

Remerciements :

En préambule à ce mémoire, je remercie ALLAH qui nous aide et nous donne la patience et le courage durant ces années d'étude.

Je souhaite adresser mes remerciements les plus sincères aux personnes qui nous ont apporté leur aide et qui ont contribué à l'élaboration de ce mémoire.

Mes remerciements sincères à **Mr Megnounif** et **Mr Ghenim**, qui en tant que encadreurs de mémoire, se sont toujours montrés à l'écoute et très disponible tout au long de la réalisation de ce mémoire, ainsi pour l'inspiration, l'aide et le temps qu'ils ont bien voulu nous consacrer et sans qui ce mémoire n'aurait jamais vu le jour.

Egalement, je remercie les membres du jury **Mr Cherif**, **Mme Djedid** et **Mlle Fandi** pour l'intérêt qu'ils ont porté à ma recherche en acceptant d'examiner mon travail et de l'enrichir par leurs propositions.

Enfin, je tiens également à remercier toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Résumé :

Cette étude climatique relative aux événements extrêmes a été abordée selon trois parties principales: l'étude bibliographique, l'étude climatique des trois régions (Tlemcen, Naâma et Béni Saf) et les ajustements aux lois de probabilités. Les stations ont été choisies afin de les comparer les unes aux autres à cause de la position géographique et le type de climat.

Ce travail a pour but d'analyser les paramètres climatiques extrêmes et leur évolution chronologique dans le temps. L'étude bibliographique donne un aperçu des différents climats, du changement climatique et des différentes lois d'ajustement. La deuxième partie est consacrée à l'analyse des paramètres climatiques au cours des trois dernières décennies. L'analyse des ajustements aux lois de probabilités, qui constitue le dernier chapitre permet de mettre en lumière les valeurs des périodes de retour et les comparer avec les données fournies par l'ONM.

Mot clés : événements extrêmes, changement climatique, ajustements, probabilités, périodes de retour.

Abstract:

This climatic study relating to extreme events has been approached according to three main parts: bibliographic study, climatic study of the three regions (Tlemcen, Naâma and Béni Saf) and adjustments in the laws of probabilities. Stations have been chosen to compare them some with the others because of geographical location and type of climate.

The aim of this study is to analyze extreme climatic parameters and their chronological evolution in time. Bibliographic study gives an outline of different climates, climatic change and different laws of adjustment of probability. The second party is dedicated to the analysis of climatic parameters occurring during the three last decades. The analysis of adjustments in the laws of probabilities, which constitutes the last chapter, allows to highlight the stocks of back periods and to compare them with data provided by ONM.

Key word: extreme events, climatic change, adjustments, probabilities, back periods.

الملخص:

تتعلق هذه الدراسة بالظواهر المناخية المتطرفة و هي مقسمة الى ثلاثة أجزاء رئيسية هي: مراجعة الأدبيات، ودراسة المناخ في المناطق الثلاث التالية (تلمسان، نعامة و بني صاف) وايضا دراسة قوانين الاحتمال. وقد تم اختيار هذه المحطات للمقارنة بينهم نظرا للموقع ونوع المناخ.

ويهدف هذا العمل إلى تحليل المعلومات المناخية القاسية والتطور الزمني. استعراض لمحة عامة عن مختلف المناخات ، وتغير المناخ و قوانين الاحتمالات المختلفة. يخصص الجزء الثاني تحليل المعايير المناخية على مدى العقود الثلاثة الماضية. و اما الجزء الثالث فيخص تحليل التعديلات التي أدخلت على قوانين الاحتمال والذي يسمح لنا بتسليط الضوء على قيم فترات العودة ومقارنتها مع البيانات المقدمة من الديوان الوطني للارصاد الجوية .

الكلمة الرئيسية: الأحداث المناخية المتطرفة، وتغير المناخ، التعديلات، احتمال، وفترات العودة.

Table des matières :

Remerciements	1
Résumé	2
Abstract.....	3
المخلص.....	4
Table des matières	5
Liste des abréviations	9
Liste des figures	11
Liste des tableaux	15
1. Introduction Générale	17
2. Climat et Changement climatique	19
2.1. Le climat	19
2.1.1. L'atmosphère	19
2.1.1.1. Définition	19
2.1.1.2. Gaz constituant l'atmosphère	19
2.1.1.3. Couches atmosphériques	20
2.1.2. La lithosphère	21
2.1.3. L'hydrosphère	22
2.1.3.1. Caractéristique générale et répartition de l'hydrosphère	22
2.1.4. La cryosphère	24
2.1.4.1. Le rôle de la cryosphère sur le climat	24
2.1.5. Les climats de la terre	25
2.1.5.1. Climats chauds	25
2.1.5.2. Climats tempérés	26
2.1.5.3. Climats froids	27

2.1.6.	Les facteurs climatiques	27
2.1.6.1.	La latitude	27
2.1.6.2.	Les masses d'airs et les vents	28
2.1.6.3.	Les courants marins	28
2.1.6.4.	L'altitude	29
2.1.6.5.	La continentalité et la proximité à l'océan	29
2.1.7.	Les nuages.....	30
2.1.7.1.	Description des types de nuages.....	30
2.1.7.2.	Formation de la pluie	33
2.1.7.3.	Formation de la grêle	33
2.1.7.4.	Formation du grésil	34
2.1.7.5.	Formation de la neige	34
2.2.	Aléa climatique	34
2.2.1.	Exposition aux aléas climatiques	35
2.2.2.	Vulnérabilité aux aléas climatiques	36
2.2.3.	Impact d'un risque climatique	36
2.3.	Changement climatique	36
2.3.1.	Les causes de changement climatique	38
2.3.1.1.	Le dioxyde de carbone (CO ₂)	40
2.3.1.2.	L'oxyde nitreux (N ₂ O)	40
2.3.1.3.	Le méthane (CH ₄)	40
2.3.1.4.	Les gaz à effet de serre industriels	40
2.4.	Les événements extrêmes	41
2.4.1.	Les crues	41
2.4.2.	Inondation	42
2.4.3.	Les averses	43

2.4.4.	Les sécheresses	43
2.4.5.	Les ouragans	44
3.	Méthodes d'étude	45
3.1.	Étude climatique	45
3.1.1.	Tendances annuelles	46
3.1.2.	Tendance saisonnière	46
3.1.3.	Tendance mensuelle	48
3.2.	Les ajustements des événements extrêmes aux différentes lois de probabilités	48
3.2.1.	Modélisations des extrêmes hydrologiques	49
3.2.1.1.	Loi normale	49
3.2.1.2.	Lois dissymétriques	51
3.2.1.3.	Loi généralisée des valeurs extrêmes	57
3.2.2.	Période de retour	64
3.2.3.	Test de Kolmogorov	65
4.	Etude de cas	67
4.1.	Situation géographique de la wilaya de Naâma (station d'Ain Sefra)	67
4.2.	Situation géographique de Tlemcen (station de Zenata)	68
4.3.	Situation géographique d'Ain Témouchent (station de Béni Saf)	69
5.	Résultats	71
5.1.	Tendance chronologique	71
5.1.1.	Tendance annuelle	71
5.1.2.	Etudes des cas extrêmes de la station de Zenata	77
5.1.2.1.	Température maximale °C	77
5.1.2.2.	Température minimale °C	78
5.1.2.3.	La température maximale journalière au sol	79

5.1.2.4.	La température minimale journalière au sol	80
5.1.2.5.	La pluviométrie maximale	81
5.1.2.6.	Le vent maximal journalier	82
5.1.3.	Tendance saisonnière	83
5.1.4.	Tendance mensuelle	91
5.2.	Applications des lois de probabilités	100
5.2.1.	Température journalière maximale	100
5.2.2.	Pluviométrie maximale journalière	108
5.2.3.	Le vent maximal journalier	115
5.2.4.	Température journalière maximale au sol	122
6.	Conclusion	130
	Références Bibliographiques	133
	Référence site Web	135

Liste des abréviations :

y	Variable expliquée
x	variable explicative
a	La pente
b	Ordonnées à l'origine
R	coefficient de corrélation
$Cov(x, y)$	Covariance de x et y
σ_x	Ecart type de la variable x
σ_y	Ecart type de la variable y
Δx	Accroissement de la variable x
Δy	Accroissement de la variable y
m_x ou \bar{x}	moyenne de la variable x
m_y ou \bar{y}	moyenne de la variable y
T	période d'étude
Tn	température minimale
Tm	température moyenne
F(x)	fonction de distribution
GEV	distribution des valeurs extrêmes généralisées
u	variable centrée réduite de Gauss

α ou μ_y	Espérance de LnX
β ou σ_y	Ecart type de LnX
σ^2_x ou V_x	variance
$\Gamma(.)$	fonction gamma
γ	Gamma
$E(X^k)$	Moment d'ordre K
R_k	statistique des rangs
EV1	Loi des Valeurs Extrêmes type I (Gumbel)
EV2	Loi des Valeurs Extrêmes type II (Fréchet)
EV3	Loi des Valeurs Extrêmes type III (Weibull)
C_s	coefficient d'asymétrie

Liste des figures :

Figure 2.1 : Couches atmosphériques	20
Figure 2.2 : Répartition des eaux dans la terre (eau terrestre)	23
Figure 2.3 : Les principales zones climatiques	25
Figure 2.4 : Altocumulus (Ac) - 2 000 à 6 000 m d'altitude	32
Figure 2.5 : Cumulonimbus (Cb) - 300 à 17 000 m d'altitude	32
Figure 2.6 : Evolution des températures moyennes mondiales sur mer et sur terre depuis 1850	37
Figure 2.7 : a) Émissions annuelles de GES anthropiques dans le monde, 1970–2004. (b) Parts respectives des différents GES anthropiques dans les émissions totales de 2004, en équivalent-CO ₂ . c) Contribution des différents secteurs aux émissions totales de GES anthropiques en 2004, en équivalent-CO ₂	39
Figure 2.8 : Schéma présentant le lit mineur et le li majeur de cours d'eau	42
Figure 3.1 : Représentation de graphe avec une courbe de tendance $y=ax+b$	46
Figure 3.2 : Exemple sur les tendances d'un paramètre climatique paramètres climatiques en fonction des années.....	47
Figure 3.3: Exemple d'un histogramme de l'accroissement d'un paramètre climatique au cours des saisons.	47
Figure 3.4 : Exemple d'un histogramme de l'accroissement mensuelle d'un paramètre climatique.....	48
Figure 3.5 : Abaque de Weibull le coefficient d'asymétrie en fonction de γ	63
Figure 3.6 : Le test de Kolmogorov-Smirnov	66
Figure 5.1 : Evolution de la température minimale moyenne annuelle à la station d'Ain Sefra (janvier 1981-décembre 2010).	71
Figure 5.2 : Evolution de la température minimale moyenne annuelle à la station de Tlemcen (janvier 1981-décembre 2010).....	72
Figure 5.3 : Evolution de la température minimale moyenne annuelle à la station de Béni Saf (janvier 1981-décembre 2010).....	72
Figure 5.4 : Evolution de la température moyenne annuelle à la station d'Ain Sefra (janvier 1981-décembre 2010).....	73
Figure 5.5: Evolution annuelle de la température moyenne annuelle à la station de Tlemcen (janvier 1981-décembre 2010).....	74

Figure 5.6 : Evolution de la température moyenne annuelle à la station de Béni Saf (janvier 1981-décembre 2010).....	74
Figure 5.7 : Evolution annuelle de la pluviométrie moyenne annuelle à la station d'Ain Sefra (janvier 1981-décembre 2010).	75
Figure 5.8 : Evolution annuelle de la pluviométrie moyenne annuelle à la station de Tlemcen (janvier 1981-décembre 2010).....	76
Figure 5.9 : Evolution annuelle de la pluviométrie moyenne annuelle à la station de Béni Saf (janvier 1981-décembre 2010).....	76
Figure 5.10 : Evolution annuelle de la température maximale journalière.....	77
(Station Zenata 1981-2011).	77
Figure 5.11 : Evolution annuelle de La température minimale journalière	78
(Station Zenata 1981-2011).	78
Figure 5.12: Evolution annuelle de La température maximale journalière au sol.....	79
(Station Zenata 1981-2011).	79
Figure 5.13 : Evolution annuelle de La température minimale journalière au sol.....	80
(Station Zenata 1981-2011).	80
Figure 5.14 : Evolution annuelle de la pluviométrie maximale journalière	81
(Station Zenata 1981-2011).	81
Figure 5.15 : Evolution annuelle du vent maximal journalière	82
(Station Zenata 1981-2011).	82
Figure 5.16 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station d'Ain Sefra.	83
Figure 5.17 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station de Tlemcen.	84
Figure 5.18 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station de Béni Saf.	84
Figure 5.19 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale moyenne saisonnière pour chaque saison dans les trois stations.....	85
Figure 5.20 : Histogramme de l'accroissement de la température moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station d'Ain Sefra.	86
Figure 5.21 : Histogramme de l'accroissement de la température moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station de Tlemcen.	87
Figure 5.22 : Histogramme de l'accroissement de la température moyenne saisonnière	

pour chaque saison dans la station de Béni Saf.	87
Figure 5.23 : Histogramme de l'accroissement de la température moyenne saisonnière pour chaque saison dans les trois stations.....	88
Figure 5.24 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station d'Ain Sefra.	89
Figure 5.25 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station de Tlemcen.	89
Figure 5.26 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station de Béni Saf.	90
Figure 5.27 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale mensuelle en fonction des mois dans la station d'Ain Sefra.	91
Figure 5.28 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale mensuelle en fonction des mois dans la station de Tlemcen.	92
Figure 5.29 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale mensuelle en fonction des mois dans la station de Béni Saf.	92
Figure 5.30 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale mensuelle en fonction des mois dans les trois stations.....	93
Figure 5.31 : Histogramme de l'accroissement de la température moyenne mensuelle en fonction des mois dans la station d'Ain Sefra.	94
Figure 5.32: Histogramme de l'accroissement de la température moyenne mensuelle en fonction des mois dans la station de Tlemcen.	95
Figure 5.33: Histogramme de l'accroissement de la température moyenne mensuelle en fonction des mois dans la station de Béni Saf.	95
Figure 5.34 : Histogramme de l'accroissement de la température moyenne mensuelle en fonction des mois dans les trois stations.....	96
Figure 5.35 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation mensuelle en fonction des mois dans la station d'Ain Sefra.....	97
Figure 5.36 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation mensuelle en fonction des mois dans la station de Tlemcen.....	98
Figure 5.37 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation mensuelle en fonction des mois dans la station de Béni Saf.....	98
Figure 5.38 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation mensuelle en fonction des mois dans les trois stations.	99

Figure 5.39 : Ajustement de T°C journalière maximale à une loi normale	100
Figure 5.40 : Ajustement de T°C journalière maximale à une loi log normale	102
Figure 5.41: Ajustement de T°C journalière maximale à une loi de Gumbel	103
Figure 5.42 : Ajustement de T°C journalière maximale à une loi de Weibull	105
Figure 5.43 : Ajustement de T°C journalière maximale à une loi de Pearson III.....	106
Figure 5.44: Ajustement de la pluviométrie maximale journalière à une loi normale .	108
Figure 5.45: Ajustement de la pluviométrie maximale journalière à une loi log normale	109
Figure 5.46: Ajustement de la pluviométrie maximale journalière à une loi de Gumbel	111
Figure 5.47: Ajustement de la pluviométrie maximale journalière à une loi de Weibull	112
Figure 5.48 : Ajustement de la pluviométrie maximale journalière à une loi de Pearson III.....	114
Figure 5.49: Ajustement du vent maximal journalier à une loi normale	116
Figure 5.50 : Ajustement du vent maximal journalier à une loi log normale	117
Figure 5.51 : Ajustement du vent maximal journalier à une loi de Gumbel.....	118
Figure 5.52 : Ajustement du vent maximal journalier à une loi de Weibull.....	119
Figure 5.53 : Ajustement du vent maximal journalier à une loi de Pearson III.....	121
Figure 5.54: Ajustement du T°C journalière maximale au sol à une loi normale	122
Figure 5.55: Ajustement du T°C journalière maximale au sol à une loi de log normale	124
Figure 5.56: Ajustement du T°C journalière maximale au sol à une loi de Gumbel....	125
Figure 5.57 : Ajustement du T°C journalière maximale au sol à une loi de Weibull...	126
Figure 5.58 : Ajustement de T°C journalière maximale au sol à une loi de Pearson III	128

Liste des tableaux :

Tableau 2.1 : Représentation des différents réservoirs dans l'hydrosphère	23
Tableau 2.2 : Les familles des nuages	31
Tableau 2.3 : Liste des aléas climatiques.....	35
Tableau 3.1 : Probabilité au non dépassement d'une loi normale appliquée à une variable centrée réduite	50
Tableau 3.2 : Présentation des différentes lois	64
Tableau 4.1 : Caractéristiques des stations.	70
Tableau 5.1 : Paramètres de la loi normale pour la température maximale journalière :	101
Tableau 5.2 : Paramètres de la loi log normale pour la température maximale journalière :	102
Tableau 5.3 : Paramètres de la loi de Gumbel pour la température maximale journalière :	104
Tableau 5.4: Paramètres de la loi de Weibull pour la température maximale journalière :	105
Tableau 5.5 : Paramètres de la loi de Pearson III pour la température maximale journalière :	107
Tableau 5.6 : Paramètres de la loi normale pour la pluviométrie maximale journalière :	108
Tableau 5.7 : Paramètres de la loi log normale pour la pluviométrie maximale journalière :	110
Tableau 5.8 : Paramètres de la loi de Gumbel pour la pluviométrie maximale journalière :	111
Tableau 5.9 : Paramètres de la loi de Weibull pour la pluviométrie maximale journalière :	113
Tableau 5.10 : Paramètres de la loi de Pearson III pour la pluviométrie maximale journalière :	114
Tableau 5.11 : Paramètres de la loi normale pour le vent maximal journalier :	116
Tableau 5.12 : Paramètres de la loi log normale pour le vent maximal journalier : ...	117
Tableau 5.13 : Paramètres de la loi Gumbel pour le vent maximal journalier :	118
Tableau 5.14 : Paramètres de la loi de Weibull pour le vent maximal journalier :	120

Tableau 5.15 : Paramètres de la loi Pearson III pour le vent maximal journalier :	121
Tableau 5.16 : Paramètres de la loi normale pour la Température journalière maximale :	123
Tableau 5.17 : Paramètres de la loi log normale pour la Température journalière maximale :.....	124
Tableau 5.18 : Paramètres de la loi de Gumbel pour la Température journalière maximale :.....	125
Tableau 5.19 : Paramètres de la loi de Weibull pour la Température journalière maximale :.....	127
Tableau 5.20 : Paramètres de la loi de Pearson III pour la Température journalière maximale :.....	128

1. Introduction Générale :

Au cours de son histoire l'homme s'est adapté à son environnement en exploitant les ressources naturelles desquelles il tire l'énergie et se nourrit (G. Katerina, 2007).

Depuis plus d'un siècle, il a modifié considérablement le climat par ses activités quotidiennes. Par les changements de la couverture végétale du sol et l'accroissement des émissions du dioxyde de carbone, l'homme a modifiée la composition chimique de l'atmosphère et donc ses propriétés d'absorption des radiations solaires et du rayonnement terrestre ce qui a influé sur le bilan hydrologique et a accentué les événements extrêmes hydro-climatiques (C. CASSOU, 2004).

Les changements climatiques ont de nombreuses conséquences, sociales, économiques et environnementales. Les plus plausibles sont la modification de la fréquence et de l'intensité des événements hydro-pluviométriques.

Ce pendant, la définition d'un événement extrême souffre d'un certain flou et ne facilite pas le suivi des phénomènes mis-en-jeu. Les climatologues sont en effet souvent partagés entre une définition purement statistique (un épisode qui ne se produit qu'une fois tous les dix ans, ou tous les 100 ans), et des définitions plus pratiques liées aux phénomènes climatiques divers.

L'évolution des événements extrêmes démontrent une grande liaison au changement climatique. Les méthodes d'ajustement de contrôle et de calcul sont très variées pour les données traitées, combinées au fait que les séries de mesures ne sont pas toujours très longues. Cela nous amène à mettre en œuvre des lois statistiques adaptées à la modélisation de tels événements de façon à extrapoler au mieux leur comportement dans le temps. Ce travail s'intéresse plus particulièrement aux lois de probabilités de Gumbel, Weibull et Pearson III.

Par la suite, on traite la durée de retour de ces événements extrême et l'intervalle de temps moyens séparant deux réalisations de ce phénomène. C'est un concept similaire à celui de la fréquence. On traite l'échantillon global des valeurs observées pour un paramètre donné alors que dans le cas des durées de retour ce sont les seules valeurs extrêmes observées pour ce paramètre qui nous intéressent.

Les procédures d'ajustement de distributions sont également utilisées pour vérifier l'hypothèse de la normalité des paramètres étudiés.

Enfin, ce travail nous a amené à fractionner notre mémoire en trois principales parties :

1. Etude bibliographique.
2. Etude de la tendance des paramètres climatique des trois régions (Naâma, Tlemcen et Béni Saf).
3. Etude des ajustements aux lois de probabilité.

2. Climat et Changement climatique :

2.1. Le climat :

Le climat est défini comme étant les conditions moyennes qu'il fait dans un endroit donné des paramètres climatiques comme la température, les précipitations, l'ensoleillement, l'humidité, la vitesse du vent. Il est caractérisé par des valeurs moyennes, mais également par les variations et les extrêmes de ses paramètres. A l'échelle de la planète, le climat représente un système complexe. Il est le produit de toute une série d'interactions entre les éléments qui composent les différents compartiments :

- Atmosphère.
- Lithosphère (la croûte terrestre).
- Hydrosphère (océans, mers, des lacs et des cours d'eau).
- Cryosphère (les glaces du monde entier).
- Biosphère (l'ensemble des êtres vivants en particulier la végétation) [1].

2.1.1. L'atmosphère :

2.1.1.1. Définition :

L'atmosphère terrestre est un mélange formé de différents gaz et de particules diverses. Ce mélange forme une enveloppe gazeuse autour de la terre. L'atmosphère contient l'air que nous respirons et permet l'apparition et le maintien de la vie sur terre.

2.1.1.2. Gaz constituants l'atmosphère :

L'air est principalement constitué de di-azote et de dioxygène. Cependant 1% de l'air est constitué de gaz rares (comme l'argon, le néon, le krypton, le xénon), la vapeur d'eau ou l'ozone qui nous protège des rayons ultra violet du Soleil.

2.1.1.3. Couches atmosphériques :

Les gaz composant l'atmosphère sont distribués dans les quatre couches principales de l'atmosphère (Figure 2.1), en partant du sol on trouve:

- la troposphère,
- la stratosphère,
- la mésosphère
- et la thermosphère.

Ces couches n'ont pas la même pression, ni la même température et sont constitués de différents gaz [2].

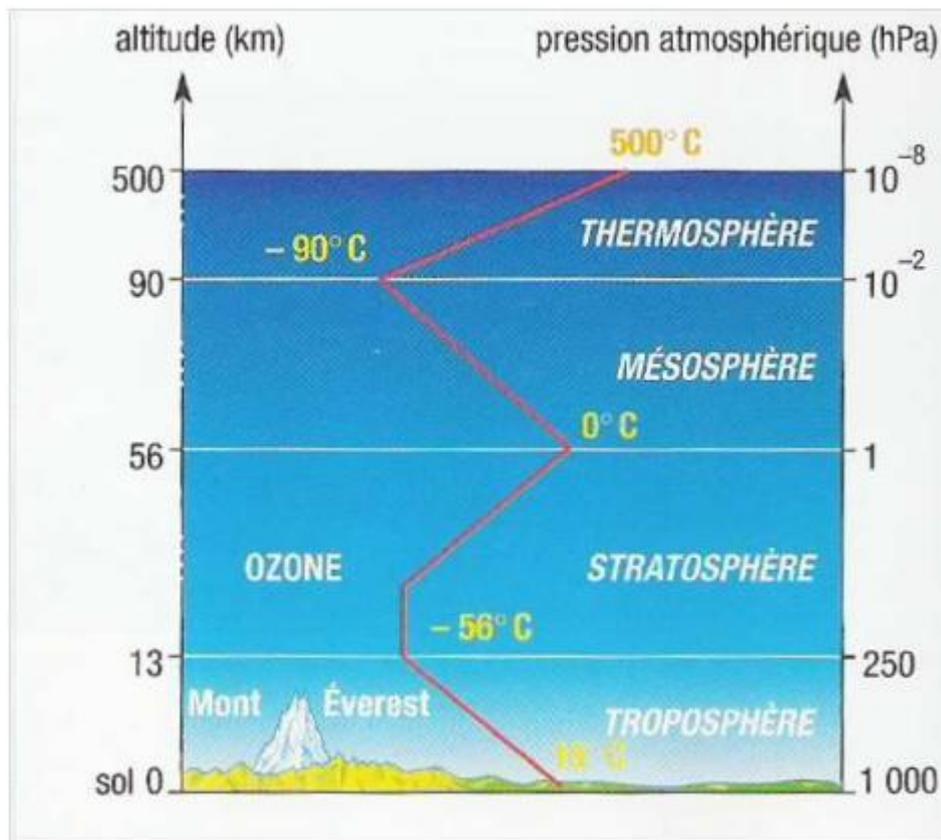


Figure 2.1 : Couches atmosphériques [2]

La thermosphère est la zone de l'atmosphère d'une planète située au-dessus de la mésosphère. Elle se caractérise par une forte croissance de la température avec

l'altitude. La thermosphère terrestre est située entre 90 et 500 km d'altitude.

La mésosphère est une couche située au-dessus de la stratosphère. Pour la planète terre, elle se situe entre 56 et 90 km d'altitude et se caractérise par une décroissance de la température avec l'altitude. A la limite supérieure on trouve les températures les plus basses de l'atmosphère terrestre qui peuvent atteindre 90°C.

La stratosphère est la zone située au-dessus de la troposphère. Elle se caractérise par une faible croissance de la température avec l'altitude. La stratosphère terrestre s'étend, en moyenne, entre 13 et 56 km d'altitude. Dans la stratosphère, on note l'existence de courants d'air essentiellement horizontaux qui renferme la quasi-totalité de l'ozone atmosphérique.

La troposphère est la zone de l'atmosphère terrestre située entre la surface du globe et une altitude d'environ 0 à 13 kilomètres selon la latitude et la saison. Elle est plus épaisse à l'équateur qu'aux pôles. La frontière entre la troposphère et la stratosphère s'appelle la tropopause [3].

2.1.2. La lithosphère :

Désigne l'enveloppe solide de la terre constituée par la croûte et le manteau supérieur. Elle est divisée en plusieurs plaques qui se déplacent les unes par rapport aux autres. La lithosphère influence le climat, notamment par la position des continents et des chaînes de montagnes qui influence à leur tour les courants et les vents [4].

A l'échelle temporelle la lithosphère ne montre pas un effet important sur le climat. Cependant, elle prend tout son rôle à l'échelle des temps géologique. Les mouvements des plaques tectoniques modifient la répartition continents/océans, si importante pour la circulation de l'atmosphère comme de l'océan.

La formation des massifs montagneux modifie également la circulation atmosphérique,

tandis que l'accumulation de neige en hautes altitudes augmente fortement l'albédo ⁽¹⁾ de la surface. L'accumulation ou la dégradation de grands manteaux rocheux (basaltes) entraîne une modification majeure de la composition atmosphérique et donc de l'effet de serre naturel [5].

Ces divers effets ont permis à la terre de connaître des épisodes (il y a 600 à 700 millions d'années, au néo protérozoïque) où elle était complètement englacée, sur son unique continent de l'époque, mais aussi vraisemblablement sur tout l'océan.

2.1.3. L'hydrosphère :

Désigne l'ensemble des formes de l'eau présente sur la terre : que se soit en forme liquide, solide ou gazeuse. Au niveau de l'hydrosphère, les courants océaniques jouent un rôle déterminant dans les régulations climatiques. Puisqu'ils redistribuent la chaleur autour de notre planète [6].

2.1.3.1. Caractéristique générale et répartition de l'hydrosphère :

La planète terre, est la seule du système solaire où les conditions de température et de pression permettent la présence d'eau sous ses trois formes: liquide, solide, gazeuse [7].

1 Lorsque le rayonnement solaire arrive sur le sol de notre planète, il est en partie réfléchi. Cette réflexion, qui dépend de la couleur et de la matière de la surface concernée, est nommée albédo.

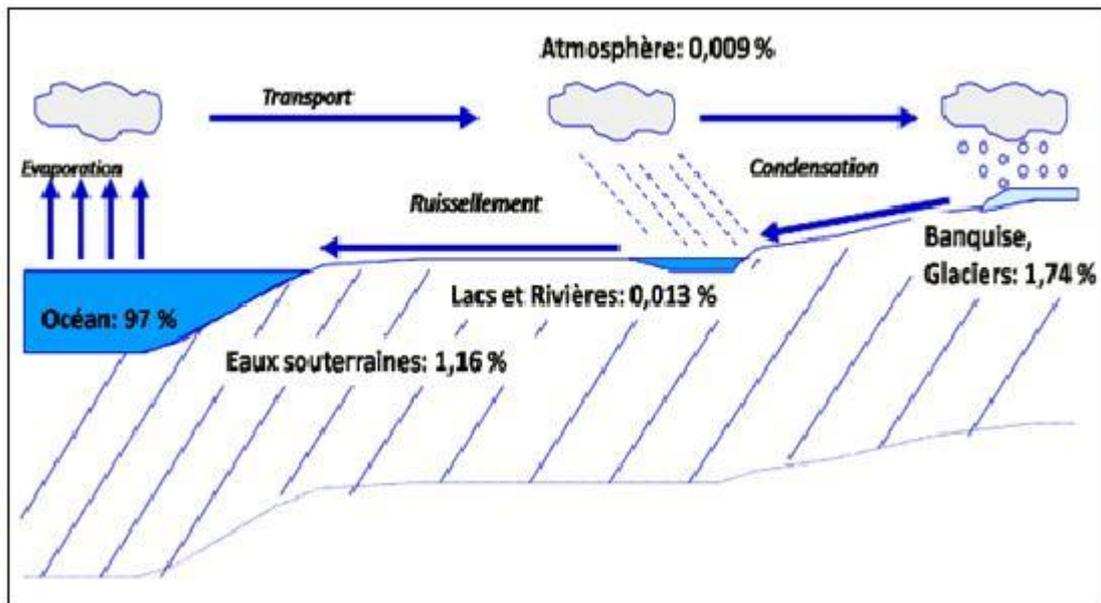


Figure 2.2 : Répartition des eaux dans la terre (eau terrestre) [7]

On peut noter que:

- L'étendue de l'hydrosphère occupe les 2/3 de la surface terrestre.
- les eaux de surface et les eaux souterraines, correspondant aux ressources en eau douce. Elles représentent moins de 1,2% de l'hydrosphère.

Les océans ont une action profonde sur les conditions y régnant aussi bien par leur interaction avec le climat, les taux de gaz de l'atmosphère, les réserves chimiques qu'ils contiennent en solution.

Tableau 2.1 : Représentation des différents réservoirs dans l'hydrosphère [7]

Réservoir	En million Km ³	% du volume
Glace	24	1,74%
Eaux souterraines	16	1,16%
Eaux de surface	0,18	0,01%
Atmosphère	0,013	0,01%

Glace : Les glaciers de montagne ne constituent en vérité qu'une faible partie de ces vastes étendues, avec près de 14 millions de km², les calottes de l'Arctique et de l'Antarctique constituent à elles seules 96 % des glaciers mondiaux.

Eaux souterraines : Les nappes libres ou captives, constituent des systèmes dynamiques caractérisés par une extension dans l'espace, par des niveaux variables dans le temps, des débits également variables selon le régime de la nappe, régime d'autant plus décalé que le milieu aquifère est plus absorbant. La vitesse d'écoulement de l'eau dans les nappes, bien plus faible que celle d'un cours d'eau, dépend cependant de la nature des roches magasins. Elle est plus rapide à travers les galets que dans les sables ou dans des formations plus fines encore.

Eaux de surface : Les eaux de surface comprennent les lacs, les rivières, les estuaires et les cours d'eau, et les zones humides (marécages) [7].

2.1.4. La cryosphère :

À ce milieu se rattachent les surfaces et volumes tels que sols enneigés, glaciers, calottes glaciaires, banquises ou icebergs. Les variations en étendue de ces énormes masses d'eau à l'état solide sont étroitement associées aux modifications de la température de l'atmosphère. En retour elles exercent d'importantes actions sur les évolutions du climat [8].

2.1.4.1. Le rôle de la cryosphère sur le climat :

Les glaces de mer, les glaciers de montagne, la neige continentale ou les calottes polaires sont à la fois des acteurs du climat et des témoins de l'évolution actuelle et passée. Acteurs, principalement par leur forte capacité à réémettre l'énergie reçue par le soleil et donc à refroidir leur environnement. En effet, la cryosphère représente la principale réserve de froid de la planète, qui sera ensuite redistribuée grâce aux vents et aux courants. Ainsi, la cryosphère est témoins, car la moindre fluctuation climatique se traduit à plus ou moins long terme sur le bilan et volume d'eau sur la planète (REMY

Frédérique et al, 2007).

2.1.5. Les climats de la terre :

Les régions continentales du globe connaissent un climat (un régime météorologique) qui dépend de leur latitude (positionnement nord-sud), de leur altitude et de la distance qui les sépare des principaux plans d'eau de la terre (mers et océans) [9]. La figure 2.3 représente les différentes zones climatiques :

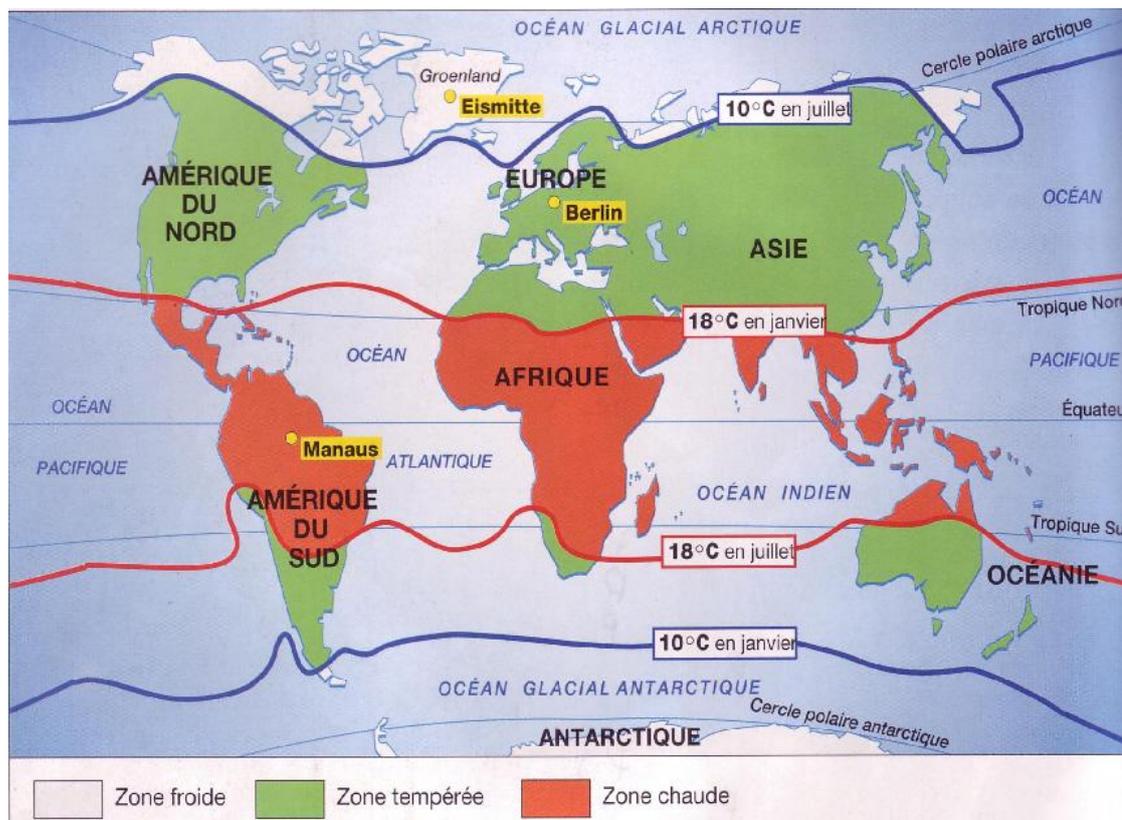


Figure 2.3 : Les principales zones climatiques [9]

Parmi les classifications du climat terrestre on peut citer :

2.1.5.1. Climats chauds :

○ Climat équatorial :

Se caractérise par des températures moyennes mensuelle voisines de 24°C au mois de janvier et 26 au mois de juillet avec de fortes amplitudes thermiques annuelles, atteignant 2°C. Quant aux précipitations, elles sont abondantes et fréquentes avec

cumules annuels entre 2000 et 4000mm. Les saisons sont peu marquées.

- **Climat tropical humide:**

Se caractérise par des températures élevées et contrastées avec de fortes amplitudes thermiques annuelles, atteignant 10°C. Quant aux précipitations, elles sont variables de 500 à 1500 mm par an. La saison de l'été est fraîche et humide (environ 23°C), tandis que, la saison d'hiver est chaude et sèche (environ 35°C).

- **Climat désertique:**

Se caractérise par des températures très élevées jusqu'à 46°C de fortes amplitudes thermiques annuelles, atteignant 36°C. Quant aux précipitations, elles sont faibles et irrégulières : de 100 à 400 mm. L'hiver est humide et l'été est sec et chaud.

2.1.5.2. Climats tempérés :

Dans les zones à climats tempérés on distingue le climat méditerranéen, le climat océanique et le climat continental.

- **Le climat méditerranéen :**

Se caractérise par des températures contrastées avec de fortes amplitudes thermiques annuelles, atteignant 15° C. Quant aux précipitations, elles sont irrégulières. Il y a moins de 100 jours de pluie par an et les pluies tombent surtout sous forme d'averses brutales. En particulier, les pluies sont violentes au printemps et en automne. L'hiver est doux et l'été est sec et chaud.

- **Le climat océanique :**

Se caractérise par des températures modérées et peu contrastées: elles s'écartent peu de la moyenne annuelle de 11° c, des amplitudes thermiques annuelles faibles. Quant aux précipitations, elles sont réparties tout au long de l'année (entre 800 et 1000 mm,). L'hiver est doux (gel et neige) et l'été frais. Le vent est violent et de direction changeante.

○ **Le climat continental :**

Se caractérise par des températures très contrastées: de - 20°C en hiver à 30°C en été, des amplitudes annuelles fortes. Quant aux précipitations, elles sont de l'ordre de 400 mm par an. Elles tombent sous forme de neige en hiver et de pluies d'orage en été. L'hiver est long et très rigoureux, l'été chaud et pluvieux, le printemps très court et l'automne sec. Le vent est violent en hiver.

2.1.5.3. Climats froids :

Les zones à climats froids se différencient en climat polaire et climat de montagne.

○ **Climat polaire :**

Se caractérise par des températures très souvent négatives. La moyenne mensuelle ne dépasse pas 10°C, des amplitudes thermiques annuelles très fortes. Quant aux précipitations, elles sont peu abondantes et elles tombent uniquement sous forme de neige. L'été est très court. Le vent est fort.

○ **Climat de montagne :**

Se caractérise par des températures moyenne en janvier est de -7 °C, en juillet elle est de 12 °C. Quant aux précipitations, elles augmentent en fonction de l'altitude (R. Sadourny, 1993).

2.1.6. Les facteurs climatiques :

2.1.6.1. La latitude :

La latitude indique l'angle formé, en un point donné de la surface du globe, par la verticale du lieu avec le plan de l'équateur. Elle est comprise entre 0 à +/- 90°, à partir de l'équateur, positivement vers le nord et négativement vers le sud.

Un parallèle est une ligne fictive tracée sur le globe terrestre, parallèle à l'équateur, qui joint les points de même latitude. Tropiques et cercles polaires sont des parallèles remarquables qui délimitent les grandes aires bioclimatiques.

À la latitude plus élevée, l'énergie du soleil est dispersée sur une plus grande surface et de ce fait les rayons solaires sont affaiblis [10].

2.1.6.2. Les masses d'airs et les vents:

Une masse d'air regroupe un ensemble de particules aux propriétés physiques identiques. Une masse d'air peut s'étendre sur une surface supérieure à 1 million de km². Les trajectoires horizontales de ces particules n'influencent pas le mouvement de l'air. Si un volume d'air reste suffisamment longtemps dans un endroit, il prendra quelques unes des caractéristiques de cet endroit [11].

Il y a 4 types de masse d'air:

- Maritime tropical : se distingue par un flux d'air tiède et humide du fait que cet endroit est imprégné par les eaux tempérées.
- Maritime polaire : désigne les masses d'air froid et humide qui caractérise les zones polaires.
- Continental arctique : est une masse d'air froid influencée par la terre froide.
- Continental tropical : est la masse d'air chaud et sec qui caractérise les déserts.

Le déplacement des masses d'airs influence le climat et la rencontre de deux masses d'air peut donner une tempête.

2.1.6.3. Les courants marins:

Les eaux des mers sont en perpétuel mouvement. Ces mouvement se font sentir avec

plus d'énergie dans certaines directions particulières et donne ce qu'on appelle les courants marins ou océaniques.

On distingue les courants généraux et les courants locaux. Dans ces deux catégories, on trouve les courants de surface et les courants sous-marins. Plusieurs causes se conjuguent et contribuent à former les courants de la mer. En effet, un inégal échauffement des eaux, les marées, les vents généraux ainsi que les séismes conditionnent la vitesse et la direction des courants marins. La rencontre d'une terre ou d'un banc peut modifier la vitesse et la direction d'un courant [11].

2.1.6.4. L'altitude:

L'altitude est l'élévation verticale d'un lieu ou d'un objet par rapport à un niveau de base. C'est une des composantes géographique et biogéographique qui explique la répartition de la vie sur terre. Plus l'altitude est élevée, plus il fait froid [13].

2.1.6.5. La continentalité et la proximité à l'océan:

La continentalité détermine notamment l'amplitude annuelle de température de l'air entre le mois le plus froid et le mois le plus chaud : elle est d'autant plus grande que le lieu considéré est éloigné de toute zone océanique. Au-dessus des océans, les interactions de ceux-ci avec l'atmosphère s'exercent de la façon suivante : les mouvements atmosphériques sont à l'origine de la houle en haute mer et contribuent aussi à l'évaporation ; en contrepartie, les masses océaniques jouent un rôle de régulateur thermique vis-à-vis de l'atmosphère et contrôlent les échanges de chaleur avec cette dernière. Ainsi, l'hiver, les franges côtières des continents connaissent une température plus douce que les zones de l'intérieur, où le déficit radiatif hivernal entraîne un refroidissement des masses d'air d'autant plus prononcé que leur trajet est continental. L'effet de régulation de l'océan joue en sens inverse sur les températures en été : sa proximité limite la hausse des températures [13].

2.1.7. Les nuages:

Dans son ascension en altitude, la vapeur d'eau se refroidit et provoque la condensation en fines gouttelettes minuscules autour de fines particules de poussière (sels, embruns, etc.). Les gouttelettes s'agglomèrent ensuite entre elles et grossissent. Environ un million de ces gouttelettes minuscules sont nécessaires pour constituer une goutte de pluie. La taille et la forme d'un nuage dépendent du degré d'humidité et de la force du courant ascendant (ou courant thermique). Ce sont eux qui donnent naissance aux nuages de "convection". Par exemple, un courant ascendant suffisamment humide qui atteint 8 km d'altitude donne naissance à un cumulus.

L'air proche de la surface de la terre se charge de la vapeur d'eau. Chauffé par le soleil, il se dilate et s'allège. Comme il est plus léger que l'air froid, il s'élève en altitude. La bulle d'air chaud monte alors, entraînant avec elle l'humidité du sol. Plus l'air s'élève, plus la pression diminue et il se refroidit. À un certain moment, la température atteinte ne permet plus à l'humidité de rester sous forme de vapeur invisible (c'est la température du point de rosée). L'humidité se condense alors en gouttelettes d'eau ou en cristaux de glace pour former le nuage. La base du cumulonimbus paraît plate; c'est à ce niveau (celui du point de rosée) que le nuage commence à se former.

2.1.7.1. Description des types de nuages :

Les nuages sont classés d'après leur aspect et leur forme tels qu'ils sont vus par un observateur au sol. La classification du chimiste anglais Luke Howard en 1803, est à l'origine de la classification utilisée aujourd'hui. La plus récente classification est celle de l'Organisation Météorologique Mondiale publiée en 1956 dans l'Atlas international des nuages. Le tableau ci-dessous présente les quatre principales familles de nuages (Ahrens, 1994).

Tableau 2.2 : Les familles des nuages [14]

Famille	Racine latine	Traduction du mot latin	Altitude moyenne de la base (m)	Exemple
Étage supérieur	CIRRUS	filament	6 000 - 13 000	cirrus
Étage moyen	ALTO	moyen	2 000 - 6 000	altostratus
Étage inférieur	STRATUS	Strate (chose allongée)	Sol - 2 000	stratocumulus
À extension verticale	CUMULUS	amas (tas)	500 - 6 000	cumulonimbus

Les familles de nuage se combinent parfois et donnent de nouveaux nuages comme les exemples cités ci-après :

La figure ci-dessus représente une photo d'ALTO-CUMULUS (Ac) - 2 000 à 6 000 m d'altitude.



Figure 2.4 : Altocumulus (Ac) - 2 000 à 6 000 m d'altitude [14]

Ces nuages ressemblant à des galets et des rouleaux, forment un ciel pommelé. Généralement, ces derniers ne donnent pas de précipitations mais annoncent un changement de temps.

Le deuxième exemple représente une photo de CUMULO-NIMBUS (Cb) - 300 à 17 000 m d'altitude



Figure 2.5 : Cumulonimbus (Cb) - 300 à 17 000 m d'altitude [14]

Ce nuage est porteur d'orages, d'averses de grêle. Ils forment d'énormes volutes au sommet en panache ou en forme d'enclume, ils peuvent déchaîner des intempéries très

violentes. Le cumulonimbus est le seul nuage qui peut provoquer des orages [14].

2.1.7.2. Formation de la pluie :

Les fines gouttelettes d'eau se condensent sur les particules de poussière pour créer un nuage. Les distances qui séparent les gouttelettes est relativement grandes en comparaison avec la taille de gouttelettes. Ce pendant, le grand nombre de ces gouttelettes donne l'impression que le nuage forme une masse compacte.

Plus les nuages montent vers des couches d'air plus froid, plus les gouttelettes grossissent, se rapprochent les unes des autres et se transforme en cristaux. Après un certain seuil, la gouttelette devient une bruine et ne peut plus flotter. Elle commence à descendre lentement de l'intérieur du nuage vers sa base.

Lorsque la taille est suffisamment grande, le poids de la gouttelette entraîne sa chute et de la gouttelette de bruine dépasse quelque peu la grosseur d'un point, elle se met à tomber plus vite. S'il n'y a pas de vent et si la turbulence est négligeable à l'intérieur du nuage, la gouttelette conservera sa taille et atteindra le sol sous forme de faible pluie. Cependant, les nuages se trouvent souvent à une altitude où la température est basse. Il arrive alors que les gouttelettes soient congelées dans le nuage et qu'elles fondent pendant leur chute vers le sol en passant par des couches d'air où la température est supérieure à 0° C. Dans le cas où il y a de forts courants descendants présents dans le nuage, on assiste à une forte averse de pluie en rafales qu'on appelle aussi "grain".

Si la taille d'une goutte de pluie est supérieure à celle d'un pois vert, elle sera brisée par la friction de l'air dans sa chute vers le sol. La vitesse maximale qu'une goutte de pluie peut atteindre en tombant est de 30 km/h. C'est également la friction de l'air qui empêche la goutte de tomber encore plus vite [15].

2.1.7.3. Formation de la grêle :

A l'intérieur d'un cumulonimbus (nuage d'orage), de rapides courants ascendants et descendants déplacent de petits cristaux de glace verticalement dans un mouvement de va-et-vient. À chaque fois que le cristal rencontre des gouttelettes d'eau, celles-ci se

congèlent et le cristal grossit en couches successives. Leur diamètre va de 5 à 50 mm ; on observe exceptionnellement des grêlons très gros, d'un poids de 1 kg pour un diamètre de 6 à 7 cm

La structure en "pelure d'oignon" d'un grêlon indique le nombre d'aller-retour au sein du nuage avant qu'il ne touche le sol. En général, la grêle atteint le sol à 160 km/h causant parfois de sérieux dommages dû a son poids et sa taille [15].

2.1.7.4. Formation du grésil :

Le grésil se produit le plus souvent en hiver. La gouttelette qui part du nuage traverse une couche dans laquelle la température est supérieure à 0°C. Elle est donc liquide. Cependant, elle peut geler avant d'arriver au sol en passant par une couche d'air à température inférieure à 0°C. Le plus souvent la gouttelette à un noyau liquide et seule son enveloppe est gelée. Le grésil est menaçant lorsque la température au sol est sous 0°C. En effet en touchant le sol, l'enveloppe durcie du grésil éclate et se désagrège. Le centre liquide s'en échappe et devient alors verglaçant [15].

2.1.7.5. Formation de la neige :

En présence de nuages élevés, donc très froids, la vapeur d'eau contenue dans l'air se condense directement en cristaux de glace sur les particules présentes dans l'air. Surtout si les couches d'air que traversent les cristaux dans leur cheminement jusqu'au sol si les cristaux passent par des couches d'air à température inférieure à 0 degré, ils ne fondent pas mais plutôt, s'agglutinent en formant tout autour d'eux des branches glacées appelées flocons. Les flocons de neige sont donc des amas de minuscules cristaux [15].

2.2. Aléa climatique :

L'aléa climatique est un évènement climatique ou d'origine climatique susceptible de se produire (avec une probabilité plus ou moins élevée) et pouvant entraîner des dommages sur les populations, les activités et les milieux. Les aléas peuvent être soit des évolutions tendanciennes, soit des extrêmes climatiques [16].

Tableau 2. 3 : Liste des aléas climatiques [16]

Evolutions tendanciennes	Extrêmes climatiques
<ul style="list-style-type: none"> · Augmentation des températures moyennes de l'air · Augmentation des températures maximales · Evolution du régime de précipitations · Augmentation de la température des cours d'eau et des lacs · Elévation du niveau de la mer (érosion et submersion permanente) · Diminution de l'enneigement (quantité et durée) · Changement dans le cycle de gelées (diminution du nombre, décalage dans le temps) · Perturbation dans les conditions de vent · Variation de l'irradiation solaire (ampleur, durée) 	<ul style="list-style-type: none"> · Sécheresse · Inondation · Surcote marine (submersion temporaire) · Vague de chaleur · Mouvement de terrain · Feux de forêt

2.2.1. Exposition aux aléas climatiques :

Elle est caractérisée par une nature d'exposition et par un niveau d'exposition qui définissent l'enjeu de la politique d'adaptation et l'approche à suivre par la collectivité (degré partenarial fort, approche réglementaire, etc.).

La nature d'exposition : des infrastructures, des bâtiments, des sites touristiques naturels ; les habitants des zones rurales isolées/des zones urbaines denses, etc....

Le niveau d'exposition : « volume » (ou encore quantification) de ce qui est exposé : un unique bâtiment, un quartier ou une ville ; un hectare ou plusieurs milliers d'hectares de culture (etc....).

2.2.2. Vulnérabilité aux aléas climatiques :

La vulnérabilité aux aléas climatique caractérise le degré au niveau duquel un système peut subir ou être affecté négativement par les effets des aléas climatiques, y compris les phénomènes climatiques extrêmes, et par la variabilité climatique.

La vulnérabilité d'un territoire aux aléas climatiques dépend de multiples facteurs, dont l'aménagement du territoire, l'occupation des sols, les activités économiques locales, l'existence d'infrastructures de protection, la structure par âge et le niveau de vie des ménages, etc. Dans cette logique, elle est en partie liée aux choix et stratégies politiques développées sur le territoire.

2.2.3. Impact d'un risque climatique :

L'impact d'un risque climatique est la mesure des conséquences de la manifestation d'un risque climatique donné sur un territoire donné et/ou dans un secteur donné. On parlera par exemple de l'impact d'une tempête sur le secteur forestier ou de l'impact d'une canicule sur la population d'une ville.

Les impacts des risques climatiques peuvent être exprimés en termes « bruts » (une quantification en termes d'enjeux « endommagés ») ou en termes financiers (une quantification monétaire des dommages aux enjeux) [16].

2.3. Changement climatique :

Un changement climatique correspond à une modification significative et durable des paramètres statistiques du climat global de la terre ou de ses divers climats régionaux. Les changements durent quelques décennies jusqu'à des millions d'années. Ils peuvent être dus à des processus intrinsèques à la terre, à des influences extérieures ou, plus récemment, aux activités humaines [17].

Selon le GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) (1995), le changement climatique s'accompagnerait soit d'une perturbation du cycle de

l'eau, ou bien d'une augmentation de la fréquence et de l'intensité des catastrophes naturelles d'origine climatique telles que : les sécheresses, les inondations, les tempêtes, les cyclones. D'après le 4ème rapport du GIEC, "le réchauffement du climat est attesté par l'augmentation observée des températures moyennes de l'air et de l'océan, la fonte généralisée de la neige et de la glace et l'augmentation du niveau moyen de la mer" [18].

A titre d'exemple, la figure suivante représente l'évolution des températures moyennes mondiales (sur mer et sur terre) depuis 1850.

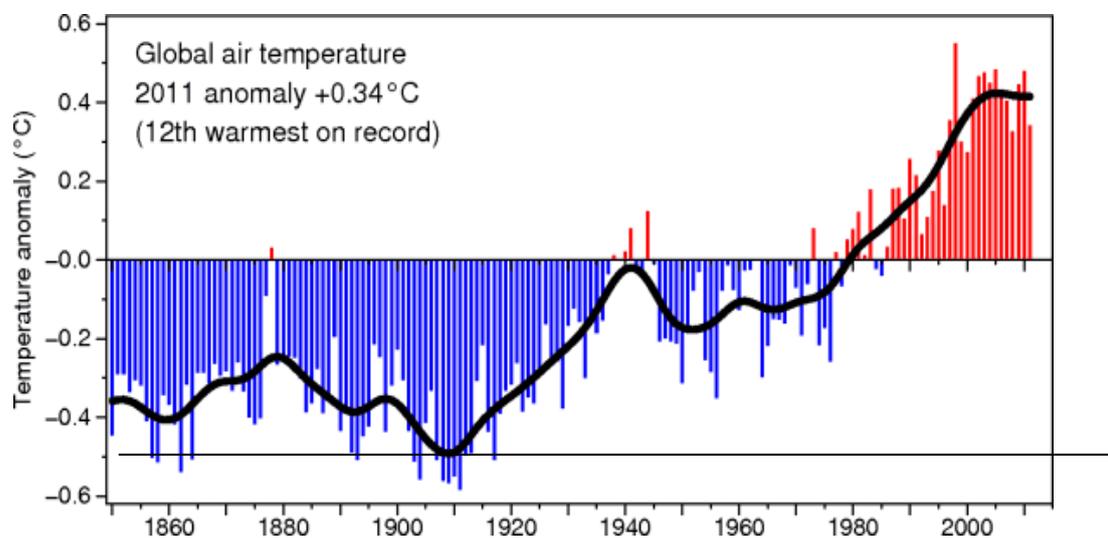


Figure 2.6 : Evolution des températures moyennes mondiales sur mer et sur terre depuis 1850 [19].

Depuis le début du XXème siècle (1906-2005), la température moyenne à la surface du globe a augmenté de 0,74°C, mais cette progression n'a pas été continue puisque depuis 1976, la hausse s'est nettement accélérée, atteignant 0,19°C par décennie. La période 1997-2006 est marquée par une anomalie positive moyenne de 0,53°C dans l'hémisphère Nord et de 0,27°C dans l'hémisphère Sud, par rapport à la normale calculée pour 1961-1990.

Les dix années les plus chaudes jamais observées sont toutes postérieures à 1997. Ainsi, l'année 2010 est la plus chaude, suivie de près par 1998 et 2005. De plus, la

décennie 2001-2010 a connu la température la plus élevée jamais enregistrée sur une décennie depuis le début des relevés instrumentaux.

La température des eaux tropicales a augmenté de 1,2°C au cours du XXème siècle, contre 0,5°C en moyenne pour les océans. L'augmentation de la température dans les zones tropicales des cinq bassins océaniques a généré de puissants cyclones (Katrina, Rita, Wilma), dans l'Atlantique Nord mais aussi dans les autres parties du monde.

Météo-France (2005) rapporte que la température dans les Alpes à 1800 m a augmenté durant l'hiver de 1 à 3 degrés dans les 40 années les plus récentes [19].

2.3.1. Les causes de changement climatique :

Une combinaison de nombreux facteurs est la cause du changement climatique. Si un consensus est sur l'identification de ces facteurs, il en ait moins sur la précision et sur le degré d'influence de chaque cause. La pollution est citée en premier, notamment à cause de l'émission de plus en plus importante de gaz à effets de serre. L'effet néfaste de ces derniers est qu'ils absorbent les rayons infrarouges émis par la surface terrestre. Cela fonctionne comme le vitrage d'une serre qui laisse rentrer le rayonnement solaire mais l'empêchent de ressortir, ce qui entraîne une augmentation de la température de l'atmosphère.

Le plus connu des gaz à effet de serre est le CO₂ dioxyde de carbone. Le méthane ou l'ozone troposphérique ainsi que les CFC utilisés dans les appareils produisant du froid (frigos, climatiseurs, etc.), sont aussi des gaz à effet de serre [20].

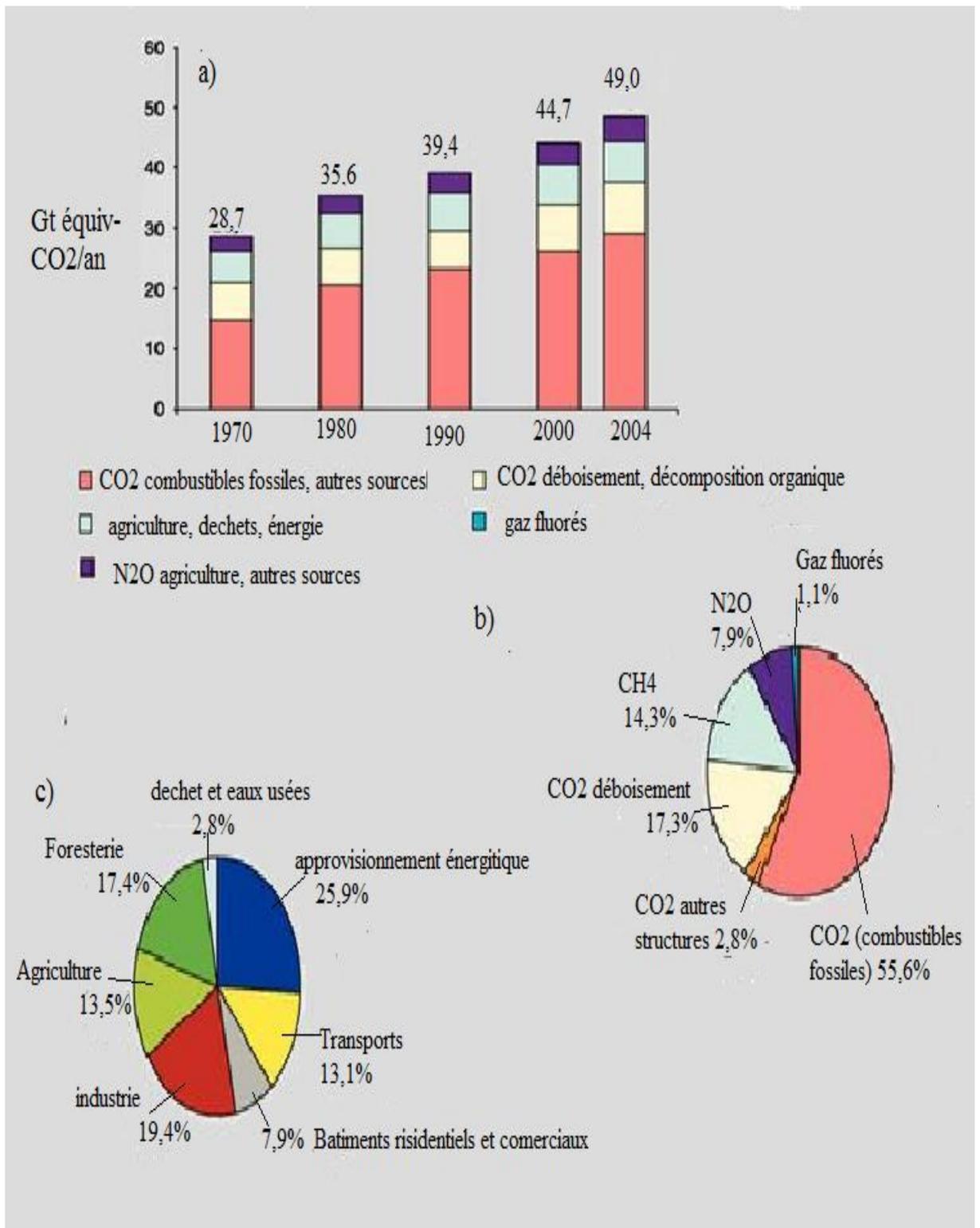


Figure 2.7 : a) Émissions annuelles de GES anthropiques dans le monde, 1970–2004. (b) Parts respectives des différents GES anthropiques dans les émissions totales de 2004, en équivalent-CO₂. c) Contribution des différents secteurs aux émissions totales de GES anthropiques en 2004, en équivalent-CO₂. (R. Andy et al, 2007)

2.3.1.1. Le dioxyde de carbone (CO₂) :

Provient principalement de l'usage de combustibles fossiles (pétrole, gaz naturel, charbon). Beaucoup d'activités industrielles, comme la fabrication du ciment et de produits chimiques sont des industries à forte émission de CO₂. Les pratiques agricoles et la déforestation sont des facteurs aggravants et responsables d'un taux d'accroissement annuel moyen de l'ordre de 0,4% des émissions de gaz à effet de serre.

2.3.1.2. L'oxyde nitreux (N₂O) :

Provient essentiellement de l'épandage d'engrais sur les sols dans le cadre des activités agricoles. Son taux d'accroissement est de 0,25 % par an en moyenne et sa durée de vie dans l'atmosphère est de 120 ans.

2.3.1.3. Le méthane (CH₄) :

Provient notamment de:

La digestion des ruminants, l'émanation provenant des mines de charbon, dépotoirs et le traitement des eaux usées. Il est 21 fois plus dommageable que le dioxyde de carbone. Son taux d'accroissement est de 0,6 % par an en moyenne et sa durée de vie dans l'atmosphère est de 12 ans.

2.3.1.4. Les gaz à effet de serre industriels :

Ces gaz sont utilisés comme agents réfrigérants, isolants électriques ou conducteurs de chaleur. Ce sont :

- les chlorofluorocarbures (CFC)
- les hydro fluorocarbures (HFC)
- les per fluorocarbures (PFC)
- L'hexafluorure de soufre (SF₆)

Depuis la moitié du 19ⁱème siècle et avec le début de la révolution industrielle les concentrations de gaz carbonique dans l'atmosphère ont augmenté d'environ 31 %,

celles du méthane ont plus que doublé, et celles de l'Oxyde nitreux se sont accrues de 17% [21].

2.4. Les événements extrêmes :

La définition d'événement extrême souffre d'un certain flou, qui ne facilite pas le suivi des phénomènes en jeu. Les climatologues sont en effet souvent partagés entre une définition purement statistique (un épisode qui ne se produit qu'une fois tous les dix ans, ou tous les 100 ans), plus rigoureuse, et des définitions plus pratiques liées aux impacts.

Un événement météorologique extrême est un événement rare selon les statistiques relatives à sa fréquence en un lieu donné. Si les définitions du mot « rare » varient considérablement, un phénomène météorologique extrême devrait normalement être aussi rare, sinon plus, que les 10e ou 90e percentiles. Par définition, les caractéristiques de ce qu'on appelle conditions météorologiques extrêmes varient d'un endroit à l'autre.

On dénombre plusieurs événements extrêmes liés à différents phénomènes climatiques. A titre d'exemples, on peut citer (les crues, les averses, les sécheresses, les inondations, les ouragans, etc.) (ZAREBAI, 2005).

2.4.1. Les crues :

La crue est une réponse à des précipitations en forte quantité et qui peut être accentuée par de nombreuses causes naturelles ou anthropiques. Parmi les causes humaines directes on cite : l'imperméabilisation des sols, drainage, ...). Pour les causes humaines indirectes on cite le changement climatique.

Les différents types de crue existant sont:

Crues lentes : le débit du cours d'eau augmente lentement, suite à des pluies, la fonte des neiges ...

Crues rapides : ou brutales ou éclair : elles résultent de pluie abondantes, d'orages violents, ... Elles peuvent devenir torrentielles. Elles sont les plus difficiles à prévoir (ZAREBAI, 2005).

2.4.2. Inondation :

Les inondations sont des submersions temporaires par l'eau de terres qui ne sont pas submergées en temps normal. Cette notion recouvre les inondations dues aux crues des rivières, des torrents de montagne et des cours d'eau intermittents méditerranéens ainsi que les inondations dues à la mer dans les zones côtières et elle peut exclure les inondations dues aux réseaux d'égouts (ZAREBAI, 2005).

La notion d'inondation appelle celles de lit mineur et lit majeur d'un cours d'eau représenté dans la figure ci-dessous :

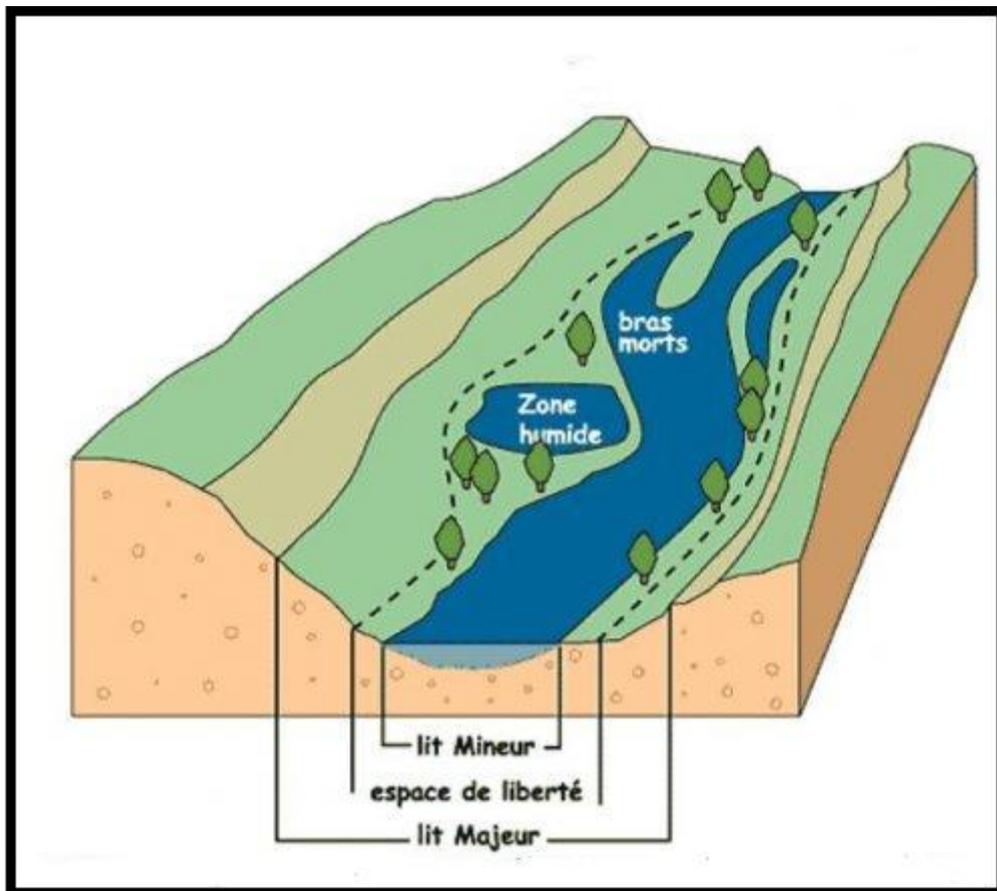


Figure 2.8 : Schéma présentant le lit mineur et le li majeur de cours d'eau [22].

Le lit mineur est la partie du lit du cours d'eau comprise entre des berges franches ou bien marquées, dans laquelle l'intégralité de l'écoulement s'effectue le quasi totalité du temps en dehors des périodes de très hautes eaux et de crues débordantes.

Le lit majeur est le lit maximum qu'occupe un cours d'eau dans lequel l'écoulement ne s'effectue que temporairement lors du débordement des eaux hors du lit mineur en période de très hautes eaux en particulier lors de la plus grande crue historique [22].

2.4.3. Les averses :

On définit une averse comme un épisode pluvieux continu, dont la durée peut varier de quelques minutes à une centaine d'heures et intéresser une superficie allant de quelques kilomètres carrés (orages) à quelques milliers (pluies cycloniques). Elle est caractérisée à la fois par sa hauteur et sa durée et son intensité. L'intensité des précipitations varie à chaque instant au cours d'une même averse suivant les caractéristiques météorologiques de celle-ci. Plusieurs pointes d'intensité peuvent avoir lieu au cours d'une même averse [23].

2.4.4. Les sécheresses :

La sécheresse est un épisode de manque d'eau plus ou moins long mais suffisant pour que les sols et la flore soient affectés. Ce phénomène peut être cyclique ou bien exceptionnel et peut affecter une zone localisée comme un sous-continent entier.

Suivant les régions du monde et leurs ressources en eau, la définition de l'état de sécheresse varie. En France, on considère qu'il y a sécheresse absolue lorsqu'il n'y a pas une goutte de pluie (moins de 0,2 mm par jour) pendant 15 jours consécutifs.

On distingue trois types de sécheresse suivant les situations :

- La sécheresse météorologique ou atmosphérique, liée à la pénurie de précipitations sur une période donnée.
- La sécheresse agricole, qui est fonction du taux d'humidité du sol à un mètre de profondeur. Cette sécheresse dépend des précipitations, mais aussi de la nature du sol, des pratiques culturales et du type de plante. Ce type de sécheresse a des effets marquants sur la végétation.
- La sécheresse hydrologique se produit quand les réserves en eau des sols

(aquifères) et les cours d'eau tombent en dessous de la moyenne. Cela peut être dû à une sécheresse météorologique particulièrement longue et intense, mais aussi à une surexploitation des ressources en eau (B. Jacques, 2004).

2.4.5. Les ouragans :

C'est un cyclone d'origine tropicale, d'une violence extraordinaire. Mais ce n'est pas le plus gros cyclone; certaines tempêtes extratropicales sont plus étendues. Cependant, à grande échelle, c'est la tempête la plus destructrice en force et en étendue. Il provoque d'énormes raz de marée (vagues de 10 à 12 m en moyenne) et les vents forts déracinent les arbres et arrachent les toits des maisons.

À l'origine, pour créer un ouragan, il faut 3 choses que les Tropiques peuvent fournir:

- une accumulation de chaleur (large zone d'eau chaude),
- une accumulation d'humidité (air chaud et humide),
- une absence de vent en altitude (ou des vents en altitude de même direction que les vents en surface).

Un ouragan peut être vu comme une immense machine à convertir la chaleur des océans tropicaux et de l'atmosphère des Tropiques en vents et vagues. Mais heureusement, ce ne sont pas des machines efficaces: seulement 3% de toute l'énergie disponible est convertie (KATRINA, 2010).

3. Méthodes d'étude :

3.1. Étude climatique :

Les fluctuations de séries chronologiques sont analysées à différentes échelles temporelles : annuelle, saisonnière et mensuelle.

La droite de régression linéaire permet de déterminer la relation linéaire avec laquelle on peut 'le mieux' calculer les valeurs de l'échantillon y à partir de celles de l'échantillon x .

Pour chaque graphe, on trace une courbe de tendance représentée par l'équation suivante :

$$y = a x + b \quad \longrightarrow \quad \left\{ \begin{array}{l} a \text{ La pente} \\ b \text{ Ordonnées à l'origine} \end{array} \right.$$

Si $a > 0$, la tendance est à l'accroissement.

Si $a < 0$ la tendance est à la baisse.

Il faut d'abord calculer le coefficient de corrélation entre les valeurs x et celles de y à l'aide de l'équation suivante :

$$R = \frac{Cov}{\sigma_x \cdot \sigma_y}$$

Les équations ci-dessous montrent comment calculer les paramètres a et b .

$$a = \frac{\Delta x}{\Delta T} = \frac{\text{accroissement de la variable X}}{\text{accroissement de la variable T}}$$

Si $\Delta T = 1$ (1 an) alors ΔX est l'accroissement annuel moyen.

$$a = R \cdot \frac{\sigma_y}{\sigma_x}$$

$$b = m_y - a \cdot m_x$$

Pour une série chronologique l'accroissement ou la diminution des paramètres climatiques étudiés sur une décennie est calculé par l'équation : a. 10.

Lorsque la période totale d'étude est égale à T, l'accroissement de ces paramètres climatiques est calculé par l'équation suivante : a.T (THIERY, 1989).

3.1.1. Tendances annuelles :

On a tracé les graphes de la pluviométrie moyenne annuelle, la température minimale moyenne annuelle Tn et la température moyenne annuelle Tm en fonction des années.

Exemple 1 :

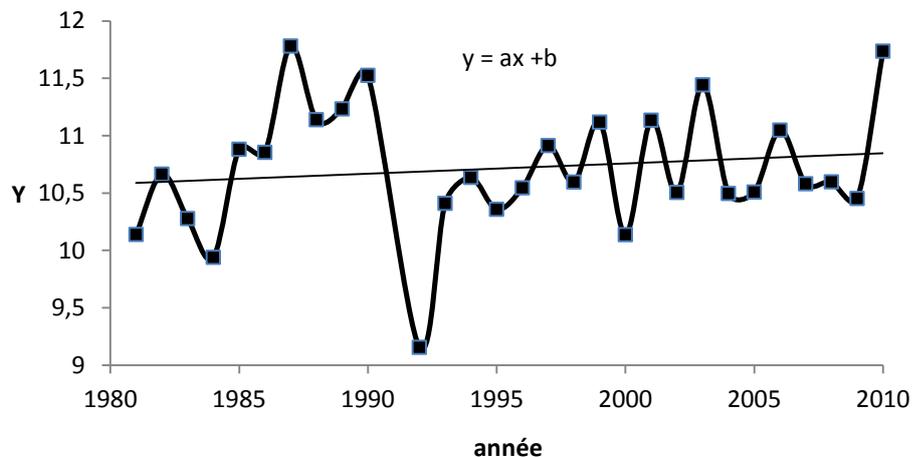


Figure 3.1 : Représentation de graphe avec une courbe de tendance y=ax+b

3.1.2. Tendance saisonnière :

On a tracé les graphes de la moyenne saisonnière pour chaque paramètre et pour toutes les stations en fonction des différentes années. Ensuite, on a tracé les histogrammes sur l'accroissement ou la diminution des paramètres suivant : la pluviométrie moyenne saisonnière, la température minimale moyenne saisonnière Tn et la température

moyenne saisonnière T_m en fonction des saisons.

Exemple 2 :

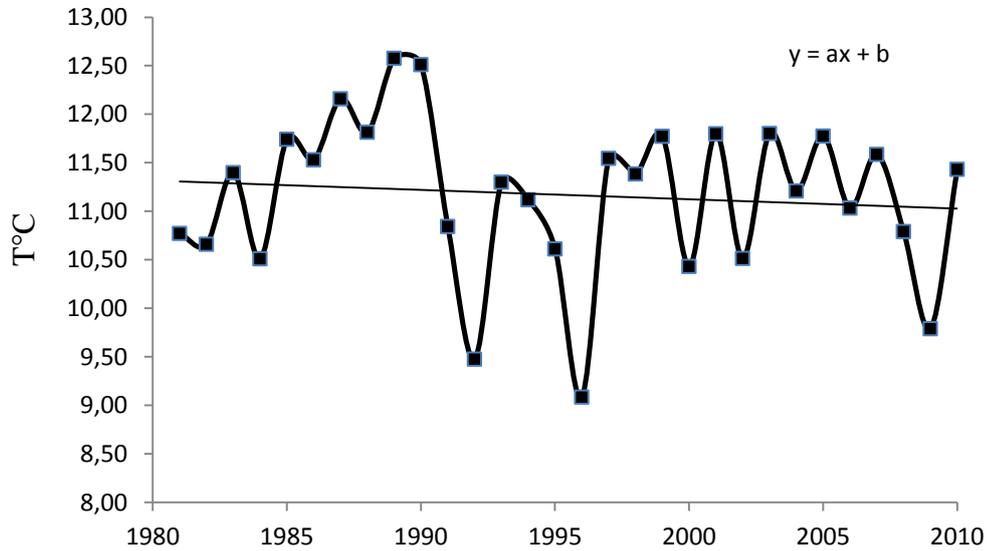


Figure 3.2 : Exemple sur les tendances d'un paramètre climatique paramètres climatiques en fonction des années.

Exemple 3 :

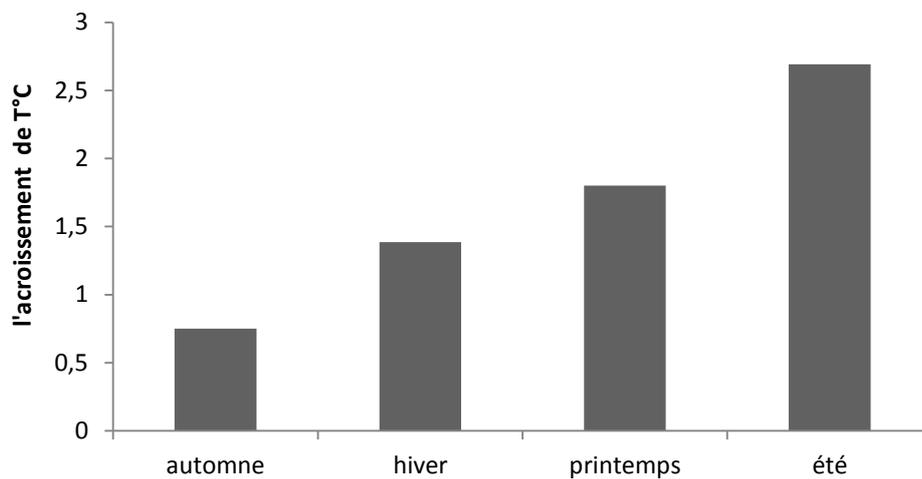


Figure 3.3: Exemple d'un histogramme de l'accroissement d'un paramètre climatique au cours des saisons.

3.1.3. Tendance mensuelle :

On a tracé les graphes de la moyenne mensuelle pour chaque paramètre et pour toutes les stations en fonction des différentes années. Ensuite, on a tracé les histogrammes de l'accroissement ou la diminution des paramètres suivant : la pluviométrie moyenne mensuelle, la température minimale moyenne mensuelle T_n et la température moyenne mensuelle T_m en fonction des mois.

Exemple 4 :

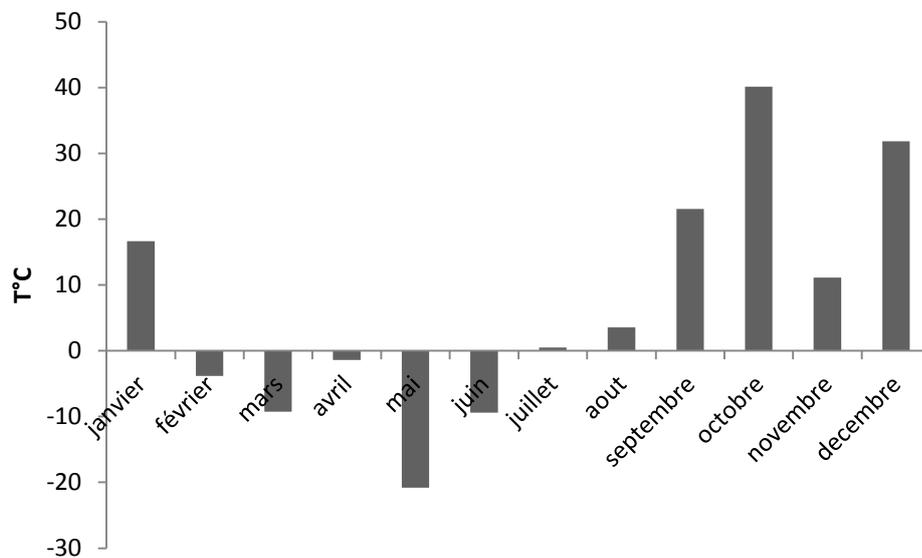


Figure 3.4 : Exemple d'un histogramme de l'accroissement mensuelle d'un paramètre climatique.

3.2. Les ajustements des événements extrêmes aux différentes lois de probabilités :

L'estimation adéquate des événements hydrologiques extrêmes est primordiale en raison des risques importants associés à une connaissance insuffisante de ces événements. La disponibilité de bonnes estimations des événements hydrologiques extrêmes (tels que les crues et les étiages) est essentielle pour bien accomplir la conception des structures hydrauliques, la gestion de la qualité de l'eau et de l'habitat aquatique, ou la prévention des inondations (OUARDA taha et al, 2008)

L'analyse fréquentielle des données hydrologiques est une approche couramment utilisée pour obtenir de telles estimations. La distribution des valeurs extrêmes généralisées (GEV) est très utilisée dans l'analyse des valeurs extrêmes en hydrologie (LLAMAS J et al, 1987).

L'analyse des valeurs extrêmes a beaucoup d'applications en hydrologie. Elle est utilisée pour évaluer les risques d'inondation, pour l'élaboration de cartes d'inondations, la protection de la ressource et dangers hydrologiques (A. GUILLOU et P. WILLEMS, 2006).

En hydrologie les événements extrêmes sont dus à des précipitations extrêmes. En effet, la plupart des inondations sont dues à des précipitations très importantes sur une grande étendue ou bien à la fonte rapide du manteau neigeux. Certains événements résultent d'un concours de circonstances défavorables. Pris séparément chaque processus ne revêt pas de caractère extrême, mais la combinaison de ces processus est exceptionnelle.

Par définition, les extrêmes sont rares, donc on possède peu de données observées. On ne dispose que de séries limitées de données (20–50 ans dans la plupart des cas) et on souhaite déterminer des phénomènes très rares, dont l'intensité peut dépasser très largement le maximum observé (A. GUILLOU et P. WILLEMS, 2006).

Avant de présenter les lois des valeurs extrêmes, on commence par présenter la loi normale qui est une loi centrale.

3.2.1. Modélisations des extrêmes hydrologiques :

3.2.1.1. Loi normale :

Fonction de répartition :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\left(\frac{x-\bar{x}}{\sigma}\right)^2}{2}}$$

$$\text{Avec : } u = \frac{x - \bar{x}}{\sigma_x}$$

u est appelée variable réduite de Gauss. L'intervalle de définition est donc :
 $x \in]-\infty, +\infty [$

Le tableau 3.1 donne la fréquence au non-dépassement de u : $F(u) = \text{Prob}(U \leq u)$

La moyenne \bar{x} est à la fois le mode ou la médiane. Le paramètre de dispersion σ_x est l'écart-type (racine carrée de la variance).

Tableau 3.1 : Probabilité au non dépassement d'une loi normale appliquée à une variable centrée réduite (LABORDE Jean-Pierre, 2009).

u	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0	0,5000	0,5040	0,5080	0,5120	0,5160	0,5199	0,5239	0,5279	0,5319	0,5359
0,1	0,5398	0,5438	0,5478	0,5517	0,5557	0,5596	0,5636	0,5675	0,5714	0,5753
0,2	0,5793	0,5832	0,5871	0,5910	0,5948	0,5987	0,6026	0,6064	0,6103	0,6141
0,3	0,6179	0,6217	0,6255	0,6293	0,6331	0,6368	0,6406	0,6443	0,6480	0,6517
0,4	0,6554	0,6591	0,6628	0,6664	0,6700	0,6736	0,6772	0,6808	0,6844	0,6879
0,5	0,6915	0,6950	0,6985	0,7019	0,7054	0,7088	0,7123	0,7157	0,7190	0,7224
0,6	0,7257	0,7290	0,7324	0,7357	0,7389	0,7422	0,7454	0,7486	0,7517	0,7549
0,7	0,7580	0,7611	0,7642	0,7673	0,7704	0,7734	0,7764	0,7794	0,7823	0,7852
0,8	0,7881	0,7910	0,7939	0,7967	0,7995	0,8023	0,8051	0,8078	0,8106	0,8133
0,9	0,8159	0,8186	0,8212	0,8238	0,8264	0,8289	0,8315	0,8340	0,8365	0,8389
1	0,8413	0,8438	0,8461	0,8483	0,8508	0,8531	0,8554	0,8577	0,8599	0,8621
1,1	0,8643	0,8665	0,8686	0,8708	0,8729	0,8749	0,8770	0,8790	0,8810	0,8830
1,2	0,8849	0,8869	0,8888	0,8907	0,8925	0,8944	0,8962	0,8980	0,8997	0,9013
1,3	0,9032	0,9049	0,9066	0,9082	0,9099	0,9115	0,9131	0,9147	0,9162	0,9177
1,4	0,9192	0,9207	0,9222	0,9236	0,9251	0,9265	0,9279	0,9292	0,9306	0,9319
1,5	0,9332	0,9345	0,9357	0,9370	0,9382	0,9394	0,9406	0,9418	0,9429	0,9441
1,6	0,9452	0,9463	0,9474	0,9484	0,9495	0,9505	0,9515	0,9525	0,9535	0,9545
1,7	0,9554	0,9564	0,9573	0,9582	0,9591	0,9599	0,9608	0,9616	0,9625	0,9633
1,8	0,9641	0,9649	0,9656	0,9662	0,9671	0,9678	0,9686	0,9693	0,9699	0,9706
1,9	0,9713	0,9719	0,9726	0,9732	0,9738	0,9744	0,9750	0,9756	0,9761	0,9767
2	0,9772	0,9779	0,9783	0,9788	0,9793	0,9798	0,9803	0,9808	0,9812	0,9817
2,1	0,9821	0,9826	0,9830	0,9834	0,9838	0,9842	0,9846	0,9850	0,9854	0,9857
2,2	0,9861	0,9864	0,9868	0,9871	0,9875	0,9878	0,9881	0,9884	0,9887	0,9890
2,3	0,9893	0,9896	0,9898	0,9901	0,9904	0,9906	0,9909	0,9911	0,9913	0,9916
2,4	0,9918	0,9920	0,9922	0,9925	0,9927	0,9929	0,9931	0,9932	0,9934	0,9936
2,5	0,9938	0,9940	0,9941	0,9943	0,9945	0,9946	0,9948	0,9949	0,9951	0,9952
2,6	0,9953	0,9955	0,9956	0,9957	0,9959	0,9960	0,9961	0,9962	0,9963	0,9964
2,7	0,9965	0,9966	0,9967	0,9968	0,9969	0,9970	0,9971	0,9972	0,9973	0,9974
2,8	0,9974	0,9975	0,9976	0,9977	0,9977	0,9978	0,9979	0,9979	0,9980	0,9981
2,9	0,9981	0,9982	0,9982	0,9983	0,9984	0,9984	0,9985	0,9985	0,9986	0,9986
3	0,9987	0,9987	0,9987	0,9988	0,9988	0,9989	0,9989	0,9989	0,9990	0,9990
3,1	0,9990	0,9991	0,9991	0,9991	0,9992	0,9992	0,9992	0,9992	0,9993	0,9993
3,2	0,9993	0,9993	0,9994	0,9994	0,9994	0,9994	0,9994	0,9995	0,9995	0,9995
3,3	0,9995	0,9995	0,9995	0,9996	0,9996	0,9996	0,9996	0,9996	0,9996	0,9997
3,4	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9998

- Estimation des paramètres :

Méthode des moments : on obtient immédiatement les estimations suivantes :

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad \text{et} \quad \sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

Ajustement graphique : à chaque élément de l'échantillon, on associe une fréquence expérimentale au non-dépassement :

$$F(x_i) = \frac{i - 0,5}{n}$$

A chaque valeur de $F(x_i)$ correspond une valeur de u . Pour chaque élément de l'échantillon, on peut porter dans un graphique gradué en abscisse selon les valeurs de u et en ordonnée selon la variable x , un point de coordonnées $(\frac{i-0.5}{n}, x_i)$ s'alignent le long de la droite $x = \sigma u + m$ dite droite d'Henry (A. Christophe, 2011).

3.2.1.2. Lois dissymétriques :

On hydrologie la dissymétrie est souvent à gauche. Plus le phénomène est irrégulier et plus la dissymétrie est prononcée. Les lois dissymétriques sont en premier loi log normale et en deuxième loi de Pearson.

- Loi log normale :

La loi log normale est aussi appelée loi de Galton. Une variable aléatoire X suit une loi log normale quand son logarithme suit une loi normale. C'est-à-dire, que $Y = \ln X$ suit une loi normale $N(\alpha, \beta)$. (α, β) Les paramètres de la loi normale.

$$f(x) = \frac{1}{x} \cdot \frac{1}{\beta\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln(x)-\alpha}{\beta}\right)^2}$$

$\alpha = \mu_y$ Espérance de LnX et $\beta = \sigma_y$ Ecart type de LnX.

Les moments de la loi log normale :

La moyenne est donnée par :

$$\mu_x = E(X) = e^{(\mu_y + (\sigma_y^2 / 2))}$$

La variance par

$$\sigma_x^2 = e^{2(\mu_y + \sigma_y^2)} \left(\frac{e^{\sigma_y^2} - 1}{e^{\sigma_y^2}} \right)$$

Ainsi, le coefficient de variation par : $\mu_x = \sigma_x / \mu_x = \sqrt{e^{\sigma_y^2} - 1}$ (J. LABORDE, 2009).

○ Loi de Pearson :

Fonction gamma :

Pour l'utilisation de la loi de Pearson, on a besoin de connaître la fonction gamma. C'est une fonction spéciale, $\Gamma(\cdot)$, définie par :

$$\Gamma(\gamma + 1) = \int_0^{+\infty} x^\gamma e^{-x} dx$$

Propriété : Par intégration par partie on montre que : $\Gamma(\gamma + 1) = \gamma\Gamma(\gamma)$

On pose:

$$u = x^\gamma \text{ alors } du = \gamma x^{\gamma-1} dx$$

$$dv = e^{-x} dx \text{ alors } v = -e^{-x}$$

On trouve :

$$\Gamma(\gamma + 1) = \left[-x^\gamma e^{-x} \right] + \int_0^{+\infty} (\gamma) x^{\gamma-1} e^{-x} dx = \gamma \Gamma(\gamma)$$

$$\Gamma(\gamma + 1) = \gamma \Gamma(\gamma)$$

Pour γ un entier, on trouve le factoriel. En effet, si $n \in \mathbb{N}$ alors
 $\Gamma(n+1) = n(n-1)(n-2)\dots 2.1 = n!$ $\Gamma(1) = 1$

La fonction de répartition et densité de probabilité :

La fonction de répartition de la loi de Pearson III s'exprime en fonction de deux paramètres positifs a et α . La fréquence ou probabilité de non dépassement est donnée par l'équation suivante :

$$F(x) = \text{Prob}(X \leq x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^x (at)^{\alpha-1} e^{-at} d(at)$$

Où la variable x varie entre 0 et $+\infty$. Les paramètres a et α sont positifs et différents de zéro.

$F(x)$ définie bien une loi de probabilité. En effet :

Si on pose $u=at$ alors :

$$\int_0^x (at)^\gamma e^{-at} d(at) = \int_0^{\frac{x}{a}} u^\gamma e^{-u} du$$

Et, dans ce cas on a :

$$\lim_{x \rightarrow +\infty} F(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^{+\infty} (at)^{\alpha-1} e^{-at} d(at) = \frac{\Gamma(\alpha)}{\Gamma(\alpha)} = 1$$

La fonction de densité de probabilité a pour expression

$$f(t) = \frac{a}{\Gamma(\gamma)} (at)^{\gamma-1} e^{-at}$$

Calcul des moments statistiques :

Moyenne ou espérance mathématique :

$$E(X) = m = \int_0^{+\infty} t f(t) dt = \frac{1}{\Gamma(\gamma)} \int_0^{+\infty} t (at)^{\gamma-1} e^{-at} d(at)$$

On utilise le changement de variable. On pose $u = at$ alors $t = \frac{u}{a}$ et $du = a dt$

Donc l'équation précédente devient :

$$m = \frac{1}{a\Gamma(\gamma)} \int_0^{+\infty} uu^{\gamma-1} e^{-u} du = \frac{1}{a\Gamma(\gamma)} \int_0^{+\infty} u^\gamma e^{-u} du = \frac{\Gamma(\gamma+1)}{a\Gamma(\gamma)} = \frac{\gamma\Gamma(\gamma)}{a\Gamma(\gamma)} = \frac{\gamma}{a}$$

On conclut que :

$$m = \frac{\gamma}{a}$$

Le calcul de la variance est donné par l'équation :

$$V = \int_0^{+\infty} (t-m)^2 f(t) dt = E(x^2) - (E(x))^2$$

D'où :

$$V = \int_0^{+\infty} t^2 f(t) dt - \left[\frac{\gamma}{a} \right]^2$$

$$\text{Donc } V = \frac{(\gamma+1)\gamma}{a^2} - \left(\frac{\gamma}{a} \right)^2 = \frac{\gamma}{a^2}$$

Moment d'ordre K :

$$E(X^k) = \int_0^{+\infty} t^K f(t) dt = \frac{1}{\Gamma(\gamma)} \int_0^{+\infty} t^K (at)^{\gamma-1} e^{-at} d(at)$$

Après le changement de variable et l'intégration on déduit l'équation suivante :

$$E(X^K) = \frac{(\gamma + K - 1)(\gamma + K - 2) \dots \gamma}{a^K}$$

Estimation des paramètres (γ, a) par la méthode des moments :

On introduit les rapports R_K suivants :

$$R_K = \frac{E(X^K)}{E(X^{K-1})}$$

Pour $k=0$ $E(X^0) = 1$

$$R_1 = \frac{\gamma}{a}$$

$$R_2 = \frac{\gamma + 1}{a}$$

$$R_3 = \frac{\gamma + 2}{a}$$

Ainsi la statistique des rangs est nulle. On trouve que : $(R_3 - R_2) - (R_2 - R_1) = 0$

Quand la statistique $(R_3 - R_2) - (R_2 - R_1) \approx 0$ donc on peut continuer l'ajustement à une loi de Pearson III.

Estimation des paramètres :

$$\frac{R_2}{R_1} = \frac{\gamma + 1}{\gamma} \Leftrightarrow \gamma = \frac{R_1}{R_2 - R_1}$$

$$R_1 = \frac{\gamma}{a} \Leftrightarrow a = \frac{\gamma}{R_1}$$

$$F(x) = \text{Prob}(X \leq x) = \frac{1}{\Gamma(\gamma)} \int_0^x (at)^{\gamma-1} e^{-at} d(at)$$

Le calcul de cette intégrale n'est pas simple. Cependant, on peut approcher les différents quantiles en utilisant une table de la loi normale en considérant que la distribution $Y = \sqrt[3]{\frac{X_i}{X}}$ suit une loi normale de paramètres :

Moyenne :

$$\mu = 1 - \frac{1}{9\gamma}$$

Variance :

$$V = s^2 = \frac{1}{9\gamma}$$

L'approximation est d'autant meilleure que γ est grand. En pratique, on utilise l'ajustement à la loi de Pearson dès $\gamma=8$.

3.2.1.3. Loi généralisée des valeurs extrêmes:

L'étude de la fréquence des événements rares qui peuvent résulter de différents phénomènes (pluviométrie, crue, tremblement de terre...) constitue un problème majeur et de grand intérêt, car la prise en compte du risque dû à ces événements peut efficacement aider à éviter des réelles catastrophes.

Jenkinson(1955) a proposé la loi généralisée des valeurs extrêmes pour combiner les trois types de lois des valeurs extrêmes EV1, EV2 et EV3 développée par Fisher et Tippett (1928).

Les trois distributions peuvent être représentées sous une seule forme, appelée distribution des valeurs extrêmes généralisée. Lorsque la distribution du maximum converge vers l'une de ces trois distributions, on dit qu'elle appartient au domaine d'attraction maximum de Fréchet, Weibull ou Gumbel.

Gumbel (EV1):

$$\Lambda(x) = \exp(-e^{-x})$$

Fréchet (EV2):

$$\Phi(x) = \begin{cases} 0 & x \leq 0 \\ \exp(-x^{-\alpha}) & x > 0 \end{cases} \quad \alpha > 0$$

Weibull (EV3):

$$\Psi_{\alpha}(x) = \begin{cases} \exp(-(-x^{-\alpha})) & x \leq 0 \\ 1 & x > 0 \end{cases} \quad \alpha > 0$$

La fonction de distribution de la loi GEV (α, u, k) est telle que:

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left(1 - \frac{k(x - \mu)}{\alpha} \right)^{\frac{1}{k} - 1} \exp \left[- \left(1 - \frac{k(x - \mu)}{\alpha} \right)^{\frac{1}{k}} \right]$$

Avec les paramètres $\alpha, u, k > 0$.

La forme explicite de la fonction de distribution est donnée par:

$$f(x) = \exp \left[- \left(1 - k(x - u) / \alpha \right)^{\frac{1}{k}} \right]$$

Les distributions EV2 et EV3 sont déduites de la distribution GEV lorsque respectivement $k < 0$ et $k > 0$. Lorsque k tend vers 0, alors la distribution GEV tend vers la distribution Gumbel (M. Haché, 1993).

Les moments de cette loi sont :

La moyenne :

$$E(X) = u + \frac{\alpha}{k} (1 - \Gamma(k + 1))$$

La variance :

$$\text{Var}(X) = \left(\frac{\alpha}{k}\right)^2 (\Gamma(2k + 1) - \Gamma^2(k + 1))$$

Le coefficient d'asymétrie :

$$C_s = -\frac{|k|}{k} \frac{[\Gamma(1 + 3k) - 3\Gamma(1 + 2k)\Gamma(1 + k) + 2\Gamma^3(1 + k)]}{[\Gamma(1 + 2k) - \Gamma^2(1 + k)]^{\frac{3}{2}}}$$

○ Loi des Valeurs Extrêmes type I (EV1 ou Gumbel) :

La fonction de répartition d'une loi Gumbel est donnée par :

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-\mu}{\alpha}}}$$

Le terme u est la variable réduite de Gumbel. L'intervalle de variation de x est donc :

$$x \in] - \infty , + \infty [$$

μ est le paramètre de position (mode)

α est le paramètre d'échelle différent de zéro et positif.

Moyenne :

$$m = \mu + 0,5772\alpha$$

Variance :

$$V = \frac{\pi^2 \alpha^2}{6}$$

Le coefficient d'asymétrie est constant pour une loi Gumbel et est égale à 1.14. Si on considère la transformation réduite d'une loi Gumbel : $Y = (x - \mu) / \alpha$

○ Loi des Valeurs Extrêmes type II (EV2 ou Fréchet) :

Connue aussi sous le nom de loi de Fréchet ou encore de loi Log-Gumbel, est donnée par :

$$f(x) = \exp \left[- \left(1 - \frac{k(x - \mu)}{\alpha} \right)^{\frac{1}{k}} \right]$$

Où $k < 0$, $\alpha > 0$.

La distribution a trois paramètres :

μ est le paramètre de position.

α est le paramètre d'échelle.

k paramètre de la forme qui est négatif.

La variable a une borne inférieure $\mu + \frac{\alpha}{k}$ la densité de probabilité est : (S.

ELADLOUNI, 2007)

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left(1 - \frac{x - \mu}{\alpha}\right) \exp \left[- \left(1 - \frac{k(x - \mu)}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}} \right]$$

○ Loi des Valeurs Extrêmes type III (EV3 ou Weibull) :

La fonction de répartition à la probabilité de non dépassement est donnée par l'équation suivante :

$$\text{Prob}(X < x) = F(x) = 1 - \exp - \left(\frac{(x - b)^\gamma}{\alpha} \right)$$

Equation à trois paramètres b paramètre de position $x \in [b, +\infty[$, α et γ sont de paramètres de formes. La fonction de densité de probabilité :

$$f(x) = \frac{\gamma}{\alpha} (x - b)^{\gamma-1} \exp - \left(\frac{(x - b)^\gamma}{\alpha} \right)$$

Pour $x > 0$, $f(x) \geq 0$ et $\int_b^\infty f(x) d(x) = 1$ donc f est une fonction de densité de probabilités.

Estimation des paramètres :

Méthode des moments en utilisant la méthode de moyenne ou l'espérance mathématique :

$$m = \bar{X} = \int_0^\infty x f(x) dx = \int_0^\infty \frac{\gamma}{\alpha} (x - b)^{\gamma-1} \exp - \left(\frac{(x - b)^\gamma}{\alpha} \right) dx$$

On pose :

$$u = \frac{(x-b)^\gamma}{\alpha} \quad du = \frac{\gamma}{\alpha}(x-b)^{\gamma-1} \quad x = du^{\frac{1}{\gamma}} + b$$

Alors :

$$E(x) = \alpha^{\frac{1}{\lambda}} \Gamma\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) + b$$

La variance :

$$\begin{aligned} V_x &= \int_0^\infty (x-m)^2 f(x) dx = \overline{x^2} - \overline{x}^2 \\ \overline{x^2} &= \int_0^\infty x^2 f(x) dx = \int_0^\infty x^2 \frac{\gamma}{\alpha} (x-b)^{\gamma-1} \exp\left(-\frac{(x-b)^\gamma}{\alpha}\right) dx \\ \overline{x^2} &= \int_0^\infty (\alpha^{\frac{1}{\gamma}} u^{\frac{1}{\gamma}} + b)^2 \exp(-u) du \end{aligned}$$

Donc :

$$\begin{aligned} \overline{x^2} &= \int_0^\infty \alpha^{\frac{2}{\gamma}} u^{\frac{2}{\gamma}} e^{-u} + \int_0^\infty 2b\alpha^{\frac{1}{\gamma}} u^{\frac{1}{\gamma}} e^{-u} + \int_0^\infty b^2 e^{-u} du = \alpha^{\frac{2}{\lambda}} \Gamma\left(\frac{2}{\gamma} + 1\right) + 2b\alpha^{\frac{1}{\lambda}} \Gamma\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) + b^2 \\ \text{ainsi, } V_x &= \alpha^{\frac{2}{\lambda}} \left(\Gamma\left(\frac{2}{\gamma} + 1\right) - \Gamma^2\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) \right) \end{aligned}$$

Coefficient d'asymétrie :

$$C_s = \frac{1}{(x-1)(x-2)} \sum_{i=1}^N \left(\frac{x-m}{\sigma} \right)^3 \quad \text{et} \quad C_s = \int_0^{\infty} \left(\frac{x-m}{\sigma} \right)^3 f(x) dx$$

$$C_s = \frac{1}{\sigma^3} \int_0^{\infty} (\alpha^\gamma u^\gamma + b - \alpha^\gamma \Gamma(\frac{1}{\gamma} + 1) - b)^3 e^{-u} du$$

$$C_s = \frac{\alpha^{\frac{3}{\gamma}}}{\sigma^3} \left(\Gamma\left(\frac{3}{\gamma} + 1\right) - 3\Gamma\left(\frac{2}{\gamma} + 1\right)\Gamma\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) + 2\Gamma^3\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) \right)$$

$$\text{on a } \sigma^3 = V_x^{\frac{3}{2}}$$

$$C_s = \frac{\Gamma\left(\frac{3}{\gamma} + 1\right) - 3\Gamma\left(\frac{2}{\gamma} + 1\right)\Gamma\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) + 2\Gamma^3\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right)}{\left(\Gamma\left(\frac{2}{\gamma} + 1\right) - \Gamma^2\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) \right)^{\frac{3}{2}}}$$

D'après la figure 3.5 on détermine le paramètre γ on introduit dans V_x pour déterminer α et ensuite on remplace les deux dans l'équation de la moyenne pour obtenir b .

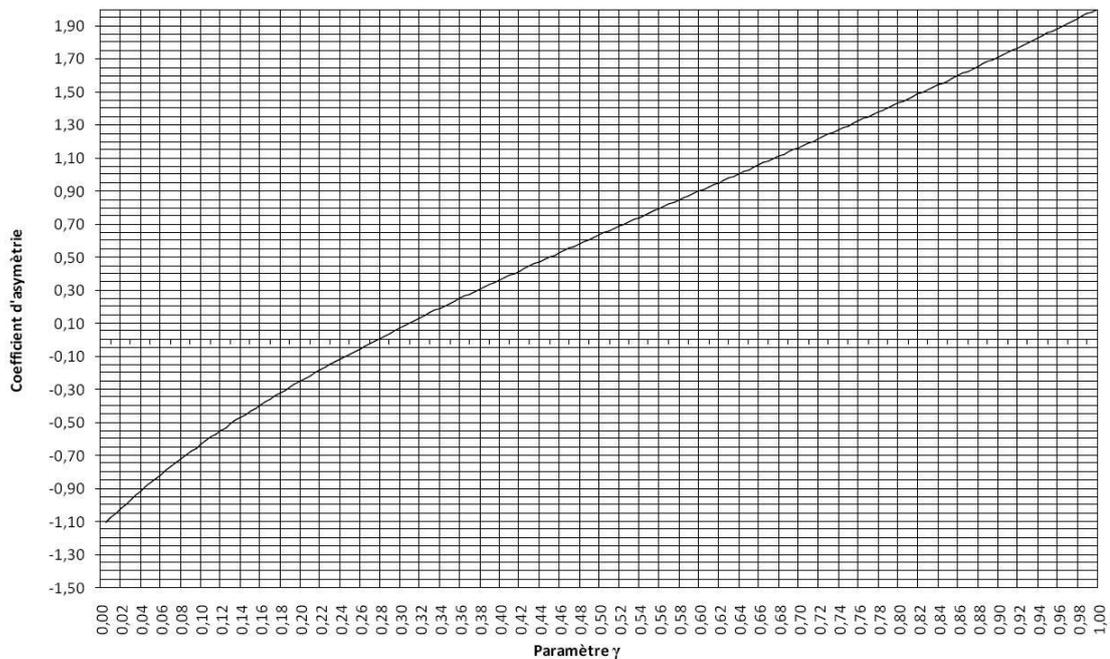


Figure 3.5 : Abaque de Weibull le coefficient d'asymétrie en fonction de γ

Tableau 3.2 : Présentation des différentes lois

lois	fonction de distribution	moyenne	variance
Normale	$\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}} dx$	$\frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}$	$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n x_i^2 - n\bar{x}^2}{n-1}}$
Log Normale	$\frac{1}{x} \cdot \frac{1}{\beta \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2} \cdot \left(\frac{\ln(x) - \alpha}{\beta}\right)^2}$	$e^{(\mu_y + (\sigma_y^2 / 2))}$	$e^{2(\mu_y + \sigma_y^2)} \left(\frac{e^{\sigma_y^2} - 1}{e^{\sigma_y^2}}\right)$
Pearson	$\frac{a}{\Gamma(\gamma)} (at)^{\gamma-1} e^{-at}$	$\frac{(\gamma + K - 1)(\gamma + K - 2) \dots \gamma}{a^K}$	$\frac{\gamma}{a^2}$
GEV	$\frac{1}{\alpha} \left(1 - \frac{k(x-\mu)}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}-1} \exp\left[-\left(1 - \frac{k(x-\mu)}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}}\right]$	$u + \frac{\alpha}{k} (1 - \Gamma(k+1))$	$\left(\frac{\alpha}{k}\right)^2 (\Gamma(2k+1) - \Gamma^2(k+1))$
Gumbel	$e^{-e^{-\frac{x-\mu}{\alpha}}}$	$\mu + 0,5772\alpha$	$\frac{\pi^2 \alpha^2}{6}$
Fréchet	$\exp\left[-\left(1 - \frac{k(x-\mu)}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}}\right]$		
Weibull	$\frac{\gamma}{\alpha} (x-b)^{\gamma-1} \exp\left[-\left(\frac{(x-b)^\gamma}{\alpha}\right)\right]$	$\alpha^{\frac{1}{\lambda}} \Gamma\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) + b$	$\alpha^{\frac{2}{\lambda}} \left(\Gamma\left(\frac{2}{\gamma} + 1\right) - \Gamma^2\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right)\right)$

3.2.2. Période de retour :

Lorsqu'on étudie les grandeurs comme les débits de crue ou les précipitations d'un point de vue statistique on cherche en règle générale à déterminer par exemple la probabilité pour un débit Q ou une précipitation P, ne soit pas dépassé. Cette probabilité est donnée, si X représente une variable aléatoire par la relation suivante :

$$F(X) = P(X \leq x)$$

On nomme cette probabilité fréquence de non dépassement ou probabilité de non dépassement. Son complément à l'unité est appelé probabilité de dépassement. On définit alors le temps de retour T d'un événement comme étant l'inverse de probabilité de dépassement au non dépassement de l'événement (M. André, 2004).

Soit :

$$T = \frac{1}{1 - F_x(X)}$$

3.2.3. Test de Kolmogorov :

Le test de Kolmogorov-Smirnov est un test non-paramétrique dont l'objectif est de tester si un échantillon donné provient d'une distribution fixée à l'avance. Disons simplement que ce test calcule l'écart maximum entre la distribution ajustée et la distribution empirique.

On mesure l'adéquation de la fonction de répartition empirique à la fonction F_0 par la distance Kolmogorov-Smirnov, qui est la distance de la norme uniforme entre les fonctions de répartition. Pour la calculer il suffit d'évaluer la différence entre (F) et (D) aux points x_i .

La statistique (D) est définie comme suit:

$$D^+ = \text{Max} \left\{ F_0(x_i) - \frac{i}{n} \right\}$$

$$D^- = \text{Max} \left\{ F_0(x_i) - \frac{i-1}{n} \right\}$$

$$D = \text{Max} \{ D^+, D^- \}$$

On compare cette valeur avec la valeur correspond au nombre de variable et l'erreur maximale dans le tableau de Kolmogorov (figure 3.6) si elle est inférieure donc le test est bon si elle est supérieure on rejette la distribution (T. Benabdesselam, 2009).

n	$P = .80$	$P = .90$	$P = .95$	$P = .98$	$P = .99$
1	.90000	.95000	.97500	.99000	.99500
2	.68377	.77639	.84189	.90000	.92929
3	.56481	.63604	.70760	.78456	.82900
4	.49265	.56522	.62394	.68887	.73424
5	.44698	.50945	.56328	.62718	.66853
6	.41037	.46799	.51926	.57741	.61661
7	.38148	.43607	.48342	.53844	.57581
8	.35831	.40962	.45427	.50654	.54179
9	.33910	.38746	.43001	.47960	.51332
10	.32260	.36866	.40925	.45662	.48893
11	.30829	.35242	.39122	.43670	.46770
12	.29577	.33815	.37543	.41918	.44905
13	.28470	.32549	.36143	.40362	.43247
14	.27481	.31417	.34890	.38970	.41762
15	.26588	.30397	.33760	.37713	.40420
16	.25778	.29472	.32733	.36571	.39201
17	.25030	.28627	.31796	.35528	.38086
18	.24360	.27851	.30936	.34569	.37062
19	.23735	.27136	.30143	.33685	.36117
20	.23156	.26473	.29408	.32866	.35241
21	.22617	.25858	.28724	.32104	.34427
22	.22115	.25283	.28087	.31394	.33666
23	.21645	.24746	.27490	.30728	.32954
24	.21205	.24242	.26931	.30104	.32286
25	.20790	.23768	.26404	.29516	.31657
26	.20399	.23320	.25907	.28962	.31064
27	.20030	.22898	.25438	.28438	.30502
28	.19680	.22497	.24993	.27942	.29971
29	.19348	.22117	.24571	.27471	.29466
30	.19032	.21756	.24170	.27023	.28987
31	.18732	.21412	.23788	.26596	.28530
32	.18445	.21085	.23424	.26189	.28094
33	.18171	.20771	.23076	.25801	.27677
34	.17909	.20472	.22743	.25429	.27279
35	.17659	.20185	.22425	.25073	.26897
36	.17418	.19910	.22119	.24732	.26532
37	.17188	.19646	.21826	.24404	.26180
38	.16966	.19392	.21544	.24089	.25843
39	.16753	.19148	.21273	.23786	.25518
40	.16547	.18913	.21012	.23494	.25205
41	.16349	.18687	.20760	.23213	.24904
42	.16158	.18468	.20517	.22941	.24613
43	.15974	.18257	.20283	.22679	.24332
44	.15796	.18053	.20056	.22426	.24060
45	.15623	.17856	.19837	.22181	.23798
46	.15457	.17665	.19625	.21944	.23544
47	.15295	.17481	.19420	.21715	.23298
48	.15139	.17302	.19221	.21493	.23059
49	.14987	.17128	.19028	.21277	.22828
50	.14840	.16959	.18841	.21068	.22604

Figure 3.6 : Le test de Kolmogorov-Smirnov

4. Etude de cas :

L'étude des données climatiques extrêmes concerne trois stations à savoir : station d'Ain Sefra dans la wilaya de Naâma, station de Tlemcen et station de Béni Saf dans la wilaya d'Ain Témouchent. L'étude porte sur une analyse et comparaison des tendances chronologiques des paramètres climatiques. Les données climatiques extrêmes utilisées pour les ajustements aux lois de probabilités nous ont été fournies par le service de l'Organisation National de la Météorologie de Zenata (ONM).

4.1. Situation géographique de la wilaya de Naâma (station d'Ain Sefra) :

La wilaya de Naâma se situe entre l'Atlas Tellien et l'Atlas Saharien et s'étend sur une superficie de 29.514 Km². Cette wilaya frontalière avec le royaume du Maroc, est limitée :

- Au Nord par les wilayas de Tlemcen et Sidi-Bel-Abbès,
- A l'Est par la wilaya d'El bayadh,
- Au Sud par la wilaya de Béchar,
- A l'Ouest par la frontière Algero-Marocaine.

Le territoire de la wilaya se caractérise par trois grands espaces géographiques :

- Une zone Nord steppique plane représentant 74% de la superficie totale de la wilaya,
- Une zone montagneuse occupant 12% du territoire de la wilaya,
- Une zone Sud présaharienne qui s'étend sur les 14% restants de la wilaya.

Située à 32° 45' latitude nord et à 36° 2' 24 de longitude ouest de Greenwich, à 440 km d'Oran par la RN 6, par voie ferrée à 493 km, à vol d'oiseau à environ 300 km. Ain-Sefra, grosse bourgade plantée aux confins des hauts-plateaux, aux portes du Sahara à la bordure Nord de l'Atlas saharien.

Le village, relativement isolé dans une vallée de sable entre l'immensité monotone des hauts plateaux et la fournaise du Sud, il est bâti au confluent des oueds Bridj et Mouillah au centre des Monts des Ksours et culmine à 1070 mètres entre le Djebel Mekter (2062 m.) au sud, le Djebel Aïssa (2236 m.) au nord-est, les Djebels Morghad (2135 m) et Hairech (1686 m) au nord-ouest et le Djebel Smir (1800m) au sud-ouest.

Le climat est continental aride avec des moyennes de -10 °C l'hiver et de plus de 45 °C l'été (A. BENSAID, 2006).

4.2. Situation géographique de Tlemcen (station de Zenata) :

Située au Nord-Ouest de l'Algérie occidentale, Tlemcen est à 3°38 de longitude ouest et à 34°53 de latitude nord, a une superficie de 9020 km² représentant une très grande variété de paysages, piémonts côtiers, plaines et plateaux, montagnes et steppe. C'est dans un site admirable, au milieu d'un écrin de verdure, Tlemcen est adossée au flan du Plateau de Lalla Seti (1200m) sa distance à la mer est de quarante kilomètres à vol d'oiseau et l'altitude de la ville est de 830 mètres.

La proximité de la mer a atténué les influences arides du continent et donne à la région, un climat continentale. Ceci a pour effet d'atténuer les influences desséchantes du continent. Recevant des pluies abondantes, son territoire qui correspond au bassin de la Tafna avec ses influents et ses sources pérennes est depuis longtemps le château d'eau de l'Oranie.

La wilaya de Tlemcen est situé à l'extrême ouest de pays, elle est limitée géographiquement comme suit :

- Au nord par la mer méditerranée.
- A l'est par les wilayas de sidi bel Abbes et ain Témouchent.
- A l'ouest par le Maroc.
- Au sud par la wilaya de Naâma (A. Redda, 2006).

4.3. Situation géographique d'Aïn Témouchent (station de Béni Saf):

Aïn Témouchent et sa Wilaya (région) se trouve dans l'ouest algérien; elle occupe du point de vue géographique une situation privilégiée en raison de sa proximité par rapport à trois grandes villes à savoir : Oran au nord est (70 km du chef lieu de Wilaya), Sidi Bel Abbés au sud est (70 km) et Tlemcen au sud ouest (75 km), ainsi qu'a sa façade maritime d'une longueur de 80 km, traversant neuf communes (Béni Saf, Bouzedjar, Terga, Sidi Ben Adda, Oulhaça El Gherraba, Sidi Safi, Bouzedjar, Messaid, Ouled Kihal).

Son relief est constitué par les ensembles physiques suivant:

- La plaine de la M'leta.
- Le Sahel d'Oran (plateau de Guemra, les djebels Touila, Hammar et Touita).
- Les hautes collines de Berkeche.

Béni Saf est située à 35.3° Nord latitude, 1.38° Ouest longitude et environ 1 mètre altitude au-dessus du niveau de la mer Le climat général de cette région est de type méditerranéen.

Béni Saf est une commune et ville côtière d'Algérie dans la wilaya d'Aïn Témouchent, qui doit son existence au minerai de fer que l'on trouve depuis l'Antiquité jusqu'à nos jours.

Le territoire de la commune de Béni Saf se situe à l'ouest de la wilaya d'Aïn Témouchent, à environ 30 km à l'ouest d'Aïn Témouchent et 120 km au sud-ouest d'Oran (A. DAMERDJI, 2009).

Tableau 4.1 : Caractéristiques des stations.

La station	Latitude et longitude	Le type de climat
Ain Sefra	32° 45' latitude nord et à 36° 2' 24 longitude ouest	Climat continentale aride
Tlemcen	3°38 de longitude ouest et à 34°53 de latitude nord	Climat méditerranéen
Béni Saf	35.3° Nord latitude, 1.38° Ouest longitude	Climat méditerranéen

5. Résultats :

5.1. Tendence chronologique :

5.1.1. Tendence annuelle :

L'évolution annuelle de la température minimale moyenne pour les stations (Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf) est représentée dans (Figure 5.1, Figure 5.2 et Figure 5.3).

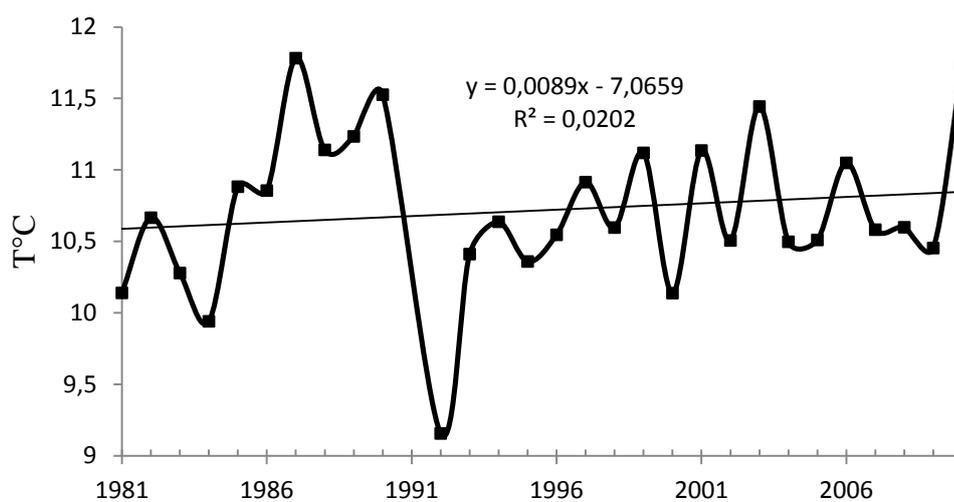


Figure 5.1 : Evolution de la température minimale moyenne annuelle à la station d'Ain Sefra (janvier 1981-décembre 2010).

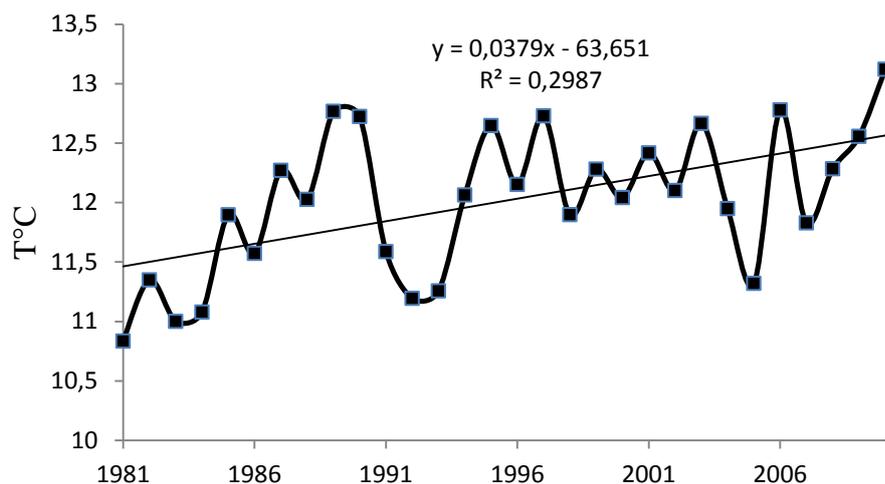


Figure 5.2 : Evolution de la température minimale moyenne annuelle à la station de Tlemcen (janvier 1981-décembre 2010).

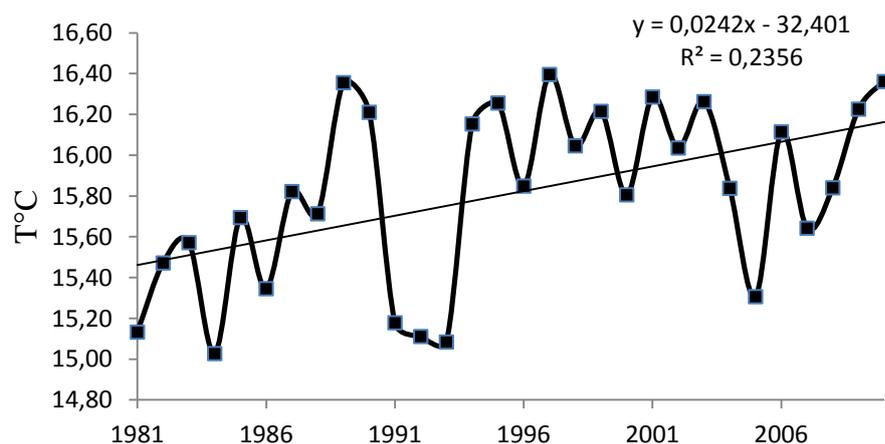


Figure 5.3 : Evolution de la température minimale moyenne annuelle à la station de Béni Saf (janvier 1981-décembre 2010).

Durant les 30 années d'études la tendance de la température minimale moyenne annuelle est à l'accroissement au niveau des trois stations Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf. Elles enregistrent les augmentations respectives 0,267°C, 1,137°C et 0,8184°C. La plus importante augmentation enregistrée au niveau de la station de Tlemcen caractérisée par un climat méditerranéenne.

Toutes fois, les coefficients de variation 5,21%, 5,08% et 2,77% exprimées

respectivement pour les trois stations montrent que les séries des températures minimales moyennes accuse une faible variation d'une année à l'autre.

Concernant les températures annuelles moyennes enregistrées au niveau des stations (Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf) sont représentée dans (Figure 5.4, Figure 5.5 et Figure 5.6).

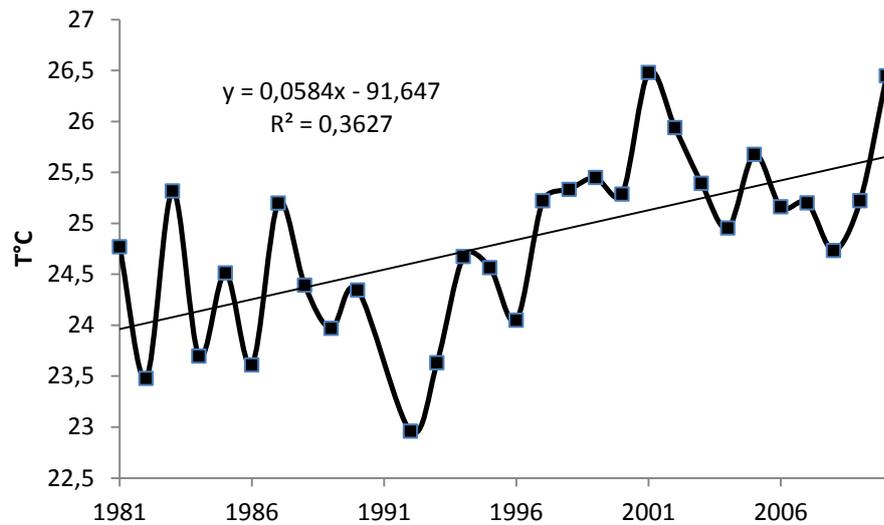


Figure 5.4 : Evolution de la température moyenne annuelle à la station d'Ain Sefra (janvier 1981-décembre 2010).

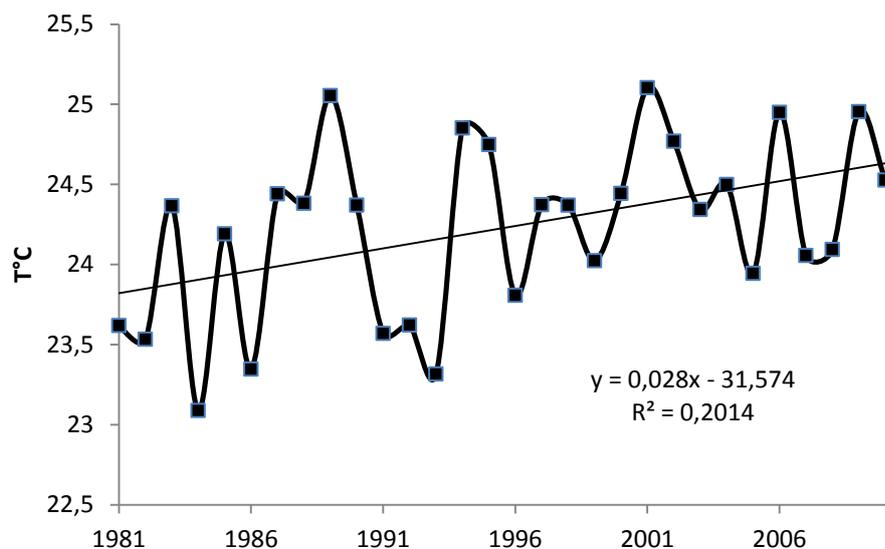


Figure 5.5: Evolution annuelle de la température moyenne annuelle à la station de Tlemcen (janvier 1981-décembre 2010).

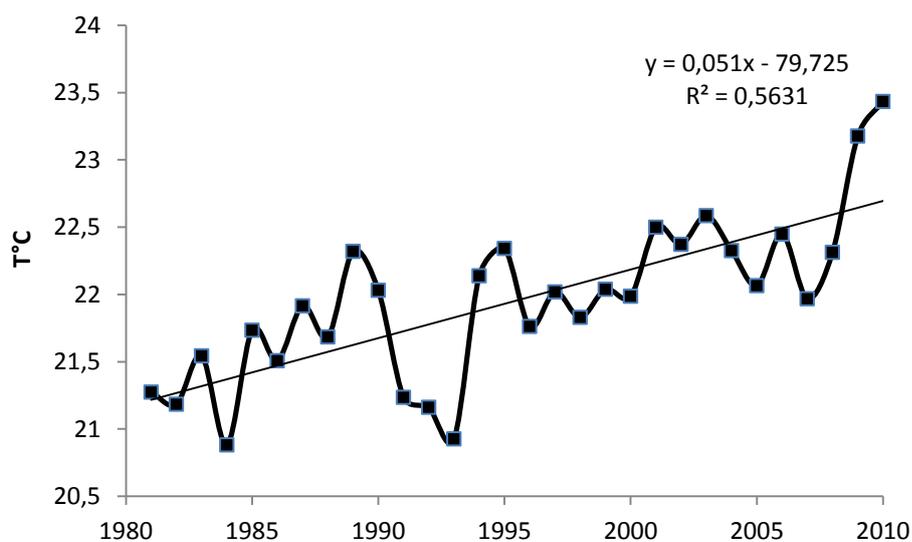


Figure 5.6 : Evolution de la température moyenne annuelle à la station de Béni Saf (janvier 1981-décembre 2010).

Durant les 30 années d'études la tendance de la température moyenne annuelle est à l'accroissement au niveau des trois stations Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf. Elles enregistrent les augmentations respectives de 1,752°C, 0,84°C et 1,53°. En

comparaison avec les températures minimales moyennes, les températures moyennes montrent des coefficients de variation plus faibles estimés à 3,84%, 2,26% et 2,72% respectivement. L'augmentation enregistré a Ain Sefra est la plus importante. Cette dernière, caractérisée par un climat continentale aride, montre les plus grandes fluctuations.

Bien que les tendances semblent similaires on observe quelques différences entre les stations. Durant les années 1991, 1992 et 1993 on remarque, une baisse des températures sur les stations de Tlemcen et Béni Saf par contre pour la station d'Ain Sefra la baisse est seulement durant l'année 1992, alors que pour les années 1991 et 1993 la température est à la hausse.

L'évolution annuelle de la pluviométrie pour les stations (Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf) est représentée dans (Figure 5.7, Figure 5.8 et Figure 5.9).

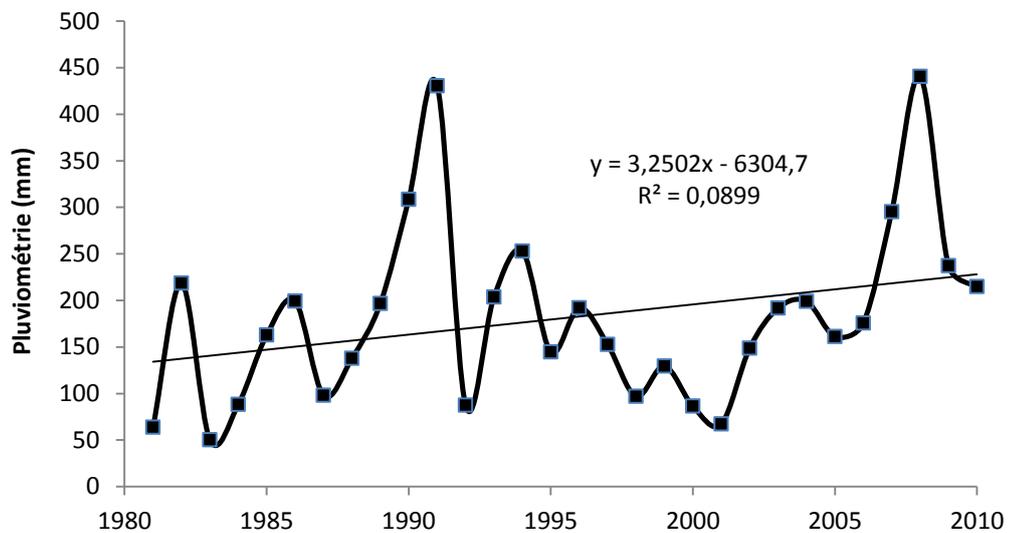


Figure 5.7 : Evolution annuelle de la pluviométrie moyenne annuelle à la station d'Ain Sefra (janvier 1981-décembre 2010).

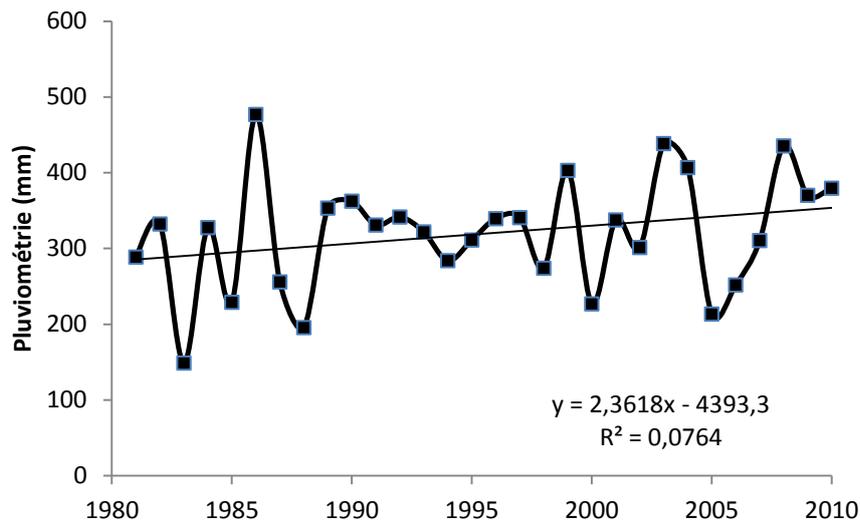


Figure 5.8 : Evolution annuelle de la pluviométrie moyenne annuelle à la station de Tlemcen (janvier 1981-décembre 2010).

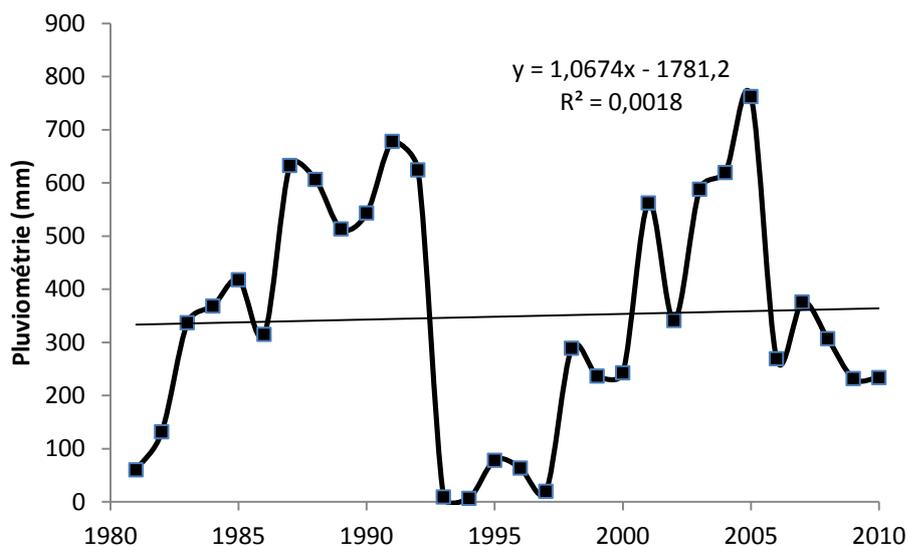


Figure 5.9 : Evolution annuelle de la pluviométrie moyenne annuelle à la station de Béni Saf (janvier 1981-décembre 2010).

D'après les figures ci-dessus la pluviométrie est en cours de croissance dans les trois stations :

- Ain Sefra : l'augmentation est égale à 97,50 mm, la valeur minimale

tourne autour de 50,3 mm (1983) et la valeur maximale égale à 440,7 mm (2008).

- Tlemcen : l'augmentation est de 70,85 mm, la valeur minimale égale à 148,7 mm (1983) et la valeur maximale arrive à 476,8 mm (1986).
- Béni Saf : l'augmentation est de 32,02 mm, la valeur minimale tourne autour de 6,5 mm (1994) et la valeur maximale arrive a 762,63 mm (2005).

On remarque des fluctuations irrégulières dans la station de Béni Saf par apport aux autres stations, d'ailleurs on enregistre une diminution importante entre l'année 1993-1997 qui fluctue entre 6 et 80mm de pluie.

5.1.2. Etudes des cas extrêmes de la station de Zenata :

L'évolution annuelle des extrêmes journaliers de la station de Zenata durant la période allant de 1981 à 2011 est représentée dans (Figure 5.10, Figure 5.11, Figure 5.12, Figure 5.13, Figure 5.14 et Figure 5.15).

5.1.2.1. Température maximale °C :

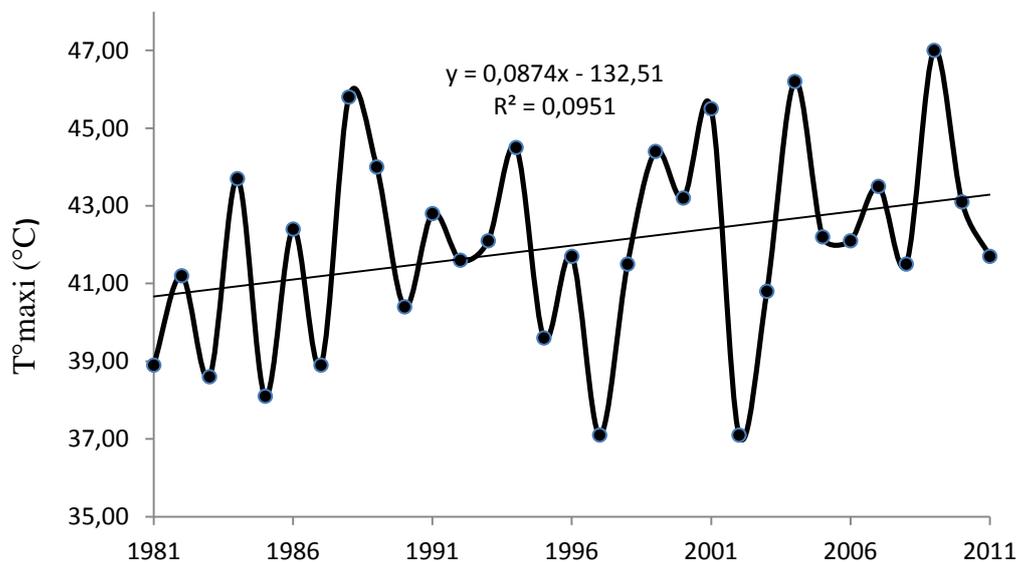


Figure 5.10 : Evolution annuelle de la température maximale journalière (Station Zenata 1981-2011).

La température maximale a augmenté durant la période 1981-2011 de 2,71°C, on enregistre une valeur maximale dans l'année 2009 de 47°C et une valeur minimale égale à 37,1°C.

5.1.2.2. Température minimale °C :

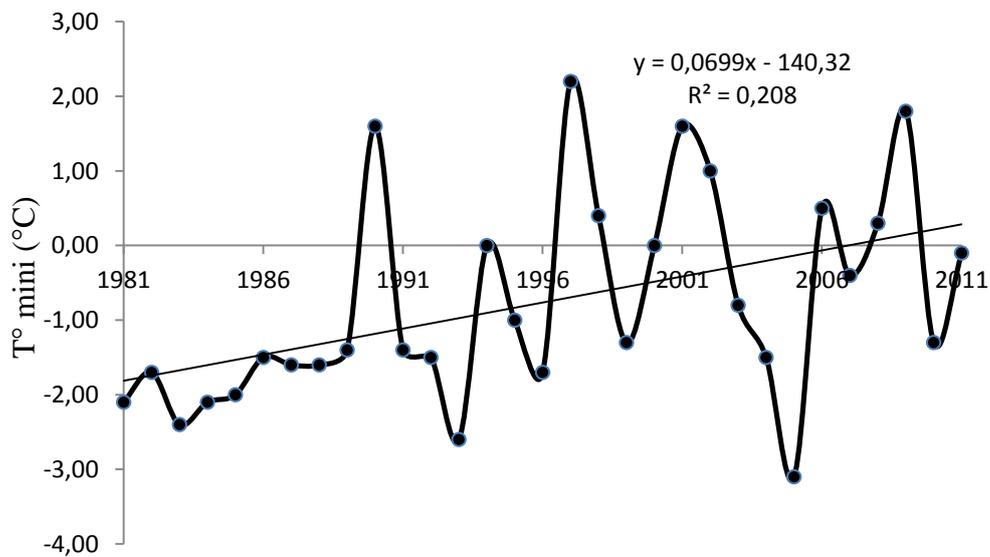


Figure 5.11 : Evolution annuelle de La température minimale journalière (Station Zenata 1981-2011).

La température minimale a augmenté de 2,17°C avec une valeur maximale égale à 2,2°C (1997) et on enregistre une valeur minimale de -3,10°C (2005).

5.1.2.3. La température maximale journalière au sol :

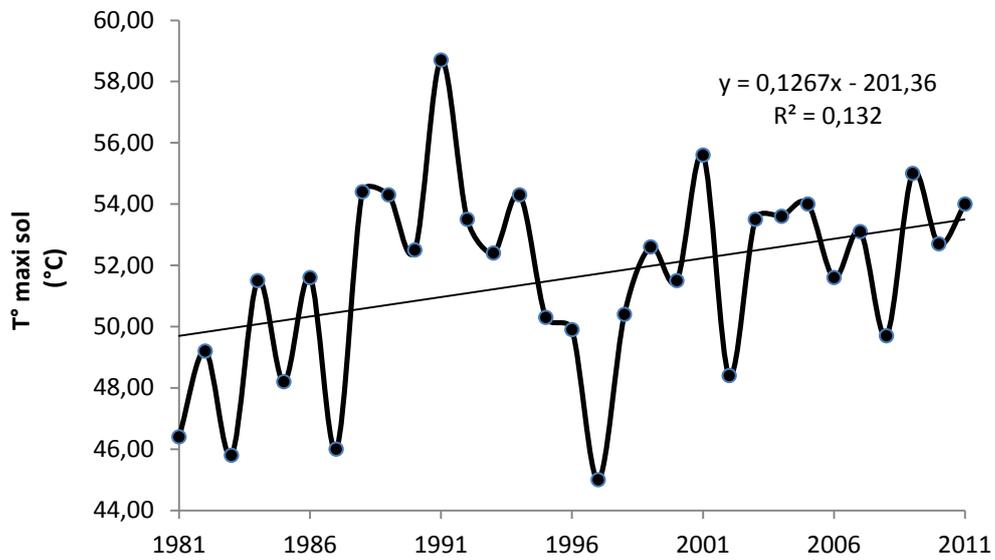


Figure 5.12: Evolution annuelle de La température maximale journalière au sol
(Station Zenata 1981-2011).

La température maximale au sol à augmenté de 3,93°C, on enregistre une valeur maximale égale à 58,70°C (1989) et une valeur minimale autour de 45°C (1997).

5.1.2.4. La température minimale journalière au sol :

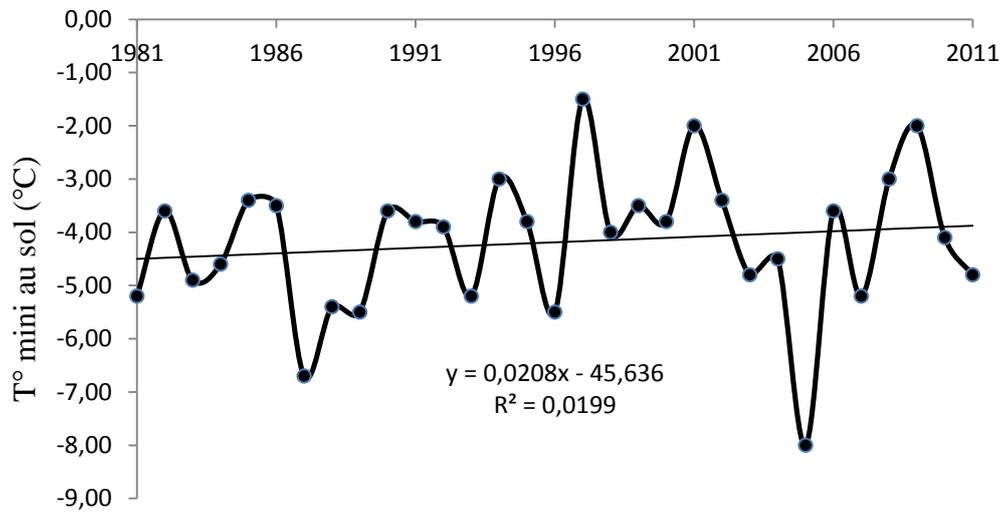


Figure 5.13 : Evolution annuelle de La température minimale journalière au sol

(Station Zenata 1981-2011).

La température minimale au sol a augmenté de $0,65^{\circ}\text{C}$ avec une valeur minimale de -8°C (2005) et une valeur maximale égale à $-1,5^{\circ}\text{C}$ (1997).

5.1.2.5. La pluviométrie maximale :

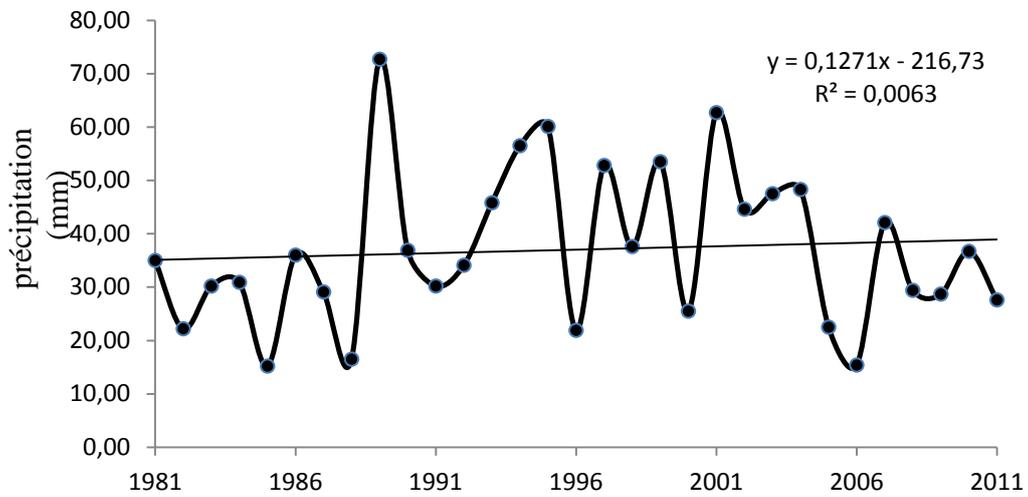


Figure 5.14 : Evolution annuelle de la pluviométrie maximale journalière
(Station Zenata 1981-2011).

La pluviométrie a augmenté de 3,94 mm avec une valeur maximale dans l'année 1989 de 70mm et une valeur minimale égale à 15,2 mm (1985).

5.1.2.6. Le vent maximal journalier :

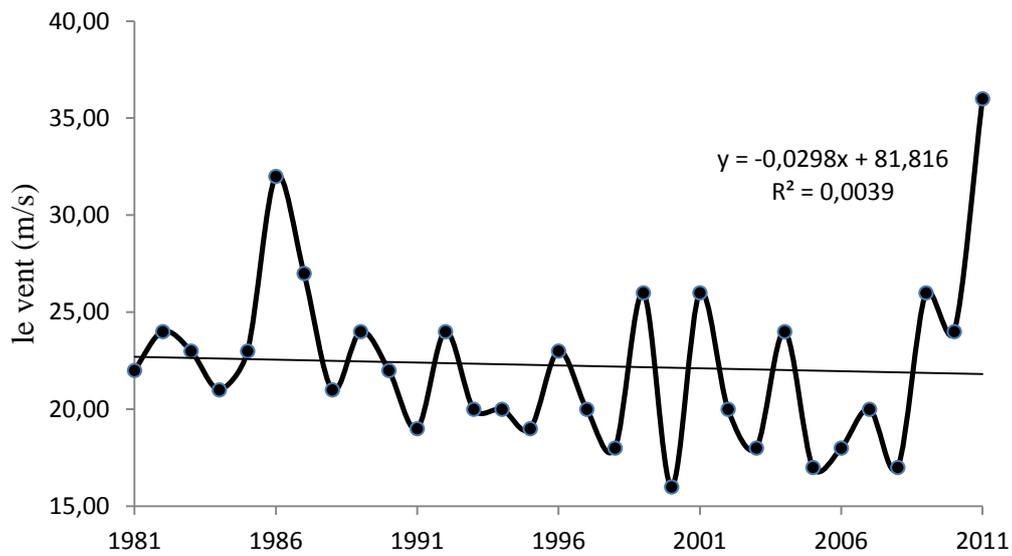


Figure 5.15 : Evolution annuelle du vent maximal journalière
(Station Zenata 1981-2011).

On remarque que le vent a diminué de 0,92 m/s durant la période (1981-2011). On enregistre une valeur maximale égale à 36 m/s (2011) et une valeur minimale de 16 m/s (2000).

5.1.3. Tendance saisonnière :

Ces histogrammes représentent l'accroissement des courbes de tendance aux échelles saisonnières pour les trois stations.

L'évolution saisonnière de la température minimale moyenne pour les stations (Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf) est représentée dans (Figure 5.16, Figure 5.17 et Figure 5.18).

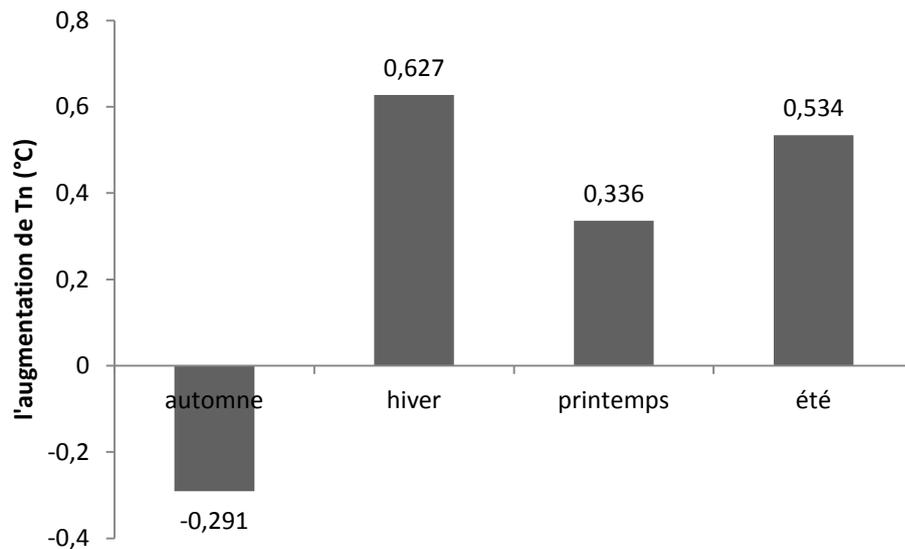


Figure 5.16 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station d'Ain Sefra.

A Ain Sefra, la température minimale moyenne saisonnière, a augmenté pendant tous les saisons sauf en automne où elle a diminuée de 0,291°C. L'accroissement maximal de 0,627°C est observé en hiver.

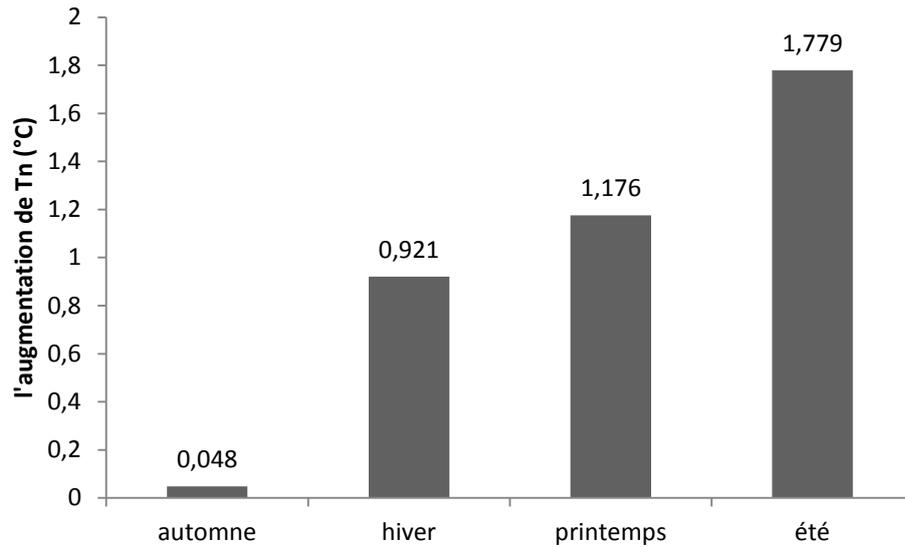


Figure 5.17 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station de Tlemcen.

La température minimale moyenne à Tlemcen a augmentée durant les quatre saisons. L'augmentation maximale, 1,779°C, est observée en été, la minimale 0,048°C pendant la période de l'automne.

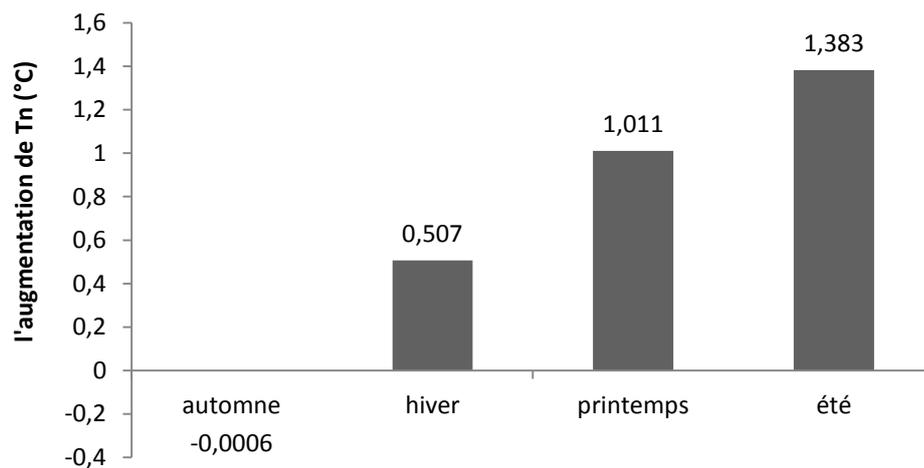


Figure 5.18 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station de Béni Saf.

Comme à Ain Sefra, la température minimale moyenne saisonnière à Béni Saf a augmenté sauf en automne où il y a une légère diminution de $-0,0006^{\circ}\text{C}$. Le maximum est enregistré en, été avec un accroissement de $1,383^{\circ}\text{C}$.

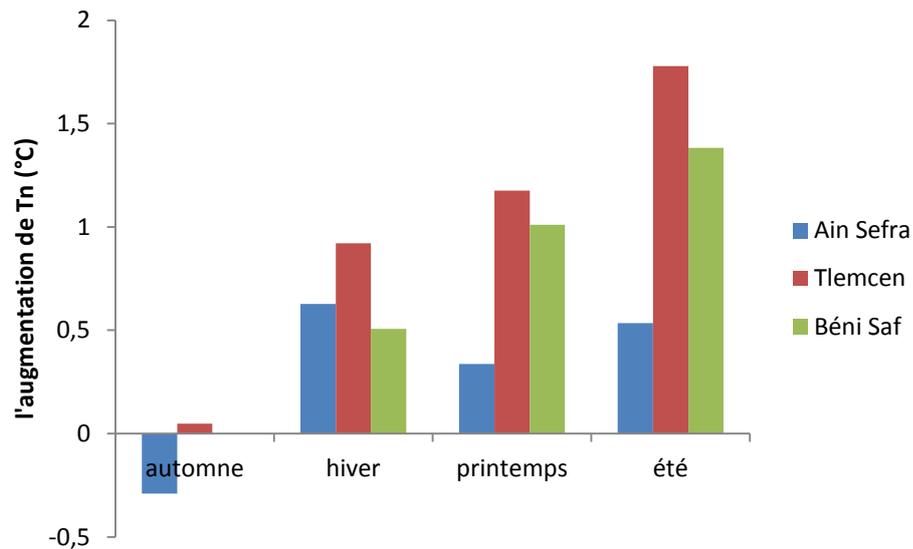


Figure 5.19 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale moyenne saisonnière pour chaque saison dans les trois stations.

Nous remarquons que dans les stations de Tlemcen et Béni Saf, il y a une similitude dans leur variabilité, contrairement à Ain Sefra qui montre des comportements opposés.

On conclut que pour les zones qui ont un climat continental aride comme la station d'Ain Sefra, la température minimale augmente avec une valeur maximale dans l'hiver et la croissance de Tm est irrégulière pendant toutes les saisons.

L'évolution saisonnière de la température moyenne pour les stations (Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf) est représentée dans (Figure 5.20, Figure 5.21 et Figure 5.22).

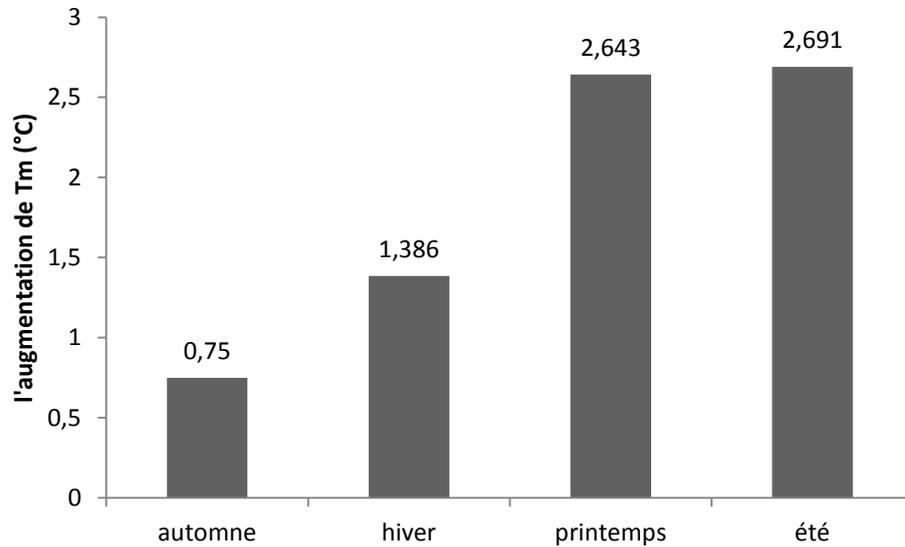


Figure 5.20 : Histogramme de l'accroissement de la température moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station d'Ain Sefra.

A Ain Sefra, la température moyenne saisonnière a augmenté avec une valeur minimale pendant l'automne de $0,75^{\circ}\text{C}$ et d'une valeur maximale pendant l'été de $2,691^{\circ}\text{C}$. Tandis que la croissance de T_m pendant le printemps est sensiblement égale à celle de l'été est égale à $2,643^{\circ}\text{C}$.

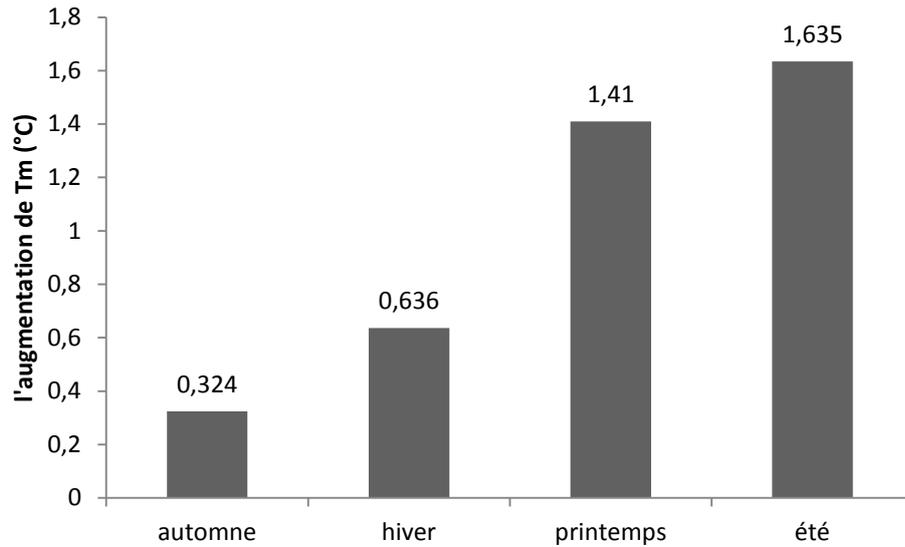


Figure 5.21 : Histogramme de l'accroissement de la température moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station de Tlemcen.

La température moyenne à Tlemcen a augmenté durant les quatre saisons, avec une valeur maximale pendant l'été qui égale à 1,635°C et une valeur minimale pendant l'automne de 0,324°C.

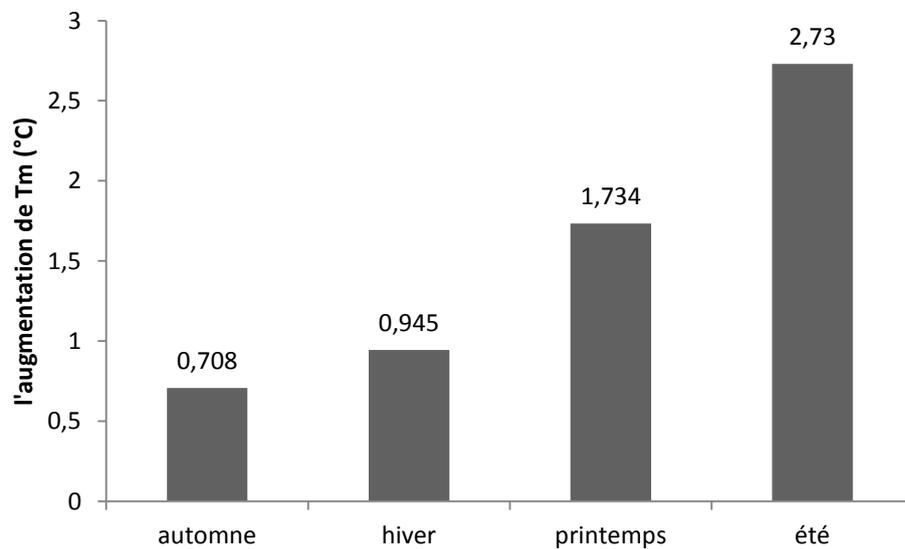


Figure 5.22 : Histogramme de l'accroissement de la température moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station de Béni Saf.

La température moyenne à Béni Saf a augmenté pendant tous les saisons avec une valeur maximale pendant l'été de 2,73°C et une valeur minimale pendant l'automne de 0,708°C.

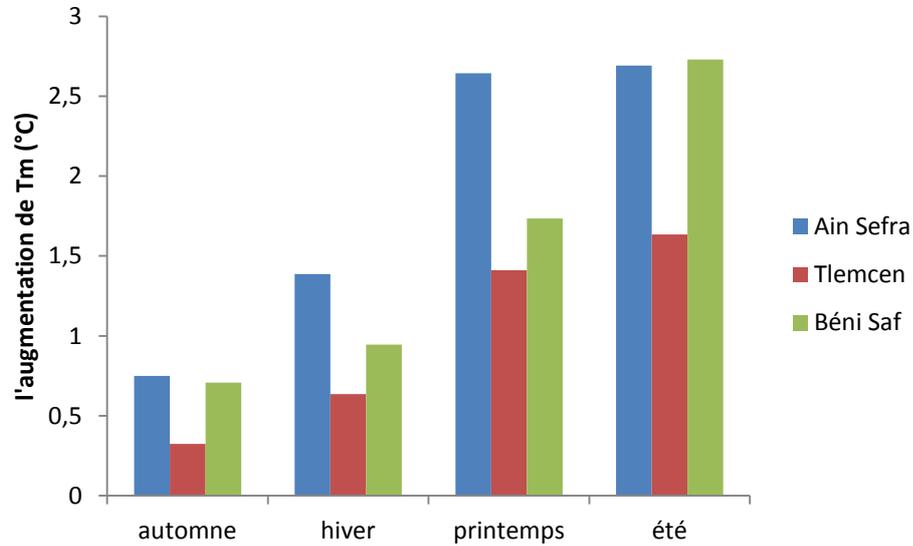


Figure 5.23 : Histogramme de l'accroissement de la température moyenne saisonnière pour chaque saison dans les trois stations.

On conclut que la croissance de Tm a augmenté avec un accroissement régulière pendant toutes les saisons pour toutes les stations. A l'exception du printemps de la station d'Ain Sefra qui a une valeur assez grande par rapport aux autres stations.

L'évolution saisonnière de la pluviométrie moyenne pour les stations (Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf) est représentée dans (Figure 5.24, Figure 5.25 et Figure 5.26).

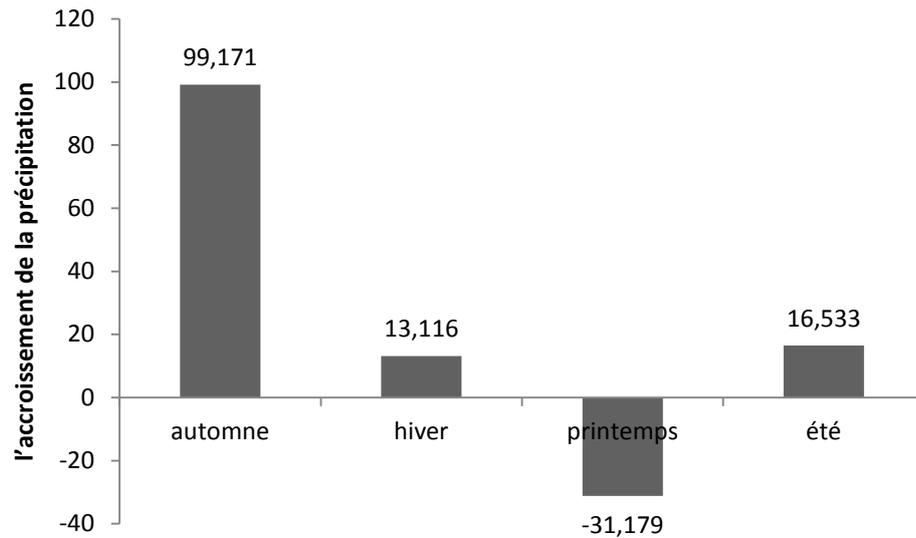


Figure 5.24 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station d'Ain Sefra.

A Ain Sefra, la pluviométrie a augmenté pendant l'automne, l'hiver et l'été avec une valeur maximale de 99,17 mm (automne) et elle a diminué pendant la saison de printemps avec une valeur minimale de -33,18 mm.

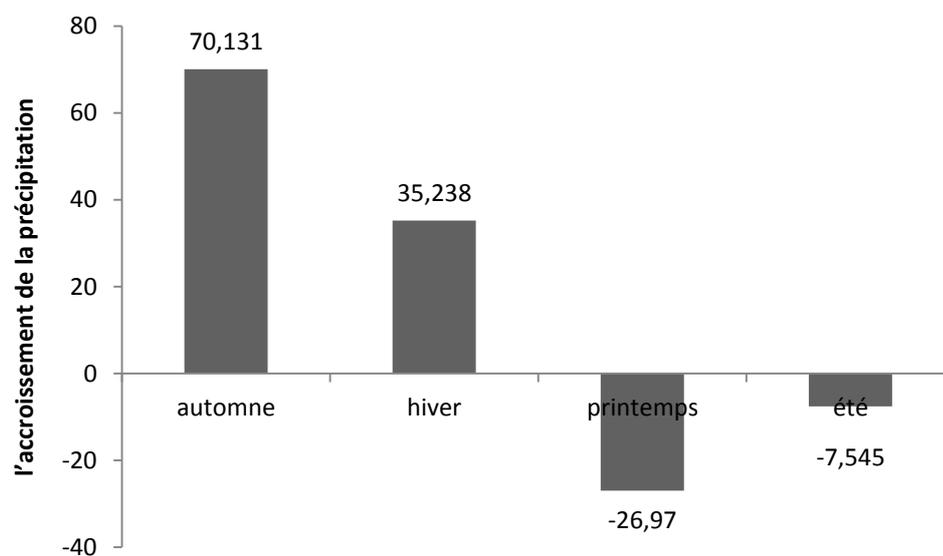


Figure 5.25 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station de Tlemcen.

A Tlemcen, la pluviométrie a augmenté pendant les deux saisons d'automne et d'hiver avec une valeur maximale de 70,13 mm (automne) et elle a diminué pendant les saisons de printemps et d'été avec une valeur minimale de -26,97 mm.

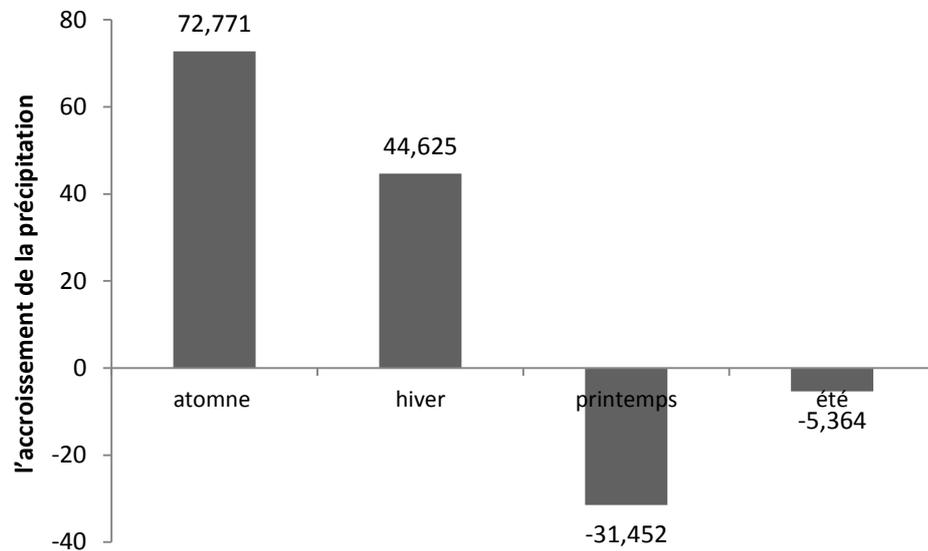


Figure 5.26 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation moyenne saisonnière pour chaque saison dans la station de Béni Saf.

A Béni Saf, La pluviométrie a augmenté pendant l'automne et l'hiver avec une valeur maximale de 72,77 mm et elle a diminué pendant les deux autres saisons avec une valeur minimale de -31,45 mm dans le printemps.

5.1.4. Tendence mensuelle :

Ces histogrammes représentent l'accroissement des courbes de tendance aux échelles mensuelles pour les trois stations.

L'accroissement de la température minimale moyenne mensuelle pour les stations (Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf) est représenté dans (Figure 5.27, Figure 5.28 et Figure 5.29).

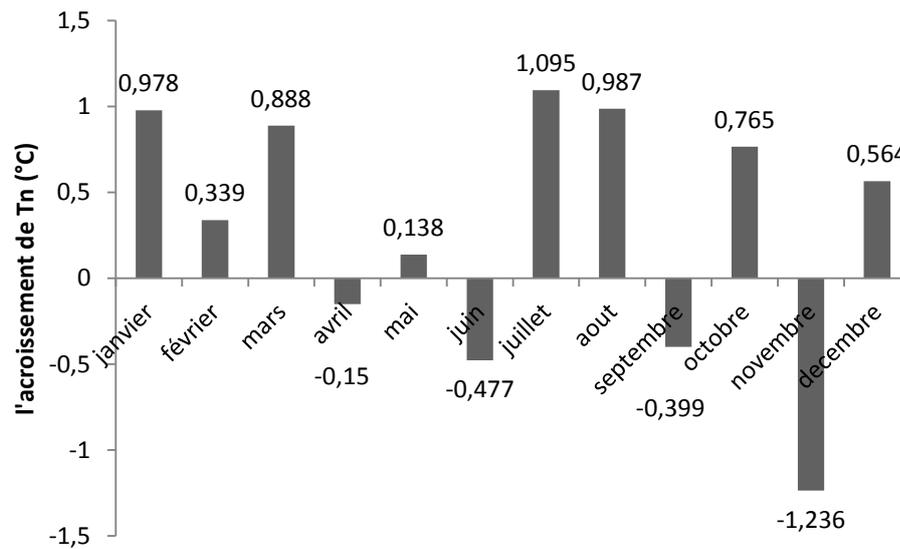


Figure 5.27 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale mensuelle en fonction des mois dans la station d'Ain Sefra.

Tn a augmenté pendant les mois de janvier, février, mars, mai, juillet, août, octobre et décembre avec une valeur maximale qui égale à 1,095°C (juillet) par contre Tm a diminué pendant les autres mois avec une valeur minimale égale à -1,236°C (novembre).

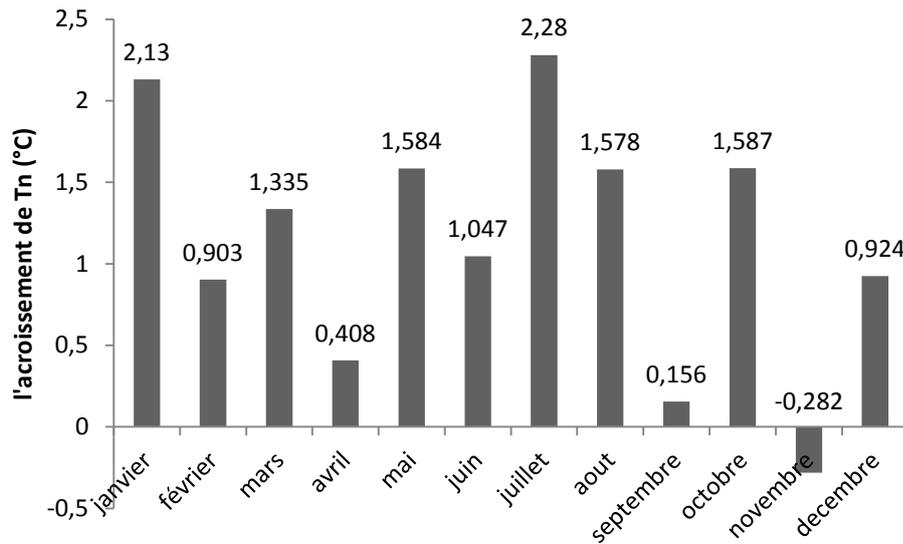


Figure 5.28 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale mensuelle en fonction des mois dans la station de Tlemcen.

Tn a diminué pendant le mois de novembre de $-0,282$ et a augmenté pendant tous les autres mois avec une valeur maximale dans le moi de juillet de $2,28^{\circ}\text{C}$.

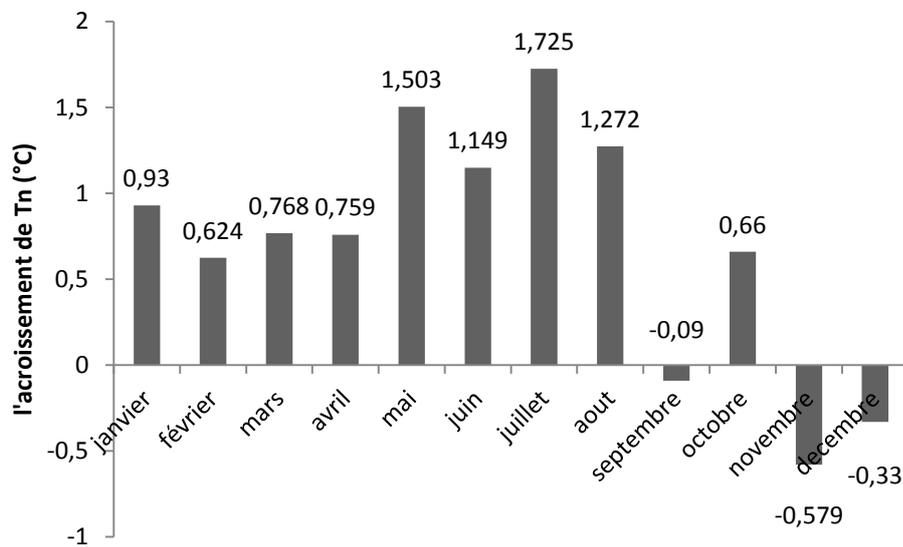


Figure 5.29 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale mensuelle en fonction des mois dans la station de Béni Saf.

Tn a diminué pendant les mois de septembre, novembre et décembre de $-0,09^{\circ}\text{C}$, $-0,579^{\circ}\text{C}$ et $-0,33^{\circ}\text{C}$ respectivement et a augmenté pendant tous les autres mois avec une valeur maximale dans le mois de juillet de $1,725^{\circ}\text{C}$.

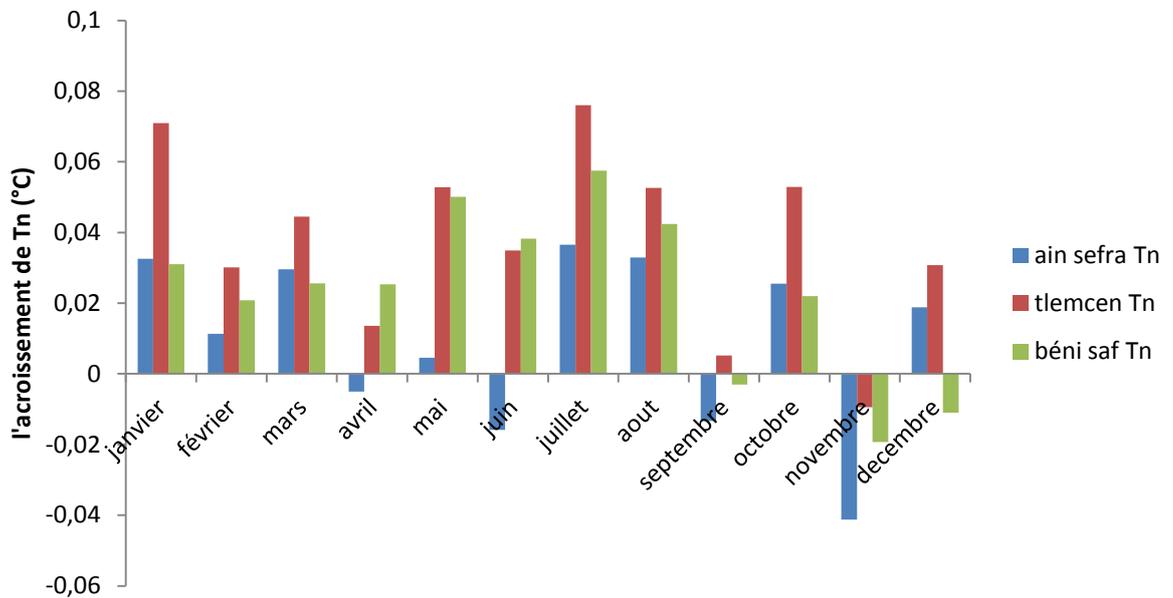


Figure 5.30 : Histogramme de l'accroissement de la température minimale mensuelle en fonction des mois dans les trois stations.

On remarque que Tn a augmenté avec une valeur maximale pour les trois stations pendant le mois de juillet et a diminué pendant le mois de novembre. On a des cas exceptionnel :

- Nous avons une valeur très forte pendant le mois de janvier $2,13^{\circ}\text{C}$ pour la station de Tlemcen.
- Pendant les mois d'avril et juin on a une tendance à la hausse dans les stations de Tlemcen et Béni Saf tandis qu'on a une baisse dans la station de Ain Sefra.
- Pendant le mois de mai Tn a augmenté dans les deux stations de Tlemcen et Béni Saf avec des valeurs sensiblement égales par contre dans la station d'Ain Sefra on a une valeur très faible.

- Tn a diminué pendant le mois de septembre pour les stations d'Ain Sefra et Béni Saf tandis qu'elle a augmenté pour la station de Tlemcen.
- Tn a augmenté dans Ain Sefra et Tlemcen pendant le mois de décembre et elle a diminué dans la station de Béni Saf.

L'accroissement de la température moyenne mensuelle pour les stations (Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf) est représenté dans (Figure 5.31, Figure 5.32 et Figure 5.33).

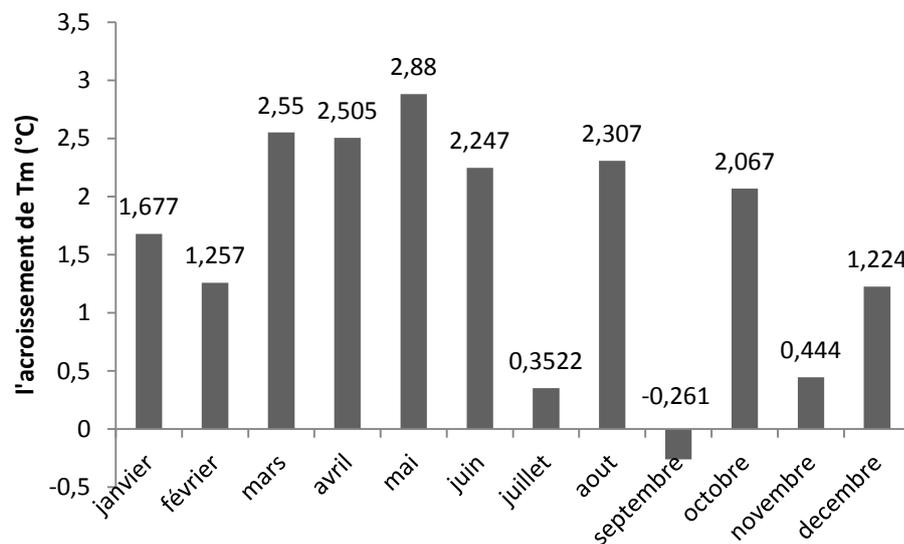


Figure 5.31 : Histogramme de l'accroissement de la température moyenne mensuelle en fonction des mois dans la station d'Ain Sefra.

On remarque que Tm a diminué pendant le mois de septembre de $-0,261^{\circ}\text{C}$ et a augmenté pendant tous les autres mois avec une valeur max dans le moi de mai de $2,88^{\circ}\text{C}$.

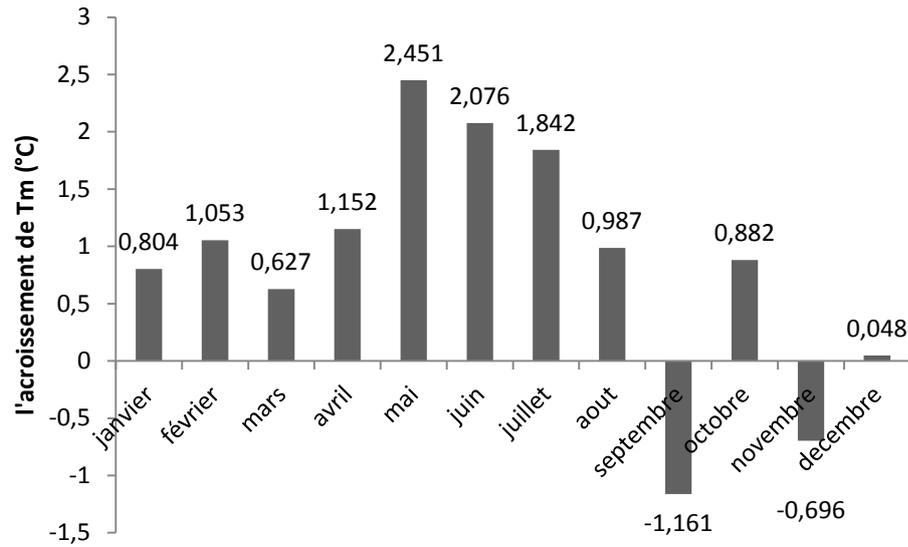


Figure 5.32: Histogramme de l'accroissement de la température moyenne mensuelle en fonction des mois dans la station de Tlemcen.

Tm a diminué pendant les mois de septembre et novembre de $-1,161$ et $-0,696^{\circ}\text{C}$ respectivement et elle a augmenté pendant tous les autres mois avec une valeur maximale dans le mois de mai $2,451^{\circ}\text{C}$.

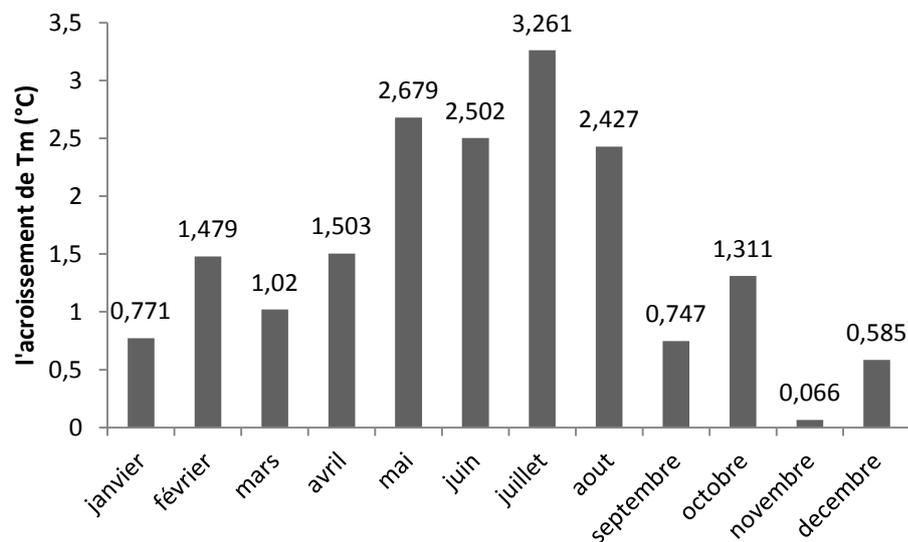


Figure 5.33: Histogramme de l'accroissement de la température moyenne mensuelle en fonction des mois dans la station de Béni Saf.

Tm a augmenté pendant tous les mois avec une valeur maximale pendant le mois de juillet 3,261°C et une valeur minimale pendant le mois de novembre 0,066°C.

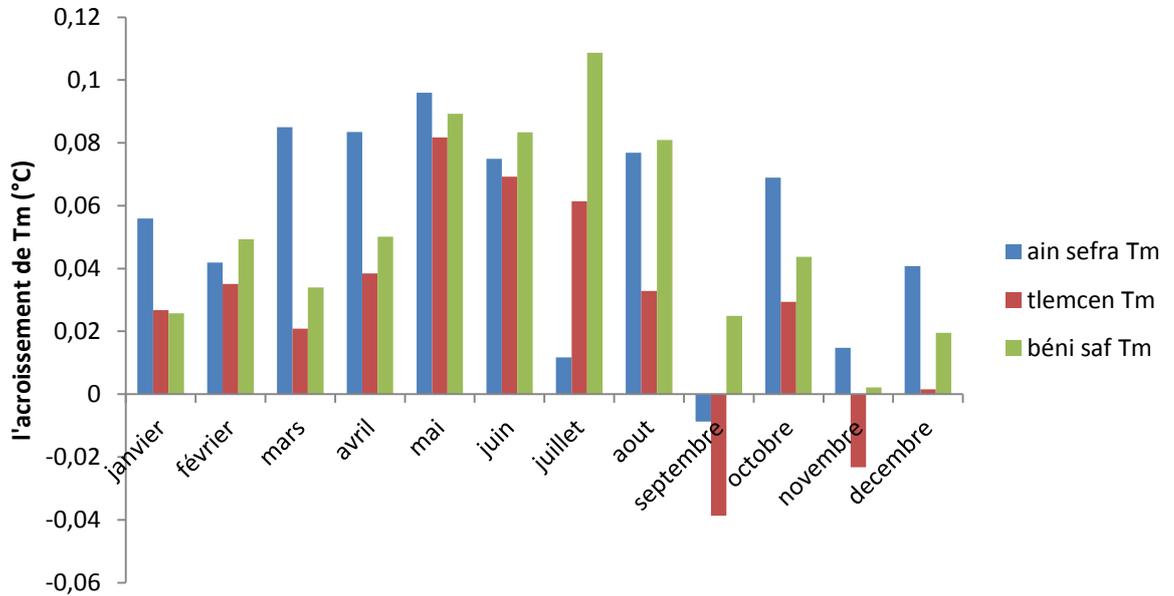


Figure 5.34 : Histogramme de l'accroissement de la température moyenne mensuelle en fonction des mois dans les trois stations.

Tm a augmenté avec une valeur maximale pendant le mois de mai pour les deux stations de Tlemcen et Ain Sefra et pendant le mois de juillet pour la station de Béni Saf. Tm a diminué pendant le mois de septembre et novembre pour la station de Tlemcen et pendant le mois de septembre pour la station d'Ain Sefra.

On remarque que la station de Béni Saf est en croissance pendant tous les mois.

L'accroissement de la pluviométrie moyenne mensuelle pour les stations (Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf) est représenté dans (Figure 5.35, Figure 5.36 et Figure 5.37).

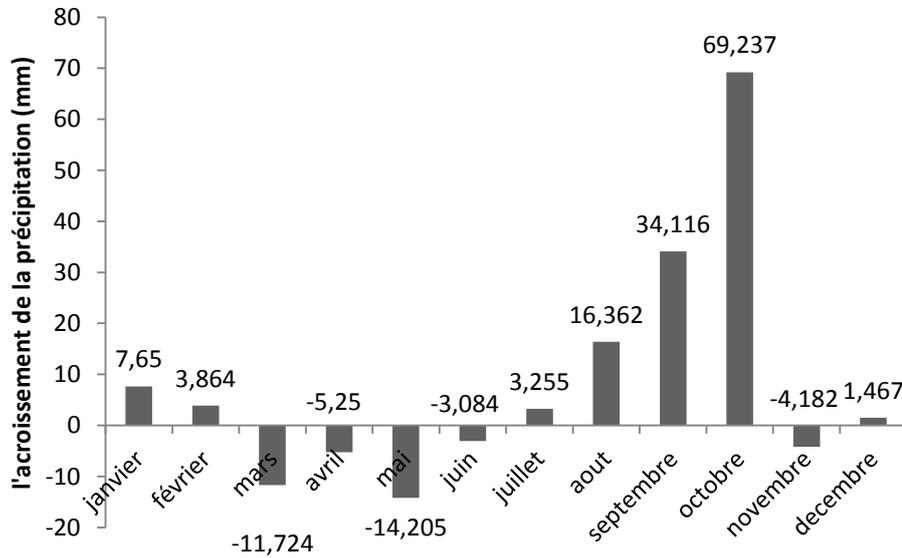


Figure 5.35 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation mensuelle en fonction des mois dans la station d'Ain Sefra.

La pluviométrie a augmenté pendant les mois de janvier, février, juillet, août, septembre, octobre et décembre, la valeur maximale est 69,23 mm (octobre) et elle a diminué pendant les autres mois avec une valeur minimale de -14,20 mm (mai).

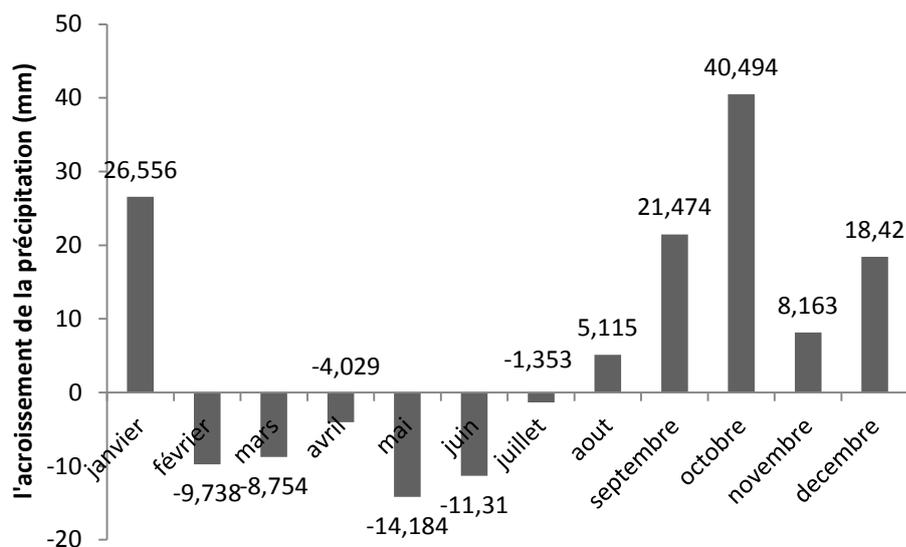


Figure 5.36 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation mensuelle en fonction des mois dans la station de Tlemcen.

La pluviométrie a diminué pendant les mois de février, mars, avril, mai, juin et juillet avec une valeur minimale de -14,18 mm (mai) et elle a augmenté pendant les autres mois avec une valeur maximale de 40,49 mm (octobre).

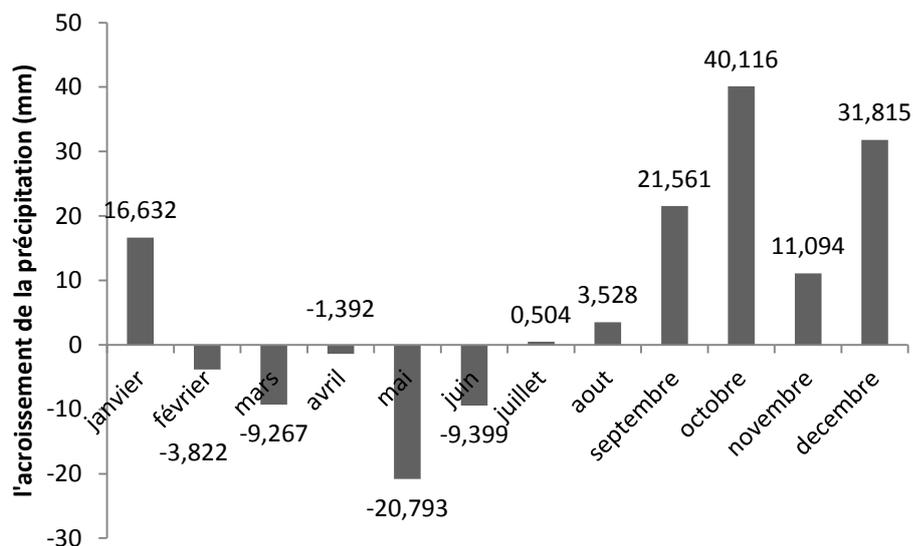


Figure 5.37 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation mensuelle en fonction des mois dans la station de Béni Saf.

La pluviométrie a diminué pendant les mois de février, mars, avril, mai et juin avec une valeur minimale de -20,79 mm et elle a augmenté pendant les autres mois, la valeur maximale est 40,11 mm (octobre)

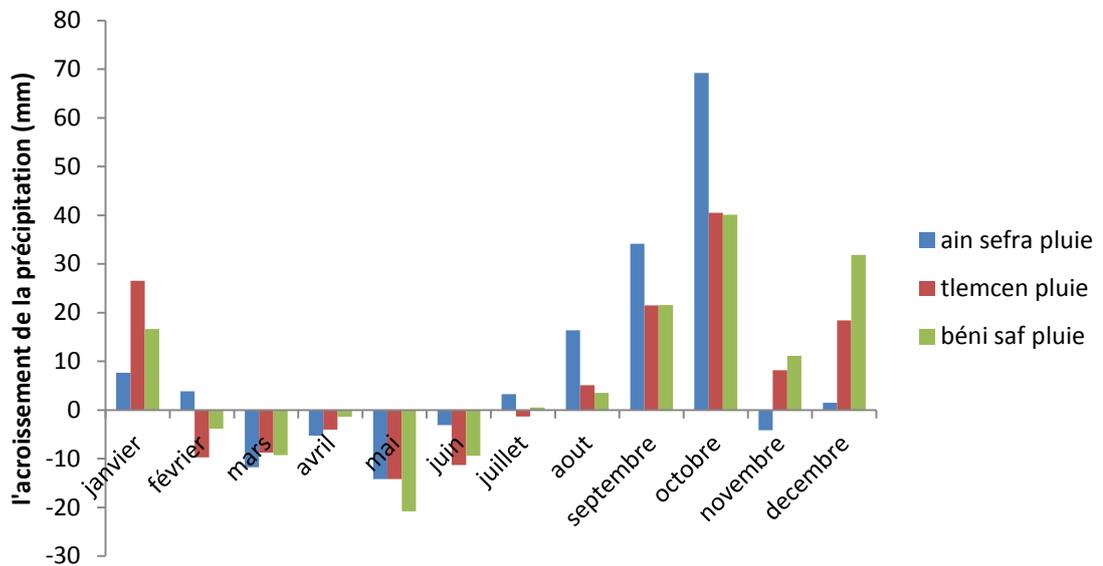


Figure 5.38 : Histogramme de l'accroissement de la précipitation mensuelle en fonction des mois dans les trois stations.

On remarque que la valeur maximale et la valeur minimale sont enregistrées pendant le mois d'octobre et mai respectivement dans les trois stations.

Pendant les mois de mars, avril et mai la pluviométrie de toutes les stations est en cours de diminution.

Pendant les mois de janvier, août, septembre, octobre et décembre toutes la pluviométrie de toutes les stations est en cours d'augmentation.

5.2. Applications des lois de probabilités :

Dans cette partie, nous allons étudier la distribution des événements extrêmes comme la température, le vent et les précipitations enregistrés à la station de Zenata pour la période allant de 1981 à 2011.

5.2.1. Température journalière maximale :

Pour la série de la température journalière maximale nous avons estimé les paramètres et les graphes pour les différentes lois de probabilités. Elles sont respectivement : la loi normale, log normale, GEV (Gumbel et Weibull) et Pearson III. Ces distributions obtenues ont permis de calculer les périodes de retour et le test d'ajustement de Kolmogorov.

○ Loi normale :

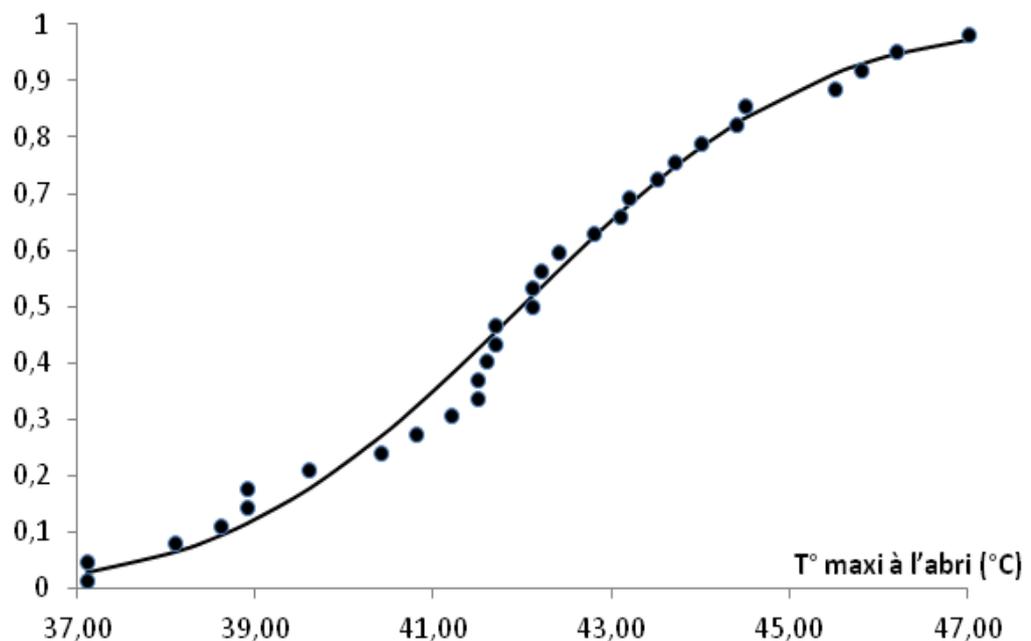


Figure 5.39 : Ajustement de T°C journalière maximale à une loi normale

Tableau 5.1 : Paramètres de la loi normale pour la température maximale journalière :

moyenne	41,9742
variance	6,6406
coef d'asymetrie	-0,1091

La fonction de distribution est :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\Pi}} e^{-\frac{\left(\frac{x-\bar{x}}{\sigma}\right)^2}{2}}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\Pi}} e^{-\frac{\left(\frac{x-41,9742}{\sqrt{6,6406}}\right)^2}{2}}$$

La statistique critique $D=0,0882$. Au seuil de confiance de 95%, la statistique critique D est inférieure à la statistique de Kolmogorov tolérée qui est de 0.23788 voir (Figure 3.6). Donc l'ajustement à la loi normale est satisfaisant.

Les périodes de retour décennale (T°_{10}), cinquantenaire (T°_{50}), centennale (T°_{100}) et millénale (T°_{1000}) sont respectivement comme suit 45,3°C, 47,3°C, 48,0°C et 50,0°C.

○ loi Log normale :

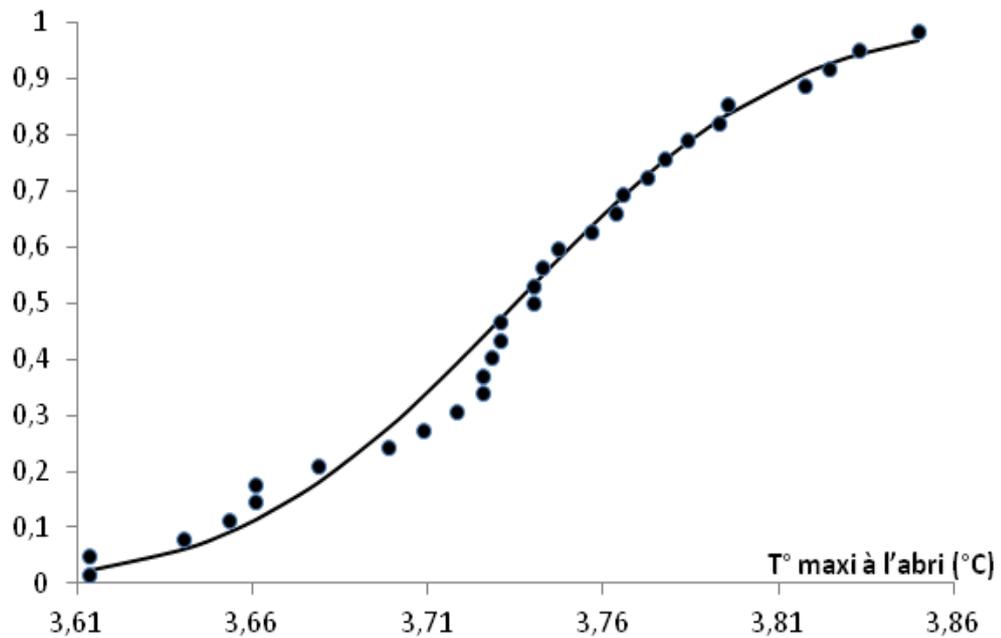


Figure 5.40 : Ajustement de T°C journalière maximale à une loi log normale

Tableau 5.2 : Paramètres de la loi log normale pour la température maximale journalière :

moyenne	3,7352
variance	0,0038
coef d'asymetrie	-0,2461

La fonction de distribution est :

$$f(x) = \frac{1}{x} \cdot \frac{1}{\beta\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln(x)-\alpha}{\beta}\right)^2}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$f(x) = \frac{1}{x} \cdot \frac{1}{0,0038 \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln(x) - 3,7352}{\sqrt{0,0038}} \right)^2}$$

La statistique critique $D=0,1000$. Au seuil de confiance de 95%, la statistique critique D est inférieure à la statistique de Kolmogorov tolérée qui est de 0.23788 voir (Figure 3.6). Donc l'ajustement à la loi log normale est satisfaisant.

Les périodes de retour décennale (T°_{10}), cinquantenaire (T°_{50}), centennale (T°_{100}) et millénaire (T°_{1000}) sont respectivement comme suit 45,4°C, 47,6°C, 48,4°C et 49,8°C.

○ loi de Gumbel :

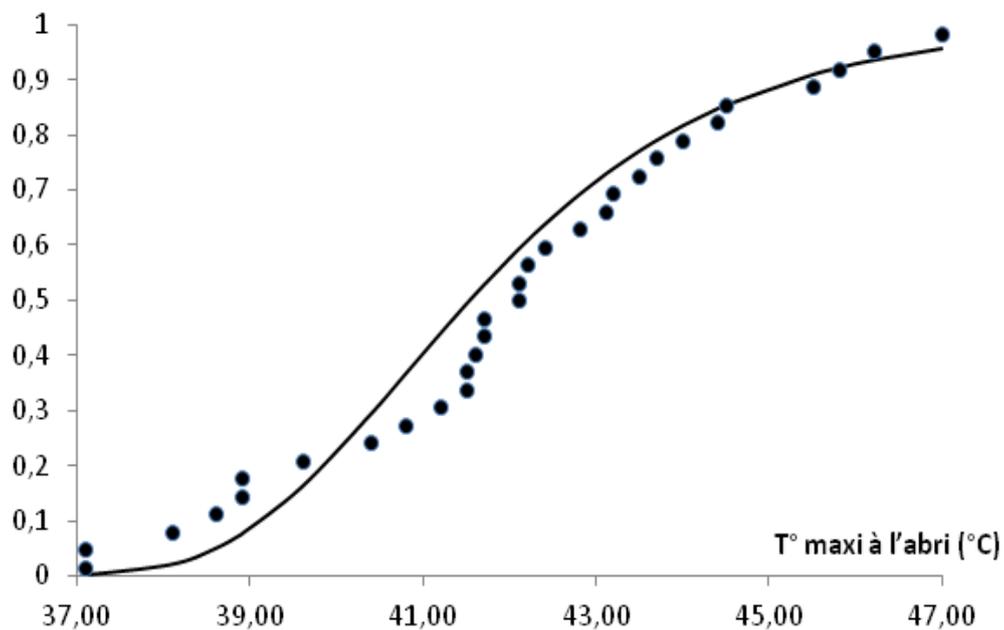


Figure 5.41: Ajustement de T°C journalière maximale à une loi de Gumbel

Tableau 5.3 : Paramètres de la loi de Gumbel pour la température maximale journalière :

moyenne=	41,9742
variance=	6,6406
coef d'asymetrie=	-0,1091
ecar-type=	2,57694493
a=	2,00929498
b=	40,8144285

La fonction de distribution est :

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-\mu}{\alpha}}}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-40,8144}{2,0092}}}$$

La statistique critique $D=0,1524$. Au seuil de confiance de 95%, la statistique critique D est inférieure à la statistique de Kolmogorov tolérée qui est de 0.23788 voir (Figure 3.6). Donc l'ajustement à la loi de Gumbel est satisfaisant.

Les périodes de retour décennale (T°_{10}), cinquantenaire (T°_{50}), centennale (T°_{100}) et millénaire (T°_{1000}) sont respectivement comme suit 45,4°C, 48,7°C, 50,1°C et 54,7°C.

○ Loi de Weibull :

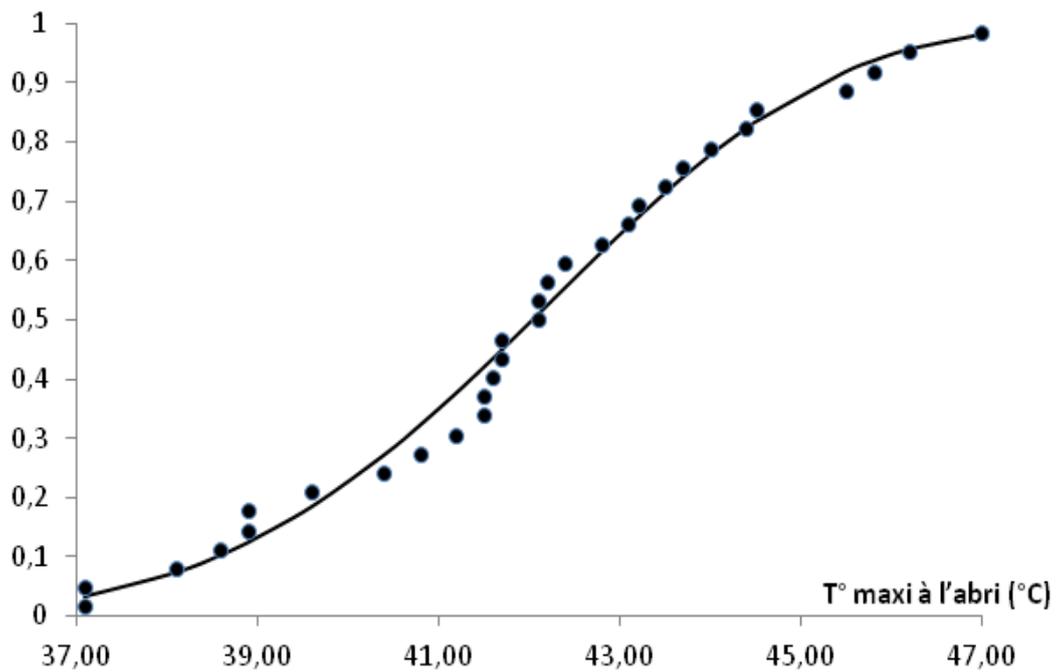


Figure 5.42 : Ajustement de T°C journalière maximale à une loi de Weibull

Tableau 5.4: Paramètres de la loi de Weibull pour la température maximale journalière :

moyenne=	41,9742
variance=	6,6406
coef d'asymetrie=	-0,1091
gamma	4,16666667
alpha	17922,4303
b	32,4429349

La fonction de distribution est :

$$f(x) = \frac{\gamma}{\alpha} (x-b)^{\gamma-1} \exp\left(-\left(\frac{x-b}{\alpha}\right)^{\gamma}\right)$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$f(x) = 0,0002324(x - 32,4429)^{3,1666} \exp\left(\frac{(x - 32,4429)^{4,1666}}{17922,4303}\right)$$

La statistique critique $D=0,0797$. Au seuil de confiance de 95%, la statistique critique D est inférieure à la statistique de Kolmogorov tolérée qui est de 0.23788 voir (Figure 3.6). Donc l'ajustement à la loi de Weibull est satisfaisant.

Les périodes de retour décennale (T°_{10}), cinquantaire (T°_{50}), centennale (T°_{100}) et millénaire (T°_{1000}) sont respectivement comme suit 45,3°C, 47,0°C, 47,6°C et 49,2°C.

○ Loi de Pearson III :

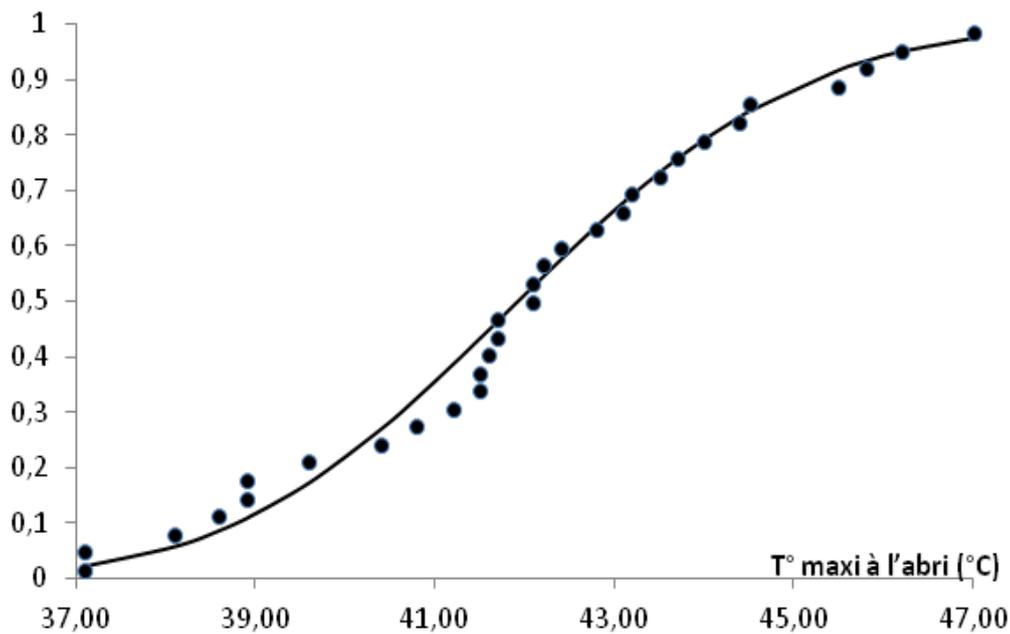


Figure 5.43 : Ajustement de T°C journalière maximale à une loi de Pearson III

Tableau 5.5 : Paramètres de la loi de Pearson III pour la température maximale journalière :

moyenne	41,9742
variance	6,6406
coef d'asymetrie	-0,1091
a	6,5314939
gamma	274,154189
u	0,99959471
sigma	0,02013174

La fonction de distribution est :

$$f(t) = \frac{a}{\Gamma(\gamma)} (at)^{\gamma-1} e^{-at}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$f(t) = \frac{6,5314}{\Gamma(274,1541)} (6,5314t)^{273,1541} e^{-6,5314t}$$

La statistique critique $D=0,0941$. Au seuil de confiance de 95%, la statistique critique D est inférieure à la statistique de Kolmogorov tolérée qui est de 0.23788 voir (Figure 3.6). Donc l'ajustement à la loi de Pearson III est satisfaisant.

Les périodes de retour décennale (T°_{10}), cinquantenaire (T°_{50}), centennale (T°_{100}) et millénaire (T°_{1000}) sont respectivement comme suit 45,3°C, 47,4°C, 48,1°C et 50,3°C.

Pour les 31 observations des températures maximales journalières et pour un risque d'erreur de 5%, la statistique de Kolmogorov est de l'ordre de 0,237. Ainsi, la température maximale journalière a un meilleur ajustement à la loi de Weibull. Les périodes de retour décennale (T°_{10}), cinquantenaire (T°_{50}), centennale (T°_{100}) et millénaire (T°_{1000}) sont respectivement comme suit 45,3°C, 47,0°C, 47,6°C et 49,2°C.

5.2.2. Pluviométrie maximale journalière :

Pour la série de la Pluviométrie maximale journalière nous avons estimé les paramètres et graphes pour les différentes lois de probabilités : la loi normale, log normale, GEV (Gumbel et Weibull) et Pearson III.

○ loi normale :

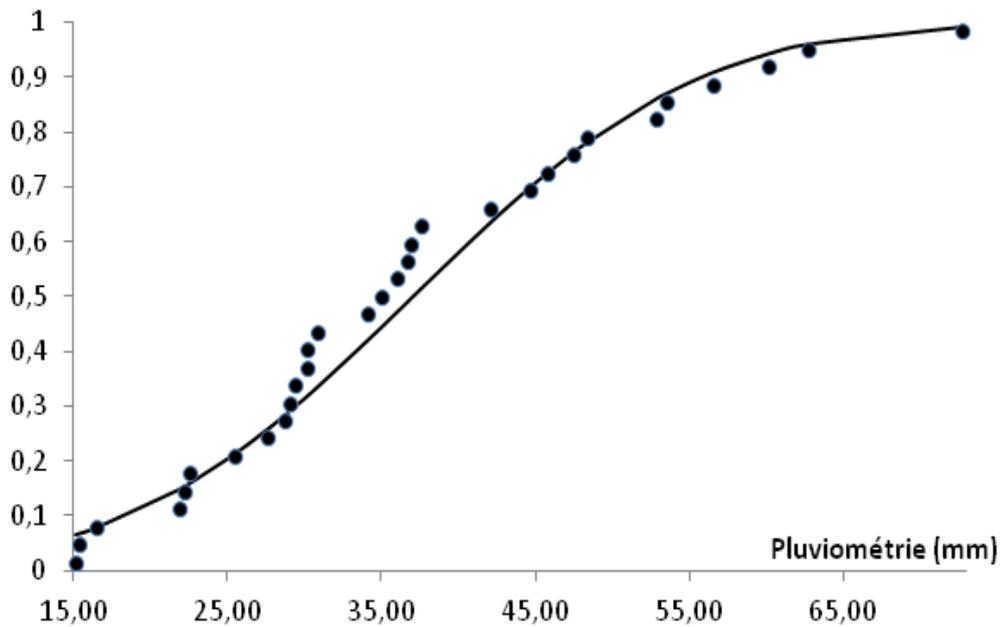


Figure 5.44: Ajustement de la pluviométrie maximale journalière à une loi normale

Tableau 5.6 : Paramètres de la loi normale pour la pluviométrie maximale journalière :

moyenne=	37,0387
variance=	211,4138
coef d'asymetrie=	0,5823

La fonction de distribution est :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\Pi}} e^{-\frac{\left(\frac{x-\bar{x}}{\sigma}\right)^2}{2}}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\Pi}} e^{-\frac{\left(\frac{x-37,0387}{\sqrt{211,41388}}\right)^2}{2}}$$

La statistique critique $D=0,1136$. Au seuil de confiance de 95%, la statistique critique D est inférieure à la statistique de Kolmogorov tolérée qui est de 0.23788 voir (Figure 3.6). Donc l'ajustement à la loi normale est satisfaisant.

Les périodes de retour décennale (P_{10}), cinquantenaire (P_{50}), centennale (P_{100}) et millénaire (P_{1000}) sont respectivement comme suit 55,7 mm, 66,9 mm, 70,9 mm et 82,0 mm.

○ loi log normale :

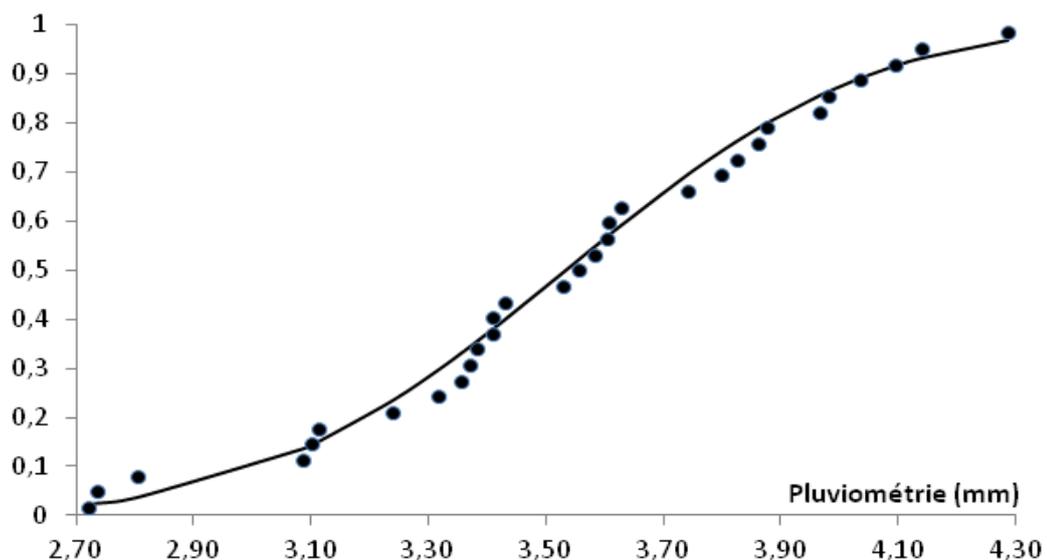


Figure 5.45: Ajustement de la pluviométrie maximale journalière à une loi log normale

Tableau 5.7 : Paramètres de la loi log normale pour la pluviométrie maximale journalière :

moyenne=	3,53478102
variance=	0,16609316
coef d'asymetrie=	-0,2645676

La fonction de distribution est :

$$f(x) = \frac{1}{x} \cdot \frac{1}{\beta \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln(x) - \alpha}{\beta} \right)^2}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$f(x) = \frac{1}{x} \cdot \frac{1}{-0,2645 \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln(x) - 3,5347}{\sqrt{0,166}} \right)^2}$$

La statistique critique $D=0,0570$. Au seuil de confiance de 95%, la statistique critique D est inférieure à la statistique de Kolmogorov tolérée qui est de 0.23788 voir (Figure 3.6). Donc l'ajustement à la loi log normale est satisfaisant.

Les périodes de retour décennale (P_{10}), cinquantenaire (P_{50}), centennale (P_{100}) et millénale (P_{1000}) sont respectivement comme suit 57,8 mm, 79,2 mm, 88,5 mm et 120,8 mm.

○ loi de Gumbel :

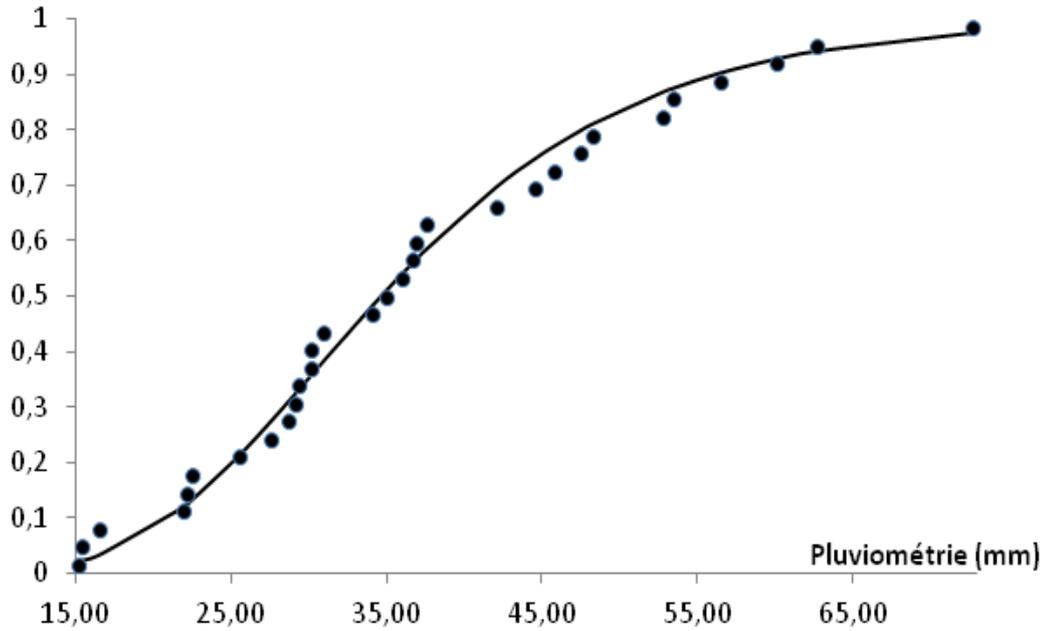


Figure 5.46: Ajustement de la pluviométrie maximale journalière à une loi de Gumbel

Tableau 5.8 : Paramètres de la loi de Gumbel pour la pluviométrie maximale journalière :

moyenne=	37,0387
variance=	211,4138
coef d'asymetrie=	0,5823
ecar-type=	14,5400751
a=	11,3371844
b=	30,4948868

La fonction de distribution est :

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-\mu}{\alpha}}}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-30,4948}{11,3371}}}$$

La statistique critique $D=0,0560$. Au seuil de confiance de 95%, la statistique critique D est inférieure à la statistique de Kolmogorov tolérée qui est de 0.23788 voir (Figure 3.6). Donc l'ajustement à la loi de Gumbel est satisfaisant.

Les périodes de retour décennale (P_{10}), cinquantenaire (P_{50}), centennale (P_{100}) et millénaire (P_{1000}) sont respectivement comme suit 56,1 mm, 74,8 mm, 82,7 mm et 108,9 mm.

○ loi de Weibull :

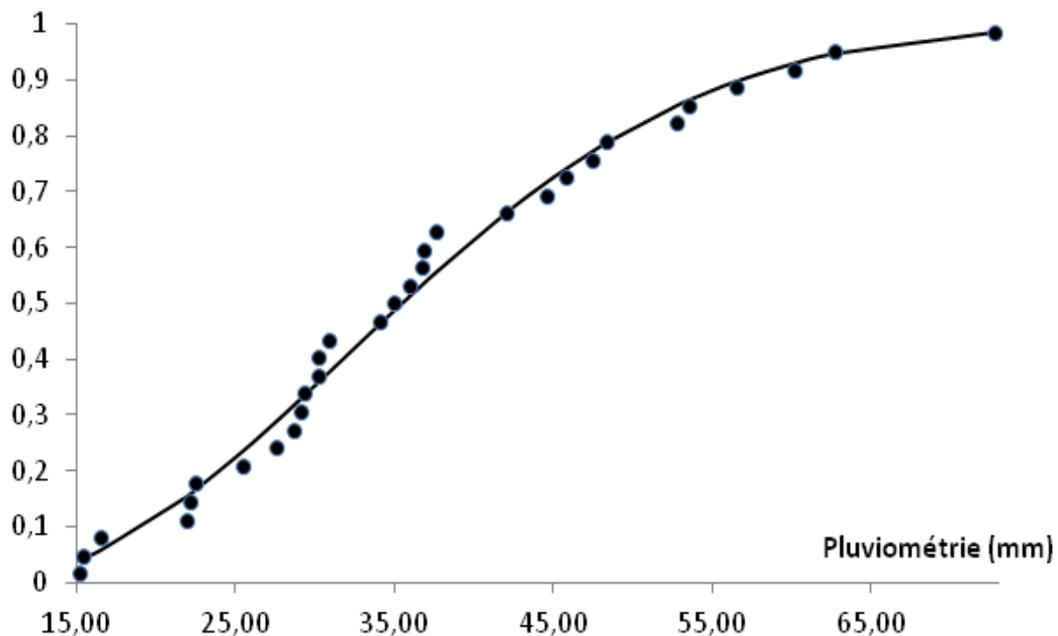


Figure 5.47: Ajustement de la pluviométrie maximale journalière à une loi de Weibull

Tableau 5.9 : Paramètres de la loi de Weibull pour la pluviométrie maximale journalière :

moyenne=	37,0387
variance=	211,4138
coef d'asymetrie=	0,5823
gamma	2,08333333
alpha	1418,83693
b	8,18263422

La fonction de distribution est :

$$f(x) = \frac{\gamma}{\alpha} (x-b)^{\gamma-1} \exp\left(-\frac{(x-b)^\gamma}{\alpha}\right)$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$f(x) = 0,001468.(x - 8,1826)^{1,0833} \exp\left(-\frac{(x - 8,1826)^{2,0833}}{14188369}\right)$$

La statistique critique $D=0,0745$. Au seuil de confiance de 95%, la statistique critique D est inférieure à la statistique de Kolmogorov tolérée qui est de 0.23788 voir (Figure 3.6). Donc l'ajustement à la loi de Weibull est satisfaisant.

Les périodes de retour décennale (P_{10}), cinquantenaire (P_{50}), centennale (P_{100}) et millénale (P_{1000}) sont respectivement comme suit 56,8 mm, 70,9 mm, 76,0 mm et 90,6 mm.

○ loi de Pearson III :

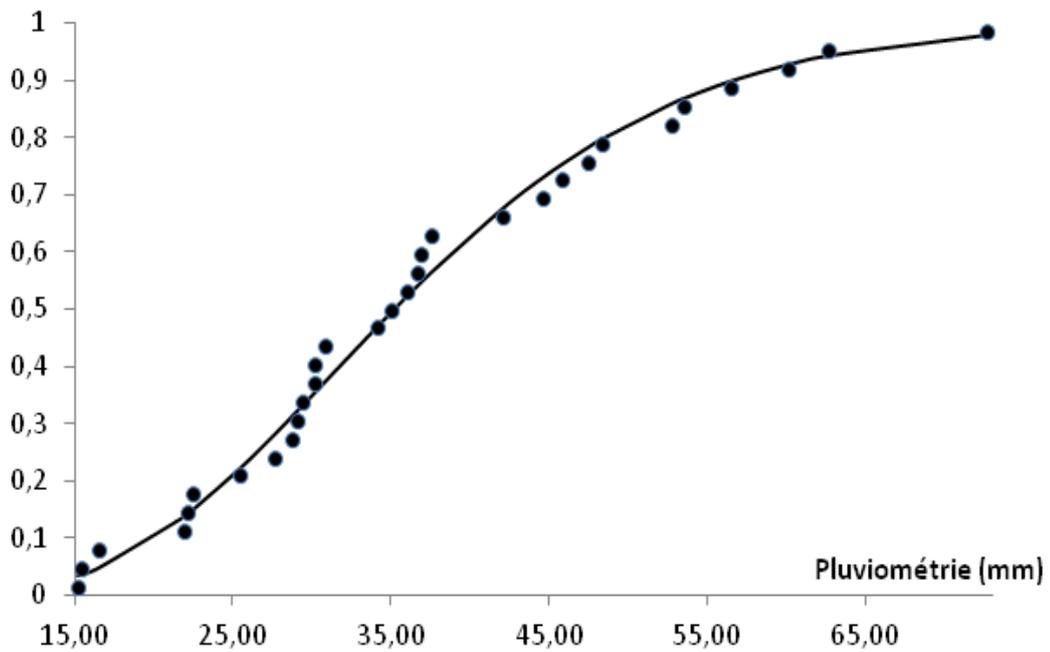


Figure 5.48 : Ajustement de la pluviométrie maximale journalière à une loi de Pearson III

Tableau 5.10 : Paramètres de la loi de Pearson III pour la pluviométrie maximale journalière :

moyenne	37,0387
variance	211,4138
coef d'asymetrie	0,5823
a	0,18103518
gamma	6,7053096
u	0,98342938
sigma	0,12872691

La fonction de distribution est :

$$f(t) = \frac{a}{\Gamma(\gamma)} (at)^{\gamma-1} e^{-at}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$f(t) = \frac{0,1810}{\Gamma(6,7053)} (0,1810.t)^{6,7053-1} e^{-0,1810t}$$

La statistique critique $D=0,0632$. Au seuil de confiance de 95%, la statistique critique D est inférieure à la statistique de Kolmogorov tolérée qui est de 0.23788 voir (Figure 3.6). Donc l'ajustement à la loi de Pearson III est satisfaisant.

Les périodes de retour décennale (P_{10}), cinquantenaire (P_{50}), centennale (P_{100}) et millénale (P_{1000}) sont respectivement comme suit 56,1 mm, 72,0 mm, 78,1 mm et 98,6 mm.

Le test de Kolmogorov appliqué aux 31 données pour un risque d'erreur de 5% est de l'ordre de 0,237. Donc la pluviométrie journalière maximale à un meilleur ajustement à la loi de Gumbel. Les périodes de retour décennale (P_{10}), cinquantenaire (P_{50}), centennale (P_{100}) et millénale (P_{1000}) sont respectivement comme suit 56,1 mm, 74,8 mm, 82,7 mm et 108,9 mm

5.2.3. Le vent maximal journalier :

Pour la série du vent journalière maximale nous avons estimé les paramètres et les graphes pour les différentes lois de probabilités. Elles sont respectivement : la loi normale, log normale, GEV (Gumbel et Weibull) et Pearson III. Ces distributions obtenues ont permis de calculer les périodes de retour et le test d'ajustement de Kolmogorov.

○ loi normale :

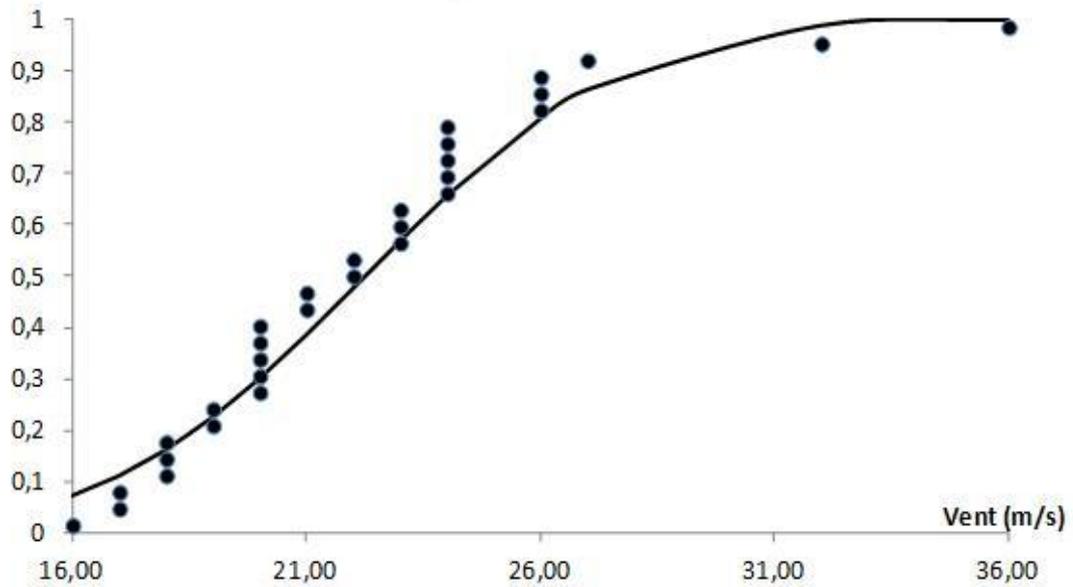


Figure 5.49: Ajustement du vent maximal journalier à une loi normale

Tableau 5.11 : Paramètres de la loi normale pour le vent maximal journalier :

moyenne	22,2581
variance	18,7978
coef d'asymetrie	1,2735

La fonction de distribution est :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\Pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{\left(\frac{x-\bar{x}}{\sigma}\right)^2}{2}} dx$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\Pi}} e^{-\frac{\left(\frac{x-22,2581}{\sqrt{18,7978}}\right)^2}{2}}$$

Les périodes de retour décennal (V_{10}), cinquantenaire (V_{50}), centennale (V_{100}) et millénaire (V_{1000}) sont respectivement comme suit 27,9 m/s, 31,2 m/s, 32,4 m/s et 35,7 m/s. Le statistique critique $D= 0,1342$.

○ loi log normale :

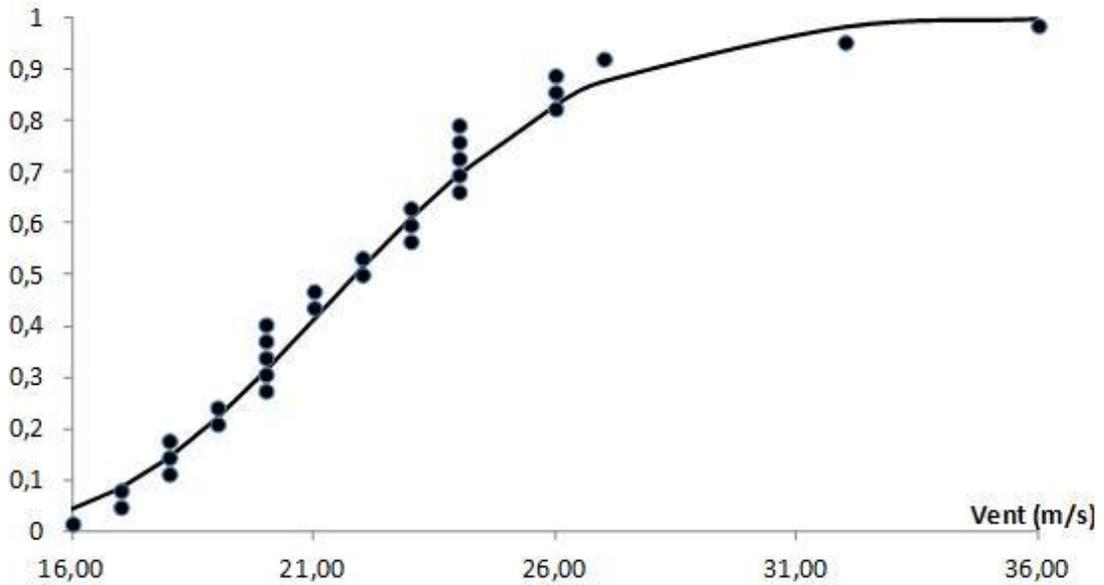


Figure 5.50 : Ajustement du vent maximal journalier à une loi log normale

Tableau 5.12 : Paramètres de la loi log normale pour le vent maximal journalier :

moyenne	3,085965578
variance	0,033315939
coef d'asymetrie	0,654850323

La fonction de distribution est :

$$f(x) = \frac{1}{x} \cdot \frac{1}{\beta\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln(x)-\alpha}{\beta}\right)^2}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtient l'équation suivante :

$$f(x) = \frac{1}{x} \cdot \frac{1}{0,0333\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln(x) - 3,0859}{\sqrt{0,0333}} \right)^2}$$

Les périodes de retour décennal (V_{10}), cinquantenaire (V_{50}), centennale (V_{100}) et millénaire (V_{1000}) sont respectivement comme suit 27,7 m/s, 31,9 m/s, 33,5 m/s et 38,5 m/s. Le statistique critique $D=0,0972$.

○ Loi de Gumbel :

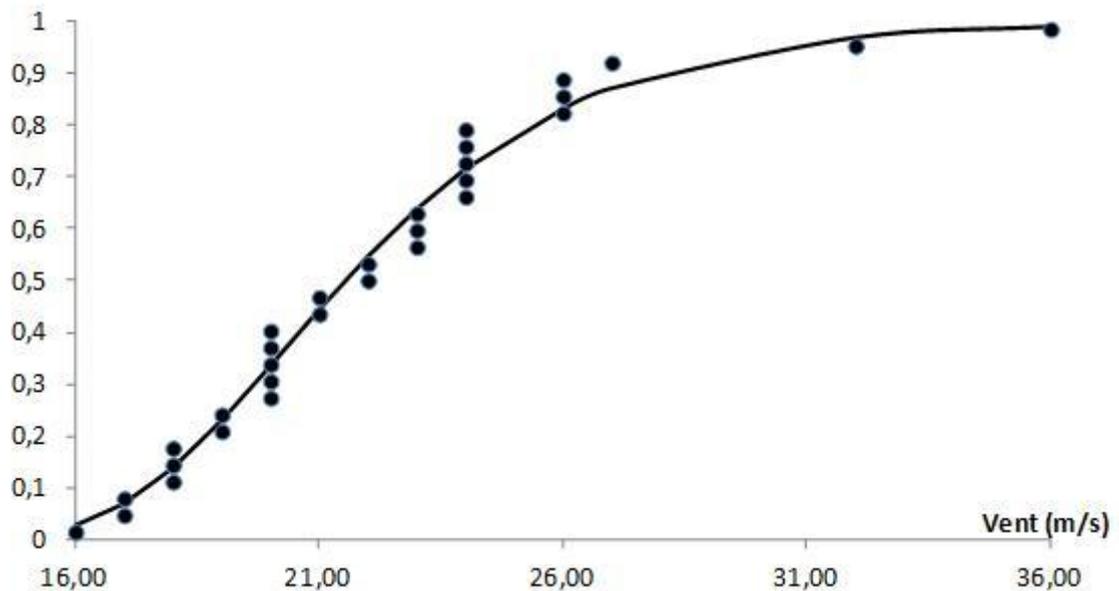


Figure 5.51 : Ajustement du vent maximal journalier à une loi de Gumbel

Tableau 5.13 : Paramètres de la loi Gumbel pour le vent maximal journalier :

moyenne=	22,2581
variance=	18,7978
coef d'asymetrie=	1,2735
ecart-type=	4,33564868
a=	3,38059111
b=	20,3067873

La fonction de distribution c'est :

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-\mu}{\alpha}}}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-20,30678}{3,3805}}}$$

Les périodes de retour décennal (V_{10}), cinquantenaire (V_{50}), centennale (V_{100}) et millénaire (V_{1000}) sont respectivement comme suit 28,0 m/s, 33,5 m/s, 35,9 m/s et 43,7 m/s. Le statistique critique $D= 0,0972$.

○ Loi de Weibull :

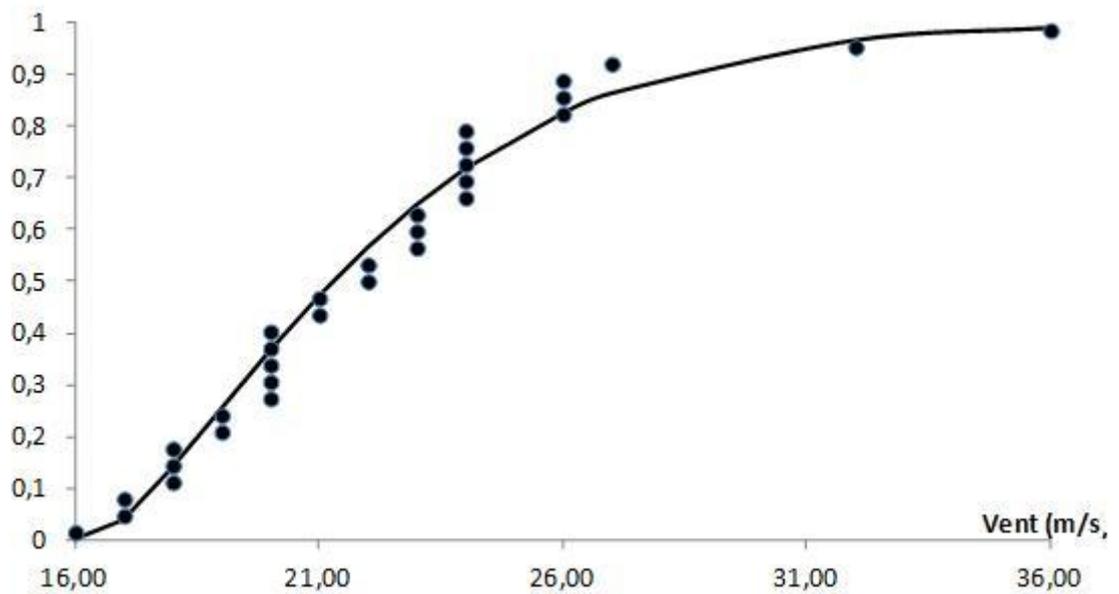


Figure 5.52 : Ajustement du vent maximal journalier à une loi de Weibull

Tableau 5.14 : Paramètres de la loi de Weibull pour le vent maximal journalier :

moyenne=	22,2581
variance=	18,7978
coef d'asymetrie=	1,2735
gamma	1,36986301
alpha	12,7650216
b	16,3877959

La fonction de distribution est :

$$f(x) = \frac{\gamma}{\alpha} (x - b)^{\gamma-1} \exp - \left(\frac{(x - b)^\gamma}{\alpha} \right)$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$f(x) = 0,1073(x - 16,3877)^{0,3698} \exp - \left(\frac{(x - 16,3877)^{1,3698}}{12,765} \right)$$

Les périodes de retour décennal (V_{10}), cinquantenaire (V_{50}), centennale (V_{100}) et millénaire (V_{1000}) sont respectivement comme suit 28,3 m/s, 33,6 m/s, 35,6 m/s et 41,8 m/s. Le statistique critique $D= 0,0913$.

○ Loi de Pearson III :

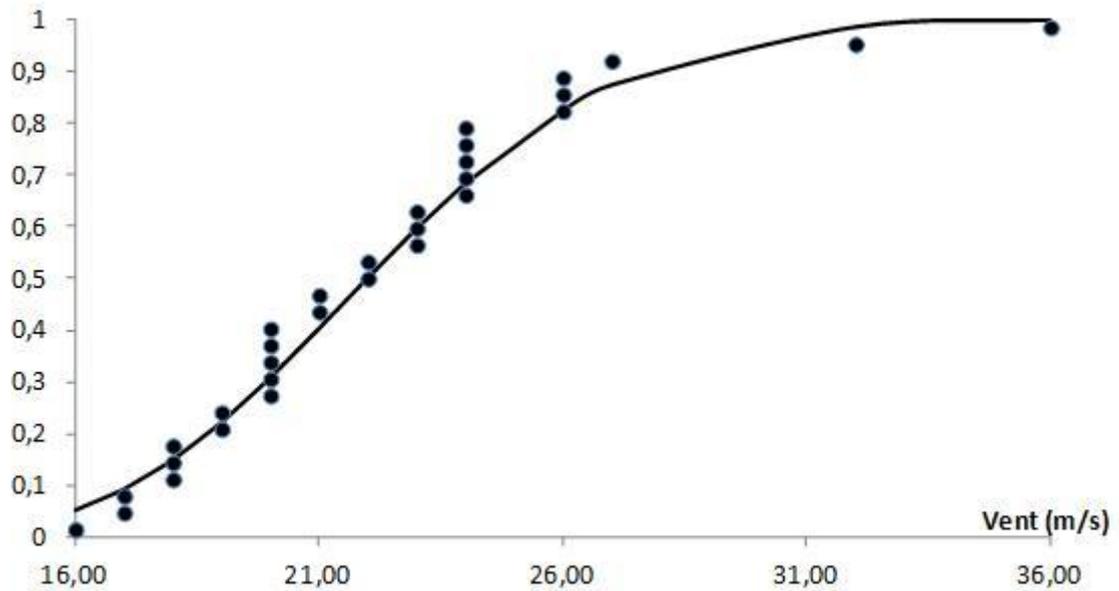


Figure 5.53 : Ajustement du vent maximal journalier à une loi de Pearson III

Tableau 5.15 : Paramètres de la loi Pearson III pour le vent maximal journalier :

moyenne	22,2581
variance	18,7978
coef d'asymetrie	1,2735
a	1,22354422
gamma	27,2337261
u	0,99592009
sigma	0,06387416

La fonction de distribution est :

$$f(t) = \frac{a}{\Gamma(\gamma)} (at)^{\gamma-1} e^{-at}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$f(t) = \frac{1,2235}{\Gamma(27,2337)} (1,2235.t)^{26,2337} e^{-1,2235t}$$

Les périodes de retour décennal (V_{10}), cinquantenaire (V_{50}), centennale (V_{100}) et millénaire (V_{1000}) sont respectivement comme suit 27,9 m/s, 31,9 m/s, 33,4 m/s et 37,9 m/s. Le statistique critique $D= 0,1086$.

Le test de Kolmogorov appliqué aux 31 données pour un risque d'erreur de 5% est de l'ordre de 0,237. Donc le vent à un meilleur ajustement à la loi de Gumbel. Les périodes de retour décennal (V_{10}), cinquantenaire (V_{50}), centennale (V_{100}) et millénaire (V_{1000}) sont respectivement comme suit 28,0 m/s, 33,5 m/s, 35,9 m/s et 43,7 m/s.

5.2.4. Température journalière maximale au sol :

Pour la série de la température journalière maximale au sol nous avons estimé les paramètres et les graphes pour les différentes lois de probabilités. Elles sont respectivement : la loi normale, log normale, GEV (Gumbel et Weibull) et Pearson III. Ces distributions obtenues ont permis de calculer les périodes de retour et le test d'ajustement de Kolmogorov.

○ loi normale :

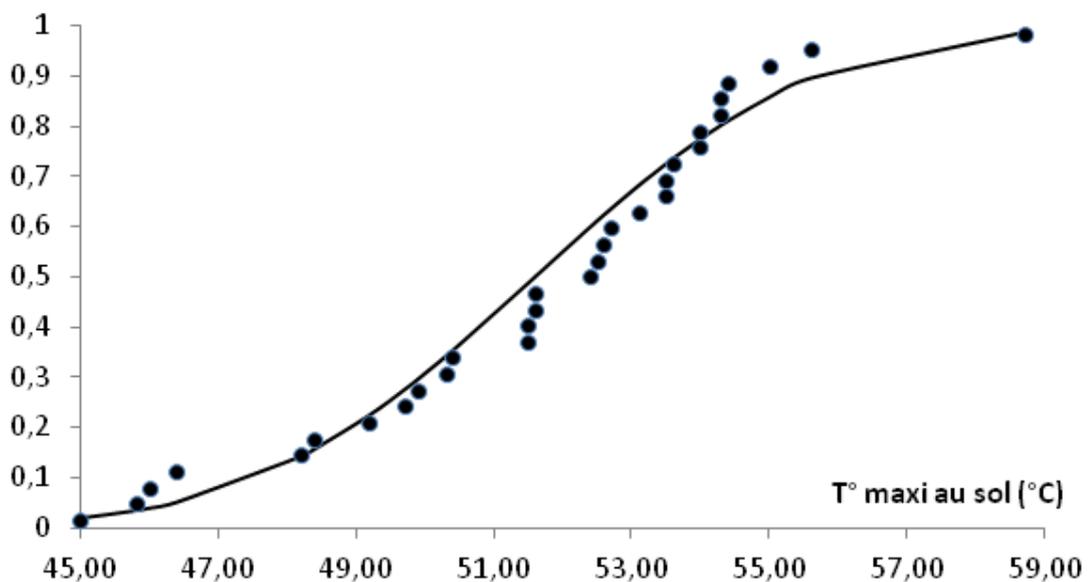


Figure 5.54: Ajustement du T°C journalière maximale au sol à une loi normale

Tableau 5.16 : Paramètres de la loi normale pour la Température journalière maximale :

moyenne=	51,6032
variance=	10,0617
coef d'asymetrie=	-0,3623

La fonction de distribution est :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\Pi}} e^{-\frac{\left(\frac{x-\bar{x}}{\sigma}\right)^2}{2}}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\Pi}} e^{-\frac{\left(\frac{x-51,6032}{\sqrt{10,0617}}\right)^2}{2}}$$

Les périodes de retour décennal ($T^{\circ}\text{sol}10$), cinquantenaire ($T^{\circ}\text{sol}50$), centennale ($T^{\circ}\text{sol}100$) et millénale ($T^{\circ}\text{sol}1000$) sont respectivement comme suit 55,7 °C, 58,2 °C, 59,0 °C et 61,5 °C. Le statistique critique $D= 0,1160$.

○ loi log normale :

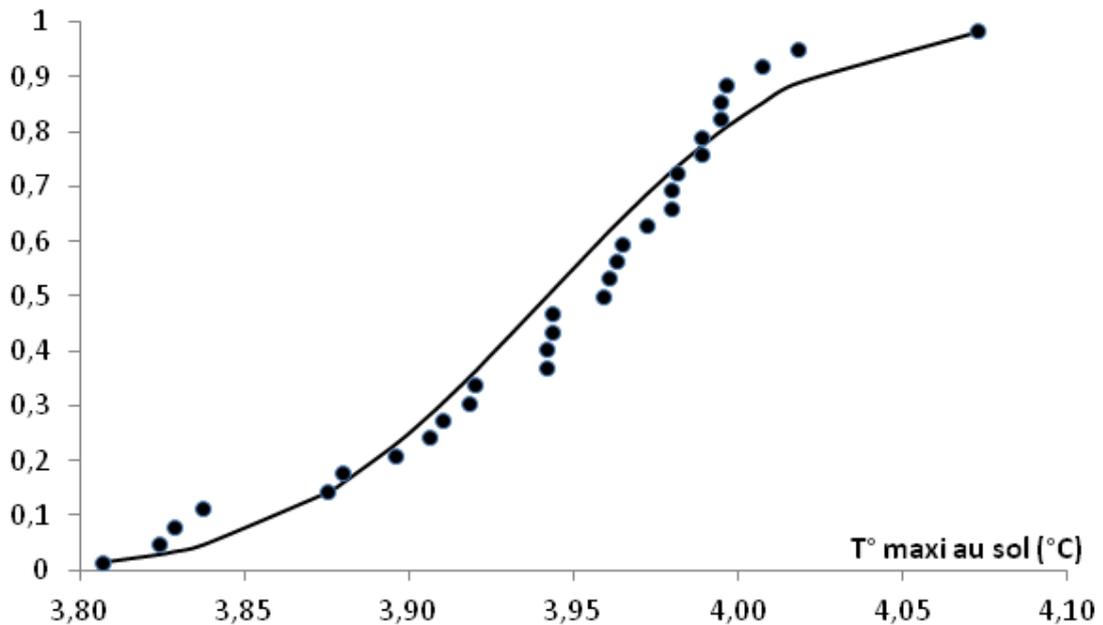


Figure 5.55: Ajustement du T°C journalière maximale au sol à une loi de log normale

Tableau 5.17 : Paramètres de la loi log normale pour la Température journalière maximale :

moyenne=	3,94172085
variance=	0,00389032
coef d'asymetrie=	-0,51867274

La fonction de distribution est :

$$f(x) = \frac{1}{x} \cdot \frac{1}{\beta\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln(x)-\alpha}{\beta}\right)^2}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$f(x) = \frac{1}{x} \cdot \frac{1}{0,00389 \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln(x) - 3,9417}{\sqrt{0,00389}} \right)^2}$$

Les périodes de retour décennal ($T^{\circ}\text{sol}10$), cinquantenaire ($T^{\circ}\text{sol}50$), centennale ($T^{\circ}\text{sol}100$) et millénaire ($T^{\circ}\text{sol}1000$) sont respectivement comme suit 55,8 °C, 58,6 °C, 59,6°C et 62,5°C. Le statistique critique $D= 0,1281$.

○ loi de Gumbel :

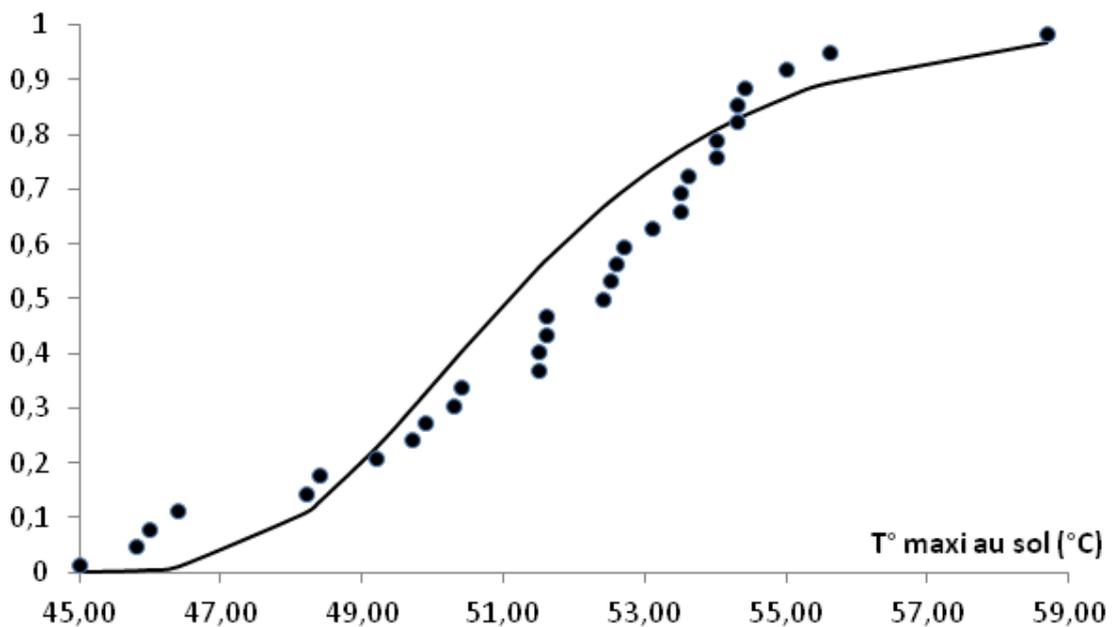


Figure 5.56: Ajustement du T°C journalière maximale au sol à une loi de Gumbel

Tableau 5.18 : Paramètres de la loi de Gumbel pour la Température journalière maximale :

moyenne=	51,6032
variance=	10,0617
coef d'asymetrie=	-0,3623
ecar-type=	3,17201134
a=	2,47328004
b=	50,1756486

La fonction de distribution est :

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-\mu}{\alpha}}}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-50,1756}{2,4732}}}$$

Les périodes de retour décennal ($T^{\circ}\text{sol}10$), cinquantenaire ($T^{\circ}\text{sol}50$), centennale ($T^{\circ}\text{sol}100$) et millénale ($T^{\circ}\text{sol}1000$) sont respectivement comme suit 55,8°C, 59,9 °C, 61,6°C et 67,6°C. Le statistique critique $D= 0,1859$.

○ loi de Weibull :

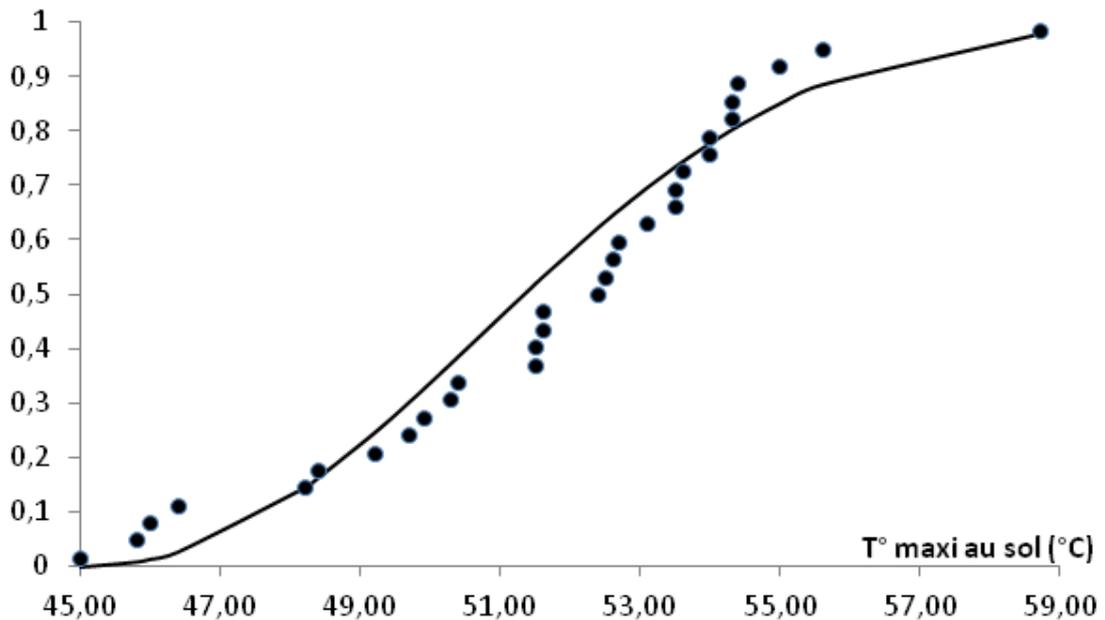


Figure 5.57 : Ajustement du T°C journalière maximale au sol à une loi de Weibull

Tableau 5.19 : Paramètres de la loi de Weibull pour la Température journalière maximale :

moyenne=	51,6032
variance=	10,0617
coef d'asymetrie=	-0,3623
gamma	4,16666667
alpha	42594,5014
b	39,8710153

La fonction de distribution est :

$$f(x) = \frac{\gamma}{\alpha} (x - b)^{\gamma-1} \exp - \left(\frac{(x - b)^\gamma}{\alpha} \right)$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$f(x) = 0,00009782 \cdot (x - 39,871)^{3,1666} \exp - \left(\frac{(x - 39,871)^{4,1666}}{42594,5014} \right)$$

Les périodes de retour décennal ($T^{\circ}\text{sol}10$), cinquantenaire ($T^{\circ}\text{sol}50$), centennale ($T^{\circ}\text{sol}100$) et millénale ($T^{\circ}\text{sol}1000$) sont respectivement comme suit 55,6 °C, 57,4 °C, 58,1 °C et 59,7 °C. Le statistique critique $D = 0,0885$.

○ loi de Pearson III :

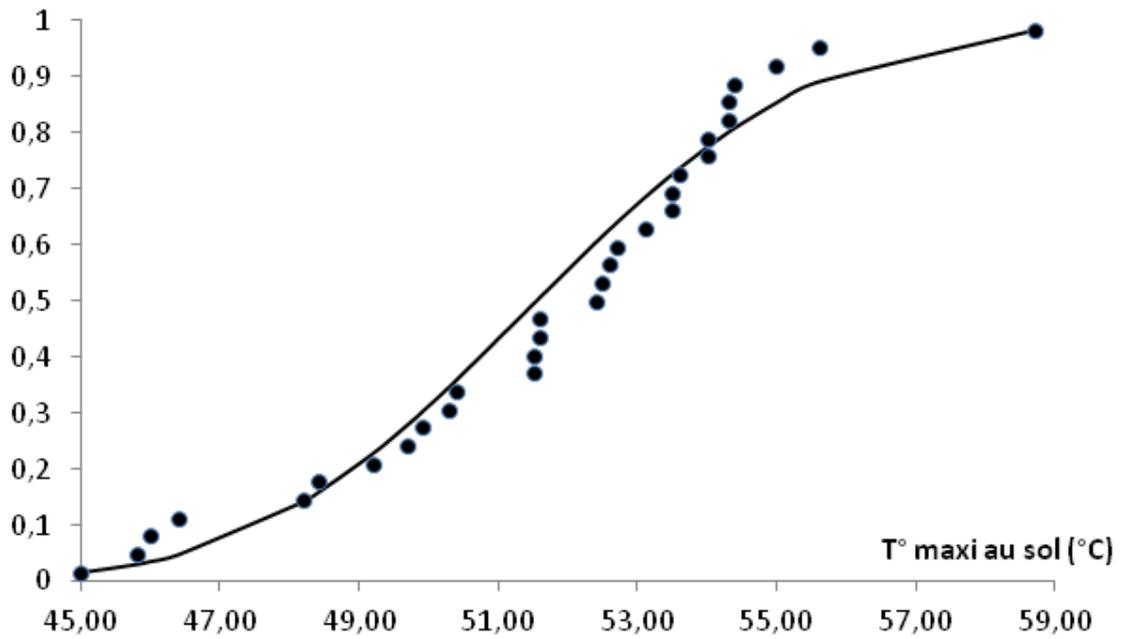


Figure 5.58 : Ajustement de T°C journalière maximale au sol à une loi de Pearson III

Tableau 5.20 : Paramètres de la loi de Pearson III pour la Température journalière maximale :

moyenne	41,9742
variance	6,6406
coef d'asymetrie	-0,1091
a	6,5314939
gamma	274,154189
u	0,99959471
sigma	0,02013174

La fonction de distribution est :

$$f(t) = \frac{a}{\Gamma(\gamma)} (at)^{\gamma-1} e^{-at}$$

Remplaçant les valeurs de tableau dans la formule on obtiens l'équation suivante :

$$f(x) = \frac{6,5314}{\Gamma(273,4794)} (6,5314 \cdot x)^{272,4794} e^{-6,5314x}$$

Les périodes de retour décennal ($T^{\circ}\text{sol}10$), cinquantenaire ($T^{\circ}\text{sol}50$), centennale ($T^{\circ}\text{sol}100$) et millénale ($T^{\circ}\text{sol}1000$) sont respectivement comme suit 55,6402 °C, 58,2125 °C, 59,1392 °C et 61,7882 °C, ce qui correspond à une valeur dépassant le $T^{\circ}\text{sol}10$ et $T^{\circ}\text{sol}50$. Le statistique critique $D= 0,1241$.

Le test de Kolmogorov appliqué aux 31 données pour un risque d'erreur de 5% est de l'ordre de 0,237. Donc la température maximale au sol à un meilleur ajustement à la de Weibull. Les périodes de retour décennal ($T^{\circ}\text{sol}10$), cinquantenaire ($T^{\circ}\text{sol}50$), centennale ($T^{\circ}\text{sol}100$) et millénale ($T^{\circ}\text{sol}1000$) sont respectivement comme suit 55,6 °C, 57,4 °C, 58,1 °C et 59,7 °C.

6. Conclusion :

Les caractéristiques des conditions météorologiques extrêmes varient d'un endroit à l'autre. Un événement climatique extrême correspond à la moyenne d'un certain nombre d'événements météorologiques se produisant sur une certaine période de temps, cette moyenne étant elle-même extrême (par exemple, les précipitations enregistrées au cours d'une saison).

L'étude de la tendance de la température minimale moyenne annuelle a enregistré un accroissement au niveau des trois stations Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf. Elles enregistrent les augmentations respectives de $0,267^{\circ}\text{C}$, $1,137^{\circ}\text{C}$ et $0,8184^{\circ}\text{C}$. La plus importante augmentation a été enregistrée au niveau de la station de Tlemcen, elle est caractérisée par un climat méditerranéen.

L'étude de la tendance de la température moyenne annuelle a montré un accroissement au niveau des trois stations Ain Sefra, Tlemcen et Béni Saf. Elle enregistre les augmentations respectives de $1,752^{\circ}\text{C}$, $0,84^{\circ}\text{C}$ et $1,53^{\circ}\text{C}$. L'accroissement enregistré à Ain Sefra est la plus importante. Cette dernière, est caractérisée par un climat continental aride.

Durant les trois dernières décennies, l'étude a montré une nette augmentation des événements extrêmes. En moyenne, la température maximale a augmentée de $2,71^{\circ}\text{C}$, la température minimale de $2,17^{\circ}\text{C}$, la température maximale au sol de $3,93^{\circ}\text{C}$, la température minimale au sol de $0,65^{\circ}\text{C}$, la pluviométrie de $3,94\text{ mm}$ et le vent de $0,92\text{ m/s}$. En comparant les différents paramètres, la température maximale au sol a augmenté avec une valeur très importante par rapport aux autres.

La pluviométrie est en cours de croissance dans trois stations comme indiqué ci après :
A Ain Sefra, l'augmentation est égale à 97,50 mm, la valeur minimale tourne autour de 50,3 mm (1983) et la valeur maximale égale à 440,7 mm (2008).

A Tlemcen, l'augmentation est de 70,85 mm, la valeur minimale égale à 148,7 mm (1983) et la valeur maximale arrive à 476,8 mm (1986).

A Béni Saf, l'augmentation est de 32,02 mm, la valeur minimale tourne autour de 6,5 mm (1994) et la valeur maximale arrive à 762,63 mm (2005).

L'étude montre que la température maximale et la température maximale au sol s'ajustent à la loi de Weibull, tandis que la pluviométrie et le vent à la loi de Gumbel.

Durant les trois dernières décennies, nous remarquons que la période de retour décennale concernant la pluviométrie calculée sur la base des lois de Gumbel et Pearson III s'est répétée en quatre fois, tandis que le calcul sur la base de la loi de Weibull a démontré qu'il y a trois répétitions pour la même période. Par contre, nous remarquons que la période de retour cinquantenaire calculée sur la base de la loi de Pearson III et Weibull s'est répétée une seule fois durant les 31 dernières années.

La variation de la période de retour décennale de la température maximale s'effectue de la même forme que celle relative à la pluviométrie avec les changements ci-après :

La période de retour décennale calculée sur la base de la loi de Weibull s'est répétée en quatre fois, tandis que le calcul sur la base de la loi de Gumbel a démontré qu'il y a trois répétitions pour la même période. Par contre, nous remarquons que la période de retour cinquantenaire calculée sur la base de la loi de Weibull s'est répétée une seule fois durant les 31 dernières années.

Enfin, nous remarquons que la période de retour décennale concernant le vent calculée sur la base des lois de Gumbel, Pearson III et Weibull s'est répétée en deux fois, tandis que, il y a une seule répétition de la période de retour cinquantenaire et centenaire estimée sur la base des mêmes lois.

En conséquence, les événements climatologiques extrêmes sont très imprévisibles, si ce n'est à très court terme, quant à la date et le lieu de leur survenue. Néanmoins, la réponse à ces événements mérite une planification attentive et une surveillance pour la protection de nos villes contre les catastrophes naturelles au niveau régional et national, car elle revêt un intérêt capital pour la société et les pouvoirs publics.

Références Bibliographiques :

A. GUILLOU et P. WILLEMS, 2006, Application de la théorie des valeurs extrêmes en hydrologie, Revue de Statistique Appliquée, Université Paris VI.

ABOURA Redda, 2006, Comparaison phytoécologique des Atriplexaies situées au nord et au sud de Tlemcen, mémoire de Magistère en Biologie, UNIVERSITE ABOU BAKR BELKAID-TLEMCCEN.

Ahrens Kathleen, 1994, Classifier production in normals and aphasics. Publication Journal of Chines. 1994.

ANCEY christophe, 2011, Risques hydrologiques et aménagement du territoire, cours master, Laboratoire hydraulique environnementale (LHE) École Polytechnique Fédérale de Lausanne.

BENSAID Abdelkrim, 2006, Sig et télédétection pour l'étude de l'ensablement dans une zone aride : le cas de la wilaya de Naâma (Algérie). Thèse Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Joseph Fourier-Grenoble 1.

BOUGIE Jacques, 2004, Aménagement paysager adapté à la sécheresse, catalogue avant de la publication de la bibliothèque national du Canada , Broquet Inc.

CASSOU C, 2004, Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord atlantique, Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique.

DAMERDJI Amina, 2009, Composition et structure de la malacofaune dans l'extrême ouest du littoral algérien, Faculté des Sciences, Université Abou bakr Belkaïd, Tlemcen, Revue des Energies Renouvelables.

EL-ADLOUNI salaheddine, bernard BOBEE et OUARDA taha, 2007, caractérisation des distributions à queue lourde pour l'analyse des crues. Rapport de Recherche No R-929, Université du Québec.

GOUBANOVA Katerina, 2007, Une étude des événements climatiques extrêmes sur l'Europe et le bassin Méditerranéen et de leur évolution future, THÈSE de DOCTORAT de L'UNIVERSITÉ PARIS 6 , Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS, IPSL Université Pierre et Marie Curie.

KATRINA. L'ouragan, 2010, l'Etat et les pauvres aux Etats-Unis. Editions de l'Ecole

Pratiques de Hautes Etudes en Sciences Sociales.

LABORDE Jean-Pierre, 2009 Eléments d'hydrologie de surface, support de cour, école polytechnique de l'université de Nice - Sophia Antipolis.

LLAMAS J et al, 1987, Analyse statistique d'événements extrêmes. Water for the Future: Hydrology in Perspective, IAHS Publ. no. 164.

MARIO Haché, 1993, Modélisation de variables de précipitation par des distributions statistiques, mémoire de maîtrise, université de Québec.

MUSY andré et HIGY christophe, 2004, Hydrologie: une science de la nature. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 314 p.

OUARDA taha et al, 2008, Synthèse des développements récents en analyse régionale des extrêmes hydrologiques. Revue des sciences de l'eau.

REISINGER Andy, NOTTAGE Richard et MADAN Prima, 2007, Bilan 2007 des changements climatiques, Rapport de synthèse, Publié par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat.

REMY Frédérique et al, 2007, Observer et comprendre les climats, Doc science, série 1 « espace », Centre régional de documentation pédagogique de l'académie de Versailles.

ROBERT Sadourny, 1993, Climat de la terre, Flammarion, 126 pages.

TAMARA Benabdesselam et HAMMAR Yahia, 2009, Estimation de la réponse hydrologique d'un Bassin versant Urbanisé. Publication " European Journal of Scientific Research", Département d'Hydraulique, Université de Annaba.

THIERY L, 1989, Eléments d'analyse statistique, application à l'hydrologie, deuxième édition, bureau de recherche géologique et minières services de sol et sous sol.

ZAREBA, 2005, Le monitoring des événements extrêmes en Pologne. PROJET PILOTE.

Référence site Web :

- [1] La définition de climat (en ligne). Disponible sur : <http://www.actu-environnement.com>. (Consulté le 03/03/2012)
- [2] Couche atmosphériques (en ligne). Disponible sur : <http://physique.buil.pagesperso-orange.fr> (consulté le 03/03/2012)
- [3] Couches atmosphériques (en ligne). Disponible sur : <http://www.meteo45.com>. (Consulté le 03/03/2012)
- [4] Lithosphère (en ligne). Disponible sur : <http://www.actu-environnement.com>. (Consulté le 06/03/2012)
- [5] La machine climatique 3^{ème} partie (en ligne). Disponible sur : <http://www.cea.fr> (consulté le 07/03/2012)
- [6] Hydrosphère (en ligne). Disponible sur : <http://www.actu-environnement.com> (consulté le 07/03/2012)
- [7] Sphères extérieures (en ligne). Disponible sur : <http://mon.univ-montp2.fr> (consulté le 03/03/2012)
- [8] La définition de la cryosphère (en ligne). Disponible sur : <http://www.actu-environnement.com> (consulté le 03/03/2012)
- [9] Climat du monde (en ligne). Disponible sur : <http://galileo.cyberscol.qc.ca> (consulté le 03/03/2012)
- [10] Le climat et la météo (en ligne). Disponible sur : <http://betts-fiss9.wikispaces.com> (consulté le 06/03/2012)
- [11] Masses (en ligne). Disponible sur : <http://www.meteolafleche.com> (consulté le 06/03/2012)
- [12] Altitude (en ligne). Disponible sur : fr.wikipedia.org (consulté le 03/03/2012)
- [13] Climat (en ligne). Disponible sur : <http://www.larousse.fr> (consulté le 03/03/2012)
- [14] Nuages (en ligne). Disponible sur : <http://www.notre-planete.info> (consulté le 03/03/2012)
- [15] Formation de la pluie (en ligne). Disponible sur : <http://www.meteo.org> (consulté le 03/03/2012)

le 07/03/2012)

[16] Risques-climatiques-et-impacts (en ligne). Disponible sur <http://www.pcet-ademe.fr> (consulté le 03/03/2012)

[17] Definition changement climatique (en ligne). Disponible sur : <http://sante-environnement.fasosante.net> (consulté le 03/03/2012)

[18] Définition changement climatique (en ligne). Disponible sur : <http://www.actu-environnement.com> (consulté le 03/03/2012)

[19] Changement climatique (en ligne). Disponible sur : <http://www.notre-planete.info> (consulté le 03/03/2012)

[20] Causes-changement-climatique (en ligne). Disponible sur : <http://www.changement-climatique.fr> (consulté le 03/03/2012)

[21] Manuel de formation aux changements climatiques (en ligne). Disponible sur : <http://web.idrc.ca> (consulté le 03/03/2012)

[22] Inondation (en ligne). Disponible sur : <http://www.eau-poitou-charentes.org> (consulté le 03/03/2012)

[23] (chapitre3 (en ligne). Disponible sur : <http://echo2.epfl.ch> (consulté le 03/03/2012)