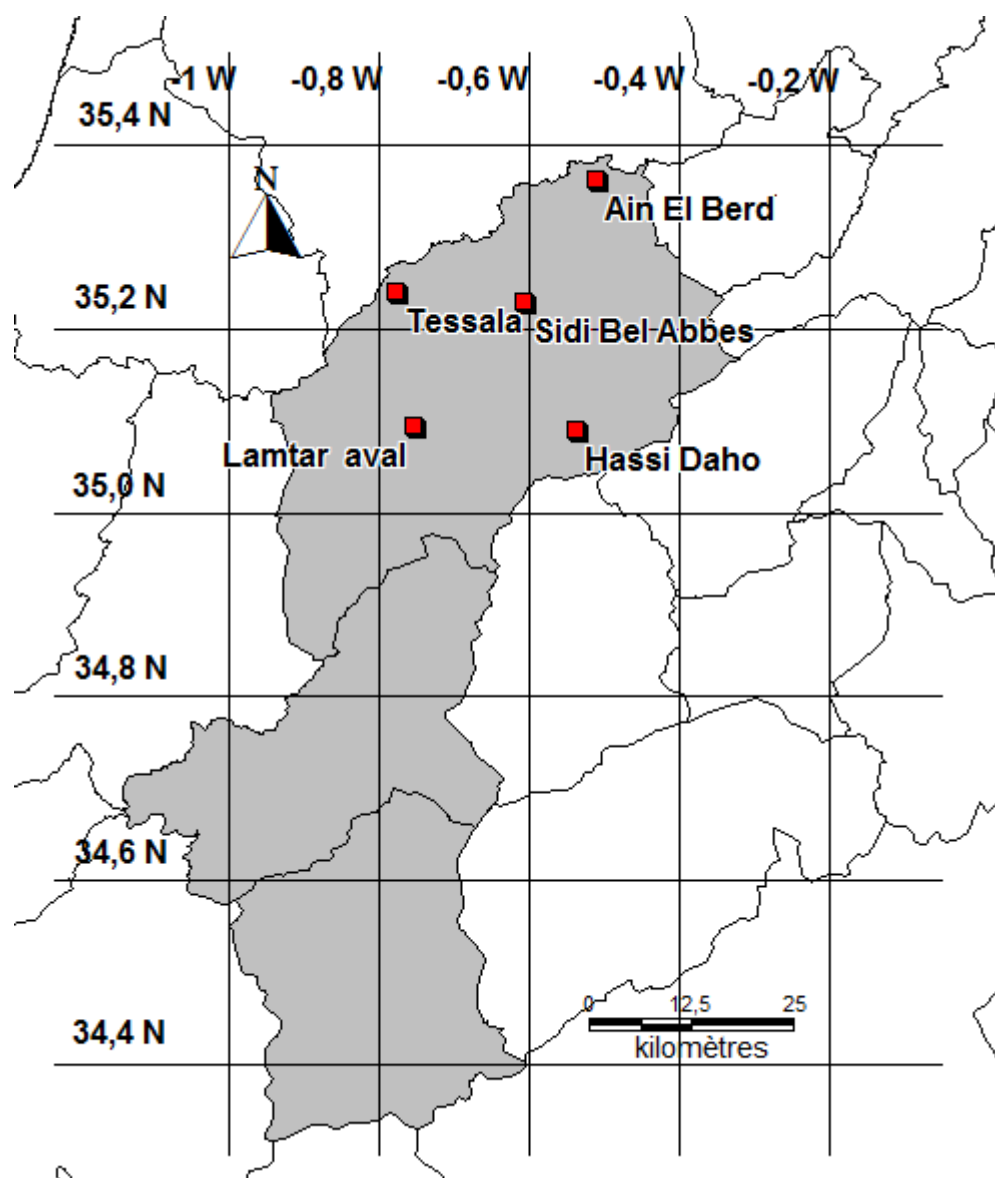


Figure III.1 : Localisation des stations pluviométriques retenues

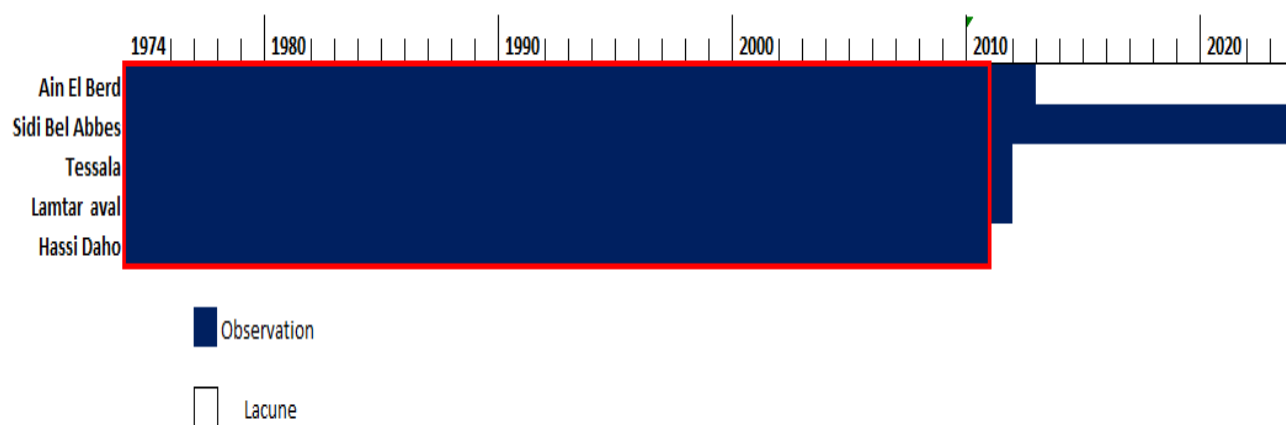


Figure III.2 : Période d'observation des stations pluviométriques annuelles

III .3 Précipitations moyennes mensuelles :

La répartition des précipitations moyennes mensuelles désigne la manière dont les pluies répartissent au cours des différents mois de l'année. Cette répartition permet d'identifier les saisons humides et sèches.

III .3.1 Station d'Ain El Berd :

La figure III. 3, montre l'histogramme des précipitations moyennes mensuelles entre 1974 et 2012. Les pluies maximales enregistrées dans la station d'Ain El Berd, dépassant les 55 mm pendant les mois de janvier et novembre. On note des pluies modérées, variant de 40 à 45 mm, au cours des mois de décembre, février, mars et avril. Cependant, on note une faible quantité de pluie en mai (26,5 mm) et en septembre (11 mm). Les mois de juin, juillet et août sont quasiment secs, avec une absence quasi totale de précipitations (figure III.3).

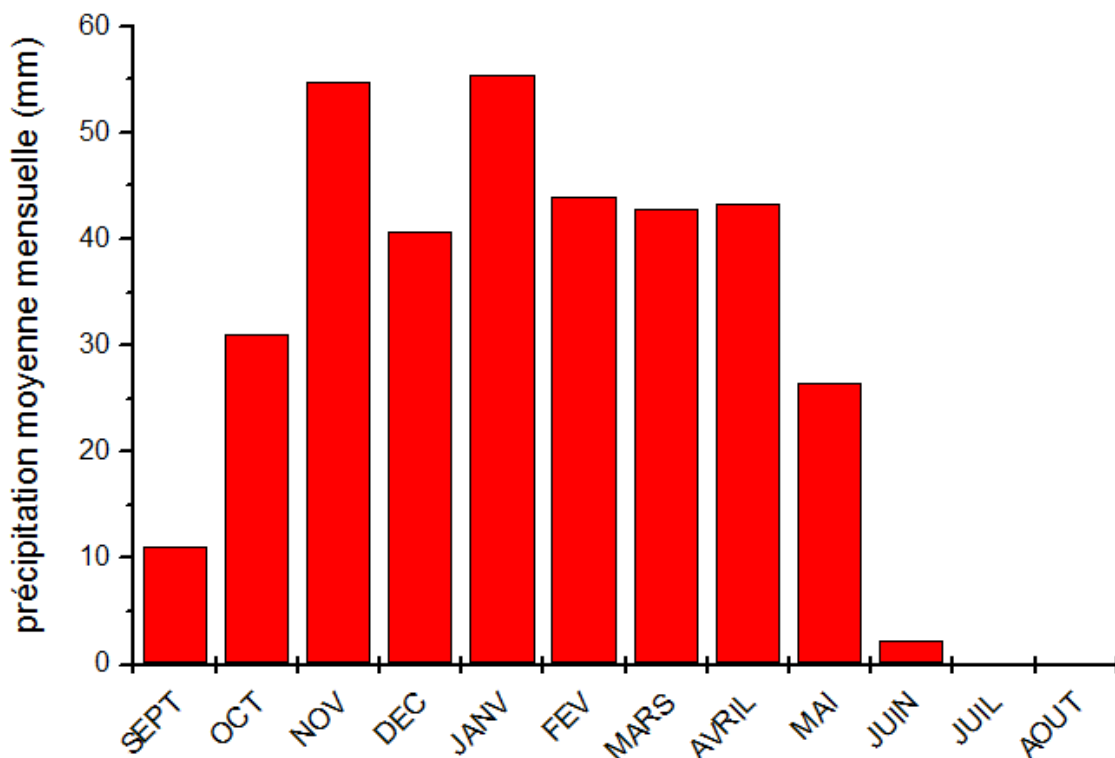


Figure III.3 : Évolution mensuels des précipitations à Ain El Berd (1974-2012)

III .3.2 Station de Sidi Bel Abbes :

Dans cette station le mois de Novembre est le plus arrosé, avec près de 48,97 mm de précipitations. On remarque également des précipitations importantes en décembre, janvier, février et mars, avec des valeurs qui oscillent entre 38 et 42 mm (figure III.4).

Les mois d'octobre et avril enregistrent des précipitations modérées (environ 28 mm), tandis que mai présente une chute notable. Les mois de juin à août sont quasiment secs, avec des précipitations inférieures à 7 mm, voire absentes en juillet.

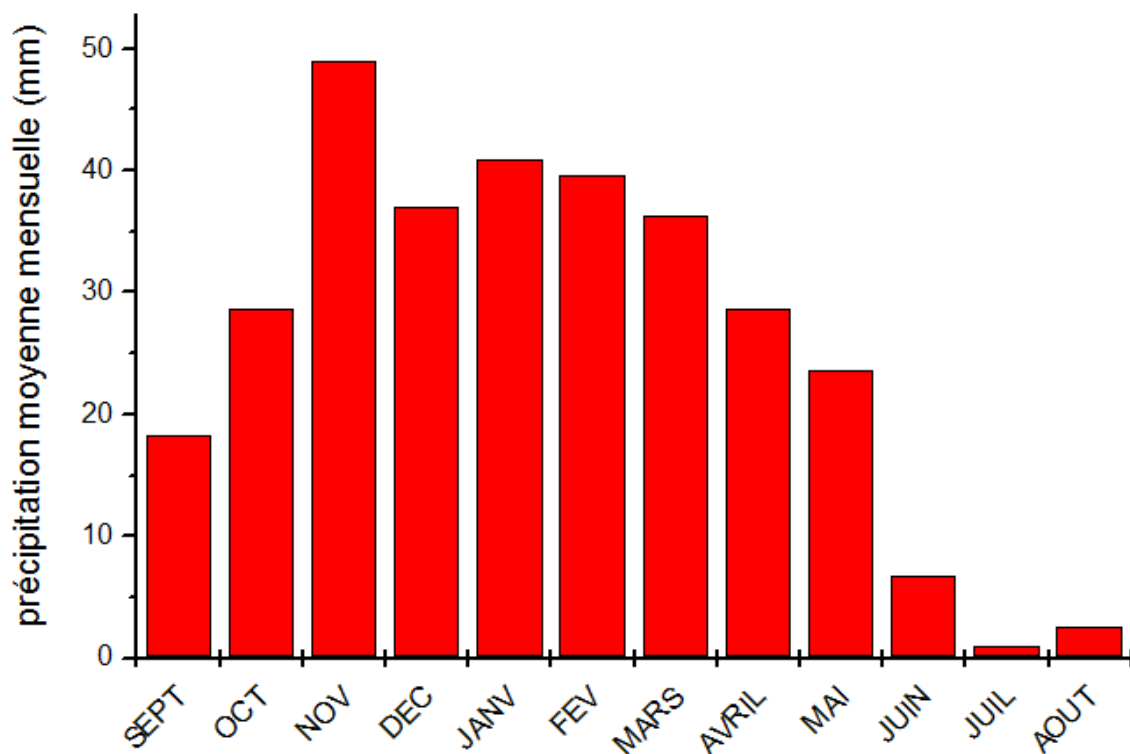


Figure III. 4 : Évolution mensuels des précipitations à Sidi Bel Abbes (1974-2023)

III .3.3 Station de Tessala :

Dans la station de Tessala, le mois de janvier est enregistré le plus grand nombre d'épisodes de pluie, avec des pluies qui dépassent souvent les 50 mm. Et par la suite, on retrouve les mois de novembre et février (figure III.5).

Les niveaux qui excèdent également les 39 mm, sont fréquemment élevés en décembre, février et mars. Du mois d'avril à août, on observe une baisse progressive des volumes de pluie qui deviennent presque nulles pendant l'été, de juin à août, avec des mois presque dépourvus de toute précipitation.

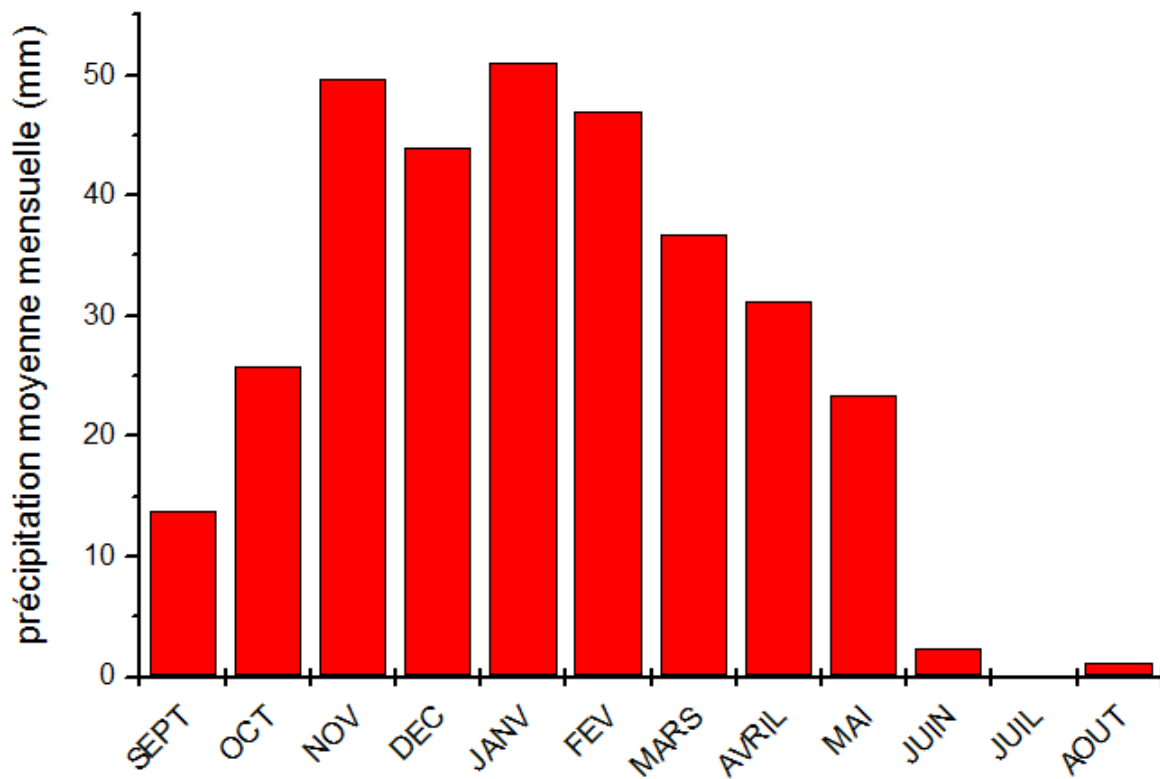


Figure III.5 : Évolution mensuels des précipitations à Tessala (1974-2011)

III .3.4 Station de Lamtar aval :

D'après la Figure III.6, le mois de février se distingue comme le plus arrosé, avec une moyenne de précipitations avoisinant les 47 mm. Les mois de janvier, décembre et novembre enregistrent également des niveaux élevés de pluie, variant entre 39,1 et 41,3 mm. En revanche, les précipitations diminuent en mai et avril, avec des valeurs situées autour de 25 mm et 27 mm.

Les mois de juin et août présentent des cumuls pluviométriques faibles et comparables, oscillant entre 5 et 8 mm. Juillet, quant à lui, se caractérise par des précipitations quasi nulles, affichant des niveaux extrêmement bas.

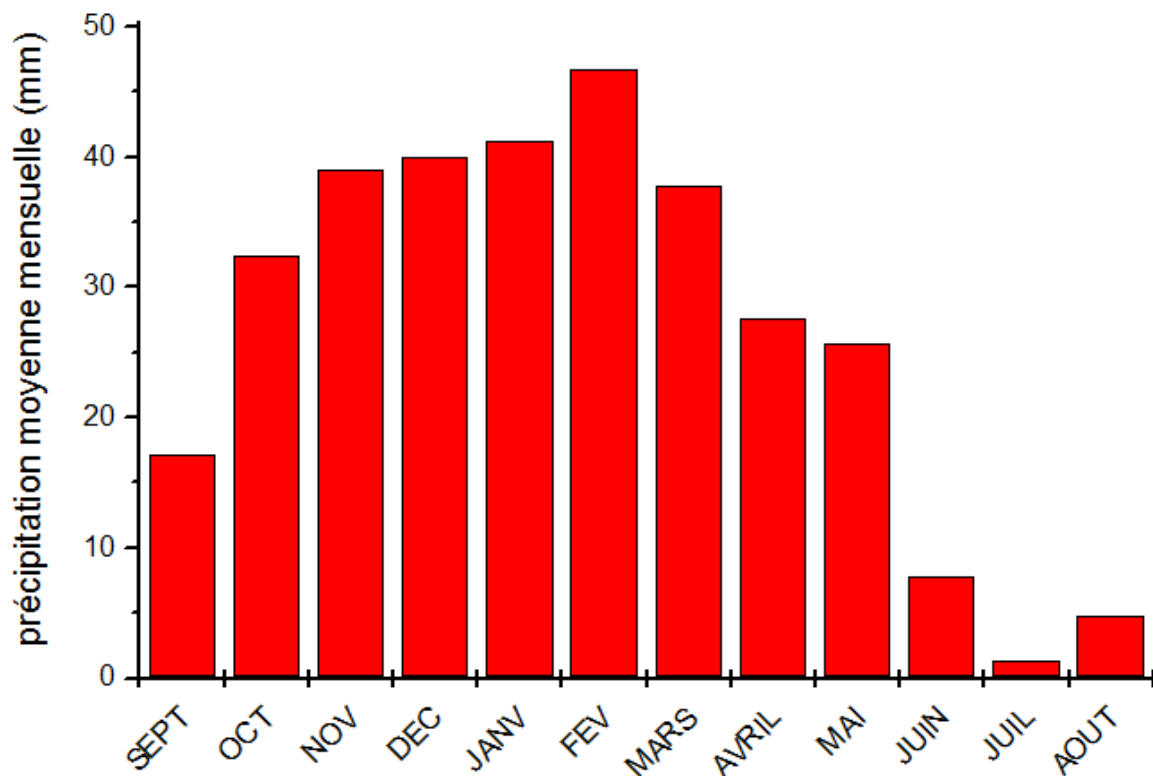


Figure III. 6: Évolution mensuels des précipitations à Lamtar aval (1974-2011)

III .3.5 Station de Hassi Daho

À la dernière station étudiée, les mois de novembre, janvier et février représentent la période la plus humide, avec des précipitations maximales atteignant 39 mm chacun, suivis de mars qui enregistrent environ 36,6 mm. Des quantités importantes de pluie sont également relevées en octobre, décembre et avril.

À partir du mois de mai, les précipitations commencent à diminuer progressivement, annonçant le début de la saison sèche. Les mois estivaux, tels que juin, juillet et août, se caractérisent par précipitation très faible (inférieur à 4 mm). (Figure III.7).

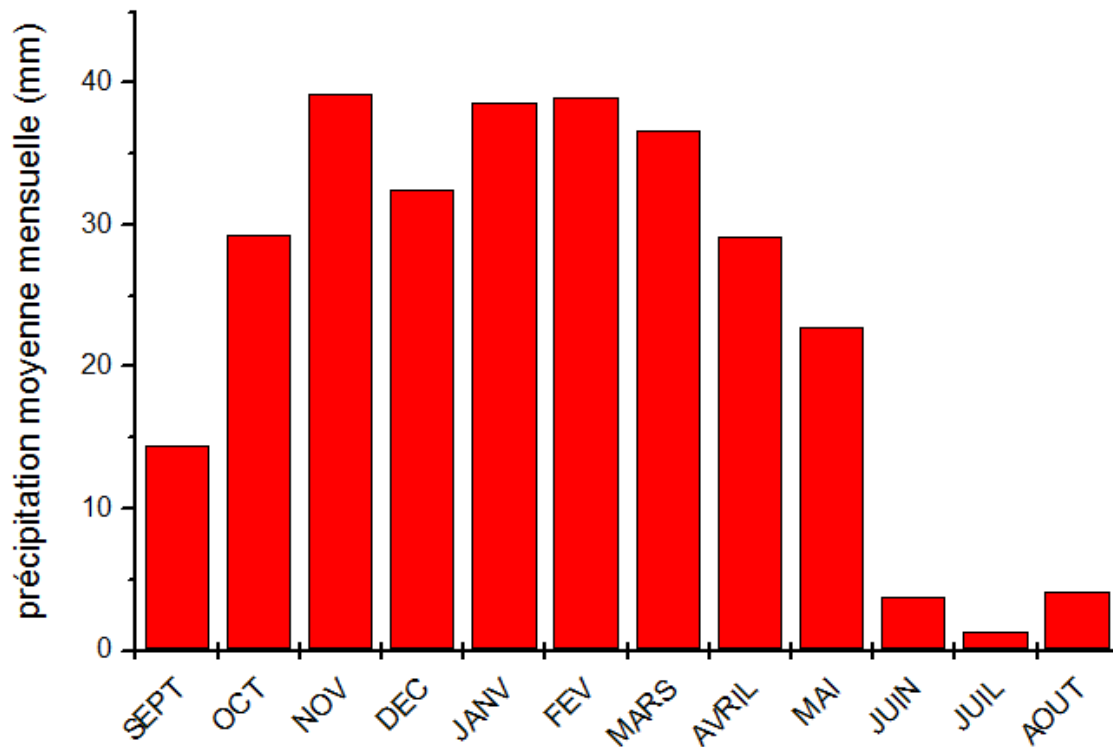


Figure III. 7 : Évolution mensuels des précipitations à Hassi Daho (1974-2010)

III.4 Caractéristiques statistiques des pluies annuelles de 1974 à 2010:

Le tableau III.2, présente les caractéristiques statistiques des précipitations annuelles enregistrées entre 1974 et 2010 dans cinq stations. La station d'Ain El Berd enregistre la moyenne pluviométrique la plus élevée (338,92 mm) mais aussi la plus forte variabilité, avec un écart type de 128,46 mm et un coefficient de variation de 37,90 %, indiquant une forte irrégularité des précipitations.

En revanche, Sidi Bel Abbès et Lamtar aval présentent des moyennes plus faibles (respectivement 310,5 mm et 322,75 mm) avec des coefficients de variation relativement bas (28,38 % et 28,23 %), traduisant une distribution plus stable des pluies. La station de Tessala affiche une moyenne de 328,15 mm, avec une variabilité modérée (CV = 32,08 %).

Enfin, Hassi Daho se distingue par la moyenne la plus faible (290,96 mm) et un niveau de variabilité intermédiaire (CV = 31,76 %). Globalement, les précipitations varient à la fois en quantité et en régularité selon les stations, avec des années particulièrement humides en 2008 et des minima remarquables en 1996 et 1979 selon la station.

Station	Moyenne (mm)	Médiane (mm)	Max (mm)	Min (mm)	Ecart type (mm)	CV %
Ain El Berd	338,92	326,4	674,9 (2008)	81 (1979)	128,46	37,90
Sidi Bel Abbes	310,5	301,5	586,6 (2008)	148 (1992)	88,14	28,38
Tessala	328,15	301,8	611,7 (1974)	182,6 (1996)	105,30	32,08
Lamtar aval	322,75	317,7	584,5 (2008)	163,6 (1996)	91,13	28,23
Hassi Daho	290,96	283,6	585,6 (2008)	72,1 (1996)	92,41	31,76

Tableau III. 2 : Caractéristiques statistiques des pluies annuelles (1974-2010)

III .5 Caractéristiques statistiques de pluies mensuelles :

III .5.1 Station d'Ain El Berd :

Le tableau III.8, présente les statistiques des précipitations mensuelles à la station d'Aïn El Berd sur la période 1974-2010. Il en ressort que la période humide s'étend principalement de novembre à mars, avec des moyennes mensuelles dépassant les 40 mm, culminant en janvier (54,65 mm), suivi de février et mars (43,19 mm chacun). Novembre enregistre la moyenne la plus élevée (48,12 mm) et également le maximum mensuel absolu (220,2 mm), ce qui traduit une forte variabilité. Les écarts types les plus importants sont observés entre novembre et mars, traduisant une forte irrégularité des pluies durant cette période.

En revanche, les mois d'été, notamment juillet (0,05 mm) et août (0,33 mm), enregistrent des précipitations quasi nulles, confirmant une saison sèche marquée. Avril, mai et octobre apparaissent comme des mois de transition, avec des moyennes modérées. Cette répartition illustre un régime pluviométrique typiquement méditerranéen, caractérisé par des hivers humides et des étés secs.

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout
Moyenne	11,64	28,29	48,12	41,61	54,65	43,19	43,19	37,46	27,98	2,41	0,05	0,33
Médiane	3,70	20,10	35,50	32,20	35,90	38,10	29,70	28,20	17,30	0,00	0,00	0,00
Max	59,60	126,2	220,2	182,6	158,0	108,10	169,40	226,7	137,80	28,10	1,30	6,50
Min	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ecart type	16,41	32,37	45,54	36,24	47,01	31,74	45,81	41,08	34,60	6,31	0,24	1,12

Tableau III. 3 : Les caractéristiques statistiques de pluies mensuelles d'Ain El Berd (1974-2010)

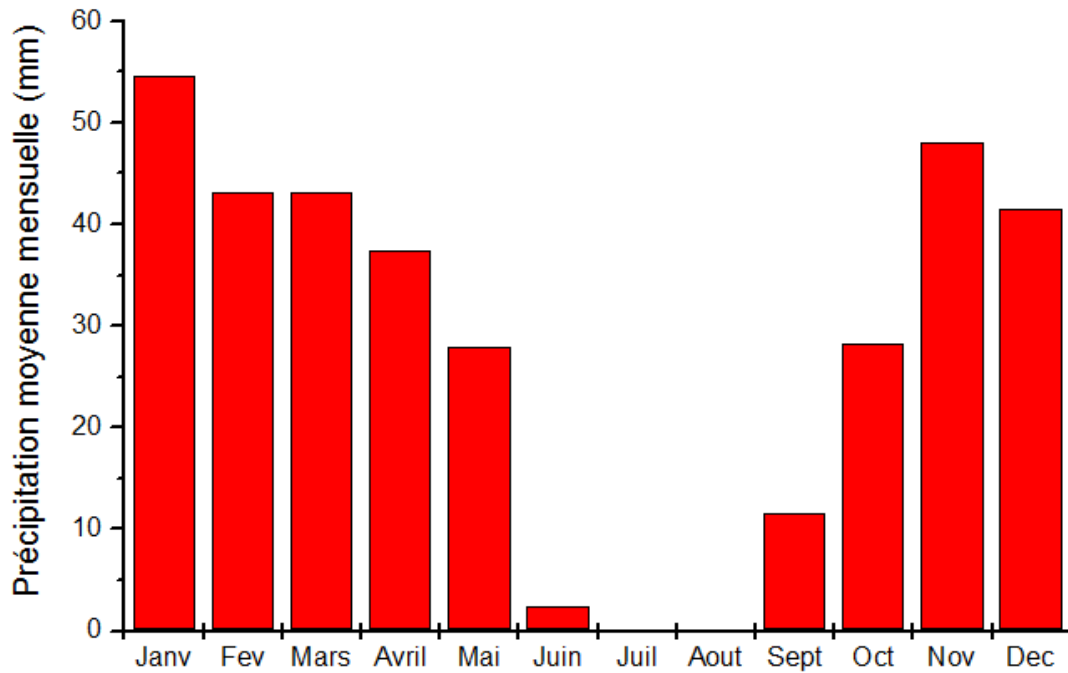


Figure III.8 : Évolution mensuelle des précipitations moyennes à Ain El Berd
(1974-2010)

III .5.2 Station de Sidi Bel Abbes :

Les caractéristiques statistiques de la station de Sidi Bel Abbes sont présentés dans le tableau III.4, où l'on constate que les mois de novembre (46,34 mm), février (41,95 mm) et janvier (37,24 mm) présentent des moyennes pluviométriques les plus importantes. Cela suggère que l'automne et l'hiver sont les périodes les plus pluvieuses de l'année. En revanche, les mois d'été, à savoir juin, juillet et août, sont particulièrement arides, avec des moyennes extrêmement faibles, surtout en juillet où elle atteint seulement 1,36 mm.

Les valeurs maximales indiquent le potentiel d'événements de pluie remarquables, notamment en octobre (155,70 mm) et novembre (186,4 mm).

L'écart type élevé en automne et en hiver (par exemple, 36,02 mm en novembre) reflète une forte variabilité interannuelle, tandis qu'il est beaucoup plus faible en été, illustrant des conditions sèches stables (figure III.9). Ainsi, Sidi Bel Abbes connaît un climat dominé par des hivers humides, des étés secs et une grande irrégularité des précipitations.

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout
Moyenne	18,47	30,96	46,34	34,20	37,24	41,95	35,16	29,18	26,61	6,01	1,36	3,02
Médiane	14,50	17,50	36,90	32,70	32,00	31,50	20,30	26,90	21,60	1,00	0,00	0,00
Max	97,00	155,70	186,4	99,10	113,50	132,0	124,8	112,60	106,50	57,70	18,00	23,70
Min	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ecart type	21,63	33,48	36,02	23,73	28,72	34,28	32,40	23,85	26,26	11,79	3,69	5,49

Tableau III.4 : Caractéristiques statistiques de pluies mensuelles de Sidi Bel Abbes
(1974-2010)

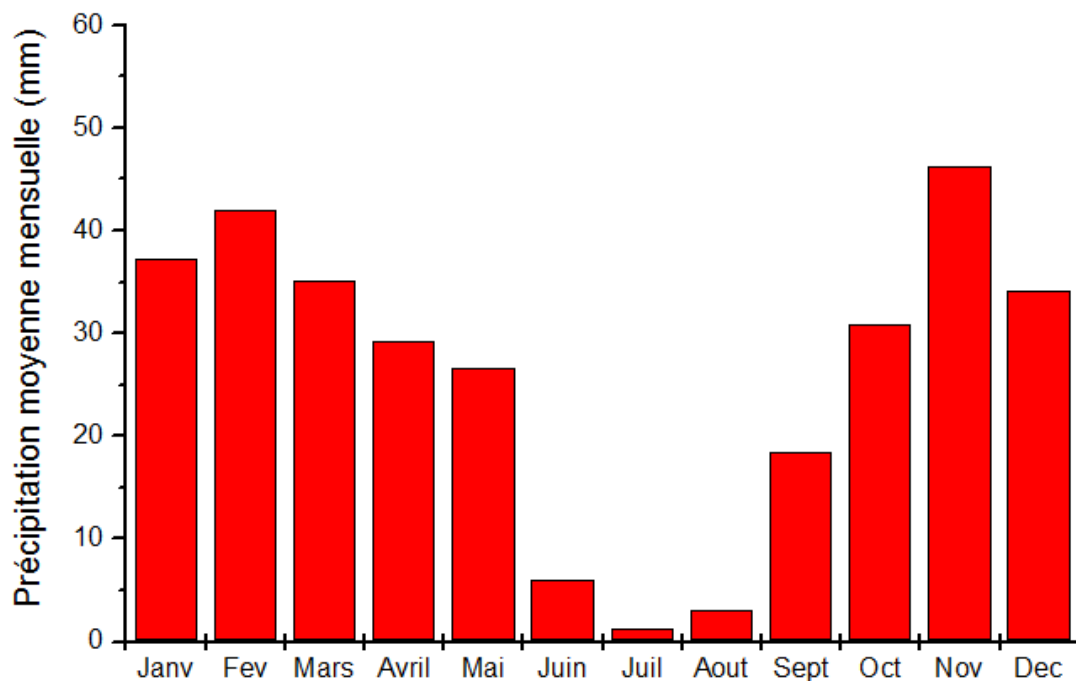


Figure III.9: Évolution mensuelle des précipitations moyennes à Sidi Bel Abbes
(1974-2010)

III .5.3 Station de Tessala:

L'analyse des données montre que la majorité des précipitations à Tessala se produisent en automne et en hiver, avec les valeurs les plus importantes notées en janvier (52,25 mm), novembre (48,35 mm) et février (46,42 mm). Les mois d'été, en particulier juillet (0,03 mm) et août (1,20 mm), sont quasiment dépourvus de pluie.

Effectivement, des valeurs maximales considérables ont été enregistrées, comme par exemple 353,70 mm en décembre, ce qui illustre la possibilité d'événements de précipitations significatifs. Durant les mois d'été, la variabilité est faible et les écarts types sont minimaux. Habituellement, la région de Tessala subit des automnes et des hivers humides accompagnés de possibles tempêtes sévères, tandis que ses étés sont marqués par une grande sécheresse (figure III.10)

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout
Moyenne	14,07	25,86	48,35	44,67	52,25	46,42	37,52	31,25	24,08	2,46	0,03	1,20
Médiane	4,00	12,40	37,90	28,80	40,00	30,80	21,50	24,00	20,00	0,00	0,00	0,00
Max	85,30	123,0	177,10	353,70	167,10	158,0	189,80	112,50	89,40	28,60	1,00	17,50
Min	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ecart type	20,01	29,68	37,06	61,96	45,12	39,64	43,87	27,65	23,18	6,68	0,16	4,02

Tableau III.5 : Caractéristiques statistiques de pluies mensuelles de Tessala

(1974-2010)

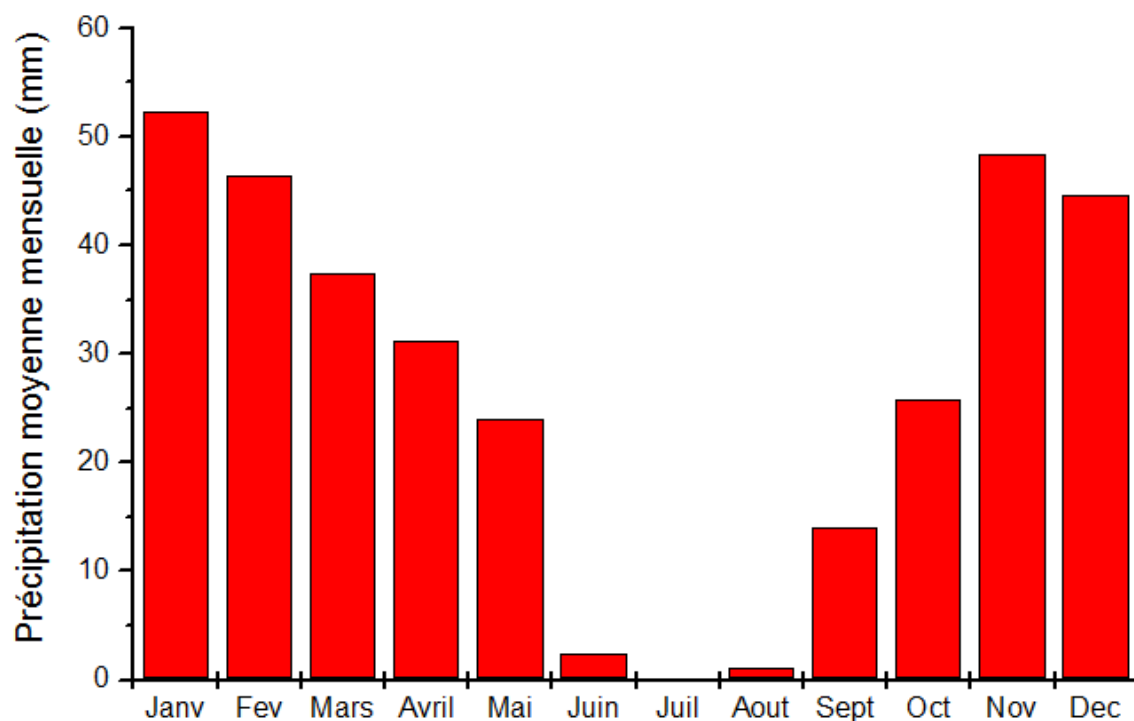


Figure III.10: Évolution mensuelle des précipitations moyennes à Tessala

(1974-2010)

III .5.4 Station de Lamtar aval :

L'analyse de tableau III.6 illustre que la majorité des pluies à la station de Lamtar aval se produisent durant l'automne et l'hiver, avec des pics en février (45,26 mm), janvier (41,58 mm) et novembre (38,77 mm). En revanche, l'été est caractérisé par des précipitations très faibles, surtout en juillet (1,38 mm) et en août (4,89 mm).

On observe des valeurs maximales remarquables des précipitations, atteignant des niveaux tels que 161,10 mm en novembre et 155,30 mm en octobre, signalant la possibilité d'événements de pluie d'une forte ampleur.

Un écart-type significatif, particulièrement en octobre (38,45 mm) et mars (32,85 mm), indique une grande fluctuation interannuelle des précipitations, alors que cette fluctuation est nettement moindre durant l'été. Dans l'ensemble, le climat de Lamtar aval est caractérisé par des saisons humides durant l'automne et l'hiver, et une sécheresse prononcée en été.

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout
Moyenne	17,63	32,94	38,77	40,21	41,58	45,26	38,41	27,18	26,40	8,10	1,38	4,89
Médiane	13,4	21,9	33,3	33,5	44,4	37,8	30	22	19,1	0,4	0	0
Max	69,90	155,3	161,10	128,70	144,10	121,30	132,70	98,40	90,20	74,60	16,40	48,40
Min	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ecart type	19,65	38,45	29,61	30,42	32,75	33,85	32,85	22,94	25,01	15,85	3,76	10,71

Tableau III.6: Caractéristiques statistiques de pluies mensuelles de Lamtar aval
(1974-2010)

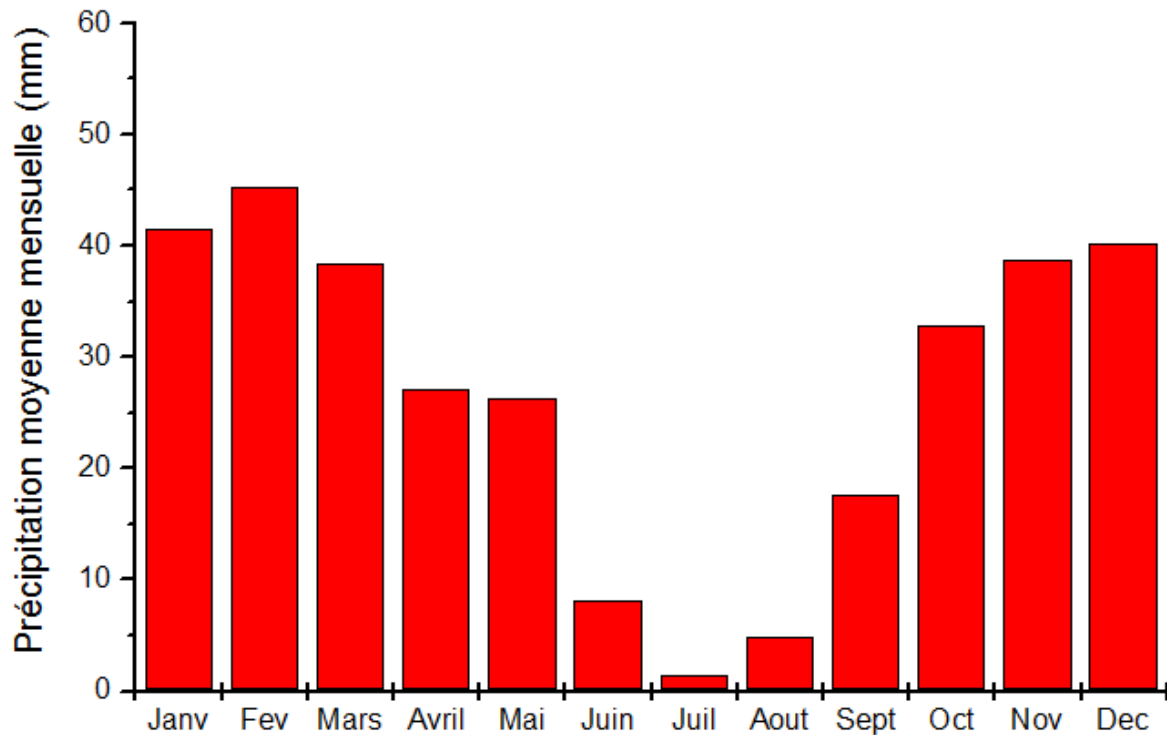


Figure III.11: Évolution mensuelle des précipitations moyennes à Lamtar aval (1974-2010)

III .5.5 Station de Hassi Daho :

À la station de Hassi Daho, on note une humidité marquée en janvier (38,67 mm), février (39,03 mm), mars (36,63 mm) et novembre (39,17 mm), tandis que les mois d'octobre et décembre présentent aussi des quantités considérables de précipitations. Toutefois, l'été se distingue par son extrême sécheresse, affichant des taux d'humidité particulièrement bas, notamment en juillet (1,36 mm) et juin (3,78 mm). Les moyennes, souvent inférieures aux médianes, mettent en évidence une distribution asymétrique.

Les totaux de précipitations les plus importants enregistrent des valeurs extrêmes significatives, atteignant 170,30 mm en novembre et 161,40 mm en décembre, soulignant le potentiel d'événements à grande échelle. Il est évident que l'écart type est plus élevé pendant l'automne et l'hiver, ce qui indique une forte variabilité interannuelle. Cependant, pendant l'été, la variabilité est faible, affichant des écarts-types très bas (2,93 mm en juillet). Ainsi, Hassi Daho se caractérise par des

hivers humides, des étés secs et une répartition annuelle des précipitations extrêmement variable (Tableau III.7).

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout
Moyenne	14,46	29,30	39,17	32,47	38,67	39,03	36,63	29,11	22,85	3,78	1,36	4,13
Médiane	10,90	17,60	31,30	22,10	35,10	27,70	29,10	25,20	13,40	0,10	0,00	0,00
Max	68,50	110,1	170,3	161,4	119,9	126,2	135,5	133,7	82,40	25,70	12,0	55,90
Min	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
écart type	16,61	30,69	34,29	32,64	35,51	32,27	36,10	27,20	23,35	6,54	2,93	11,15

Tableau III.7: Caractéristiques statistiques de pluies mensuelles de Hassi Daho
(1974-2010)

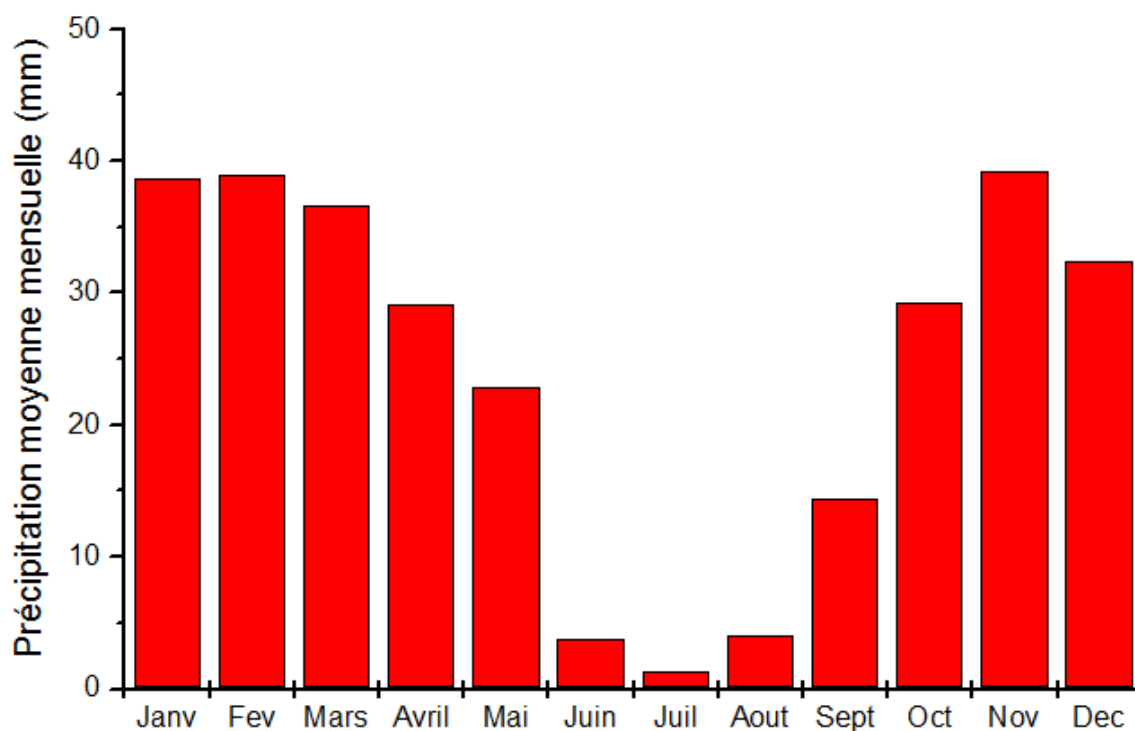


Figure III.12: Évolution mensuelle des précipitations moyennes à Hassi Daho
(1974-2010)

III .6 Caractéristiques statistiques de pluies saisonnières:

III .6.1 Station d'Ain El Berd :

De 1974 à 2010, la station d'Ain El Berd a enregistré un maximum de précipitations en hiver (46,48 mm), suivi de près par le printemps (36,21 mm) et l'automne (29,35 mm), tandis que l'été connaît une quasi-sécheresse avec seulement 0,93 mm. L'hiver et le printemps sont marqués par une grande variabilité des précipitations (Tableaux III.8).

	Automne	Hiver	Printemps	Été
Moyenne	29,35	46,48	36,21	0,93
Médiane	23,47	43,07	37,07	0,00
Max	84,53	103,60	139,77	9,37
Min	0,00	10,50	0,00	0,00
Ecart type	21,84	24,52	25,37	2,16

Tableau III.8: Caractéristiques statistiques de pluies saisonnières d'Ain El Berd (1974-2010)

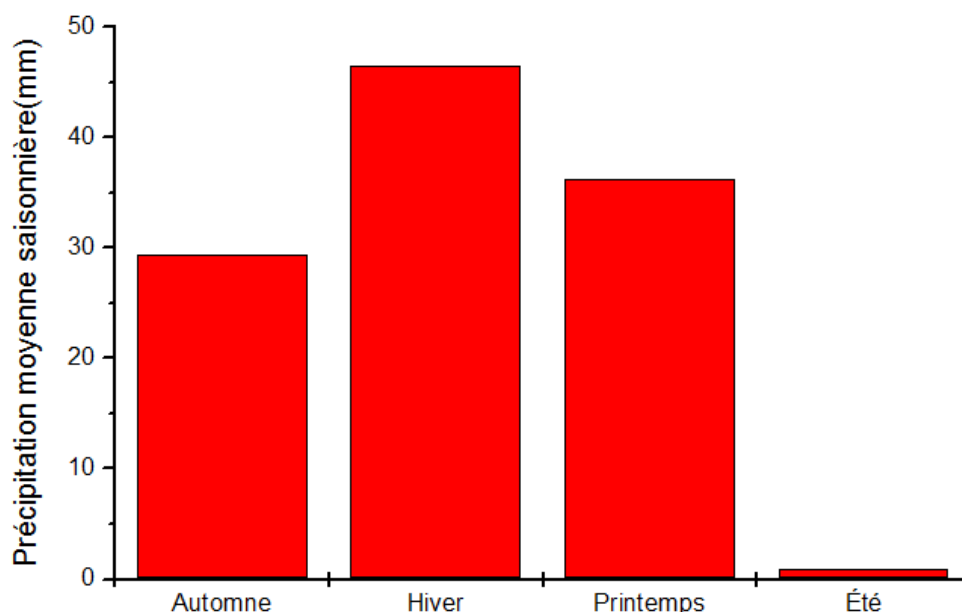


Figure III.13: Répartition saisonnière moyenne des pluies à Ain El Berd (1974-2010)

III .6.2 Station de Sidi Bel Abbès :

De 1974 à 2010, à Sidi Bel Abbès, la saison hivernale a connu le taux de pluie le plus important, atteignant 37,80 mm, suivie par l'automne avec une moyenne de 31,92 mm et le printemps avec 30,32 mm. L'été reste particulièrement aride, ne dépassant pas 3,46 mm de précipitations (Tableau III.9 et figure III.14).

	Automne	Hiver	Printemps	Été
Moyenne	31,92	37,80	30,32	3,46
Médiane	28,00	34,47	28,07	2,37
Max	88,03	72,67	81,07	26,27
Min	1,33	12,20	5,50	0,00
Ecart type	20,37	18,27	16,12	5,08

Tableau III.9: Caractéristiques statistiques de pluies saisonnières de Sidi Bel Abbès (1974-2010)

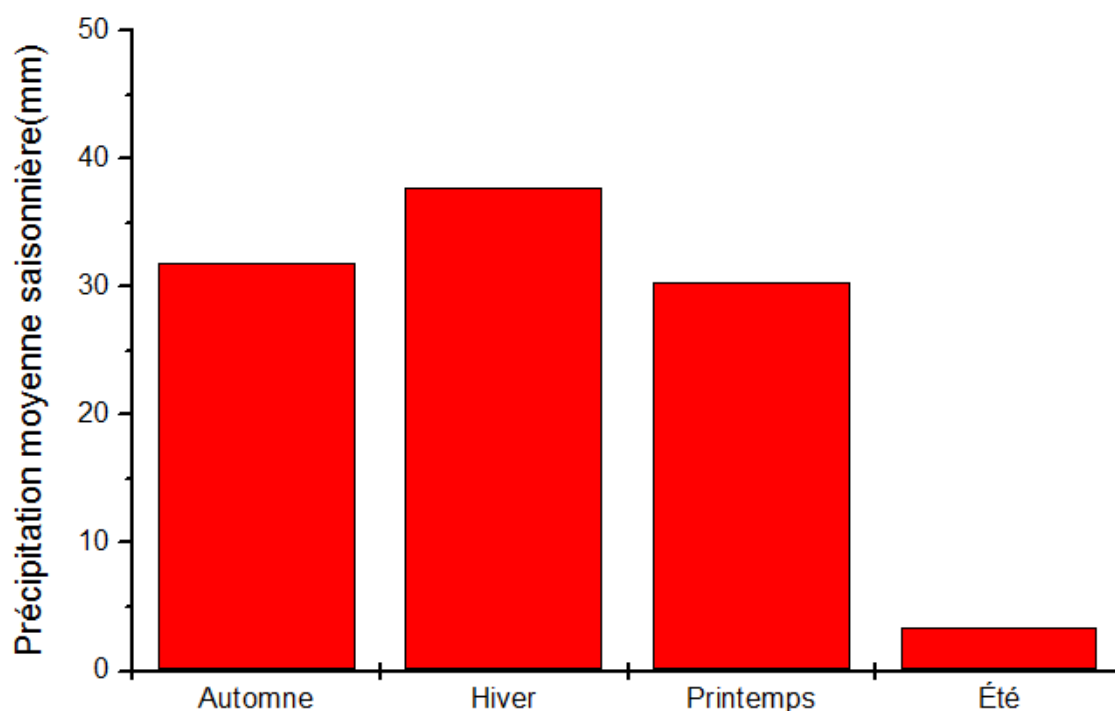


Figure III.14: Répartition saisonnière moyenne des pluies à Sidi Bel Abbès (1974-2010)

III .6.3 Station de Tessala :

Entre 1974 et 2010 à la station de Tessala, c'est la saison hivernale qui enregistre les précipitations les plus importantes, soit 47,78 mm, suivie du printemps qui affiche une moyenne de 30,95 mm et de l'automne avec 29,43 mm. L'été est extrêmement aride, avec seulement 1,23 mm de pluies (Tableau III.10 et figure III.15).

	Automne	Hiver	Printemps	Été
Moyenne	29,43	47,78	30,95	1,23
Médiane	24,83	42,40	28,03	0,00
Max	79,80	142,40	68,73	9,70
Min	1,70	10,70	0,87	0,00
Ecart type	18,57	28,59	17,09	2,52

Tableau III.10: Caractéristiques statistiques de pluies saisonnières de Tessala (1974-2010)

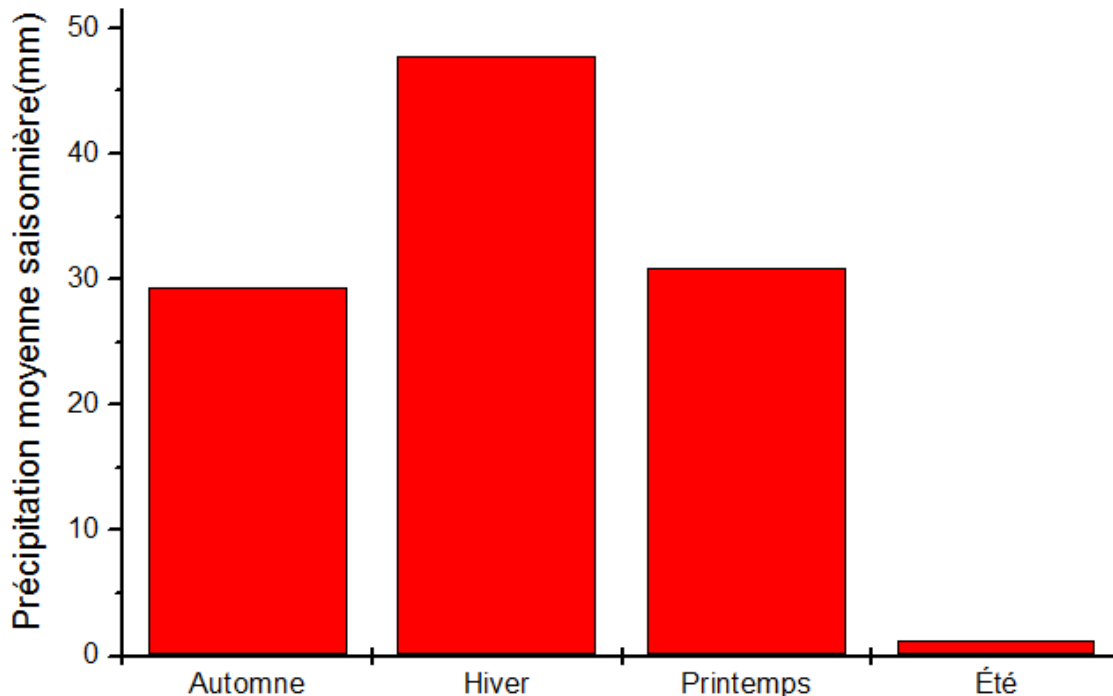


Figure III.15 Répartition saisonnière moyenne des pluies à Tessala (1974-2010)

III .6.4 Station de Lamtar aval :

De 1974 à 2010, la pluviométrie à Lamtar était principalement concentrée en hiver avec une moyenne de 42,35 mm, suivie par l'automne (29,78 mm) et le printemps (30,66 mm). L'été est très sec avec seulement 4,79 mm de précipitations (Tableau III.11 et figure III.16).

	Automne	Hiver	Printemps	Été
Moyenne	29,78	42,35	30,66	4,79
Médiane	27,3	36,6	30,9	1,2
Max	85,00	93,50	87,00	25,53
Min	0,93	16,23	3,13	0,00
Ecart type	19,13	18,14	17,49	6,98

Tableau III.11: Caractéristiques statistiques de pluies saisonnières de Lamtar aval (1974-2010)

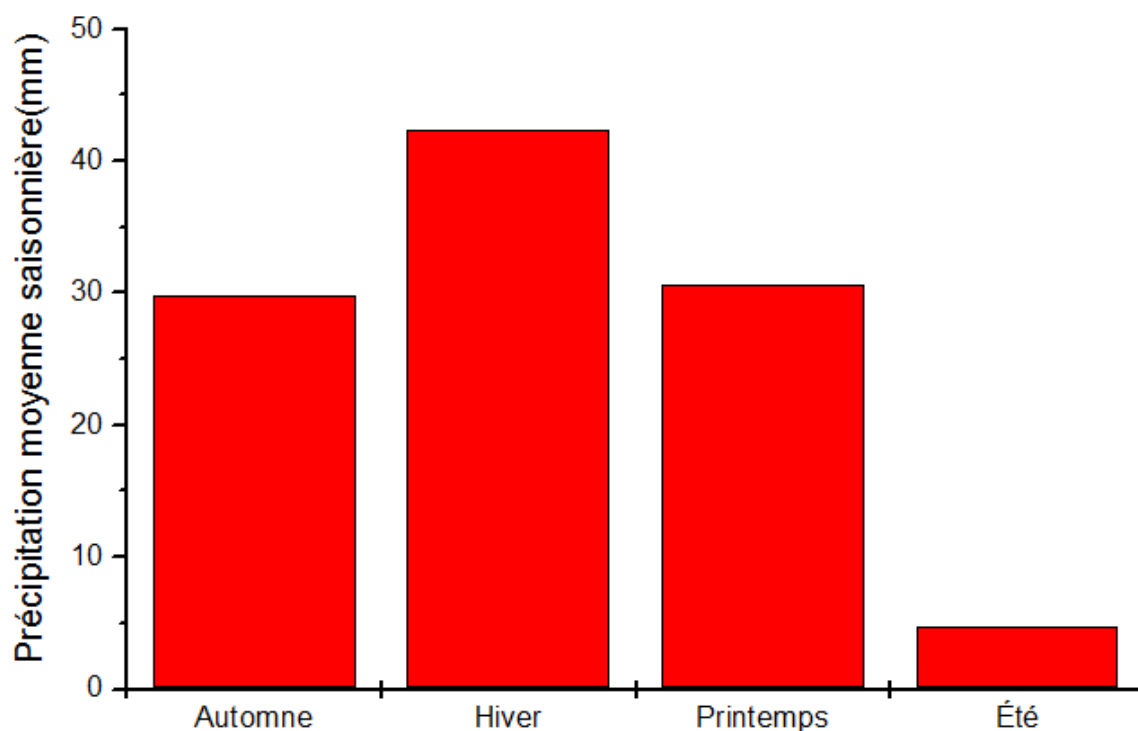


Figure III.16: Répartition saisonnière moyenne des pluies à Lamtar aval (1974-2010)

III .6.5 Station de Hassi Daho :

De 1974 à 2010, à Hassi Daho, les précipitations étaient majoritairement hivernales, avec un taux moyen de 36,72 mm. Suivie par l'automne (27,64 mm) et le printemps (29,53 mm). L'été est pratiquement sec, ne comptant que 3,09 mm de pluie (Tableau III.12 et figure III.17).

	Automne	Hiver	Printemps	Été
Moyenne	27,64	36,72	29,53	3,09
Médiane	26,50	37,07	29,50	1,43
Max	73,80	98,97	94,00	18,63
Min	0,10	9,23	6,00	0,00
Ecart type	18,59	18,30	17,53	4,10

Tableau III.12: Caractéristiques statistiques de pluies saisonnières de Hassi Daho (1974-2010)

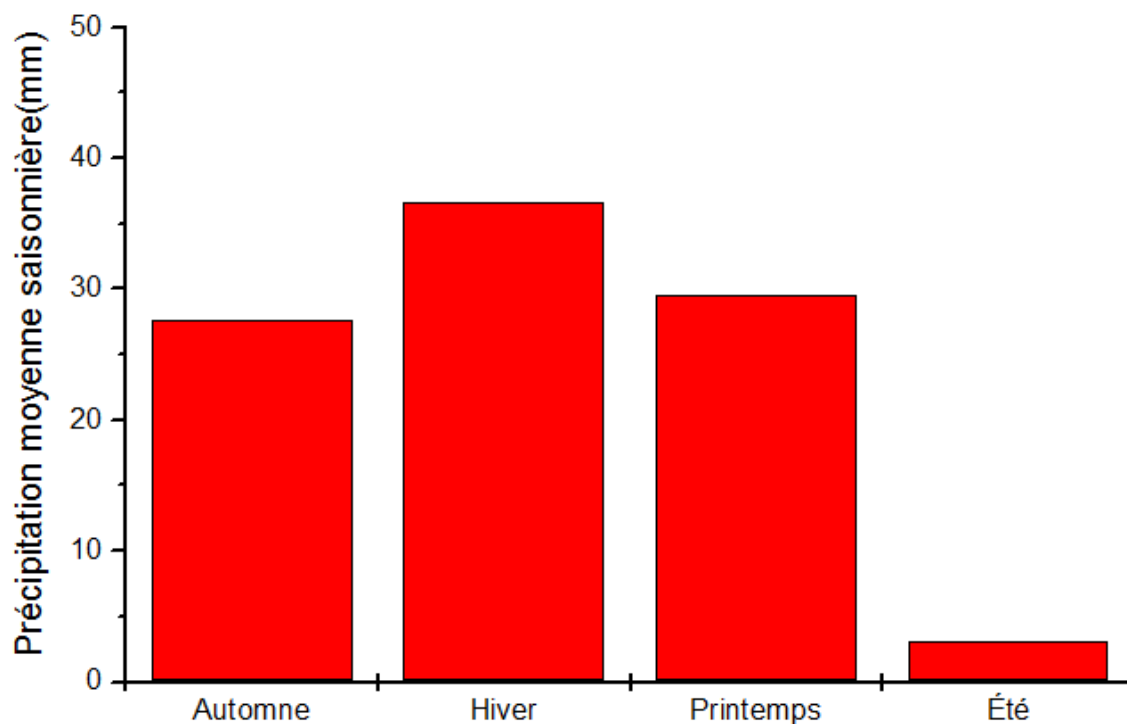


Figure III.17: Répartition saisonnière moyenne des pluies à Hassi Daho (1974-2010)

III .7 2 Evolution interannuelle des précipitations :

III .7.1 Station d'Ain El Berd :

La figure III.18 représente les totaux de précipitation annuelle mesurés à Ain El Berd, couvrant la période de 1974 à 2012. On observe une forte variabilité interannuelle. Des phases de sécheresse relative ont été notées, en particulier dans les années 1980, 1992, 1993 et 2003, lorsque les précipitations ont chuté en dessous de 300 mm. Certaines années, on note des niveaux de précipitations remarquables : 1974 avec plus de 615 mm, 2008 (674,9 mm) et surtout 2012, où les pluies excèdent les 796 mm, atteignant un pic remarquable dans la série.

Il semble y avoir une augmentation générale vers la fin de la période (2008-2012), bien que des fluctuations importantes d'une année à l'autre soient observées.

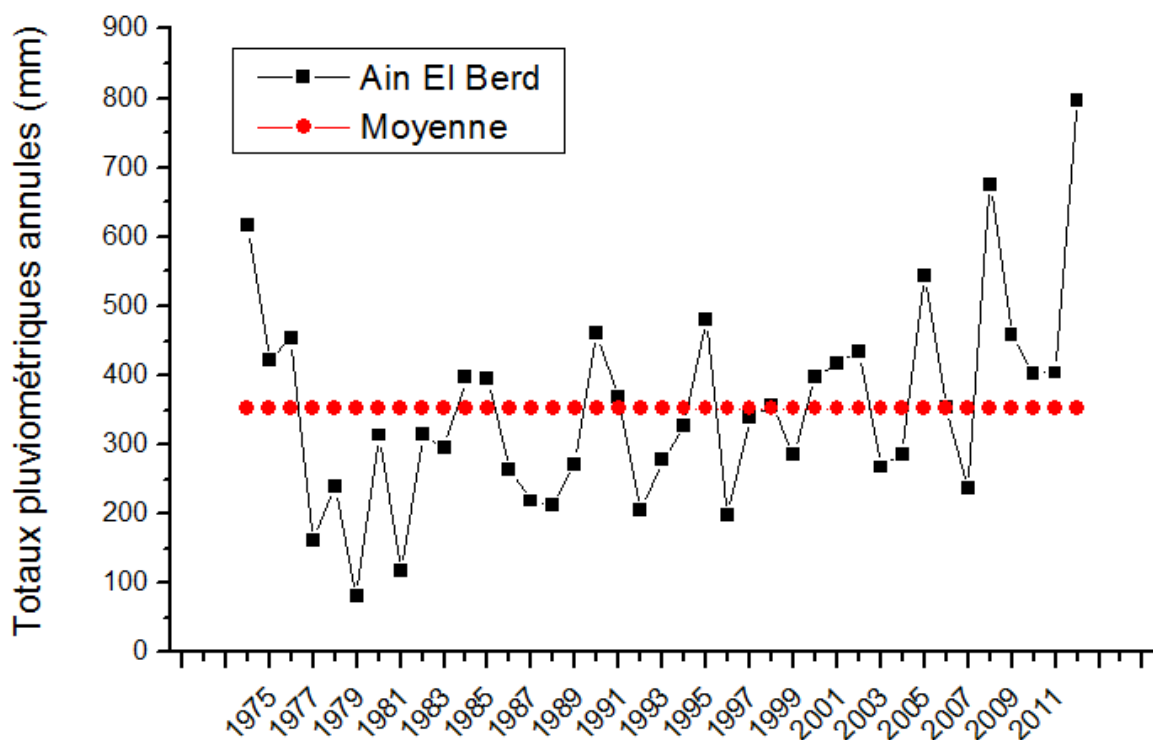


Figure III.18. Variation des précipitations annuelles à Ain El Berd (1974-2012)

III.7.2 Station de Sidi Bel Abbès :

Entre 1974 et 2023, la station de Sidi Bel Abbès a montré une notable fluctuation interannuelle, avec des valeurs maximales dépassent parfois les 500 mm, comme dans les années 2008 (586,6 mm) et 2012 (498,5 mm). Mais on observe aussi des années très sèches ou les précipitations chutent en dessous de 200 mm (figure III.19), notamment en 1992 (148 mm), 1999 (199,8 mm) et 2020 (189,3 mm).

La ligne rouge représente la moyenne de la série entre 1974 et 2023, on remarque une variabilité très importante autour de la moyenne totale de la série (312,6 mm). Cette variabilité marque l'instabilité climatique de la région, ce qui peut avoir des conséquences importantes sur l'agriculture et la gestion des ressources en eau.

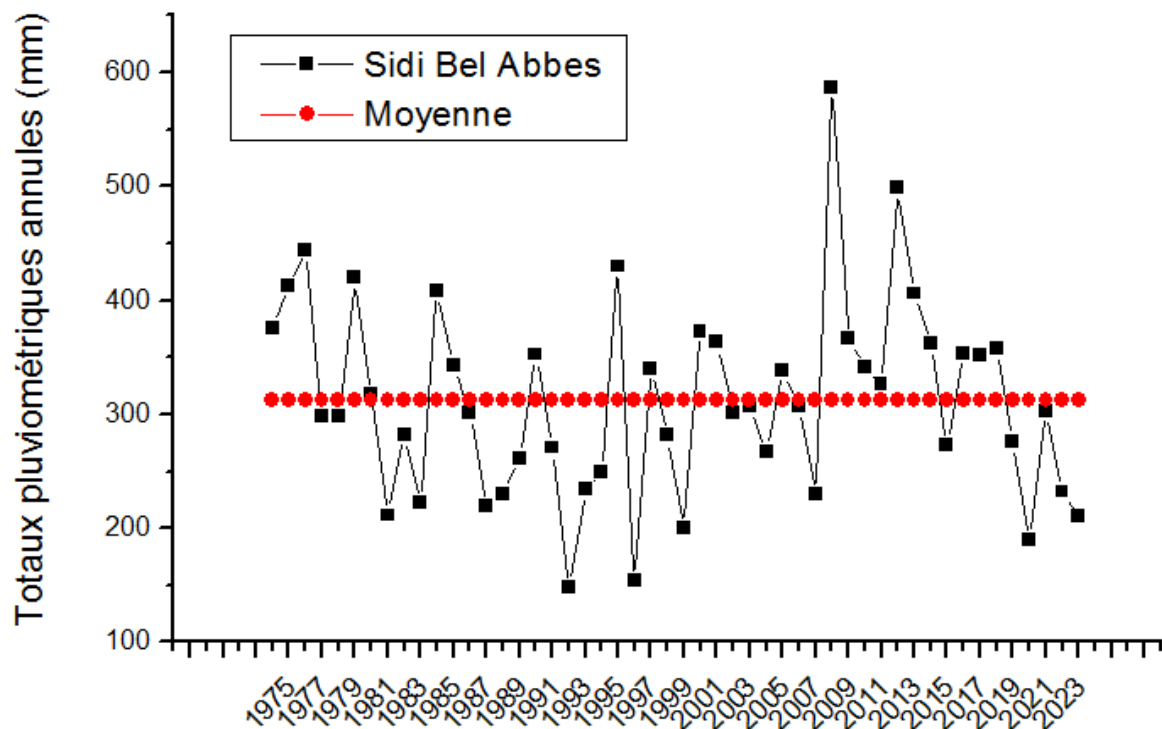


Figure III. 19: Variation des précipitations annuelles à Sidi Bel Abbès (1974-2023)

III .7.3 Station de Tessala :

À la station de Tessala, les années 1974, 1980 ont enregistré des pluies maximales dépassant 600 mm, indiquant des années de précipitations particulièrement abondantes. Les années 1996 et 1998 affichent des baisses notables, avec des valeurs qui restent en dessous de 200 mm.

Les niveaux de précipitations continuent de fluctuer considérablement, sans aucune tendance linéaire évidente sur le long terme, même si une succession d'années pluvieuses et arides est observable (figure III.20).

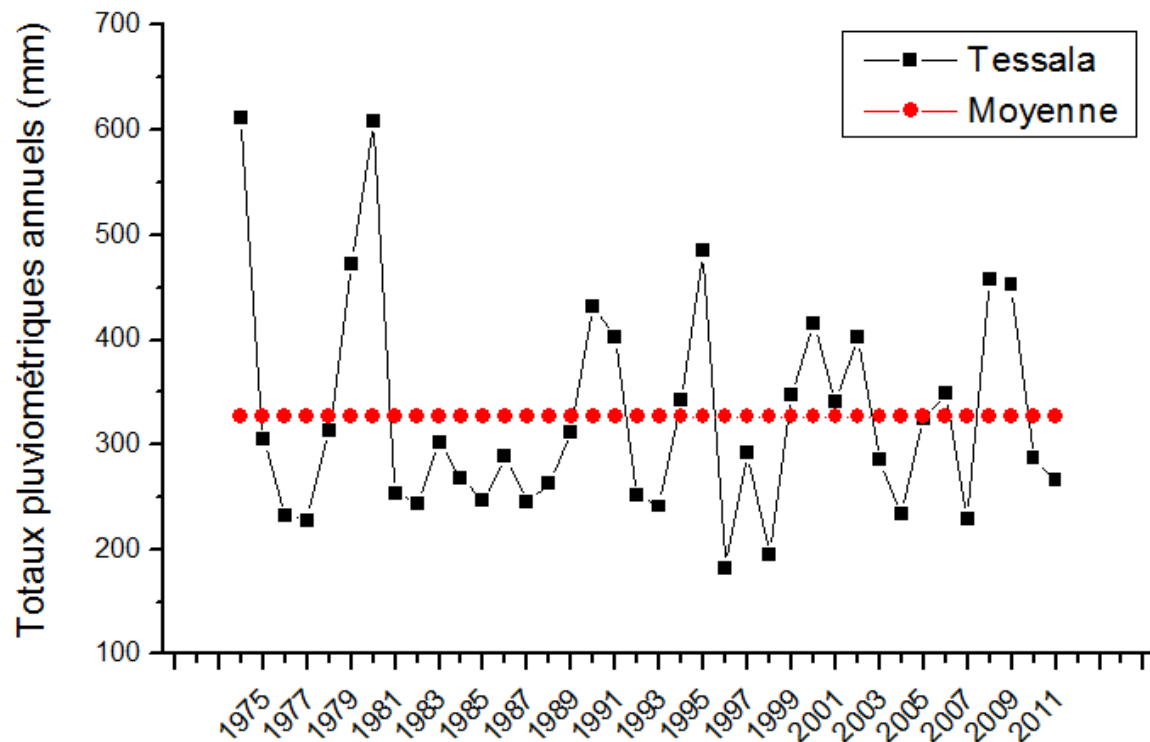


Figure III. 20. Variation des précipitations annuelles à Tessala (1974-2011)

III .7.4 Station de Lamtar aval :

Selon le graphique ci-dessous, l'année la plus aride est 1996 avec une précipitation annuelle de 163,6 mm, tandis que l'année la plus humide a été 2008, avec un cumul annuel de 584,5 mm (figure III.21).

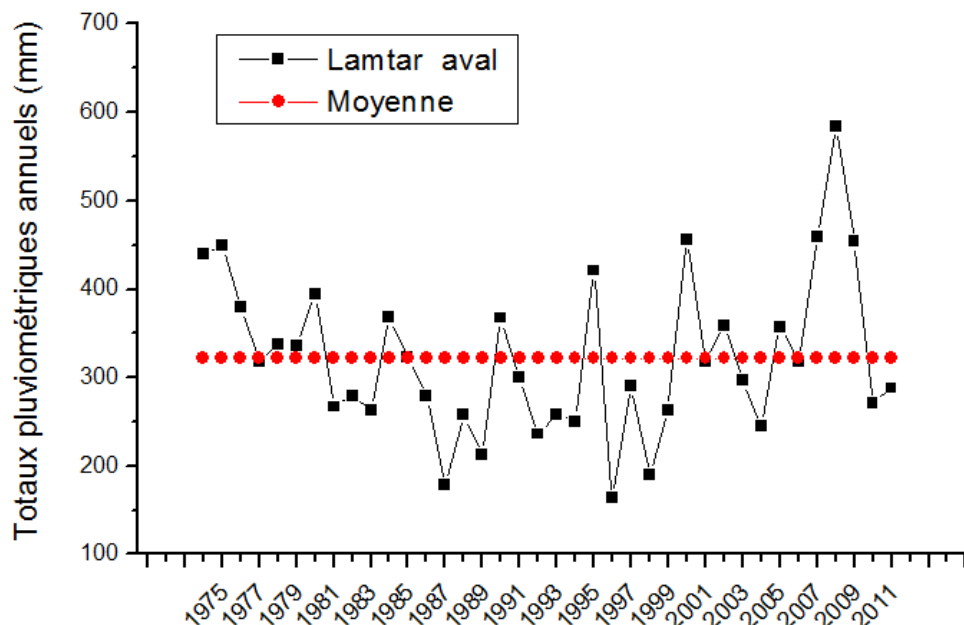


Figure III. 21: Variation des précipitations annuelles à Lamtar aval (1974-2011)

III .7.5 Station de Hassi Daho:

La répartition annuelle des précipitations de la station de Hassi Daho présente que l'année la plus pluvieuse est en 2008 avec un total pluviométrique annuelle de 585,6 mm, d'autre part l'année la plus sèche est en 1996 avec un total pluviométrique annuel de 72,1 mm (figure III.22).

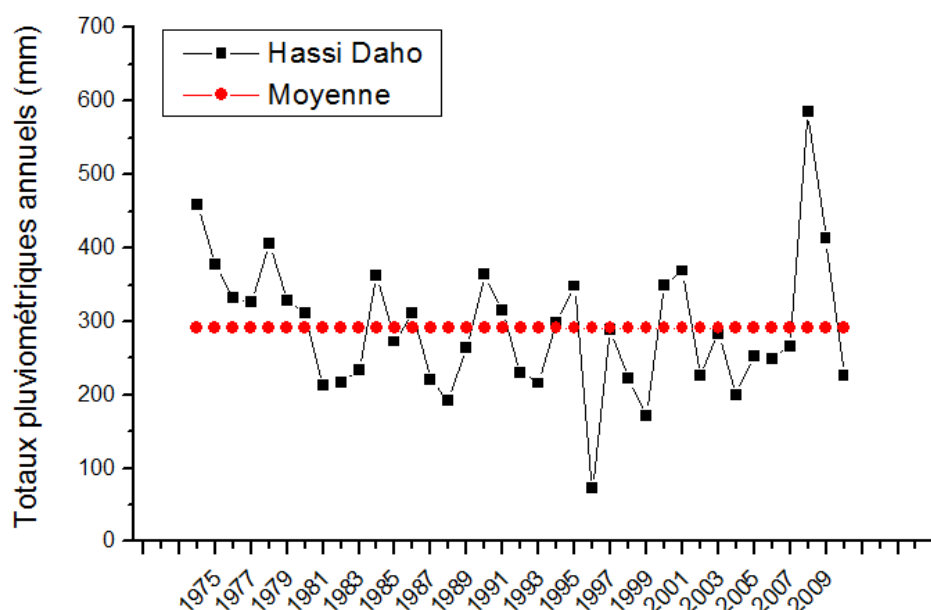


Figure III. 22: Variation des précipitations annuelles à Hassi Daho (1974-2010)

III.8. Test de normalité de Kolmogorov-Smirnov :

Il existe plusieurs méthodes pour évaluer la normalité, notamment le test de normalité de Kolmogorov-Smirnov (K-S). L'objectif de ce test est de vérifier statistiquement si la distribution des données d'observation est similaire à certains modèles de distribution connus.

Tout d'abord, déterminer la fréquence cumulée de la distribution théorique $Fe(x)$ et la fréquence cumulée en fonction des données, c'est-à-dire, $Fo(x)$:

$$Fo(x) = \frac{k}{N} \dots\dots\dots(9)$$

où k est le nombre d'observations inférieur ou égal à x et N le nombre total d'observations. Ensuite calculer l'écart maximal D :

$$D = \max |Fe(x) - Fo(x)| \dots\dots\dots(10)$$

Étant donné l'hypothèse à tester comme:

$$H_0: Fe(x) = Fo(x), H_1: Fe(x) \neq Fo(x)$$

L'hypothèse de l'observation suivant la distribution décidée est rejetée si $D \geq D\alpha(N)$, où $D\alpha(N)$ est la valeur critique et α le niveau de signification.

Afin d'avoir une mesure de l'adéquation d'une loi de probabilité à un ensemble d'observations, on a utilisé le test de Kolmogorov-Smirnov. À chaque fois, la distance D_{max} proche de zéro est favorable à l'hypothèse nulle, et que plus D_{max} est élevée, plus on est tenté de rejeter H_0 .

III.8.1 Application de test de normalité pour les séries pluviométriques annuelles:

Les résultats du test de Kolmogorov-Smirnov, visant à vérifier la normalité des séries de précipitations annuelles de différentes stations dans le bassin versant examiné, sont récapitulés dans le tableau III.13.

Il indique la période d'observation, la taille de l'échantillon (N), la valeur maximale de la statistique du test (D_{max}) et la valeur critique ($D_\alpha(N)$) pour différents niveaux de significativité (α).

Pour chaque station, si D_{max} est inférieur à $D_{\alpha}(N)$ pour un certain seuil α , l'hypothèse de normalité est acceptée à ce seuil. Les niveaux de signification (α) correspondent à la probabilité de rejeter l'hypothèse nulle qu'elle est vraie.

Les résultats montrent que toutes les stations ont des valeurs de D_{max} inférieures aux valeurs critiques à des niveaux de significativité (1%, 5%, 10% et 20%). Cela signifie que l'hypothèse de normalité est acceptée pour toutes les stations.

Station	Ain El Berd	Tessala	Lamtar aval	Hassi Daho	Sidi Bel Abbès
D max=	0,0879	0,0927	0,1035	0,0939	0,1334
Pour $\alpha=20\%$	0,16966	0,17188	0,17188	0,17418	0,14987
Pour $\alpha=10\%$	0,19392	0,19646	0,19646	0,19910	0,17128
Pour $\alpha=5\%$	0,21544	0,21826	0,21826	0,22119	0,19028
Pour $\alpha=1\%$	0,25843	0,2618	0,2618	0,26532	0,22828
Dmax<Dαn	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui
N	38	37	37	36	49

Tableau III.13 : Le résultat de test de normalité par le test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle annuelle

III.8.2 Application de test de normalité pour les séries pluviométriques saisonnières:

➤ Station d'Ain El Berd :

L'application du test de Kolmogorov-Smirnov à la série temporelle saisonnière de la station d'Ain El Berd (1974-2012) indique que les séries automnale, hivernale et printanière sont conformes à une loi normale car les valeurs de D_{max} sont inférieures aux valeurs de D_n . À l'exception de la saison estivale, la valeur de D_{max} dépasse les seuils fixés (tableau III.14).

		Automne	Hiver	Printemps	été
	D max=	0,1219	0,0931	0,1581	0,3407
Dan	Pour $\alpha=20\%$	0,16966	0,16966	0,16966	0,16966
	Pour $\alpha=10\%$	0,19392	0,19392	0,19392	0,19392
	Pour $\alpha=5\%$	0,21544	0,21544	0,21544	0,21544
	Dmax<Dan	Oui	Oui	Oui	Non
	N	38	38	38	38

Tableau III.14 : Le résultat de test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle saisonnière à la station d'Ain El Berd (1974-2012)

➤ **Station de Sidi Bel Abbès:**

L'analyse de test de Kolmogorov-Smirnov effectuée sur les données saisonnières de la station de Sidi Bel Abbès (1974–2023) démontre que les distributions des saisons d'automne, d'hiver et de printemps respectent une distribution normale, les valeurs maximales Dmax étant inférieures aux seuils critiques.

Cependant, durant la saison estivale, Dmax excède la valeur seuil pour la majorité des niveaux de significations, ce qui entraîne le refus de l'hypothèse de normalité. Donc, la normalité est confirmée pour trois saisons, sauf pour l'été (tableau IV.15).

		Automne	Hiver	Printemps	été
	D max=	0,1334	0,0909	0,0661	0,2268
Dan	Pour $\alpha=20\%$	0,14987	0,14987	0,14987	0,14987
	Pour $\alpha=10\%$	0,17128	0,17128	0,17128	0,17128
	Pour $\alpha=5\%$	0,19028	0,19028	0,19028	0,19028
	Dmax<Dan	Oui	Oui	Oui	Non
	N	49	49	49	49

Tableau III.15 : Le résultat de test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle saisonnière à la station de Sidi Bel Abbès (1974-2023)

➤ **Station de Tessala:**

A la station de Tessala, les résultats de test de Kolmogorov-Smirnov effectuée sur les données saisonnières sur une période de 1974 à 2011 démontre que les distributions des saisons d'automne, d'hiver et de printemps suivent une loi normale, à l'exception la saison estivale qui rejette cette hypothèse (la normalité).

		Automne	Hiver	Printemps	été
Dan	D max=	0,0927	0,1077	0,1154	0,3591
	Pour $\alpha=20\%$	0,17188	0,17188	0,17188	0,17188
	Pour $\alpha=10\%$	0,19646	0,19646	0,19646	0,19646
	Pour $\alpha=5\%$	0,21826	0,21826	0,21826	0,21826
	Dmax<Dan	Oui	Oui	Oui	Non
	N	37	37	37	37

Tableau III.16 : Le résultat de test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle saisonnière à la station de Tessala (1974-2011)

➤ **Station de Lamtar aval:**

Le tableau III.17 présente les résultats de test de Kolmogorov-Smirnov appliqué à la série pluviométrique de Lamtar aval à l'échelle saisonnière. Les résultats de ce test indiquent que pour les trois saisons (automne, hiver et printemps), les valeurs maximales de Dmax sont en dessous des seuils critiques pour tous les niveaux de significations. Cela signifie que les données suivent une distribution normale durant l'automne, l'hiver et le printemps.

		Automne	Hiver	Printemps	été
Dan	D max=	0,1035	0,1187	0,0906	0,2373
	Pour $\alpha=20\%$	0,17188	0,17188	0,17188	0,17188
	Pour $\alpha=10\%$	0,19646	0,19646	0,19646	0,19646
	Pour $\alpha=5\%$	0,21826	0,21826	0,21826	0,21826
	Dmax<Dan	Oui	Oui	Oui	non
	N	37	37	37	37

Tableau III.17 : Le résultat de test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle saisonnière à la station de Lamtar aval (1974-2011)

➤ **Station de Hassi Daho:**

Le test de Kolmogorov-Smirnov réalisé sur les données saisonnières issues de la station Hassi Daho (1974-2010) révèle que les valeurs de $D_{\max}$ pour les trois saisons (automne, hivernale et printanière) sont en dessous des seuils critiques à tous les niveaux de significations. Cela indique que les distributions saisonnières (automne, hiver et printemps) suivent une distribution normale. Par contre, les pluies estivales rejettent l'hypothèse de normalité (tableau III.18).

		Automne	Hiver	Printemps	été
Dan	D max=	0,0939	0,093	0,0762	0,252
	Pour $\alpha=20\%$	0,17418	0,17418	0,17418	0,17418
	Pour $\alpha=10\%$	0,1991	0,1991	0,1991	0,1991
	Pour $\alpha=5\%$	0,22119	0,22119	0,22119	0,22119
	Dmax<Dan	Oui	Oui	Oui	/
N		36	36	36	36

Tableau III.18 : Le résultat de test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle saisonnière
à la station de Hassi Daho (1974-2010)

Il est important de souligner que le tableau qui présente la méthode de calcul du test de Kolmogorov-Smirnov apparaît en annexe.

Chapitre IV

Analyse de la variabilité des précipitations dans le bassin versant de mekerra aval

IV.1 Généralités et méthodes utilisées :

IV.1.1 Définition de la stationnarité :

En hydrologie, la stationnarité désigne une série temporelle dont les caractéristiques statistiques sont constantes dans le temps. Cette hypothèse est essentielle pour modéliser le fonctionnement futur des systèmes hydrologiques à partir de données passées, notamment pour le dimensionnement d'ouvrages ou la simulation de séries climatiques. Deux hypothèses clés en dépendent : que les données passées soient représentatives du phénomène étudié, et que le futur soit similaire au passé. Même si la stationnarité future ne peut être prouvée, il est crucial de vérifier la stationnarité des données historiques, surtout pour l'analyse des événements extrêmes qui nécessitent de longues séries d'observation.

Les variables hydrologiques dépendent de facteurs climatiques tels que les précipitations, la température ou l'évapotranspiration, longtemps supposés stationnaires à court terme. Cependant, cette hypothèse devient difficile à maintenir dans un contexte de changement climatique. Il devient donc nécessaire d'adopter de nouvelles approches prenant en compte les évolutions progressives ou soudaines de ces variables sur la durée de vie des ouvrages hydrauliques.

La non-stationnarité peut également résulter de transformations sur les bassins versants, comme les changements d'occupation des sols (urbanisation, déforestation, agriculture) ou des interventions sur les cours d'eau (barrages, pompes, aménagements). Ces deux sources de non-stationnarité, climatique et anthropique, peuvent être étroitement liées : par exemple, la hausse des températures peut entraîner une modification des usages du sol ou accentuer la pression sur la ressource en eau. (Ministère de la Transition écologique., 2025)

En climatologie, la non-stationnarité signifie que la moyenne, la variance, ou l'auto corrélation des données évoluent au cours du temps. Voici les principales causes de ce non stationnarité :

Origine	Mécanismes
Anthropique	Émissions de GES, déforestation, urbanisation
Naturel externe	Variations solaires, éruptions volcaniques, cycles astronomiques
Variabilité interne	ENSO (El Niño / La Niña), circulation atmosphérique, oscillations océaniques
Technique	Changements d'instrument, de site, méthodes de mesure

Tableau IV.1 : Les principales causes du non stationnarité des séries chronologiques

IV.1.2 Les méthodes utilisées

IV.1.2.1 La méthode de la moyenne Mobile :

La moyenne mobile est un outil essentiel en climatologie pour extraire la tendance d'une série, lisser le bruit, filtrer la saisonnalité et mettre en évidence des changements dans les données. Elle permet de :

- Donner une lecture plus claire et informative des variations climatiques.
- Minimiser l'élément accidentel ou bruit qui peut compliquer l'interprétation.
- Elle permet de faire ressortir la tendance générale (hausse, baisse) en supprimant le "bruit" saisonnier ou aléatoire.
- Faire apparaître les phases humides/sèches durables.
- Faciliter la détection de ruptures ou de tendances climatiques à long terme.

IV.1.2.2 Indice Standardisé des Précipitations (IPS) :

L'indice IPS (McKee et al., 1993) est un indice à la fois puissant, souple d'utilisation et simple à calculer. Les données sur les précipitations constituent en fait le seul paramètre requis. En outre, l'indice SPI se révèle tout aussi efficace pour analyser les périodes ou cycles humides que les périodes ou cycles secs.

McKee et al. (1993) ont utilisé le système de classification présenté dans le tableau des valeurs de l'indice SPI figurant ci-après (tableau IV.2) pour définir l'intensité des épisodes de sécheresse en fonction de la valeur de l'indice. Ils ont aussi

défini les critères d'un épisode de sécheresse pour une échelle de temps quelle qu'elle soit. Une sécheresse sévit quand l'indice présente de façon continue une valeur négative de -1,0 ou moins et se termine lorsque l'indice devient positif (SVOBODA *et al.*, 2012).

Par conséquent, on distingue pour chaque épisode de sécheresse une durée, avec un commencement et une fin, et une intensité pour chaque mois durant lequel l'épisode se poursuit. Pour obtenir ce que l'on peut appeler la «magnitude» de la sécheresse, il suffit d'ajouter toutes les valeurs de l'indice pour l'ensemble des mois sur lesquels porte l'épisode. Il est exprimé mathématiquement comme suit :

$$IPS = \frac{(P_i - P_m)}{\sigma} \dots\dots\dots(11)$$

- P_i : Précipitation de l'année i .
- P_m : Pluie moyenne de la série sur l'échelle temporelle considérée.
- σ : Ecart-type de la série sur l'échelle temporelle considérée.

2,0 et plus	Extrêmement humide
de 1,5 à 1,99	Très humide
de 1,0 à 1,49	Modérément humide
de -0,99 à 0,99	roche de la normale
de -1,0 à -1,49	Modérément sec
de -1,5 à -1,99	Très sec
-2 et moins	Extrêmement sec

Tableau IV.2 : Valeurs de l'indice d'IPS

IV.1.2.3 Tendance générale de la pluviométrie dans les séries chronologiques :

La tendance générale des précipitations dans les stations étudiées est généralement évaluée à l'aide de l'équation d'une droite, issue de la régression linéaire, également connue sous le nom de méthode des moindres carrés. Cette équation permet de représenter l'évolution globale des précipitations au cours de la période considérée, en indiquant si celles-ci ont tendance à augmenter ou à diminuer.

$$y = ax + b \dots\dots\dots(12)$$

$$\begin{cases} a = \frac{Cov(x, y)}{V(x)} \\ b = \bar{y} - a\bar{x} \end{cases} \dots\dots\dots(13)$$

- $V(x)$: La variance de x ;
- $\bar{y}$: La moyenne de la variable y ;
- $\bar{x}$: La moyenne de la variable x .

Le coefficient directeur a de la droite renseigne sur la direction de la tendance :

- Si a est positif, la tendance est à la hausse.
- Si a est négatif, la tendance est à la baisse.
- Si a est nul ou proche de zéro, cela indique une stabilité des précipitations, traduisant un équilibre entre les années humides et les années sèches, sans tendance marquée.

Cette méthode permet également de mesurer l'écart des valeurs annuelles par rapport à cette tendance moyenne.

IV.2 Résultats et interprétation :

IV.2.1 Par la méthode de moyenne mobile pondérée à 3 années :

a) À l'échelle annuelle :

L'analyse des séries pluviométriques annuelles pour les stations d'Ain El Berd, Sidi Bel Abbas, Lamtar aval, Hassi Daho et Tessala révèle une variabilité interannuelle très importantes, avec des alternances des périodes humides et sèches. Cette forte variabilité rend difficile la détection de la tendance sur les données brutes. C'est pourquoi l'application d'une moyenne mobile pondérée à 3 ans nous permis de minimiser les variations interannuelles des différents stations.

L'évolution du taux de précipitations dans les différentes stations est représentée par la figure IV.1. Entre 1980 et 2010, une légère tendance à la hausse est observée à la station d'Ain El Berd et à la station de Lamtar aval de 1995 à 2010. En revanche, les autres stations montrent une certaine stabilité.

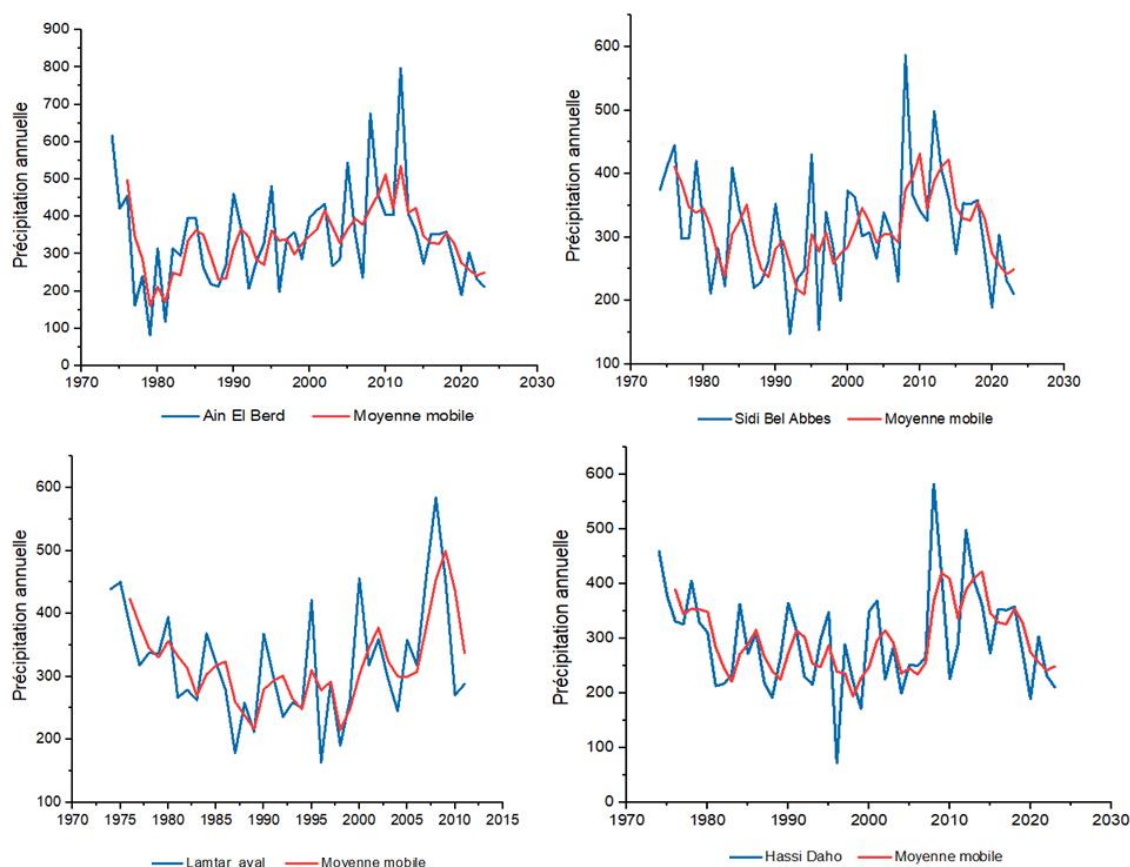


Figure IV.1 : Evolution de la moyenne mobile pondéré à 3 années des séries pluviométriques annuelles

b) À l'échelle saisonnière :

➤ La station d'Ain El Berd :

La figure IV.2 présente l'évolution saisonnière de la pluviométrie à la station d'Ain El Berd entre 1974 et 2012, en distinguant les quatre saisons : automne, hiver, printemps et été. On observe une variabilité interannuelle très importante pour toutes les saisons, avec une tendance générale à la hausse des précipitations en automne et au printemps, particulièrement notable après les années 2000. L'été reste caractérisé par des précipitations très faibles. L'hiver montre également une forte variabilité, avec plusieurs années à fortes précipitations entre 1980 et 2005, mais sans tendance claire.

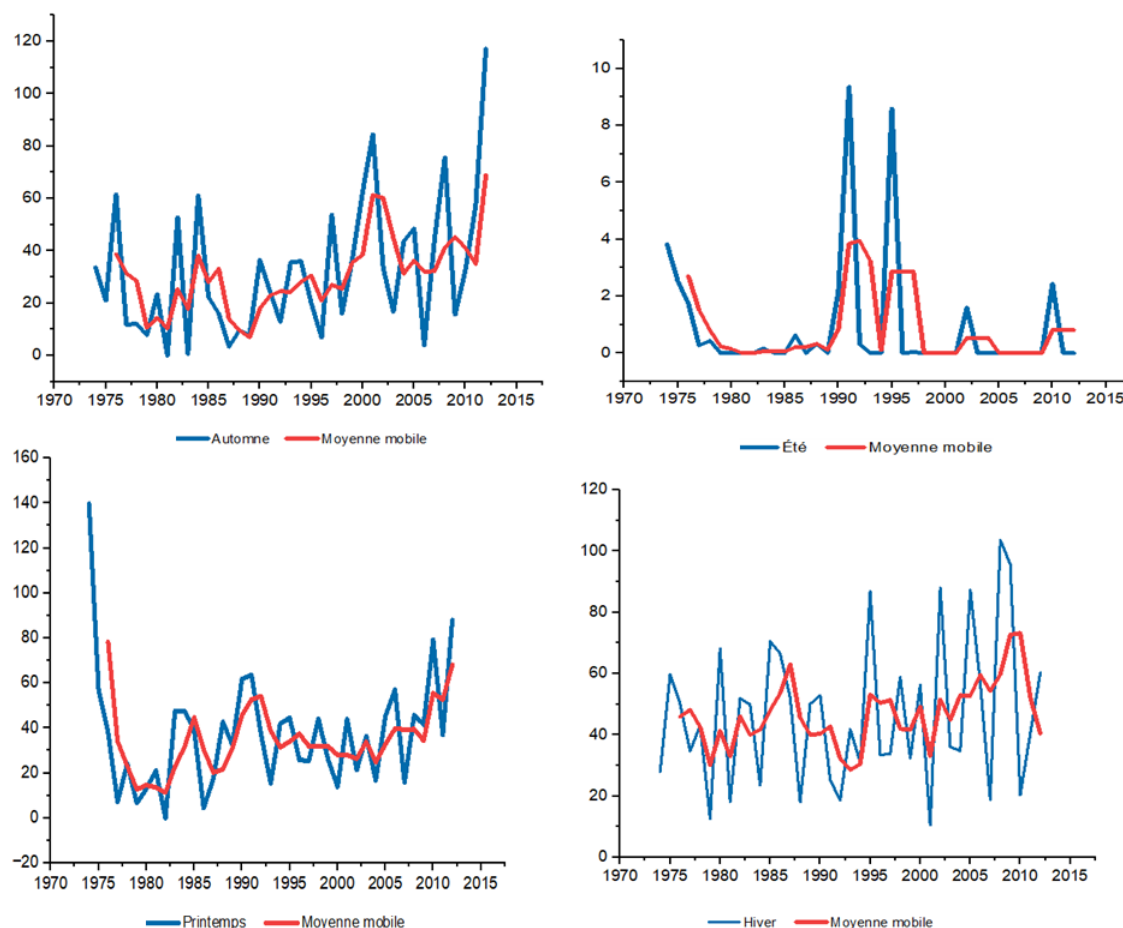


Figure IV.2 : Evolution de la moyenne mobile de séries pluviométriques saisonnières de la station d'Ain El Berd (1974-2012)

➤ **La station de Sidi Bel Abbes :**

La figure IV.3 illustre la variation saisonnière des précipitations à la station de Sidi Bel Abbes pour la période allant de 1974 à 2023. Une variation saisonnière très prononcée est observable pour toutes les saisons (automne, hiver, printemps et été).

L'automne et le printemps illustre une augmentation dans les totaux pluviométriques, notamment à la fin des années 1990, cette augmentation se prolonge jusqu'à la fin de la période étudiée. L'hiver reste très irrégulier avec des sommets de précipitations, sans qu'une tendance nette ne se dégage. Dans l'ensemble, la série montre une grande variabilité mais sans évolution très claire à long terme pour la majorité des saisons.

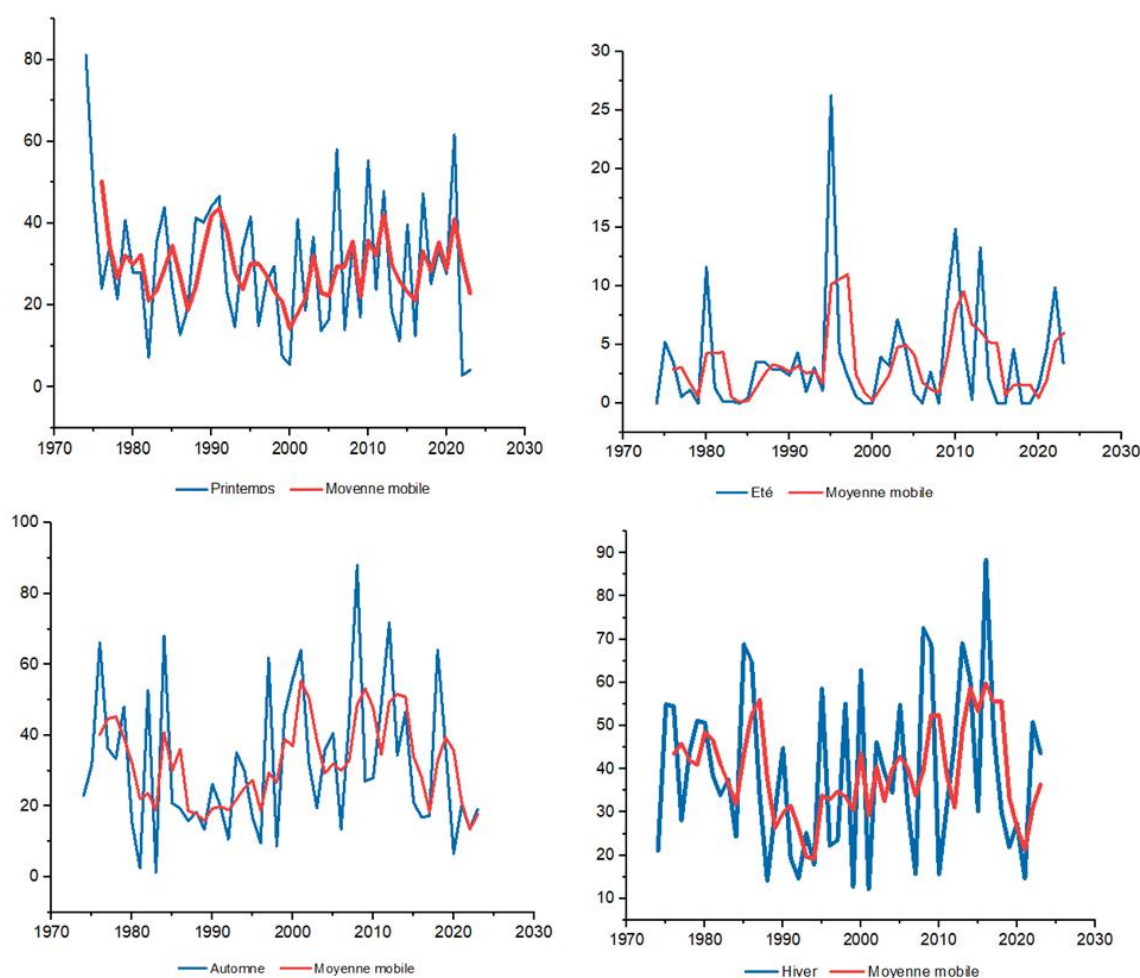


Figure IV.3 : Evolution de la moyenne mobile de séries pluviométriques saisonnières de la station de Sidi Bel Abbes (1974-2023)

➤ **La station de Tessala :**

La figure IV.4 illustre les variations saisonnières de la pluviométrie à la station de Tessala pour la période 1974-2011. Dans l'ensemble, sur cette durée, aucune tendance distincte ne se dégage, si ce n'est une alternance entre phases sèches et humides, avec une grande variabilité.

Au printemps, bien que les précipitations restent irrégulières, on remarque une tendance à la baisse entre 1990 et 2005. Quant à l'été, il se caractérise par des précipitations très faibles et très irrégulières, avec quelques pics isolés, mais globalement sans tendance significative.

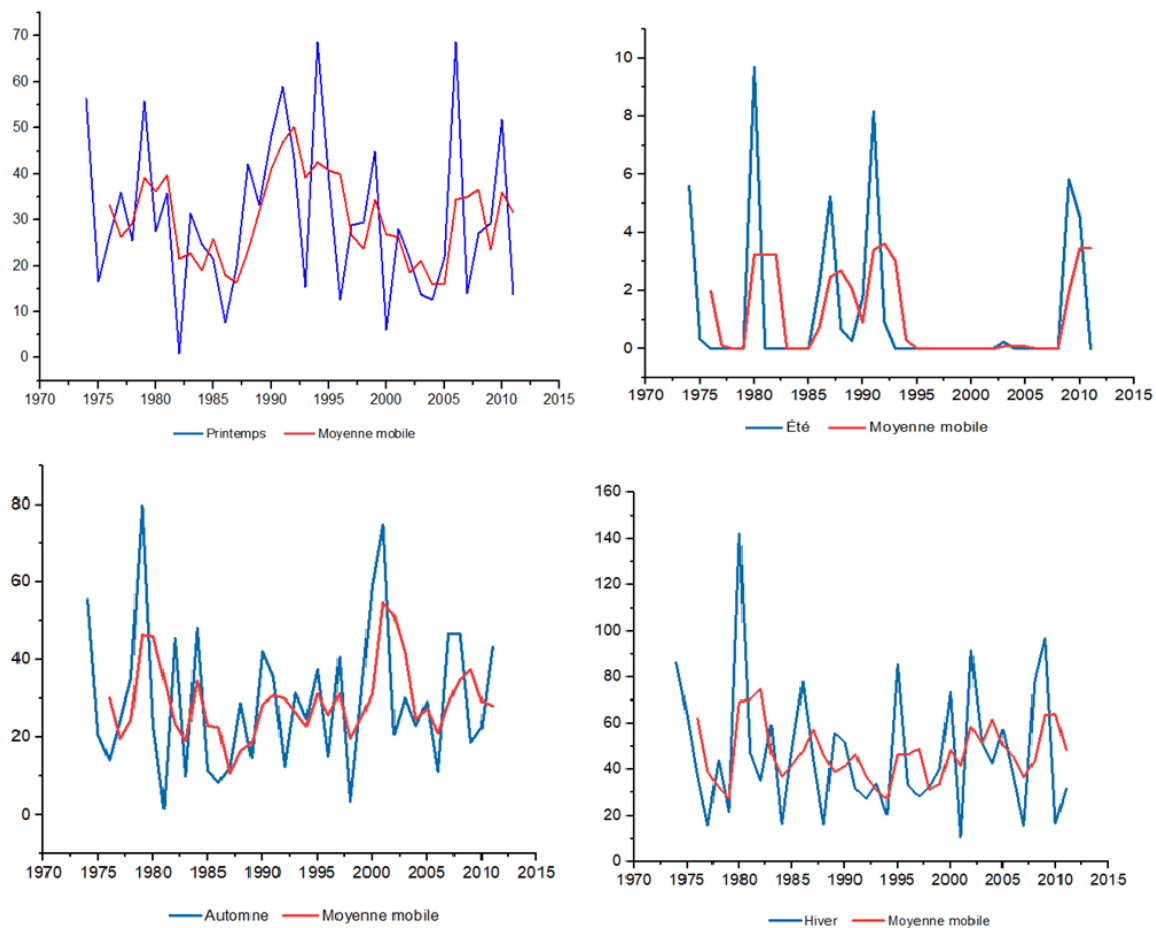


Figure IV.4 Evolution de la moyenne mobile de séries pluviométriques saisonnières de la station de Tessala (1974-2011)

➤ **La station de Lamtar aval :**

La figure IV.5 illustre la variabilité des moyennes mobiles des séries saisonnières de précipitations enregistrées à la station de Lamtar aval, couvrant la période de 1974 à 2011. L'examen des figures met en évidence une variabilité marquée à travers toutes les saisons. Au printemps, on observe une légère diminution des précipitations au cours des premières décennies, suivie d'une stabilité relative après les années 1990, comme le montre la moyenne mobile.

En été, les précipitations restent globalement très faibles, cependant, on note quelques hausses significatives après 1990, indiquant une grande variabilité. Quant à la saison automnale et hivernale, elles se distinguent par une irrégularité notable, avec de nombreux épisodes de fortes précipitations, en particulier après 1995. Ces observations mettent en évidence de fortes variations saisonnières à la station de Lamtar aval.

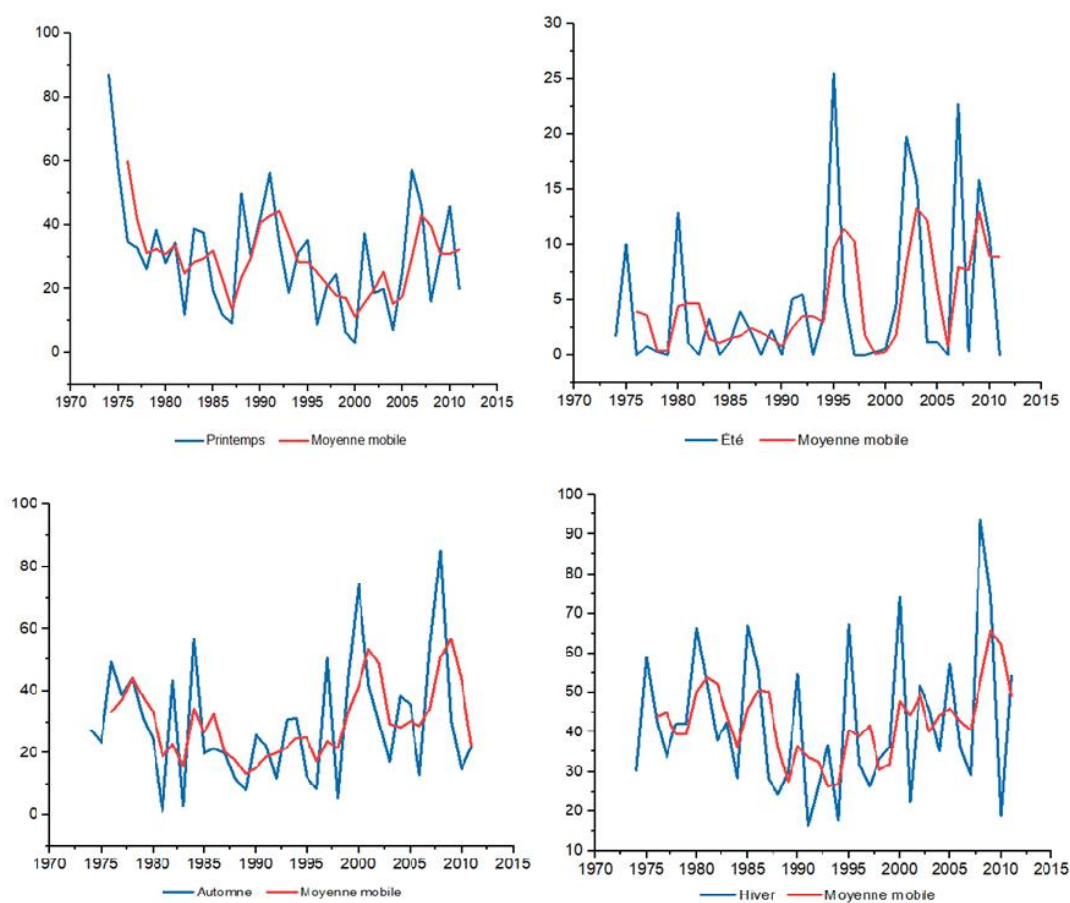


Figure IV.5 : Evolution de la moyenne mobile de séries pluviométriques saisonnières de la station de Lamtar aval (1974-2011)

➤ **La station de Hassi Daho :**

La figure IV.6 illustre l'évolution des moyennes mobiles des précipitations saisonnières à la station de Hassi Daho entre 1974 et 2010. On note une diminution progressive des précipitations au printemps en début de période, suivie d'une alternance de hausses et de baisses pluviométriques. En été, les précipitations sont généralement faibles, mais des valeurs maximales très marquées apparaissent à partir des années 1990, notamment après 2005, traduisant une accentuation des événements extrêmes.

La saison automnale présente une variabilité irrégulière avec des périodes de fortes précipitations notamment dans les années 1980 et 2000, tandis que la moyenne mobile indique une tendance globalement stable. Enfin, les précipitations hivernales sont relativement abondantes et régulières, avec une légère hausse observée après 2000.

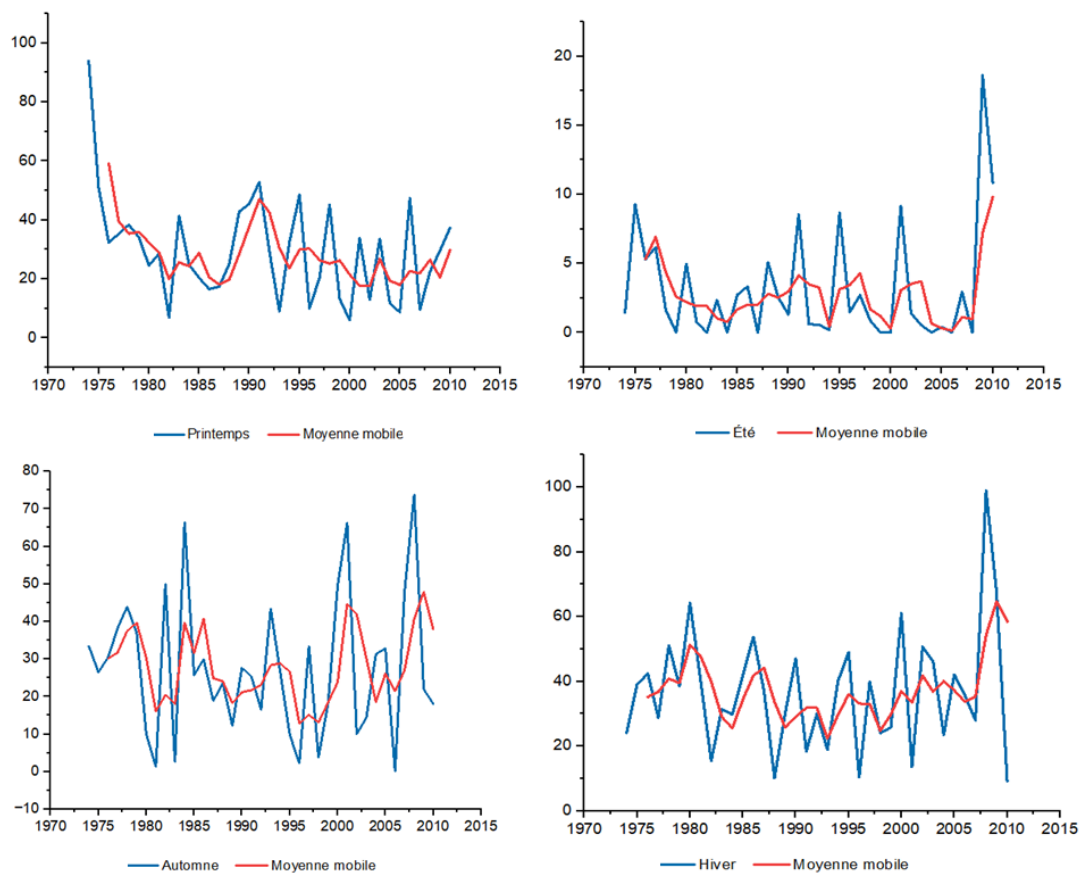


Figure IV.6 : Evolution de la moyenne mobile de séries pluviométriques saisonnières de la station de Hassi Daho (1974-2010)

IV.2.2 Evolution des Indices Pluviométriques Standardisés (IPS) :

a) À l'échelle annuelle :

➤ À la station d'Ain El Berd :

La figure IV.7 présente l'évolution de l'indice de précipitation standardisé (IPS) à la station d'Aïn El Berd entre 1974 et 2012. Cet indice met en évidence les périodes de sécheresse ($IPS < 0$) et d'humidité ($IPS > 0$). On observe une alternance irrégulière entre des années sèches et humides, avec une prédominance de valeurs négatives (sécheresse modérée à sévère) entre la fin des années 1970 et le début des années 1990.

À partir du milieu des années 1990, l'IPS devient plus souvent positif, traduisant une amélioration relative de la situation hydrique, avec des valeurs maximales (humides) marqués notamment après 2005. Cette évolution suggère une variabilité climatique importante, marquée par une phase prolongée de déficit pluviométrique suivie d'une tendance plus humide au cours de la dernière décennie de la période étudiée.

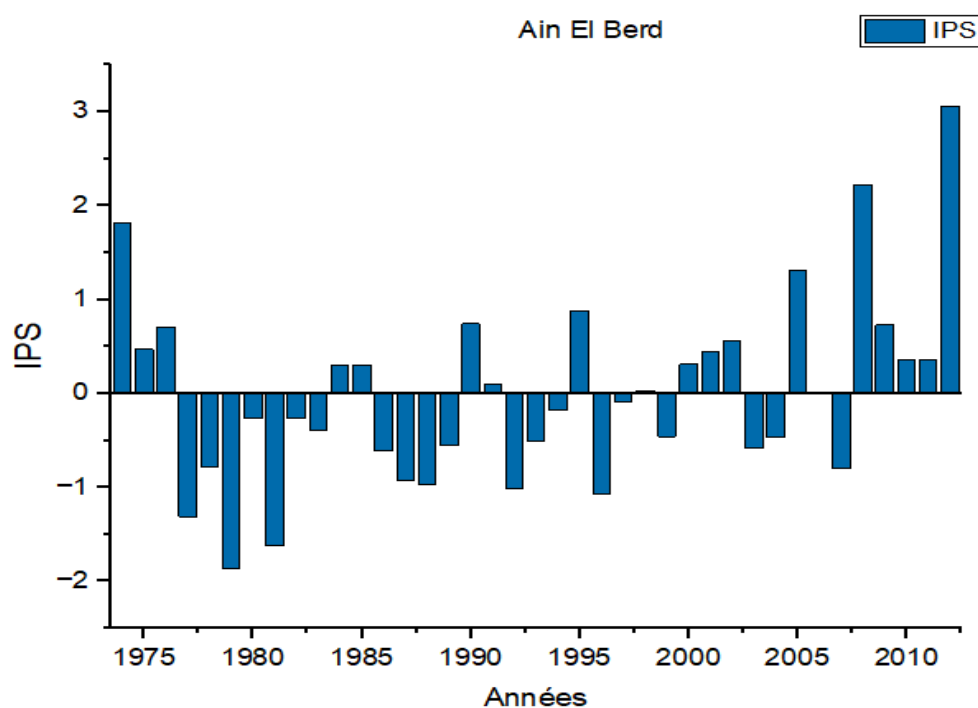


Figure IV.7 : Evolution annuelle des indices des précipitations standardisés de la station d'Ain El Berd (1974-2012)

➤ **À la station de Sidi Bel Abbès :**

La figure IV.8 illustre l'évolution des indices des précipitations standardisés de (IPS) à Sidi Bel Abbès, de 1974 à 2023. Il souligne une fluctuation notable du régime des précipitations au cours des décennies. De 1970 à 1990, on note une succession d'années humides et sèches, ce qui indique un climat instable. De 1990 à 2005, on observe une prédominance des SPI négatifs, indiquant une succession d'années arides, avec des indices IPS avoisinant -2 (très sec).

À partir de 2006, une nette amélioration est enregistrée, avec un pic exceptionnel de précipitations en 2008 (IPS proche de 3,5), suivi de quelques années humides comme 2012 et 2013. Toutefois, cette phase humide est de courte durée, puisque la période récente (2016–2023) montre un retour marqué à la sécheresse, avec des SPI nettement négatifs, en particulier en 2019, 2020, 2021 et 2022. Dans l'ensemble, la tendance observée à Sidi Bel Abbès témoigne d'un climat de plus en plus variable, alternant entre épisodes extrêmes de sécheresse et de fortes précipitations.

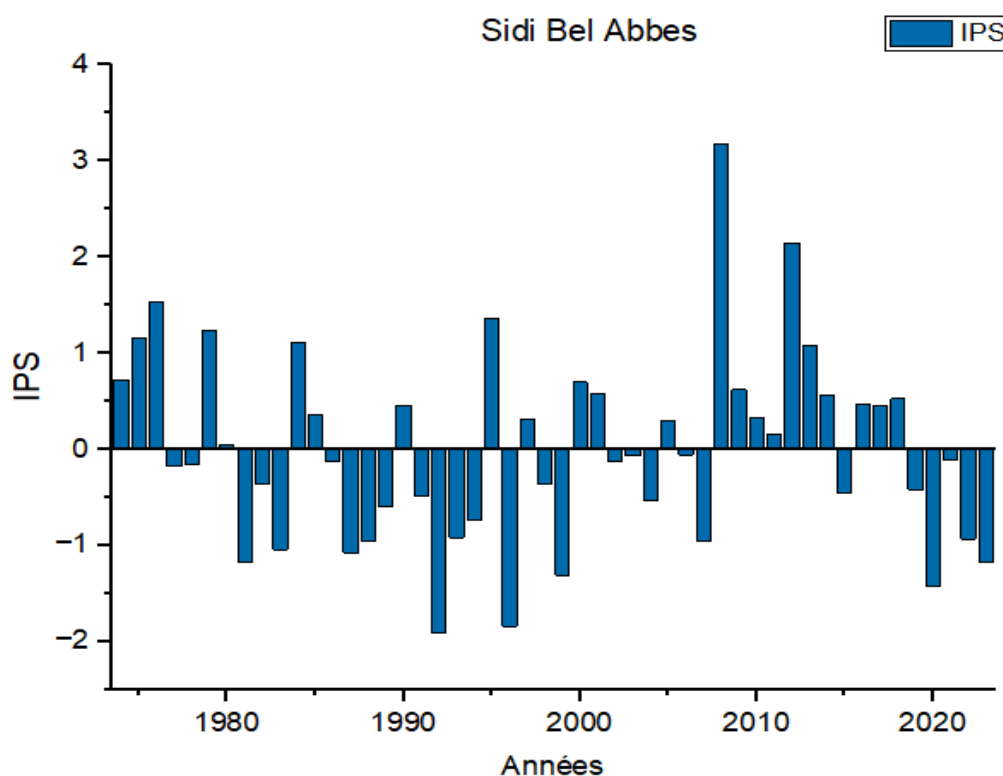


Figure IV.8 : Evolution annuelle des indices des précipitations standardisés de la station de Sidi Bel Abbès (1974-2023)

➤ **À la station de Lamatar Aval :**

Comme les stations précédentes, on observe une succession irrégulière de phases humides et sèches à la station de Lamtar Aval. Les indices des précipitations standardisées mettent en évidence une longue sécheresse débutant à la fin des années 1970 et se terminant en 2006, avec des SPI avoisinant -2 en 1987 et 1996 (figure IV.9).

Depuis 2006, on observe un retour à une période plus humide, avec des indices centrés réduits qui atteignent jusqu'à 3 en 2009.

Dans l'ensemble, les indices standardisés des précipitations révèlent une variabilité interannuelle considérable des précipitations à la station de Lamtar Aval, avec une prédominance d'années sèches durant la période de 1980 à 2006.

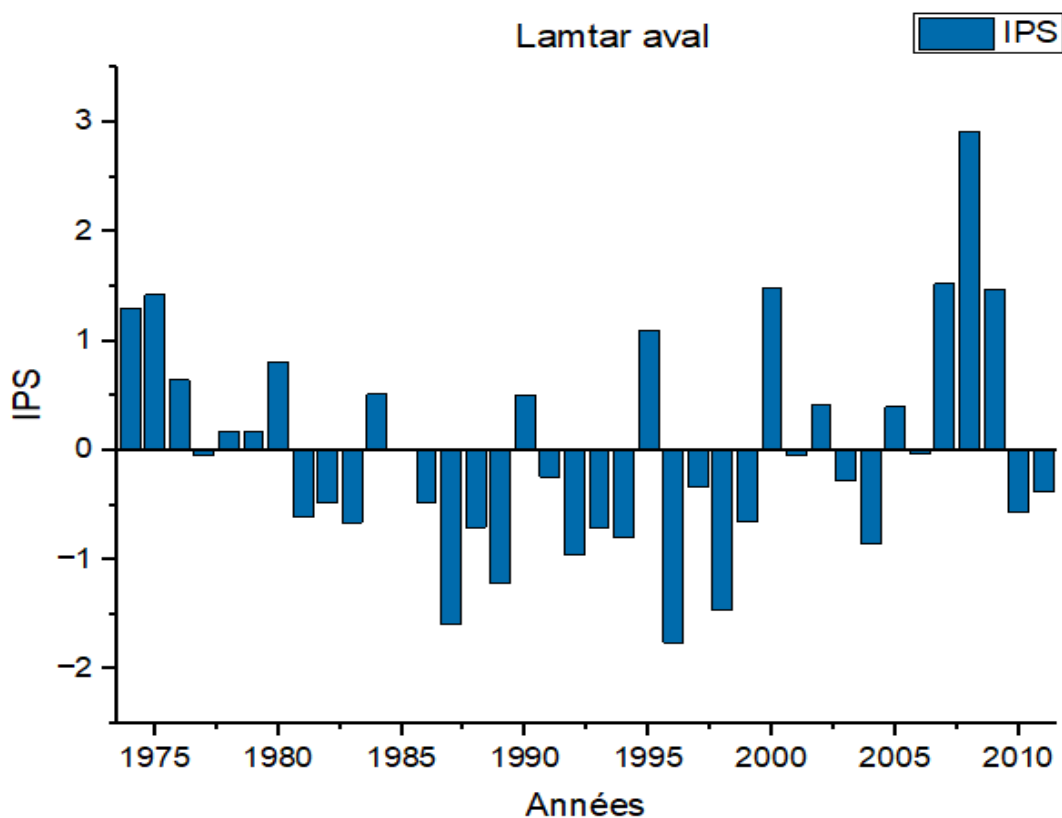


Figure IV.9 : Evolution annuelle des indices des précipitations standardisés de la station de Lamtar aval (1974-2011)

➤ **À la station de Hassi Daho :**

La figure IV.10 présente l'évolution de l'Indice de Précipitation Standardisé (IPS) à la station de Hassi Daho entre 1973 et 2011. L'analyse révèle une succession importante entre les années sèches et humides, avec une dominance notable des années déficitaires de la série chronologique, surtout entre 1981 et 2007, où les valeurs d'IPS restent fréquemment négatives.

L'année 1996 ressort comme la plus sèche avec un indice inférieur à -2,5, signalant une sécheresse extrême. En revanche, des épisodes humides importants apparaissent notamment en 1974 et 1978, et surtout en 2008, qui enregistre une valeur exceptionnelle de l'IPS, dépassant +3, indiquant une année extrêmement humide.

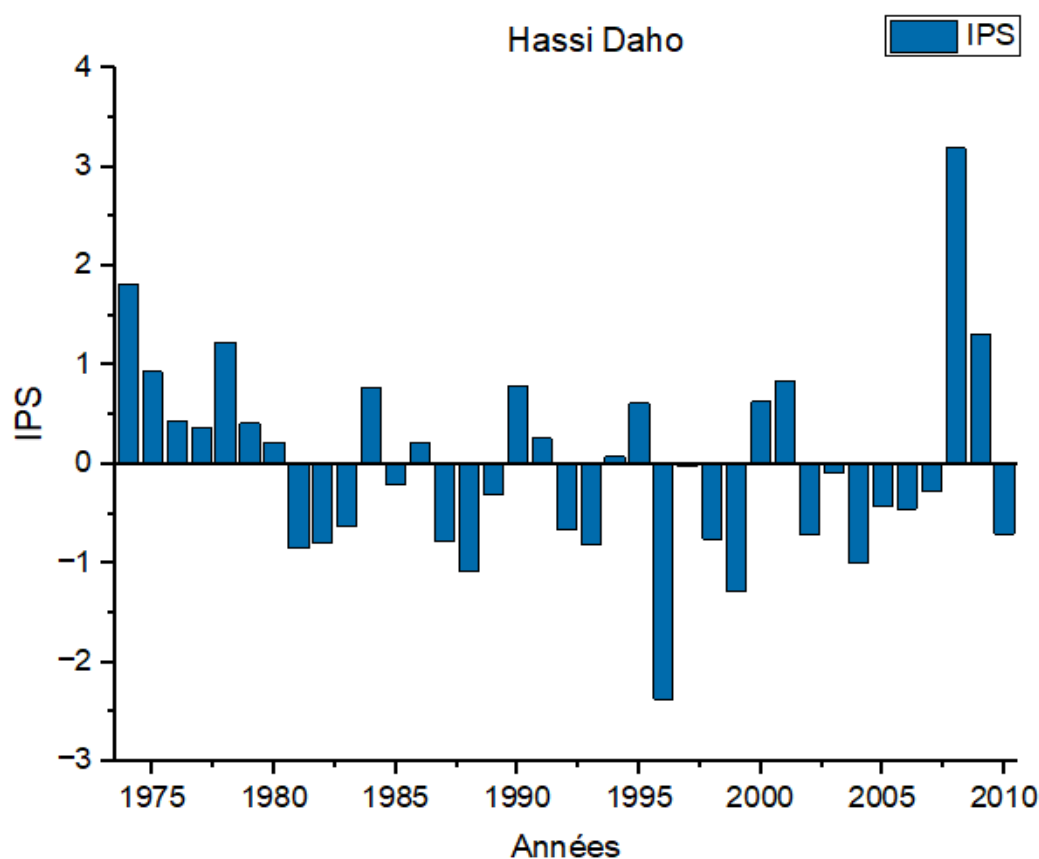


Figure IV.10 : Evolution annuelle des indices des précipitations standardisés de la station de Hassi Daho (1974-2010)

➤ **À la station de Tessala :**

La figure IV.11 illustre l'évolution de l'Indice de Précipitation Standardisé (IPS) à la station de Tessala entre 1974 et 2011. On observe une forte variabilité interannuelle des précipitations dans cette station.

Les années 1974 et 1980 enregistrent des IPS maximales avec des valeurs supérieures à +3, indiquant des épisodes exceptionnellement pluvieux. Par la suite, la période allant de 1981 jusqu'à la fin de la série est marquée par une prédominance des valeurs négatives, traduisant une longue période de sécheresse.

Cette période est entrecoupée de quelques années humides, notamment en 1990, 1991, 1995, 2000, 2008 et 2009, mais elles restent de faible intensité comparées aux épisodes pluvieux du début de la période.

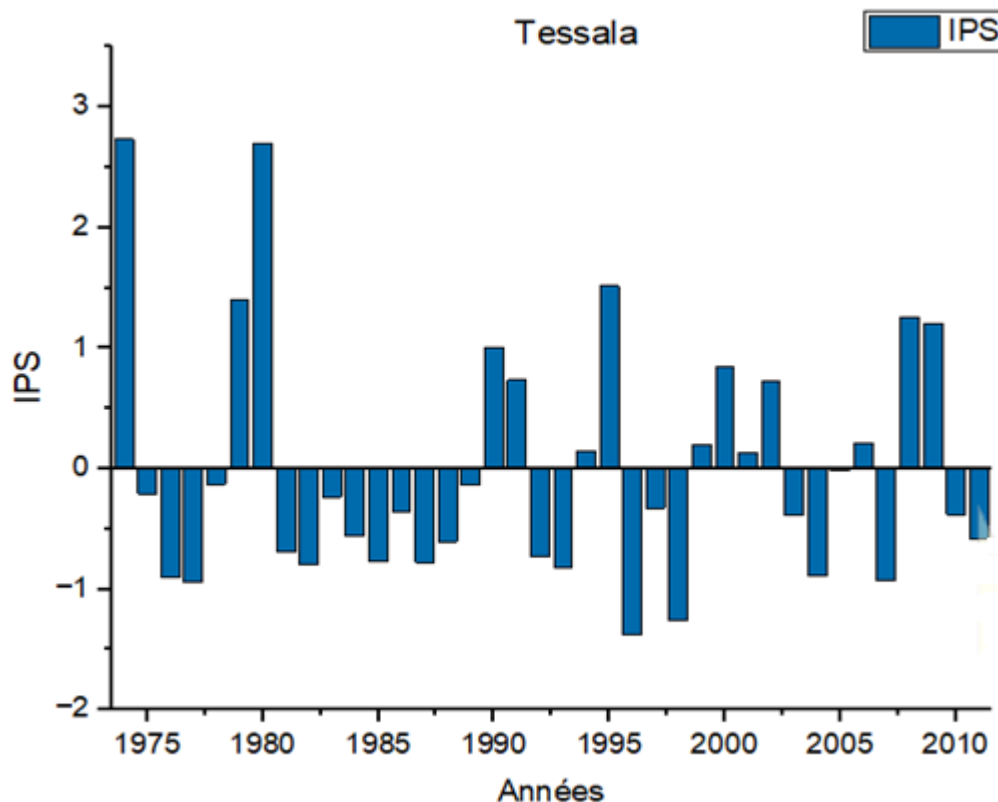


Figure IV.11 : Evolution annuelle des indices des précipitations standardisés de la station de Tessala (1974-2011)

b) À l'échelle saisonnière :

➤ À la station d'Ain El Berd :

L'analyse de l'évolution de l'indice pluviométrique standardisée (IPS) à Ain El Berd entre 1974 et 2012 révèle une grande fluctuation des précipitations saisonnières (figure IV.12). Depuis les années 1990, on observe une tendance claire vers l'humidification en automne, marquée par une hausse notable des précipitations généralement notée en fin de cette période. Les deux saisons, le printemps et l'hiver, présentent une variabilité importante sans tendance claire, alternant de façon aléatoire entre des années pluvieuses et sèches. L'été est habituellement aride, comme c'est typique des climats méditerranéens, bien que certaines années exceptionnelles puissent connaître des périodes humides.

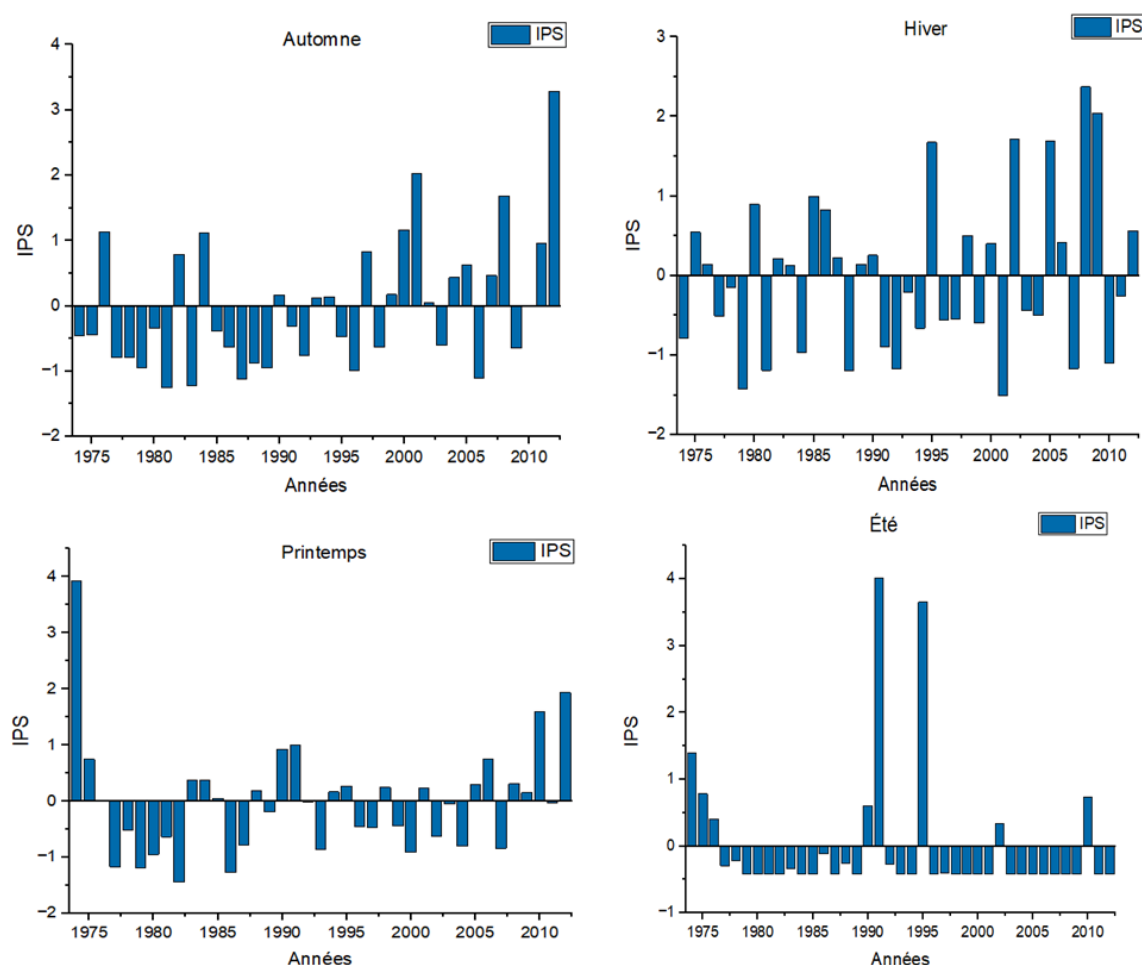


Figure IV.12 : Evolution saisonnière des indices des précipitations standardisés de la station d'Ain El Berd (1974-2012)

➤ **À la station de Sidi Bel Abbes :**

L'analyse de la variation saisonnière de l'IPS à Sidi Bel Abbes entre 1974 et 2023 révèle des changements saisonniers très importants. En automne, la période de 1974 à 1985 se caractérise par un climat majoritairement humide, suivi d'une phase aride qui s'étend de 1985 à 1998. On observe par la suite un retour de la phase humide jusqu'aux 2014, suivi d'une nouvelle phase de sécheresse vers la fin de cette période (figure IV.13).

Le printemps présente une alternance plus irrégulière de périodes sèches et humides, surtout après 2000, où des années très contrastées se succèdent. En hiver, les années 1974-1980 apparaissent majoritairement humides, suivies d'une longue période sèche jusqu'à la fin des années 1990. Ensuite, un retour progressif à des conditions humides, entrecoupées de quelques années sèches, est perceptible après 2000. Enfin, l'été reste une saison globalement sèche, à l'exception de quelques années humides marquantes, notamment en 1995 ainsi qu'en 2010 et 2013. Dans l'ensemble, la station de Sidi Bel Abbes montre une grande variabilité saisonnière.

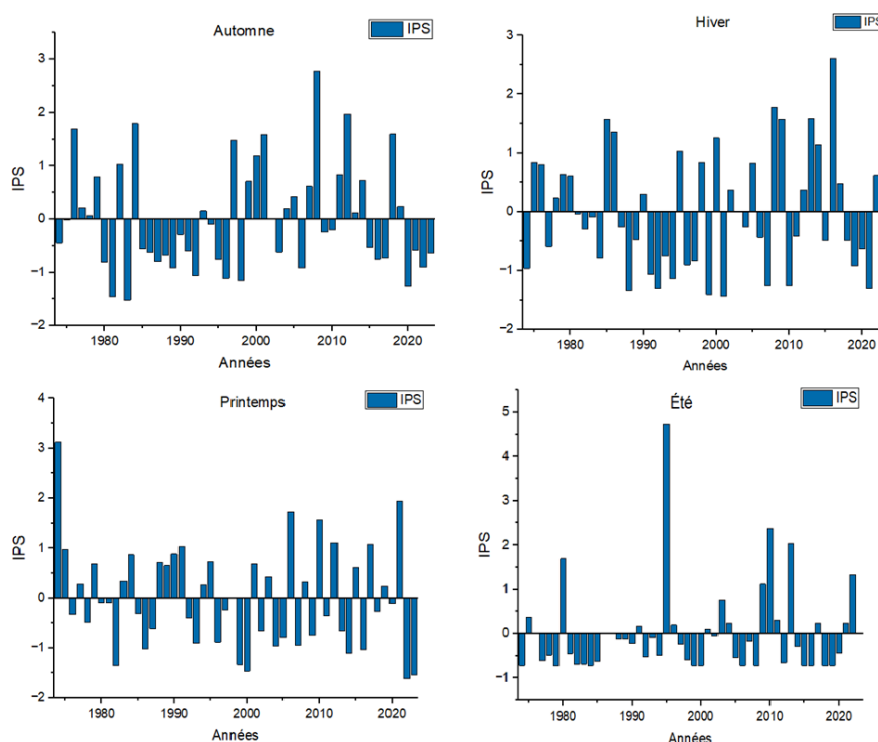


Figure IV.13 : Evolution saisonnière des indices des précipitations standardisés de la station de Sidi Bel Abbes (1974-2023)

➤ **À la station de Tessala :**

L'automne à Tessala a connu une succession de phases humides et sèches. La période de 1974 à 2011 est caractérisée par une période sèche, avec des indices des IPS dépassant -1,5 en 1981 et 1998. Cette période est entrecoupée par quelques années humides avec des indices IPS supérieurs à +2,5 en 1979 et 2001. L'hiver présente une grande variabilité, sans tendance clairement définie sur toute la durée d'observation.

Le printemps se caractérise en trois phases : la première phase est marquée par un caractère aléatoire, se manifestant uniquement par une alternance des années humides et sèches. La deuxième phase, qui s'étend de 1988 à 1995, est caractérisée par une humidité accrue, avec un indice d'IPS dépassant +2 en 1994. Par la suite, de 1995 à 2011, une phase sèche est perceptible, à l'exception des années 2006 et 2010 qui se caractérisent par une humidité. Dans un climat méditerranéen, l'été, habituellement sec, exceptant quelque années humide (figure IV.14).

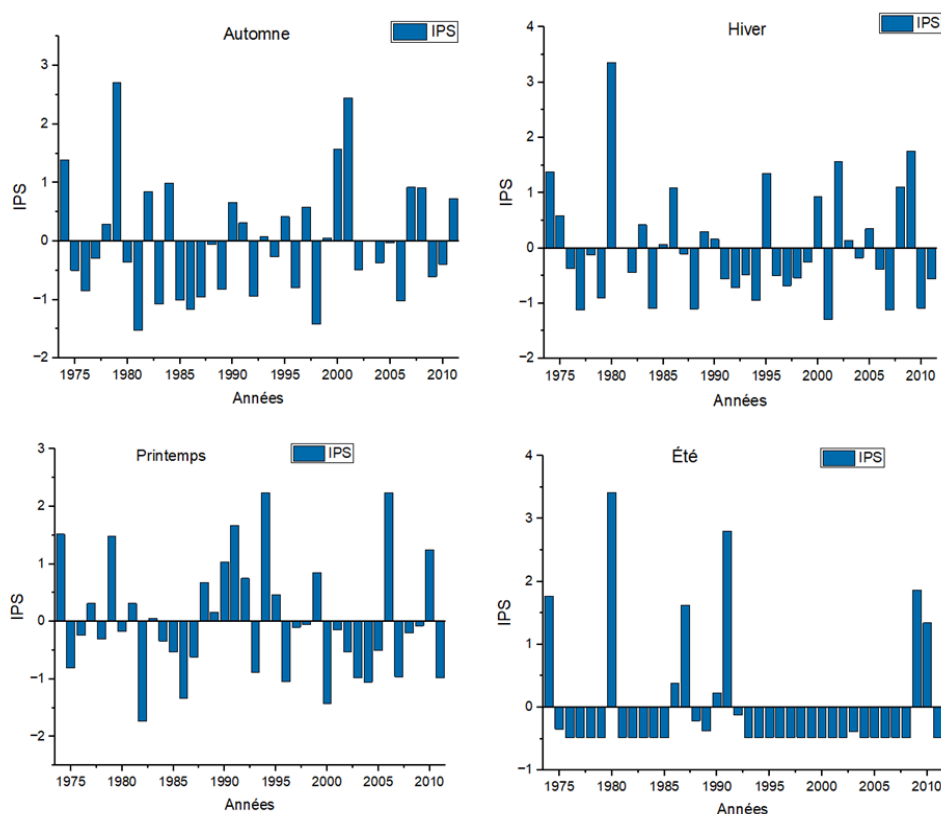


Figure IV.14 : Evolution saisonnière des indices des précipitations standardisés de la station de Tessala (1974-2011)

➤ **À la station de Lamatar Aval :**

La figure IV.15 illustre l'évolution de l'indice de pluie standardisé (IPS) à Lamtar en aval de 1974 à 2011. Les quatre saisons démontrent une grande variabilité climatique, caractérisée par une succession de phases humides et sèches, qui sont principalement sec, où l'on note des IPS qui excèdent le -1,5 (figure IV.15).

Il est difficile d'identifier une tendance, mis à part la saison d'automne qui a été observée en deux phases, la première période est sèche s'étalant de 1986 à 1998. Par la suite, on observe un retour à une période humide avec des indices IPS qui dépassent 2,5 en 2000 et 2007. Quant à l'été, sauf pour quelques années où la pluie est abondante, il demeure généralement sec.

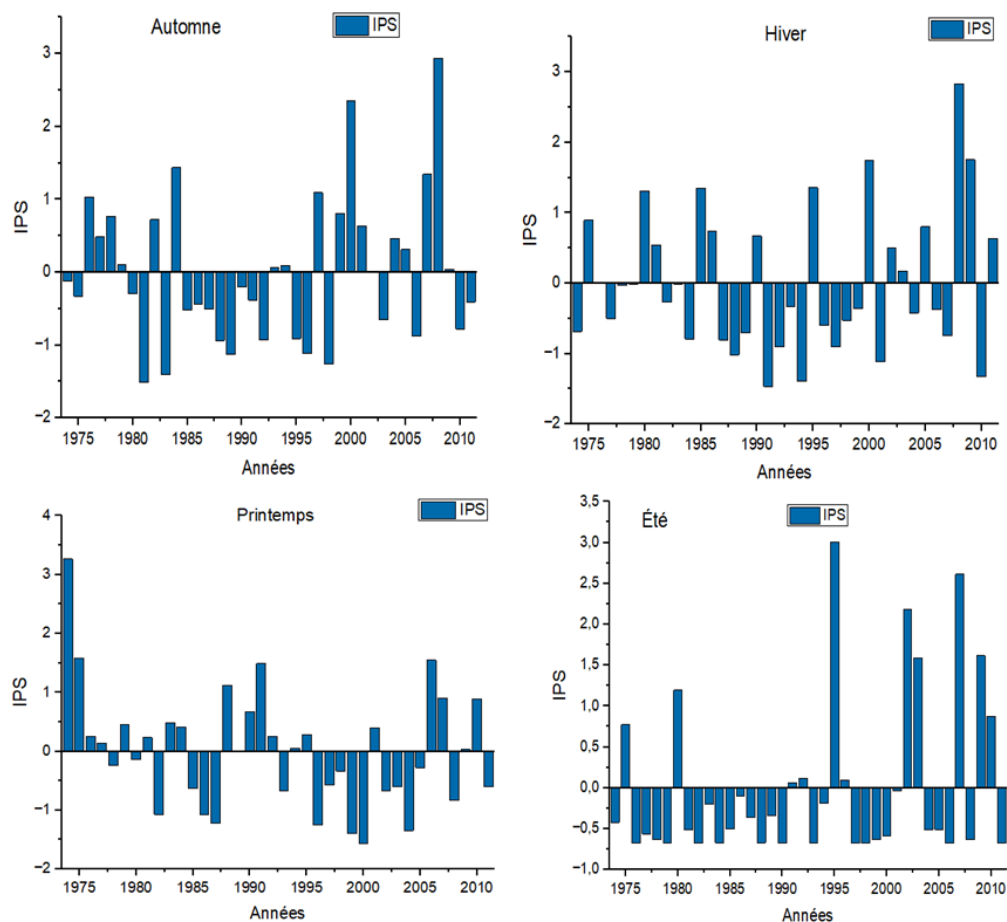


Figure IV.15 : Evolution saisonnière des indices des précipitations standardisés de la station de Lamtar aval (1974-2011)

➤ **À la station de Hassi Daho :**

La figure IV.16 illustre l'évolution saisonnière des indices des précipitations standardisés (IPS) entre 1974 et 2010 à la station de Hassi Daho pour les quatre saisons : automne, hiver, printemps et été. Globalement, on observe une variabilité saisonnière très importante, avec des alternances de périodes humides et sèches.

En automne, les années humides sont plus concentrées avant 1985, tandis qu'une tendance déficitaire domine après cette date, cette période entrecoupée par des années humides exceptionnelles en 2000 et 2008 ($IPS > +2,4$). En hiver, bien que la variabilité soit importante, les années récentes présentent une succession plus équilibrée entre les années humides et sèches, avec un IPS exceptionnel en 2008 ($IPS > +3$). Le printemps est caractérisé par une prédominance de déficits hydriques à partir de la fin des années 1980, indiquant une tendance à la baisse. Enfin, l'été présente en majorité des indices négatifs, traduisant des conditions généralement sèches.

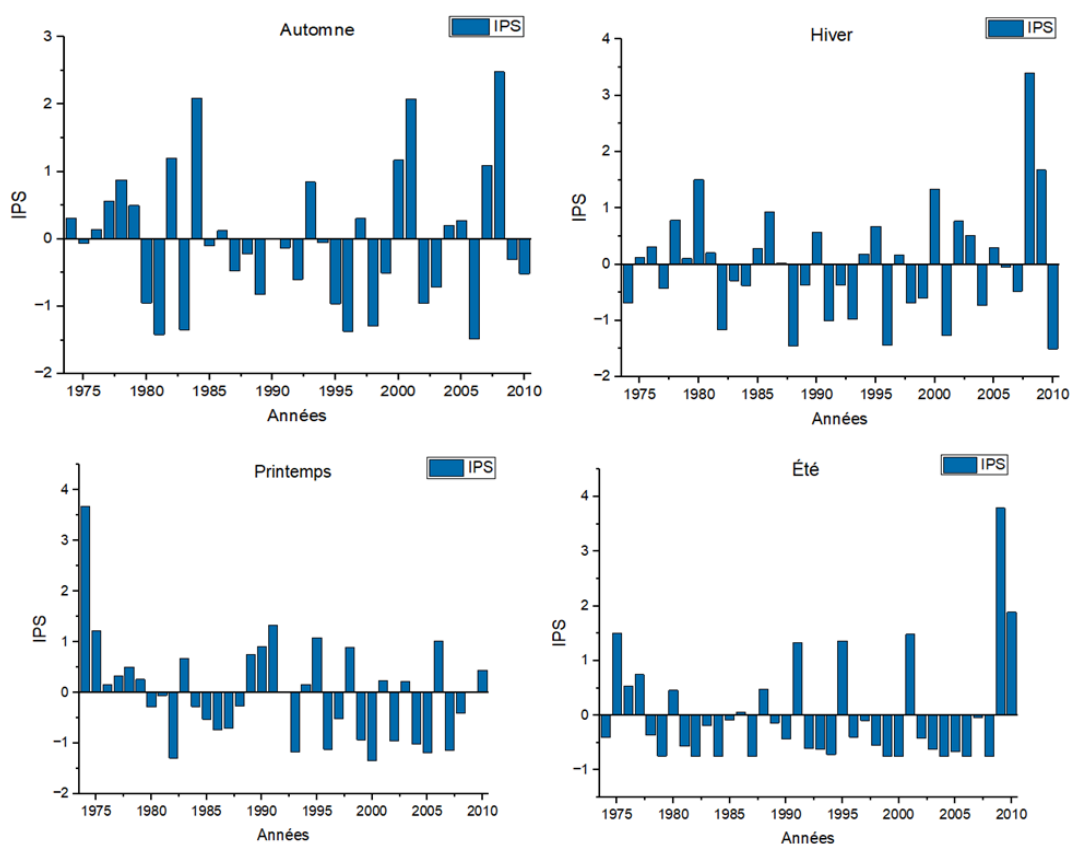


Figure IV.16 : Evolution saisonnière des indices des précipitations standardisés de la station de Hassi Daho (1974-2010)

IV.2.3 Recherche de la tendance par la méthode de des moindres carrés :

a) À l'échelle annuelle :

➤ La station d'Ain El Berd :

La figure IV.17 illustre l'évolution des précipitations annuelles à la station d'Ain El Berd pour la période allant de 1974 à 2012. L'analyse de la figure IV.17 met en évidence une tendance à la hausse, illustrée par la droite de régression linéaire d'équation (14), traduisant une augmentation moyenne annuelle estimée à 4,69 mm/ans.

$$y = 258,6 + 4,69 \cdot t \dots\dots\dots(14)$$

Les données des précipitations annuelles montrent que malgré une tendance générale à la hausse, le phénomène est fortement affecté par des une variabilité interannuelle importante.

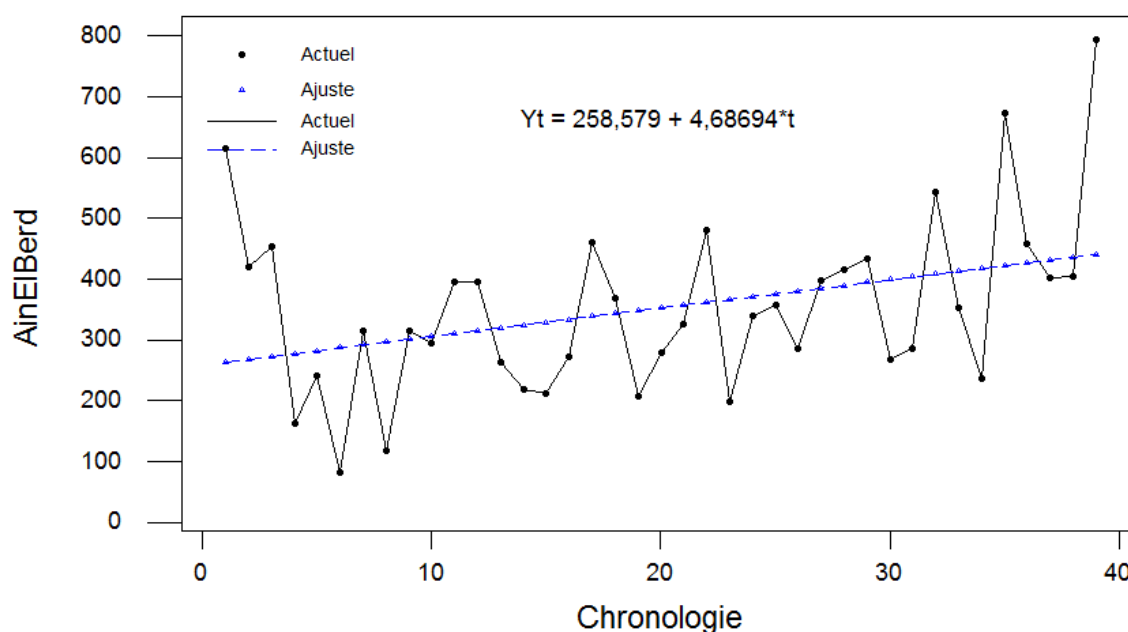


Figure IV. 17: Évolution annuelle de la tendance à la station d'Ain Elberd
(1974-2012)

➤ La station de Sidi Bel Abbès :

La figure IV.18 présente l'évolution des totaux pluviométriques annuels à la station de Sidi Bel Abbès sur une période de 50 ans, de 1974 à 2023. L'analyse de la

tendance, illustrée par la droite de régression linéaire, révèle une tendance légèrement décroissante dans le temps, avec une équation de tendance donnée par :

$$Y = 315,1 - 0,096 \cdot t \dots\dots\dots(15)$$

Cette équation indique une baisse très faible et presque négligeable d'environ 0,096 mm par an. Malgré cette légère diminution, la série chronologique illustre une forte variabilité interannuelle, caractérisée par oscillation des périodes sèches et humides.

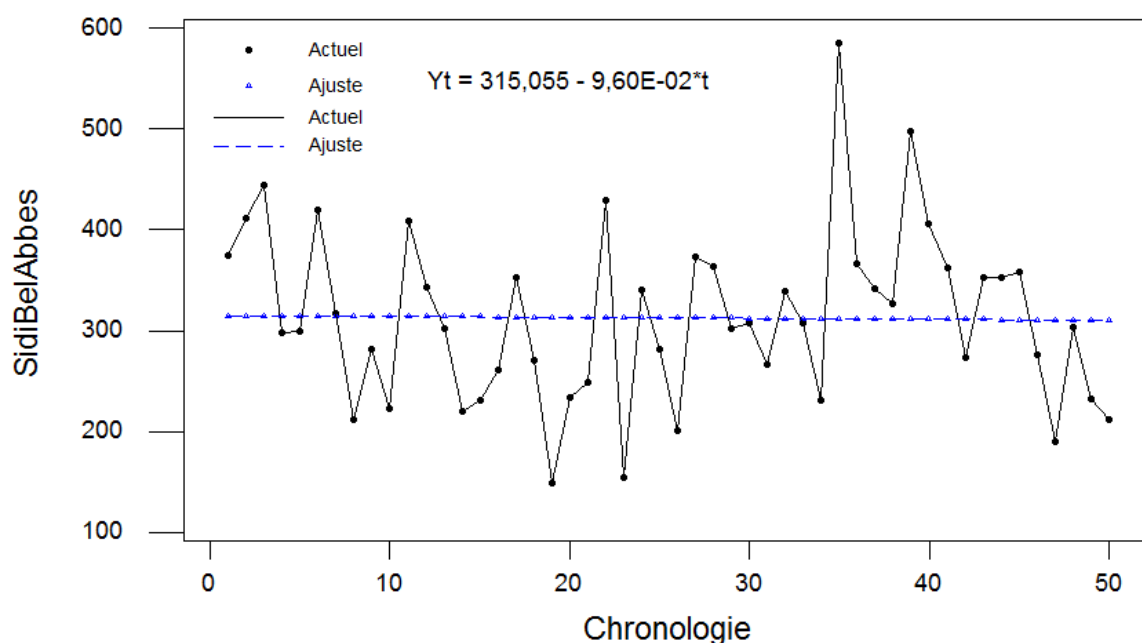


Figure IV. 18: Évolution annuelle de la tendance à la station de Sidi Bel Abbès
(1974-2023)

➤ **La station de Tessala :**

La figure IV.19 présent l'évolution des pluies annuelles à la station de Tessala de 1974 à 2011. La droite de régression linéaire, représentée par l'équation suivante :

$$Y = 339,7 - 0,68 \cdot t \dots\dots\dots(16)$$

Cette équation souligne une tendance légèrement décroissante, indiquant une réduction moyenne annuelle d'environ 0,68 mm/ans. Cependant, cette diminution est modeste comparée à l'ampleur des variations observées. Effectivement, les données relevées montrent une variabilité considérable d'une année à l'autre, avec des pluies

maximales notables au début de la série et une alternance irrégulière des périodes sèches et humides sur l'ensemble de la période.

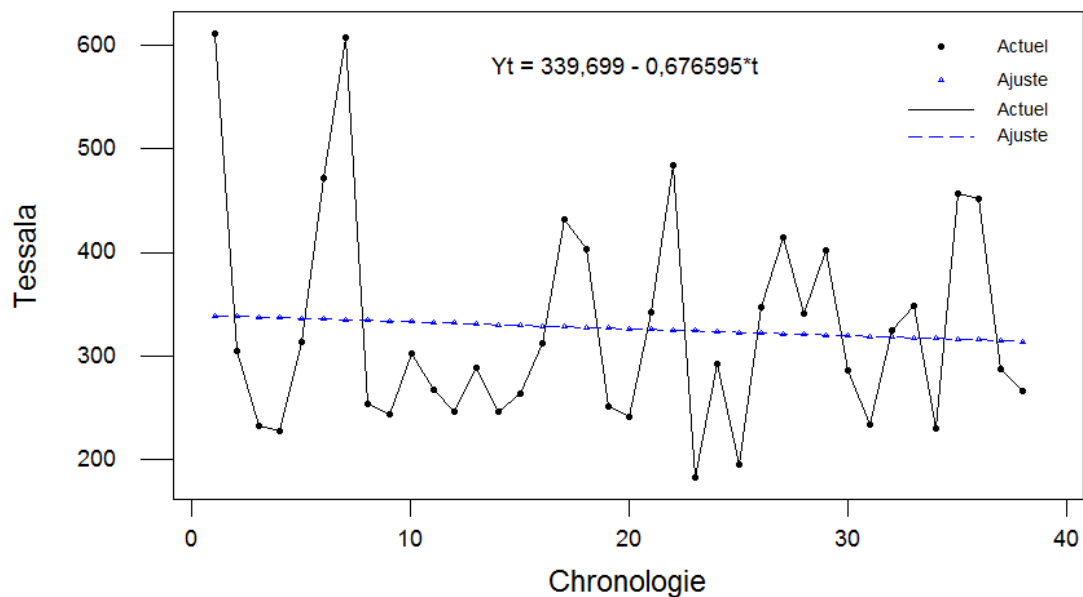


Figure IV.19 : Évolution annuelle de la tendance à la station de Tessala (1974-2011).

➤ **La station de Lamtar aval :**

Sur une période de 1974 à 2011 à la station de Lamtar aval. L'examen de la figure IV.20 indique une légère tendance à la hausse, avec une augmentation moyenne annuelle d'environ 0,43 par ans, illustrée par la ligne de régression linéaire décrite par l'équation (17). Cette tendance est relativement modeste par rapport à la variabilité interannuelle significative des données observées.

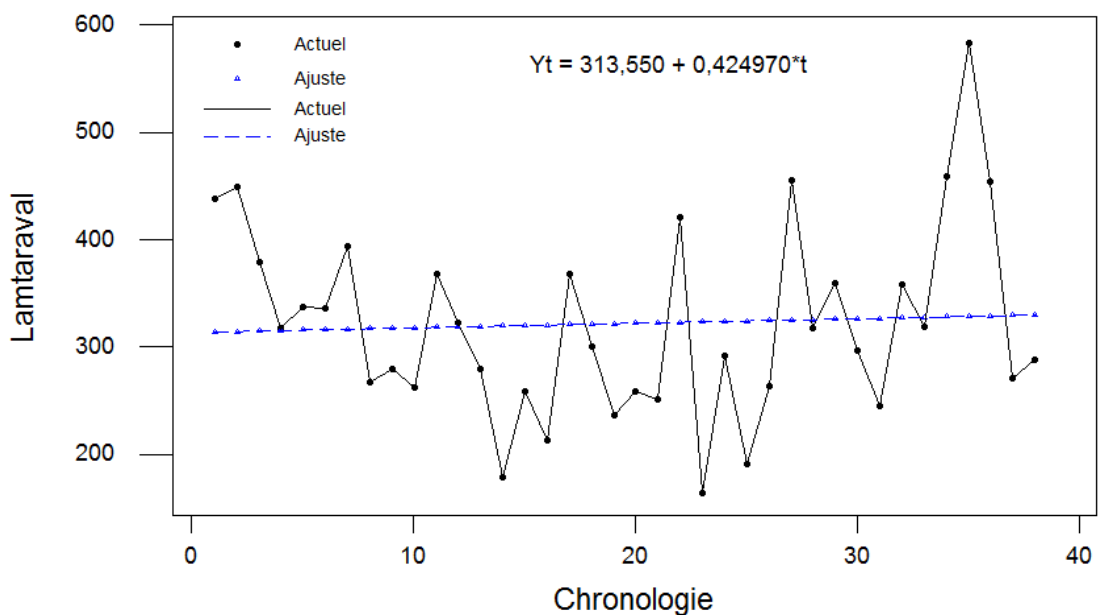


Figure IV.20 : Évolution annuelle de la tendance à la station de Lamtar aval
(1974-2011)

$$Y = 313,5 + 0,43 \cdot t \dots\dots\dots(17)$$

➤ **La station de Hassi Daho :**

La figure IV.21 illustre l'évolution des données mesurées à la station de Hassi Daho entre 1974 et 2010. La droite de tendance, définie par l'équation (18). Cette équation souligne une tendance à la baisse durant la période examinée, avec une diminution moyenne annuelle d'environ 1,02 par ans. Cette baisse, bien que légère, est plus prononcée comparée à d'autres stations.

Les fluctuations interannuelles sont très importantes, avec des maximas et des minimas, illustrant une forte variabilité. Une pluie exceptionnelle en fin de série vient perturber la tendance générale, les données de Hassi Daho témoignent d'une diminution tendancielle significative, possiblement liée à des changements climatiques ou environnementaux affectant la région sur le long terme.

$$Y = 310,4 - 1,02 \cdot t \dots\dots\dots(18)$$

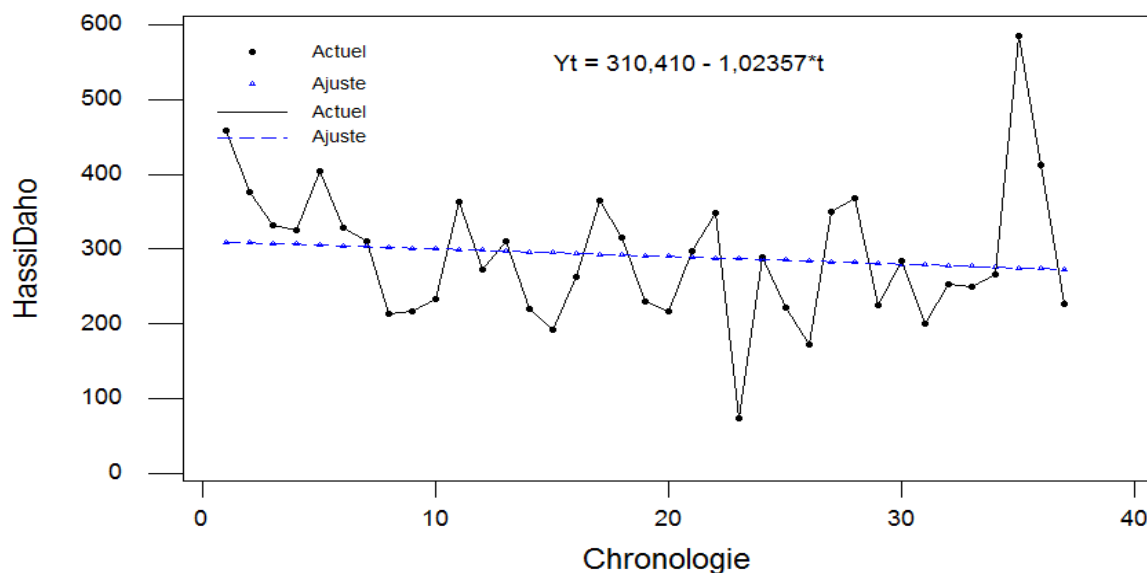


Figure IV.21: Évolution annuelle de la tendance à la station de Hassi Daho
(1974-2011)

b) À l'échelle saisonnière :

➤ **La station d'Ain El berd :**

L'analyse saisonnière sur la période de 1974 à 2012 à la station d'Ain Elberd révèle une tendance à la hausse, à l'exception des mois d'été (figure IV.22).

Le premier graphique représente la saison de l'automne, caractérisée par une forte variabilité des précipitations et une tendance à la hausse, avec une augmentation moyenne annuelle d'environ 2,78 par ans. Cela reflète le rôle majeur de l'automne en tant que saison la plus pluvieuse dans les régions semi-arides, avec des épisodes de pluies intenses irréguliers. Le deuxième graphique correspond à l'hiver, où les valeurs de précipitations restent relativement stables avec une tendance à la hausse au fil des années et une augmentation moyenne annuelle d'environ 1,35 par ans.

Le troisième graphique est associé au printemps, saison de transition marquée par une diminution progressive des précipitations. On y note une tendance légèrement croissante, accompagnée d'une variabilité interannuelle. Enfin, le quatrième graphique présente la saison de l'été, une saison dominée par des conditions sèches, avec des précipitations très faibles et une tendance générale à la baisse. Les rares pics observés traduisent la survenue exceptionnelle d'orages estivaux. Cette analyse saisonnière met en évidence un régime climatique marqué par une irrégularité croissante.

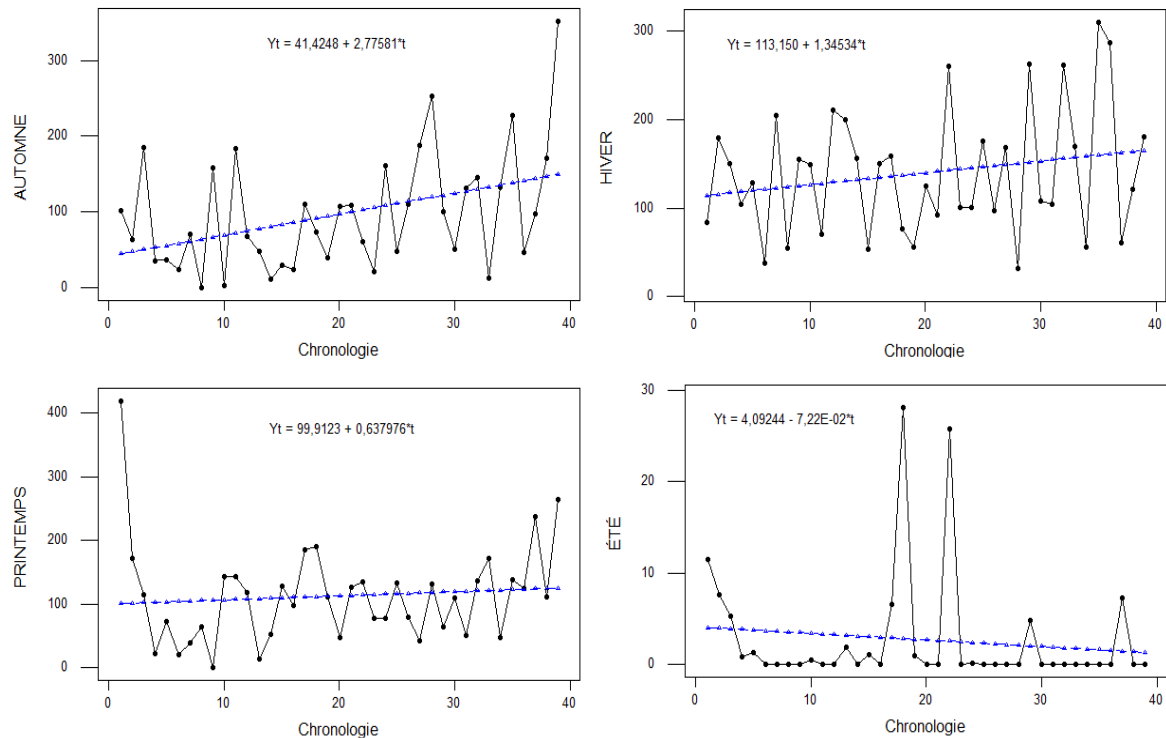


Figure IV. 22: Évolution saisonnière de la tendance à la station d'Ain Elberd (1974-2012)

➤ La station de Sidi Bel Abbès :

L'évolution saisonnière des précipitations à la station de Sidi Bel Abbès montre des tendances contrastées selon les saisons (figure IV.23). En automne et en hiver, les précipitations présentent une légère tendance à la hausse, avec une pente correspondant respectivement à 0,18 mm/ans et 0,21 mm/ans, bien que la variabilité saisonnière soit importante. Certaines années sont nettement plus humides que d'autres, ce qui traduit une instabilité croissante de ces saisons.

En revanche, le printemps connaît une tendance à la baisse des précipitations. Cela peut indiquer une réduction progressive de l'humidité printanière, avec des années plus sèches devenant plus fréquentes, ce qui pourrait affecter les besoins agricoles et la végétation. Enfin, l'été reste caractérisé par des précipitations très faibles avec quelques pics isolés, souvent dus à des orages exceptionnels.

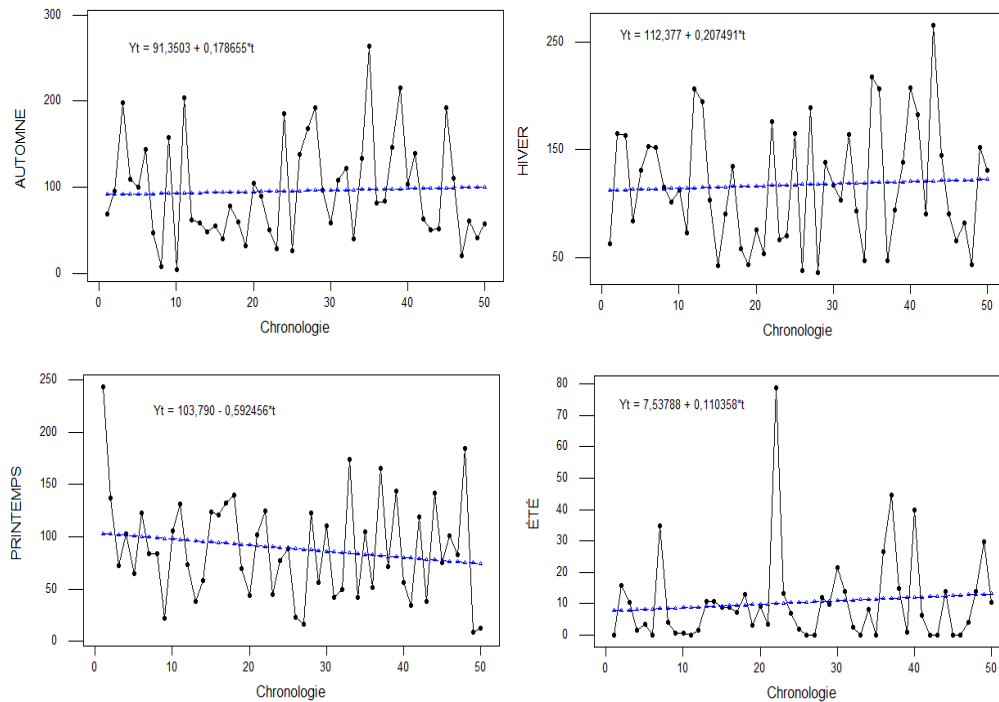


Figure IV.23: Évolution saisonnière de la tendance à la station de Sidi Bel Abbès (1974-2023)

➤ La station de Tessala :

L'évolution saisonnière des précipitations à la station de Tessala entre 1974 et 2011 révèle des comportements contrastés selon les saisons (figure IV.24).

En automne, les précipitations affichent une tendance légèrement positive (+0,30 mm/ans), avec des maxima marqués certaines années, confirmant que cette saison joue un rôle important dans le régime hydrique de la station. Les variations saisonnières sont importantes, traduisant une certaine irrégularité pluviométrique.

En hiver, la tendance est légèrement négative (à la baisse), bien que les précipitations soient souvent plus abondantes que celles du printemps et de l'été, renforçant l'importance de cette saison pour l'alimentation en eau. Cependant, la variabilité y est également marquée, avec des alternances d'années humides et sèches. Au printemps, on note une légère tendance à la baisse (-0,33 mm/ans), ce qui pourrait indiquer une réduction progressive des apports hydriques printaniers, un phénomène préoccupant pour l'agriculture locale et les besoins en eau de la végétation. Enfin, l'été reste caractérisé par des précipitations très faibles, parfois ponctuées de pluie rare et

isolée, souvent dus à des orages convectifs exceptionnels. Globalement, le régime pluviométrique de Tessala reste dominé par les précipitations automnales et hivernales, tandis que le printemps montre des signes d'assèchement et l'été reste sec.

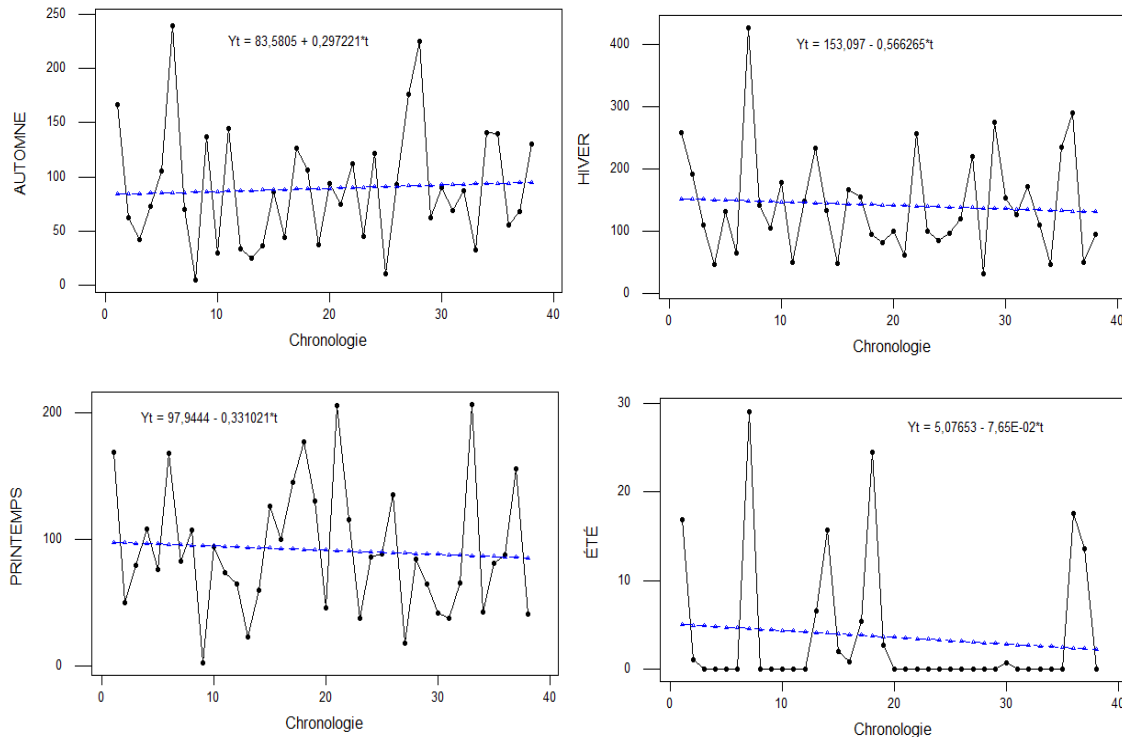


Figure IV.24: Évolution saisonnière de la tendance à la station de Tessala (1974-2011)

➤ **La station de Lamtar aval :**

La figure IV.25 représente l'évolution saisonnière des précipitations à la station de Lamtar aval pour la période allant de 1974 à 2011.

En automne, les précipitations présentent une légère tendance positive (+0,74 mm/ans), marquée par des pics irréguliers au fil des années, traduisant la variabilité interannuelle de cette saison et confirmant son rôle important dans l'alimentation en eau de la région.

En hiver, la tendance des précipitations est également légèrement positive (+0,48 mm/ans), bien que la variabilité soit forte : plusieurs années montrent des valeurs très différentes d'un hiver à l'autre, soulignant l'instabilité saisonnière. Cette variabilité peut avoir un impact sur la disponibilité des ressources en eau et la gestion agricole.

Au printemps, les graphiques révèlent une tendance clairement négative (-1,33 mm/ans), indiquant une diminution progressive des précipitations printanières sur la période étudiée. Cette baisse pourrait aggraver le stress hydrique pour l'agriculture et la végétation, notamment à un moment où les cultures ont souvent besoin d'eau.

Enfin, l'été reste marqué par des précipitations très faibles, mais la tendance montre une légère augmentation des précipitations estivales, bien que ponctuelle et irrégulière. Ces précipitations estivales sont souvent liées à des orages isolés et n'ont qu'un impact limité sur l'humidité globale de la saison. En résumé, le régime pluviométrique de Lamtar aval demeure dominé par l'automne et l'hiver, avec un printemps qui tend à s'assécher et un été qui reste généralement sec.

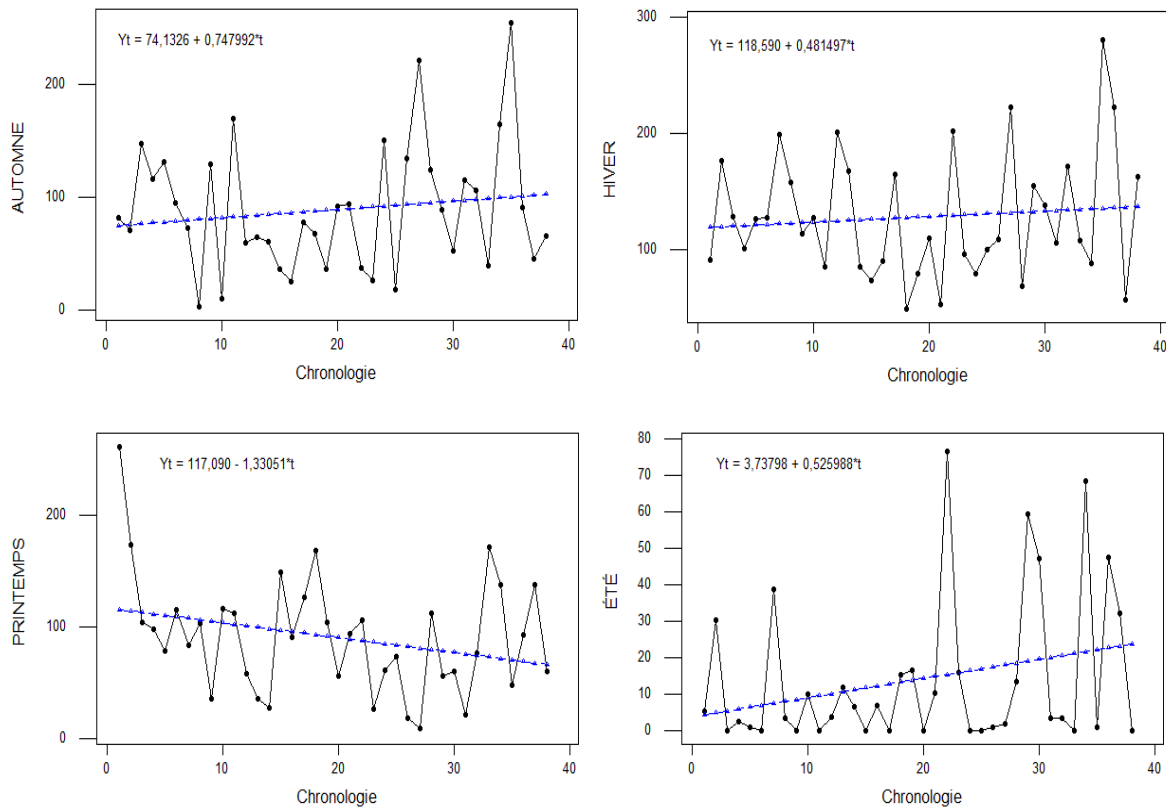


Figure IV.25 : Évolution saisonnière de la tendance à la station de Lamtar aval
(1974-2011)

➤ La station de Hassi Daho :

L'évolution saisonnière des précipitations à la station de Hassi Daho entre 1974 et 2010 met en évidence des tendances variables selon les saisons (figure IV.26).

En automne, les précipitations montrent une certaine stabilité, illustrant une augmentation très faible des précipitations durant cette saison. Cette série chronologique reste cependant ponctuelle et irrégulière.

En hiver, les précipitations affichent également une très légère tendance à la hausse (+0,51 mm/ans), accompagnée d'une forte dispersion hivernale, ce qui traduit une instabilité de cette saison.

Au printemps, on observe une tendance à la baisse marquée (-1,68 mm/ans). Cela se manifeste par une diminution progressive des valeurs des pluies printanières, ce qui pourrait avoir un impact direct sur les besoins agricoles et la végétation locale. Enfin, l'été reste caractérisé par des précipitations très faibles et irrégulières, marquées

par quelques pics isolés, souvent liés à des orages occasionnels. Le régime pluviométrique de Hassi Daho demeure dominé par les apports automnaux et hivernaux, tandis que le printemps tend à s'assécher et l'été reste structurellement sec, malgré quelques épisodes exceptionnels.

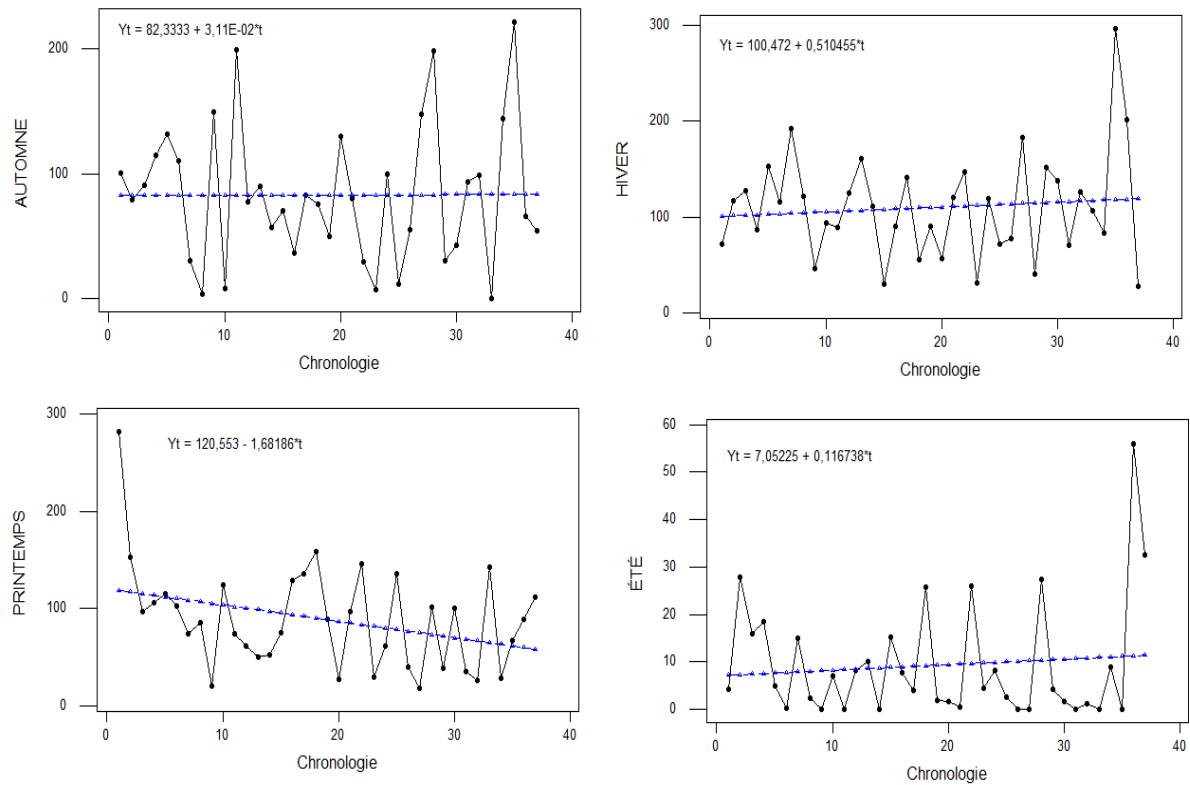


Figure IV.26 : Évolution saisonnière de la tendance à la station de Hassi Daho
(1974-2011)

Conclusion générale :

L'analyse statistique des cinq stations pluviométriques (Ain El Berd, Sidi Bel Abbès, Tessala, Lamtar aval et Hassi Daho) révèle un régime climatique typiquement méditerranéen, caractérisé par des hivers humides et des étés secs. Les précipitations maximales sont généralement enregistrées entre novembre et mars, avec des maxima observés en janvier, février ou novembre, selon la station. En revanche, les mois d'été (juin, juillet, août) affichent des niveaux de précipitations extrêmement faibles.

Concernant les précipitations annuelles, toutes les stations montrent une forte variabilité d'une année à l'autre, avec des années exceptionnellement humides comme 2008 ou 2012, et d'autres extrêmement sèches comme 1992 ou 1996. Cette variabilité souligne l'instabilité climatique à l'échelle régionale.

L'analyse saisonnière renforce ces constats : l'hiver est la saison la plus humide, suivi du printemps et de l'automne, tandis que l'été reste très sec dans toutes les stations étudiées. Les pluies saisonnières illustrent aussi une variabilité importante, avec des années très humides (comme 2008 ou 2012) contrastant avec des années de sécheresse marquée (notamment dans les années 1990).

Les tests de normalité (Kolmogorov-Smirnov) appliqués aux séries annuelles et saisonnières indiquent que tous les stations suivent une loi normale, à l'exception de la saison estivale, où les valeurs très faibles ou nulles perturbent la distribution.

L'analyse des indices de précipitation standardisés (IPS) aux niveaux des cinq stations (Ain El Berd, Sidi Bel Abbès, Lamatar Aval, Hassi Daho et Tessala) révèle une forte variabilité interannuelle du climat, marquée par une longue phase de déficit pluviométrique particulièrement entre la fin des années 1970 et le milieu des années 2000, avec des sécheresses modérées à sévères (IPS souvent négatifs, parfois extrêmes, < -2) suivie d'épisodes ponctuels d'humidité intense (IPS > 3 , notamment vers 2008-2009), avant un retour récent de la sécheresse dans la stations de Sidi Bel Abbès entre 2016 et 2023.

À l'échelle saisonnière, la variabilité reste importante : les étés restent généralement secs, l'automne connaît parfois des phases alternées d'humidité et de

sécheresse, tandis que le printemps et l'hiver oscillent sans tendance claire, témoignant d'un régime climatique instable et soumis à des extrêmes pluviométriques.

L'analyse des tendances par la méthode des moindres carrés des précipitations révèle des évolutions contrastées : à Ain El Berd et Lamtar Aval, une légère augmentation des précipitations annuelles (+4,69 mm/an et +0,43 mm/an) contraste avec des diminutions modestes à Sidi Bel Abbès, Tessala et Hassi Dahou (-0,096, -0,68 et -1,02 mm/an respectivement), cela se déroule sur un contexte de variabilité interannuelle significative qui obscurcit ces tendances linéaires.

À l'échelle saisonnière, les hausses marquées en automne (jusqu'à +2,78 mm/an à Ain El Berd ou +0,74 mm/an à Lamtar Aval). Au printemps, les précipitations enregistrent des diminutions jusqu'à -1,68 mm/an à Hassi Dahou et -1,33 mm/an à Lamtar Aval, tandis que l'été reste sec. Ces résultats montrent un régime pluviométrique dont la tendance générale est atténuée par une forte variabilité, soulignant l'importance des saisons de transition (automne/hiver) pour la disponibilité en eau et le stress hydrique printanier.

BOUDJEMA, M.E., & DELLAS, A. (2023). *Étude des tendances dans les séries pluviométriques annuelles : Cas des Hauts Plateaux Oranais (Algérie)*. Mémoire de Master en Hydraulique urbaine, Université de Saïda.

CHRISTY, J., & McKittrick, R. (2018, 10 juillet). Réchauffement global : les prévisions de James Hansen, 30 ans plus tard. *Climato-Realistes*. Consulté sur : <https://climato-realistes.fr/rechauffement-global-audition-senat-james-hansen-juin-1988/>

CHLIGHEM, M., HADDID, A., & YAGOUBI, T. (2015). *Le réchauffement climatique : mécanismes et conséquences sur les écosystèmes*. Exposé, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene.

CITEPA. (2005). *Dioxyde de soufre (SO₂)*. Recherche descriptive scientifique. Centre Interprofessionnel Technique d'Études de la Pollution Atmosphérique (France).

DONZELLI, G., & MORALES, S.M. (2024). Tropospheric ozone: A critical review of the literature on emissions, exposure, and health effects. *Universitat de València, CIBERESP - Carlos III Health Institute - Madrid, Spain*.

GREENFIELD, E. (2025). Quel est l'effet albédo et son impact sur le réchauffement climatique. *Sigma Earth*. Consulté sur : <https://sigmaearth.com/fr/quel-est-l%27effet-albedo-et-son-impact-sur-le-rechauffement-climatique/>

GOUSMANE, A.I. (2022). *Modélisation de la relation pluie-débit à l'aide d'un modèle conceptuel à réservoirs Gardénia : Cas de l'oued Mekerra (Nord-Ouest algérien)*. Mémoire de Master, Université Aboubakr Belkaïd, Tlemcen.

HALLOUCHE, B. (2007). *Cartographie des zones inondables de la plaine de Sidi Bel Abbès par l'approche hydro-géomorphologique*. Thèse de Doctorat, Université Djillali Liabès, Sidi Bel Abbès.

HANSEN, J., et al. (1988). Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 93(D8), 9341–9364. <https://doi.org/10.1029/JD093iD08p09341> (si DOI disponible)

McKEE, T.B., DOESKEN, N.J., & KLEIST, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology* (pp. 179–184).

Ministère de la Transition écologique, Wikhydro. (Consulté le 8 juin 2025). Wikhydro. <http://wikhydro.developpement-durable.gouv.fr/>

Ministère de la Transition écologique (France). (2016, 6 décembre). *Changement climatique : causes, effets et enjeux*. Consulté sur : <https://ecologie.gouv.fr/politiques-publiques/changement-climatique-causes-effets-enjeux>

OTMANE, M.A. (2015). *Prédétermination des valeurs de pluies et crues extrêmes dans le bassin versant de l'Oued Mekerra*. Mémoire de Magistère en Hydrogéologie, Université d'Oran 2.

PRANA AIR. (s.d.). What is Sulfur Dioxide (SO₂)? Consulté le 13 juin 2025. <https://www.pranaair.com/us/what-is-sulfur-dioxide-so2/>

RAHHOU, M. (2009). *Les changements climatiques*. Rapport de stage, Université de Fès, Maroc.

STOKES, N. (2015, 2 novembre). Les projections d'Hansen 1988 confrontées à la réalité. *Sogeco31*. Consulté sur : <https://sogeco31.blogspot.com/2015/11/les-projections-dhansen-1988.html>

SEMARI, K. (2016). *Forme des lits pour les cours d'eau du bassin versant de la Macta*. Thèse de Doctorat ès Sciences, Université de Mascara.

SVOBODA, M., HAYES, M., & WOOD, D. (2012). *Guide d'utilisation de l'indice de précipitations normalisé (OMM-N° 1090)*. Organisation Météorologique Mondiale, Genève.

TACHI, A., & BENTRAD, M. (2018). Prédiction de débit solide dans la période de crue par l'utilisation des réseaux de neurones artificiels : Étude de cas de l'Oued Mekerra. Mémoire de Master, Université Badji Mokhtar, Annaba, Algérie.

USBK. (2018, 10 juillet). Réchauffement global : les prévisions de James Hansen, 30 ans plus tard. *Climato-Realistes*. Consulté sur : <https://climato-realistes.fr/rechauffement-global-audition-senat-james-hansen-juin-1988/>

Tableau 1. Méthode de calcul du test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle annuelle.

Ain El Berd					
rang	N	Z	FNDexp	FNDthe	Dn
81	1	-1,8690	0,0128	0,0308	0,0180
117,8	2	-1,6155	0,0385	0,0531	0,0146
161,6	3	-1,3138	0,0641	0,0945	0,0304
198,1	4	-1,0624	0,0897	0,1440	0,0543
206,3	5	-1,0059	0,1154	0,1572	0,0419
211,9	6	-0,9673	0,1410	0,1667	0,0257
218,6	7	-0,9212	0,1667	0,1785	0,0118
236,4	8	-0,7985	0,1923	0,2123	0,0200
239,6	9	-0,7765	0,2179	0,2187	0,0008
263,2	10	-0,6139	0,2436	0,2696	0,0260
267,4	11	-0,5850	0,2692	0,2793	0,0100
271,7	12	-0,5554	0,2949	0,2893	0,0055
278,6	13	-0,5078	0,3205	0,3058	0,0147
285,1	14	-0,4630	0,3462	0,3217	0,0245
285,9	15	-0,4575	0,3718	0,3236	0,0482
294,5	16	-0,3983	0,3974	0,3452	0,0522
313,7	17	-0,2660	0,4231	0,3951	0,0280
313,9	18	-0,2647	0,4487	0,3956	0,0531
326,4	19	-0,1785	0,4744	0,4291	0,0452
339,4	20	-0,0890	0,5000	0,4645	0,0355
353,3	21	0,0068	0,5256	0,5027	0,0229
356,8	22	0,0309	0,5513	0,5123	0,0390
367,6	23	0,1053	0,5769	0,5419	0,0350
395,6	24	0,2982	0,6026	0,6172	0,0146
396,6	25	0,3050	0,6282	0,6198	0,0084
397,6	26	0,3119	0,6538	0,6225	0,0314
403,4	27	0,3519	0,6795	0,6375	0,0419
403,5	28	0,3526	0,7051	0,6378	0,0673
416,8	29	0,4442	0,7308	0,6716	0,0592
420,8	30	0,4718	0,7564	0,6814	0,0750
433,3	31	0,5579	0,7821	0,7115	0,0705
454,4	32	0,7032	0,8077	0,7590	0,0487
458,6	33	0,7322	0,8333	0,7680	0,0654
460,1	34	0,7425	0,8590	0,7711	0,0879
480,5	35	0,8830	0,8846	0,8114	0,0732
543,4	36	1,3163	0,9103	0,9060	0,0043
615,5	37	1,8130	0,9359	0,9651	0,0292
674,9	38	2,2222	0,9615	0,9869	0,0253
796,6	39	3,0606	0,9872	0,9989	0,0117

Tableau 2. Méthode de calcul du test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle annuelle.

Tessala					
rang	N	Z	FNDexp	FNDthe	Dn
182,6	1	-1,3789	0,0132	0,0840	0,0708
195,3	2	-1,2573	0,0395	0,1043	0,0649
227,8	3	-0,9458	0,0658	0,1721	0,1063
229,3	4	-0,9315	0,0921	0,1758	0,0837
232,4	5	-0,9017	0,1184	0,1836	0,0652
233,8	6	-0,8883	0,1447	0,1872	0,0424
240,9	7	-0,8203	0,1711	0,2060	0,0350
243,7	8	-0,7935	0,1974	0,2138	0,0164
245,6	9	-0,7753	0,2237	0,2191	0,0046
246	10	-0,7714	0,2500	0,2202	0,0298
250,9	11	-0,7245	0,2763	0,2344	0,0419
253,9	12	-0,6957	0,3026	0,2433	0,0593
263,2	13	-0,6066	0,3289	0,2721	0,0569
265,6	14	-0,5836	0,3553	0,2797	0,0755
267,7	15	-0,5635	0,3816	0,2866	0,0950
286,1	16	-0,3872	0,4079	0,3493	0,0586
286,6	17	-0,3824	0,4342	0,3511	0,0831
288,8	18	-0,3613	0,4605	0,3589	0,1016
292,4	19	-0,3268	0,4868	0,3719	0,1149
301,8	20	-0,2367	0,5132	0,4064	0,1067
304,9	21	-0,2070	0,5395	0,4180	0,1215
312	22	-0,1390	0,5658	0,4447	0,1211
313,3	23	-0,1265	0,5921	0,4497	0,1425
325,1	24	-0,0135	0,6184	0,4946	0,1238
340,9	25	0,1379	0,6447	0,5549	0,0899
342,1	26	0,1494	0,6711	0,5594	0,1117
347,6	27	0,2021	0,6974	0,5801	0,1173
349	28	0,2156	0,7237	0,5853	0,1384
401,7	29	0,7205	0,7500	0,7644	0,0144
403	30	0,7330	0,7763	0,7682	0,0081
415,2	31	0,8499	0,8026	0,8023	0,0003
431,7	32	1,0080	0,8289	0,8433	0,0143
452,3	33	1,2054	0,8553	0,8860	0,0307
457	34	1,2504	0,8816	0,8944	0,0129
472,3	35	1,3971	0,9079	0,9188	0,0109
484,6	36	1,5149	0,9342	0,9351	0,0009
608,4	37	2,7012	0,9605	0,9965	0,0360
611,7	38	2,7328	0,9868	0,9969	0,0100

Tableau 3. Méthode de calcul du test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle annuelle.

Lamtar aval					
rang	N	Z	FNDexp	FNDthe	Dn
163,6	1	-1,7569	0,0132	0,0395	0,0263
178,6	2	-1,5904	0,0395	0,0559	0,0164
190,5	3	-1,4582	0,0658	0,0724	0,0066
212,2	4	-1,2173	0,0921	0,1117	0,0196
236,1	5	-0,9519	0,1184	0,1706	0,0521
245	6	-0,8531	0,1447	0,1968	0,0521
250,6	7	-0,7909	0,1711	0,2145	0,0434
258	8	-0,7088	0,1974	0,2392	0,0419
258,4	9	-0,7043	0,2237	0,2406	0,0169
262,5	10	-0,6588	0,2500	0,2550	0,0050
262,7	11	-0,6566	0,2763	0,2557	0,0206
266,8	12	-0,6111	0,3026	0,2706	0,0321
270,8	13	-0,5667	0,3289	0,2855	0,0435
278,8	14	-0,4778	0,3553	0,3164	0,0389
279,1	15	-0,4745	0,3816	0,3176	0,0640
287,9	16	-0,3768	0,4079	0,3532	0,0547
291,2	17	-0,3402	0,4342	0,3669	0,0673
296,4	18	-0,2824	0,4605	0,3888	0,0717
299,7	19	-0,2458	0,4868	0,4029	0,0839
317,7	20	-0,0459	0,5132	0,4817	0,0315
317,9	21	-0,0437	0,5395	0,4826	0,0569
318,4	22	-0,0382	0,5658	0,4848	0,0810
322,4	23	0,0063	0,5921	0,5025	0,0896
336,6	24	0,1639	0,6184	0,5651	0,0533
337,7	25	0,1761	0,6447	0,5699	0,0748
357,8	26	0,3993	0,6711	0,6552	0,0159
359,3	27	0,4160	0,6974	0,6613	0,0361
367,5	28	0,5070	0,7237	0,6939	0,0298
368,3	29	0,5159	0,7500	0,6970	0,0530
379,5	30	0,6402	0,7763	0,7390	0,0373
394,1	31	0,8023	0,8026	0,7888	0,0138
420,9	32	1,0999	0,8289	0,8643	0,0354
439	33	1,3009	0,8553	0,9033	0,0481
449,8	34	1,4208	0,8816	0,9223	0,0407
454,3	35	1,4707	0,9079	0,9293	0,0214
455,8	36	1,4874	0,9342	0,9315	0,0027
459,4	37	1,5274	0,9605	0,9367	0,0239
584,5	38	2,9164	0,9868	0,9982	0,0114

Tableau 4. Méthode de calcul du test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle annuelle.

Hassi Daho					
rang	N	Z	FNDexp	FNDthe	Dn
72,1	1	-2,3683	0,0135	0,0089	0,0046
172	2	-1,2873	0,0405	0,0990	0,0585
191,4	3	-1,0774	0,0676	0,1407	0,0731
199,6	4	-0,9886	0,0946	0,1614	0,0668
213	5	-0,8436	0,1216	0,1994	0,0778
215,6	6	-0,8155	0,1486	0,2074	0,0587
216,9	7	-0,8014	0,1757	0,2114	0,0358
219,9	8	-0,7690	0,2027	0,2210	0,0183
221,5	9	-0,7517	0,2297	0,2261	0,0036
225,2	10	-0,7116	0,2568	0,2384	0,0184
226,2	11	-0,7008	0,2838	0,2417	0,0421
229,8	12	-0,6618	0,3108	0,2540	0,0568
233,2	13	-0,6250	0,3378	0,2660	0,0719
249,6	14	-0,4476	0,3649	0,3272	0,0376
252,1	15	-0,4205	0,3919	0,3370	0,0548
263,2	16	-0,3004	0,4189	0,3819	0,0370
265,4	17	-0,2766	0,4459	0,3910	0,0549
272,2	18	-0,2030	0,4730	0,4196	0,0534
283,6	19	-0,0797	0,5000	0,4683	0,0317
288,9	20	-0,0223	0,5270	0,4911	0,0359
297,8	21	0,0740	0,5541	0,5295	0,0246
310,9	22	0,2157	0,5811	0,5854	0,0043
311,2	23	0,2190	0,6081	0,5867	0,0214
315	24	0,2601	0,6351	0,6026	0,0325
325,7	25	0,3759	0,6622	0,6465	0,0157
329,1	26	0,4127	0,6892	0,6601	0,0291
331,3	27	0,4365	0,7162	0,6688	0,0475
347,9	28	0,6161	0,7432	0,7311	0,0121
349,5	29	0,6334	0,7703	0,7368	0,0335
363	30	0,7795	0,7973	0,7822	0,0151
364,5	31	0,7958	0,8243	0,7869	0,0374
368,7	32	0,8412	0,8514	0,7999	0,0515
377,2	33	0,9332	0,8784	0,8246	0,0537
405,1	34	1,2351	0,9054	0,8916	0,0138
412,7	35	1,3173	0,9324	0,9061	0,0263
459	36	1,8183	0,9595	0,9655	0,0060
585,6	37	3,1883	0,9865	0,9993	0,0128

Tableau 5. Méthode de calcul du test de Kolmogorov-Smirnov à l'échelle annuelle.

Sidi Bel Abbas					
rang	N	Z	FNDexp	FNDthe	Dn
148	1	-1,9046	0,0100	0,0284	0,0184
153,7	2	-1,8386	0,0300	0,0330	0,0030
189,3	3	-1,4267	0,0500	0,0768	0,0268
199,8	4	-1,3052	0,0700	0,0959	0,0259
211	5	-1,1757	0,0900	0,1199	0,0299
211,4	6	-1,1710	0,1100	0,1208	0,0108
219,8	7	-1,0738	0,1300	0,1414	0,0114
222,8	8	-1,0391	0,1500	0,1494	0,0006
229,9	9	-0,9570	0,1700	0,1693	0,0007
230,1	10	-0,9547	0,1900	0,1699	0,0201
232,2	11	-0,9304	0,2100	0,1761	0,0339
233,8	12	-0,9118	0,2300	0,1809	0,0491
248,8	13	-0,7383	0,2500	0,2302	0,0198
261,1	14	-0,5960	0,2700	0,2756	0,0056
266,6	15	-0,5323	0,2900	0,2972	0,0072
270,7	16	-0,4849	0,3100	0,3139	0,0039
273,2	17	-0,4560	0,3300	0,3242	0,0058
276,5	18	-0,4178	0,3500	0,3381	0,0119
281,7	19	-0,3576	0,3700	0,3603	0,0097
282	20	-0,3542	0,3900	0,3616	0,0284
297,7	21	-0,1725	0,4100	0,4315	0,0215
298,9	22	-0,1586	0,4300	0,4370	0,0070
301,5	23	-0,1285	0,4500	0,4489	0,0011
301,5	24	-0,1285	0,4700	0,4489	0,0211
303,2	25	-0,1089	0,4900	0,4567	0,0333
307,4	26	-0,0603	0,5100	0,4760	0,0340
307,8	27	-0,0556	0,5300	0,4778	0,0522
317,4	28	0,0554	0,5500	0,5221	0,0279
326,5	29	0,1607	0,5700	0,5639	0,0061
338,6	30	0,3007	0,5900	0,6182	0,0282
339,8	31	0,3146	0,6100	0,6235	0,0135
341,4	32	0,3331	0,6300	0,6305	0,0005
343,6	33	0,3586	0,6500	0,6401	0,0099
352,1	34	0,4569	0,6700	0,6761	0,0061
352,5	35	0,4616	0,6900	0,6778	0,0122
353,4	36	0,4720	0,7100	0,6815	0,0285
358,3	37	0,5287	0,7300	0,7015	0,0285
361,9	38	0,5703	0,7500	0,7158	0,0342
363,1	39	0,5842	0,7700	0,7205	0,0495
366,4	40	0,6224	0,7900	0,7332	0,0568
373	41	0,6988	0,8100	0,7577	0,0523

375,4	42	0,7265	0,8300	0,7662	0,0638
406,1	43	1,0818	0,8500	0,8603	0,0103
408,8	44	1,1130	0,8700	0,8671	0,0029
412,3	45	1,1535	0,8900	0,8756	0,0144
419,7	46	1,2391	0,9100	0,8923	0,0177
430	47	1,3583	0,9300	0,9128	0,0172
444,6	48	1,5272	0,9500	0,9366	0,0134
498,5	49	2,1509	0,9700	0,9843	0,0143
586,6	50	3,1702	0,9900	0,9992	0,0092