République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou

Faculté des Sciences Biologiques et des Sciences Agronomiques

Département des Sciences Agronomiques

Mémoire présenté en vue de l'obtention Du diplôme de Master en Science Agronomique

Option : Traitement et valorisation des ressources hydriques

Analyse statistique des données climatiques de la région de Tizi Ouzou

Présenté par :

M^elle^ NESSAH Nouara.

M^elle^ SAOUDI Sabrina.

Devant le jury composé de :

Président :	**M^r^ MEROUKI. K**	**Chargé de cours U.M.M.T.O.**
Promoteur :	**M^r^ SI SMAIL. A**	**Chargé de cours U.M.M.T.O.**
Examinateurs :	**M^r^ ALLILI. N**	**Chargé de cours U.M.M.T.O.**
	M^r^ LARBI. A	**Chargé de cours U.M.M.T.O.**

2016/2017

Remerciement

Avant tout Merci à Dieu de tout puissant pour nous avoir donné la force, la volonté et le courage pour pouvoir réaliser ce modeste travail.

On tient à exprimer nos vifs remerciements à toutes les personnes qui nous ont aidées tout au long de notre travail.

On remercie vivement, notre promoteur M^r^SI SMAIL Ali *qui nous a aider avec une extrême bienveillance et autant de gentillesse et grâce à ses orientations et ses conseils judicieux et combien éclairé pour élaborer cette étude dans les meilleures conditions de cela on tient a exprimé ici nos profonds respects et notre très grande reconnaissance.*
On tient également à remercier les membres de jury, Monsieur MEROUKI Kamel, Monsieur ALLILI Nacer et LARBI Amine pour le temps consacré à l'évaluation du présent document.

De même, on tient à remercier Monsieur HELLI de l'ONM Tizi -Ouzou pour avoir mis à notre disposition toutes les données pluviométriques et climatologiques utilisées dans cette étude.

On tient aussi à remercier bien sincèrement, tous les membres de l'administration de la station métrologique de BOUKHALFA et de L'ANRH de Tizi-Ouzou et du département Biologie et Agronomie Faculté des Sciences biologiques et sciences agronomiques de l'université de Tizi -Ouzou qui trouvent également l'expression de mon profond respect à travers ces lignes.

NESSAH NOUARA

SAOUDI SABRINA

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail en signe de reconnaissances et de respect :

A ma famille, mes amis qui par leurs présences et leurs encouragements, m'ont aidé à surmonter tous les obstacles.

A tous mes camarades de la promotion Master 2 option Traitement et valorisation des ressources hydriques 2017 à qui je souhaite le succès et la prospérité pour tous.

Sabrina

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail en signe de reconnaissances et de respect :

A ma mère et mon père pour tous les sacrifices qu'ils ont consenti à mon égard, et pour qui le mot éducation veut dire: respect, droiture, morale, honneur et sens du devoir.

A mes frères Mohemed ; Said ; Rachid et Brahim.

A mes sœurs KARIMA ; Aldjia et Nassima.

A mes neveuxAnoir et Fares

A mes nièces Ilina et Hanan

A mes amies, en particuliers: Dalila ; Djouhar ; Hayet ; Lilia ; Katia; Sabrina ; Saliha ; .... avec toute mon amitié.

A toute la promotion TVRH 2016-2017.

NOUARA

Sommaire

Introduction générale …… 1

Chapitre I Introduction au traitement des données hydrologiques

I.1. Introduction……. 2
(I.2 Les étapes principales d'une étude statistique…… 2
I.2.1 la description…….. 2
I.2.2 L'analyse de ces résultats ……. 2
I.2.3 La prévision …… 3
I.3 Lois et paramètres essentiels de l'étude statistique…….. 3
I.3. 1 Notion de la variable aléatoire……. 3
I.3.2 Loi de probabilité ……. 3
I.3.3 La densité de probabilité……... 4
I.4 Analyse et description numérique d'un échantillon……. 5
I.4.1. Paramètres de position…… 5
I.4.1.1. Moyenne arithmétique X_m……. 5
I.4.1.2. la Médiane…… 5
I.4.1.3. Le Mode…….. 5
I.4.2. Paramètres de dispersion…….. 6
I.4.2.1. Extrêmes (étendue)…… 6
I.4.2.2. La variance……. 6
I.4.2.3. Ecart type…… 6
1.4.2.4 .Le Coefficient de variation (CV)……. . 7

Chapitre II Les lois statistiques appliquées à l'hydrologie

II.1 Introduction…… 8
II.2 La loi de Gauss (ou la loi normal)…… 8
II.2.1 Calcul de probabilité à partir d'une loi normale…… 9
II.2.2 La loi normale centrée réduite……. 10
II.2.3 Ordres de grandeurs utiles (Valeurs pratiques)……. 11
II.3 La loi de Gumbel (distribution des valeurs extrêmes)…….. 13
II.3.1 La forme analytique de la loi de Gumbel……. 14
II.3.2 Ajustement des paramètres (Papier Gumbel)…… 14
II.3.3 Notion de fréquence et de période de retour…… 15

II.4 Organigramme de la méthode de Gumbel……. 17

Chapitre III Considérations générales sur l'hydrologie

III .1 Introduction …….. 18
III.2. Le cycle hydrologique…….. 18
III.3Le bassin versant (BV*)*……... 20
III. 4 Les paramètres hydrotimétriques et méthodes de mesure…… 20
III.4.1 Températures ……... 20
III.4.*2* Les précipitations……. 21
III.4.3 Les vents…….. 22
III.4.4 L'humidité atmosphérique……... 22
III.4.5 Evaporation et évapotranspiration……... 23
III.4.5.1 L'évaporation potentielle ETP……. 23
III.4.5.2 Formules de l'estimation de l'ETP …… 24
III.4.5.3 L'évapotranspiration maximale (ETM)…… 25
III.4.5.4 L'évapotranspiration réelle(ETR)……. 26
III.5Bilan hydrologique (BH) ……. 27
III.5.1 Facteurs qui affectent le bilan hydrologique…….. 27

Chapitre IV Données climatiques et analyse statistique

IV.1Introduction…… 29
IV.2 Situation géographique…… 29
IV.3.1 La pluviométrie…… 32
IV.3.2 La température…… 33
IV.3.3 L'humidité……. 34
IV.3.4 L'Evaporation…… 35
IV.4 Analyse statistique des données climatiques……. 36
IV.4.1 Loi Normale de Gauss …….. 37
IV.4.2 Loi des valeurs extrêmes de Gumbel……. 39
IV.4.2.1. Pluviométrie …… 40
IV.4.2.2 Température …… 41
IV.4.2.3 Humidités ……. 42
IV.4.2.4 l'évaporation …… 43
IV.5 Les paramètres climatiques selon les différentes périodes de retour…… 46

Conclusion générale…… 47

Liste des tableaux

Tableau II.1 Intervalles de la variable centré réduite et probabilités correspondantes..... 12

Tableau III. Impact de quelques facteurs sur le bilan hydrologique 28

Tableau IV.1 Coordonnées géographiques de l'office national météorologique (source : ONM) 30

Tableau IV.2Intervalles de variations des paramètres climatiques étudiés selon la loi .normale de Gauss 37

Tableau IV.3Estimation de la pluviométrie annuelle maximale selon la loi de Gumbel 40

Tableau IV.4Estimation de la température (°C) mensuelle maximale selon la loi de Gumbel 41

Tableau IV.5Estimation de l'humidité (%) mensuellemaximale selon la loi de Gumbel 42

Tableau IV.6Estimation de l'évaporation annuelle maximale selon la loi de Gumbel 43

Tableau IV.7 Seuils de pluviométrie, de température, d'humidité et d'évaporation en différentes périodes de retours (10, 25, 50, 75 et 100 ans) 46

Liste des figures

Figure (II.1) Représentation graphique de la fonction de répartition F(x) 9

Figure (II.2) La loi normale selon les écarts types 13

Figure (III.1) Schéma du cycle de l'eau.....19

Figure (IV.1) Carte géographique de la Wilaya de Tizi-Ouzou.....30

Figure (IV.2) Diagramme ombrothermique région de Tizi Ouzou (ONM : 1990-2016) 31

Figure (IV.3) Variation des précipitations moyennes mensuelles (mm) à Tizi-Ouzou (1990-2016 : ONM) ….....32

Figure (IV.4) Variations des précipitations moyennes annuelles (mm) à Tizi-Ouzou (1990-2016 : ONM) 32

Figure (IV.5) Variations des températures moyennes mensuelles (°C) à Tizi-Ouzou (1990-2016 : ONM) 33

Figure (IV.6) Variations des températures moyennes annuelles (°C) à Tizi-Ouzou (1990-2016 : ONM) 33

Figure (IV.7) Variations de l'humidité moyenne mensuelle(%) (1990 -2016 : ONM) 34

Figure(IV.8) Variationsde l'humidité moyenne annuelle (%)(1990-2016 : ONM).35

Figure(IV.9) Variationsde l'évaporation moyenne mensuelle (mm) .....36 (1990-2016 : ONM).

Figure (IV.10) Variationsde l'évaporation moyenne annuelle (mm) (1990- 2016 : ONM) 36

Figure (IV.11) Intervalles de variation de la pluviométrie (mm) et probabilités correspondantes (%).....38

Figure (IV. 12) Intervalles de variation de la température (°C) et probabilités correspondantes (%).....38

Figure (IV.13) Intervalles de variation de l'humidité (mm) et probabilités correspondantes (%).....39

Figure (IV.14) Intervalles de variation de l'évaporation (mm) et probabilités correspondantes (%) 39

Figure (IV.15) Distribution théorique de pluviométrie annuelle (mm) selon la loi de Gumbel 44

Figure (IV.16) Distribution théorique de la température (°C) annuelle (mm) selon la loi de Gumbel 44

Figure(IV.17) Distribution théorique d'humidité mensuelle selon la loi de Gumbel. 45

Figure (IV.18) Distribution théorique d'évaporation annuelle (mm) selon la loi de Gumbel 45

LISTE DES ABREVIATIONS

-ANRH : Agence nationale des ressources hydriques.

- BV : Bassin versant.
- BV : Bilan hydrologique.
- CV : Coefficient de variation.
- ETM : Evapotranspiration maximale.
- ETP : Evaporation potentielle.
- ETR : Evapotranspiration réelle.
- F(X) : Fonction de répartition.
- VA : Variable aléatoire.
- ONM : Office national météorologique.

LISTE DES NOMENCLATURE

- D **:** Déficit d'écoulement (évapotranspiration réelle ETR en mm).

- E : Evaporation +évapotranspiration (transpiration des plantes).

- F : Probabilité de non dépassement.

- H : Humidité de l'air moyenne mensuelle en %.

- i : Indice d'aridité.

- I : Indice thermique annuel (somme de 12 indices thermiques mensuelles).

- I : Infiltration (mm).

- Max : Maximum.

- Min : Minimum.

- m : Moyenne.

- n : Nombre de jours.

- n : Nombre d'éléments de l'échantillon considéré (nombre de tirage).

- P_n : Loi de probabilité.

- P : Précipitation en (mm).

- P : Précipitations moyennes annuelles (mm).

- P : Précipitations totales.

- P : Totales précipitations moyennes mensuelles (mm).

- P_r : Probabilité.

- Q : Débit (m^3/s).

- R_g : Radiation solaire globale (cal/Cm^2 /jour).

- R : Ruissellement de surface.

- R_u : Reserve utile en (mm).

- T : Période de retour.

- T : Température moyenne annuelle en (°C).

- T : Température moyenne mensuelle de l'air sous abri en (°C).

- T : Température moyenne mensuelle du mois considéré en (°C).

- X : Moyenne arithmétique.

- x : Moyenne de l'échantillon.

- X_i : Valeur de l'élément numéro.

- x_r : Intensité

- y(t) : Densité de probabilité.

- α : Caractéristique de la dispersion.

- σ : Ecart type.

- β : Mode (valeur la plus probable).

- σ^2 : Variance.

- λ : coefficient de correction, fonction de l'attitude de mois.

Introduction générale

Les précipitations naturelles constituent la source principale à partir de laquelle se renouvelle les réservesen eau souterraines et superficielles et se reconstitue la réserve utile du sol qui alimente les racines des végétaux.

A cet effet les données climatiques sont des éléments essentiels et indispensables dans les prévisions des crus et de la sécheresse ainsi que dans l'établissement du bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant ou d'une parcelle à irriguer. Elles sont ainsi incontournables dans l'étude de projet de construction de barrages, de retenues collinaires, de bassins d'orage et de périmètres irrigués (dimensionnement du réseau et estimation des doses et des calendriers d'arrosage : pilotage des irrigations).

Vu la nature aléatoire et non régulière des phénomènesclimatiques,il est difficile dans la pratique de les prédire avec exactitude. Pour cela plusieurs méthodes statistiques ont été proposées et ce pour pouvoir effectuer des prévisions à partir de données antérieures.

Dans le cadre de cette étude, l'intérêt est porté justement sur l'analyse statistique des données climatique de la région de Tizi-Ouzou. Il s'agitde séries de données étalées sur la période de 1990 à 2016, relatives à la pluviométrie, la température, l'évaporation, l'humidité.

Ces données sont traitées au moyen de la loi normale de Gauss et de la loi de Gumbel (traitement statistique des valeurs extrêmes), ce qui nous a permis d'estimer respectivement : leurs intervalles devariations et leurs périodes de retours sur 10, 25, 50 et 100 ans.

Pour cela l'étude est répartie en quatre chapitres suivants :introduction au traitement des données hydrologiques, les lois statistiques appliquées en hydrologie, considération générales sur l'hydrologie et finalement données climatiques et analyse statistique.

Chapitre I Introduction au traitement des données hydrologiques

I.1 Introduction

L'étude statistique en hydrologie permet d'analyser l'information représentée par des séries de mesures sur plusieurs périodes (jours, mois, années)et de les synthétiser sous formede paramètres qui traduisent le phénomène étudié. Autrement dit, elle consiste à effectuer un justement théorique et à choisir le modèle probabiliste qui représentera le mieux la série de données, qui peut être des mesures de la pluviométrie, la température, les débits d'écoulement etc…

Dans ce présent chapitre, nous allons nous intéresser aux notions de base utilisées en statistiques, utilisées dans l'estimation et la description de certains paramètres caractéristiques indispensables dans l'étude de certains phénomènes hydrologiques.

I.2 Les étapes principales d'une étude statistique

I.2.1 la description

Elleconsiste à effectuer une mise en ordre (classement)de la série de données qui permet ainsi de réduire le tableau de données à un volume de chiffre beaucoup moins important et plus facile à traiter. Il s'agit de la condensation de l'information fournie par ces données à l'aide de quelques graphiques et valeurs-type (moyenne, variance, écart type…).BOIS.P. (2000).

I.2.2 L'analyse de ces résultats

Cela s'effectue au moyen d'un ajustement théorique en leur appliquant un modèle probabiliste : formalisation de l'information contenue dans la série par une expression mathématique.BOIS.P et al. (2007).

I.2.3 La prévision

Possibilité de prédire et d'estimer dans le futur, à partir du modèle établi, l'intensité des phénomènes hydrologiques, ainsi que leur fréquence et leurspériodes de retour, tels que les débits de crues et les périodes sèches et humides.CASTANY G. (1982).

I.3 Lois et paramètres essentiels de l'étude statistique

I.3. 1 Notion de la variable aléatoire

Les phénomènes naturels observables en hydrologie et qui peuvent intéresser l'hydrologue tel que débit, précipitations, température de l'air, peuvent être considérés comme variables aléatoires.Ces variables peuvent prendre un ensemble de valeurs différentes auxquelles on associée une probabilité.Cours MrSI SMAIL .A (2015).

L'importance et l'utilité d'une estimation d'une variable aléatoire donnée réside dans la prise de discision sur une réalisation dans le futur.

Généralement la variable aléatoire (X) prend des valeurs inconnues, difficiles à prédire avec exactitudes,cependant on peut considérer qu'elle obéit à la même distribution statistique que l'échantillon de valeurs mesurées en quelques points.Cours Mr SI SMAIL .A (2015).

I.3.2 Loi de probabilité

La loi de probabilité dite aussi fonction de répartition$F(x)$, exprime la probabilité que la variable aléatoire X reste inférieure ou égale à la valeur numérique x. Elle s'écrit :

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

La fonction de répartition de la variable aléatoire X est une fonction monotone non décroissante de la variable réel x.

$$F(x) \leq F(x+ dx)$$

Ainsi : la probabilité que la variable aléatoire *X* tombe dans l'intervalle[x, x + dx]

C'est-à-dire : x< X < x + dx. S'écrit :

$Pr(x<X \leq x + dx) = Pr(X \leq x + dx) - Pr(X \leq x) = F(x + dx) - F(x)$

Cette probabilité dépend de la longueur de *dx,* mais aussi de la *position de x* :

plus dx augmente, plus on a de chance de tomber dans l'intervalle.SI SMAIL .A (2015).

I.3 3 La densité de probabilité

Il y a des valeurs de *x* autour desquelles la *densité* d'individus, (réalisations de la variable aléatoireX) est plus grande qu'ailleurs :

$$Pr\ (x< X \leq\ x+dx) = f(x).dx$$

On appelle la fonction f(x) la densité de probabilité de X. On a défini f(x), pour dx " petit " comme:

$$Pr(\ x \langle X\ \leq\ x\ +\ dx\ )\ =\ F(x\ +\ dx)\ -\ F(x)$$

Si on désigne par *f(x)* la dérivée de la fonction de répartition *F(x)* alors :

$$f(x) = \frac{\mathrm{F}(x + dx) - F(x)}{dx}$$

D'où :

$$f(x)\ .dx = F(x\ +\ dx) -\ F(x) = \Pr(\ x\ <\ X\ \leq\ x\ +\ dx\ )$$

Si on réduit l'intervalle de variation $dx \rightarrow 0$ alors:

*f (x) = F'(x)*est la densité de probabilité, c'est la dérivée première de la fonction de répartition F(x).Cours MrSI SMAIL .A (2015).

I.4 Analyse et description numérique d'un échantillon

Pour effectuer une analyse d'un échantillon de données, on est amenée à déterminer les paramètres de position et de dispersion qui caractérisent ces données.MUSY A. & HIGY C. (1998).

I.4.1 Paramètres de position

Ce sont des paramètres qui précisent à peu près l'ordre de grandeur le plus courant de la variable aléatoire *X*.

Dans la pratique on utilise souvent la moyenne, la médiane et le mode.

I.4.1.1Moyenne arithmétique X_m

Elle estdonnée par la relation suivante :

$$X_m = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} \text{Xi}$$

où :

n est le nombre d'élément de l'échantillon considéré nombre de tirage.

Xi : la valeur de la variable aléatoire de numéro *i*.MUSY A. & HIGY C. (1998).

I.4.1.2 La Médiane

Elle représente la valeur de la variable aléatoire à partir de laquelle cette dernière à 50% de chances être supérieur ou bien 50% être inférieur aussi.Cours MrSI SMAIL .A (2015).

I.4.1.3 Le Mode

Le modeest la valeur (X_{Mode})autour de laquelle on trouve le plus de valeurs, celle qui est la plus fréquente, ou la plus probable.

On notera aussi que d'un point de vue analytique, le mode correspond au maximum de la densité de probabilité f(x) et donc vérifie que sa dérivée f '(X_{Mode}) = 0, qui traduit le maximum de la courbe de la fonction de répartition *F(x).*Cours MrSI SMAIL .A (2015).

I.4.2 Paramètres de dispersion

Après avoir positionné la gamme de valeurs de *X*, on cherche à donner une idée de la fluctuation des valeurs *X*i dans l'échantillon.Cours MrSI SMAIL .A (2015).

I.4.2.1*Extrêmes* (étendue)

Une façon simple consiste à préciser la valeur minimale X_{min} et la valeur maximale X_{max} de l'échantillon, peuvent varier considérablement d'un échantillon à l'autre d'une même population.

Ainsi on peut déterminer l'étendue par l'écart :

$$Etendue = X_{max} - X_{min}$$

I.4.2.2. La variance

La variance représente la moyenne quadratique de la somme des écarts des valeurs $X_i$par rapport à la valeur moyenne. Elle est définie sur l'échantillon de *n* éléments par la relation :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{X_i} - X_m)^{\,2}$$

Ou bien :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{X_i} - X_m)^{\,2}$$

I.4.2.3. Ecart type

Un paramètre très utilisé dans l'analyse de la dispersion des données. Il est donné par la racine carrée de la variance :

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{X_i} - X_m)^{\,2}}$$

Ou bien :

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{X_i} - X_m)^{\,2}}$$

I.4.2.4 Le Coefficient de variation (CV)

Il permet de déterminer la fluctuation par rapport à la valeur moyenne.

Il est donné par le rapport entre l'écart type et la moyenne arithmétique de l'échantillon il est donné par la relation suivante :

$$CV = \frac{\sigma}{X_m}\,100 \qquad (\%)$$

C'est une grandeur adimensionnelle**,** qui ne dépend pas des unités.Cours Mr SI SMAIL .A (2015).

Chapitre II Les lois statistiques appliquées à l'hydrologie

II.1 Introduction

En hydrologie les séries de données sont représentées généralement d'une façon numérique et/ou graphique. Dans certaines situations, on considère que ces données peuvent être d'écrites par une ou plusieurs lois de probabilités communes et simple d'utilisation. Parmi ces lois on note : la loi de log normal, la loi de Galton,la loi normale (loi de Gauss), la loi de Gumbel (loi des valeurs extrêmes) etc… . Dans le cadre de cette étude, on se limite à la présentation de la loi de Gauss et de la loi de Gumbel, utilisées dans l'analyse statistiques des données hydrologiques de la région de Tizi-Ouzou.

II.2 La loi de Gauss (ou la loi normal)

La loi de Gauss ; est une loi qui représente la densité de probabilité f(x) : dérivéede la fonction de répartition F(x) (loi de probabilité).

Elle se présente sous forme d'une cloche (fig II.1) qui traduit que beaucoup de donnés (individus de l'échantillon) se situe au tour de la moyenne qui diminue au fur à mesure quand s'éloigne de cette dernière d'une façon symétrique. Cours Mr SI SMAIL .A (2015).

C'est une loi à deux paramètres notée N ($x_{m,}$ σ) : défini par la moyenne arithmétique (X_m) et l'écart type (σ).

Elle est établie sur le domaine des nombre réels *R* par la densité de probabilité :

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

N.B. Ilest à noter que la distribution normale (sous forme de cloche) est une distribution théorique, c'est-à-dire une idéalisation mathématique qui ne se produit presque jamais parfaitement dans la nature. Cependant de nombreuses distributions réellement

observées se rapprochent progressivement de cette forme en cloche.Cours Mr SI SMAIL .A (2015).

II.2.1 Calcul de probabilité à partir d'une loi normale

Puisque la loi normale est représentée par densité de probabilité f(x), alors la loi de probabilité F(x) (la fonction de répartition) constitue la primitive de *f(x) :*

$$\Pr(X \leq t) = F(t) = \int_{-\infty}^{t} f(x).dx$$

D'où

$$\Pr(X \leq t) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{t} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-x_m}{\sigma}\right)^2} dx$$

Ainsi par exemple sur la figure (II.1) : la probabilité $\Pr(X \leq t)$ est la surface blanche sous la courbe de densité de probabilité *f(x).*

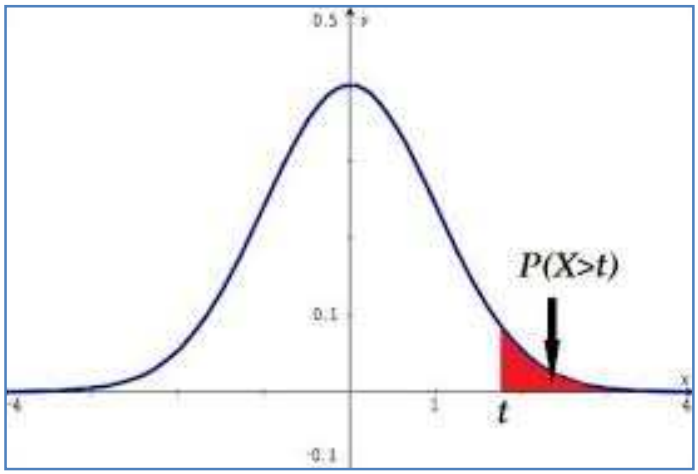


Figure (II.1) Représentation graphique de la fonction de répartition F(x)

Puisque on ne connait pas la primitive, donc on ne pourra pas établir la fonction de répartition F(t). A cet effet pour calculer la probabilité dans un intervalle donné(pour se

situer entre telle ou telle valeur) ; on recourt à des techniques de calculs numériques, en mesurant la surface sous la courbe de la densité de probabilité F(x). Pour cela des tables donnant F(x) ont été établis, elles sont présentées généralement en annexe dans la plupart des manuels de probabilité, elles sont intégrées également dans certains logiciels de probabilité statistique (Excel par exemple).Cours Mr SI SMAIL .A (2015).

II.2.2 La loi normale centrée réduite

Le calcul de la primitive (l'intégrale donnant F(t)) est relativement complexe ; A cet effet on opère un changement de variable permettant l'usage d'abaque très pratique pour l'estimation de la probabilité : $\Pr(X \leq t)$ (Tableau (2.1)).Cours Mr SI SMAIL .A (2015).

Ainsi, on peut transformerla loi normale donner N (m, σ) en une loi normale centrée réduite N (0 ,1) de moyenne m = 0 et d'écart type σ = 1 en considérant le changement de variable suivant :

$$t = \frac{\mathrm{x} - \mathrm{X_m}}{\sigma}$$

On obtient ainsi, la densité de probabilité de la loi normal centrée réduite N (0, 1) s'écrit :

$$Y(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-1/2\, t^2}$$

On note généralement, y(t) la densité de probabilité et P_n la loi de probabilité (fonction de répartition) de la loi normale N (0 ,1)

D'où :

$$P_N(T \leq t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{t} e^{-\frac{1}{2}(t)^2} dt$$

Pour calculer cette intégrale il suffit d'utiliser le tableau (abaque) ci-dessous :

Intégrale $\Pi(t)$ de la Loi Normale Centrée Réduite $N(0; 1)$.

$$\Pi(t) = P(X \leq t) = \int_{-\infty}^{t} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2}} dx \quad \text{et} \quad \Pi(-t) = 1 - \Pi(t).$$

t	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.0	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	0.7291	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	0.8413	0.8438	0.8461	0.8485	0.8508	0.8531	0.8554	0.8577	0.8599	0.8621

Ainsi par exemple on trouve :

$P_n(0,03)=0,5120$

$P_n(0,25)=0,5987$;

$P_n(0,5)=0,6915$;

$P_n(-1) = 1-P_n(1)=1-0,8413=0,1587.$

II.2.3. Ordres de grandeurs utiles (Valeurs pratiques)

- $\boldsymbol{P_n(m-\sigma < x < m+\sigma)}$

X=m - σ d'où : $T = \frac{(m-\sigma)-m}{\sigma} = -1$

X=m + σ d'où : $T = \frac{(m+\sigma)-m}{\sigma} = +1$

$P(m-\sigma < x < m+\sigma) = P_n(-1 < T < +1)$

$= P_n(1)-P_N(-1) = P_n(1) - (1-Pn(1)) = 2Pn(1) - 1$

$= 2*0,8413-1=0,6826 \approx 68\ \%$

- $P_n(m-2\sigma < x < m+2\sigma)$

X = m - 2σ d'où : $T = \frac{(m-2\sigma)-m}{\sigma} = -2$

X = m + 2σ d'où : $T = \frac{(m+2\sigma)-m}{\sigma} = +2$

$P(m-2\sigma < x < m+2\sigma) = P_n(-2 < T < +2)$

$= P_n(2) - P_N(-2) = P_n(2) - (1-Pn(2)) = 2Pn(2) - 1$

$= 2*(0,9772)-1=0,9544 \approx 95\ \%$

- $P_n(m-3\sigma < x < m+3\sigma)$

X = m - 3σ d'où : $T = \frac{(m-3\sigma)-m}{\sigma} = -3$

X = m + 3σ d'où : $T = \frac{(m+3\sigma)-m}{\sigma} = +3$

$P(m-3\sigma < x < m+3\sigma) = P_n(-3 < T < +3)$

$= P_n(3) - P_N(-3) = P_n(3) - (1-Pn(3)) = 2P_n(3) - 1$

$= 2*(0,99865)-1=0,9973 \approx 99,73\ \%$

Tableau II. 1 Intervalles de la variable centré réduite et probabilités correspondantes

Intervalle centré sur m	probabilité
m± σ	68 %
m± 2 σ	95 %
m± 3 σ	99,73 %

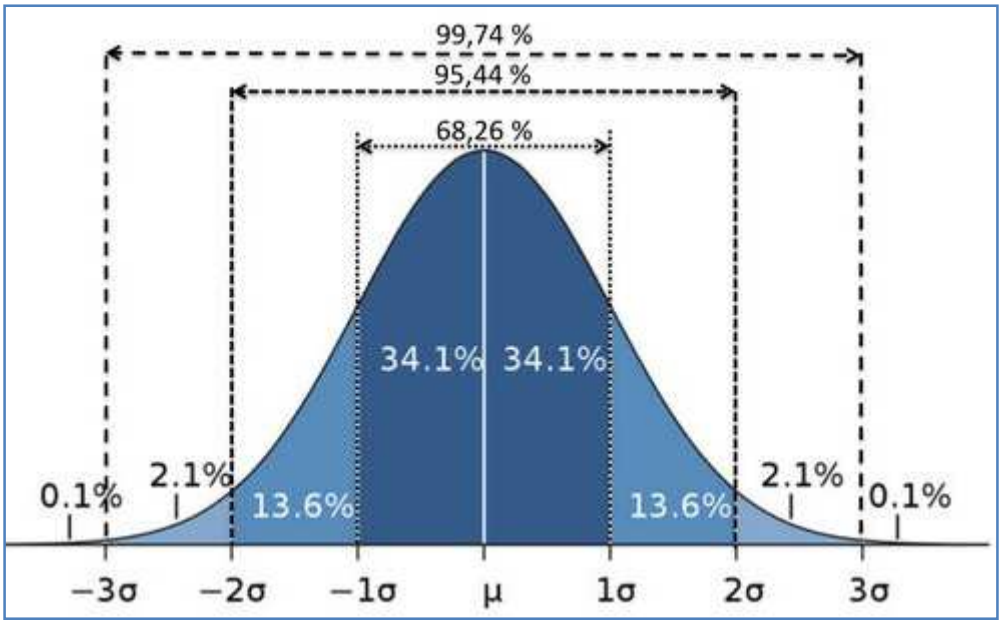


Figure (II.2) La loi normale selon les écarts types

II.3 La loi de Gumbel (distribution des valeurs extrêmes)

La loi de Gumbel est très utile dans l'analyse fréquentielle des valeurs extrêmes. A cet effet elle est très utilisée en hydrologie et en climatologie pour estimer les valeurs extrêmes de phénomènes (crues, température, pluviométrie …).REMENIERAS G. (1986).

II.3.1 La forme analytique de la loi de Gumbel

La loi de Gumbel est une loi à deux paramètres : α et β de même dimension que la variable aléatoire *X*

Cette loi de probabilité est représentée par sa fonction de répartition :

$$F(X,\alpha,\beta) = e^{-e^{-\left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)}}$$

Sa densité de probabilité est donc la dérivée de la fonction de répartition $F(X,\alpha,\beta)$:

$$f(X,\alpha,\beta) = \frac{1}{\alpha}.e^{-\left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)}.e^{-e^{-\left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)}}$$

Le maximum de la loi de probabilité correspond à une dérivée nulle de la fonction de répartition. Il est obtenue lorsque X = X_{mod} :

$$f(X_{mod}, \alpha, \beta) = \frac{1}{\alpha}.e^{-\left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)}.e^{-e^{-\left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)}} = 0$$

II.3.2 Ajustement des paramètres (Papier Gumbel)

La variable réduite *u* de Gumbel est définie par :

$$u = \frac{(x-\beta)}{\alpha}$$

Ainsi on peut écrire la loi de probabilité (fonction de répartition) sous la forme :

$$F(u) = e^{-e^{-u}}$$

Puisque :

$$-log[-log(F(u))] = -\log[e^{-u}] = u$$

C'est-à-dire :

$$-log[-log(F(X, \alpha, \beta)] = \frac{(x-\beta)}{\alpha}$$

Donc $-log[-log(F(X, \alpha, \beta)]$ en fonction de x est une droite de pente $1/\alpha$ qui coupe l'axe des ordonnées (x= 0) au point : $-\beta/\alpha$.

A cet effet le papier Gumble est constitué :

- D'une échelle arithmétique pour la variable aléatoire X.
- Et d'une échelle double logarithmique $-log[-log(F(u))]$ qui correspond à une échellearithmétique :

$$-log[-log(F(u))] = u = \frac{(x-\beta)}{\alpha}$$

On trouve à partir de calcul analytique que :

- la moyenne arithmétique : $x_m = \beta + 0{,}577\alpha$

- la variance : $\sigma^2 = 1{,}645\alpha^2$

Par conséquent on trouve :

$$\alpha = 0{,}7797\,\sigma = 0{,}78\,\sigma$$

$$\beta = x_m - 0{,}4498\,\sigma = x_m - 0{,}45\,\sigma$$

Il suffit donc de déterminer la moyenne arithmétique x_m et l'écart type σ pour pouvoir calculer les paramètres de Gumbel : α et β

A partir de la variable réduite de Gumbel :

$$u = \frac{(x-\beta)}{\alpha}$$

On déduit la variable aléatoire : $x = \alpha.u + \beta$

Ce qui correspond à

$$x = (0{,}78\,\sigma).u + (x_m - 0{,}45\,\sigma)$$

u est estimé à partir de la probabilité de non dépassement $F(u)$ d'un seuil donné.

II.3.3 Notion de fréquence et de période de retour

Les projets d'aménagements hydrauliques ou hydrologiques (La construction de barrage, de digue de protection, de déversoir d'orage…) sont souvent définis par rapport à une pluiede référence (de valeur de référence x_r) associée aux fréquences probables d'apparition.

Lorsque on étudie des grandeurs comme les précipitations (caractérisées à la fois par leur hauteur et leur durée) ou les débits de crue (débit de projet) d'un point de vue statistique, on cherche essentiellement, à déterminer par exemple la probabilité pour qu'une intensité x_r ne soit pas atteinte ou dépassée c'est-à-dire : soit inférieure ou égale à une valeur x_r.MIQUEL.J (2011).

Cette probabilité est donnée, si X représente une variable aléatoire, par la relation suivante :

$$F(x_r) = Pr(X \leq x_r)$$

On nomme cette probabilité fréquence de non-dépassement ou probabilité de non-dépassement :

$$f_r = Pr(X \leq x_r) = F(x_r)$$

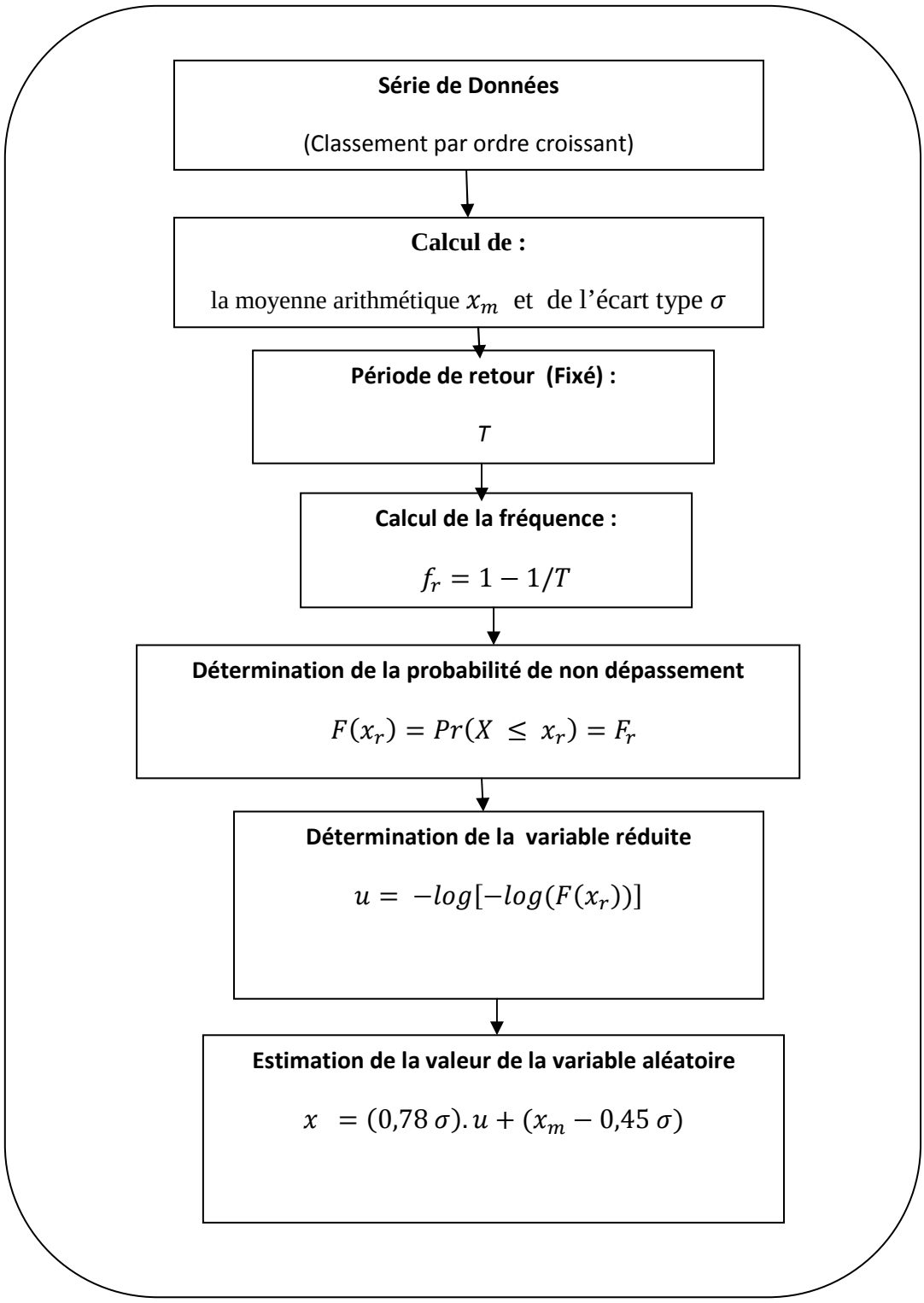
Son complément à l'unité *1- $F(x_i)$* est appelé probabilité de dépassement, fréquence de dépassement ou encore fréquence d'apparition . On définit alors la période de retour *T* d'un événement comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement. Soit :

$$T = \frac{1}{1 - f_r} = \frac{1}{1 - F(x_r)}$$

$$f_r = 1 - 1/T$$

Ainsi, l'intensité d'une pluie, par exemple, de temps de retour *T* est l'intensité qui sera dépassé en moyenne toutes les *T* années.

II.4 Organigramme de la méthode de Gumbel



Chapitre III Considération générales sur l'hydrologie

III .1 Introduction

L'hydrologie est une science pluridisciplinaire. En plus de l'hydraulique, elle fait appel également aux sciences physiques (météorologie, physique du globe...), aux sciences naturelles (géologie, géomorphologie..), aux mathématiques (statistique, calcul opérationnel, informatique..) et à la technologie (appareil de mesure, télédétection…)

Actuellement, l'hydrologie est devenue une science importante de l'art de l'ingénieur.Elle s'intéresse à l'exploitation et au contrôle des eaux naturelles. Des études hydrologiques plus ou moins poussées sont indispensables pour toute mise en œuvre de tout aménagement ou projets hydrauliques (construction de barrage, de déversoir d'orage ...)

III.2 Le cycle hydrologique

L'eau est la source principale à l'origine de toute vie sur terre, elle se retrouve dans l'atmosphère terrestre sous trois états :

- Solide : neige et glace ;
- Liquide : eau chimiquement pure ou chargée en sels dissout ;
- Gazeux : à différents degrés de pression et de saturation.

Le terme « Cycle de l'eau nécessite la permanence des échanges entre l'eau de surface et l'eau atmosphérique, par un jeu qui combine l'évaporation et les précipitations, alors que l'évaporation quiest causée par le réchauffement de la surface des océans sous l'effet du rayonnement solaire, entraine la libération de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Cette vapeur se déplace ensuite sous l'effet des mouvements des masses d'air par des phénomènes de convection et d'advection. Lorsqueles conditions sont favorables, cette vapeur d'eau se condense pour former les nuages qui se déplacent vers les continents et se transforment partiellement en précipitation. Ces précipitations prennent la forme de neige ou de pluie, la majorité d'entre elles retournent aux océans, qui couvrent environ 70% de la surface de la terre ».(SOUANEF.N., 2015).

Elle peut être obtenue a partir d'un enregistrement continu des températures.

L'appareil de mesure de température est le thermomètre, c'est un tube en verre gradué contenant une colonne de mercure (couleur argent) ou d'alcool (couleur rouge). Les thermomètres à minimum et à maximum se retrouvent à l'intérieur de l'abri de Stevenson (boîtier utilisé en météorologie pour protéger les instruments de mesure). CASTANY G. (1982).

III .4 .2 Les précipitations

Les précipitations sont dénommées précipitations (P) toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre...)(AMBROISE. B., 1998).

Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression. La vapeur d'eau de l'atmosphère se transforme en liquide quand elle atteint le point de rosée par refroidissement ou augmentation de pression. Pour que la condensation, il faut également la présence de certains noyaux microscopiques, autour desquels se forment des gouttes d'eau condensées. La source de ces noyaux peut être océanique (chlorites, en particulier NaCl produit par l'évaporation de la mer), continentale (poussière, fumée et autres particules entraînées par des courants d'air ascendants) ou cosmique (poussières météoriques). Le déclenchement des précipitations est favorisé par la coalescence des gouttes d'eau. L'accroissement de poids leur confère une force de gravité suffisante pour vaincre les courants ascendants et la turbulence de l'air, et atteindre le sol. Enfin, le parcours des gouttes d'eau ou des flocons de neige doit être assez court pour éviter l'évaporation totale de la masse. Les précipitations sont exprimées en intensité (mm/h) ou en lame d'eau précipitée (mm) (rapport de la quantité d'eau précipitée. (AMBROISE .B. ,1999).

Les précipitations varient dans le temps et dans l'espace. La quantité totale d'eau accumulée durant une année représente un bon indicateur afin de comparer différents lieux.

La répartition mensuelle des pluies, couplée avec la valeur d'eau tombée par année permet de décrire le régime des précipitations ainsi de classer des régions de globe ayant les mêmes caractéristiques.(DUBAND. D. ,1982).

Appareil de mesure

Le pluviomètre recueille d'eau totale précipitée à l'intérieur d'un récipient calibré dans un intervalle de temps séparant deux relevés. Quant au pluviographe mesure les hauteurs d'eau ainsi que leur répartition dans le temps c'est-à-dire intensité des précipitations.(Anctil F. Rousselle J. et Lauzon N., 2005).

III.4 .3 Les vents

Le vent se dirige des hautes vers les bases pressions grâce à la force du gradient de pression.

Appareil de mesure

Pour mesurer la vitesse de vent on se sert d'un anémomètre .cet instrument se compose de 3 petites coupelles hémisphériques, disposées à l'extrémité du bras métalliques espacés de 120° et placé sur un pylône à 10 m du sol. Un compteur relié à l'axe de rotation permet de lire la vitesse [m/s] et de l'enregistrer. Pour identifier la direction du vent, on utilise la girouette ou le manche à air. (Anctil F. Rousselle J. et Lauzon N., 2005).

III .4.4 L'humidité atmosphérique

L'humidité atmosphérique est l'une des éléments essentiels du cycle hydrologique ; source de toutes les précipitations, elle contrôle essentiellement, les taux d'évaporation du sol et de la couverture végétal.

L'eau atmosphérique résulte de l'évaporation intense au-dessus des océans et des continents, en même temps que de la transpiration des plantes (d'où la notion d'évaporation). La quantité d'eau que peut absorber l'atmosphère sous forme de vapeurs dépend de sa température .Plus l'air est chaud, plus il est absorbant, sous condition, de l'existence d'une source suffisante d'humidité au niveau du substratum. L'humidité s'apprécie selon deux principes .On distingue :

L'humidité absolue : « masse de vapeur d'eau contenue dans l'unité de volume d'air ». Elle exprime un pouvoir précipitant plus au moins grand. L'air froid est inhibant parce que ne pouvant contenir de grandes masses de vapeur d'eau, l'air chaud est précipitant ,du moins s'il

est en rapport avec un substratum capable de fournir de l'eau ;l'air chaud saharien reste sec .(DUBAND D., 2008).

L'humidité relative (ou état hygrométrique) : « rapport, en centièmes, de l'humidité absolue vraie à l'humidité absolue saturante, à la même température et à la même pression ». Elle exprime le degré d'éloignement de l'air à l'égard de la saturation. (D'après PERRIER ., 1977).

Appareil de mesure

La mesure de l'humidité relative peut se faire avec deux types d'instrument : l'hygromètre et le psychromètre.

L'hygromètre utilise la propriété d'un élément (cheveux, boyau, crin de cheval…) de s'allonger ou se raccourcir lorsque l'humidité varie.

Le psychromètre : deux tubes permettent de mesurer l'humidité relative ; un tube mesure la température de l'air ambiante ; l'autre mesure la température de thermomètre mouillé parce que la sonde est trempée dans l'eau. Les deux températures se rapprochent plus l'humidité relative est élevée.(DUBAND D., 2008).

III .4.5 Evaporation et évapotranspiration

L'évaporationest définie comme étant le passage de la phase liquide à la phase vapeur, il s'agit de l'évaporation physique. Les plans d'eau et la couverture végétale sont les principales sources de vapeur d'eau. (DUBAND. D, 1981).

III .4.5.1 L'évaporation potentielle ETP

L'évapotranspiration potentielle (ETP) également nommée ETo (évapotranspiration de référence) est une mesure de la capacité de l'atmosphère à éliminer l'eau de la surface d'un sol avec couvert végétal disposant de l'eau en abondance.

C'est la quantité maximale d'eau susceptible d'être perdue en phase vapeur, sous un climat donné, par un couvert végétal continu spécifique (gazon) bien alimenté en eau et pour un végétal sain en pleine croissance.

Elle peut être mesurée à travers un dispositif particulier que l'on appelle lysimètre, soit estimé par des formules dont le calcul nécessite un certain nombre de paramètres d'entrée d'ordre climatique essentiellement, tels que les formules de Turc, *Thornthwaite , PenmanMonteith* etc… Ou estimé à partir de valeur de l'évaporation de l'eau mesurée sur un dispositif appelé bac d'évaporation.(DUBAND.D., 1982).

Les facteurs affectant l'évapotranspiration (ET)sont :

- L'énergie disponible : il faut 600 calories pour vaporiser 1 gramme d'eau liquide. Plus l'énergie disponible augmente, plus l'ET augmente. L'ET variera donc en fonction de l'heure de la journée, des saisons, de la latitude.

- Le gradient d'humidité : plus l'air sera sec, plus la quantité d'eau vaporisée dans l'atmosphère augmentera.
- Le vent : il augmente la vaporisation de l'eau.
- La disponibilité en eau : en l'absence d'eau, il n'y a pas d'ET.
- Les facteurs spécifiques à la végétation considérée : croissance des plantes, hauteurs, surface des feuilles.
- La résistance des stomates : les plantes régulent leurs transpirations en ajustant leur ouverture.
- Les caractéristiques des sols : chimie, albédo (la fraction de l'énergie solaire qui est réfléchie vers l'espace varie entre 0 et 1)... (ARNOUSSE .B .,1998).

III 4.5.2. Formules de l'estimation de l'ETP :

✓ Formule de Thornthwaite

Elle est donnée par la relation :

$$ETP_m = 16\left[\frac{10.\overline{T_m}}{I}\right]^a . F(m,\varphi)$$

Avec:

- ETP(m) : l'évapotranspiration moyenne du mois m=(1 à 12) en mm,
- T : moyenne interannuelle des températures du mois °C,
- a : 0.016 * I + 0.5,
- I indice thermique annuel :

$$I = \sum_{m=1}^{12} i(m) \qquad i(m) = \left[\frac{\overline{T}(m)}{5}\right]^{1.514}$$

- F(m, φ) : facteur correctif fonction du mois (m) et de la latitude.

✓ Formule de Turc

Selon l'humidité relative sur le mois on distingue deux formules de Tu :

$$ETP = 0{,}013\, J\, (Rg + 50)\left(\frac{T}{T+15}\right)$$

$$ETP = 0{,}013\, J\, (Rg + 50)\left(\frac{T}{T+15}\right)\left(1 + \frac{50 - hr}{70}\right)$$

La première formule est valable pour une humidité relative (hr) 50% (sur le mois), l deuxième formule pour hr<50

Avec:

- ETP : évapotranspirati en mm/mois,
- J: nombre de jours dans le m
- T: température moyenne sur le mois (
- hr: humidité relative moyenr(%),
- Rg: rayonnement solaire moyen (ici mesuré) en cal/cm²/jour.

III .4. 5.3. L'évapotranspiration maximale (ETM)

L'évapotranspiration maximale ETM d'une culture e « la quantité maximale d'ea qu'elle susceptible d'évaporée lorsqu'elle est pla dans les conditions d'alimentati hydrique et pour un sol proche de la capacité au ch. Elle dépend de l'éta couverture de sol par la culture (relié à son indice foliaire) de l'état physiologique de ce-ci (phase de croissance active, phase de maturation…)» (d'a PERRIER., 1977).

III .4.5.4. L'évapotranspiration réelle(ETR)

L'évapotranspiration réelle ETR d'une culture peut prendre toutes les valeurs inférieures à l'ETM selon la disponibilité en eau sol au voisinage des racines « offre »et selon l'intensité de la demande climatique de ce couvert.(d'après TURC ., 1977).

Elle représente la valeur moyenne mensuelle de l'évapotranspiration réelle (ETR exprimée en mm) pour une saison ou l'année entière,

C'est un indice issu du calcul du bilan hydriques des sols qui représente l'eau perdue sous forme de vapeur par évaporation du sol et du couvert végétal et transpiration des plantes (Thornthwaite, 1955).

Elle est principalement dépendante des apports en précipitations, de la capacité du sol à stocker l'eau, du couvert végétal et de l'évaporation du sol. Laborde. J (2209).

Le calcul de l'ETR nécessite de combiner pour chaque mois des données de température et de rayonnement solaire afin de calculer l'ETP avec la formule de Turc, ainsi que des précipitations et des valeurs de réserve en eau maximale des sols, afin d'estimer le stock d'eau disponible).

Calcul de l'ETR par la formule de Turc

$$ETR = \frac{P}{\left[0{,}9 + \frac{P^2}{L^2}\right]^{1/2}}$$

Avec:

ETR: évaporation réelle (mm/an),
$L = 0{,}05T^3 + 25\,T + 300$,
P = Précipitations en mm,
T = température en °C.

Cette formule peut être utilisée lorsque les valeurs décadaires ou mensuelles de la température et des précipitations ne sont pas disponibles.

L'évaporation est fonction de plusieurs facteurs différant entre eux :

- L'humidité relative de l'air : une humidité de 100% rend toute évaporation impossible (saison des pluies tropicales) ;
- L'agitation de l'air : le vent active l'évaporation ;
- La température : l'évaporation augmente avec la température ;
- La nature du sol et la topographie : Si les sols sont très perméables l'évaporation diminue. Par contre, pour les cuvettes étanches, l'évaporation augmente.

Le couvert végétal joue aussi un rôle très important. BERNARD.C et al. (2000).

III.5 Bilan hydrologique (BH)

Il s'agit d'un bilan entre les entrées et les sorties en eau dans une unité hydrologique (BV) définie pendant une période de temps donnée.

Le bilan hydrologique se situe donc à l'échelle du bassin versant (quelle que soit sa taille), considéré comme un système fermé. Il est donné par la relation :

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

Avec :

- P : précipitations (liquide et solide) [mm],
- S : ressources (accumulation) de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm],
- R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm],
- E : évaporation (y compris évapotranspiration) [mm],
- S + DS: ressources accumulées à la fin de la période [mm].

III.5.1 Facteurs qui affectent le bilan hydrologique

Pour évaluer les quantités d'eau qui participent aux différentes étapes du bilan hydrologique, on utilise les données relatives aux principaux facteurs qui peuvent affecter le bilan hydrologique. L'impact de ces données sur le bilan hydrologique est présenté dans le tableau suivant :

Tableau III. Impact de quelques facteurs sur le bilan hydrologique

Types de données	Exemple d'impact sur le bilan
Donnée météorologiques (température, précipitation, vent, rayonnement solaire et humidité relative	Quand le sol est gelé, l'eau ne pas s'infiltrer
Couverture végétale (profondeur des racines, densité du couvert végétal et saison de croissance des végétaux)	Plus la végétation est mature et dense, plus la transpiration est importante
Pente de terrain (Dérivées de carte topographique et du modèle numérique de terrain)	Plus la pente est abrupte, plus le ruissellement de surface est important.
Carte pédologique (type de sol de surface)	Plus le sol est fin et compact, plus le ruissellement de surface est important
Image satellite d'utilisation du sol	En zone urbaine le ruissellement est plus important qu'en zone cultivée.
Densité du drainage de surface (cours d'eau et drainage agricole)	La présence de nombreux cours d'eau et système de drainage agricole réduit l'infiltration efficace donc la recharge.
Cartes géologique du socle rocheux et des dépôts meubles (porosité, fracturation, ordre et superposition des unités géologiques)	Si l'aquifère est recouvert d'argile ou s'il est peu poreaux et non fracturé, le ruissellement hypodermique sera très important et la recharge sera très faible.

Chapitre IV Données climatiques et analyse statistique

IV.1 Introduction

La connaissance des caractéristiques hydro-climatologiques est nécessaire pour toute étude hydrologique. Elle permet d'une part d'effectuer une estimation des ressources hydriques et leur évolution dans le temps et de faire des prévisions sur les phénomènes climatiques (débits de crues, sécheresse …).

Dans ce chapitre on s'intéresse particulièrement à l'analyse statistique des paramètres climatiques de la région de Tizi-Ouzou (pluviométrie, température, humidité, évaporation) relatives, à des mesures effectuées durant la période allant de 1990 à 2016, enregistrés à la station météorologiqueONM. De Boukhalfaet l'agence nationale des ressources hydriques (ANRH).

IV.2 Situation géographique

La Wilaya est située sur le littoral Centre-Est du pays et dispose d'une façade maritime de 85 km. Elle est limitée par: la mer méditerranée au Nord,la Wilaya de Bouira au Sud,la Wilaya de Boumerdes à l'Ouest ; la Wilaya de Bejaia à l'Est.
Le Chef-lieu de la Wilaya est situé à 110 km de la capitale d'Alger. La Wilaya s'étend sur une superficie de 2958 km².

Selon le découpage de 1984, la ville de Tizi-Ouzou occupe une surface de 102,36 km^2, avec une population de 140 952 habitants lors du recensement de 2008.Elle est limitée naturellement par : à l'est par l' Oued Sébaou , à l'ouest par l'Oued Fali,au nord par le massif de Belloua avec 600 m d'altitude et au Sud par lemassif de Hasnaoua avec 800 m d'altitude.(ONM TiziOuzou) .

Figure (IV.1) Carte géographique de la Wilaya de TiziOuzou.

Les cordonnées de la station météorologique de Boukhalfa, située au chef-lieu de la wilaya de TiziOuzou sont dans le tableau ci-dessous :

Tableau IV.1 Coordonnées géographiques de l'office national météorologique. (Source : ONM)

Longitudes	04° Est.
Latitudes	356°42' Nord
Altitude	153,40 m

IV.3 Données climatiques

Durant la période comprise entre 1990 et 2016, le diagramme ombrothermique pour la région de Tizi-Ouzou révèle une saison sèche qui s'étale de fin du mois de mai jusqu'au début

du mois de octobre avec un taux de précipitation de l'ordre de 116.42 mm, ce qui est équivalent à 15 % des précipitations annuelle et une saison humide qui s'étale de la fin du mois de octobre jusqu' à la fin de mois de mai avec un taux de précipitation de 665.23mm équivalent de 85% . La région de Tizi-Ouzou dans l'étage bioclimatique subhumide a tempéré hiver pluvieux-humide et un été chaud et sec.

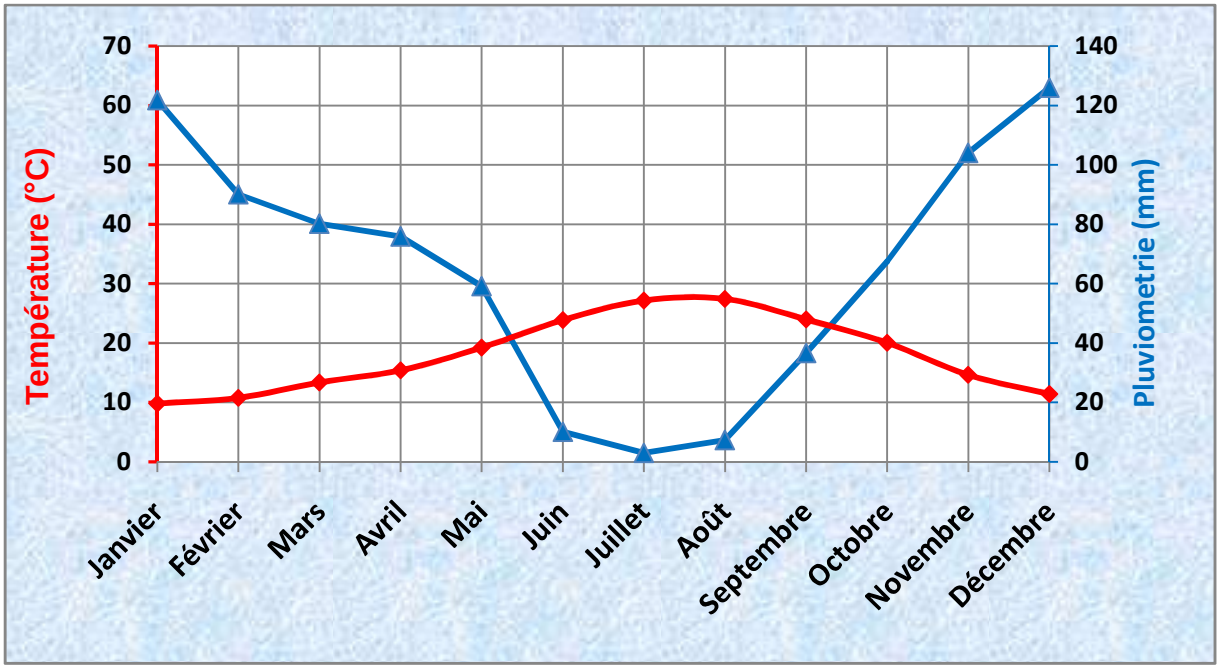


Figure (IV.2) Diagramme ombrothermique région de Tizi Ouzou (ONM : 1990-2016).

L'indice d'aridité annuel de Martonne

C'est un indice qui permet une caractérisation climatique d'une région donnée selon sa pluviométrie et sa température (moyennes annuelles).

$i = P / 10 + T$

i : Indice d'aridité.
P : Totale précipitation moyenne mensuelle (mm).
T : Température moyenne annuelle (°C).

Avec : P =781,65(mm) et T =18,10 (°C).

On obtient : i=27 ,82

Puisque : $20 < i < 30$ alors le climat de la région de Tizi-Ouzou est semi-humide.

IV.3.1 La pluviométrie

La quantité de pluie reçue en automne et hiver est relativement équilibrée, respectivement 38,05% et 37,35% ; saisons humides avec des précipitations moyennes annuelles respectivement 297,44mm et 291.95 % en printemps c'est 18.75%, soit 145.19mm en été elle n'excède pas les 6,02%, soit 47,07 mm ; climat semi humide avec hiver tempéré.(MESBAHI K. et MEGUENI T., 2016)

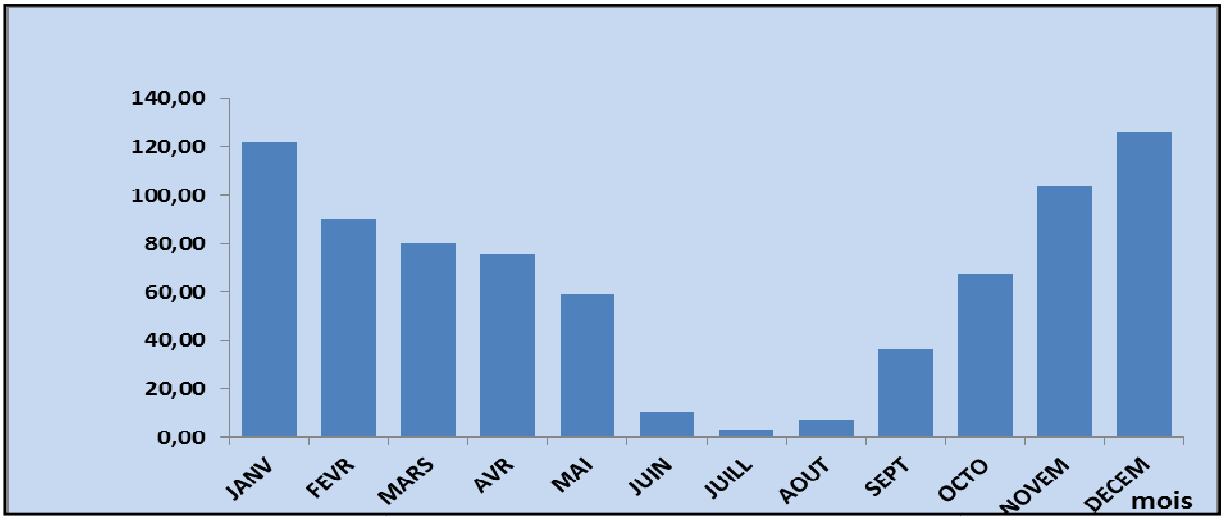


Figure (IV.3) Variation des précipitations moyennes mensuelles (mm) à TiziOuzou (1990-2016 : ONM).

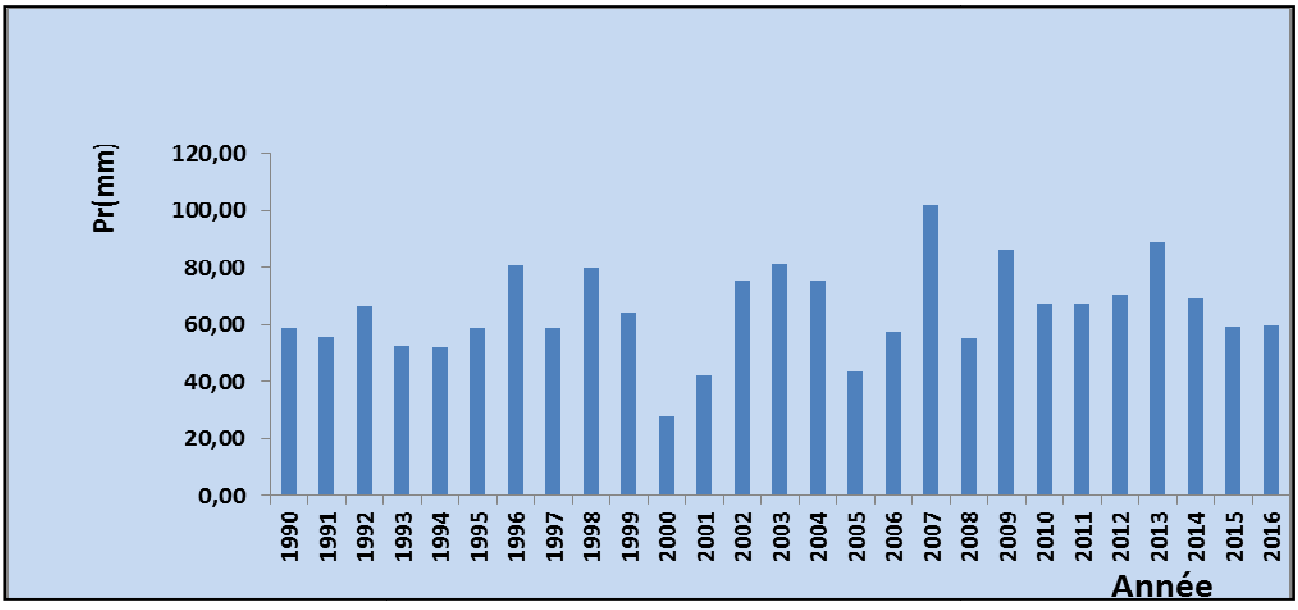


Figure (IV.4) Variations des précipitations moyennes annuelles (mm) à TiziOuzou(1990-2016 : ONM).

L'histogramme (Fig IV.4) montre que : l'année 2007 est l'année la plus pluvieuse et l'année 2000 la plus moins pour la période (1990-2016).

IV3.2 La température

La température et la pluviosité sont les deux éléments principaux du climat. La température est influencée par la topographie du milieu à savoir l'altitude, le relief, la pente et l'exposition.

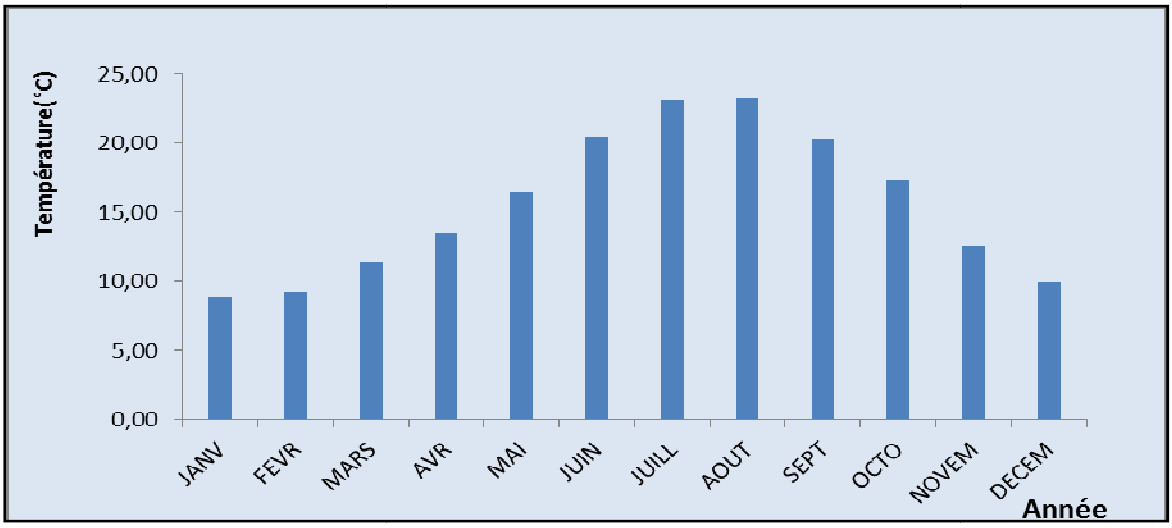


Figure (IV.5) Variations des températures moyennes mensuelles(°C) à TiziOuzou (1990-2016 : ONM).

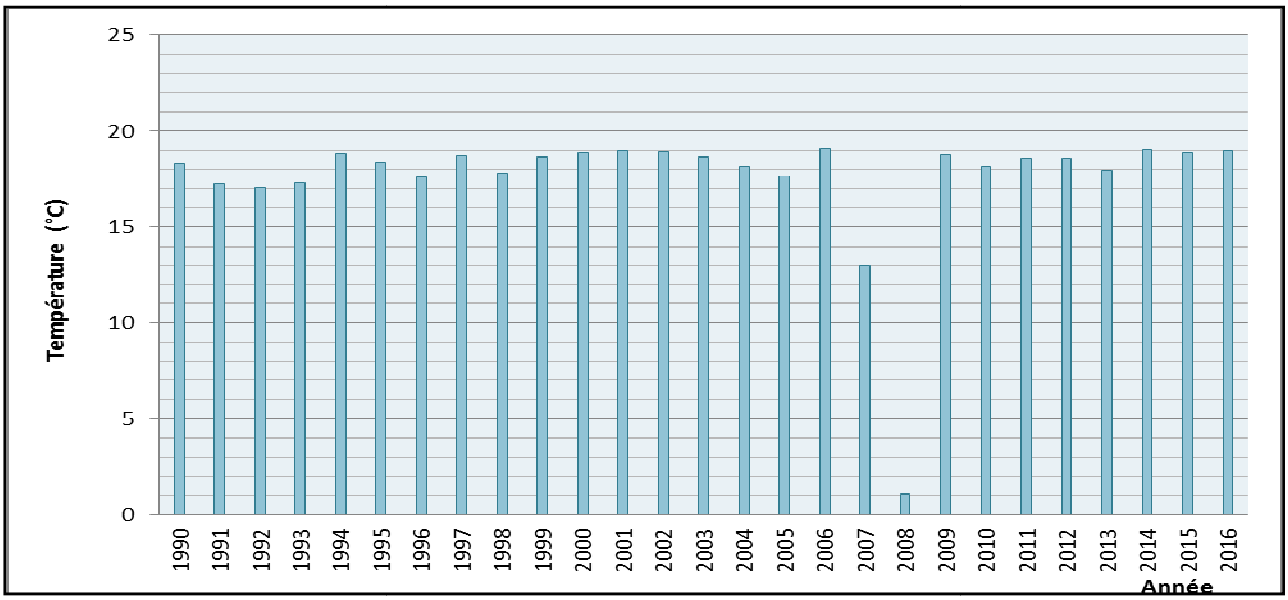


Figure (IV.6) Variations des températures moyennes annuelles (°C) à TiziOuzou (1990-2016 : ONM).

L'histogramme (Fig IV. 6) montre que le mois de Janvier est le mois le plus froid avec

9,84 °C et le mois d'août est le plus chaud avec 27.43 °C pour la période (1990-2016).

D'après histogramme (FigIV. 6) des températures interannuelles l'année 2008 est l'année où la température est plus basse (12.8 °C) et 2006 est l'année où la température est la plus élevée (19.13 °C)

IV.3.3L'humidité

L'humidité est un état de climat qui représente le pourcentage de l'eau existant dans l'atmosphère, sous forme de vapeur, ou bien ; nombre de gramme de vapeur d'eau contenue dans un mètre cube d'air. Elle est mesurée par l'hygromètre.

La région de Tizi-Ouzou est caractérisée par un degré hygrométrique assez élevé tout au long de l'année (moyenne annuelle de 67,8 %).

Elle varie de 53,74% pour le mois d'aout pour atteindre 80,55% en mois décembre (FigIV .7). La période la plus humide s'étale de novembre à avril avec une moyenne de 75,7%.

Nous remarquons, par ailleurs, que cette période correspond parfaitement à la période la plus pluvieuse.

La moyenne la plus forte pour la période d'étude correspond à 2007et 2008. Avec un taux de 76 %, et la plus faible correspond à 2002 avec un taux de 63 %.

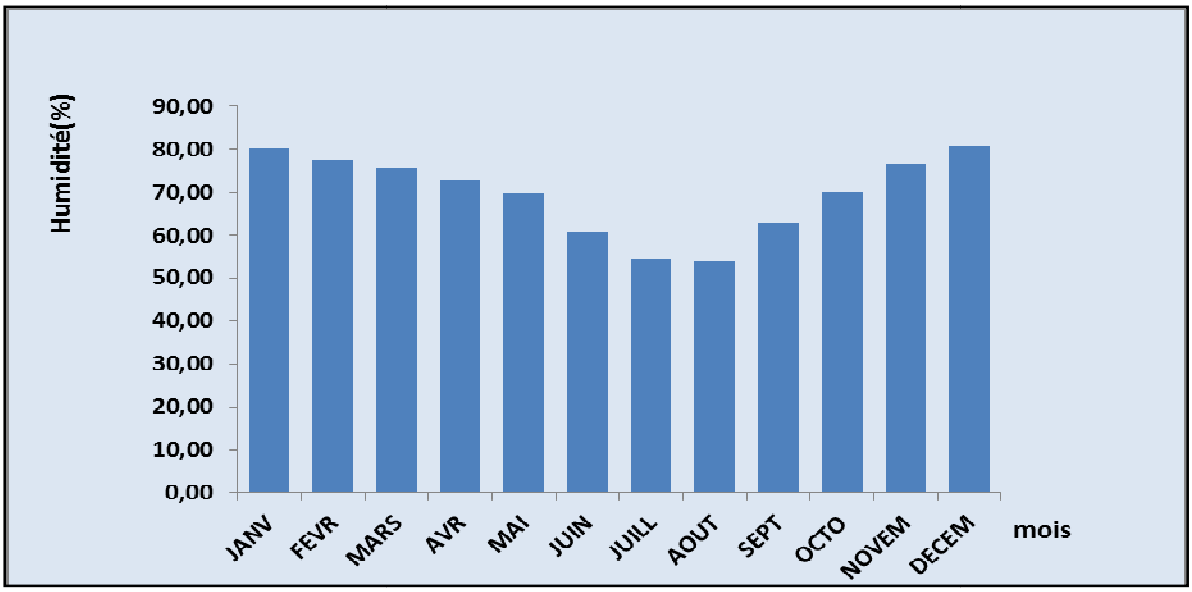
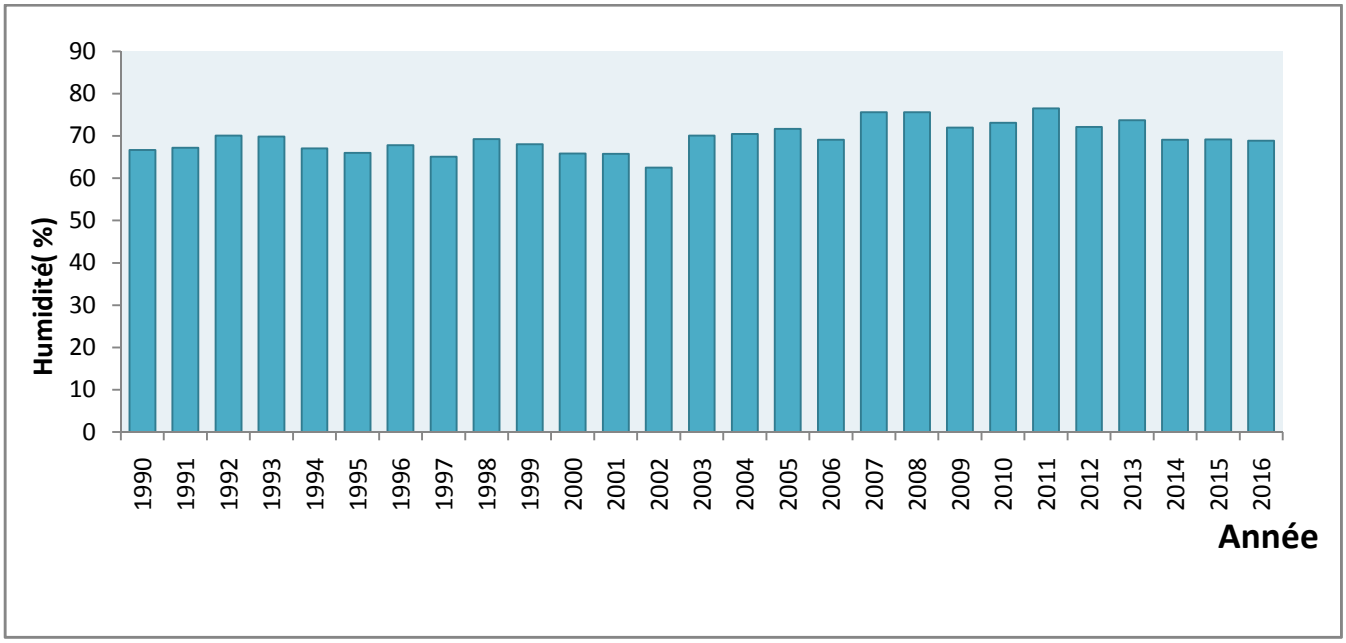


Figure (IV.7) Variations de l'humidité moyenne mensuelle (%)(1990 -2016 : ONM).



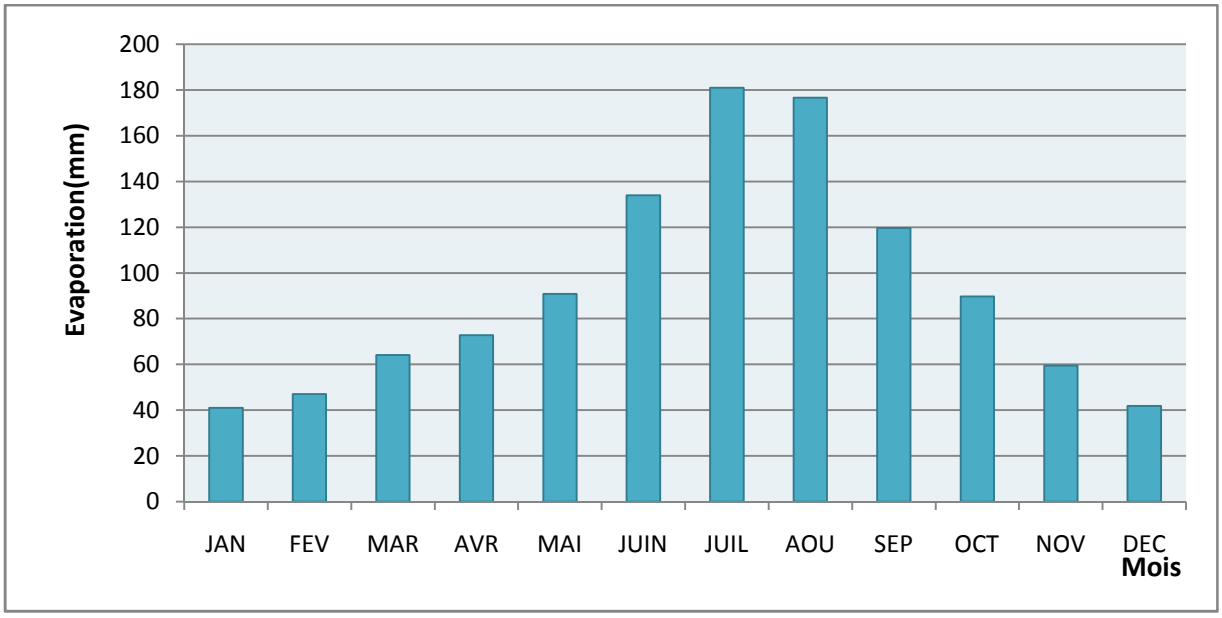
Figure(IV. 8) Variationsde l'humidité moyenne annuelle (%)(1990-2016 : ONM).

IV.3.4 L'Evaporation

L'évaporation est mesurée au moyen d'évaporomètre (bac d'évaporation). C'est une donnée très utile dans l'estimation des pertes d'eau par évaporation notamment à la surface des lacs et barrages.DUBAND, D. (1982).

Sur l'histogramme (Fig IV.9) on constate que l'évaporation maximale moyenne mensuelle est enregistrée au mois de juillet : 180 ,96mm, et la plus faible est au mois de janvier avec une valeur de 40,95 mm.

L'évaporation moyenne annuelle (Fig 4.10) la plus élevée est enregistrée en 1990 avec un taux de 119.14 mm, cependant la moins élevée corresponde à celle de 2011 avec un taux de 71.52 mm.



Figure(IV. 9) Variationsde l'évaporation moyenne mensuelle (mm) (1990-2016 : ONM).

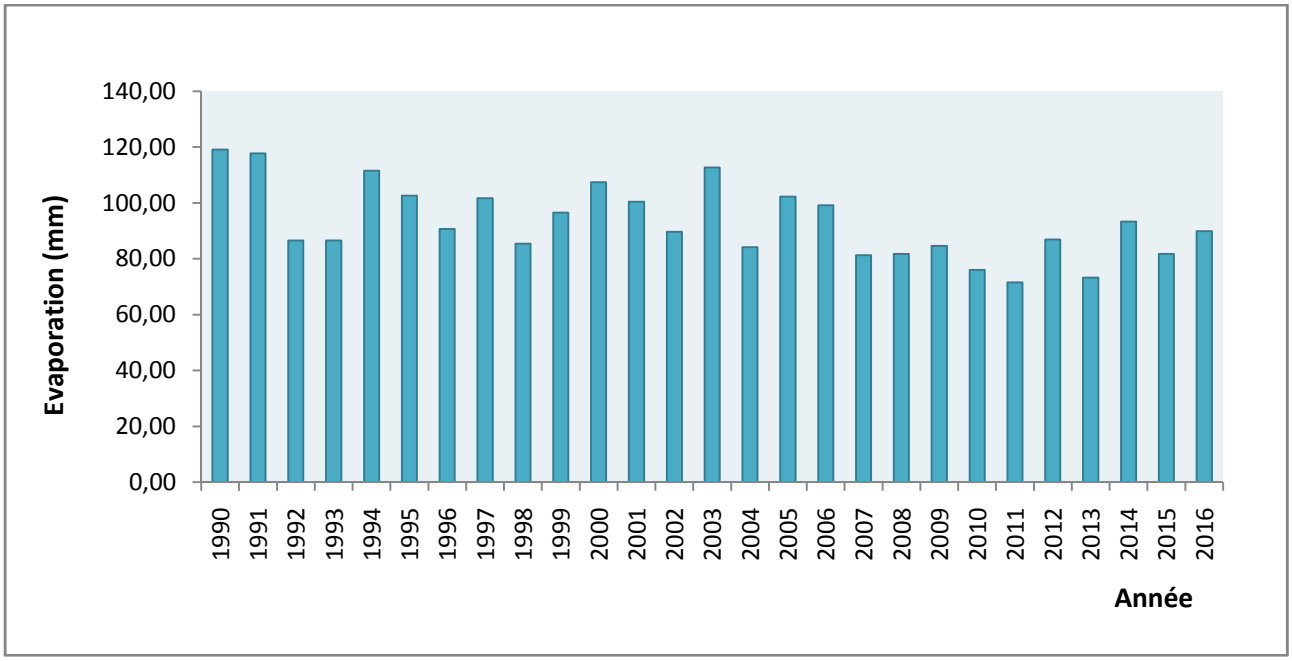


Figure (IV.10) Variationsde l'évaporation moyenne annuelle (mm) (1990- 2016 : ONM)

IV.4 Analyse statistique des données climatiques

L'analyse statistique effectuée selon loi normale de Gauss et loi des valeurs extrêmes est données sous forme tableaux et figures (histogrammes) pour chacun des paramètres climatiques étudiés.

IV.4.1 Loi Normale de Gauss

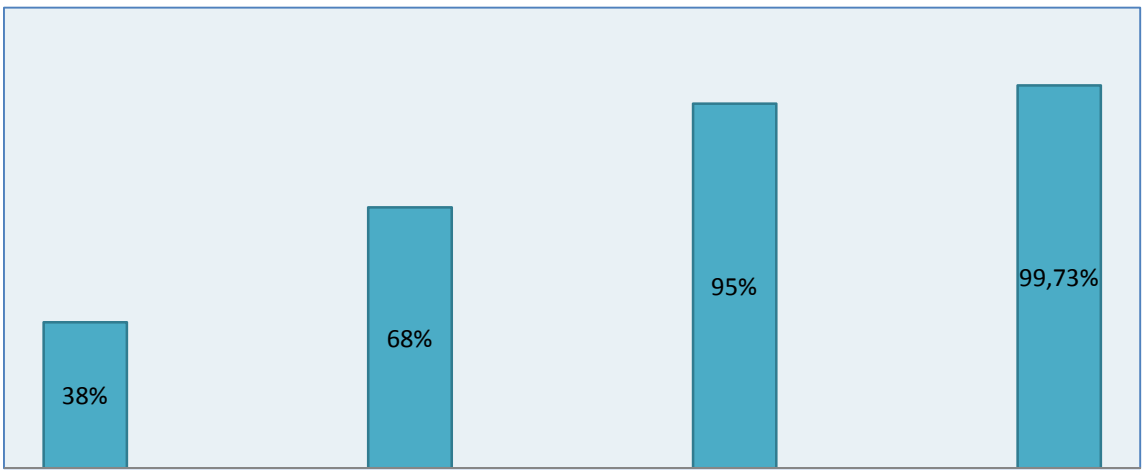
Les résultats obtenus selon loi normale de Gauss pour chacun des paramètres climatiques étudiés (Température, pluviométrie, humidité et évaporation) sont regroupés dans le tableau (Tab IV.2) ci-dessous.

TableauIV.2Intervalles de variations des paramètres climatiques étudiés selon la loi normale de Gauss.

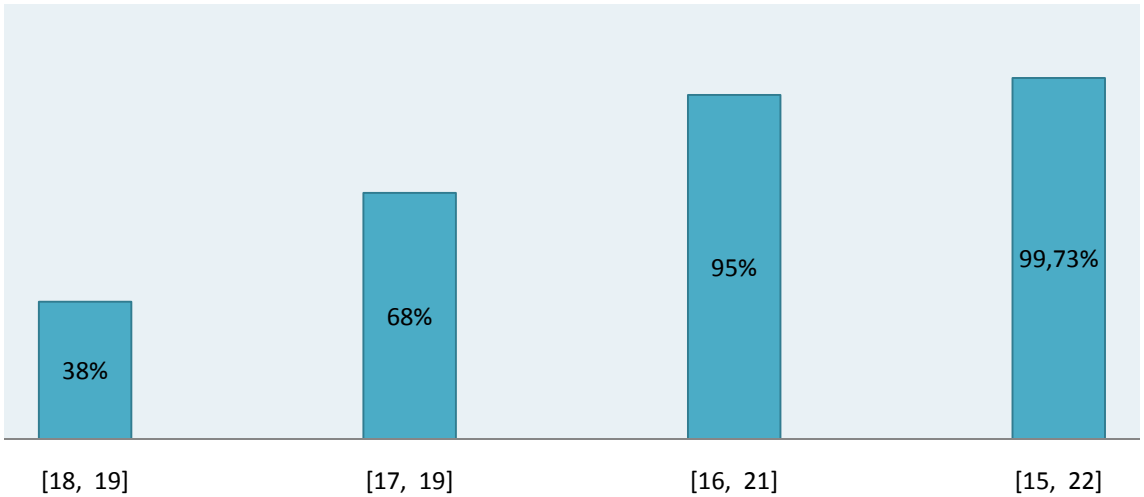
Paramètres	Variable X	Variable centrée réduite T	Intervalle de variation	Probabilité correspondante
Pluviométrie moy=789.1(mm) σ=191.18	m -0,5 σ ≤ X ≤ m + 0,5 σ	-0,5 ≤ T ≤ 0,5	[694, 885]	38%
	m -σ ≤ X ≤ m + σ	-1 ≤ T ≤ 1	[598, 980]	68%
	m - 2 σ ≤ X ≤ m + 2 σ	- 2 ≤ T ≤ 2	[406, 1171]	95%
	m - 3 σ ≤ X ≤ m + 3 σ	- 3 ≤ X ≤ m + 3	[216, 1363]	99,73%
Température Moy= 18 (°C) σ=1.20	m -0,5 σ ≤ X ≤ m + 0,5 σ	-0,5 ≤ T ≤ 0,5	[18, 19]	38%
	m -σ ≤ X ≤ m + σ	-1 ≤ T ≤ 1	[17, 19]	68%
	m - 2 σ ≤ X ≤ m + 2 σ	- 2 ≤ T ≤ 2	[16, 21]	95%
	m - 3 σ ≤ X ≤ m + 3 σ	- 3 ≤ X ≤ m + 3	[15, 22]	99,73%
Humidité moy = 69 % σ= 3,25 %	m -0,5 σ ≤ X ≤ m + 0,5 σ	-0,5 ≤ T ≤ 0,5	[68, 71]	38%
	m -σ ≤ X ≤ m + σ	-1 ≤ T ≤ 1	[66,73]	68%
	m - 2 σ ≤ X ≤ m + 2 σ	- 2 ≤ T ≤ 2	[63, 76]	95%
	m - 3 σ ≤ X ≤ m + 3 σ	- 3 ≤ X ≤ m + 3	[60, 79]	99,73%
Evaporation moy=125.93(mm) σ=158.7	m -0,5 σ ≤ X ≤ m + 0,5 σ	0,5 ≤ T ≤ 0,5	[1047, 1205]	38%
	m -σ ≤ X ≤ m + σ	-1 ≤ T ≤ 1	[967, 1285]	68%
	m - 2 σ ≤ X ≤ m + 2 σ	- 2 ≤ T ≤ 2	[808, 1443]	95%
	m - 3 σ ≤ X ≤ m + 3 σ	- 3 ≤ X ≤ m + 3	[650, 1602]	99,73%

D'après le tableau (IV .2) les intervalles de variation s'écart en s'éloignant de la moyenne de chaque intervalle et pour chaque paramètre et sont rétrécies en rapprochant de la moyenne. Les probabilités correspondantes qui cherche la répartition de la variable x de la loi normale moyenne =0 et d'écart type=1 , N(0,1) =N (m,σ) et pour les variables centrée réduites (-0.5,

0.5 ; -1 ,1 ; -2 ,2 et -3,3) sont respectivement données par des pourcentages et ces derniers augmentent avec le degré de l'écart type (38% ; 68% ; 95% et 99.73%).



Fig(IV.11) Intervalles de variation de la pluviométrie annuelle (mm) et probabiltés corréspondantes (%)



Fig(IV.12) Intervalles de variation de la température mensuelle(°C) et probabiltés corréspondantes (%)

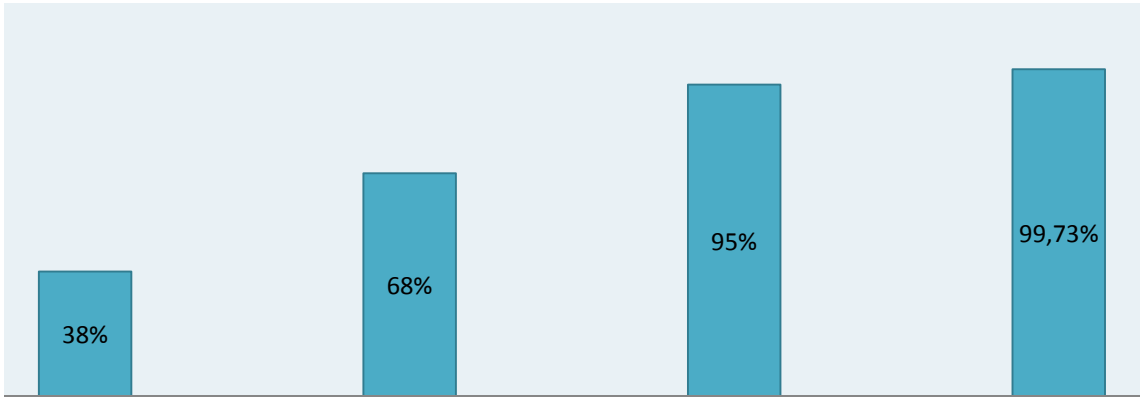
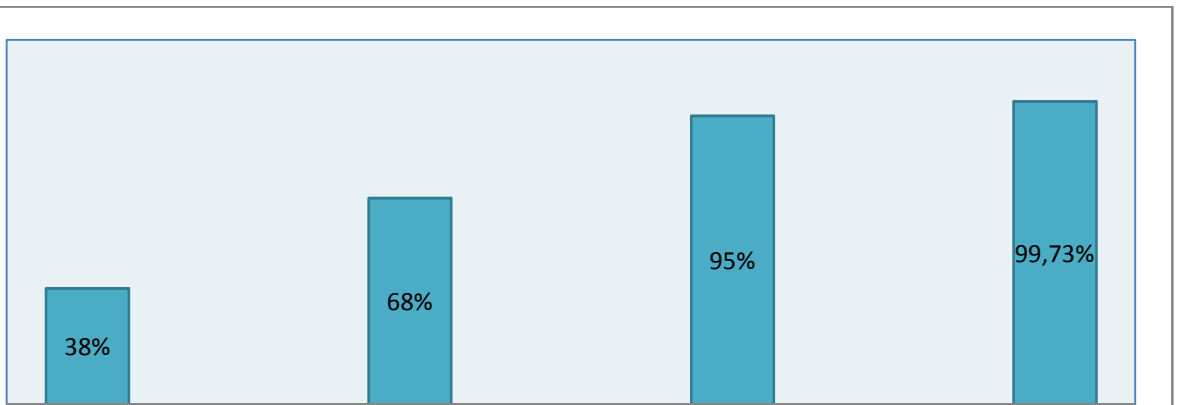


Figure (IV.13) Intervalles de variation de l'humidité mensuelle (%) et probabiltés corréspondantes (%)



Fig(IV.14)Intervalles de variation de l'évaporation annuelle (mm) et probabiltés corréspondantes (%)

Les figures (IV.11 , IV.12, IV . 13 et IV.14) montrent les représentations graphiques des intervalles de variation et les probabilités correspondantes respectivement pour les paramètres suivants : pluviométrie, température, humidité et évaporation.

IV.4.2 Loi des valeurs extrêmes de Gumbel

Les résultats obtenus selon la loi de Gumbel pour chacun des paramètres climatiques sont présentés dans les tableaux (Tab IV .5), (Tab IV .6), (Tab IV.7) et (Tab IV .8) et sur les figures : (Fig. IV. 15), (Fig. IV.16), (Fig. IV .17) et (Fig. IV .18).

IV.4.2.1 Pluviométrie

TableauIV .3Estimation de la pluviométrie annuelle maximale selon la loi de Gumbel

Année	Pluviométrie totale	Classement	Rang	Fréquence : rang-0,5/N	Variable réduite de Gumbel	Pluviometrie max
					U = -ln (-ln(F(u))	α * U + β
1990	705,2	336,8	1	0,02	-1,38	496,76
1991	670,7	510,8	2	0,06	-1,06	544,80
1992	797,8	525,8	3	0,09	-0,87	573,80
1993	628,3	627	4	0,13	-0,71	596,53
1994	627	628,3	5	0,17	-0,58	616,11
1995	704,4	665,3	6	0,20	-0,46	633,82
1996	970,3	670,7	7	0,24	-0,35	650,36
1997	707,3	688,8	8	0,28	-0,25	666,15
1998	959,9	704,4	9	0,31	-0,14	681,48
1999	770,7	705,2	10	0,35	-0,04	696,57
2000	336,8	707,3	11	0,39	0,06	711,59
2001	510,8	716,8	12	0,43	0,16	726,70
2002	909,2	770,5	13	0,46	0,26	742,03
2003	973,3	770,7	14	0,50	0,37	757,73
2004	908,9	797,8	15	0,54	0,48	773,95
2005	525,8	807,5	16	0,57	0,59	790,87
2006	688,8	832,5	17	0,61	0,71	808,70
2007	1224	847	18	0,65	0,84	827,67
2008	665,3	908,9	19	0,69	0,97	848,12
2009	1034	909,2	20	0,72	1,12	870,48
2010	807,5	949,1	21	0,76	1,29	895,36
2011	949,1	959,9	22	0,80	1,48	923,68
2012	847	970,3	23	0,83	1,70	956,87
2013	1063,9	973,3	24	0,87	1,97	997,51
2014	832,5	1034	25	0,91	2,33	1050,73
2015	770,5	1063,9	26	0,94	2,86	1129,85
2016	716,8	1224	27	0,98	3,98	1296,52
Plu moy (mm)	789,10					
Ecart types σ	191,18					
α =0,7797 = 0,78 σ	149,12					
β = moy - 0,45 σ	703,07					

IV.4.2.2 Température

Tableau. IV.4Estimation de la température (°C) mensuelle maximale selon la loi de Gumbel.

Année	Température moyenne (mm)	Classement	Rang	Fréquence = (rang-0,5)/N	Variable réduite de Gumbel U = -ln (-ln(F(u))	Tempérautre max α *u + β
1990	18,3	12,8	1	0,02	-1,38	16,4
1991	17,3	17,0	2	0,06	-1,06	16,6
1992	17,0	17,3	3	0,09	-0,87	16,8
1993	17,3	17,3	4	0,13	-0,71	17,0
1994	18,8	17,6	5	0,17	-0,58	17,1
1995	18,3	17,6	6	0,2	-0,46	17,2
1996	17,6	17,8	7	0,24	-0,35	17,3
1997	18,7	18,0	8	0,28	-0,25	17,4
1998	17,8	18,1	9	0,31	-0,14	17,5
1999	18,6	18,1	10	0,35	-0,04	17,6
2000	18,8	18,2	11	0,39	0,06	17,7
2001	19,0	18,3	12	0,43	0,16	17,7
2002	18,9	18,3	13	0,46	0,26	17,8
2003	18,6	18,6	14	0,5	0,37	17,9
2004	18,1	18,6	15	0,54	0,48	18,0
2005	17,6	18,6	16	0,57	0,59	18,1
2006	19,1	18,6	17	0,61	0,71	18,2
2007	18,2	18,7	18	0,65	0,84	18,4
2008	12,8	18,7	19	0,69	0,97	18,5
2009	18,7	18,8	20	0,72	1,12	18,6
2010	18,1	18,8	21	0,76	1,29	18,8
2011	18,6	18,9	22	0,8	1,48	18,9
2012	18,6	18,9	23	0,83	1,7	19,1
2013	18,0	19,0	24	0,87	1,97	19,4
2014	19,1	19,0	25	0,91	2,33	19,7
2015	18,9	19,1	26	0,94	2,86	20,2
2016	19,0	19,1	27	0,98	3,98	21,2
Moyenne (mm)	18,1					
Ecart type σ	1,2					
$\alpha = 0{,}7797$ $\alpha = 0{,}78\ \sigma$	0,9					
$\beta = moy - 0{,}45\ \sigma$	17,6					

IV.4.2.3 Humidités

Tableau.IV.5 Estimation de l'humidité (%) mensuellemaximale selon la loi de Gumbel.

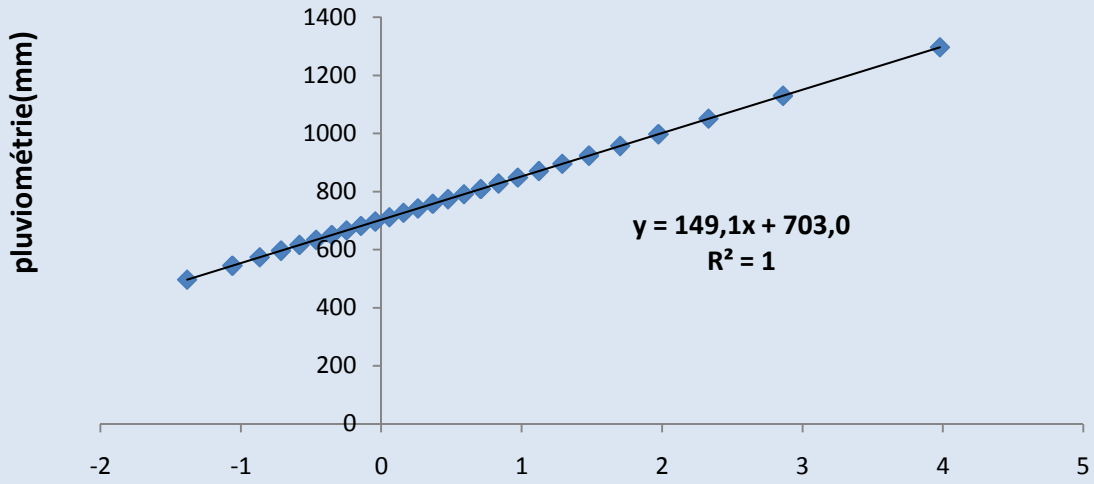
					Variable réduite de Gumbel	Humidité max
Année	hum mensuelle	classement	Rang	Frequence = (rang-0,5) /N	U = -ln(-ln(F))	α * u + β
1990	67	63	1	0,02	-1,38	64,53
1991	67	65	2	0,06	-1,06	65,34
1992	70	66	3	0,09	-0,87	65,84
1993	70	66	4	0,13	-0,71	66,22
1994	67	66	5	0,17	-0,58	66,55
1995	66	67	6	0,20	-0,46	66,86
1996	68	67	7	0,24	-0,35	67,14
1997	65	67	8	0,28	-0,25	67,40
1998	69	68	9	0,31	-0,14	67,66
1999	68	68	10	0,35	-0,04	67,92
2000	66	69	11	0,39	0,06	68,17
2001	66	69	12	0,43	0,16	68,43
2002	63	69	13	0,46	0,26	68,69
2003	70	69	14	0,50	0,37	68,96
2004	71	69	15	0,54	0,48	69,23
2005	72	70	16	0,57	0,59	69,52
2006	69	70	17	0,61	0,71	69,82
2007	76	70	18	0,65	0,84	70,14
2008	73	71	19	0,69	0,97	70,49
2009	72	72	20	0,72	1,12	70,87
2010	73	72	21	0,76	1,29	71,29
2011	77	72	22	0,80	1,48	71,77
2012	72	73	23	0,83	1,70	72,34
2013	74	73	24	0,87	1,97	73,03
2014	69	74	25	0,91	2,33	73,93
2015	69	76	26	0,94	2,86	75,27
2016	69	77	27	0,98	3,98	78,10
Moyenne moy	69					
Ecart type σ	3,25					
α =0,7797 α = 0,78 σ	2,53					
β = moy – 0,45 σ	68,03					

IV.4.2.3 Evaporation

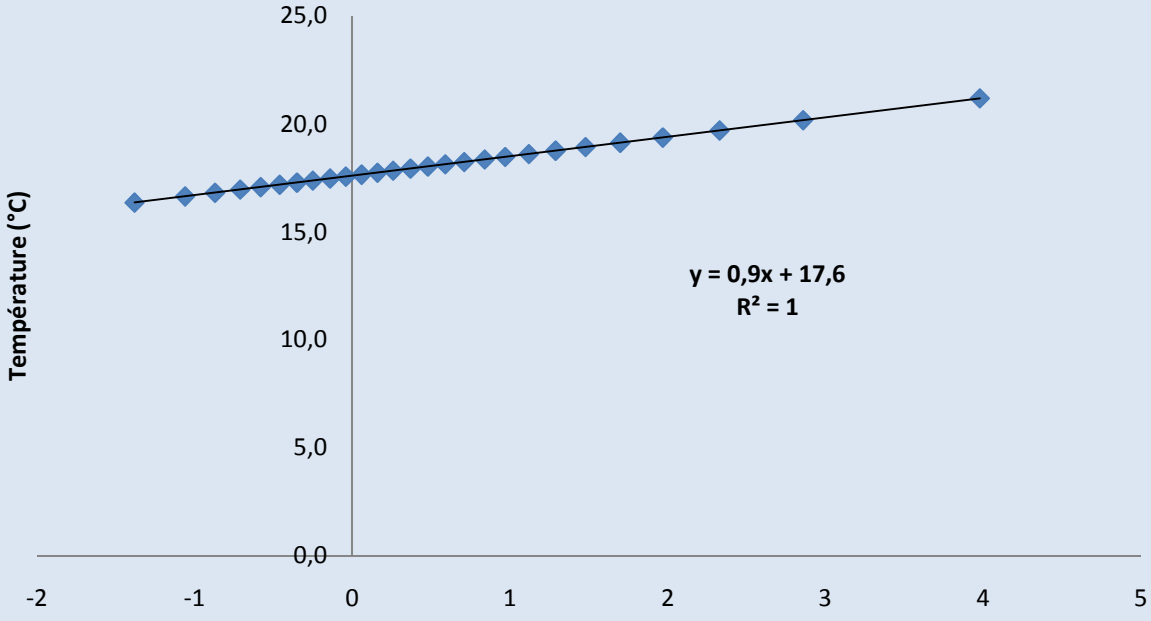
TableauIV .6Estimation de l'évaporation annuelle maximale selon la loi de Gumbel.

					Variable réduite de Gumbel	Evapo max
Année	Evaporation	Classement	Rang	Frequence = rang-0,5/N	U = -ln(-ln(F(u)))	α^* U +β
1990	1430	858	1	0,02	-1,38	882,56
1991	1414	880	2	0,06	-1,06	922,52
1992	1030	913	3	0,09	-0,87	946,65
1993	1256	976	4	0,13	-0,71	965,56
1994	1339	981	5	0,17	-0,58	981,84
1995	1236	981	6	0,20	-0,46	996,58
1996	1089	1010	7	0,24	-0,35	1010,34
1997	1221	1016	8	0,28	-0,25	1023,47
1998	1025	1025	9	0,31	-0,14	1036,23
1999	1159	1039	10	0,35	-0,04	1048,78
2000	1289	1044	11	0,39	0,06	1061,27
2001	1205	1076	12	0,43	0,16	1073,84
2002	1076	1079	13	0,46	0,26	1086,59
2003	1352	1089	14	0,50	0,37	1099,65
2004	1010	1120	15	0,54	0,48	1113,15
2005	1227	1159	16	0,57	0,59	1127,22
2006	1190	1190	17	0,61	0,71	1142,05
2007	976	1205	18	0,65	0,84	1157,83
2008	981	1221	19	0,69	0,97	1174,84
2009	1016	1227	20	0,72	1,12	1193,44
2010	913	1231	21	0,76	1,29	1214,14
2011	858	1256	22	0,80	1,48	1237,69
2012	1044	1289	23	0,83	1,70	1265,31
2013	880	1339	24	0,87	1,97	1299,11
2014	1120	1352	25	0,91	2,33	1343,38
2015	981	1414	26	0,94	2,86	1409,20
2016	1079	1430	27	0,98	3,98	1547,85

Moyenne moy	1125,78
Ecart type σ	159,10
α =0,7797 = 0,78 σ	124,05
β = moy- 0,45 σ	1054,18



Fig(IV.15)Distribution théorique de pluviométrie annuelle (mm) selon la loi de Gumbel.



Fig(IV.16)Distribution théorique de température mensuelle (°C) selon la loi de Gumbel.

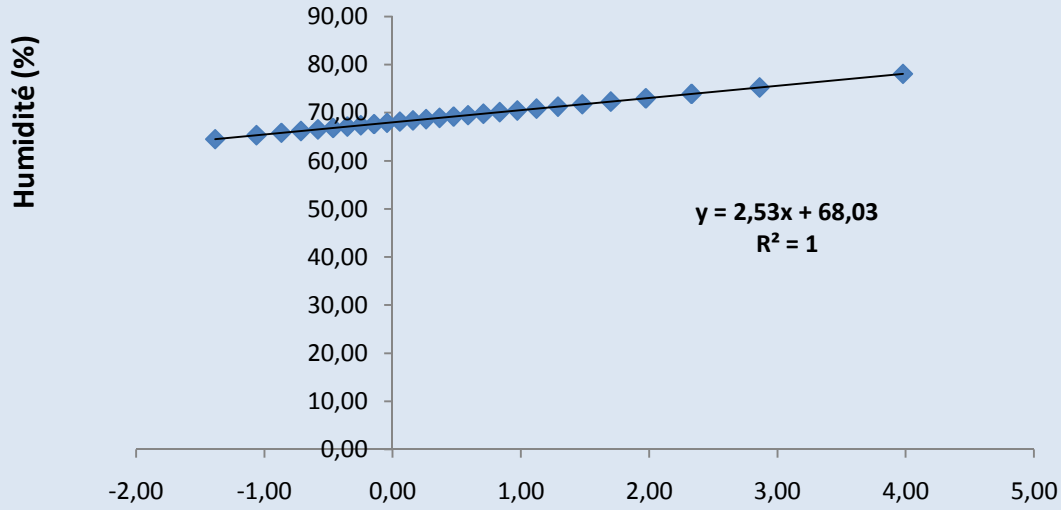
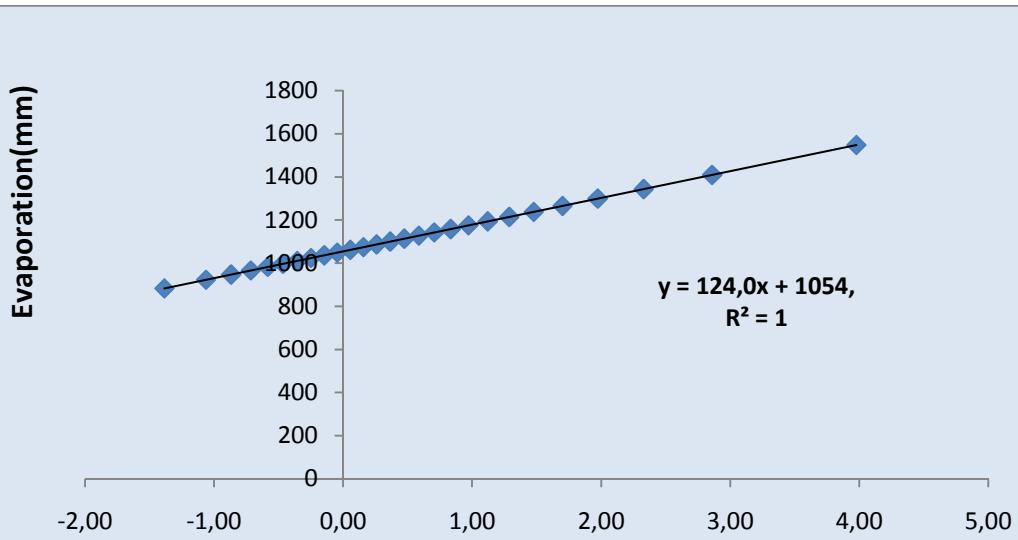


Fig (IV.17)Distibution théorique d'humudité mensuelle selon la loi de Gumbel .



Fig(IV.18) Distribution théorique d'évaporation annuelle (mm) selon la loi de Gumbel.

IV.5 Les paramètres climatiques selon les différentes périodes de retour.

Les intensités de pluviométrie, de température, d'humidité et d'évaporation qui seront dépassées dans 10ans, 25ans, 50ans, 75ans et 100ans sont regroupées dans le tableau (IV.7) ci-dessous :

TableauIV .7Seuils de pluviométrie, de température, d'humidité et d'évaporation en différentes périodes de retours (10, 25, 50, 75 et 100 ans)

Période de retour T (années)	**10**	**25**	**50**	**75**	**100**
Fréquence : $f_r = 1 - 1/T$	0,90	0,96	0,98	0,99	0,99
U = -ln (-ln F(u))	2,25	3,20	3,90	4,31	4,60
Seuil de pluviométrie (mm)	1038,65	1180,04	1284,93	1345,90	1389,05
Seuil de température max c°	19,73	20,63	21,30	21,69	21,96
Seuil d'humidité(%)	74	76	78	79	80
Seuil d'évaporation	1333,34	1450,95	1538,21	1588,92	1624,82

Conclusion générale

Les résultats obtenus partir de l'analyse statistique de séries de données de 27 ans (1990-2016), montrent bien que les intervalles de variations, selon la loi normale de Gauss, entre les valeurs minimales et maximales se situent à plus de 99% entre [216 mm, 1363 mm] pour la pluviométrie annuelle, [15°C, 22°C] pour la température mensuelle, [60%, 79%] pour l'humidité et [650 mm, 1602 mm] pour l'évaporation.

Selon la loi de Gumbel on constate que : une fois sur 10 ans la pluviométrie peut dépasser le seuil du1038 mm, la température le seuil de 19°C , l'humidité le seuil 74 % de l'évaporation le seuil 1333 mm et une fois sur 100 ans, ces même paramètres peuvent dépasser respectivement les seuils de : 1389 mm, 22°C, 80 % et 1624 mm.

Ces résultats peuvent être améliorés en utilisant des séries de donnés plus importantes de l'ordre d'une cinquante d'années et plus. Ainsi on pourra aboutir à une étude statistique plus représentative des phénomènes climatiques, bien que ces derniers évoluent d'une manière très aléatoire.

Références bibliographiques

AMBROISE B. (1998) La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant; Processus, Facteurs, Modèles (H*G*A), Bucarest, 200 p.

Anctil F. Rousselle J. et Lauzon N., (2005), Hydrologie (cheminements de l'eau), Presses internationales polytechnique, Canada (317p).

BERNARD.C et al. (2008**).** Première analyse des pluies extrêmes dans la région Cévennes-Vivarais, Editeur : INRIA. 96 pages.

BOIS.P et al. (2007). *Introduction au traitement de données en statistique.* Editions du millénaire, 265 pages.

BOIS.P. (2000).*Hydrologie générale-* Institut National Polytechnique de Grenoble

CARLIER, M. (1986). Hydraulique générale et appliquée. Edition Eyrolles, 565 p.

CASTANY G. (1982) Principes et méthodes de l'hydrogéologie, Dunod, 238 p

DUBAND D. (2008). Hydrologie Statistique Approfondie .thèse de doctorat Institut National Polytechnique de Grenoble.

DUBAND, D. (1982).SOUANEF.N (2015). Hydrologie statistique approfondie, Polycopié de cours à l'ENSH Grenoble, 276 p.

Laborde. J (2209). Elément d'hydrologie de surface. Université de Nice Sophia Antipolis.204 p.

MEYLAN.P et MUSY.A (1999). *Hydrologie fréquentielle*. Editions H.G.A Bucarest, 413p

MIQUEL.J (2011). Introduction à l'Etude des Processus Hydrométéorologiques, thèse du doctorat. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.

MUSY A. & HIGY C. (1998) Hydrologie appliquée, H*G*A, Bucarest, 368 p

REMENIERAS G. (1986) L'hydrologie de l'ingénieur, 2ème édition, Eyrolles, Paris, 456 p

SOUANEF.N (2015), Analyse fréquentielle des débits max des crues de l'oued Abiod mémoire de magister université Mohamed khider de Biskra.

SI SMAIL .A (2015), Hydrologie de surface, Département des sciences Agronomiques, Master, U.M .M.T .O, TiziOuzou.